



UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO  
CENTRO TECNOLÓGICO  
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AMBIENTAL

**LIZANDRA BROSEGHINI FÖEGER**

**MODELAGEM HIDROSEDIMENTOLÓGICA DE GRANDES BACIAS COM  
PROPAGAÇÃO INERCIAL DE VAZÃO: ESTUDO DE CASO DA BACIA DO RIO  
MADEIRA**

Vitória  
2019

LIZANDRA BROSEGHINI FÖEGER

**MODELAGEM HIDROSSEDIMENTOLÓGICA DE GRANDES BACIAS COM  
PROPAGAÇÃO INERCIAL DE VAZÃO: ESTUDO DE CASO DA BACIA DO RIO  
MADEIRA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental do Centro Tecnológico da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Engenharia Ambiental na área de Recursos Hídricos.

Orientador: Prof. Dr. Diogo Costa Buarque

Vitória

2019



**LIZANDRA BROSEGHINI FÖEGER**

**MODELAGEM HIDROSSEDIMENTOLÓGICA DE GRANDES BACIAS COM  
PROPAGAÇÃO INERCIAL DE VAZÃO: ESTUDO DE CASO DA BACIA DO RIO  
MADEIRA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental do Centro Tecnológico da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Engenharia Ambiental na área de Recursos Hídricos.

Aprovado em 30 de outubro de 2019.

**COMISSÃO EXAMINADORA**

---

**Prof. Dr. Diogo Costa Buarque**  
Universidade Federal do Espírito Santo  
Orientador

---

**Prof. Dr. José Antônio Tosta dos Reis**  
Universidade Federal do Espírito Santo  
Examinador Interno

---

**Prof. Dr. Fernando Mainardi Fan**  
Universidade Federal do Rio Grande do Sul  
Examinador Externo

Às minhas duas mães, Maria da Penha (*in memoriam*) e Luzia (a mãe que eu ganhei de Deus).

## **AGRADECIMENTOS**

Primeiramente a Deus, que sempre ilumina meus caminhos e me protege.

Aos meus segundos pais, Luzia e Lim, que me deram todo o amor, apoio, estrutura e incentivos necessários para perseguir meus sonhos.

Ao meu grande amor, Vinícius, por sempre estar ao meu lado me dando suporte e acreditando em minha capacidade, e sua família que sempre me acolheu como uma filha.

Ao meu irmão de coração Gian, que acompanhou toda a trajetória de perto, na torcida.

Às melhores amigas que a vida poderia me dar, Zildriely e Heloisa, a amizade de vocês enche meu coração de felicidade.

Ao meu orientador Diogo Costa Buarque, pelos muitos ensinamentos e oportunidades. Obrigada por sempre ser paciente e bem humorado, qualidades que são grandes inspirações para mim. Obrigada por me apresentar o mundo maravilhoso da modelagem hidrossedimentológica!

Às amigas que fiz durante o mestrado, Thais (minha doppelgänger), Gabriella, Carol, Francielle, Julielza e Brunela. Saibam que sempre podem contar comigo!

A todo o grupo de pesquisa de hidrologia de grande escala do IPH, que me recebeu para compartilhar conhecimentos que foram fundamentais para o desenvolvimento desse trabalho. Em especial agradeço ao Hugo de Oliveira Fagundes por toda grande ajuda que sempre me foi prestada desde o início do mestrado, e ao professor Fernando Mainardi Fan pela maravilhosa oportunidade.

A todos os professores que passaram por minha vida, em especial os da graduação no Ifes e do mestrado na UFES, o meu muito obrigada por todos os ensinamentos.

Ao professor Marco Aurélio Costa Caiado, que me deu o primeiro incentivo para seguir a carreira acadêmica e também foi o responsável por eu ter escolhido o time dos recursos hídricos.

Ao Paulo Rógenes Monteiro Pontes, que sempre foi muito solícito e ajudou na compreensão de diversas dúvidas.

À CAPES pelo auxílio financeiro.

Enfim, agradeço a todos que de alguma forma contribuíram para este momento.

*“Knowledge knows no bounds.”*

*(Wizards of the Coast, 2003)*

## RESUMO

A erosão do solo é um problema ambiental complexo, responsável por modificações no solo e transferência de sedimentos de seus locais de origem. O avanço tecnológico permitiu que modelos computacionais fossem desenvolvidos para auxiliar no entendimento desses processos. Em grandes escalas, é usual que sejam utilizados modelos conceituais e distribuídos, que integrem um módulo hidrológico em sua estrutura e possuam ligação com ambiente SIG. O MGB-SED é um modelo hidrossedimentológico acoplado ao modelo MGB, desenvolvido para estimar a geração, transporte e redistribuição de sedimentos em grandes bacias hidrográficas. O modelo já foi aplicado na bacia do rio Madeira, em toda bacia Amazônica e na bacia do rio Doce. No entanto, o uso da propagação hidrodinâmica de vazões está prontamente disponível apenas na bacia Amazônica. O objetivo deste estudo foi realizar o acoplamento do modelo MGB-SED à versão mais recente do modelo MGB, que utiliza o método de propagação inercial de vazões, e aplicar o modelo na bacia do rio Madeira, para a comparação com os resultados do modelo hidrodinâmico. Em relação aos sedimentos foram avaliados a erosão líquida nos trechos de rio, a estimativa de carga anual de sedimentos em suspensão, o transporte de sedimentos em suspensão e a variabilidade sazonal dos sedimentos em suspensão. O acoplamento realizado gerou resultados coerentes com a simulação que utiliza o modelo hidrodinâmico de propagação de vazões, reafirmando o comportamento hidrológico e sedimentológico na bacia do rio Madeira anteriormente estimado com o MGB hidrodinâmico. Para a maioria das estações avaliadas, tanto fluviométricas quanto de sedimentos, os valores das estatísticas calculadas para avaliar o desempenho da simulação com o modelo inercial e o modelo hidrodinâmico foram bem próximos. A facilidade de preparação dos dados para o modelo inercial, bem como sua simplicidade computacional, quando comparada ao modelo hidrodinâmico, podem ser consideradas vantagens do acoplamento, que também tornou o modelo aplicável a qualquer bacia, sem prejuízo na representação da dinâmica hidrossedimentológica local.

Palavras-chave: Modelagem hidrossedimentológica. Propagação de vazões inercial. Modelagem de grandes bacias.



## ABSTRACT

Soil erosion is a complex environmental problem, responsible for soil modification and sediment transfer from its origin site. Technological progress has allowed the developing of computational models to help the understanding of these processes. In large scales, it is usual to use conceptual and distributed models that integrate a hydrological module in its structure also connected with a GIS environment. The MGB-SED is a hydrosedimentological model coupled with the MGB model, developed to estimate the generation, transport and redistribution of sediments in large watersheds. The model has already been applied to the Madeira River basin, at the entire Amazon basin and at the Doce river basin. However, the use of the hydrodynamic flood routing model is only available for the Amazon basin. The aim of this study was to perform the coupling of the MGB-SED model to the latest version of the MGB model, which uses the inertial flood routing method, and to apply the model to the Madeira River basin for comparison with the results of the hydrodynamic model. The evaluated sediment characteristics was the erosion in river stretches, estimated annual suspended sediment load, suspended sediment transport and seasonal variability of suspended sediment. The coupling of MGB-SED generated reasonable results, similar with the simulation that uses the hydrodynamic flood routing, reaffirming the hydrological and sedimentological behavior in the Madeira River basin previously estimated with the hydrodynamic MGB version. For most stations, both fluviometrics and sedimentometrics, the statistical values calculated to evaluate the simulation performance with the inertial model and the hydrodynamic model were very similar. The easier preparation of data for the inertial model, as well as its computational simplicity, when compared to the hydrodynamic model, can be considered advantages of the new coupled model, which also made the model applicable to any basin, without losses to the representation of local hydrosedimentological dynamics.

Keywords: Hydrosedimentological modeling. Inertial flood routing. Large basin modeling.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Movimentos das partículas na calha .....	7
Figura 2 – Amostradores DH-48 (a) e DH-59 (b).....	11
Figura 3 – Localização da bacia do rio Madeira em relação à bacia do rio Amazonas, com destaque para os principais afluentes .....	36
Figura 4 – Relevo na bacia do rio Madeira obtido a partir dos dados do SRTM com resolução de 90 metros, disponível em <a href="https://www.hydrosheds.org">https://www.hydrosheds.org</a> .....	37
Figura 5 – Esquema representativo para definição das classes de resposta hidrológica .....	42
Figura 6 – Mapa das 12 classes de resposta hidrológica da bacia do rio Madeira definidas por Buarque (2015), formado pela sobreposição do Mapa de Vegetação da América do Sul (EVA et al., 2002) e o mapa de tipos de solo descrito em Dijkshoorn, Huting e Tempel (2005).....	43
Figura 7 – Distribuição espacial das 1443 minibacias delimitadas na bacia do rio Madeira por Buarque (2015), a partir do MDE (SRTM) com resolução de 500 metros .....	45
Figura 8 – Sub-bacias delimitadas por Buarque (2015) na bacia do rio Madeira pelo critério da localização dos postos fluviométricos. Ao todo são 25 sub-bacias delimitadas onde há postos fluviométricos e uma (número 26) correspondente ao exutório da bacia .....	46
Figura 9 – Exemplo de curva hipsométrica relacionando o nível de água acima da calha principal do rio ( <i>Y<sub>fl inicial</sub></i> ) e a área alagada para uma seção transversal hipotética. <i>H<sub>rio</sub></i> e <i>B<sub>rio</sub></i> são a profundidade e largura, respectivamente, da calha do rio obtida a partir de relações geomorfológicas. <i>Y<sub>rio</sub></i> é o nível de fundo do rio, <i>Y<sub>fl inicial</sub></i> é o nível de água na parte superior da calha do rio e <i>Y<sub>fl final</sub></i> é o maior nível da seção transversal .....	50
Figura 10 – Processos de geração e propagação de sedimentos das minibacias e propagação de sedimentos na rede de drenagem .....	55
Figura 11 – Estações de sedimentos selecionadas. ....	60
Figura 12 – Classificação das estações segundo o critério de Moriasi et al. (2007) para o coeficiente de Nash-Sutcliffe: não satisfatório (NS < 0,5);	

<p>satisfatório (<math>0,5 &lt; NS &lt; 0,65</math>); bom (<math>0,65 &lt; NS &lt; 0,75</math>); e muito bom (<math>NS &gt; 0,75</math>) .....</p>	66
<p>Figura 13 – Classificação das estações segundo o critério de Moriasi et al. (2007) para o coeficiente de Nash-Sutcliffe: não satisfatório (<math>NSlog &lt; 0,5</math>); satisfatório (<math>0,5 &lt; NSlog &lt; 0,65</math>); bom (<math>0,65 &lt; NSlog &lt; 0,75</math>); e muito bom (<math>NSlog &gt; 0,75</math>) .....</p>	66
<p>Figura 14 – Coeficiente de Nash calculado para as 25 estações fluviométricas selecionadas, o lado esquerdo de cada ponto representa o ajuste da simulação com o modelo IN e o lado direito a simulação com o modelo HD+MC .....</p>	68
<p>Figura 15 – Coeficiente de Nash do logaritmo das vazões calculado para as 25 estações fluviométricas selecionadas, o lado esquerdo de cada ponto representa o ajuste da simulação com o modelo IN e o lado direito a simulação com o modelo HD+MC .....</p>	69
<p>Figura 16 – Erro de volume calculado para as 25 estações fluviométricas selecionadas, o lado esquerdo de cada ponto representa o ajuste da simulação com o modelo IN e o lado direito a simulação com o modelo HD+MC .....</p>	70
<p>Figura 17 – Hidrogramas de vazões diárias observadas e simuladas da estação 15150000 (Pedras Negras). ENS é o coeficiente de Nash, ENSlog é o coeficiente de Nash do logaritmo das vazões e <math>\Delta V</math> é o erro de volume.</p>	71
<p>Figura 18 – Hidrogramas de vazões diárias observadas e simuladas da estação 15250000 (Guarajá-Mirim). ENS é o coeficiente de Nash, ENSlog é o coeficiente de Nash do logaritmo das vazões e <math>\Delta V</math> é o erro de volume.</p>	71
<p>Figura 19 – Hidrogramas de vazões diárias observadas e simuladas da estação 15320002 (Abunã). ENS é o coeficiente de Nash, ENSlog é o coeficiente de Nash do logaritmo das vazões e <math>\Delta V</math> é o erro de volume .....</p>	72
<p>Figura 20 – Hidrogramas de vazões diárias observadas e simuladas da estação 15400000 (Porto Velho). ENS é o coeficiente de Nash, ENSlog é o coeficiente de Nash do logaritmo das vazões e <math>\Delta V</math> é o erro de volume.</p>	72
<p>Figura 21 – Hidrogramas de vazões diárias observadas e simuladas da estação 15630000 (Humaitá). ENS é o coeficiente de Nash, ENSlog é o coeficiente de Nash do logaritmo das vazões e <math>\Delta V</math> é o erro de volume.</p>	73

Figura 22 – Hidrogramas de vazões diárias observadas e simuladas estação 15700000 (Manicoré). ENS é o coeficiente de Nash, ENSlog é o coeficiente de Nash do logaritmo das vazões e $\Delta V$ é o erro de volume.	73
Figura 23 – Erosão líquida simulada nos trechos de rio da bacia do rio Madeira. Valores negativos indicam processos de deposição e valores positivos indicam processos de erosão.	77
Figura 24 – Percentual da carga de fundo em relação à carga total nos trechos de rio da bacia do rio Madeira.	78
Figura 25 – Carga anual média de sedimentos em suspensão nos trechos de rio da bacia do rio Madeira e indicação dos principais afluentes do rio Madeira.	81
Figura 26 – Percentual de deposição de sedimentos finos (argila e silte) nos trechos de rios das regiões de planície da bacia do rio Madeira.	82
Figura 27 – Carga anual específica de sedimentos em suspensão nos trechos de rio da bacia do rio Madeira.	83
Figura 28 – Comparação entre as descargas sólidas diárias observadas e simuladas na estação 15275100 (Rurrenabaque). NSE é o coeficiente de Nash, NSE log é o coeficiente de Nash do logaritmo das vazões e $\Delta V$ é o erro de volume.	85
Figura 29 – Comparação entre as descargas sólidas médias mensais observadas e simuladas na estação 15275100 (Rurrenabaque). NSE é o coeficiente de Nash, NSE log é o coeficiente de Nash do logaritmo das vazões e $\Delta V$ é o erro de volume.	85
Figura 30 – Comparação entre as descargas sólidas diárias observadas e simuladas na estação 15400000 (Porto Velho). NSE é o coeficiente de Nash, NSE log é o coeficiente de Nash do logaritmo das vazões e $\Delta V$ é o erro de volume.	86
Figura 31 – Comparação entre as descargas sólidas médias mensais observadas e simuladas na estação 15400000 (Porto Velho). NSE é o coeficiente de Nash, NSE log é o coeficiente de Nash do logaritmo das vazões e $\Delta V$ é o erro de volume.	86
Figura 32 – Comparação entre as descargas sólidas diárias observadas e simuladas na estação 15860000 (Fazenda Vista Alegre). NSE é o coeficiente de	

Nash, NSE log é o coeficiente de Nash do logaritmo das vazões e $\Delta V$ é o erro de volume .....	87
Figura 33 – Comparação entre as descargas sólidas médias mensais observadas e simuladas na estação 15860000 (Fazenda Vista Alegre). NSE é o coeficiente de Nash, NSE log é o coeficiente de Nash do logaritmo das vazões e $\Delta V$ é o erro de volume.....	87
Figura 34 – Localidades ao longo do rio Madeira para verificação da sazonalidade do transporte de sedimentos em suspensão.....	89
Figura 35 – Concentrações de sedimentos em suspensão total simulados ao longo do rio Madeira com o MGB-SEDin, no período de águas crescentes. As linhas pontilhadas correspondem aos resultados da simulação com o MGB-SED, conforme Buarque (2015).....	90
Figura 36 – Concentrações de sedimentos em suspensão total simulados ao longo do rio Madeira com o MGB-SEDin, no período de vazões máximas. As linhas pontilhadas correspondem aos resultados da simulação com o MGB-SED, conforme Buarque (2015).....	90
Figura 37 – Concentrações de sedimentos em suspensão total simulados ao longo do rio Madeira com o MGB-SEDin, no período de águas baixas. As linhas pontilhadas correspondem aos resultados da simulação com o MGB-SED, conforme Buarque (2015).....	91

## LISTA DE QUADROS

Quadro 1 – Principais métodos de medição de descarga sólida.....	10
Quadro 2 – Atributos das minibacias extraídos pelo pela rotina PrePRO-MGB do pacote de ferramentas IPH-Hydro Tools (SIQUEIRA et al., 2016), existente na versão mais recente do modelo (MGB 4.1).....	48

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Principais equações de capacidade de transporte de sedimentos e seus limites de aplicabilidade.....	27
Tabela 2 – Estações fluviométricas com dados diários de vazão (1985 a 2005) utilizadas neste estudo. Os dados estão disponíveis no Sistema de Informações Hidrológicas (HidroWeb), mantido pela Agência Nacional das Águas (ANA) em <a href="https://www.snirh.gov.br/hidroweb">https://www.snirh.gov.br/hidroweb</a> .....	41
Tabela 3 – Descrição das classes de resposta hidrológica definidas por Buarque (2015), para a bacia do rio Madeira.....	44
Tabela 4 – Estações de sedimentos do SO-HYBAM. ....	60
Tabela 5 – Parâmetros adotados Buarque (2015), e considerados neste estudo, para a utilização da MUSLE. Os percentuais de silte, argila, areia e carbono orgânico em cada tipo de solo das URHs foram definidos a partir das informações disponíveis no mapa de solo da Food and Agriculture Organization of the United Nations - FAO (FAO, 2003). O fator de cobertura e manejo (C) foi definido baseado em valores apresentados na literatura. Os fatores de fragmentos grosseiros (FG) e de práticas conservacionistas (P) foram considerados igual 1 por não se ter informações na escala da bacia de estudo .....	61
Tabela 6 – Estatísticas de desempenho calculadas para as estações fluviométricas de interesse na bacia do rio Madeira, considerando simulações hidrológicas e hidráulicas no período de 1998 a 2005 com propagação de vazões pelos métodos Inercial (IN) e Muskingum + Hidrodinâmico (MC + HD) .....	64
Tabela 7 – Carga anual média de sedimentos em suspensão calculada nos exutório dos principais rios formadores do rio Madeira.....	79

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>OBJETIVOS</b> .....	<b>4</b>
2.1	OBJETIVO GERAL .....	4
2.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	4
<b>3</b>	<b>REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> .....	<b>5</b>
3.1	GERAÇÃO E TRANSPORTE DE SEDIMENTOS .....	5
3.2	MONITORAMENTO DOS SEDIMENTOS .....	9
3.3	MODELAGEM HIDROLÓGICA .....	12
<b>3.3.1</b>	<b>O modelo inercial</b> .....	<b>14</b>
3.4	MODELAGEM HIDROSSEDIMENTOLÓGICA .....	15
<b>3.4.1</b>	<b>Classificação dos modelos</b> .....	<b>17</b>
<b>3.4.2</b>	<b>Modelos para grandes bacias</b> .....	<b>19</b>
<b>3.4.3</b>	<b>Modelos matemáticos para estimativa da perda de solo</b> .....	<b>22</b>
<b>3.4.4</b>	<b>Modelos matemáticos para o transporte de sedimentos</b> .....	<b>25</b>
<b>3.4.5</b>	<b>Modelos integrados de erosão e transporte de sedimentos</b> .....	<b>29</b>
<b>4</b>	<b>METODOLOGIA</b> .....	<b>35</b>
4.1	ÁREA DE ESTUDO .....	35
<b>4.1.1</b>	<b>Características gerais da bacia</b> .....	<b>36</b>
<b>4.1.2</b>	<b>Dinâmica de sedimentos na bacia</b> .....	<b>38</b>
<b>4.1.3</b>	<b>Importância</b> .....	<b>39</b>
4.2	MODELAGEM HIDROLÓGICA .....	40
<b>4.2.1</b>	<b>Dados hidrológicos</b> .....	<b>40</b>
<b>4.2.2</b>	<b>Dados meteorológicos</b> .....	<b>42</b>
<b>4.2.3</b>	<b>Definição das Classes de Resposta Hidrológica</b> .....	<b>42</b>
<b>4.2.4</b>	<b>Discretização da bacia</b> .....	<b>44</b>
<b>4.2.5</b>	<b>Atributos das minibacias</b> .....	<b>47</b>
<b>4.2.6</b>	<b>Áreas alagadas</b> .....	<b>49</b>
<b>4.2.7</b>	<b>Calibração do Modelo hidrológico</b> .....	<b>51</b>
4.3	ACOPLAMENTO DO MÓDULO DE SEDIMENTOS .....	53
<b>4.3.1</b>	<b>Módulo Bacia</b> .....	<b>54</b>
<b>4.3.2</b>	<b>Módulo de transporte de sedimentos nos rios</b> .....	<b>56</b>
<b>4.3.3</b>	<b>Módulo Planície</b> .....	<b>57</b>
4.4	MODELAGEM DE SEDIMENTOS .....	59
<b>4.4.1</b>	<b>Dados de sedimentos utilizados</b> .....	<b>59</b>
<b>4.4.2</b>	<b>Definição de parâmetros da MUSLE</b> .....	<b>60</b>
<b>4.4.3</b>	<b>Avaliação do acoplamento do módulo de sedimentos</b> .....	<b>62</b>
<b>5</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	<b>64</b>
5.1	MODELAGEM HIDROLÓGICA .....	64
5.2	MODELAGEM DE SEDIMENTOS .....	74



<b>5.2.1</b>	<b>Erosão líquida nos trechos de rio .....</b>	<b>74</b>
<b>5.2.2</b>	<b>Estimativa da carga anual de sedimentos em suspensão .....</b>	<b>79</b>
<b>5.2.3</b>	<b>Transporte de sedimentos em suspensão nos rios .....</b>	<b>84</b>
<b>5.2.4</b>	<b>Variabilidade sazonal dos sedimentos em suspensão nos rios .....</b>	<b>89</b>
<b>6</b>	<b>CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES .....</b>	<b>92</b>
<b>6.1</b>	<b>CONCLUSÕES GERAIS .....</b>	<b>92</b>
<b>6.2</b>	<b>RECOMENDAÇÕES .....</b>	<b>93</b>
	<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>94</b>
	<b>ANEXO A .....</b>	<b>106</b>
	<b>ANEXO B .....</b>	<b>118</b>
	<b>ANEXO C .....</b>	<b>130</b>
	<b>ANEXO D .....</b>	<b>132</b>

## 1 INTRODUÇÃO

O processo de erosão do solo é um problema ambiental que envolve interações complexas, sendo responsável por modificações no solo e transferências de sedimentos. Em um sistema fluvial, os rios transportam grande parte dos materiais originados desses processos erosivos para o oceano (FILIZOLA, 2003).

Entender os padrões de erosão, transporte e deposição de sedimentos nas vertentes e nos rios é uma questão crítica, visto que o sedimento desempenha um papel muito importante no funcionamento ecológico e no ciclo biogeoquímico (BAYLEY, 1995; LATRUBESSE; STEVAUX; SINHA, 2005; PARK; LATRUBESSE, 2014).

Antes da década de 70, a questão da dinâmica dos sedimentos era tratada por meio de estudos de campo e modelos de escala em laboratórios. Porém, o avanço tecnológico permitiu que modelos computacionais fossem criados e aprimorados com o tempo para auxiliar no entendimento e na busca por solução de problemas (WU, 2008).

Para escolher um modelo adequado é importante conhecer os processos erosivos dominantes, o tipo de uso do solo e cobertura dominantes, e como a distribuição espacial desses fatores limitam a erosão e o transporte de sedimentos na escala da bacia (VENTE et al., 2007). Desta forma, são preferíveis os modelos que integram as simulações de processos que ocorrem na bacia com aqueles dominantes nos rios, permitindo uma avaliação completa e integrada do sistema. Em grandes bacias, tais modelos necessitam ainda estar adaptados à escassez de dados geralmente existentes nestas escalas (BUARQUE, 2015).

Atualmente os modelos existentes para aplicação em grandes escalas são modelos conceituais e do tipo distribuídos, capazes de estimar a geração de sedimentos na bacia e o transporte de sedimentos ao longo da rede de drenagem com diversos passos de tempo (diário, horário), além de integrarem um módulo hidrológico à sua composição. Também possuem ligação com ambiente SIG, o que facilita o manejo de dados e a distribuição espacial das informações (BUARQUE, 2015).

Nestes modelos, embora o módulo hidrológico seja fundamental, a forma como o escoamento e, conseqüentemente, os sedimentos são transportados na rede de drenagem é importante, dependendo do qual é possível ter representações simplificadas do escoamento ou mais complexas com uma melhor representação da hidrodinâmica do escoamento, incluindo efeitos de remanso e influências das planícies de inundações. No entanto, geralmente o módulo de propagação de vazões na rede de drenagem dos modelos hidrossedimentológicos distribuídos é relativamente simplificado.

Na maioria dos casos, adotam-se modelos unidimensionais que são versões da metodologia da onda cinemática ou métodos mais simples como o modelo de Muskingum que, embora forneçam resultados aceitáveis em grande parte das aplicações, ignoram importantes aspectos físicos da dinâmica dos rios (PAIVA et al., 2013). Para essas situações, os modelos que utilizam as equações completas do escoamento unidimensional em rios (Equações de Saint Venant), chamados de modelos hidrodinâmicos, são adequados, mas essa abordagem apresenta inconvenientes como o fato de ser uma formulação mais complexa, exigir grande quantidade de dados de entrada e maior esforço computacional, além de conduzir a códigos computacionais extensos e mais complicados (PONTES et al., 2015).

Uma alternativa ao modelo hidrodinâmico é o modelo inercial, que pode ser aplicado em rios de baixa declividade, com extensas planícies de inundação, com presença de reservatórios, e sujeitos a efeitos de remanso, apresentando resultados semelhantes aos modelos baseados nas equações completas de Saint Venant, porém com um algoritmo e código computacional mais simples (FAN; PONTES; PAIVA, 2014).

O modelo hidrológico de grandes bacias MGB (COLLISCHONN, 2001) foi adaptado por Paiva (2009) para realizar a propagação do escoamento na rede de drenagem com o método hidrodinâmico, utilizando as equações completas de Saint Venant, ou uma combinação mista entre o hidrodinâmico (nos trechos de rios de baixas declividades e/ou com extensas planícies de inundação) e o método Muskingum-Cunge nos demais trechos. Buarque (2015) acoplou um módulo de geração, transporte e redistribuição de sedimentos na versão do modelo MGB desenvolvido por Paiva (2009), o qual tem sido denominado MGB-SED. Esse modelo

hidrossedimentológico foi aplicado por Buarque (2015) para representar a dinâmica dos sedimentos na bacia do rio Madeira, o principal tributário do sul da bacia Amazônica e responsável por aproximadamente 35% da carga de sedimentos transportada pelo rio Amazonas para o oceano (GUYOT; JOUANNEAU; WASSON, 1999), encontrando bons resultados, incluindo uma representação de efeitos das planícies de inundação sobre o transporte de sedimentos em suspensão ao utilizar o módulo de propagação hidrodinâmica das vazões.

Fagundes (2018) aplicou o modelo MGB-SED na bacia do rio Doce, buscando calibrar seus parâmetros hidrológicos com dados *in situ* e de sensoriamento remoto, mas também incluiu três parâmetros para calibração do módulo de sedimentos, os quais possibilitaram uma melhoria dos resultados da geração de sedimentos na bacia e do aporte destes aos rios. Föeger et al. (2018) utilizaram o modelo MGB-SED em toda a bacia Amazônica, realizando a calibração dos parâmetros incluídos por Fagundes (2018), e conseguiram resultados preliminares satisfatórios sobre a representação de características da dinâmica de sedimentos na bacia.

No entanto, Fagundes (2018) avaliou a dinâmica de sedimentos em suspensão usando o MGB-SED com o método de propagação de vazões de Muskingum-Cunge. Já o uso módulo hidrodinâmico (PAIVA, 2009) do modelo está prontamente disponível apenas para a bacia Amazônica (PAIVA, 2009; PAIVA; COLLISCHONN; TUCCI, 2011; PAIVA; COLLISCHONN; BUARQUE, 2012; PAIVA et al., 2013). Desta forma, buscando permitir que o módulo de sedimentos BUARQUE do MGB-IPH possa ser utilizado em outras bacias cujos efeitos hidrodinâmicos como grandes planícies de inundação e efeitos de remanso não possam ser desprezados, o presente trabalho visa acoplar o módulo de sedimentos do MGB-SED (BUARQUE, 2015; FAGUNDES, 2018) à versão mais recente do MGB, que possui propagação inercial de vazões com representação de planícies de inundações, e avaliar os resultados obtidos na bacia do rio Madeira.

## **2 OBJETIVOS**

### **2.1 OBJETIVO GERAL**

O objetivo geral deste trabalho é avaliar o modelo MGB-SED para representação da dinâmica de sedimentos em suspensão em grandes bacias com o uso de propagação inercial de vazão, tendo como estudo de caso a bacia do rio Madeira.

### **2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Avaliar os resultados do modelo MGB-SED na representação da hidrodinâmica da bacia do rio Madeira considerando o método inercial de propagação das vazões, comparando-o com o método hidrodinâmico;
- Avaliar o transporte de sedimentos em suspensão na bacia do rio Madeira a partir dos resultados do modelo com propagação inercial de vazões, em comparação com os resultados da propagação hidrodinâmica.

### 3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

#### 3.1 GERAÇÃO E TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

Sedimentos são materiais fragmentados, formados primariamente pela desintegração física e química de rochas da crosta terrestre. Variam em tamanho, desde pedregulhos até fragmentos coloidais, em formato, que pode ser mais arredondado ou mais angular, e variam muito em sua densidade específica e composição, sendo o quartzo o material predominante. O processo de movimentação e remoção do sedimento de sua fonte original ou local de repouso é chamado de erosão (VAN RIJN, 1993).

A erosão é um dos processos de dinâmica superficial responsável pela modelagem da superfície terrestre, e é dependente de diversos fatores, como os agentes causadores, a estabilidade do solo, a topografia e a cobertura vegetal. O processo erosivo consiste em três eventos sucessivos, caracterizados pelo desprendimento, arraste e deposição das partículas do solo (PANACHUKI et al., 2006).

Entre os diversos agentes causadores da erosão, pode-se considerar como principais a água (erosão hídrica) e o vento (erosão eólica). A erosão hídrica é o processo de degradação que mais tem afetado a produtividade dos solos. A ação do homem associada à erosão hídrica pode resultar em um processo de erosão acelerada (PANACHUKI et al., 2006). Isso acontece porque o processo de erosão gera uma fonte de sedimentos e poluentes que prejudicam os ecossistemas aquáticos. A deposição de sedimentos pode causar o assoreamento de córregos, rios e estuários, além de reduzir a capacidade e vida útil de reservatórios, diminuindo sua eficiência em termos de controle de cheias, geração de energia e retenção de sedimentos, ocasionando a necessidade de ações de reabilitação e redução desses impactos nas áreas afetadas (WU, 2008).

A erosão hídrica pode ser dividida em fluvial e pluvial, e a última, subdividida em outras três categorias, a erosão por salpicamento, laminar e linear. A erosão por salpicamento (ou *splash*) é decorrente do impacto das gotas de chuva que caem sobre a superfície desprotegida, lançando as partículas de solo pelo ar em distâncias de

vários centímetros, causando a ruptura dos agregados. À medida que a precipitação continua, o solo se torna saturado, e ocorre a redução do efeito de *splash*, com o simultâneo aumento do escoamento superficial. Assim a água passa a escoar na superfície, primeiramente de maneira laminar, e posteriormente por meio de fluxos lineares, promovendo o arraste das partículas desagregadas (MORGAN, 2005; ARROIO JUNIOR, 2013).

A erosão laminar produz um desgaste suave e uniforme em toda a extensão da camada superficial do solo, e se desenvolve quando não há obstáculos, permitindo o escoamento de uma lâmina de água, um fenômeno mais comum em regiões semiáridas. A erosão em fluxos lineares pode ocorrer em sulcos, gerada por um escoamento difuso, caracterizado por filetes de água que se dividem em braços que se espalham e se juntam continuamente, ou ainda, por escoamento concentrado, responsável pela formação das voçorocas. A erosão por escoamento concentrado pode ser provocada por falta de boa estrutura de solo que tenha a camada impermeável profunda, permitindo que os sulcos formados sofram deslizamentos e desabamentos (CARVALHO, 2008).

A erodibilidade do solo varia com sua textura, estabilidade de agregados, tensão de cisalhamento, capacidade de infiltração e composição orgânica e química. É esperado que a erosão aumente com o aumento da declividade, visto que haverá um aumento na velocidade e volume do escoamento superficial. A vegetação atua como uma camada de proteção entre a atmosfera e o solo, de modo que, as folhas, galhos e estruturas “acima da terra” absorvem parte da energia das gotas de chuva, escoamento e vento, e as raízes contribuem mecanicamente para a resistência do solo (MORGAN, 2005).

Os sedimentos presentes nos cursos d’água são provenientes da erosão na bacia e no próprio leito e margens do canal. A concentração de sedimentos conduzidos é mais intensa na época chuvosa, ocasiões onde as enxurradas carregam um elevado número de partículas para os rios (CARVALHO, 2008).

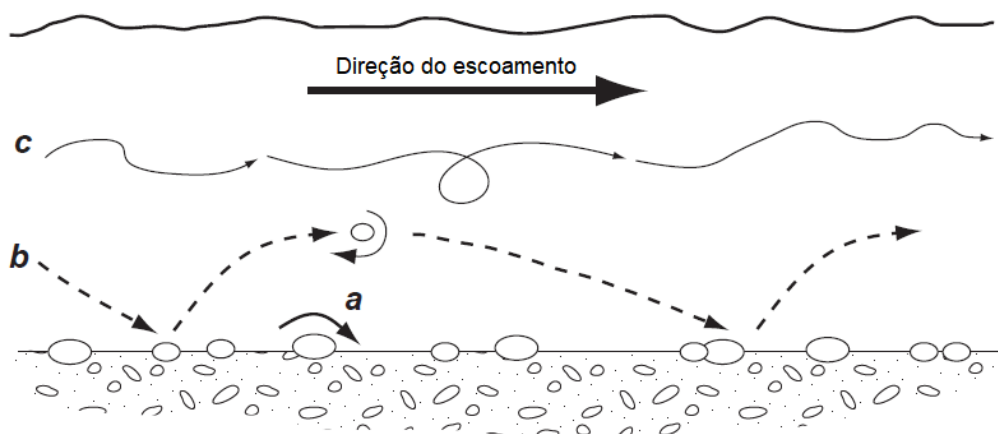
O sedimento transportado também pode ser chamado de carga sólida. Uma vez no curso d’água, os sedimentos podem ser classificados como carga de fundo (ou carga

de leito) e carga em suspensão (ou carga sólida em suspensão). A soma da carga de fundo e da carga em suspensão representa o total de sedimentos que podem ser transportados no canal por um determinado escoamento sob dadas condições de contorno (WMO, 2003).

Usualmente a carga de fundo é transportada na região próxima ao fundo do canal, deslocando-se por arraste, saltos ou deslizamentos, comportamentos ilustrados na Figura 1 (a e b). Em geral é constituída por material grosseiro (areia e pedregulhos) com diâmetro tipicamente maior do que 2 mm, provenientes da erosão do próprio canal. A quantidade de material grosseiro transportado pelo escoamento está relacionada à capacidade de transporte do sedimento pela corrente, e depende da composição dos leitos, seus parâmetros hidráulicos e a vazão líquida (WMO, 2003).

A carga em suspensão compreende partículas que ficam suspensas na coluna d'água, em função das componentes verticais da velocidade do fluxo turbulento, ao mesmo tempo que são transportadas pelas componentes horizontais dessas velocidades, em movimentos erráticos, representados pela letra c na Figura 1 (PERRY; TAYLOR, 2007). Usualmente essas partículas são compostas de material fino (argila e silte), com diâmetros menores do que 2 mm (CARVALHO, 2008). O movimento dessas partículas é considerado igual à velocidade da corrente, pois a velocidade de sedimentação é muito baixa. A concentração de material fino transportado depende do suprimento de sedimentos provenientes da bacia, sem muita relação com a vazão (WMO, 2003).

Figura 1 – Movimentos das partículas na calha



Fonte: Adaptado de Perry e Taylor (2007).



Quanto ao tamanho da partícula, sua origem e efeitos sobre o processo fluvial, os sedimentos podem ser classificados em carga de material do leito (ou carga sólida do material do leito) e carga de material lavado da superfície. A carga de material do leito corresponde à soma da carga de arrasto do material erodido do leito com uma pequena parcela da carga que se encontra em suspensão, cuja composição também é de material do leito. Já a carga de material lavado da superfície é composta majoritariamente por partículas finas (diâmetro inferior a 0,062 mm), e a quantidade transportada até as calhas fluviais depende basicamente das fontes de contribuição das bacias (WMO, 2003).

É importante ressaltar que os sedimentos podem ser classificados como material do leito e material lavado da superfície ou material de fundo e material suspenso, de modo que os dois conjuntos de classificações são distintos, e não devem ser confundidos. O material de leito pode se comportar tanto como material de fundo quanto material suspenso, e o mesmo é válido para o material lavado da superfície (WMO, 2003). A diferenciação da carga transportada em carga suspensa ou carga de fundo depende da relação entre as condições de escoamento, o processo de transporte e a morfologia da partícula transportada. Geralmente nos rios o sedimento fino é transportado na forma suspensa (TAYLOR et al., 2008), mas dependendo da velocidade da corrente e da turbulência, as partículas que se deslocam pelo fundo do canal podem entrar para o meio líquido, passando a se movimentar em suspensão e permanecendo em tal movimento até que as forças atuantes se reduzam, e então voltam a se deslocar pelo fundo do canal (SARI, 2017).

Considerando uma granulometria variada, a concentração de sedimentos em um rio apresenta um mínimo na superfície e um máximo perto do fundo do canal, aumentando das margens para o centro da seção transversal. As argilas exibem uma distribuição uniforme ao longo da profundidade e os sedimentos produzidos nas cabeceiras são compostos por partículas maiores (pedras, pedregulhos e seixos) que à medida que são transportados em direção à jusante vão se fragmentando e formando partículas menores (areia grossa, média e fina). Parte dessas partículas menores deposita-se nas margens na forma de lama. Assim, o sedimento encontrado no exutório de rio extensos é predominantemente do tipo muito fino, caracterizando-se basicamente por silte e argila (CARVALHO, 2008).

Por envolver diversos fatores que variam no tempo e no espaço, o estudo e a compreensão os fenômenos hidrossedimentológicos e seus efeitos exigem ferramentas de trabalho a nível de bacia. Uma das principais ferramentas é o monitoramento das descargas líquidas e sólidas nos rios que compõem as bacias, cujos dados coletados permitem uma avaliação do cenário atual e evolução temporal dos processos. Além do monitoramento, podem ainda ser úteis técnicas e modelos computacionais que otimizem o uso dos dados monitorados para a compreensão dos processos, permitindo a simulação de cenários e uma melhor espacialização das informações na bacia.

### 3.2 MONITORAMENTO DOS SEDIMENTOS

Compreender como os processos hidrossedimentológicos de uma bacia hidrográfica respondem aos efeitos do uso e manejo do solo depende diretamente do monitoramento adequado das variáveis envolvidas no processo (MINELLA; MERTEN, 2011), sendo as principais a precipitação, a vazão, a concentração de sedimentos em suspensão e a descarga de sedimentos de arraste (VANONI, 1975).

Tradicionalmente, a metodologia de monitoramento hidrossedimentométrico é baseada na obtenção de uma série temporal de dados de precipitação, vazão e concentração de sedimentos que possibilita o cálculo do fluxo de sedimentos. Quanto maior a frequência de amostragem, melhor será a qualidade dos resultados e por razões logísticas e financeiras, as medições costumam se concentrar no exutório da bacia, local onde os processos e distúrbios que ocorrem na bacia vertente são integrados com aqueles que ocorrem na calha fluvial (expressos em termos de alterações da vazão e da concentração) (MINELLA; MERTEN, 2011).

A determinação da descarga sólida pode ser realizada por diferentes métodos, diretos e indiretos, classificação que depende do tipo de equipamento de medida utilizado e dos demais procedimentos realizados (SARI, 2017). O Quadro 1 apresenta os principais métodos de medição da descarga sólida.

Quadro 1 – Principais métodos de medição de descarga sólida

(continua)

Tipo de descarga	Tipo de Medição	Descrição	Equipamentos ou Metodologia de medição
Descarga sólida em suspensão	Direta	Equipamentos que medem diretamente a concentração ou grandeza desejada no curso d'água.	Medidor nuclear, Ultrassônico Doppler de dispersão, Turbidímetro, ADCP (Doppler).
		Acumulação do sedimento em um medidor.	Garrafa Delft.
	Indireta	Coleta de sedimento por amostragem da mistura água-sedimento, análise de concentração, granulometria e cálculos posteriores da descarga sólida.	Equipamentos de bombeamento e equipamentos que utilizam garrafas ou sacas, sendo pontuais instantâneos, pontuais por integração e integradores na vertical.
		Fotos de satélite e comparação com medidas simultâneas de campo.	Estabelecimento de equações que correlacionam as grandezas de observação das fotos com as concentrações medidas em campo.
Descarga sólida de arrasto	Direta	Coleta da amostra por meio de amostradores ou medidores portáteis em diversos pontos da seção transversal, com determinação do peso seco, granulometria e posterior cálculo da descarga de arrasto.	Tipo cesta ou caixa (medidores Muhlhofer, Ehrenberger); Tipo bandeja ou tanque (medidores Losiebsky, Polyakov, SRIH); Diferença de pressão (Helly-Smith, Arnhem, Sphinx, Yangtze).
		Estruturas do tipo fenda ou poço, que são abertas no leito do rio por instantes para a coleta do sedimento.	Medidor Mulhofer.
	Indireta	Coleta de material do leito, análise granulométrica, medida da declividade, da temperatura, parâmetros hidráulicos e cálculo da descarga de arrasto e de material do leito por formulações matemáticas.	Equipamentos de penetração horizontal (caçamba de dragagem e de concha); Equipamentos de penetração vertical (tubo vertical, caçamba de raspagem, caçamba de escavação e escavação de pedregulho); Equipamentos do tipo piston-core que retém a amostra por vácuo parcial.
		Deslocamento de dunas, por medida do volume da duna que se desloca com uso de ecobatímetro de alta resolução.	Levantamentos batimétricos seguidamente ao longo da seção transversal ou ao longo de seções longitudinais.
		Traçadores radioativos ou de diluição.	Por colocação direta do traçador no sedimento do leito do rio; Por coleta do sedimento, colocação do traçador no sedimento e seu retorno ao leito.
		Propriedades litológicas, utilizando as características mineralógicas dos sedimentos.	Coleta do sedimento do leito de afluentes e do curso principal, determinação das características mineralógicas dos sedimentos e comparação por uso de equações adequadas a partir das quantidades dos componentes existentes nas amostras.

Quadro 1 – Principais métodos de medição de descarga sólida

(conclusão)

Tipo de descarga	Tipo de Medição	Descrição	Equipamentos ou Metodologia de medição
Descarga sólida total	Direta	Uso de estruturas no leito para provocar turbulência e fazer com que todo o sedimento fique em suspensão.	Faz-se a amostragem do sedimento e calcula-se como descarga em suspensão.
		Levantamento topo-batimétrico de reservatório, determinação do volume dos depósitos e da eficiência de retenção de sedimentos no lago.	Para pequenos reservatórios permite o cálculo do sedimento do leito; Para grandes reservatórios permite o cálculo do sedimento total.
	Indireta	Coleta de material em suspensão e do leito, análise de concentração, análise granulométrica, medida da temperatura, parâmetros hidráulicos e cálculo da descarga total – método modificado de Einstein e método simplificado de Colby.	Equipamentos de bombeamento e equipamentos que utilizam garrafas ou sacas, sendo pontuais instantâneos, pontuais por integração e integradores na vertical. No Brasil usa-se principalmente a série norte-americana – U-59, DH-48, DH-59, D-49, P-61 e amostrador de saca.

Fonte: Adaptado de Carvalho et al. (2000).

A frequência de amostragem depende das características de escoamento da bacia. De maneira geral, o sedimento em suspensão deve ser verificado com uma frequência maior durante os períodos chuvosos. No Brasil, as técnicas mais comuns da sedimentometria são a amostragem de sedimento seguida de análises laboratoriais e cálculos para a obtenção da descarga sólida. Também é muito comum que se realize apenas a medição da carga suspensa com a utilização de amostradores de sedimentos em suspensão como o DH-48 e DH-59 (Figura 2), apropriados para fortes correntezas (CARVALHO et al., 2000).

Figura 2 – Amostradores DH-48 (a) e DH-59 (b)



Fonte: JTCM Comércio e Tecnologia LTDA, 2018.

Destaca-se que esse tipo de coleta e amostragem de sedimentos e posterior análise laboratorial, possuem custo elevado e relativo risco para a segurança do operador, visto que a maior parte dos sedimentos são transportados durante eventos de cheia,

o que, por consequência, afeta diretamente o desenvolvimento de estudos de modelagem hidrossedimentológica, já que não há a disponibilidade de séries contínuas da concentração de sedimentos, fundamentais à calibração e à verificação dos modelos hidrossedimentológicos (SARI, 2017).

### 3.3 MODELAGEM HIDROLÓGICA

A modelagem hidrológica é uma importante ferramenta para a compreensão do funcionamento da hidrologia em bacias hidrográficas, e a modelagem dos processos erosivos está diretamente associada às respostas dos modelos hidrológicos (FAGUNDES, 2018).

Modelos hidrológicos geralmente possuem dois módulos, sendo um módulo vertical para simular os processos de balanço hídrico no solo, interceptação e evapotranspiração, e um módulo horizontal, que simula os processos de escoamento superficial, subsuperficial, subterrâneo, propagação de vazões nos rios e planícies de inundação, e propagação em reservatórios. A propagação de vazões em rios pode ser realizada em uma, duas ou três dimensões, mas para rios, geralmente, utilizam-se modelos unidimensionais já que o escoamento acontece de maneira predominante na direção longitudinal (PONTES, 2016).

O escoamento unidimensional em rios e canais pode ser descrito pelas equações de Saint Venant (MILLER; CUNGE, 1975; CHANSON, 2004) que são descritas como:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \quad (1)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial(Q^2/A)}{\partial x} + gA \frac{\partial h}{\partial x} = gAS_0 - gAS_f \quad (2)$$

onde  $Q$  é a vazão;  $A$  é a área da seção transversal ao escoamento;  $x$  é a distância no sentido longitudinal;  $t$  é o tempo;  $h$  é a profundidade do rio;  $S_0$  é a declividade do fundo do rio;  $S_f$  é a perda de energia por atrito com o fundo e as margens;  $g$  é aceleração

da gravidade. A Equação 1 é chamada equação da continuidade, e a Equação 2 é a equação dinâmica, que por sua vez, pode ser dividida em cinco termos:

$$F1 = gAS_f \quad (\text{força de atrito}) \quad (3)$$

$$F2 = gAS_0 \quad (\text{força peso}) \quad (4)$$

$$F3 = gA \frac{\partial h}{\partial x} \quad (\text{força de pressão}) \quad (5)$$

$$F4 = \frac{\partial(Q^2/A)}{\partial x} \quad (\text{inércia advectiva}) \quad (6)$$

$$F5 = \frac{\partial Q}{\partial t} \quad (\text{inércia local}) \quad (7)$$

Segundo Chanson (2004), para muitos casos os termos F3, F4 e F5 são muito inferiores aos termos F1 e F2, especialmente em rios com declividade alta, de modo que torna-se possível adotar uma aproximação das equações de Saint Venant, onde se combina a Equação 1 à equação a seguir, em que os termos F3, F4 e F5 são desprezados.

$$gAS_f - gAS_0 = 0 \quad (8)$$

As equações 1 e 8 representam o modelo de propagação de onda cinemática, e podem ser combinadas em uma única equação, chamada de equação da Onda Cinemática (TUCCI, 1998).

$$\frac{dQ}{dt} + c \frac{dQ}{dx} = 0 \quad (9)$$

Onde  $c$  é a velocidade de propagação (ou celeridade) da onda de cheia. A equação 9 também possui solução numérica, que é conhecida como o modelo Muskingum-Cunge. A utilização de formas simplificadas das equações de Saint Venant para representar a propagação de vazões nos rios é comumente utilizada por modelos de grandes escalas.

Para certos tipos de situações, no entanto, as abordagens simplificadas adotadas não são adequadas, como por exemplo rios de baixa declividade, rios com trechos submetidos ao remanso de barragens, rios com planícies de inundação e rios que estão sujeitos aos efeitos das marés (PAIVA; COLLISCHONN; TUCCI, 2011). Um exemplo é do rio Amazonas e seus tributários, que é considerado um sistema fluvial com grande área plana, onde a influência de marés pode ser identificada a mais de 1.000 km à montante do canal principal do rio (KOSUTH et al., 2009). De modo que, uma maneira de realizar as simulações em situações onde as abordagens simplificadas não são suficientes, seria por meio da resolução completa das equações de Saint Venant, abordagem conhecida como modelo hidrodinâmico (THOMPSON et al., 2004; PAIVA; COLLISCHONN; TUCCI, 2011).

Paiva et al., (2013), mostraram que os resultados de simulação hidrológica na bacia amazônica apresentaram melhor performance na representação dos hidrogramas com o uso do modelo hidrodinâmico (PAIVA, 2009), quando comparados a rotinas mais simples para propagação de vazões, como a de Muskingum Cunge. O modelo hidrodinâmico também é capaz de simular de maneira mais eficaz a amplitude de variação dos níveis de água. Em contrapartida, o modelo pode ser considerado relativamente complexo por exigir grande quantidade de dados de entrada e carga computacional, além de um pré-processamento muito refinado, dificultando a sua aplicação em diferentes localidades (PAIVA; COLLISCHONN; TUCCI, 2011).

### 3.3.1 O modelo inercial

Uma opção de complexidade intermediária (BATES; HORRITT; FEWTRELL, 2010), despreza o termo de inércia advectiva (F4) na equação dinâmica:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + gA \frac{\partial h}{\partial x} - gAS_0 + gAS_f = 0 \quad (10)$$

Ou combinando o termo de pressão (F3) e do peso (F2):

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + gA \frac{\partial y}{\partial x} + gAS_f = 0 \quad (11)$$

onde  $y$  é o nível da superfície da água em relação a um referencial.

As Equações 10 e 11 são equivalentes, mas a Equação 11 é considerada mais conveniente do ponto de vista computacional. A combinação das Equações 1 e 11 recebe o nome de modelo inercial. Pontes (2016), utilizou o modelo inercial para aperfeiçoamento do módulo de propagação de vazões do modelo MGB-IPH, com aplicação na Bacia do Prata, além de permitir avanços na discretização da bacia hidrográfica com a representação de regiões muito planas, de drenagem complexa.

Fan, Pontes e Paiva (2014) compararam os resultados apresentados por diferentes modelos de propagação e concluíram que, para grande parte das situações, os resultados obtidos com o modelo inercial se assemelham muito aos resultados obtidos com a solução completa das equações de Saint Venant, com a vantagem da simplicidade de sua formulação. O método inercial representa melhor as vazões das bacias com grandes planícies inundáveis, quando comparado ao método de Muskingum-Cunge, devido sua representação dos processos hidráulicos nos rios (PONTES et al., 2015), sendo a opção adotada por diversos autores (NEAL; SCHUMANN; BATES, 2012; DOTTORI; TODINI, 2012; YAMAZAKI; ALMEIDA; BATES, 2013; PONTES, 2016).

### 3.4 MODELAGEM HIDROSSEDIMENTOLÓGICA

Os modelos hidrossedimentológicos permitem a avaliação dos efeitos dos agentes ambientais e das alterações antrópicas sobre os processos hidrológicos, de desagregação, de transporte e de deposição de sedimentos (SARI, 2017).

Existem muitos modelos disponíveis para a modelagem hidrossedimentológica. Para determinar qual é o modelo apropriado para determinado estudo deve-se levar em consideração a complexidade do modelo, a quantidade de dados necessários, a acurácia e validação do modelo, suas premissas, a variação espacial e temporal, além de seus componentes e os objetivos do usuário do modelo (MERRITT; LETCHER; JAKEMAN, 2003).



Na literatura há vários trabalhos de revisão sobre modelos matemáticos de produção e transporte de sedimentos, onde são apresentadas as principais características dos modelos, suas vantagens e desvantagens bem como escalas de aplicação e possíveis melhorias.

Merritt, Letcher e Jakeman (2003) analisaram vários modelos de transporte de nutrientes e erosão, em relação à maneira que os processos são representados, à escala de aplicação dos modelos e o tipo de informação de saída que o modelo produz. Foi observado que modelos de base física e modelos conceituais mais complexos não são necessariamente os mais apropriados para estimar a dinâmica de sedimentos em bacias devido a sua dependência de dados de entrada espacialmente distribuídos, complexidade no processo de calibração, a alta dependência dos modelos com a expertise do usuário e a alta demanda computacional necessária (particularmente no caso dos modelos de base física) em grandes escalas. Destacou-se a necessidade de melhorar os modelos de erosão e transporte de sedimentos juntamente com esforços para que a qualidade dos dados de monitoramento também seja melhorada, visto que o desempenho de um modelo depende fundamentalmente dos dados que o alimentam.

Aksoy e Kavvas (2005) revisaram modelos de erosão e transporte de sedimentos para a escala de bacias, com foco principal em modelos de base física. Em suas conclusões, destacaram a importância dos sistemas de informações geográficas para prover dados especializados para os modelos, bem como a distribuição temporal dos dados hidrológicos, sendo considerados, para a época, a única alternativa capaz de suprir as necessidades de dados de entrada em um modelo de base física. Também consideraram os modelos de erosão e transporte de sedimentos como extensões de modelos hidrológicos, que são acopladas aos algoritmos hidrológicos existentes. Nos acoplamentos, a saída (*output*) do modelo hidrológico passa a ser a entrada (*input*) do modelo de erosão.

Pandey et al. (2016) revisaram cinquenta modelos de erosão e transporte de sedimentos de base física, destacando suas vantagens e desvantagens, complexidade, escala espacial e temporal, aplicabilidade prática e tipo de saída gerada pelos modelos, propondo um guia para o usuário realizar a escolha do melhor

modelo a ser aplicado conforme sua área de estudo. A extensa revisão de aplicação dos modelos pelo mundo realizada pelos autores mostrou que os modelos SWAT, WEPP, AGNPS, ANSWERS e SHETRAN foram considerados aqueles mais promissores para simular a erosão e o transporte de sedimentos, bem como para auxiliar na implementação de melhores práticas de manejo do solo. O trabalho também indica que a maioria dos modelos foram inicialmente desenvolvidos para bacias agrícolas em países desenvolvidos, o que faz que seja necessária uma calibração específica antes da aplicação propriamente dita em outras localidades.

### **3.4.1 Classificação dos modelos**

De maneira geral os modelos podem ser classificados de acordo com sua estrutura (empíricos, conceituais ou físicos), sua variabilidade espacial (concentrados ou distribuídos), os fenômenos aleatórios representados (estocásticos ou determinísticos) e de acordo com o intervalo de tempo das simulações (discretos ou contínuos) (TUCCI, 1998). No entanto, a distinção entre as classificações pode ser complexa, e, muitas vezes, subjetiva.

Os modelos empíricos geralmente são os estruturalmente mais simples, e se baseiam na repetição de experimentos e análises estatísticas, com funções sem relação com os processos físicos. Geralmente modelos empíricos necessitam de menos dados de entrada e esforço computacional se comparado a modelos conceituais e físicos, mas são criticados por ignorar a heterogeneidade e as não-linearidades inerentes de uma bacia (WHEATER; JAKEMAN; BEVEN, 1993). Contudo, modelos empíricos são frequentemente utilizados para evitar o uso de modelos mais complexos, já que podem ser empregados em situações nas quais os dados de entrada e parâmetros locais são escassos, além de serem muito úteis como um primeiro passo na identificação de fontes de geração de sedimentos (MERRITT; LETCHER; JAKEMAN, 2003).

Os modelos conceituais levam em consideração os processos físicos que ocorrem na área de estudo, mas tendem a incluir uma descrição geral dos processos que ocorrem na bacia, sem muito detalhamento específico. Essa característica permite que os modelos indiquem os efeitos qualitativos e quantitativos que ocorrem mediante a

mudanças no uso de solo de determinada região, sem a necessidade de muitos dados distribuídos espacial e temporalmente (SOROOSHIAN, 1991). A determinação de parâmetros para os modelos conceituais é usualmente obtida por meio de calibração e comparação com dados observados. Essa classificação pode ser considerada como a intermediária entre os modelos empíricos e os de base física, visto que, mesmo sendo agregados, os modelos conceituais conseguem refletir hipóteses sobre com processos que governam o comportamento de um sistema (BECK, 1987).

Já os modelos de base física são uma representação matematicamente idealizada do fenômeno real (DEVI; GANASRI; DWARAKISH et al., 2015). Baseiam-se na solução de equações físicas fundamentais, que descrevem o escoamento e a geração de nutrientes associadas aos sedimentos em uma bacia (MERRITT; LETCHER; JAKEMAN, 2003). Esses modelos geralmente necessitam de uma grande quantidade de parâmetros para representar a heterogeneidade do local de estudo, o que significa, na maioria das vezes, que esses parâmetros precisam ser calibrados junto a uma série de dados observados. Essa quantidade de parâmetros pode gerar determinado grau de incerteza, visto que os parâmetros que eventualmente não podem ser medidos *in situ* serão estimados no processo de calibração. Por consequência, ao calibrar muitos parâmetros, muitas combinações de valores para tais parâmetros são possíveis, sendo difícil estimar o ajuste ideal para uma simulação, bem como determinar a influência de cada parâmetro no resultado da simulação (WHEATER; JAKEMAN; BEVEN, 1993). As expressões que descrevem os processos individuais nesse tipo de modelo geralmente são baseadas em uma série de suposições e considerações advindas de aproximações conceituais ou empíricas, e muitas vezes são aplicadas em escalas muito maiores do que as que foram derivadas, e sob condições físicas muito específicas (BEVEN, 1989; PANDEY et al., 2016).

Outra maneira de se analisar a variedade de modelos existentes é a maneira pela qual a área de estudo onde o modelo é aplicado é representada, ou seja, se o modelo considera os processos e parâmetros de forma concentrada ou distribuída (MERRITT; LETCHER; JAKEMAN, 2003). Modelos do tipo concentrados são aqueles cujos parâmetros e processos não possuem variabilidade espacial, ao contrário dos modelos distribuídos cujos parâmetros possuem dependência espacial e/ou temporal. Os modelos distribuídos representam a heterogeneidade da bacia hidrográfica e,

geralmente, os processos hidrológicos são representados em unidades menores da bacia hidrográfica, que podem ser células regulares ou irregulares baseadas na topografia, ou também considerando diferentes classes de respostas hidrológicas (HAGHNEGAHDAR et al., 2015).

Quando os modelos inserem o conceito de probabilidade em sua formulação, estes são chamados de modelos estocásticos. Por outro lado, existem os modelos do tipo determinísticos, nos quais o mesmo conjunto de dados de entrada sempre terá os mesmos resultados ao final da simulação (TUCCI, 1998).

De acordo com a resolução temporal os modelos são considerados discretos quando são baseados em um evento único, e contínuos quando são baseados em eventos consecutivos ocorridos em um determinado período. Os modelos discretos foram desenvolvidos para analisar a resposta de uma área modelada a um único evento de chuva, e geralmente utilizam passo de tempo horário. Já os modelos contínuos são capazes de representar, por exemplo, o desenvolvimento e recessão de zonas saturadas, ou outros processos que se dão em passo de tempo diário, mas possuem limitações em representar eventos de altas densidades e curta duração. O avanço computacional permitiu que muitos modelos que inicialmente foram desenvolvidos para ser aplicados a eventos discretos fossem modificados e aplicados para simulações contínuas, muitas vezes retendo a capacidade de alternar o passo de tempo para resoluções temporais mais refinadas durante os eventos (MERRITT; LETCHER; JAKEMAN, 2003).

#### **3.4.2 Modelos para grandes bacias**

Inicialmente os modelos de sedimentos eram destinados às escalas de campo ou a pequenas bacias, especialmente àquelas que possuíam homogeneidade dos parâmetros de entrada. O avanço da computação e dos sistemas de informações geográficas permitiram o desenvolvimento de modelos aplicáveis a maiores escalas (BUARQUE, 2015).

Consideram-se grandes bacias aquelas que possuem área superior a 1.000 km<sup>2</sup> (HGE, 2013). Nessas escalas ocorrem grandes variações topográficas, diversos usos

e tipos de solo, bem como variações dos processos hidrológicos, que são diretamente relacionados com a geração de sedimentos. Desta forma, em grandes escalas, dá-se preferência à utilização de modelos distribuídos ou semidistribuídos baseados em processos, que apresentam maior capacidade de representar a variabilidade espacial dos processos modelados e a heterogeneidade da bacia, além de fornecer resultados sobre a área em estudo.

A medição e o controle dos processos relacionados a geração e o transporte de sedimentos em grandes bacias tornam-se mais complexos à medida que a área da bacia aumenta, visto que, também se tornam maiores as interações entre diferentes processos erosivos e deposicionais, bem como seus impactos (VENTE et al., 2007). Assim, o acoplamento entre modelos hidrológicos e modelos de sedimentos (modelos hidrossedimentológicos) constitui-se em uma ferramenta robusta para análise de processos erosivos e de transporte de sedimentos, visto que, um bom conhecimento de hidrologia é fundamental para compreender os processos erosivos, e boa parte dos resultados de um modelo de sedimentos é consequência das informações hidrológicas que o alimentaram, e que geralmente são resultantes de um modelo hidrológico (BUARQUE, 2015).

Também é importante destacar que nas grandes escalas existem dificuldades inerentes à disponibilidade de dados de qualidade suficientemente detalhados, de modo que os modelos devem ser adaptados para que seus parâmetros sejam estimados mesmo com a escassez ou inexistência de informações (BUARQUE, 2015).

#### 3.4.2.1 Integração ao ambiente SIG

Apesar de seu grande escopo de utilização, os Sistemas de informações geográficas (SIG) não foram desenvolvidos especificamente para aplicações de modelagem na engenharia, e sim como uma ferramenta genérica para armazenar, adquirir, manipular, analisar e mapear dados geográficos. Porém, o declínio dos custos de tecnologias e o concomitante aumento da capacidade de processamento possibilitaram a disseminação dos SIG para uma grande variedade de pesquisadores,

desenvolvedores e usuários de modelos, tornando-se uma tecnologia muito benéfica para esses profissionais (MARTIN et al., 2005).

Na modelagem de grandes bacias o uso do SIG é uma metodologia considerada importante para “encapsular” as variações espaciais dos parâmetros (topografia, uso do solo na bacia). O SIG também pode ser utilizado para dividir (discretizar) a bacia hidrográfica em unidades menores para calcular características físicas que afetam os processos de erosão e deposição do solo nos diferentes locais da bacia hidrográfica, visto que tais processos variam espacialmente e a quantidade necessária de dados para uma boa acurácia na representação da bacia não seria factível manualmente (ROO; JETTEN, 1999, BHATTARAI; DUTTA, 2006).

O ambiente SIG facilita a manipulação da extensa quantidade de dados necessários para a representação da bacia hidrográfica, além de ser importante para especializar a erosão do solo simulada por meio de formulações concentradas como a USLE e suas derivações (BUARQUE, 2015). A aplicação dessas formulações na simulação da erosão distribuída na bacia exige a utilização de técnicas de mapeamento e interpolação, com o objetivo de criar uma base de dados que alimente a simulação. A base de dados deve conter todas as entradas necessárias a fim de que o modelo seja capaz de considerar elementos homogêneos de dimensões tão pequenas quanto possível, e possibilitar a caracterização da erosão do solo com boa resolução (BESKOW et al., 2009).

Os SIG também podem auxiliar na gestão dos recursos hídricos, já que permitem que a informação das entradas e saídas de um modelo sejam transmitidas de maneira visual, proporcionando uma interpretação mais dinâmica para planejamento e avaliações de cenários (MARTIN et al., 2005).

Modelos de grande escala estão progressivamente utilizando como dados de entrada ou validação, produtos de sensoriamento remoto, e como o processamento desse tipo de conjunto de dados é frequentemente realizado em ambiente SIG, entende-se que para o aumento da usabilidade de um modelo, o acoplamento a um software GIS passa a ser fundamental (PONTES et al., 2017). Também é importante destacar tal acoplamento deve acontecer idealmente em softwares de código aberto, pois, além

do benefício financeiro, garantem maior reprodutibilidade, confiabilidade, segurança e desenvolvimento. Softwares livres encorajam a colaboração e melhorias na qualidade e no avanço da ciência (DILE et al., 2016).

### 3.4.3 Modelos matemáticos para estimativa da perda de solo

Existem modelos destinados apenas para a estimativa da perda de solo, cuja complexidade pode variar desde os mais simples, que estimam a perda de solo para um comprimento de rampa sem considerar a erosão e deposição ao longo da mesma, aos mais complexos, que computam a erosão em pontos discretos no tempo e espaço, entre e durante eventos (BUARQUE, 2015).

Os tipos de modelo mais utilizados em estudos de erosão do solo são os empíricos, que estimam a geração de sedimentos a partir de características do solo, vegetação, chuva e escoamento superficial (MORGAN, 2005). Apesar de modelos de base física representarem os processos e fenômenos de maneira mais próxima à realidade, existe o entrave da grande quantidade de parâmetros necessária para seu funcionamento (BHATTARAI; DUTTA, 2006). Em grandes bacias, a limitação de dados que caracterizam a área de estudo exige que os modelos utilizados necessitem do mínimo de dados possível (BUARQUE, 2015).

#### 3.4.3.1 Universal Soil Loss Equation (USLE)

A Equação Universal de Perda do Solo (WISCHMEIER; SMITH, 1978) é um modelo empírico que estima a perda de solo levando em consideração processos de erosão laminar e em sulcos, utilizando fatores associados ao clima, solo, topografia, vegetação e manejo do solo. A equação estima a média anual da perda de solo de longo período, e é expresso pela Equação 12.

$$A = R.K.L.S.C.P \quad (12)$$

Onde  $A$  [ $t.(ha.ano)^{-1}$ ] é a perda de solo média anual por unidade de área,  $R = f(E.I_{30})$  [ $MJ.mm.(ha.h.ano)^{-1}$ ] é o fator de erosividade da chuva, sendo  $E$  a energia cinética da chuva e  $I_{30}$  a máxima intensidade da precipitação de trinta minutos de duração,

$K$  [ $t.h.(MJ.mm)^{-1}$ ] é o fator de erodibilidade do solo,  $C$  [-] é o fator de cobertura e manejo do solo,  $P$  [-] é o fator de práticas conservacionistas e  $LS$  [-] é o fator topográfico, sendo  $L$  [-] o fator de comprimento e  $S$  [-] o fator de gradiente da encosta.

Originalmente criada para estimar as perdas de solo na agricultura dos Estados Unidos da América a fim de incentivar a preservação do solo, a USLE acabou sendo utilizada em diversos outros países, e pode ser considerada a equação mais utilizada para estimar perda de solo no mundo (KINNELL, 1999).

Apesar de sua popularidade, a USLE possui algumas limitações, como por exemplo, o fato de não poder estimar a erosão de um evento único de chuva e não considera a erosão em voçorocas (ZHANG; O'NEILL; LACEY, 1996). Devido tais limitações, a equação recebeu algumas atualizações ao longo dos anos. Williams (1975) propôs uma modificação para a equação, substituindo o fator de erosividade da chuva por um fator de energia do escoamento, e a modificação ficou conhecida como MUSLE. Posteriormente a USLE foi revisada e revisitada (RENARD et al., 1991; RENARD; LAFLEN; MCCOOL, 1994) para melhorias, recebendo o nome de RUSLE, que permitiu a aplicação da equação em áreas maiores (KINNEL, 2014).

#### 3.4.3.2 Soil Loss Estimator for Southern Africa (SLEMSA)

O Estimador de Perda de Solo para a África Austral (ELWELL, 1978) foi desenvolvido com base em dados da savana alta do Zimbábue, com o objetivo de avaliar a erosão resultante de diferentes tipos de culturas para tomada de decisões acerca da conservação do solo. O modelo foi uma tentativa de adaptar a USLE para as características ambientais da região africana, e divide a erosão do solo em quatro sistemas: cultura, clima, solo e topografia. A equação é dada por

$$Z = K.X.C \quad (13)$$

Onde  $Z$  [ $t.(ha.ano)^{-1}$ ] é a média anual de perda de solo,  $K$  [ $t.(ha.ano)^{-1}$ ] é o fator de erodibilidade do solo,  $X$  [-] é um fator topográfico,  $C$  [-] é o fator relacionado ao cultivo no solo.



O modelo estima a perda anual de solo de longo período resultante da erosão em sulcos e entressulcos, porém não estima a deposição de solo. Já foi aplicado com sucesso em diversos países do continente africano (SCHULTZE, 1979; STOCKING; CHAKELA; ELWELL, 1988; KINAMA et al., 2007; BREETZKE; KOOMEN; CRITCHLEY, 2013).

#### 3.4.3.3 Método de Morgan-Morgan-Finney (MMF)

Morgan, Morgan e Finney (1984) desenvolveram um modelo empírico para estimar a perda anual de solo, com esforços para manter a simplicidade da USLE ao mesmo tempo que abrangesse os avanços recentes no entendimento dos processos erosivos, promovendo uma base física mais robusta que a da equação universal da perda de solo. O modelo recebeu uma revisão posterior (MORGAN, 2001).

O modelo MMF simplifica a erosão em duas fases: água e sedimento. A desagregação das partículas de solo pelo impacto das gotas de chuva e o transporte dessas partículas pelo escoamento superficial. O modelo opera com 12 funções, as quais necessitam de 19 parâmetros de entrada, detalhados em Morgan (2005).

Assim como a USLE, o MMF não pode ser utilizado para estimar a perda de solo de um único evento de chuva ou por erosão em ravinas e, apesar de ser considerado de simples utilização e fornecer resultados razoáveis para a perda de solo, alguns de seus parâmetros de entrada são difíceis de determinar, como por exemplo a profundidade de enraizamento da camada superficial do solo (MORGAN, 2001).

O modelo já foi aplicado em diversas localidades e acoplado em um sistema de informações geográficas para a estimativa da erosão na Europa meridional (PARACCHINI et al. 1997; JONG et al. 1999).

#### 3.4.3.4 Water Erosion Prediction Project (WEPP)

O WEPP (NEARING et al., 1989) é um modelo de base física desenvolvido nos Estados Unidos, resultado uma iniciativa multidisciplinar envolvendo a participação de pesquisadores de várias organizações do setor de conservação de água, solo e

planejamento ambiental, além de universidades americanas. O modelo é do tipo contínuo com passo de tempo diário, mas também existe a possibilidade de realizar simulações discretas. A estimativa de perda de solo é gerada em função do estado atual do solo, da cobertura vegetal e da umidade antecedente. O modelo não contempla a erosão em voçorocas e cursos d'água perenes.

Um aspecto característico do WEPP é o cálculo de erosão segmentado entre escoamento em áreas de sulco e entressulcos. A erosão em sulco ocorre se a tensão de cisalhamento exercida pelo fluxo excede a tensão cisalhante crítica, e enquanto a carga de sedimento do fluxo é menor que sua capacidade de transporte. Já a erosão entressulco é considerada proporcional ao quadrado da intensidade da chuva, fornecendo sedimentos para as áreas de sulco (AKSOY; KAVVAS, 2005).

O modelo permite a parametrização detalhada de seus dados de entrada, o que resulta em um maior número de variáveis envolvidas. Sua implementação se dá nas versões de vertente, bacia hidrográfica e malha. E para cada versão, existe uma segmentação em componentes de erosão do solo, hidrologia, crescimento de planta e decomposição dos resíduos, balanço hídrico, hidráulica do escoamento superficial e solo (MORAES, 2016).

#### **3.4.4 Modelos matemáticos para o transporte de sedimentos**

Usualmente o transporte de sedimentos em rios é dividido em uma fase líquida e uma fase sólida. Modelos para a avaliação do transporte de sedimentos podem adotar abordagens acopladas, que computam o escoamento e os sedimentos simultaneamente, ou desacopladas, ignorando a influência do transporte de sedimentos e possíveis modificações de fundo no campo de escoamento (BUARQUE, 2015). Ainda que fisicamente plausíveis, as formulações acopladas costumam ser mais complexas, e por esse motivo, soluções desacopladas são utilizadas com bastante frequência, devido à diferença nas escalas de tempo do escoamento e do transporte de sedimento (WU, 2008).

A fase líquida pode ser solucionada com métodos simples, como modelos de onda cinemática, ou complexos, como modelos hidrodinâmicos completos (LAI, 2005).

Modelos hidrodinâmicos e de transporte de sedimentos permitem representar as características hidráulicas do escoamento em canais de fundo móvel e também podem representar os diversos processos existentes nos rios, como a erosão, deposição, ressuspensão, erosão de margens e estruturas, variações de formas, transporte de poluentes entre outros fenômenos (PAPANICOLAOU et al., 2008). Normalmente em rios dá-se preferência para modelos unidimensionais já que o escoamento acontece predominantemente de forma longitudinal.

As equações de Saint Venant representam as variações que podem ocorrer no escoamento, mas não determinam alterações que podem ocorrer no leito de rios de fundo móvel no tempo e no espaço, de modo que, em soluções desacopladas, as equações da fase líquida são resolvidas em hipótese de leito fixo, onde os valores das variáveis da seção são constantes em cada passo de tempo.

Após a fase líquida ser solucionada e, conseqüentemente, determinadas as novas características hidráulicas e de seção, a equação da continuidade de sedimentos é aplicada a fim de determinar o volume de erosão ou deposição, além de determinar uma nova configuração de seção (BUARQUE, 2015). A equação da continuidade (simplificada) na condição de equilíbrio é chamada de equação de Exner, e dá-se por:

$$(1 - \lambda) \frac{\partial A_b}{\partial t} + \frac{\partial Q_s}{\partial x} = q_s \quad (14)$$

Onde  $\lambda$  [-] é a porosidade do material de fundo,  $A_b$  [m<sup>2</sup>] é a área da seção transversal,  $Q_s$  [m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>] é a descarga sólida e  $q_s$  [m<sup>2</sup>.s<sup>-1</sup>] é a contribuição lateral de sedimentos por unidade de largura.

Para a solução da equação da continuidade é necessário adotar uma formulação para determinar a capacidade de transporte do escoamento, que determina o volume erodido/depositado e pode ser aplicada para diferentes classes de tamanhos de partículas. A capacidade de transporte representa o máximo volume de sedimentos que pode ser transportado pelo escoamento, e existem diversas equações para representá-la (BUARQUE, 2015). Por se tratar de formulações empíricas, a escolha

deve se basear de acordo com a amplitude dos dados de entrada e na calibração que é proposta por cada autor (COSTA, 2018).

A Tabela 1 reúne as principais formulações para determinar a capacidade de transporte de sedimentos, bem como seus limites de aplicabilidade. Tais limites servem como suporte no momento da escolha da função, mas não são totalmente inflexíveis, de modo que as características hidráulicas e sedimentológicas da área de estudo devem ser avaliadas para subsidiar a escolha da função mais apropriada (THOMAS; COPELAND; MCCOMAS, 2002).

Tabela 1 – Principais equações de capacidade de transporte de sedimentos e seus limites de aplicabilidade

<b>Equação</b>	<b>d [mm]</b>	<b>V [m.s<sup>-1</sup>]</b>	<b>Y [m]</b>	<b>S [m.m<sup>-1</sup>]</b>	<b>B [m]</b>	<b>T [°C]</b>
Ackers-White (1973)	0,04 - 7,0	0,02 - 2,16	0,003 - 0,42	0,00006 - 0,037	0,07 - 1,22	7,8 - 31,7
Brownlie (1981)	0,086 - 1,4	0,37 - 2,4	0,11 - 17,37	0,00001 - 0,0018	2,01 - 1109,5	0,0 - 35,0
Einstein (1950)	0,78 - 29,0	0,27 - 2,87	0,009 - 1,097	0,00037 - 0,018	0,20 - 2,01	NR
Laursen Copeland (1989)	0,08 - 0,7	0,02 - 2,38	0,20 - 16,46	0,0000021 - 0,0018	19,20 - 1109,5	0,0 - 33,9
Laursen Madden (1993)	0,04 - 4,8	0,26 - 2,34	0,072 - 16,46	0,00001 - 0,1	0,91 - 1109,5	2,22 - 32,22
Meyer-Peter e Muller (1948)	0,4 - 29,0	0,37 - 2,87	0,009 - 1,19	0,0004 - 0,02	0,15 - 2,011	NR
Parker (1990)	18,0 - 28,0	0,79 - 1,13	0,30 - 0,46	0,0097 - 0,011	4,88 - 6,10	5 - 6,7
Schoklitsch (1930)	0,3 - 4,9	0,24 - 1,37	0,011 - 0,23	0,00012 - 0,055	0,07 - 0,61	NR
Yang (1984)	0,15 - 1,7	0,24 - 1,95	0,012 - 15,24	0,000043 - 0,028	0,13 - 533,4	0,0 - 34,4

\*Onde d é o tamanho médio das partículas, V é a velocidade, Y a profundidade, S a declividade, B a largura e T a temperatura. NR são dados não relatados. Fonte: Adaptado de Thomas, Copeland e McComas (2002).

A abordagem de Exner é útil para a análise de sedimentos não-coesivos, mas para sedimentos mais finos em rios de concentrações de material em suspensão elevadas a difusão longitudinal dos mesmos pode ser importante, e assim, faz-se necessário o uso da equação de difusão advecção (SILVA; WILSON JUNIOR, 2005).

#### 3.4.4.1 HEC-RAS

O modelo HEC-RAS (USACE, 2016) foi desenvolvido pelo Corpo de Engenheiros do Exército dos Estados Unidos, e é um modelo hidrodinâmico, que permite realizar modelagem unidimensional em regime permanente, uni e bidimensional em regime hidráulico não permanente e unidimensional em regime não permanente para o transporte de sedimentos, e parâmetros relacionados com a qualidade da água.

A propagação do escoamento no canal em regime não permanente é calculada pelas equações completas de Saint Venant, e as equações podem ser resolvidas numericamente utilizando o método de Newton-Raphson.

O módulo de sedimentos permite o cálculo da erosão de leito e deposição no canal, e utiliza diversas equações para o transporte de sedimentos, incluindo tanto os sedimentos em suspensão quanto a carga de fundo e de leito.

É possível avaliar a deposição de sedimentos em reservatórios, analisar os impactos sobre canais de navegação e estimar a máxima erosão fluvial em grandes cheias. Porém o modelo não possui um módulo hidrológico ou de erosão em encostas, sendo necessárias condições de contorno para possibilitar a propagação das vazões e sedimentos no canal e nas planícies.

#### 3.4.4.2 GSTARS

Abreviação de Generalized Stream Tube model for Alluvial River Simulation, o modelo foi desenvolvido para a simulação de perfis de água e transporte de sedimentos em rios aluviais, podendo ser utilizado em canais leitos fixos ou móveis (YANG; TREVIÑO; SIMÕES, 1998). O modelo foi desenvolvido devido à necessidade de um modelo de transporte de água e sedimentos que poderia ser utilizado para resolver problemas de engenharia fluvial, para os quais dados e recursos tinham disponibilidade limitada (YANG; SIMÕES, 2000).

O modelo utiliza as equações de energia e momento para computar efeitos de remanso, e permite que o modelador compute perfis de superfície por meio de

combinações de escoamento supercrítico e subcrítico. O canal é dividido em um número selecionado de seções, de forma que a descarga total no canal é distribuída igualmente entre as seções, que por sua vez são limitadas pelos limites dos canais e paredes verticais imaginárias. A descarga é constante ao longo da seção e não há troca de sedimento ou água entre os limites. É possível utilizar diversos métodos para o cálculo do transporte de sedimentos.

A principal característica do modelo é sua capacidade de tratar a largura do canal como uma variável desconhecida, que pode ser ajustada conforme o encontro de duas seções e conforme o passo de tempo por meio princípio da taxa mínima de dissipação de energia em uma versão simplificada para computar ajustes na largura e profundidade dos canais (YANG,1971, 1976; YANG; SONG, 1979,1986).

### **3.4.5 Modelos integrados de erosão e transporte de sedimentos**

Considerando os processos de erosão e transporte de sedimentos como complementares, existem os modelos que integram esses processos e realizam a ligação entre os módulos de geração de sedimentos na bacia com o de transporte pela rede de drenagem, fornecendo aos modelos distribuídos uma visão mais ampla e integrada dos processos que ocorrem nas bacias (BUARQUE, 2015).

A seguir serão apresentadas brevemente as características de alguns modelos integrados de erosão e transporte de sedimentos, com um maior destaque para o MGB-SED, modelo a ser utilizado no presente trabalho. O critério de apresentação segue a ordem cronológica.

#### **3.4.5.1 ANSWERS**

Um dos modelos pioneiros em utilizar a abordagem de divisão da área de estudo em grades ou células para modelagem individual e posteriormente somadas para representar a área como um todo foi o ANSWERS (Areal Non-point Source Watershed Environment Response Simulation) (BEASLEY; HUGGINS; MONKE, 1980), que representa o processo de erosão e transporte de sedimentos com abordagem de base física.

O modelo utiliza quatro principais categorias de dados de entrada como tipo de solo, uso do solo, topografia e descrições dos canais, e para cada uma dessas categorias, vários parâmetros são necessários (FISHER; ABRAHART; HERBINGER, 1997). As saídas do modelo são o escoamento, erosão e nutrientes.

Assim como o AGNPS, considera-se que o modelo possui diversos graus de empiricismo em seus algoritmos para descrever os processos modelados. O modelo é distribuído temporal e espacialmente, e a descrição dos processos de escoamento são empíricas enquanto os processos de erosão e transporte de sedimento são baseados em equações de continuidade de base física. O modelo utiliza a abordagem de Green-Ampt para infiltração, e a desagregação das partículas de solo é calculada por meio de uma relação empírica, além de ser possível simular o transporte individual por classe de tamanhos de partículas (MERRITT; LETCHER; JAKEMAN, 2003).

O maior limitante para a aplicação do modelo é a grande quantidade de dados espacialmente e temporalmente distribuídos que são requisitos iniciais. A falta de dados necessários faz com que seja preciso realizar processos de calibração, que podem afetar a interpretação dos parâmetros do modelo em seus resultados.

#### 3.4.5.2 AGNPS

O Agricultural Non-Point Source model foi desenvolvido pelo departamento de agricultura dos Estados Unidos e outras entidades ambientais do país para estimar e analisar a qualidade da água em bacias rurais de diferentes tamanhos, desde pequenas a maiores que 20 mil hectares (YOUNG et al., 1987).

O modelo funciona em três etapas. Na primeira ocorrem os cálculos iniciais, onde são estimadas a erosão de montante, bem como o escoamento, poluentes em seus pontos de origem, entre outros, que seguirão para cada célula do modelo em uma minibacia. Na segunda etapa calcula-se os possíveis represamentos do escoamento e sedimentos calculados, e na terceira etapa os sedimentos e nutrientes calculados são propagados para o restante das células. O modelo utiliza como parâmetros de entrada

dados morfológicos, uso do solo e dados de precipitação. Para cada célula são determinados uma série de fatores (MERRITT; LETCHER; JAKEMAN, 2003).

O modelo trabalha com componentes empíricos e de base física, e utiliza a RUSLE para estimar a perda de solo nas células. O modelo é distribuído e os processos de escoamento e sedimentos são modelados por células, e propagados até o exutório da área de estudo (*outlet*). O escoamento é simulado utilizando o método do número da curva do SCS (SCS, 1972).

As saídas do modelo consistem no volume de escoamento, vazão de pico e fração do escoamento gerada por cada célula. Quanto aos sedimentos, é calculado o aporte, concentração, distribuição de partículas quanto ao tamanho, erosão e deposição.

Um estudo de Panuska, Moore e Kramer (1991) definiu que para a estimativa do aporte de sedimentos o fator de maior influência é o tamanho da célula adotado. Tal afirmativa pode ser levada em consideração para os demais modelos distribuídos que também utilizam este tipo de divisão.

#### 3.4.5.3 SWAT

O Soil and Water Assessment Tool (SWAT), desenvolvido por Arnold et al. (1998), é um modelo conceitual/físico, contínuo, com passo de tempo diário e semidistribuído. Seu modelo hidrológico é baseado no balanço hídrico, e considera os processos de precipitação, armazenamento, escoamento superficial, percolação e evapotranspiração, realizado pelas unidades de resposta hidrológica (URH). Essas áreas possuem comportamento hidrológico similar, e são definidas com base no tipo e uso de solo e na declividade do terreno.

A propagação do escoamento no canal é feita pelo Método de Muskingum (NEITSCH et al., 2002) ou pelo método de armazenamento de taxa variável (WILLIAMS, 1969). O cálculo da produção de sedimentos é realizado pela Equação Universal de Perda de Solo Modificada - MUSLE (WILLIAMS, 1975). O transporte de sedimentos nos canais acontece de modo que os efeitos de deposição e erosão dependem da máxima quantidade de sedimentos que pode ser transportada pelo escoamento, uma função da velocidade de pico no canal.



#### 3.4.5.4 MGB-SED

Consiste no acoplamento de um modelo de erosão e transporte de sedimentos no canal (MGB-SED), desenvolvido por Buarque (2015) ao Modelo de Grandes Bacias (MGB) originalmente desenvolvido por Collischonn (2001) e posteriormente modificado por Paiva (2009) e Pontes (2016).

No MGB o escoamento superficial é gerado de acordo com a abordagem Dunneana, e a evapotranspiração é calculada pela equação de Penman-Monteith. A propagação do escoamento na rede de drenagem pode ser feita pelo método de Muskingum-Cunge, pelo modelo Hidrodinâmico com a solução completa das equações de Saint Venant, e, em sua versão mais atual, pelo modelo Inercial.

O modelo utiliza o conceito de minibacias para representar as características topográficas e topológicas da bacia, as quais, por sua vez, são subdivididas em unidades de resposta hidrológica, onde são realizadas as propagações de volumes de sedimentos gerados por meio de reservatórios lineares combinados a um coeficiente de retardo.

A Equação Universal de Perda de Solo Modificada - MUSLE (WILLIAMS, 1975) é utilizada para estimação da perda de solo em cada minibacia. A equação é dada por:

$$SED = 11,8 * (Q_{sup} * qpico * A)^{0,56} * K * C * P * LS * FG \quad (15)$$

onde  $SED$  [t] é a carga de sedimentos resultante da erosão do solo,  $Q_{sup}$  [mm.ha<sup>-1</sup>] é o volume de escoamento superficial,  $qpico$  [m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>] é a taxa de pico do escoamento superficial,  $A$  [ha] é a área superficial,  $K$  [0,013.t.m<sup>2</sup>.h.(m<sup>3</sup>.t.cm)<sup>-1</sup>] é o fator de erodibilidade do solo,  $C$  [-] é o fator de cobertura e manejo do solo,  $P$  [-] é o fator de práticas conservacionistas,  $LS$  [-] é o fator topográfico e  $FG$  [-] é um fator que considera a existência de fragmentos grosseiros ou rochas.

O aporte de sedimentos para os cursos d'água é feito por meio de um reservatório linear simples para cada fração do solo considerada (silte, argila e areia) a fim de

retardar o volume de sedimentos que chega ao curso d'água, já que nem todo o volume de sedimentos gerado chega simultaneamente (BUARQUE, 2015).

O transporte de sedimentos no rio é realizado utilizando uma equação de difusão-advectação para partículas de silte e argila, e não há deposição ou erosão dessas partículas no canal. Também é permitida a troca lateral de sedimentos em suspensão entre os rios e suas planícies de inundação, onde pode existir a deposição dessas frações mas não considera-se o fenômeno de ressuspensão. Para a areia é utilizada a equação da continuidade de Exner, já que essas partículas são transportadas como carga de fundo, sofrendo processos de erosão e deposição no canal. A erosão e a deposição no leito são calculadas como função da capacidade de transporte do escoamento conforme a equação de Yang (1984).

O módulo de transporte de sedimentos utiliza os resultados de vazão dos modelos de propagação de vazão e o aporte de sedimentos das minibacias para propagar as cargas de sedimentos ao longo da rede de drenagem, considerando os processos de erosão ou deposição. Além disso a presença do módulo de planícies permite o amortecimento dos picos de concentrações de sedimentos e o retardo da propagação no canal (BUARQUE, 2015).

É possível estimar a quantidade de sedimento erodido e depositado para cada trecho de rio bem como identificar quais regiões da bacia que mais contribuem com a carga de sedimentos. A interação com ambiente SIG e utilização de uma metodologia simplificada na estimativa da distribuição espacial e temporal dos sedimentos acoplado ao modelo MGB permite que as cargas e concentrações de sedimentos sejam estimadas de maneira simplificada, mesmo para uma grande bacia. A necessidade de poucos parâmetros de entrada pode ser considerada uma das principais vantagens do modelo (FAGUNDES, 2018).

Dentre as limitações do MGB-SED, o modelo só representa os processos de erosão e deposição no canal dos sedimentos que correspondem a areia, porém, ele não considera as modificações que ocorrem nas seções devido a esses processos. A maior desvantagem do modelo é que o acoplamento do modelo de sedimentos somente está disponível de imediato para o uso na bacia Amazônica, visto que requer

dados específicos da região, extraídos com ferramentas não disponíveis na versão mais atual do MGB (PONTES et al., 2015). O modelo apenas representa os processos de erosão e deposição no canal dos sedimentos que correspondem a areia, mas não considera as modificações que ocorrem nas seções devido a esses processos.

## 4 METODOLOGIA

Neste estudo o módulo de geração e transporte de sedimentos do MGB-SED, proposto por Buarque (2015) e adaptado por Fagundes (2018), foi acoplado à versão mais recente do modelo MGB (PONTES, 2016), a qual realiza a simulação com propagação inercial de vazões. O acoplamento do MGB-SED, até então desenvolvido para uso com propagação hidrodinâmica das vazões, na estrutura do modelo MGB inercial consistiu na integração entre os módulos hidrológicos, hidráulicos e de sedimentos. O módulo foi programado em linguagem Fortran.

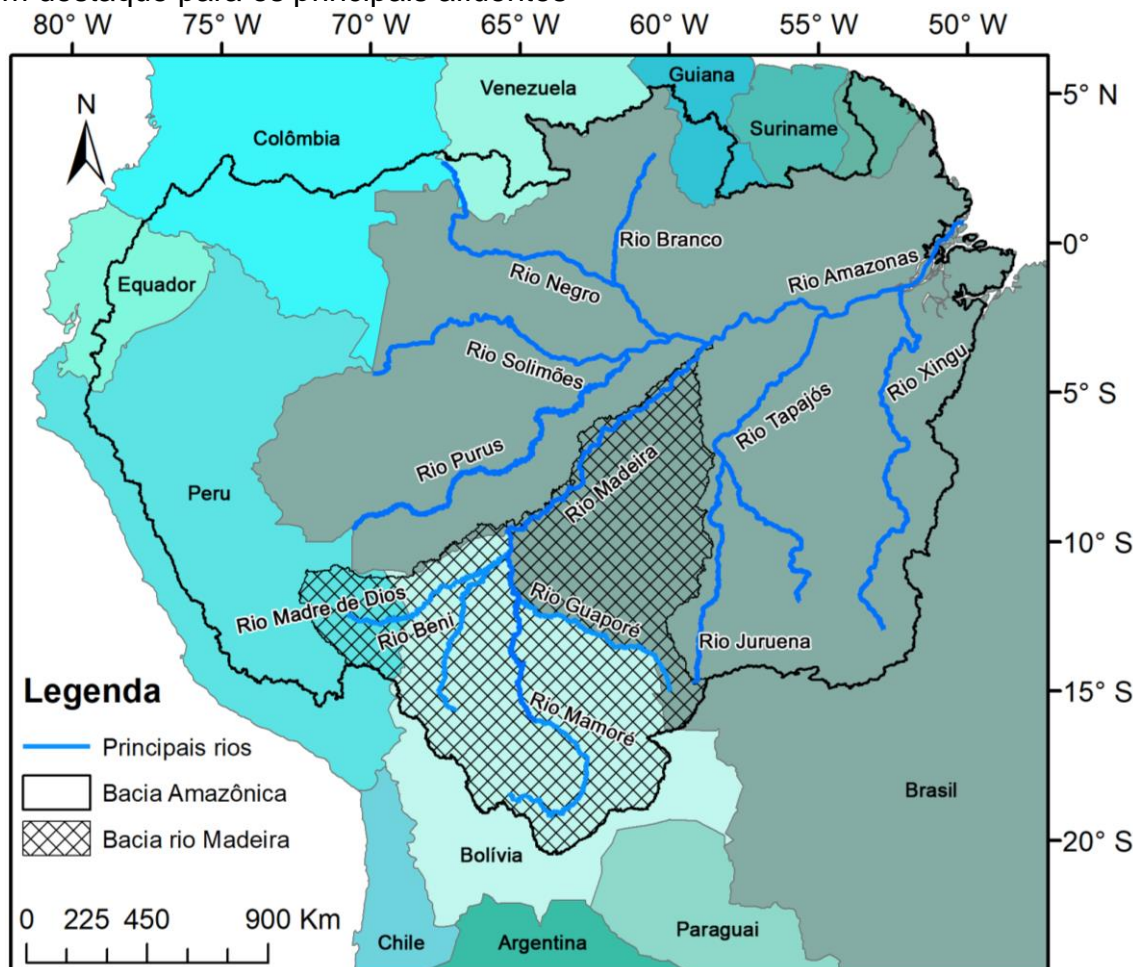
A versão do modelo de geração e transporte de sedimentos com propagação inercial das vazões, aqui denominado de MGB-SEDin para facilitar a diferenciação, foi aplicada à bacia hidrográfica do rio Madeira. Os dados utilizados para a modelagem, bem como a avaliação de resultados, foram baseados no estudo de Buarque (2015), principalmente para avaliar o acoplamento, bem como as vantagens e desvantagens da simulação com propagação inercial em relação à propagação hidrodinâmica, tanto no transporte hidráulico como no transporte de sedimentos.

### 4.1 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo escolhida para o presente trabalho foi a bacia do rio Madeira, principal tributário do sul da bacia Amazônica. A área da bacia possui formação complexa, drenando parte da região da Cordilheira dos Andes, do Escudo Brasileiro e da Planície Sedimentar Amazônica, considerado assim, um tributário de grande importância geográfica (GUYOT; JOUANNEAU; WASSON, 1999).

O rio Madeira é formado pela confluência os rios Beni (Bolívia) e Mamoré (fronteira Bolívia-Brasil), em Villa Bella, na Bolívia (Figura 3). No Brasil, ele percorre ao longo do noroeste do estado de Rondônia e entra no estado do Amazonas, onde se une ao rio Amazonas à jusante da cidade de Manaus (LEITE et al., 2011). O rio Madeira pode ser considerado o maior rio amazônico em volume de água (QUEIROZ; TORRENTE-VILARA, 2015), possuindo uma área de drenagem de, aproximadamente,  $1,4 \cdot 10^6$  km<sup>2</sup>, onde 51% desse território pertence à Bolívia, 7% ao Peru e 42% ao Brasil (GUYOT, 1993).

Figura 3 – Localização da bacia do rio Madeira em relação à bacia do rio Amazonas, com destaque para os principais afluentes



Fonte: Elaborado pela autora (2019).

#### 4.1.1 Características gerais da bacia

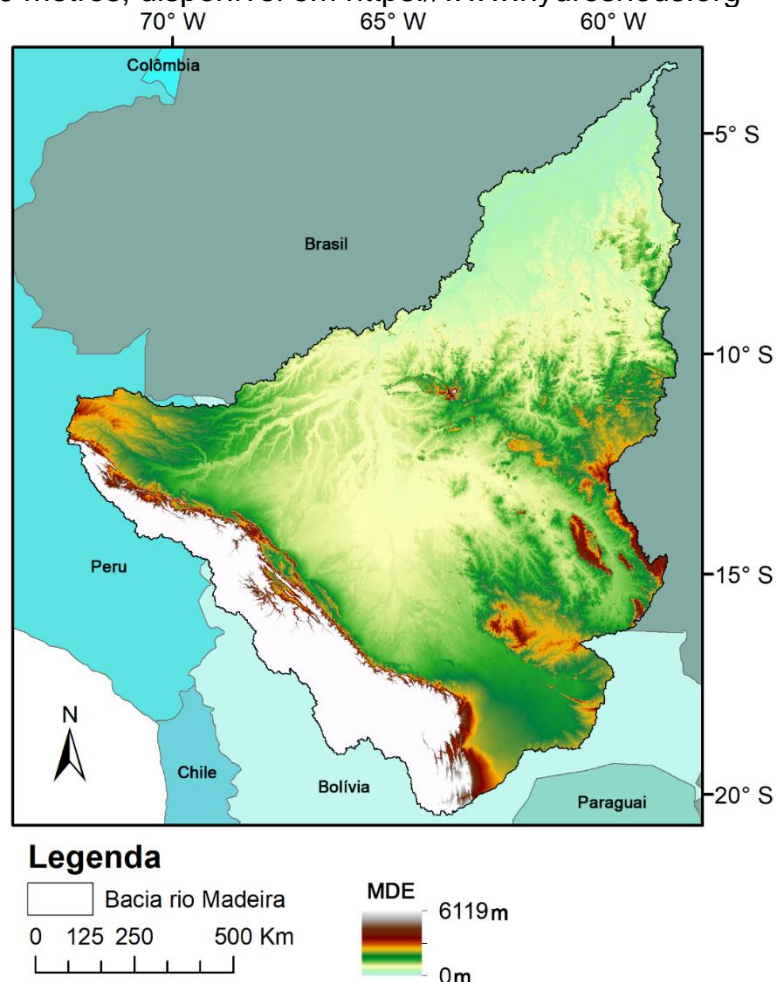
A região possui clima quente e úmido, com estação seca pouco pronunciada (de junho a agosto) e temperatura anual média variando entre 25 e 27 °C. A umidade relativa do ar é de aproximadamente 85% e a precipitação média anual da bacia é de 2200 mm.ano<sup>-1</sup>, podendo chegar a atingir 3500 mm.ano<sup>-1</sup> nas regiões próximas a Cordilheira dos Andes, devido a umidade trazida pelos ventos alísios de leste da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (FISCH; MARENGO; NOBRE, 1998; QUEIROZ; HORBE; MOURA, 2011).

Apesar de corresponder a 23% da área total da bacia Amazônica, o rio Madeira contribui apenas com 15% da descarga líquida total da Amazônia para o oceano, apresentando vazão média de 32.000 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> em sua foz. Seu regime fluvial apresenta

períodos bem definidos de enchente (setembro a janeiro), cheia (novembro a abril) e recessão (junho a outubro) (MOLINIER et al., 1994; BERNINI et al., 2016).

Por possuir três unidades morfoestruturais distintas em seu território, verificam-se grandes altitudes na parte montante da bacia, região da Cordilheira dos Andes, a unidade responsável por maior parte do sedimento transportado pela bacia. A Planície Sedimentar Amazônica é caracterizada por regiões de baixas declividades e largas zonas de inundação (várzeas) por onde correm rios com altas concentrações de sedimentos em suspensão (como os rios Beni e Mamoré). Já o Escudo Brasileiro é formado por rochas cristalinas e altitude média de 150 metros, onde há presença de cachoeiras, principalmente próximo a Porto Velho. Essa peculiaridade define parte das características hidrológicas da bacia (RIBEIRO NETO, 2006). A Figura 4 apresenta o relevo da bacia.

Figura 4 – Relevo na bacia do rio Madeira obtido a partir dos dados do SRTM com resolução de 90 metros, disponível em <https://www.hydrosheds.org>



Fonte: Elaborado pela autora (2019).

#### 4.1.2 Dinâmica de sedimentos na bacia

O rio Madeira apresenta grande quantidade de carga suspensa, o que é uma característica de rios tropicais que possuem bacias situadas em altos relevos, ou que drenam cinturões orogênicos ativos, também conhecidos como rios de águas brancas (RIBEIRO NETO, 2006; FILIZOLA et al., 2009).

A porção superior da bacia do rio Madeira apresenta as maiores taxas de erosão da bacia Amazônica, com dados médios de aporte de sedimento correspondentes a  $3.200 \text{ t} \cdot (\text{km}^2 \cdot \text{ano})^{-1}$  (GUYOT; JOUANNEAU; WASSON, 1999). Seu aporte de descarga sólida corresponde a 45% da carga sólida da bacia Amazônica (FILIZOLA; GUYOT, 2011). A concentração média anual de sedimentos em suspensão no rio Madeira equivale a  $360 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$  (em Porto Velho) (RIVERA et al., 2019).

A cordilheira dos Andes constitui a principal fonte natural de sedimentos para o rio Amazonas, devido a sua acentuada topografia e a natureza das rochas ígneas e coberturas sedimentares, de fácil fragmentação em virtude do tectonismo local, baixo grau de cobertura vegetal e altos índices de precipitação. Nessa região, a produção de sedimentos é regida por processos de erosão em massa com desmoronamento de encostas (CARVALHO et al., 2005; FILIZOLA; GUYOT, 2011). Embora existam fatores de ordem antrópica que contribuem para o aumento da produção de sedimentos na bacia, como a transformação de áreas de floresta em áreas para a agropecuária, a maior produção de sedimentos está associada aos Andes, transportada por meio dos rios Madre de Dios, Beni e Mamoré (BERNINI et al., 2016).

Os principais tributários andinos do rio Madeira são os rios Beni e Mamoré, contribuindo com 72% e 28% de toda a contribuição de sedimentos em suspensão dos Andes para o rio Madeira respectivamente. A participação do rio Beni na vazão do rio Madeira é de 52%, e do rio Mamoré de 48% (GUYOT, 1993). Um estudo de Guyot, Jouanneau e Wasson (1999) mostrou que a distribuição dos tamanhos de partículas de sedimentos de fundo na bacia do rio Madeira indica que ocorre uma rápida deposição de material grosseiro à medida em que o rio deixa a região andina para adentrar a planície Amazônica. Na região Andina, o tamanho das partículas de

sedimentos em suspensão possui em média 0,06 mm de diâmetro, e na planície, diâmetros médios de 10  $\mu\text{m}$  (siltes finos).

#### **4.1.3 Importância**

O monitoramento do transporte de sedimentos no rio Madeira é de grande importância, pois possibilita a aquisição de informações para atividades que dependem do fluxo do rio e descarga de sedimentos, como por exemplo a navegação. Duas grandes hidroelétricas foram construídas no trecho superior do rio Madeira (Santo Antônio e Jirau) e, juntas, foram projetadas para gerar 6.450 MW de eletricidade, tornando-se o terceiro maior complexo hidrelétrico do Brasil (TUNDISI, 2005). O impacto da construção dessas usinas associados ao comportamento da descarga e sedimentos em função das mudanças sofridas na região faz com que a dinâmica dos rios seja cada vez mais conhecida e monitorada, a fim de reduzir os possíveis danos ambientais na região (VILLAR et al., 2013).

A escolha da bacia do rio Madeira como estudo de caso deve-se a diversos fatores. Primeiramente o fator geográfico, visto que a bacia drena três unidades morfoestruturais principais da Amazônia. O rio Madeira é considerado o mais importante tributário sul da bacia Amazônica (GUYOT; JOUANNEAU; WASSON, 1999), caracterizado por extensas planícies de inundação e efeitos de jusante como remanso. Sua área é extensa o suficiente para a aplicação do modelo desejado e a bacia possui dados de sedimentos em suspensão (ANA, SO-HYBAM) e de superfície d'água (SO-HYBAM) para serem utilizados na avaliação dos resultados.

Embora a produção de sedimentos na Região Andina seja regida por processos de erosão em massa com desmoronamento de encostas, praticamente todo o material grosseiro proveniente dos Andes é retido na sua parte baixa. Buarque (2015) obteve resultados satisfatórios na representação da dinâmica de sedimentos em suspensão na bacia utilizando modelagem com o modelo MGB-SED e método de propagação hidrodinâmica (HD) das vazões. Como o método HD do modelo está prontamente disponível na bacia do rio Amazonas, e a simulação de sedimentos desenvolvida para a bacia do rio Madeira, essa bacia é a área deste estudo, permitindo comparar os resultados aqui obtidos. Por fim, será possível verificar os resultados do modelo na



representação da dinâmica espacial e temporal geração de sedimentos e do transporte de sedimentos na bacia, área que carece de estudos e ferramentas disponíveis, apesar de sua importância e significativa influência na dinâmica de sedimentos do rio Amazonas.

## 4.2 MODELAGEM HIDROLÓGICA

O modelo hidrológico utilizado foi o MGB (COLLISCHONN, 2001), com propagação de vazões inercial, descrito em Pontes (2015), que é disponibilizado gratuitamente pelo Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) em <https://www.ufrgs.br/hge/mgb-4-1/>. Os dados utilizados neste estudo foram os mesmo de Buarque (2015), de forma a permitir uma comparação direta entre os resultados. Uma breve descrição do modelo MGB e suas características encontra-se no Anexo A e suas principais formulações matemáticas estão reunidas no Anexo B. O período escolhido para a simulação, assim como em Buarque (2015) foi de 1998 a 2005.

### 4.2.1 Dados hidrológicos

Os dados hidrológicos para a aplicação do modelo MGB-IPH são referentes à chuva e a vazão. Neste estudo, são considerados os dados de precipitação do satélite TRMM 3B42 (HUFFMAN et al., 2007), assim como adotado por Buarque (2015). O TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) foi uma missão conjunta da NASA (National Aeronautics and Space Administration) e da Agência de Exploração Aeroespacial do Japão lançada em 1997. O satélite de pesquisa foi projetado para melhorar a compreensão sobre a distribuição e variabilidade das precipitações nos trópicos. Esses dados, disponíveis desde 1998 com resolução espacial de 0,25x0,25 graus, já foram utilizados/avaliados em diversos trabalhos (COLLISCHONN; COLLISCHONN; TUCCI, 2008; PAIVA; COLLISCHONN; TUCCI, 2011; CLARKE et al., 2011; BUARQUE et al., 2011; BUARQUE, 2015; SOARES; PAZ; PICCILLI, 2016; PONTES et al. 2017).

Os dados de séries diárias de vazão utilizados são de estações fluviométricas pertencentes ao território brasileiro da bacia e podem ser obtidos no Sistema de

Informações Hidrológicas (HidroWeb), disponibilizado Agência Nacional das Águas (ANA). Foram utilizadas apenas estações contendo dados consistentes, no período de 1985 a 2005, e com pelo menos 80% dos meses sem falhas (um mês sem falhas contém no máximo 5 dias sem informações para efeito do presente trabalho), totalizando 25 estações (Buarque, 2015), listadas na Tabela 2.

Tabela 2 – Estações fluviométricas com dados diários de vazão (1985 a 2005) utilizadas neste estudo. Os dados estão disponíveis no Sistema de Informações Hidrológicas (HidroWeb), mantido pela Agência Nacional das Águas (ANA) em <https://www.snirh.gov.br/hidroweb>

<b>Código</b>	<b>Nome</b>	<b>Área (km<sup>2</sup>)</b>	<b>Latitude</b>	<b>Longitude</b>
15050000	Pontes E Lacerda	3.140	-15,21048	-59,36016
15120001	Mato Grosso	23.814	-15,00756	-59,96014
15130000	Pimenteiras	56.215	-13,48562	-61,04847
15150000	Pedras Negras	109.788	-12,85185	-62,89815
15250000	Guajará-Mirim	589.497	-10,79342	-65,34815
15320002	Abunã	899.761	- 9,70603	-65,36472
15400000	Porto Velho	954.285	- 8,74824	-63,91860
15552600	Fazenda Flor Do Campo	4.230	-11,75167	-60,87269
15552700	Ponte Comemoração	5.940	-11,66896	-61,18111
15558000	Pimenta Bueno	10.114	-11,68154	-61,19353
15559000	Sítio Bela Vista	16.092	-11,64824	-61,21467
15560000	Jiparaná	33.012	-10,87287	-61,93961
15565000	Jaru	3.965	-10,44371	-62,46474
15575000	Piratininga	4.854	-9,34784	-61,93928
15580000	Tabajara	60.212	-8,93161	-62,05573
15430000	Ariquemes	7.795	-9,92719	-63,06009
15431000	Fazenda Rio Branco	8.469	-9,88558	-62,98101
15432000	Mineração Ponte Massangana	1.015	-9,76042	-63,28909
15550000	Santa Isabel	12.640	-8,79852	-63,70172
15630000	Humaitá	1.066.240	-7,50205	-63,01475
15700000	Manicoré	1.157.516	-5,81473	-61,30596
15750000	Humboldt	15.213	-10,16878	-59,46468
15800000	Boca Do Guariba	68.612,85	-7,71053	-60,58943
15910000	Santarem Sucunduri	12.631	-6,79376	-59,03953
15930000	Acari Br-230	4.594	-7,10204	-59,69348

Fonte: Agência Nacional de Águas (2018).

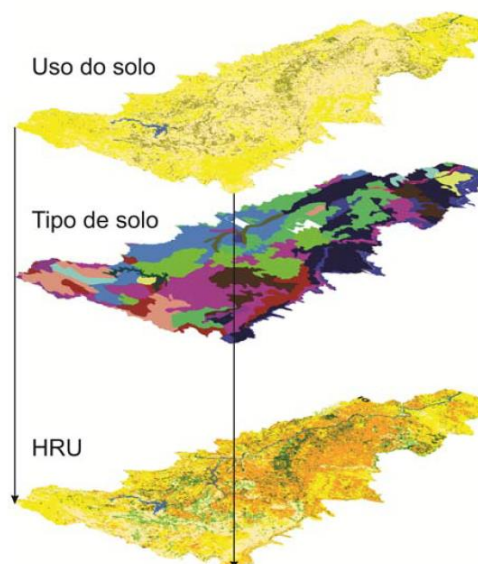
#### 4.2.2 Dados meteorológicos

Foram utilizados dados de reanálise no período de 1998 a 2005, que consiste na combinação de resultados de modelos climáticos e informação observada em estações meteorológicas. A opção por esse tipo de dado se dá devido à escassez de dados de chuva na bacia, principalmente na porção localizada fora do país. Os dados utilizados pertencem ao National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR), disponíveis em <http://cdc.noaa.gov>, e foram descritos em Kalnay et al., 1996.

#### 4.2.3 Definição das Classes de Resposta Hidrológica

A variabilidade espacial da bacia dentro do MGB é considerada por meio das Classes de Resposta Hidrológica (CRH), que são áreas de comportamento hidrológico similar. As classes são definidas por meio da superposição de mapas de tipo de solo e uso da terra e vegetação (Figura 5).

Figura 5 – Esquema representativo para definição das classes de resposta hidrológicas

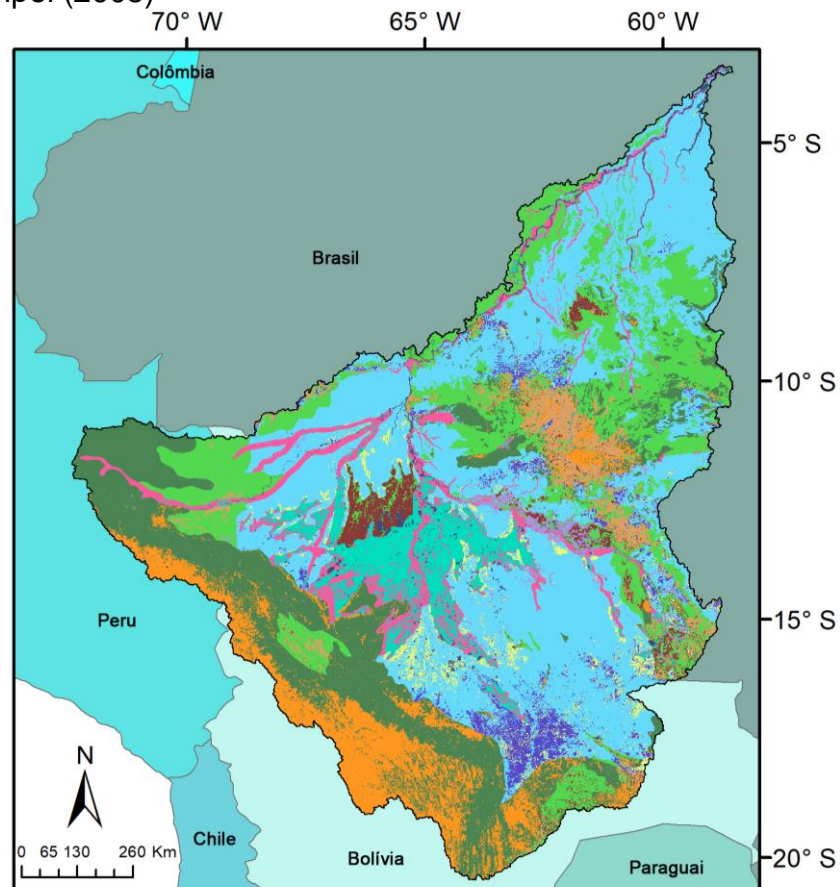


Fonte: Buarque (2015).

O mapa de CRH utilizado neste estudo foi desenvolvido por Buarque (2015), o qual considerou o Mapa de Vegetação da América do Sul, preparado por Eva et al. (2002),

com resolução espacial de aproximadamente 1 km, produzido a partir de revisões de levantamentos de cobertura vegetal anteriores e múltiplas imagens de satélites de diferentes resoluções e finalidades. Já o mapa de tipos de solo foi o descrito em Dijkshoorn, Huting e Tempel (2005). Ambos os mapas foram considerados como representativos para o período de estudo e detalhes da metodologia utilizada para estabelecer as URH podem ser encontrados em Buarque (2015). As 12 classes de resposta hidrológica para a bacia do rio Madeira estão apresentadas na Figura 6 e descritas na Tabela 3.

Figura 6 – Mapa das 12 classes de resposta hidrológica da bacia do rio Madeira definidas por Buarque (2015), formado pela sobreposição do Mapa de Vegetação da América do Sul (EVA et al., 2002) e o mapa de tipos de solo descrito em Dijkshoorn, Huting e Tempel (2005)



**Classes de Resposta Hidrológica**

	Agricultura em argissolo		Floresta inundável
	Agricultura em latossolo		Vegetação de baixo porte em argissolo
	Floresta em argissolo		Vegetação de baixo porte em latossolo
	Floresta em latossolo		Vegetação de baixo porte em solo de várzea
	Floresta em solo de várzea		Vegetação de baixo porte em solo raso
	Floresta em solo raso		Água

Fonte: Elaborado pela autora (2019).

Tabela 3 – Descrição das classes de resposta hidrológica definidas por Buarque (2015), para a bacia do rio Madeira

URH	Descrição	Tipo de solo	Área (km <sup>2</sup> )	Área (%)
1	Floresta inundável	Fluvissole	221.040,3	3,15
2	Floresta em solo de várzea	Gleissolo	481.114	6,85
3	Floresta em argissolo	Argissolo	2.164.441,8	30,83
4	Floresta em latossolo	Latossolo	1.666.261,6	23,74
5	Floresta em solo raso	Cambissolo	827.427,4	11,79
6	Vegetação de baixo porte em solo raso	Cambissolo e litossolo	449.851,3	6,41
7	Vegetação de baixo porte em latossolo	Latossolo	202.129,3	2,88
8	Vegetação de baixo porte em argissolo	Argissolo	205.165,1	2,92
9	Agricultura em latossolo	Latossolo	284.698,4	4,06
10	Agricultura em argissolo	Argissolo	255.825,6	3,64
11	Vegetação de baixo porte em solo de várzea	Gleissolo	142.538,2	2,03
12	Água	-	119.617,3	1,7

Fonte: Buarque (2015).

#### 4.2.4 Discretização da bacia

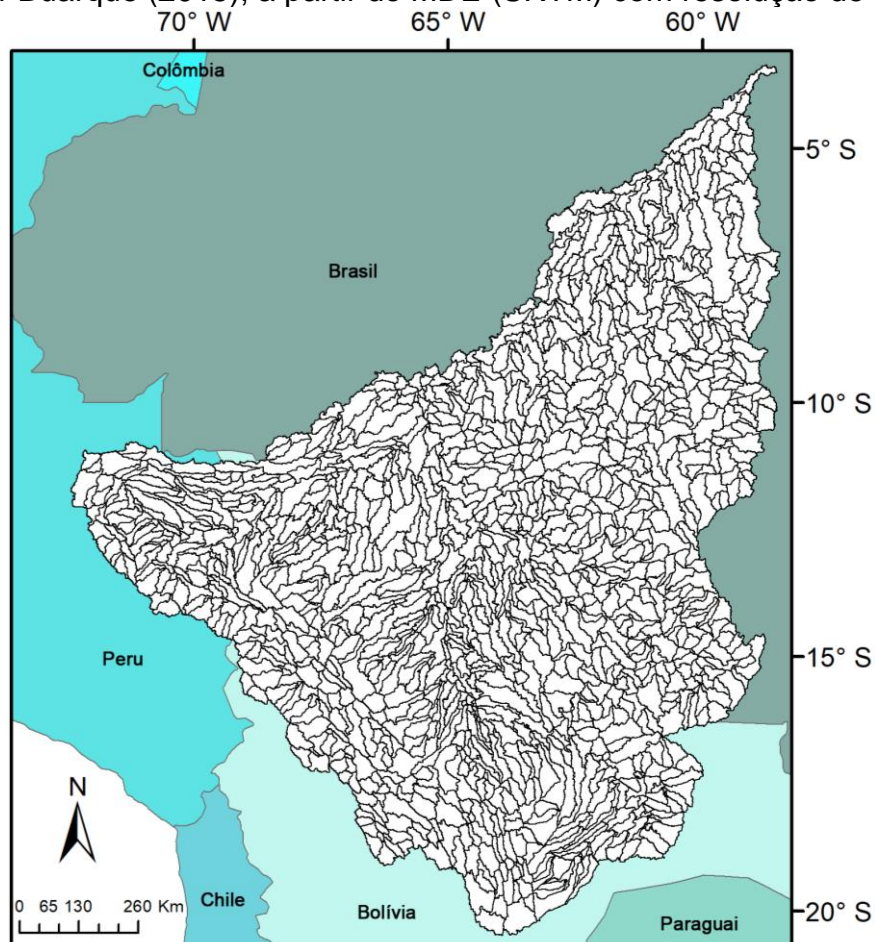
O MGB divide seus dados espaciais em três categorias distintas: bacia, sub bacia e minibacia. A bacia é a área total simulada no modelo, e as minibacias são as menores unidades em que a bacia é dividida. As sub bacias são unidades de tamanho intermediário entre a bacia e as minibacias, para as quais são definidos os valores dos parâmetros do modelo e realizados os procedimentos de calibração e validação.

O processo de discretização da bacia do rio Madeira realizado por Buarque (2015) iniciou-se com um modelo digital de elevação (MDE), a partir do qual foram realizadas etapas de remoção de depressões, geração de direções de fluxo, área de drenagem acumulada, rede de drenagem e a subdivisão em minibacias (PAIVA; COLLISCHONN; TUCCI, 2011). Todos os algoritmos utilizados nessa etapa foram executados com o pacote de ferramentas ArcHYDRO, e são baseados no MDE como

principal fonte de informação, visto que a topografia é o principal elemento que define a direção e a velocidade dos escoamentos superficiais.

O MDE utilizado possui resolução de aproximadamente 500 metros, e encontra-se disponível em <http://hydrosheds.cr.usgs.gov>. A delimitação da rede de drenagem foi realizada adotando-se um valor limite de área de cabeceira de 625 km<sup>2</sup>, gerando uma rede de drenagem composta por 1443 trechos de rios, e, por consequência, o mesmo número de minibacias que estão apresentadas na Figura 7.

Figura 7 – Distribuição espacial das 1443 minibacias delimitadas na bacia do rio Madeira por Buarque (2015), a partir do MDE (SRTM) com resolução de 500 metros

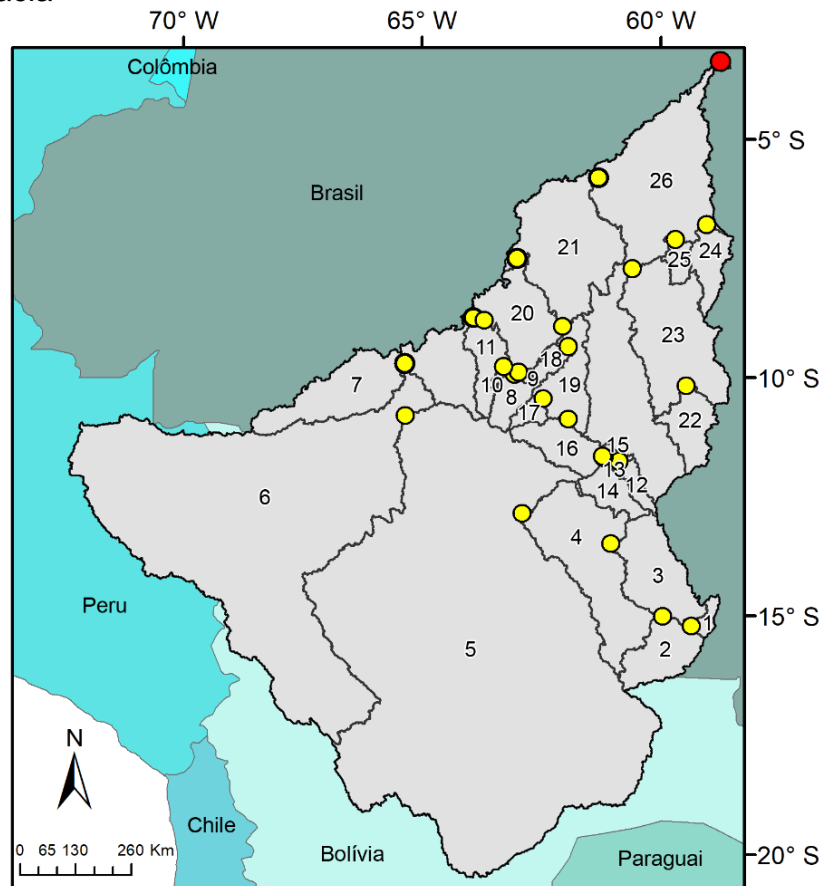


Fonte: Elaborado pela autora (2019).




Buarque (2015) ainda dividiu a bacia em sub bacias, permitindo que, para cada uma delas, fosse possível definir um conjunto diferente de valores dos parâmetros para cada uma de suas URH. Ao total, foram consideradas 26 sub bacias, as quais foram numeradas de montante para jusante, de modo que uma sub bacia não esteja

localizada a montante de outra com numeração inferior. As sub-bacias consideradas corresponderam às áreas de drenagem dos 25 postos fluviométricos (ver Tabela 2) mais a área incremental até exutório da bacia, e estão apresentadas pela Figura 8.

Figura 8 – Sub-bacias delimitadas por Buarque (2015) na bacia do rio Madeira pelo critério da localização dos postos fluviométricos. Ao todo são 25 sub-bacias delimitadas onde há postos fluviométricos e uma (número 26) correspondente ao exutório da bacia



### Legenda

-  Estações fluviométricas
-  Exutório Madeira
-  Sub-bacias Madeira

Fonte: Elaborado pela autora (2019).

Destaca-se, ainda, que Buarque (2015) realizou simulações com propagação mista de vazões, ou seja, parte da rede de drenagem foi simulada com propagação por Muskingum-Cunge e parte com modelo hidrodinâmico. As condições para essa seleção estão detalhadas em Paiva (2009) e envolveram, basicamente, a escolha de trechos com declividades baixas e com planícies de inundação. No entanto, para a versão do MGB-SED apresentada neste trabalho, essa separação não foi

considerada, visto que para o modelo inercial todos os trechos de rios da bacia são simulados com o mesmo modelo de propagação de vazões.

#### **4.2.5 Atributos das minibacias**

Para cada minibacia são obtidos atributos (características físicas) relevantes para a simulação hidrológica, como topologia hídrica, a área de drenagem, área de drenagem total acumulada a montante, comprimento do trecho de rio, declividade do trecho de rio, largura e profundidade da calha principal do rio, distribuição das URHs, interconexões existentes e curva hipsométrica entre os níveis acima da calha do rio e correspondentes áreas alagadas (PONTES, 2016).

Na versão atual do MGB, com propagação inercial de vazões, todos esses atributos são obtidos de maneira automática partir do processamento do Modelo Digital de Elevação (MDE), por meio de um pacote de ferramentas *open source* integrado a um ambiente SIG, o IPH-Hydro Tools (SIQUEIRA et al., 2016).

No entanto, para a versão do MGB hidrodinâmico, a etapa de pré-processamento é realizada com uma rotina computacional chamada de PrePRO-MGB (BUARQUE et al., 2011), a qual difere daquela do IPH-Hydro Tools por necessitar não apenas do MDE, mas de todo o conjunto de mapas gerados na etapa de discretização da bacia no software ArcGIS (Buarque, 2015), e por não incluir como resultado as informações de largura e profundidade dos cursos d'água a partir das relações geomorfológicas. Além disso, para uso da propagação hidrodinâmica, é ainda considerado um maior número de processos e de rotinas para a extração de informações que são específicas para o funcionamento dessa versão do modelo, as quais estão descritas em Paiva (2009) e Paiva, Collischonn e Tucci (2011).

Assim, os arquivos gerados na etapa de discretização, como o das direções de escoamento, minibacias, rede de drenagem, classes de resposta hidrológicas e sub-bacias que foram produzidos por Buarque (2015), tiveram que ser submetidos ao pré-processamento do IPH-Hydro Tools para a utilização no MGB inercial, visto que outras informações também são utilizadas para a simulação na versão atual do modelo, como a curva hipsométrica, uma representação gráfica do relevo médio da minibacia,



e dados de largura e profundidade dos trechos determinados pelas relações geomorfológicas, que relacionam larguras e profundidades médias de seções transversais disponíveis em locais com estações fluviométricas. Desta forma, neste estudo para o pacote de ferramentas IPH-Hydro Tools foi utilizado para reprocessar os arquivos, gerando as informações necessários para a simulação hidrológica no MGB com propagação inercial de vazões.

A opção PrePRO-MGB, do IPH-Hydro Tools, analisa os dados de relevo da bacia provenientes do MDE e as informações que foram adquiridas pelo pré-processamento em SIG, resumindo as informações das características fisiográficas de cada minibacia em uma tabela que contém informações topológicas do modelo. As informações estão apresentadas no Quadro 2.

Quadro 2 – Atributos das minibacias extraídos pelo pela rotina PrePRO-MGB do pacote de ferramentas IPH-Hydro Tools (SIQUEIRA et al., 2016), existente na versão mais recente do modelo (MGB 4.1)

<b>Atributo</b>	<b>Significado</b>
<i>CatID</i>	Código da minibacia original, conforme gerado pelo processo em SIG.
<i>MINI</i>	Número da minibacia em ordem topológica, iniciando nas bacias de cabeceira até a minibacia exutório, para organizar a ordem dos cálculos no modelo (montante para jusante).
<i>Xcen e Ycen</i>	Coordenadas do centroide das minibacias utilizadas no processo de interpolação de dados de chuva e variáveis climáticas.
<i>Sub</i>	Identificação da sub-bacia a qual pertence a minibacia.
<i>Area</i>	Área de drenagem da minibacia expressa em km <sup>2</sup> .
<i>AreaM</i>	Área de drenagem total a montante de cada minibacia expressa em km <sup>2</sup> .
<i>Ltr e Str</i>	Comprimento e declividade, respectivamente, do rio principal que atravessa uma minibacia.
<i>Lrl e Srl</i>	Comprimento e declividade, respectivamente, do afluente mais longo dentro de uma minibacia.
<i>MiniJus</i>	Número da minibacia localizada imediatamente a jusante.
<i>Ordem</i>	Ordem do curso d'água da minibacia.
<i>Hdr</i>	Campo para indicação do tipo de propagação de vazão no trecho de rio da minibacia (0 = simplificada; 1 = inercial).
<i>Width</i>	Largura do trecho baseada na equação geomorfológica.
<i>Depth</i>	Profundidade do trecho baseada na equação geomorfológica.
<i>Manning</i>	Coeficiente de rugosidade de Manning.
<i>BLC_X</i>	Porcentagem da área da minibacia ocupada por cada uma das classes de resposta hidrológica (X varia de 1 até o número de CRH).

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

Tanto para o modelo MGB hidrodinâmico quanto para o modelo MGB inercial as seções transversais de cálculos são consideradas retangulares, e os parâmetros geométricos de largura  $B_{rio}$  [m] e profundidade máxima  $H_{rio}$  [m] são estimados como função da área de drenagem  $A_d$  [km<sup>2</sup>], por meio de relações geomorfológicas. As relações geomorfológicas utilizadas foram desenvolvidas por Paiva (2009) para a bacia Amazônica, por meio de dados de perfis transversais das seções de medição de vazão de 341 estações fluviométricas pertencentes a ANA e localizadas nas bacias dos rios Amazonas e Tocantins. Para a bacia do rio Madeira as equações definidas são dadas por:

$$B_{rio} = 1,30 * A_d^{0,46} \quad (16)$$

$$H_{rio} = 1,25 * A_d^{0,20} \quad (17)$$

#### 4.2.6 Áreas alagadas

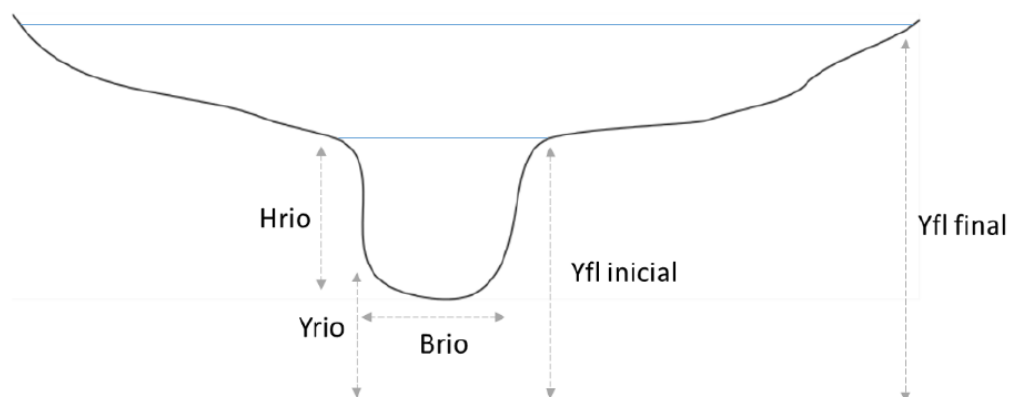
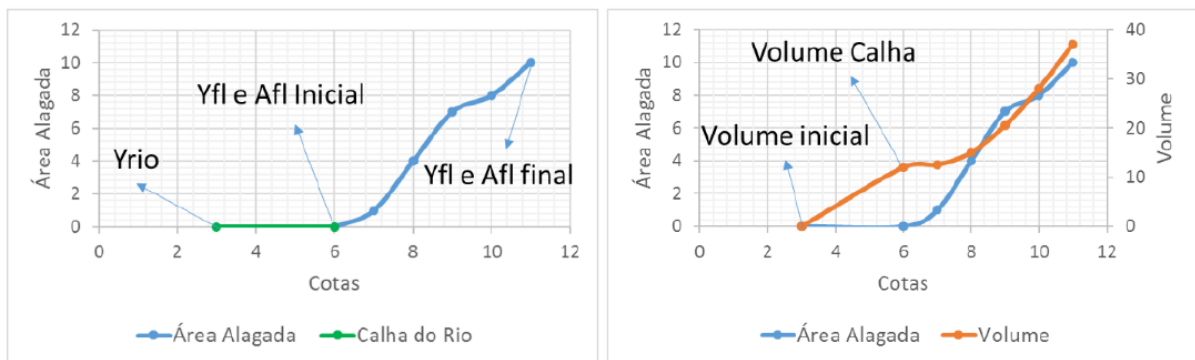
No MGB hidrodinâmico cada trecho de rio de uma minibacia é subdividido em diversas seções transversais onde as variáveis hidráulicas são calculadas (PAIVA; COLLISCHONN; TUCCI, 2011). As áreas alagadas são calculadas por uma função de formato  $A_{fl}(z, m)$ , que, para cada seção transversal  $m$ , relaciona o nível d'água com a área alagada do subtrecho a montante. A função é extraída do MDE por meio de procedimentos computacionais descritos em Paiva (2009) e Paiva, Collischonn e Tucci (2011). A área alagada relacionada com determinada seção  $m$  e nível de água  $z$  é igual à soma da área de todos os pixels pertencentes à área alagável  $m$  e com cota igual ou inferior a  $z$ .

Para o MGB inercial, em cada minibacia, é extraída uma curva hipsométrica (Figura 9) relacionando o nível de água acima da calha principal do rio ( $Y_{fl\ inicial}$  na Figura 9) e a área alagada para uma seção transversal hipotética, incluindo ainda a parte submersa nos rios estimada pelas equações 16 e 17. Essa metodologia considera que o pixel com menor elevação do MDE corresponde ao nível da água, e abaixo desse nível está a calha do rio com a largura ( $B_{rio}$ ) e profundidade ( $H_{rio}$ ) obtidas pelas relações geomorfológicas. Tem-se então a variável  $Y_{fl}$  é o nível do terreno na parte

superior da calha do rio,  $Y_{rio}$  é o nível de fundo do rio na minibacia, que corresponde à diferença entre  $Y_{fl}$  e  $H_{rio}$  da minibacia. Até o limite entre a calha cheia do rio e a planície, as áreas alagadas são consideradas nulas, e a partir do nível de calha cheia do rio existe uma área alagada de dimensão  $A_{fl}$ . Os valores de nível acima da calha do rio vão aumentando em uma unidade até um valor limite de incrementos  $NP$ , definido pelo usuário, e no presente trabalho adotado como 100 (PONTES, 2016).

No MGB inercial, para fazer a relação entre a informação de nível ou cota e área alagada com o volume (variável utilizada na equação da continuidade no modelo Inercial), calcula-se o volume de água na calha do rio para vários níveis. Esse cálculo é obtido integrando a área da curva cotaxárea, que representa o volume de água para diferentes níveis. Essa integral é obtida considerando áreas incrementais na forma de trapézios (PONTES, 2016).

Figura 9 – Exemplo de curva hipsométrica relacionando o nível de água acima da calha principal do rio ( $Y_{fl\ inicial}$ ) e a área alagada para uma seção transversal hipotética.  $H_{rio}$  e  $B_{rio}$  são a profundidade e largura, respectivamente, da calha do rio obtida a partir de relações geomorfológicas.  $Y_{rio}$  é o nível de fundo do rio,  $Y_{fl\ inicial}$  é o nível de água na parte superior da calha do rio e  $Y_{fl\ final}$  é o maior nível da seção transversal



Fonte: Pontes (2016).

#### 4.2.7 Calibração do Modelo hidrológico

No MGB-IPH existem dois tipos de parâmetros, os fixos e os calibráveis. Os parâmetros fixos têm valores que podem ser medidos, relacionados à vegetação ou que não interferem profundamente nos resultados. Alguns parâmetros também podem ser considerados fixos porque o modelo é pouco sensível às suas variações. Já os parâmetros calibráveis são alterados a cada aplicação do modelo em uma nova bacia, a fim de apresentar um bom ajuste entre os dados de vazão observados e calculados (COLLISCHONN, 2001). Os parâmetros fixos do MGB são o albedo, índice de área foliar (IAF), altura das árvores e resistência superficial.

Os parâmetros calibráveis do modelo hidrológico são a capacidade de volume do solo ( $Wm$ ), relação entre a capacidade do solo e o grau de saturação ( $b$ ), parâmetro de drenagem sub superficial ( $Kint$ ), parâmetro de drenagem subterrânea ( $Kbas$ ), parâmetros de retardo dos reservatórios superficial, sub-superficial e subterrâneo ( $Cs$ ,  $Ci$  e  $Cb$ , respectivamente).

Buarque (2015) realizou a calibração do modelo MGB-SED para a bacia do rio Madeira, utilizando o método de propagação de vazão de Muskingum-Cunge, até atingir bons resultados, considerando as estatísticas de avaliação (especialmente o erro no volume), para então usar os parâmetros calibrados na aplicação do modelo hidrodinâmico e analisar seus resultados. No presente trabalho, os parâmetros calibrados por Buarque (2015) com o método de Muskingum-Cunge foram utilizados para a aplicação do modelo MGB-SED acoplado à versão inercial do MGB, e assim realizada a verificação dos resultados da simulação hidrológica com o modelo inercial, comparando-os diretamente aos resultados do modelo hidrodinâmico obtidos pelo autor. Os valores dos parâmetros calibráveis adotados estão apresentados no Anexo C.

Para avaliar o desempenho da simulação com propagação inercial, foram consideradas as mesmas estatísticas de Buarque (2015), ou seja, o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe (ENS), o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe dos logaritmos (ENSLog) e o erro relativo de volume total ( $\Delta V$ ) dos hidrogramas.

O coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe é uma forma quantitativa de avaliar o desempenho de um modelo hidrológico, medindo o quanto o modelo hidrológico é superior a um modelo alternativo, que é a média de longo prazo das vazões. Um modelo perfeito apresentaria coeficiente de valor igual a 1, e um modelo pior que o alternativo apresentaria valores negativos (PONTES, 2016). O cálculo do coeficiente é dado por:

$$ENS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (QC_i - QO_i)^2}{\sum_{i=1}^N (QO_i - QO_m)^2} \quad (18)$$

O coeficiente de Nash-Sutcliffe dos logaritmos das vazões é muito semelhante ao original, utilizando o operador logaritmo antes dos cálculos estatísticos a fim de reduzir sua sensibilidade aos erros nas vazões máximas.

$$ENS_{log} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (\log(QC_i) - \log(QO_i))^2}{\sum_{i=1}^N (\log(QO_i) - \log(QO_m))^2} \quad (19)$$

O erro relativo de volume total dos hidrogramas compara os volumes totais simulados e observados e aponta o quanto o simulado difere do observado, e é dado por:

$$\Delta V = \frac{\sum_{i=1}^N QC_i - \sum_{i=1}^N QO_i}{\sum_{i=1}^N QO_i} \quad (20)$$

onde  $QC_i$  é a vazão calculada em um intervalo de tempo  $i$ ,  $QO_i$  é a vazão observada no mesmo intervalo de tempo,  $N$  é o número de intervalos de tempo,  $QO_m$  é a média das vazões observadas no período de  $N$  intervalos de tempo e  $QO_mLog$  é a média dos logaritmos das vazões observadas no período de  $N$  intervalos de tempo.

Para avaliar o desempenho do modelo, os resultados das estatísticas foram classificados de acordo com Moriasi et al. (2007). Esses autores sugerem as seguintes classificações para o desempenho de modelos hidrológicos baseadas no coeficiente de Nash-Sutcliffe (NS): “Muito bom” para valores maiores que 0,75; “Bom” para valores entre 0,65 e 0,75; “Satisfatório” para valores entre 0,5 e 0,65 e “Não

satisfatório” para valores abaixo de 0,50. Essa mesma classificação foi adotada para o coeficiente ENSlog.

### 4.3 ACOPLAMENTO DO MÓDULO DE SEDIMENTOS

Uma vez estimados os parâmetros do modelo hidrológico e hidráulico, é possível realizar simulações incluindo o módulo de sedimentos. Assim, foram realizadas modificações no módulo proposto por Buarque (2015), para torna-lo compatível com o modelo de Pontes (2016).

Primeiramente foi realizada uma análise de todas as variáveis utilizadas em ambos modelos, para identificar as variáveis que possuíam a mesma função, ou ainda, variáveis com o mesmo nome, porém com atribuições incompatíveis entre os modelos.

O passo seguinte foi de fato incorporar o módulo de sedimentos na versão atual do MGB, ou seja, incluir as rotinas do módulo de sedimento dentro da estrutura do modelo hidrológico, a fim de que se estabelecesse uma ordem lógica dos processos, e o funcionamento (início ao fim), fosse garantido sem erros.

O módulo de sedimentos está dividido em três componentes (BUARQUE, 2015): bacia, rio e planícies de inundação. Na componente bacia é estimada a perda de solo na camada superficial das minibacias, bem como o aporte das cargas de sedimentos geradas para a rede de drenagem.

Na componente rio ocorre a propagação das cargas de sedimentos provenientes das minibacias, a qual é separada em três classes de partículas (silte, argila e areia), sendo as partículas de silte e argila transportadas como carga em suspensão e as de areia como carga de fundo. É nessa componente que os volumes erodidos ou depositados de material de fundo em cada trecho de rio são computados. Quando a propagação de vazões é realizada pelo modelo hidrodinâmico, o módulo permite ainda a troca lateral de cargas de sedimentos em suspensão entre os rios e suas respectivas planícies. Desta forma, neste estudo pretendeu-se representar essa troca entre rio e

planície no acoplamento ao modelo inercial de propagação de vazões, visto que nele as planícies de inundação também são consideradas.

As componentes do MGB-SED estão descritas detalhadamente em Buarque (2015) e as equações que fazem parte dessas componentes estão contidas no ANEXO B. A seguir serão descritas as modificações que foram realizadas em cada componente para o acoplamento.

#### 4.3.1 Módulo Bacia

A erosão do solo na bacia é estimada para cada Unidade de Resposta Hidrológica da minibacia utilizando a Equação Universal de Perda de Solo Modificada – MUSLE (Equação (15) (WILLIAMS, 1975). A equação pode ser reescrita como:

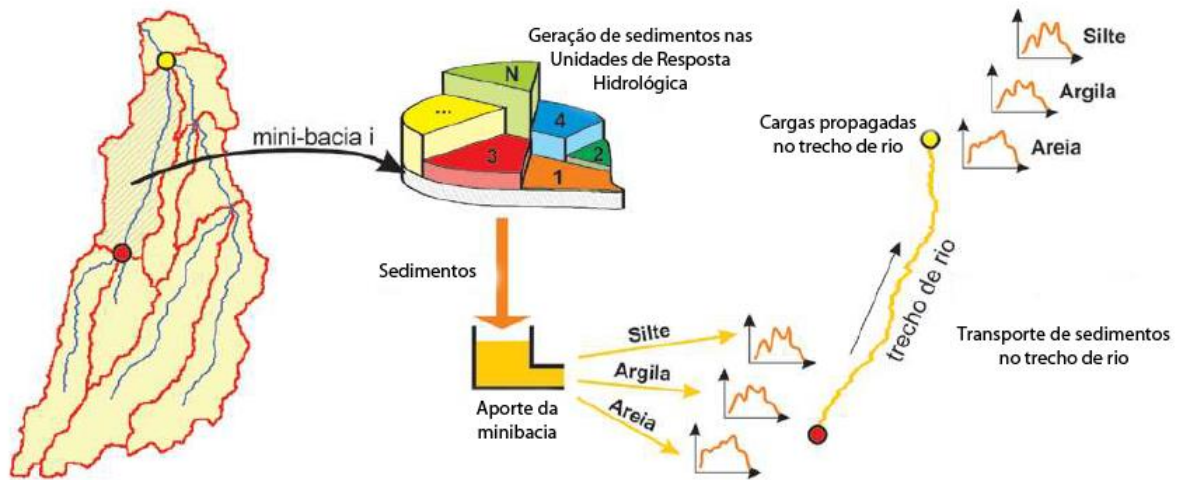
$$SED = \alpha(Q_{sup} * Q_{pico} * A)^{\beta} . K . C . P . LS . FG \quad (21)$$

onde  $SED$  [t] é a carga de sedimentos resultantes da erosão do solo,  $Q_{sup}$  [mm.ha<sup>-1</sup>] é o volume de escoamento superficial,  $Q_{pico}$  [m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>] é a taxa de pico do escoamento superficial,  $A$  [ha] é a área superficial,  $K$  [0,013.t.m<sup>2</sup>.h.(m<sup>3</sup>.t.cm)<sup>-1</sup>] é o fator erodibilidade do solo,  $C$  [-] é o fator de cobertura e manejo do solo,  $P$  [-] é o fator de práticas conservacionistas,  $LS$  [-] é o fator topográfico e  $FG$  [-] é um fator que considera a existência de fragmentos grosseiros ou rochas. Os parâmetros  $\alpha$  e  $\beta$  são iguais a 11,8 e 0,56, respectivamente, na equação proposta por Williams (1975). No entanto, na versão do MGB-SED com propagação inercial eles são considerados parâmetros calibráveis, conforme proposto por Fagundes (2018). Os sedimentogramas são amplificados ou reduzidos de forma proporcional a variação do parâmetro  $\alpha$ , enquanto o parâmetro  $\beta$  amplifica os sedimentogramas e intensifica seus picos e vales à medida em que seu valor diminui.

No módulo de bacia também ocorre a estimativa do aporte de sedimento das minibacias para a rede de drenagem, onde em cada passo de tempo, a carga total de sedimentos gerada em cada URH de uma minibacia corresponde ao somatório das cargas estimadas em cada pixel que compõe a URH. No entanto, em grandes bacias, nem todo o volume de sedimentos que chega à rede de drenagem acontece

simultaneamente, pois existe um retardo junto com o escoamento superficial. Para considerar esse retardo dos sedimentos aportados para os trechos de rio, efetua-se a passagem deles por um reservatório linear, conforme Figura 10 (BUARQUE, 2015).

Figura 10 – Processos de geração e propagação de sedimentos das minibacias e propagação de sedimentos na rede de drenagem



Fonte: Buarque (2015).

O volume total de sedimentos gerados em cada URH de uma minibacia e armazenado no reservatório é calculado pela seguinte equação:

$$VSED_{i,j}^t = VSED_{i,j}^{t-1} + \sum_{k=1}^{NP_j} VSED_{i,j}^k \quad (22)$$

onde  $VSED_{i,j}$  [t] é o volume no reservatório de sedimentos da URH  $j$  da minibacia  $i$  em questão;  $NP$  é o número de pixels da URH; e os índices  $t$  e  $t - 1$  indicam os passos de tempo atual e anterior respectivamente.

A descarga sólida total  $QS$  [ $t \cdot s^{-1}$ ] de saída do reservatório linear é computada como uma função linear da respectiva carga armazenada e do tempo de retardo  $TKS$  [s] do reservatório superficial. A estimativa da descarga sólida de saída para cada URH é dada por:



$$QS_{i,j}^t = \frac{1}{TKS_i} * VSED_{i,j}^t \quad (23)$$

Conforme sugerido por Fagundes (2018), o parâmetro  $TKS$ , que corresponde ao tempo de retardo associado ao reservatório, foi considerado como um parâmetro calibrável do módulo de sedimentos proposto neste estudo. Quanto menor o valor adotado para o  $TKS$ , mais intensos são os picos e os vales dos sedimentogramas. O parâmetro também influencia diretamente no deslocamento dos sedimentogramas.

A possibilidade de calibração dos parâmetros  $\alpha$ ,  $\beta$  e  $TKS$  do módulo bacia sugerida por Fagundes (2018) foi implementada no código do modelo inercial deste estudo. Föeger et al. (2018) realizaram a calibração desses parâmetros com o MGB-SED com propagação hidrodinâmica de vazões na bacia Amazônica, gerando bons resultados preliminares que possibilitaram a identificação de importantes características da dinâmica de sedimentos da bacia. No entanto, para o presente trabalho essa calibração não foi realizada, para que a comparação de resultados entre propagação inercial e a hidrodinâmica fosse compatível, considerando os critérios adotados por Buarque (2015).

#### **4.3.2 Módulo de transporte de sedimentos nos rios**

No módulo rio são realizadas as propagações dos sedimentos ao longo da rede de drenagem. As cargas de sedimentos, geradas em uma determinada minibacia, correspondentes a cada uma das classes de tamanho de partículas, são somadas às cargas da minibacia de montante para serem propagadas separadamente até o exutório da minibacia, ou consideradas diretamente como cargas no exutório se forem minibacias de cabeceira, ou seja, que não recebem cargas à montante. Nos dois casos, considera-se que a mistura das cargas das minibacias que atingem a rede é instantânea. A mistura das cargas de dois cursos da água em uma confluência também é considerada instantânea (BUARQUE, 2015).

Para a simulação utilizando o modelo inercial, foi alterado o modo de calcular a declividade de atrito no trecho. Com o método de Muskingum-Cunge, por exemplo, a declividade de atrito  $S_f$  é considerada igual à declividade de fundo do canal. No MGB

Hidrodinâmico, a declividade de atrito corresponde à declividade da linha de energia, que é calculada por:

$$S_f = \frac{QO * |QO|}{CK^2} \quad (24)$$

onde  $QO$  corresponde às vazões nas seções, e  $CK$  é a condutância hidráulica. Esse cálculo fica armazenado em uma variável específica, para cada seção de trecho. No modelo inercial também é possível calcular a declividade da linha da energia, porém as variáveis envolvidas foram expressas em termos distintos do modelo hidrodinâmico para cada minibacia, conforme a equação:

$$S_f^t = \frac{n^2 * Q_0^t * |Q_0^t|}{(hflow^t)^{\frac{10}{3}}} \quad (25)$$

onde  $n$  é o coeficiente de rugosidade de Manning,  $hflow$  [m] refere-se à profundidade na seção transversal e  $Q_0$  é a razão entre a vazão da minibacia e a largura do canal.

#### 4.3.3 Módulo Planície

As planícies funcionam como áreas de armazenamento de sedimentos finos (silte e argila) trocados com o rio principal, e dentro delas é permitida a deposição das partículas finas. Na sub-rotina que prepara as variáveis do escoamento e dos sedimentos para a propagação da carga de sedimentos ao longo da rede de drenagem são realizadas algumas considerações importantes sobre as planícies de inundação. Uma delas é o cálculo da área da planície de inundação, que eventualmente é útil para determinar também a profundidade média da planície. No modelo hidrodinâmico, o cálculo da área da planície é realizado pela multiplicação da largura da planície pelo comprimento do trecho de rio. A variável que representa a largura da planície já é uma informação que é extraída no pré-processamento dos dados, sendo que no *input* do modelo existe uma tabela que relaciona níveis com suas respectivas larguras de planície. Assim, o cálculo pode ser expresso por:

$$AtFL = AFI * TRL * 1000 \quad (26)$$

onde,  $AtFL$  [m<sup>2</sup>] é a área alagada,  $AFI$  [km] é a largura alagada da planície de inundação e  $TRL$  [m] é o comprimento do trecho.

No modelo inercial a área da planície é calculada por meio de uma interpolação. Segundo Pontes (2017), essa interpolação envolve primeiramente uma rotina para gerar uma relação nível×volume a partir do *input* cotaxárea (curva hipsométrica), e depois relaciona esse volume ao volume calculado pela equação da continuidade, para encontrar a área média correspondente, que por sua vez, fica armazenada em uma variável. Dessa área, deve-se subtrair a área do trecho de rio, e, se caso o resultado seja maior que zero, significa que existe área alagada, caso contrário, a área de planície é nula. No entanto, esses cálculos já fazem parte da rotina do modelo inercial, e o cálculo da área alagada, para o módulo de planície se resume em:

$$AtFL = \text{máx}(0, (Area2 * 1000000) - (Brio * Srio * 1000)) \quad (27)$$

onde,  $AtFL$  [m<sup>2</sup>] é a área alagada,  $Area2$  [km<sup>2</sup>] é a área resultante da interpolação,  $Brio$  [m] é a largura do rio e  $Srio$  [km] é o comprimento do rio.

Na mesma rotina, é realizado o cálculo do volume da planície de inundação de cada trecho, que também é útil para determinar a vazão de troca entre as planícies. No modelo hidrodinâmico, o volume é calculado por interpolação, relacionando nível e volume. Já no modelo inercial, calcula-se um volume da planície a partir da equação da continuidade que corresponde ao volume total de água na minibacia em determinado momento, ou seja, trata-se do volume da calha do rio e somado ao volume que a extrapola (se existir). Assim, o volume alagado pode ser estimado por:

$$VFL = \text{máx}(0, Vol2 - VTAB(2)) \quad (28)$$

onde  $VFL$  [m<sup>3</sup>] é o volume da planície de inundação,  $Vol2$  [m<sup>3</sup>] é o volume calculado pela equação da continuidade, e corresponde ao volume total na minibacia, e  $VTAB(2)$  [m<sup>3</sup>] é o volume calculado pelo modelo inercial correspondente à calha do rio completamente cheia.

#### 4.4 MODELAGEM DE SEDIMENTOS

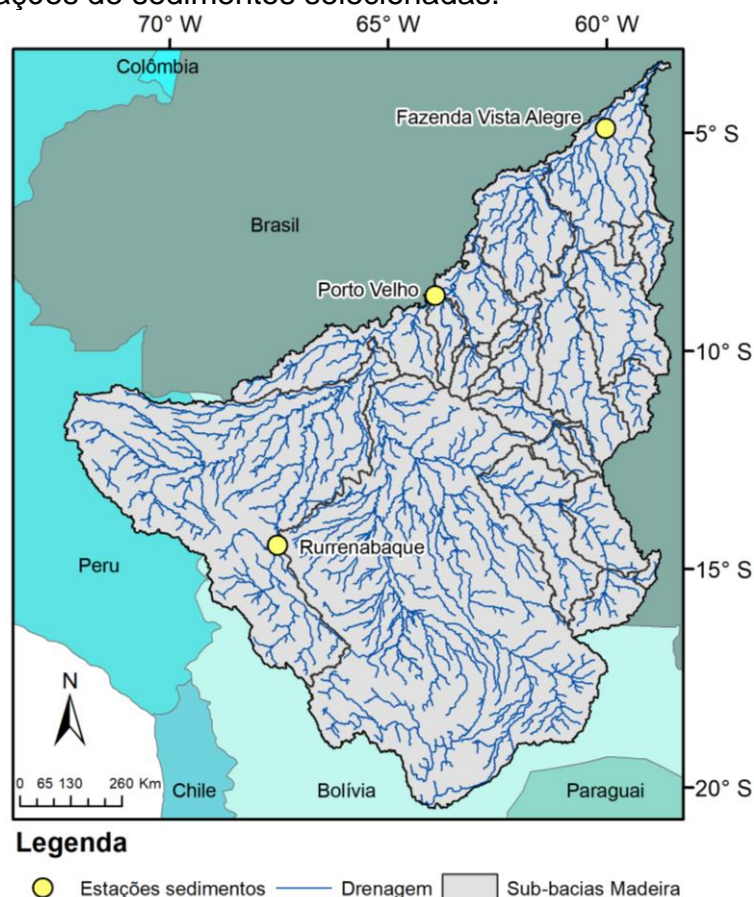
Para a modelagem de sedimento foi considerado o mesmo período de simulação da parte hidrológica, ou seja, do ano de 1998 a 2005. Os diâmetros médios das partículas considerados foram 0,8 mm para areia, 0,016 mm para silte e 0,001 mm para argila, conforme adotado por Buarque (2015). As simulações foram realizadas com o módulo de sedimentos acoplado ao modelo MGB inercial, com e sem a consideração da troca lateral de sedimentos rio-planície, e com a versão do MGB com o modelo hidrodinâmico para a comparação dos resultados.

##### 4.4.1 Dados de sedimentos utilizados

Foram utilizados dados de concentração de sedimentos em suspensão para realizar as comparações com as concentrações simuladas pelo modelo. Os dados considerados foram os mesmo de Buarque (2015), o qual considerou como uma das fontes de dados aquela disponibilizada pela Agência Nacional das Águas (ANA), com dados de concentração de sedimentos em suspensão para o território brasileiro. Em média são realizadas 4 medições por ano, e a metodologia de amostragem e procedimentos laboratoriais seguem recomendações internacionais (FILIZOLA; GUYOT, 2011). No entanto, a cobertura espacial e temporal das informações é deveras descontínua, o que impossibilitou a utilização dessas estações para comparar os resultados de concentrações diárias do modelo. No entanto, valores médios anuais das concentrações obtidos em estudos que utilizam dados destas estações foram utilizados para comparar com a carga média anual de sedimentos em suspensão estimada pelo modelo.

Foram considerados ainda os dados disponibilizados pelo Serviço de Observação SO HYBAM que oferece dados de sedimentos em suspensão amostrados a cada 10 dias, embora alguns locais não possuam séries muito extensas. Os dados podem ser obtidos em <http://www.ore-hybam.org> e, das 8 estações existentes na bacia do rio Madeira, apenas 3 (Figura 11 e Tabela 4) foram utilizadas por conter dados no período simulado (1998 a 2005).

Figura 11 – Estações de sedimentos selecionadas.



Fonte: Elaborado pela autora (2019).

Tabela 4 – Estações de sedimentos do SO-HYBAM.

Código da Estação	Nome da Estação	Longitude	Latitude
15275100	Rurrenabaque	- 67,53508	-14,44097
15400000	Porto Velho	- 63,92028	- 8,736667
15860000	Fazenda Vista Alegre	- 60,02528	- 4,897222

Fonte: SO-HYBAM (2018).

#### 4.4.2 Definição de parâmetros da MUSLE

Os parâmetros da MUSLE considerados foram aqueles adotados por Buarque (2015), a fim de estabelecer a comparação direta entre os resultados das duas versões do MGB-SED. Para a simulação de sedimentos são necessários dados relativos aos parâmetros da MUSLE, que são estimados para cada Unidade de Resposta Hidrológica (URH) da bacia (com exceção do fator de comprimento e declive  $LS$ ). O fator  $LS$  foi determinado na etapa de pré-processamento, para cada pixel do MDE, com rotina computacional específica, mantendo-se as informações a respeito da

minibacia e URH à qual pertence cada pixel. O fator de erodibilidade  $K$  da MUSLE foi calculado com base nas informações dos percentuais de silte, argila, areia e carbono orgânico de cada tipo de solo, os quais foram obtidos para cada tipo de solo das URHs a partir das informações disponíveis no mapa de solo da Food and Agriculture Organization of the United Nations - FAO (FAO, 2003). O fator de cobertura e manejo do solo  $C$  foi definido baseado em valores apresentados na literatura (BUARQUE, 2015).

Como existe uma deficiência de informações detalhadas e espacialmente distribuídas a respeito das medidas conservacionistas do solo, principalmente devido à extensão da bacia, o fator de práticas conservacionistas  $P$  foi adotado como 1 para todas as unidades de resposta hidrológica (DE VENTE et al., 2008; WILKINSON et al., 2009; BUARQUE, 2015; FAGUNDES, 2018). E a mesma relação foi feita para o fator de fragmentos grosseiros  $FG$  em toda a bacia. Os parâmetros da MUSLE adotados para cada unidade de resposta hidrológicas estão apresentados na Tabela 5.

Tabela 5 – Parâmetros adotados Buarque (2015), e considerados neste estudo, para a utilização da MUSLE. Os percentuais de silte, argila, areia e carbono orgânico em cada tipo de solo das URHs foram definidos a partir das informações disponíveis no mapa de solo da Food and Agriculture Organization of the United Nations - FAO (FAO, 2003). O fator de cobertura e manejo ( $C$ ) foi definido baseado em valores apresentados na literatura. Os fatores de fragmentos grosseiros ( $FG$ ) e de práticas conservacionistas ( $P$ ) foram considerados igual 1 por não se ter informações na escala da bacia de estudo

URH	Solo	K				FG	C	P
		Areia %	Silte %	Argila %	orgC %			
1	Fluvissole	55,8	22,2	22	1,32	1	0,02	1
2	Gleissolo	32,9	23,7	43,4	2,02	1	0,02	1
3	Argissolo	53,3	17,2	29,5	1,74	1	0,02	1
4	Latossolo	35,7	16,3	48	1,93	1	0,02	1
5	Cambissolo	60,5	17	22,5	1,17	1	0,025	1
6	Cambissolo e Litossolo	65,5	15,55	18,95	0,87	1	0,2	1
7	Latossolo	35,7	16,3	48	1,93	1	0,05	1
8	Argissolo	53,3	17,2	29,5	1,74	1	0,05	1
9	Latossolo	35,7	16,3	48	1,93	1	0,16	1
10	Argissolo	53,3	17,2	29,5	1,74	1	0,16	1
11	Gleissolo	32,9	23,7	43,4	2,02	1	0,08	1
12	Água	0	0	0	0	0	0	0

Fonte: Buarque (2015).

#### 4.4.3 Avaliação do acoplamento do módulo de sedimentos

Para fins de comparação, os parâmetros relacionados aos sedimentos foram os mesmos adotados por Buarque (2015), que realizou a calibração dos parâmetros com simulações utilizando o método de propagação de Muskingum-Cunge gerando bons resultados para a bacia do rio Madeira, para depois avaliar o modelo hidrodinâmico com os parâmetros definidos. Os parâmetros encontram-se relacionados no Anexo D.

O módulo de sedimentos do MGB-SED acoplado ao MGB Inercial (MGB-SEDin) foi avaliado por meio de uma análise qualitativa da erosão líquida dos trechos de rios, além da estimativa da carga anual de sedimentos em suspensão na bacia e o efeito das planícies na retenção desses sedimentos.

Também foi avaliado o transporte de sedimentos em suspensão por meio de sedimentogramas, representados em descargas sólidas, diárias e mensais. E por fim, foi realizada uma análise da variabilidade sazonal dos sedimentos em suspensão na bacia do rio Madeira.

Foram consideradas diferentes simulação para a avaliação dos resultados: 1) simulação apenas com o modelo de Muskingum-Cunge, onde esperava-se que os resultados fossem idênticos independentemente da versão do modelo utilizada (MGB-SED ou MGB-SEDin); e 2) simulação com o modelo de sedimentos inercial (MGB-SEDin) sem considerar a troca de sedimentos entre rio e respectivas planícies de inundação; 3) simulação com o modelo MGB-SEDin considerando a troca de sedimentos com a planície de inundação. As duas últimas simulações permitiram avaliar a retenção de sedimentos finos (silte e argila) nas planícies consideradas por cada versão do modelo.

Para avaliar o desempenho da simulação foram utilizadas as mesmas estatísticas da etapa de calibração do modelo hidrológico: o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe (ENS) (Equação 18) e o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe dos logaritmos (ENSLog) (Equação 19). Foram ainda considerados os mesmos critérios para avaliar a qualidade da simulação (MORIASI, 2007).

Ressalta-se, aqui, que o acoplamento do módulo de sedimentos ao modelo inercial considerou ajustes nas rotinas relacionadas ao transporte de sedimentos na bacia, sem prejuízos para a geração dos escoamentos e sedimentos nas minibacias, onde os resultados foram exatamente os mesmos que os obtidos por Buarque (2015).



## 5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 5.1 MODELAGEM HIDROLÓGICA

Os parâmetros calibrados por Buarque (2015) utilizando o modelo de Muskingum-Cunge, e posteriormente adotados na simulação com o modelo hidrodinâmico, também foram adotados para a simulação hidrológica com o modelo inercial no MGB-SEDin. Nesta etapa de avaliou a simulação hidráulica dos modelos, buscando avaliar se o ajuste do modelo inercial é tão satisfatório quanto o obtido com a simulação realizada com o modelo hidrodinâmico.

Na Tabela 6 são apresentadas as estatísticas de desempenho do modelo para cada sub-bacia, nos dois tipos de simulações distintos, utilizando o modo de propagação inercial (IN) do MGB-SEDin e o modo de propagação combinado (Muskingum-Cunge e hidrodinâmico – MC + HD) do MGB-SED, que por motivos de praticidade, será chamado apenas de hidrodinâmico (HD) ao longo do texto. Essa etapa do presente trabalho também foi importante para verificar a possibilidade de o modelo inercial apresentar instabilidades e, por consequência, ajustes não satisfatórios.

Tabela 6 – Estatísticas de desempenho calculadas para as estações fluviométricas de interesse na bacia do rio Madeira, considerando simulações hidrológicas e hidráulicas no período de 1998 a 2005 com propagação de vazões pelos métodos Inercial (IN) e Muskingum + Hidrodinâmico (MC + HD)

(continua)

Sub-Bacia	Estação	IN			HD + MC		
		NASH	NLOG	EV	NASH	NLOG	EV
1	15050000	0,65	0,70	1,00	0,65	0,70	1,81
2	15120001	0,64	0,56	12,00	0,65	0,63	6,65
3	15130000	0,72	0,83	9,00	0,72	0,84	7,35
4	15150000	0,61	0,83	4,00	0,50	0,82	2,07
5	15250000	0,75	0,76	0,01	0,84	0,86	0,76
6	15320002	0,87	0,86	-2,00	0,88	0,89	-2,10
7	15400000	0,86	0,84	-1,00	0,89	0,89	0,24
8	15552600	0,58	0,68	-7,00	0,57	0,67	-7,26
9	15552700	0,68	0,79	-11,20	0,69	0,79	-11,47
10	15558000	0,8	0,84	-1,00	0,79	0,84	-1,15
11	15559000	0,78	0,85	-2,00	0,78	0,85	-1,76
12	15560000	0,78	0,86	-2,00	0,79	0,86	-2,73
13	15565000	0,66	0,6	18,00	0,59	0,57	5,93
14	15575000	0,67	0,58	2,00	0,67	0,58	2,37

Tabela 6 – Estatísticas de desempenho calculadas para as estações fluviométricas de interesse na bacia do rio Madeira, considerando simulações hidrológicas e hidráulicas no período de 1998 a 2005 com propagação de vazões pelos métodos Inercial (IN) e Muskingum + Hidrodinâmico (MC + HD)

(conclusão)

Sub-Bacia	Estação	IN			MC + HD		
		NASH	NLOG	EV	NASH	NLOG	EV
15	15580000	0,85	0,87	-4,00	0,83	0,86	-5,38
16	15430000	0,79	0,88	3,00	0,79	0,88	3,04
17	15431000	0,42	0,77	35,00	0,42	0,77	34,85
18	15432000	0,81	0,82	-0,30	0,81	0,82	-0,45
19	15550000	0,86	0,92	5,00	0,87	0,92	4,06
20	15630000	0,87	0,85	-4,00	0,92	0,91	-3,90
21	15700000	0,83	0,8	-7,00	0,92	0,91	-7,22
22	15750000	0,9	0,91	0,30	0,90	0,91	0,21
23	15800000	0,71	0,92	12,70	0,71	0,91	12,44
24	15910000	0,48	0,16	31,00	0,47	0,15	30,00
25	15930000	-0,02	-0,09	41,00	-0,39	-0,23	40,20

Fonte: Elaborado pelo autor.

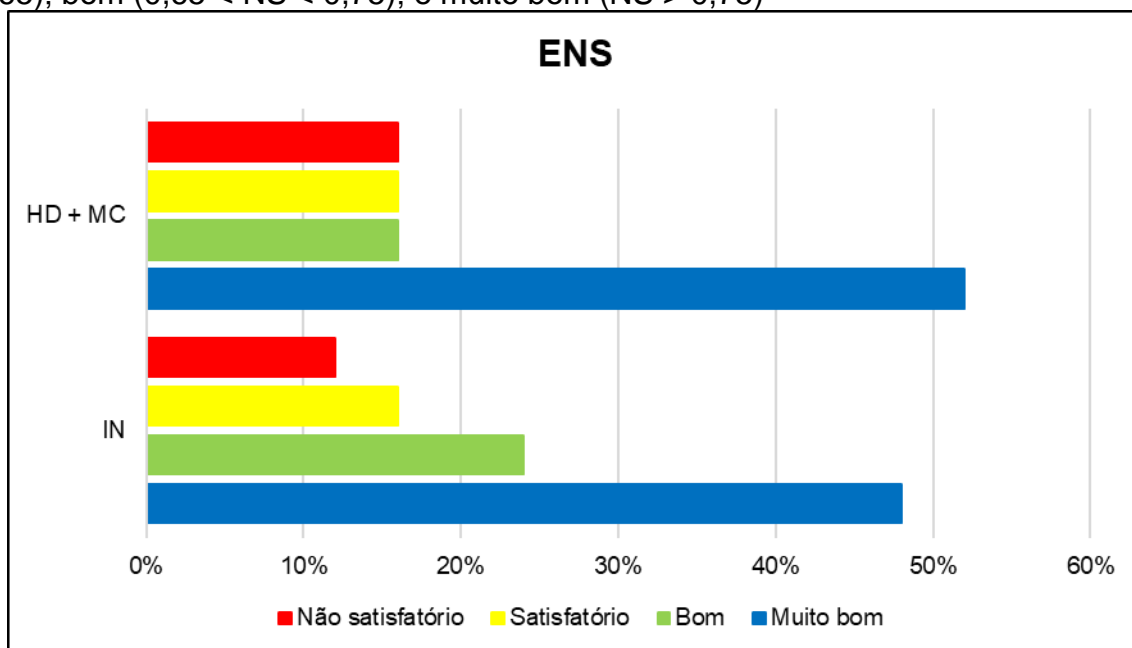
As estatísticas apresentadas na Tabela 6 permitem inferir que o modelo inercial teve resultados semelhantes aos do modelo hidrodinâmico na simulação hidrológica e hidráulica realizada na bacia do rio Madeira.

Analisando o resultado das estatísticas segundo o critério de Moriasi (2007), é possível perceber que nas duas simulações, mais de 40% das estações apresentaram ajustes considerados muito bons, com o coeficiente de Nash apresentando valores maiores que 0,75. Ao analisar o Nash do logaritmo das vazões, esse percentual aumenta para 70%.

Em relação ao erro de volume, para a simulação com o modelo inercial, 56% das estações apresentaram erros menores que  $\pm 5\%$  em seus hidrogramas. Para a simulação com o modelo hidrodinâmico, o percentual foi de 52%.

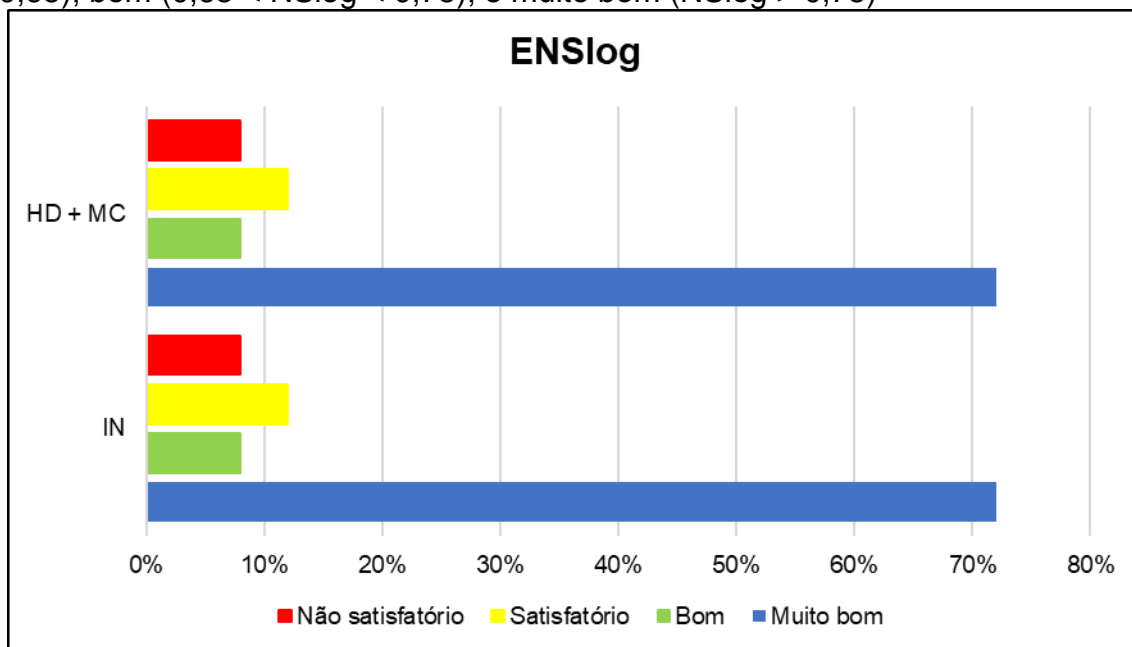
A Figura 12 e Figura 13 organizam o percentual de estações por classificação das estatísticas segundo o critério de Moriasi et al. (2007), permitindo uma visão mais geral entre as diferenças encontradas nos resultados das simulações com os dois modelos utilizados.

Figura 12 – Classificação das estações segundo o critério de Moriasi et al. (2007) para o coeficiente de Nash-Sutcliffe: não satisfatório ( $NS < 0,5$ ); satisfatório ( $0,5 < NS < 0,65$ ); bom ( $0,65 < NS < 0,75$ ); e muito bom ( $NS > 0,75$ )



Fonte: Elaborado pela autora (2019).

Figura 13 – Classificação das estações segundo o critério de Moriasi et al. (2007) para o coeficiente de Nash-Sutcliffe: não satisfatório ( $NSlog < 0,5$ ); satisfatório ( $0,5 < NSlog < 0,65$ ); bom ( $0,65 < NSlog < 0,75$ ); e muito bom ( $NSlog > 0,75$ )



Fonte: Elaborado pela autora (2019).

Ao analisar os resultados por meio do coeficiente de Nash dos logaritmos das vazões, nota-se que as simulações com os dois modelos se assemelham bastante, de modo

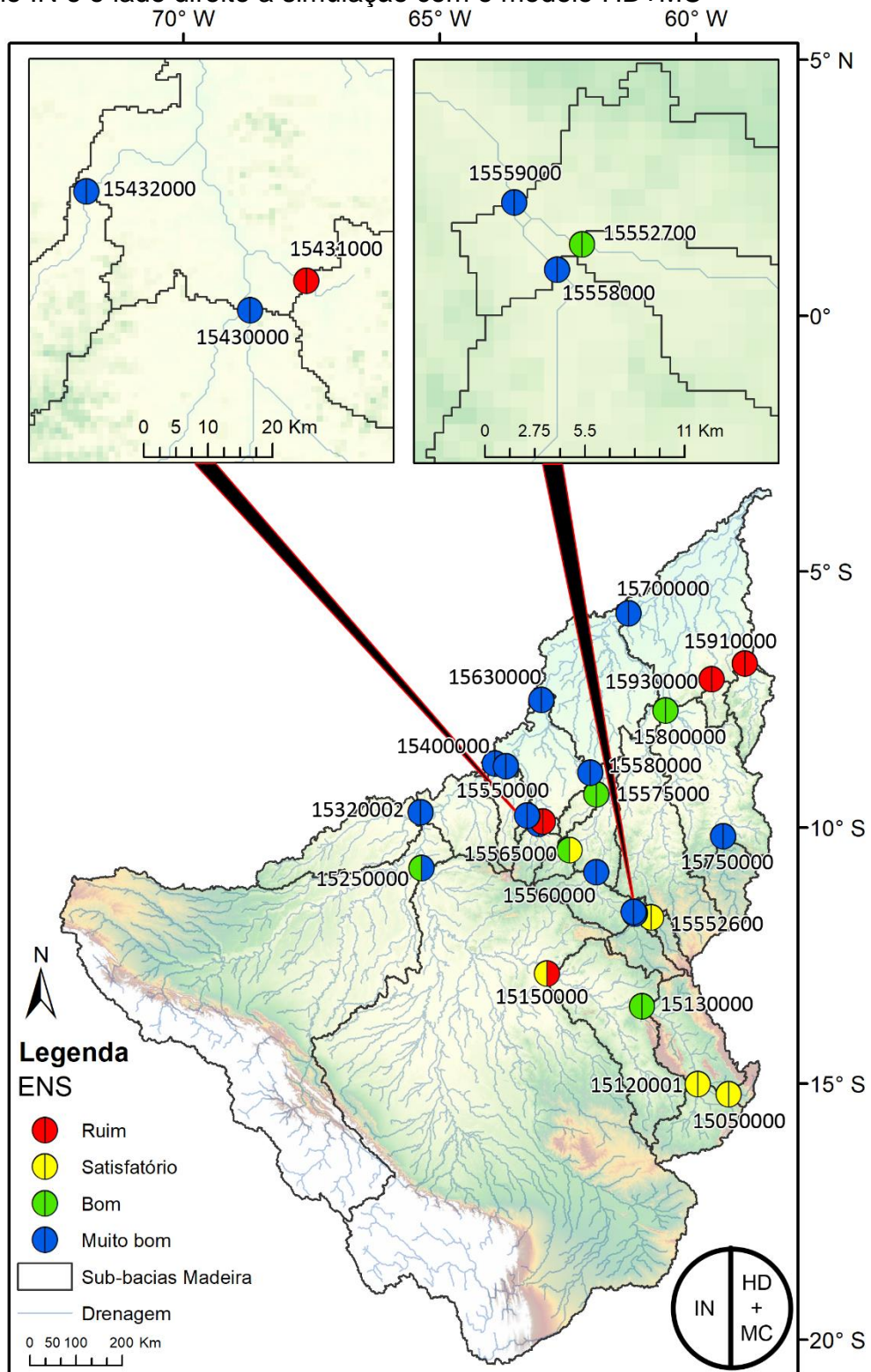
que o número de estações em cada classe de resultado é o mesmo para as duas simulações.

As sub-bacias que apresentaram resultados não satisfatórios na simulação com o modelo inercial correspondem àquelas de cabeceira, que são mais difíceis de serem calibradas. As sub-bacias 17 (15431000), 24 (15910000) e 25 (15930000) foram as que apresentaram os piores ajustes nas duas simulações, com coeficientes que assumiram valores negativos na sub-bacia 25 e um erro de volume de 41%. Esta é uma sub-bacia de cabeceira que drena uma área muito pequena (cerca de 0,4% da área total da bacia), com vazão média de 230,5 m<sup>3</sup>/s, o que representa menos de 1% da vazão média total.

As Figura 14, Figura 15 e Figura 16 apresentam os resultados das estatísticas (coeficiente de Nash, coeficiente de Nash dos logaritmos das vazões e erro de volume, respectivamente) de maneira espacializada na bacia para cada estação fluviométrica, comparando sempre a simulação com o modelo inercial (IN) e a simulação com o modelo MC + HD utilizado por Buarque (2015).

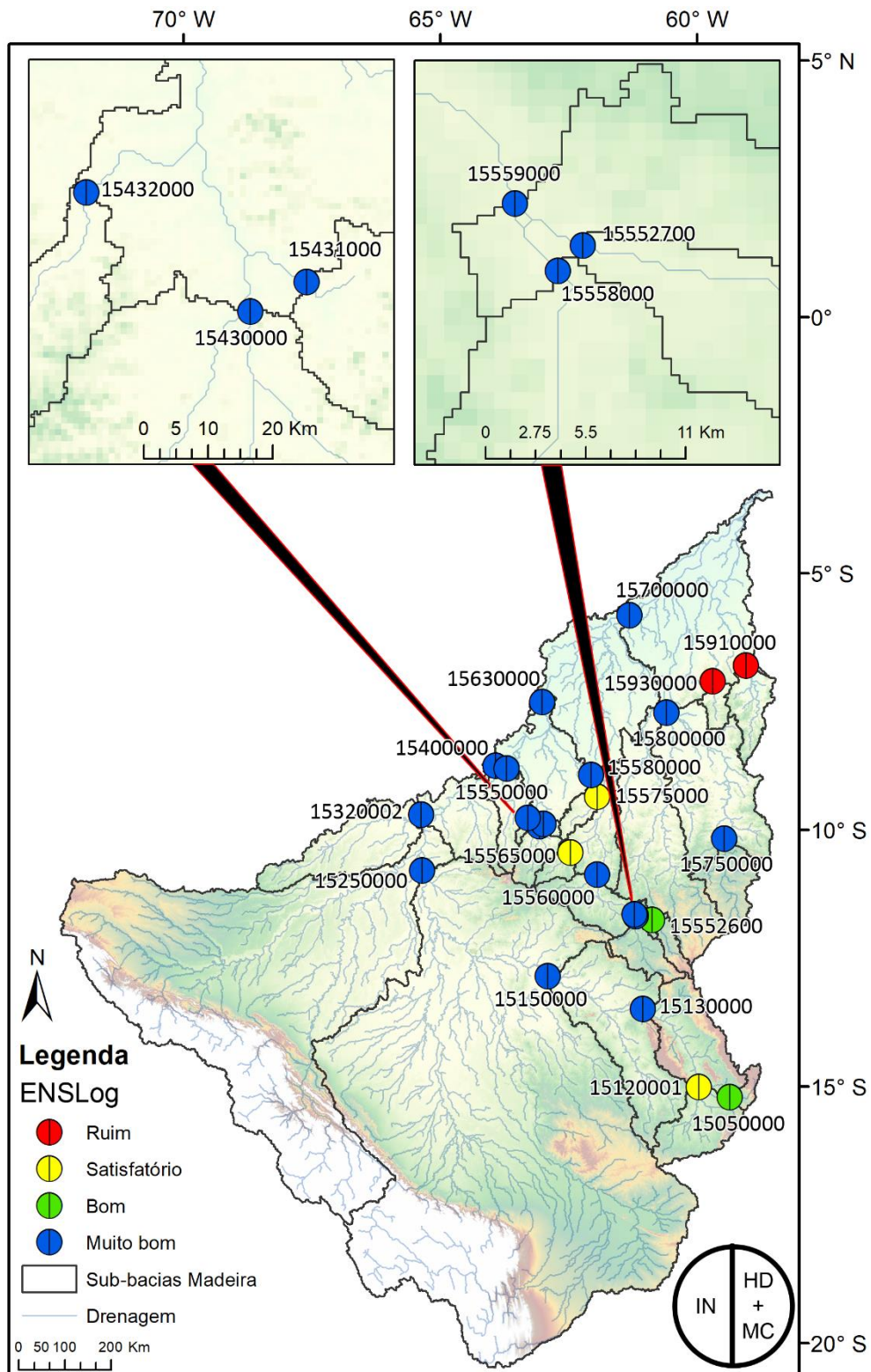
As figuras Figura 17 a Figura 22 apresentam os hidrogramas simulados e observados para as simulações com os módulos hidrodinâmico (MGB-SED) e inercial (MGB-SEDin) já apresentadas anteriormente, bem como simulações realizadas apenas com o modelo de Muskingum-Cunge de ambas versões. Mesmo comparando os resultados da propagação de vazões com o método de Muskingum, como o objetivo maior é avaliar os métodos IN e MC+HD.

Figura 14 – Coeficiente de Nash calculado para as 25 estações fluviométricas selecionadas, o lado esquerdo de cada ponto representa o ajuste da simulação com o modelo IN e o lado direito a simulação com o modelo HD+MC



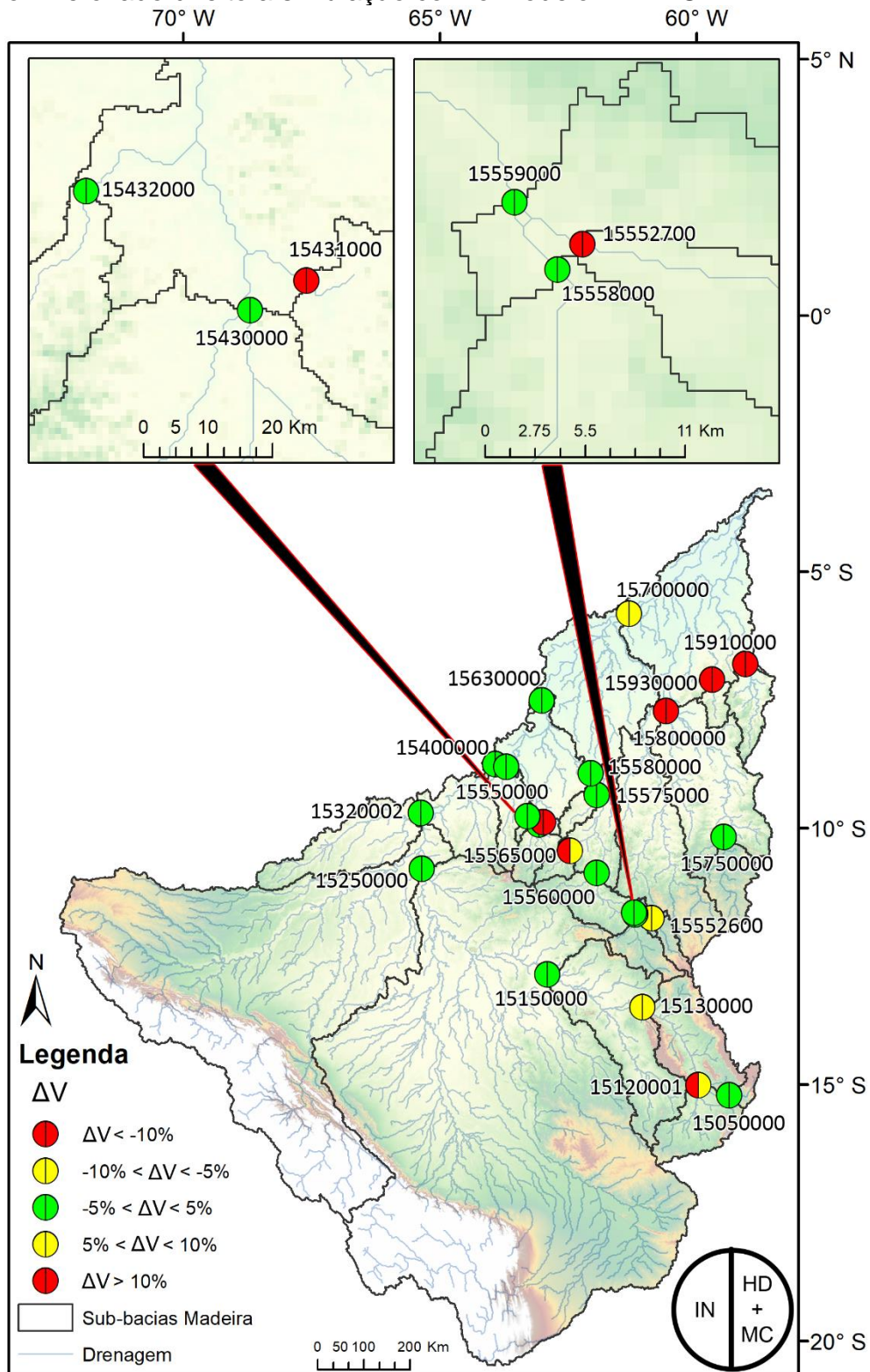
Fonte: Elaborado pela autora (2019).

Figura 15 – Coeficiente de Nash do logaritmo das vazões calculado para as 25 estações fluviométricas selecionadas, o lado esquerdo de cada ponto representa o ajuste da simulação com o modelo IN e o lado direito a simulação com o modelo HD+MC



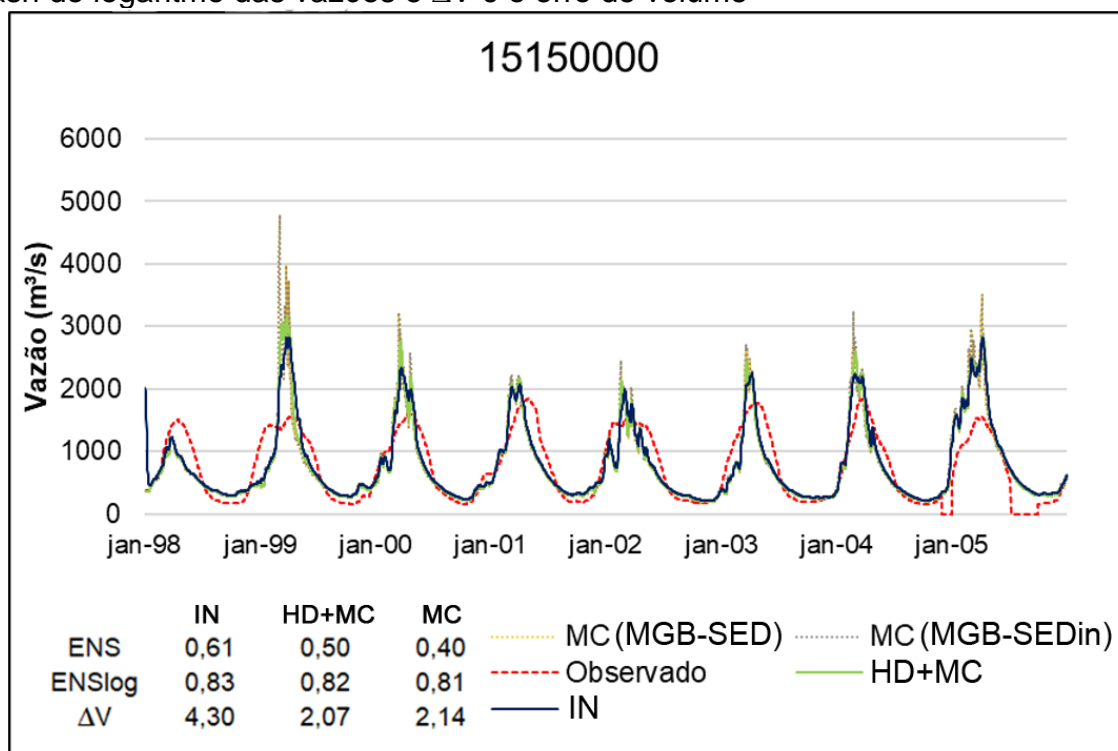
Fonte: Elaborado pela autora (2019).

Figura 16 – Erro de volume calculado para as 25 estações fluviométricas selecionadas, o lado esquerdo de cada ponto representa o ajuste da simulação com o modelo IN e o lado direito a simulação com o modelo HD+MC



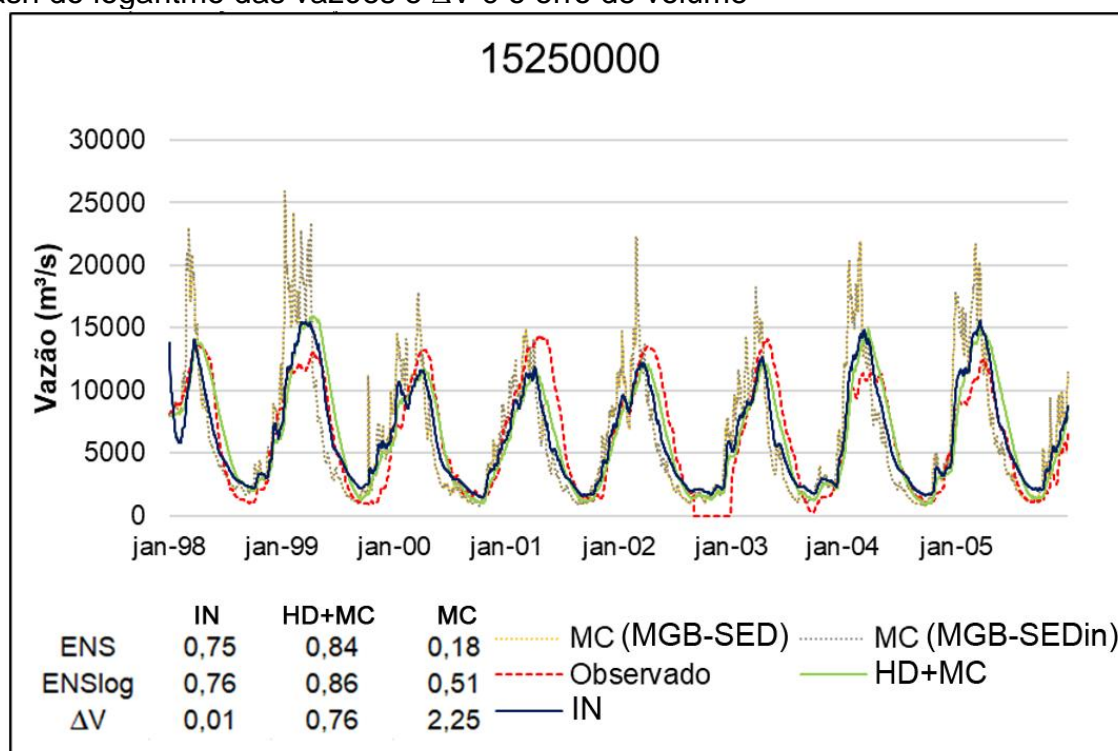
Fonte: Elaborado pela autora (2019).

Figura 17 – Hidrogramas de vazões diárias observadas e simuladas da estação 15150000 (Pedras Negras). ENS é o coeficiente de Nash, ENSlog é o coeficiente de Nash do logaritmo das vazões e  $\Delta V$  é o erro de volume



Fonte: Elaborado pela autora (2019).

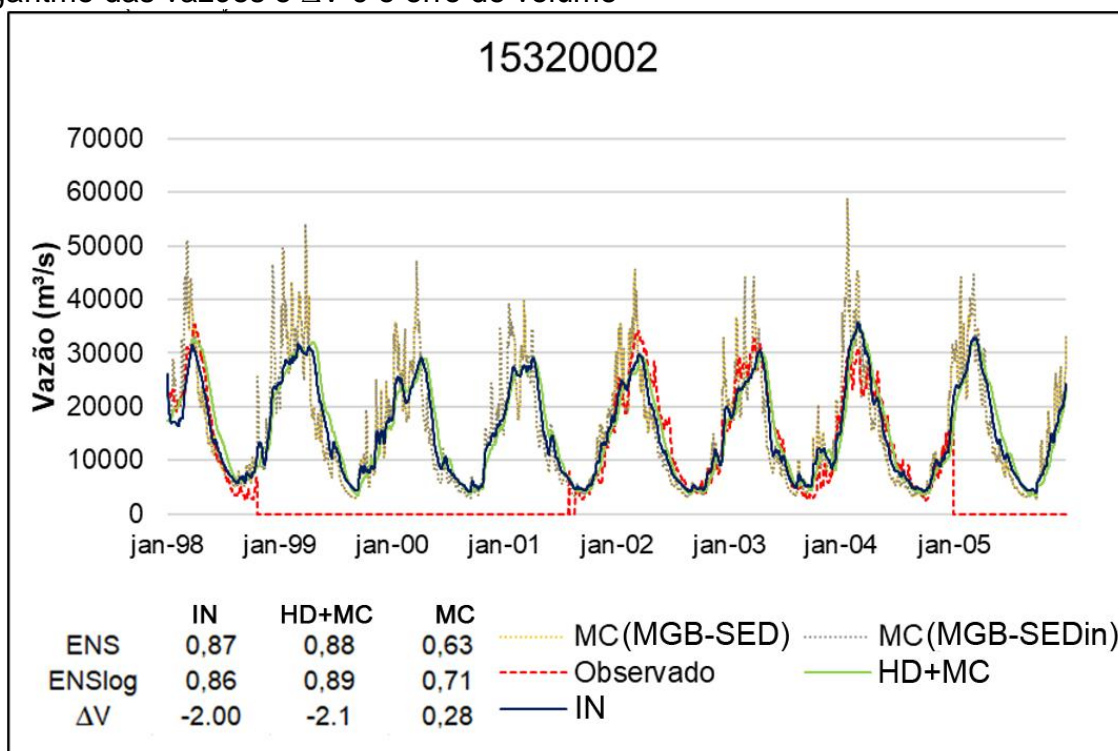
Figura 18 – Hidrogramas de vazões diárias observadas e simuladas da estação 15250000 (Guarajá-Mirim). ENS é o coeficiente de Nash, ENSlog é o coeficiente de Nash do logaritmo das vazões e  $\Delta V$  é o erro de volume



Fonte: Elaborado pela autora (2019).

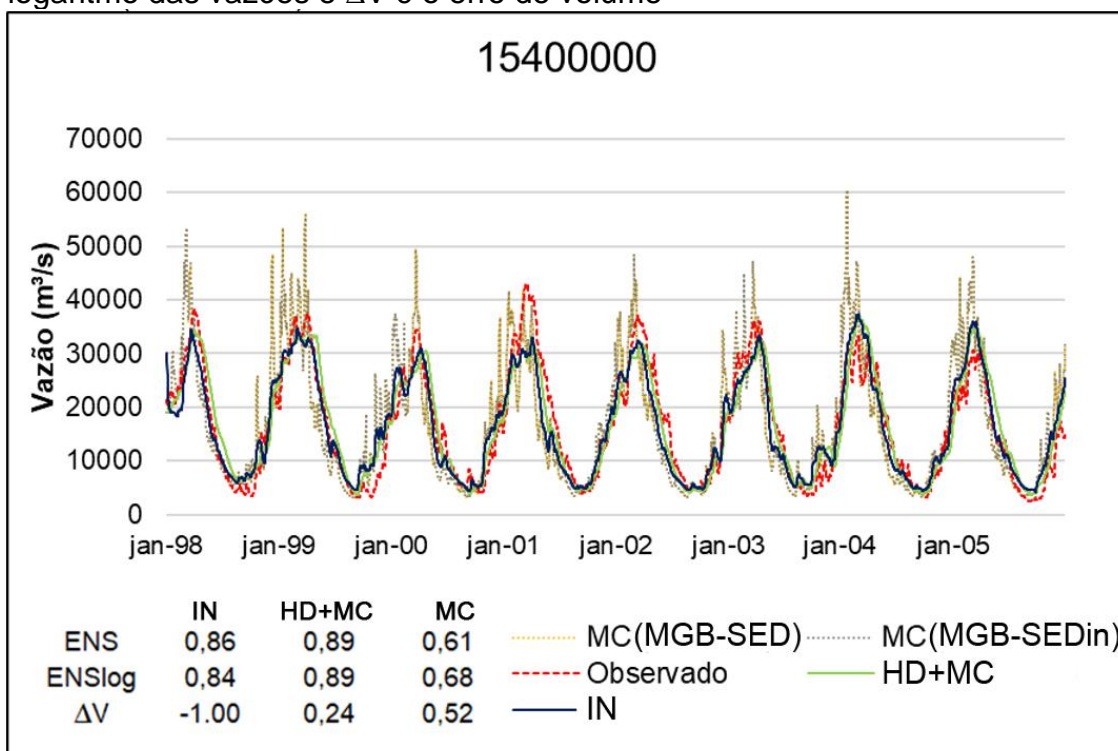


Figura 19 – Hidrogramas de vazões diárias observadas e simuladas da estação 15320002 (Abunã). ENS é o coeficiente de Nash, ENSlog é o coeficiente de Nash do logaritmo das vazões e  $\Delta V$  é o erro de volume



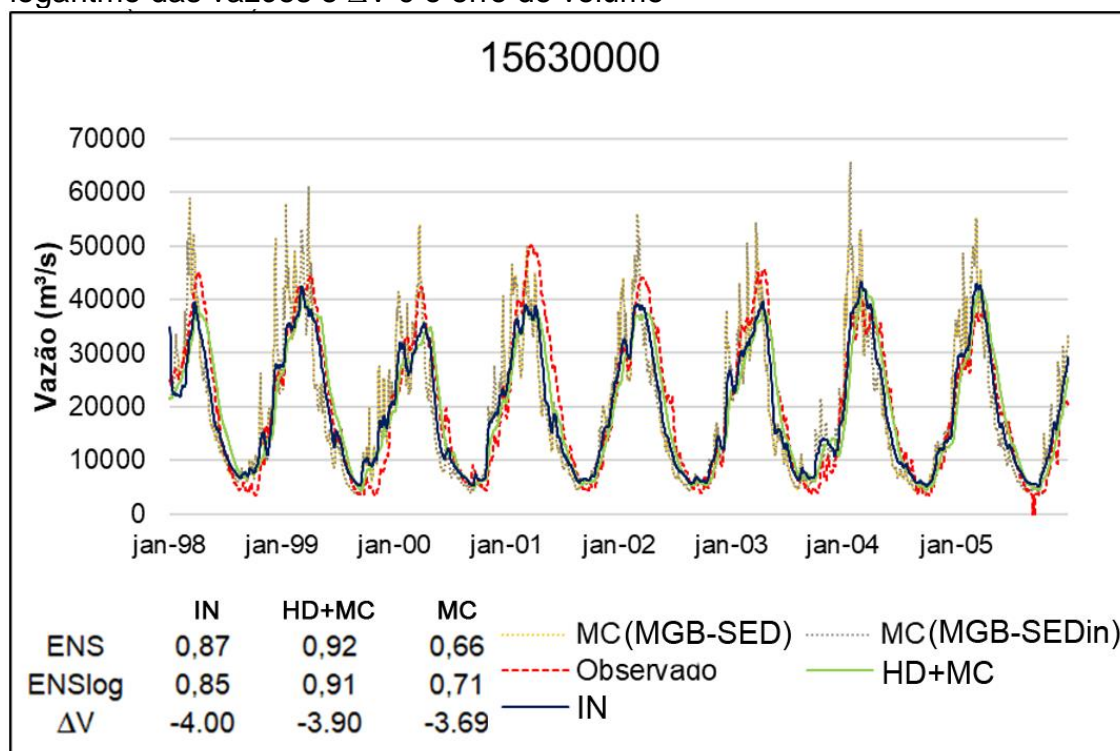
Fonte: Elaborado pela autora (2019).

Figura 20 – Hidrogramas de vazões diárias observadas e simuladas da estação 15400000 (Porto Velho). ENS é o coeficiente de Nash, ENSlog é o coeficiente de Nash do logaritmo das vazões e  $\Delta V$  é o erro de volume



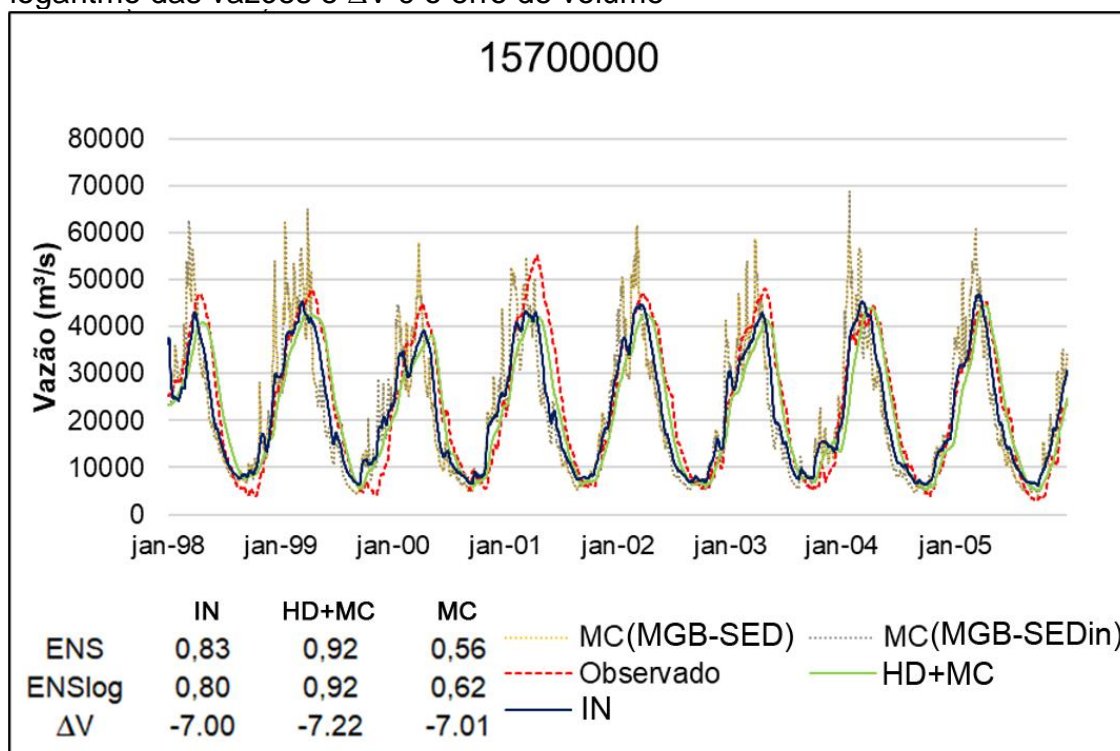
Fonte: Elaborado pela autora (2019).

Figura 21 – Hidrogramas de vazões diárias observadas e simuladas da estação 15630000 (Humaitá). ENS é o coeficiente de Nash, ENSlog é o coeficiente de Nash do logaritmo das vazões e  $\Delta V$  é o erro de volume



Fonte: Elaborado pela autora (2019).

Figura 22 – Hidrogramas de vazões diárias observadas e simuladas estação 15700000 (Manicoré). ENS é o coeficiente de Nash, ENSlog é o coeficiente de Nash do logaritmo das vazões e  $\Delta V$  é o erro de volume



Fonte: Elaborado pela autora (2019).

Analisando os hidrogramas, percebe-se que as simulações com Muskingum-Cunge apresentaram os mesmos resultados, independentemente da versão do modelo utilizada. Isso demonstra que o acoplamento do modelo de sedimento MGB-SED ao modelo MGB com propagação inercial de vazões não afetou o módulo de propagação por Muskingum-Cunge.

Os hidrogramas das simulações com o modelo inercial e hidrodinâmico apresentaram comportamento parecidos. Observa-se, também, que a simulação com o modelo inercial apresentou hidrogramas com um retardo levemente maior quando comparado à simulação do modelo hidrodinâmico.

Destaca-se que nestas simulações a discretização da bacia foi a mesma de Buarque (2015), a qual difere da forma de discretizar a bacia indicada por Pontes (2016). Apesar dessa diferença na forma de representar a bacia, os resultados obtidos com o modelo inercial não apresentaram características que indiquem instabilidade na simulação.

## 5.2 MODELAGEM DE SEDIMENTOS

### 5.2.1 Erosão líquida nos trechos de rio

O modelo de sedimentos considera o processo de deposição das partículas de areia, tratadas como carga de fundo, no leito do rio ou de erosão do leito, introduzindo mais partículas de areia ao escoamento. Os processos de ocorrência de erosão ou deposição são avaliados a cada passo de tempo de acordo com a capacidade de transporte do escoamento, estimada pela equação de Yang (BUARQUE, 2015). Neste estudo, a análise de erosão e deposição foi considerada apenas em termos qualitativos e de representatividade espacial, visto que os dados de descarga de fundo medidos nas bacias são praticamente inexistentes, e, portanto, não permitem comparação com o resultado do modelo.

Na Figura 23 é apresentada a rede de drenagem simulada, com a distribuição espacial da tendência a erosão ou deposição da areia (carga de fundo) em cada trecho de rio no período simulado, para a simulação com o modelo inercial (esquerda) e com o

modelo hidrodinâmico (direita). A tendência é representada por meio do cálculo da erosão líquida, que consiste na diferença, no período de simulação, entre o total de sedimentos erodido do leito e o total de sedimentos depositado. Valores positivos indicam tendência a processos erosivos, e valores negativos indicam que a tendência é de deposição da carga de sedimentos de fundo.

Para uma avaliação da erosão líquida, o resultado independe do efeito da troca de sedimentos entre rio e planície ser ou não desprezado na simulação, visto que para o modelo, apenas as partículas finas (silte e argila) podem ser trocadas e depositadas em rio e planície.

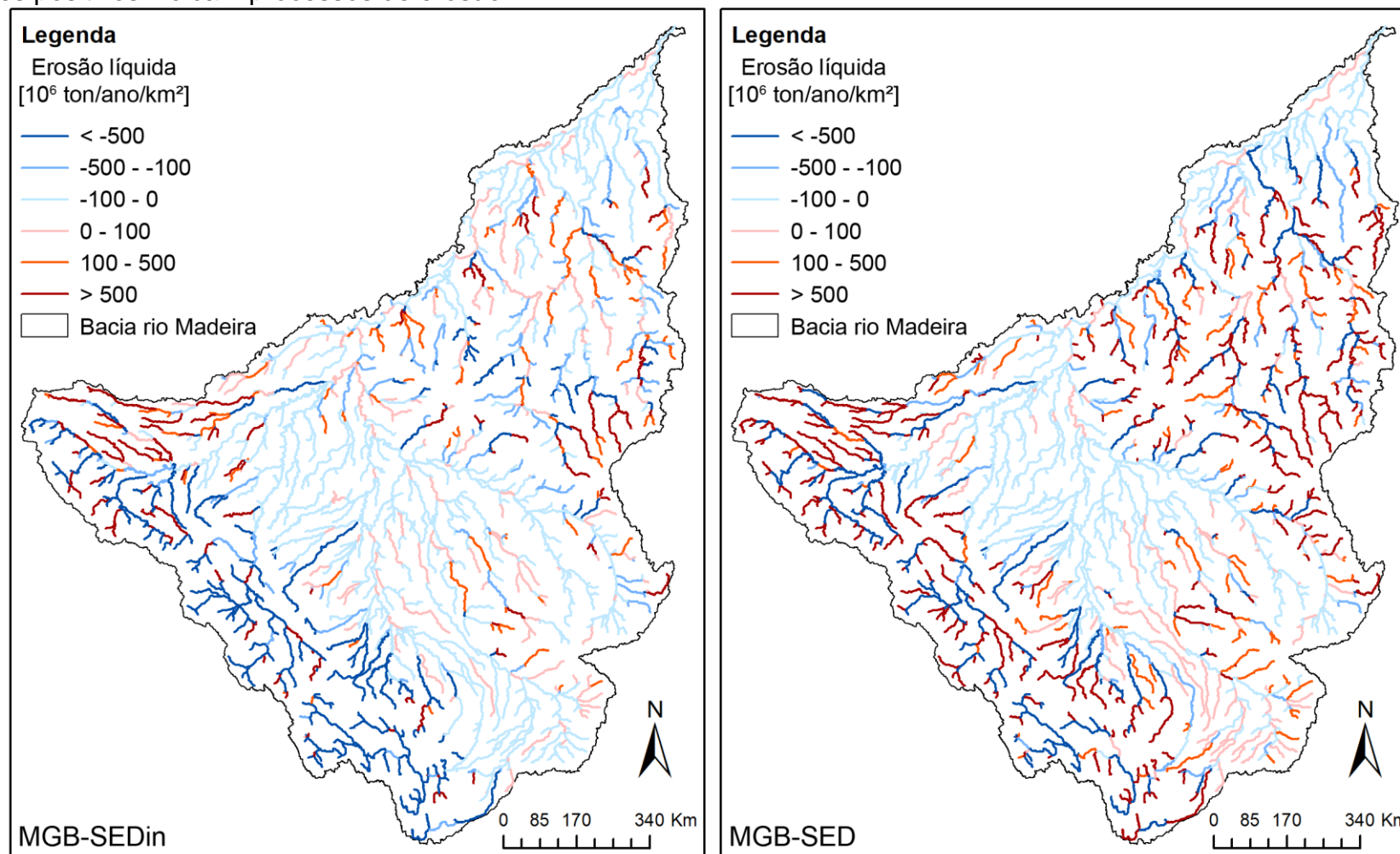
Em alguns trechos localizados bem a montante da região andina identificam-se processos erosivos na bacia que podem estar associados às grandes declividades existentes na região. Porém, observa-se que existe uma tendência maior de deposição de carga de fundo no leito do rio nessa região, que pode ser explicada pela grande carga de sedimentos proveniente dessa área exceder a capacidade de transporte dos canais. Já nas regiões mais planas da bacia, observam-se, majoritariamente, processos de deposição, o que é coerente, visto que, essas regiões possuem baixa declividade e, por consequência, as velocidades de escoamento e capacidade de transporte também diminuem (VAUCHEL et al., 2017).

Para a análise de erosão líquida nos trechos de rios tem-se então que, no geral, os dois modelos apresentaram resultados semelhantes. As diferenças que podem ser identificadas nos mapas podem estar associadas à maneira com que cada modelo representa as características das planícies de inundação, que influenciam diretamente no cálculo da capacidade de transporte (ver equação B.29 do anexo B).

Na Figura 24 é apresentado o percentual de carga de fundo (areia) em relação à carga total em cada trecho de rio. Apesar da medição de carga de fundo geralmente não ser contemplada em campanhas, aceita-se a consideração de que a taxa de transporte de carga de fundo seja de 5 a 25% da carga em suspensão (WU, 2008). A figura permite analisar que no modelo inercial os percentuais de carga de fundo foram menores que na simulação com o modelo hidrodinâmico em trechos de rios menores da bacia. Já o comportamento nos rios principais nas duas simulações encontra-se

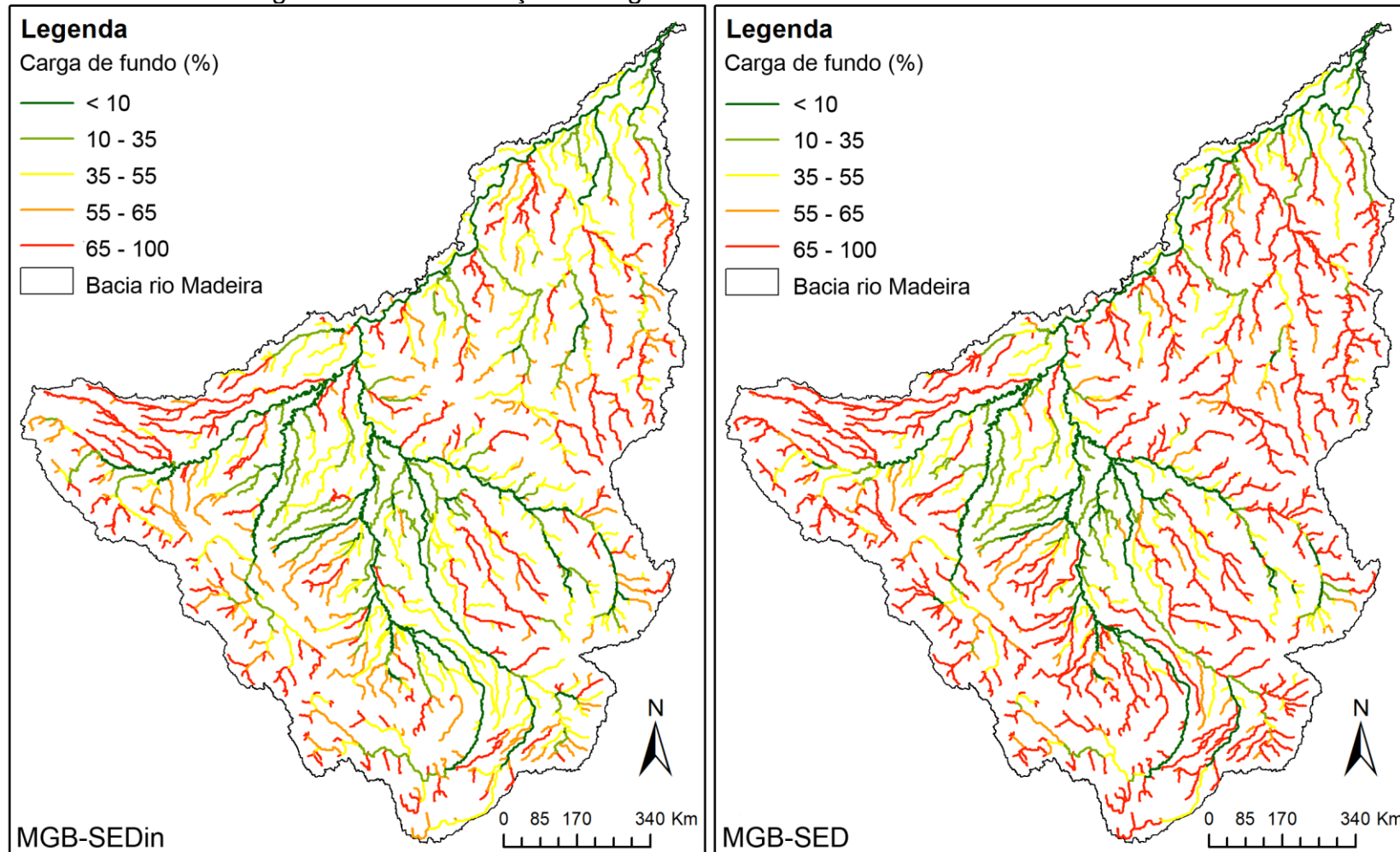
nas mesmas faixas de valores (<10%), que também está coerente com a literatura. Os valores maiores de deposição encontrados nos outros trechos de rios (>35%) podem ser explicados pelo fato do material grosseiro aportado pela região andina da bacia ficar retido nas regiões de planície, ou pela dificuldade da equação de capacidade de transporte adotada em estimar essa capacidade nestes locais.

Figura 23 – Erosão líquida simulada nos trechos de rio da bacia do rio Madeira. Valores negativos indicam processos de deposição e valores positivos indicam processos de erosão



Fonte: Elaborado pela autora (2019).

Figura 24 – Percentual da carga de fundo em relação à carga total nos trechos de rio da bacia do rio Madeira



Fonte: Elaborado pela autora (2019).

### 5.2.2 Estimativa da carga anual de sedimentos em suspensão

A carga média anual de sedimentos em suspensão simulada na bacia do rio Madeira pelos modelos MGB-SEDin e MGB-SED está apresentada na Figura 25.

Na Tabela 7 estão apresentadas as cargas anuais médias de sedimentos em suspensão em pontos distintos da bacia do rio Madeira correspondentes aos exutórios dos seus principais rios formadores: Guaporé, Mamoré, Beni e Madre de Dios.

Tabela 7 – Carga anual média de sedimentos em suspensão calculada nos exutório dos principais rios formadores do rio Madeira

LOCAL	Sed. Suspensão ( $10^6$ t.ano <sup>-1</sup> )	
	MGB-SEDin	MGB-SED
Rio Mamoré – confluência Guaporé	66,90	64,5
Rio Guaporé – confluência Mamoré	3,95	4,7
Rio Beni – confluência Madre de Dios	104,01	115,6
Rio Madre de Dios – confluência Beni	108,85	104,7
Rio Beni – confluência Madeira	211,42	219,1
Rio Mamoré – confluência Madeira	71,50	68,0
Rio Madeira – fronteira Brasil/Bolívia	282,67	286,0

Elaborado pela autora (2019).

Assim como em Buarque (2015), os demais afluentes do rio Madeira apresentaram cargas inferiores a  $10^6$  t.ano<sup>-1</sup> na simulação com o MGB-SEDin, o que indica que contribuem pouco com sedimentos para o rio principal, e que a principal fonte de geração em sedimentos em suspensão transportados pelo rio Madeira é a região Andina, como relatado por diversos autores (GUYOT, 1993; LARAQUE; FILIZOLA; GUYOT, 2005; VAUCHEL et al., 2017, RIVERA et al., 2019).

Foi estimado, com o MGB-SEDin, que cerca de 74,7% da contribuição em suspensão vindo dos Andes para o rio Madeira é proveniente da bacia do rio Beni e 25,3% proveniente da bacia do rio Mamoré. Guyot (1993) e Guyot, Jouanneau e Wasson (1999) apresentaram estimativas de contribuição em suspensão originadas dos Andes de 72% para a bacia do Beni e 28% para a bacia do Mamoré. Buarque (2015) estimou essas porcentagens com o MGB-SED, e encontrou os valores de 76% para a bacia do Beni e 24% para a bacia do Mamoré.

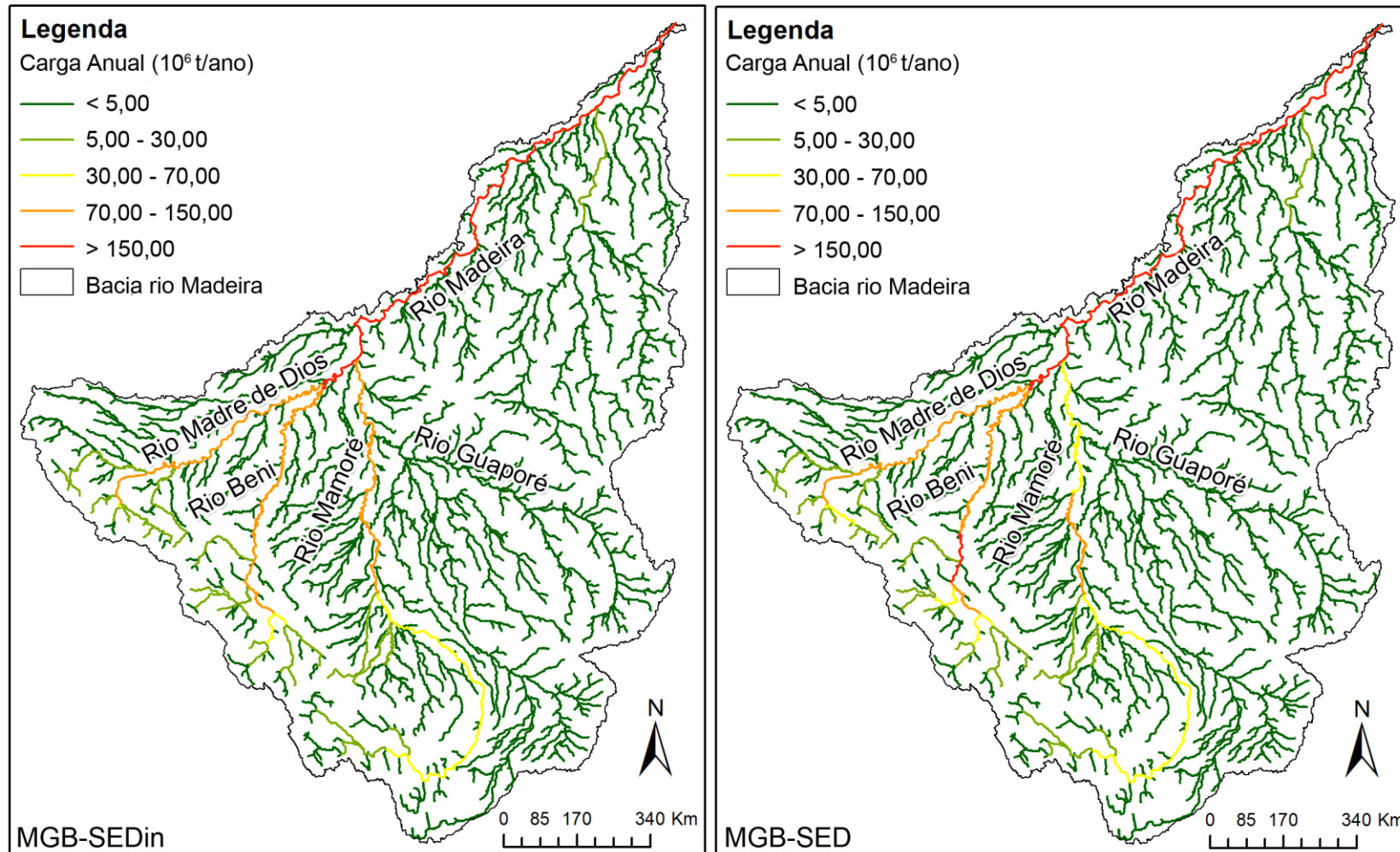


Estudos relatam que ao menos 50% do volume de sedimentos em suspensão proveniente dos andes é retido pelas planícies de inundação (GUYOT, 1993; GUYOT; JOUANNEAU; WASSON, 1999; BABY; GUYOT; HÉRAIL, 2009). Assim, foi considerada uma simulação onde a troca de sedimentos entre o rio e suas planícies de inundação fosse desprezada para que fosse possível realizar uma estimativa a partir da modelagem. Os resultados da simulação com o MGB-SEDin mostraram que 29,7% do volume de sedimentos em suspensão fica retido nas planícies de inundação, valor inferior ao apresentado pela literatura, porém bem próximo com o que foi apresentado em Buarque (2015), que também estimou uma retenção de aproximadamente 30% do volume de sedimentos em suspensão nas planícies de inundação com o MGB-SED. Na Figura 26 é apresentado o percentual da carga de sedimentos finos que ficou retida nas planícies de inundação dos trechos de rios em relação a quantidade total de sedimentos em suspensão. Para cada trecho de rio, o percentual apresentado refere-se à carga acumulada nos trechos de montante e do próprio trecho.

A adaptação feita por Buarque (2015) para permitir o fluxo lateral de sedimentos em suspensão no modelo permite considerar grande parte dos efeitos das planícies no transporte de sedimentos do rio Madeira, principalmente a retenção de sedimentos por deposição. No entanto, segundo Meade (1994), planícies desempenham importante papel tanto no armazenamento quanto na liberação de sedimentos, mas neste sentido o modelo não considera a ressuspensão dos sedimentos depositados.

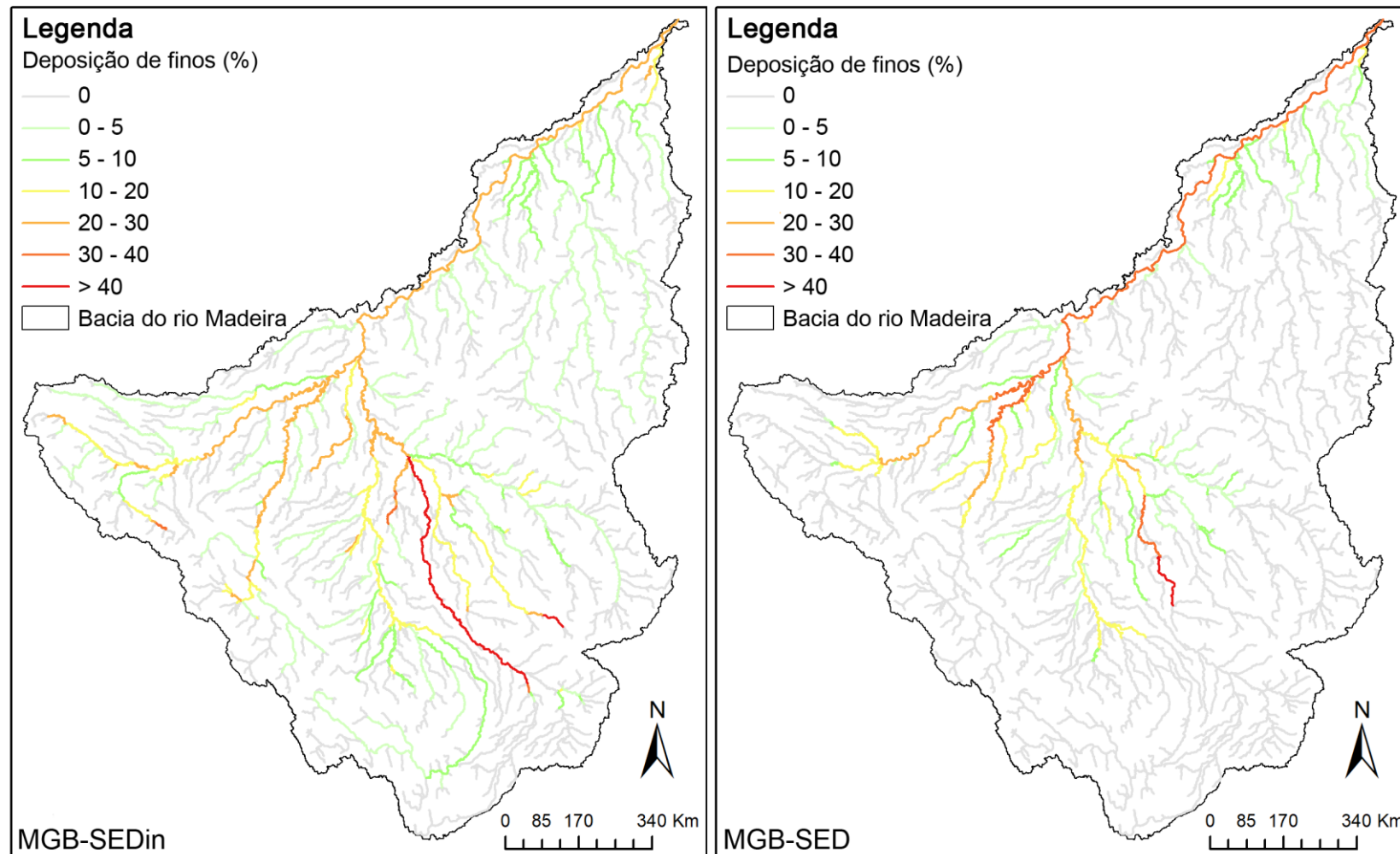
A Figura 27 apresenta uma visualização dos locais que mais contribuem com a carga de sedimentos em suspensão na bacia, pois nela, a carga anual de cada trecho de rio foi dividida pela área de contribuição acumulada no trecho, gerando um mapa espacial da carga média específica de sedimentos em suspensão. Essa configuração reafirma que os trechos com maior carga média anual de sedimentos em suspensão são aqueles de origem na região Andina, onde foram estimadas cargas médias específicas maiores do que  $3,5 \cdot 10^6 \text{ t} \cdot (\text{ano})^{-1} \cdot (\text{km}^2)^{-1}$  nas duas simulações.

Figura 25 – Carga anual média de sedimentos em suspensão nos trechos de rio da bacia do rio Madeira e indicação dos principais afluentes do rio Madeira



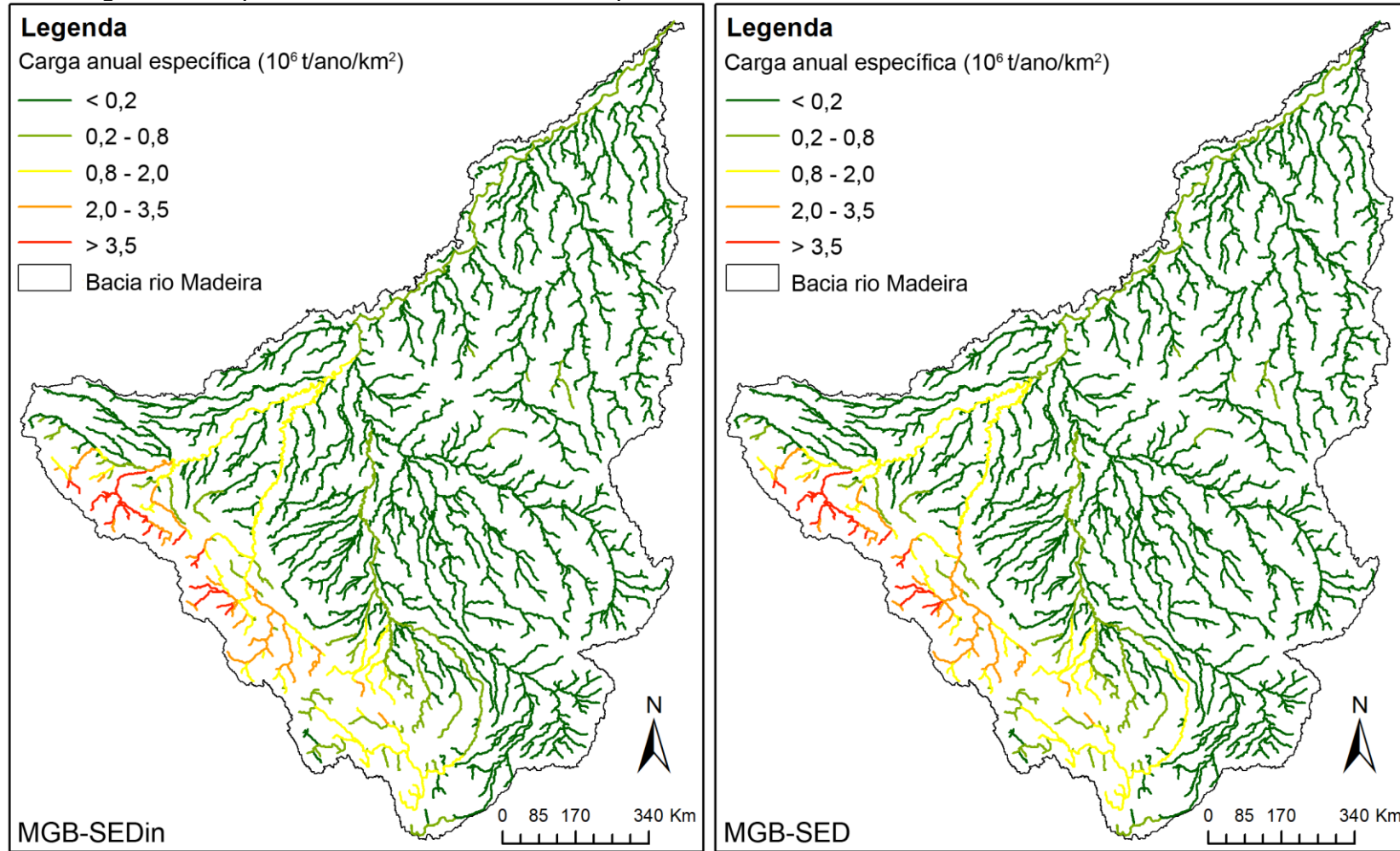
Fonte: Elaborado pela autora (2019)

Figura 26 – Percentual de deposição de sedimentos finos (argila e silte) nos trechos de rios das regiões de planície da bacia do rio Madeira



Fonte: Elaborado pela autora (2019).

Figura 27 – Carga anual específica de sedimentos em suspensão nos trechos de rio da bacia do rio Madeira



Fonte: Elaborado pela autora (2019).

A análise da retenção de sedimentos em suspensão pelas regiões de planície mostra que no modelo MGB-SED, o percentual retido no rio Madeira é ligeiramente maior que o percentual estimado pelo modelo MGB-SEDin. É preciso ressaltar que a simulação com o MGB-SED considerou uma pré-seleção de trechos para a utilização do modelo hidrodinâmico de propagação de vazões, sendo os demais trechos simulados com o modelo de Muskingum-Cunge. Desta forma, há uma limitação de trechos onde se estima a troca de sedimentos rio-planície, visto que os trechos não selecionados para propagação hidrodinâmica são simulados com o modelo de Muskingum-Cunge, que não considera os efeitos das planícies de inundação. A simulação com o modelo MGB-SEDin apresentou um número bem maior de trechos de rio com deposição, já que todos os trechos de rio da bacia são simulados da mesma maneira. No entanto, ao comparar os trechos selecionados para o modelo hidrodinâmico nas duas simulações, pode-se perceber que os valores estimados são semelhantes, o que indica concordância entre os modelos e uma representação adequada na retenção de sedimentos em suspensão pela planície.

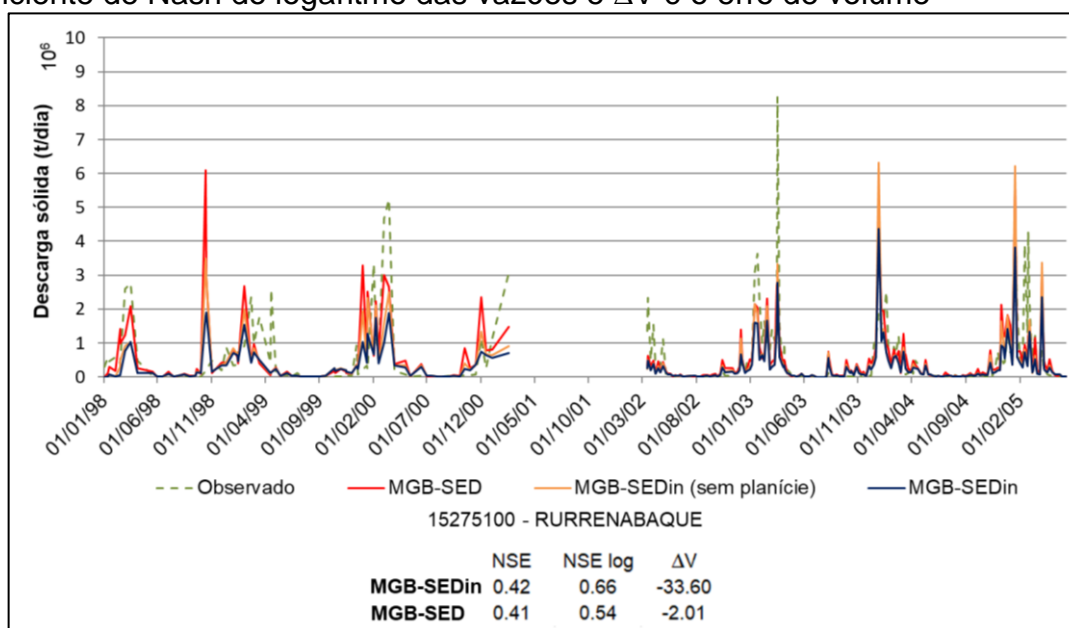
### **5.2.3 Transporte de sedimentos em suspensão nos rios**

A observação da variabilidade diária dos fluxos é muito importante para conhecer a dinâmica dos sedimentos na bacia e nos trechos de rios. Nessa seção são apresentados resultados das simulações que consideram valores diários e médias mensais da descarga sólida estimada em cada uma das 3 estações que possuem dados de concentrações de sedimentos na superfície da água no período de 1998 a 2005, apresentadas anteriormente na Figura 11 e Tabela 4.

Da Figura 28 até a Figura 33 são apresentados resultados por meio de sedimentogramas comparando os resultados simulados com e sem a possibilidade de troca de sedimentos entre rio e planície de inundação na simulação com o MGB-SEDin, com os resultados do MGB-SED também considerando essa troca e com os dados observados (medidos) nas estações de interesse. Nas figuras também estão indicados os valores das estatísticas de desempenho dos modelos calculadas (as mesmas utilizadas para avaliar a modelagem hidrológica) para as simulações que consideram a troca de sedimento entre rio e planície. As três estações escolhidas possuem dados de concentrações de sedimentos na superfície d'água no período

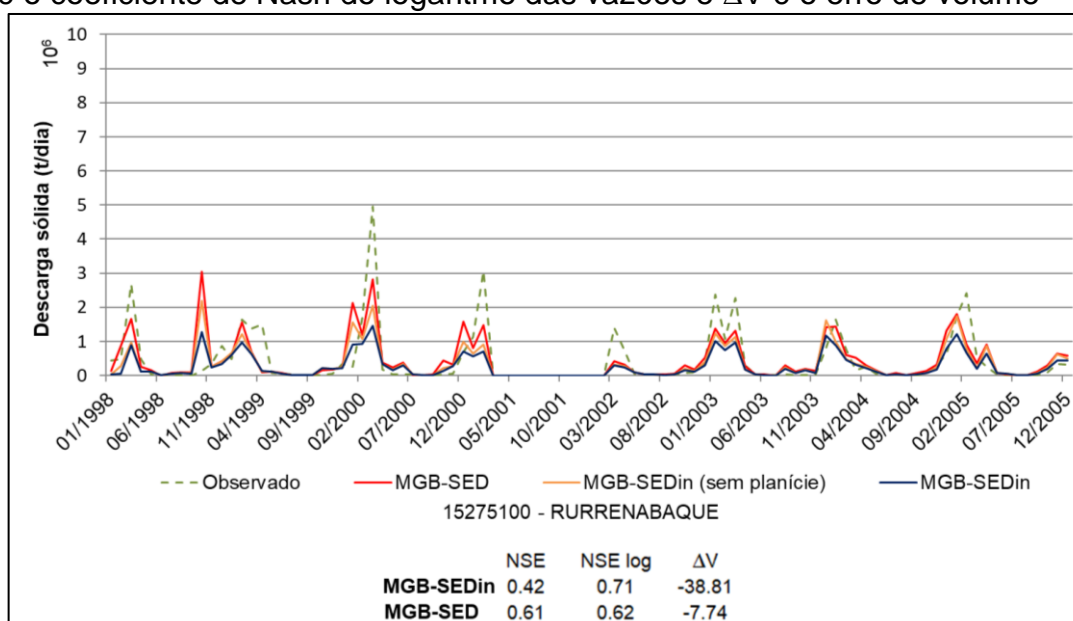
simulado de 1998 a 2005. Na estação de Rurrenabaque, a simulação com o MGB-SED foi realizada com o modelo de Muskingum-Cunge, pois a localização da estação encontra-se fora dos trechos selecionados para simulação com o modelo hidrodinâmico, conforme realizado em Buarque (2015).

Figura 28 – Comparação entre as descargas sólidas diárias observadas e simuladas na estação 15275100 (Rurrenabaque). NSE é o coeficiente de Nash, NSE log é o coeficiente de Nash do logaritmo das vazões e  $\Delta V$  é o erro de volume



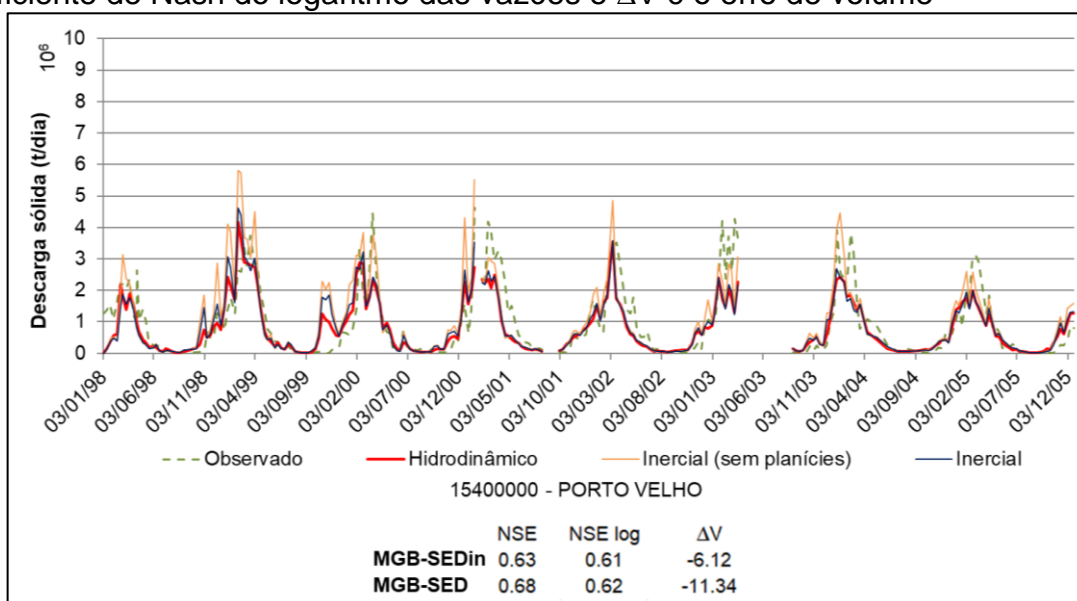
Fonte: Elaborado pela autora (2019).

Figura 29 – Comparação entre as descargas sólidas médias mensais observadas e simuladas na estação 15275100 (Rurrenabaque). NSE é o coeficiente de Nash, NSE log é o coeficiente de Nash do logaritmo das vazões e  $\Delta V$  é o erro de volume



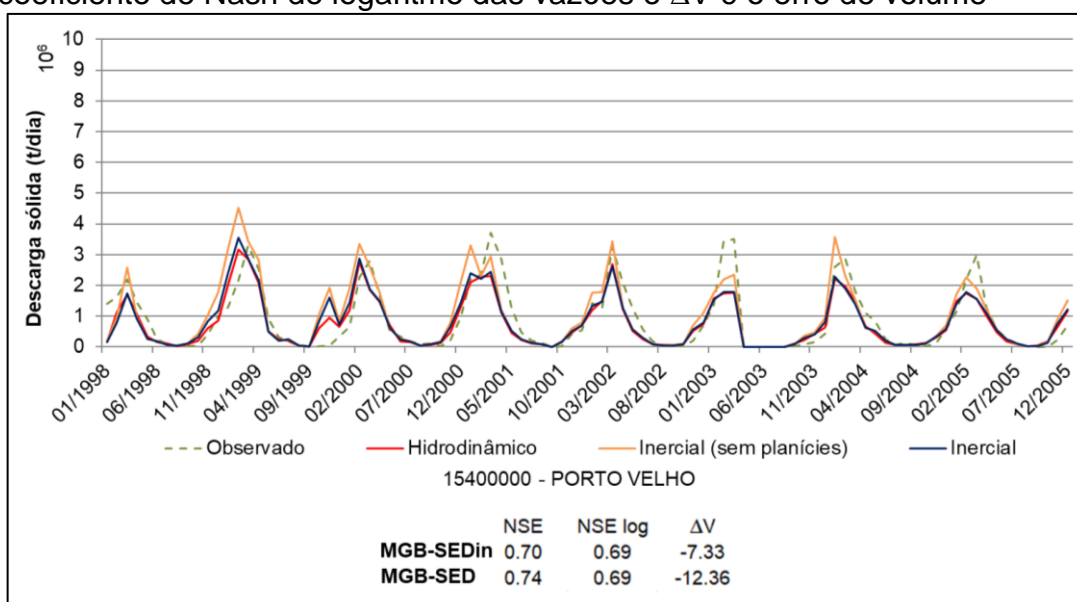
Fonte: Elaborado pela autora (2019).

Figura 30 – Comparação entre as descargas sólidas diárias observadas e simuladas na estação 15400000 (Porto Velho). NSE é o coeficiente de Nash, NSE log é o coeficiente de Nash do logaritmo das vazões e  $\Delta V$  é o erro de volume



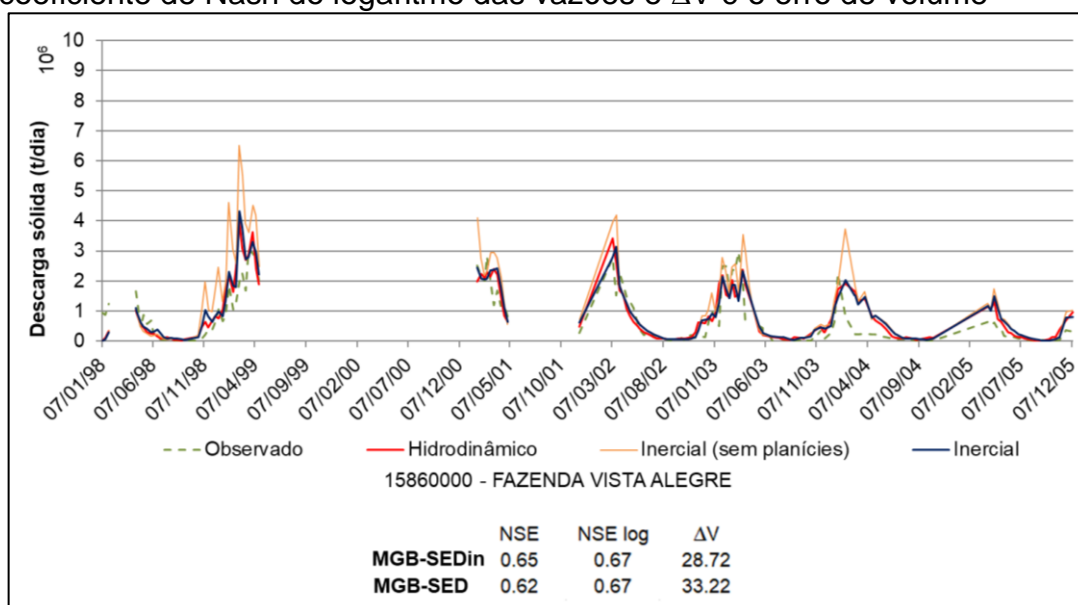
Fonte: Elaborado pela autora (2019).

Figura 31 – Comparação entre as descargas sólidas médias mensais observadas e simuladas na estação 15400000 (Porto Velho). NSE é o coeficiente de Nash, NSE log é o coeficiente de Nash do logaritmo das vazões e  $\Delta V$  é o erro de volume



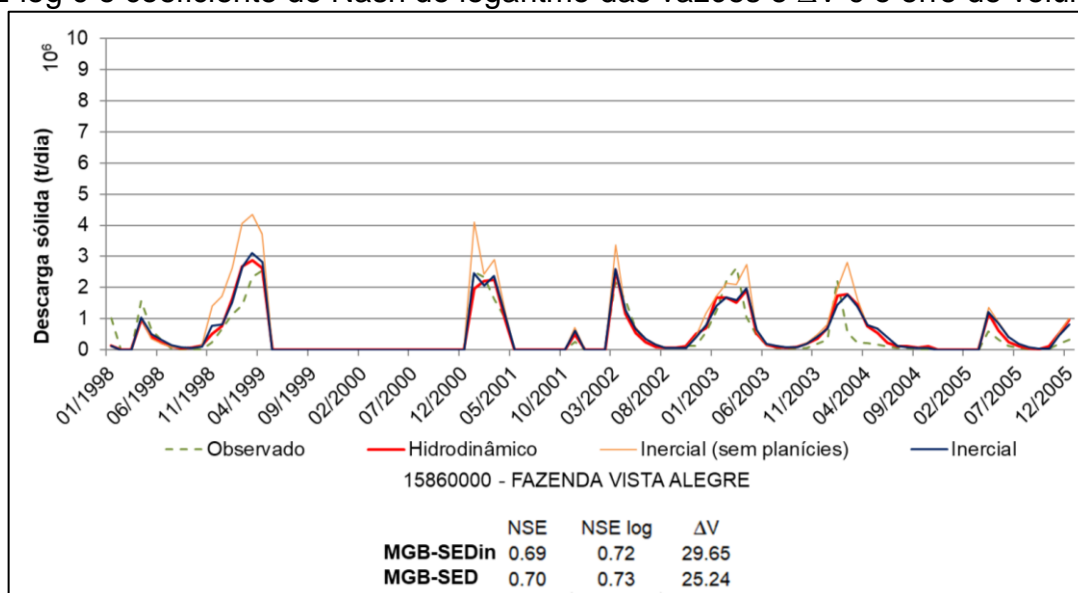
Fonte: Elaborado pela autora (2019).

Figura 32 – Comparação entre as descargas sólidas diárias observadas e simuladas na estação 15860000 (Fazenda Vista Alegre). NSE é o coeficiente de Nash, NSE log é o coeficiente de Nash do logaritmo das vazões e  $\Delta V$  é o erro de volume



Fonte: Elaborado pela autora (2019).

Figura 33 – Comparação entre as descargas sólidas médias mensais observadas e simuladas na estação 15860000 (Fazenda Vista Alegre). NSE é o coeficiente de Nash, NSE log é o coeficiente de Nash do logaritmo das vazões e  $\Delta V$  é o erro de volume



Fonte: Elaborado pela autora (2019).

Observa-se que os resultados do modelo são capazes de representar a variabilidade temporal dos sedimentos em suspensão ao longo do rio Madeira. Nas simulações em que foi considerada a troca de sedimentos entre rio e planície (MGB-SEDin e MGB-SED exceto em Rurrenabaque) as descargas sólidas simuladas foram menores e mais próximas aos valores medidos, assim como relatado em Buarque (2015).



Pode-se dizer que na maior parte do tempo a sazonalidade dos picos foram bem representadas. Ao observar os valores das cargas médias mensais é possível perceber que existe um pequeno *delay* entre as simulações com a consideração das planícies e a que despreza essa característica. Isso se deve à retenção de sedimentos nas planícies no período de elevação dos níveis d'água e o retorno de sedimentos para o rio no período de redução dos níveis d'água.

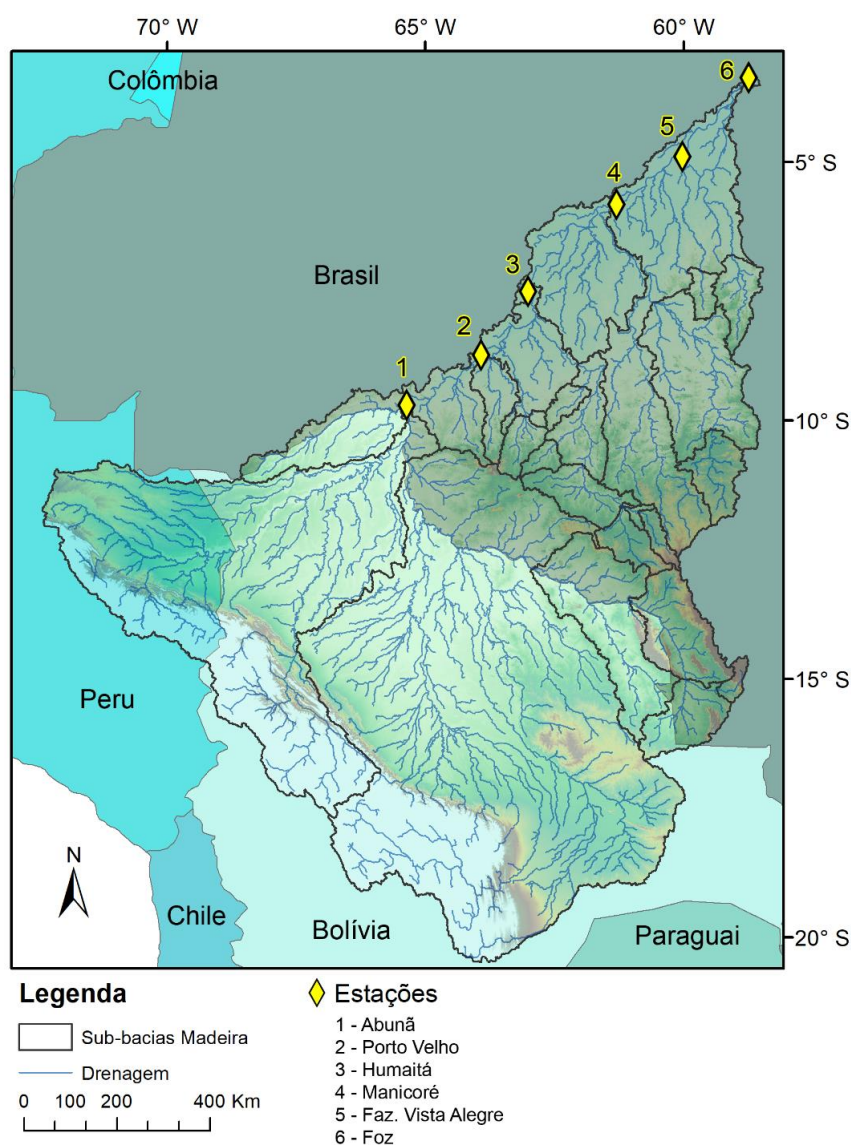
Para as estações de Porto Velho e Fazenda Vista Alegre, os resultados dos modelos MGB-SEDin e MGB-SED se mostraram muito próximos, e isso pode ser verificado tanto visualmente, pelo comportamento dos sedimentogramas, quanto pelas estatísticas de desempenho calculadas para os modelos. Segundo o critério de Moriasi et al. (2007), as duas estações apresentaram resultados considerados bons para as descargas sólidas médias mensais, e majoritariamente satisfatórios para as descargas sólidas diárias, com exceção da estação de Porto Velho que apresentou um valor de coeficiente de Nash-Sutcliffe considerado bom para a simulação com o MGB-SED.

A estação Rurrenabaque está localizada no rio Beni, na parte da bacia cuja calibração do modelo hidrológico realizada por Buarque (2015) adotou um único conjunto de parâmetros para toda a sub-bacia dos rios Beni e Madre de Dios, para qual o resultado do hidrograma simulado foi avaliado apenas na fronteira entre Brasil e Bolívia. Embora as estatísticas calculadas no local monitorado tenham apresentado bons valores (ENS e ENSlog maiores que 0,8), toda a sub-bacia estava desprovida de estações para calibração dos valores dos parâmetros do modelo, de modo que não houve controle quanto à geração de escoamento distribuído nessa sub-bacia, a não ser para ajustar os resultados das vazões em seu exutório. Como consequência, existe a possibilidade de a geração de sedimentos estar comprometida em toda esta região, visto que a equação da MUSLE considera explicitamente o escoamento superficial para estimar o volume de material erodido (BUARQUE, 2015). Tal fato pode explicar os resultados não satisfatórios do coeficiente de Nash calculado para a estação na simulação com o MGB-SEDin, que também apresentou um erro de volume considerável (-33,6%), apesar de considerar as trocas entre rio e planície.

## 5.2.4 Variabilidade sazonal dos sedimentos em suspensão nos rios

Buarque (2015) realizou uma verificação para avaliar se o modelo proposto seria capaz de representar a variabilidade sazonal do transporte de sedimentos em suspensão durante o ciclo hidrológico. Para isso, apresentou resultado das concentrações médias mensais simuladas em 6 localidades ao longo do rio Madeira utilizando o MGB-SED, apresentadas na Figura 34.

Figura 34 – Localidades ao longo do rio Madeira para verificação da sazonalidade do transporte de sedimentos em suspensão.

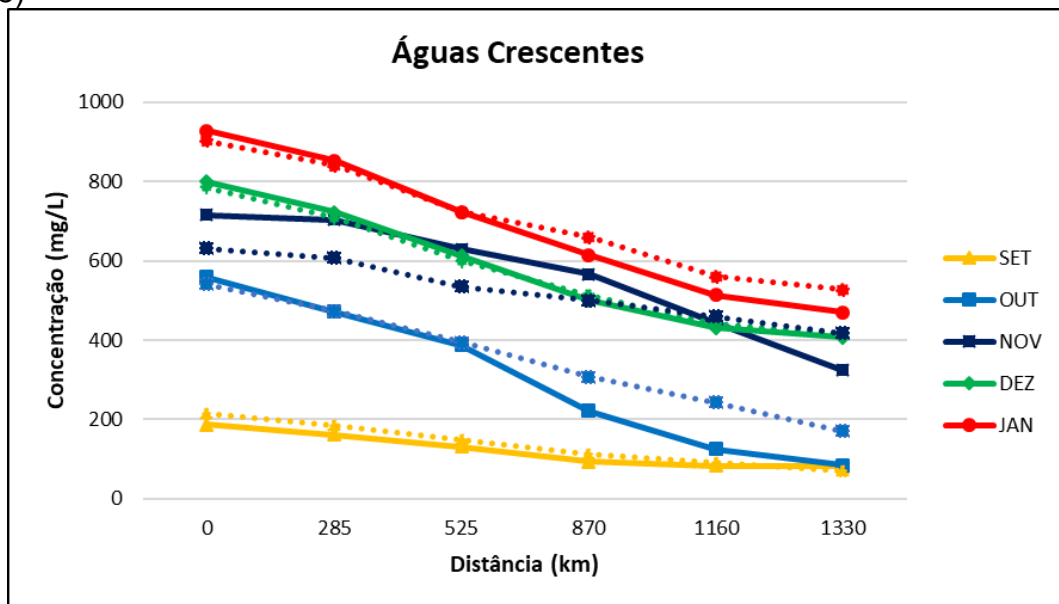


Fonte: Elaborado pela autora (2019).

A mesma verificação foi realizada para o MGB-SEDin, e o resultado está apresentado na Figura 35 até a Figura 37. Cada uma corresponde a um período hidrológico distinto,

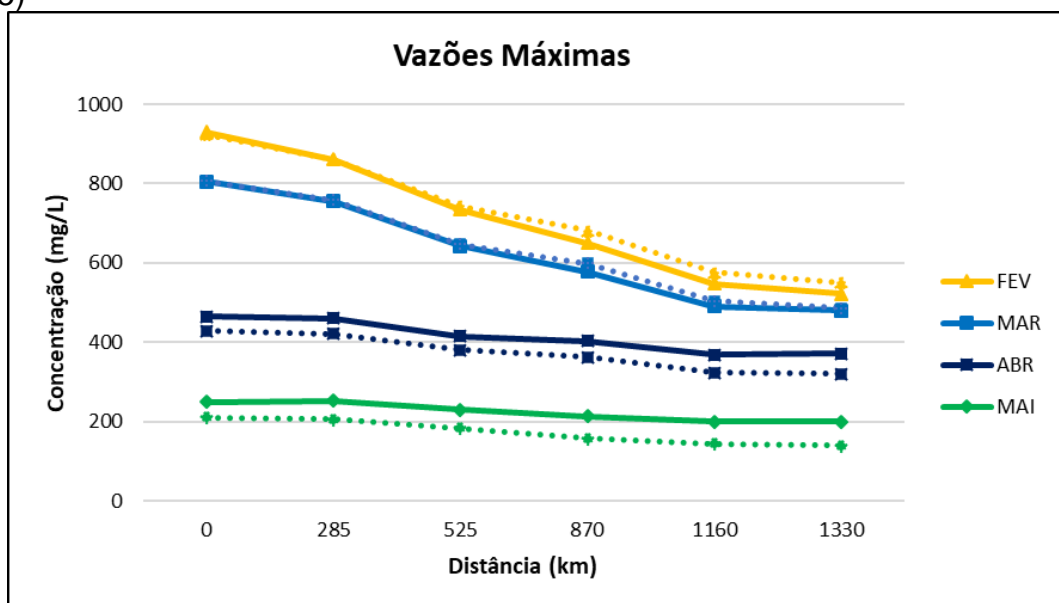
conforme Villar et al. (2013): águas crescentes, entre os meses de setembro e janeiro; vazões máximas, entre fevereiro e abril e águas baixas, de junho a agosto.

Figura 35 – Concentrações de sedimentos em suspensão total simulados ao longo do rio Madeira com o MGB-SEDin, no período de águas crescentes. As linhas pontilhadas correspondem aos resultados da simulação com o MGB-SED, conforme Buarque (2015)



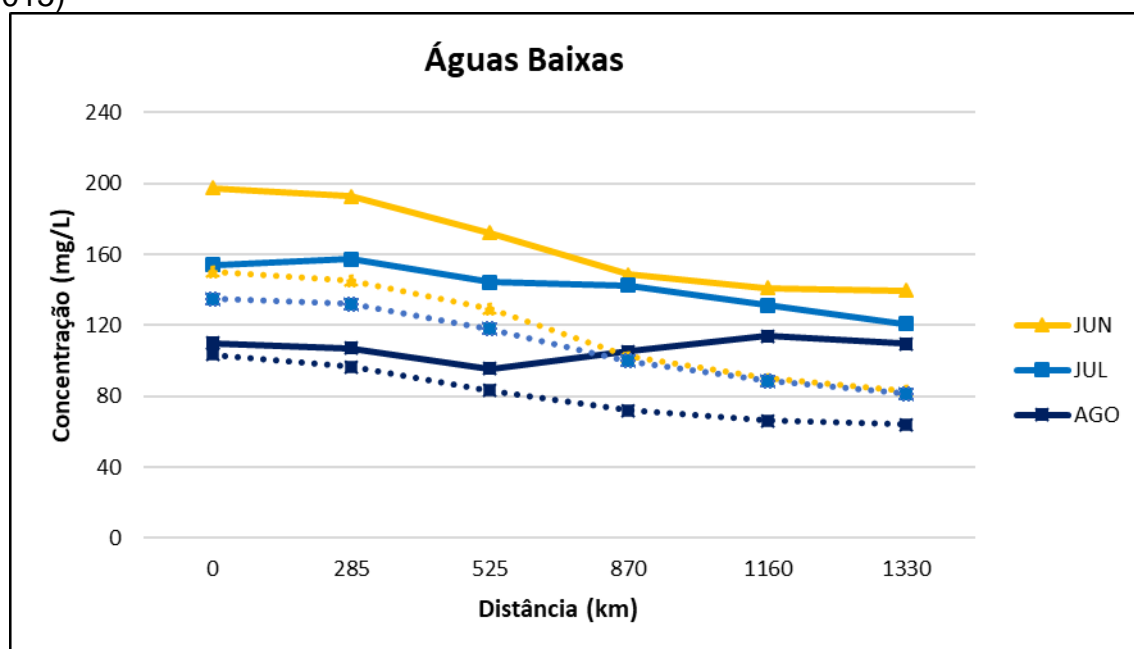
Fonte: Elaborado pela autora (2019).

Figura 36 – Concentrações de sedimentos em suspensão total simulados ao longo do rio Madeira com o MGB-SEDin, no período de vazões máximas. As linhas pontilhadas correspondem aos resultados da simulação com o MGB-SED, conforme Buarque (2015)



Fonte: Elaborado pela autora (2019).

Figura 37 – Concentrações de sedimentos em suspensão total simulados ao longo do rio Madeira com o MGB-SEDin, no período de águas baixas. As linhas pontilhadas correspondem aos resultados da simulação com o MGB-SED, conforme Buarque (2015)



Fonte: Elaborado pela autora (2019).

Nas figuras é possível observar o mesmo comportamento relatado por Buarque (2015), onde existe uma redução da concentração de sedimentos ao longo do rio Madeira, desde a confluência dos rios Beni e Mamoré (km 0) até sua foz (km 1330). Essa redução existe, pois, está relacionada com a retenção de material nas planícies de inundação, bem como o aumento do aporte líquido ao rio a medida em que a área de contribuição também aumenta e ocorre uma redução do aporte sólido. A área de contribuição sofre um aumento proporcionalmente muito maior que o aumento do aporte de sólidos das bacias contribuintes. No período de águas baixas verificou-se uma diferença maior entre os modelos MGB-SEDin e MGB-SED no mês de agosto, no entanto, em termos de valores de concentração pode-se dizer que ainda existe coerência pois os valores são menores que os estimados para o mês de setembro. Também é preciso levar em consideração que o mês de agosto já é uma transição entre o período de águas baixas e águas crescentes.

## 6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

### 6.1 CONCLUSÕES GERAIS

Pode-se concluir que o objetivo de utilizar o modelo MGB-SEDin para representação da dinâmica de sedimentos em suspensão em grandes bacias com o uso de propagação inercial de vazão foi atingido. O acoplamento realizado gerou resultados coerentes com a simulação que utiliza o modelo hidrodinâmico de propagação de vazões, reafirmando o comportamento hidrológico e sedimentológico na bacia do rio Madeira. Peculiaridades da bacia, como a grande importância da região andina na dinâmica de sedimentos da bacia e a presença das áreas de planície e seus efeitos foram bem representadas.

A principal vantagem do acoplamento é a possibilidade de tornar o modelo aplicável a qualquer bacia sem comprometer os resultados devido às limitações do modelo de propagação de vazões utilizado, como o caso do modelo de Muskingum-Cunge. O modelo inercial combinado com módulo de sedimentos se mostrou tão eficaz para representar efeitos, como é o caso das planícies de inundação, o modelo hidrodinâmico.

Em relação ao MGB hidrodinâmico, o MGB inercial apresenta a vantagem da simplicidade de obtenção de seus dados por meio de ferramentas que auxiliam na discretização e no pré-processamento dos dados, como o IPH-Hydro Tools, o que torna o processo mais dinâmico para o usuário, sem prejuízos para a qualidade dos resultados alcançados.

Os ajustes de hidrogramas e sedimentogramas, no geral, apresentaram bons coeficientes de desempenho, muito próximos aos resultados alcançados pelo modelo hidrodinâmico. No entanto, é preciso levar em consideração que o modelo inercial é mais sensível à discretização da bacia hidrográfica, por se tratar de um modelo numérico explícito. Portanto, utilizar a discretização recomendada para o modelo inercial pode ser um fator importante para a melhoria dos resultados alcançados nesse trabalho.

Outra vantagem do modelo MGB inercial é sua interface acoplada a um software GIS de licença livre, o que facilita a utilização por um maior número de pessoas, e um fórum de usuários para troca de experiências e informações relevantes.

## 6.2 RECOMENDAÇÕES

Como recomendações pode-se citar a possibilidade de avaliar outras equações para a estimativa da geração de sedimentos na bacia, de modo a melhorar a representação de áreas como a região Andina, tão importante para a dinâmica de sedimentos na bacia como um todo.

Outro fator de melhoria seria incluir um fator que considerasse a ressuspensão de sedimentos depositados nas planícies, a fim de melhorar as estimativas do modelo, visto que elas são características muito peculiares da bacia, e possuem um importante papel na dinâmica dos sedimentos.

A avaliação da discretização recomendada para o modelo inercial também seria um comparativo interessante, para verificar se, de fato, seriam geradas melhorias nos resultados do modelo para a bacia do rio Madeira, ou a discretização não seria um aspecto tão relevante na simulação.

Também poderia ser avaliada a possibilidade de otimizar o tempo de simulação na utilização do modelo, já que a longa duração da simulação pode se tornar um transtorno para o usuário do modelo. Daí a possibilidade de inserir um critério de seleção de trechos para simulação com o modelo inercial, assim como existia na versão hidrodinâmica do MGB, visto que para áreas que não são muito planas e nem estão sujeitas a efeitos como o remanso, o modelo de Muskingum-Cunge é suficiente para apresentar bons resultados, com a vantagem de possuir um tempo reduzido de simulação. Assim seriam escolhidos apenas trechos nos quais o modelo simplificado não apresenta bom desempenho para utilizar a formulação inercial.

## REFERÊNCIAS

- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (Brasil) (ANA). **HidroWeb**: sistemas de informações hidrológicas. Disponível em: <<http://hidroweb.ana.gov.br/HidroWeb>>. Acesso em: 12 fev 2018.
- AKSOY, Hafzullah; KAVVAS, M. Levent. A review of hillslope and watershed scale erosion and sediment transport models. **Catena**, v. 64, n. 2-3, p.247-271, 2005.
- ARNOLD, J. G. et al. Large area hydrologic modeling and assessment part I: Model development. **Journal of The American Water Resources Association**, v. 34, n. 1, p.73-89, 1998.
- ARROIO JUNIOR, Paulo Ponce. **AVALIAÇÃO DA PRODUÇÃO E TRANSPORTE DE SEDIMENTOS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO ITAQUERI, MUNICÍPIOS DE ITIRAPINA E BROTAS - SP**. 2013. 134 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Ciências da Engenharia Ambiental, Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2013.
- BABY, Patrice; GUYOT, Jean Loup; HÉRAIL, Gérard. Tectonic control of erosion and sedimentation in the Amazon Basin of Bolivia. **Hydrological Processes**, v. 23, n. 22, p.3225-3229, 2009.
- BATES, Paul D.; HORRITT, Matthew S.; FEWTRELL, Timothy J. A simple inertial formulation of the shallow water equations for efficient two-dimensional flood inundation modelling. **Journal of Hydrology**, v. 387, n. 1-2, p.33-45, 2010.
- BAYLEY, Peter B. Understanding large river: Floodplain ecosystems. **Bioscience**, v. 45, n. 3, p.153-158, 1995.
- BEASLEY, D. B.; HUGGINS, L. F.; MONKE, E. J.. ANSWERS: A Model for Watershed Planning. **Transactions of The Asae**, v. 23, n. 4, p. 938-944, 1980.
- BECK, M. Bruce. Water quality modelling: a review of uncertainty. **Water Resources Research**, v. 23, n. 8, p. 1393-1442, 1987.
- BERNINI, Henrique et al. Descarga sólida em suspensão e dinâmica fluvial na bacia do rio Madeira: um perfil no período de cheia hidrológica. In: IX Seminário Latino-Americano e V Seminário Ibero-Americano de Geografia Física, 2016, Guimarães (Portugal). **Trabalhos Apresentados**. Guimarães (Portugal): CEGOT, 2016.
- BESKOW, S. et al. Soil erosion prediction in the Grande River Basin, Brazil using distributed modeling. **Catena**, v. 79, n. 1, p.49-59, 2009.
- BEVEN, Keith. Changing ideas in hydrology — The case of physically-based models. **Journal of Hydrology**, v. 105, n. 1-2, p.157-172, 1989.
- BHATTARAI, Rabin; DUTTA, Dushmata. Estimation of Soil Erosion and Sediment Yield Using GIS at Catchment Scale. **Water Resources Management**, v. 21, n. 10, p.1635-1647, 2006.

BREETZKE, G. D.; KOOMEN, E.; CRITCHLEY, W. R. S. GIS-Assisted Modelling of Soil Erosion in a South African Catchment: Evaluating the USLE and SLEMSA approach. In: WURBS, Ralph (Ed.). **Water Resources Planning, Development and Management**. Londres: Intechopen, 2013. Cap. 3. p. 53-71.

BRUNNER, Gary W. **HEC-RAS, River Analysis System, Hydraulic Reference Manual: Version 4.0**. Davis: US Army Corps of Engineers, 2008. 747 p.

BUARQUE, Diogo Costa et al. **Manual do PrePRO-MGB para aplicação do modelo MGB-IPH – Versão 4.1**: Projeto Integrado de Cooperação Amazônica e de Modernização do Monitoramento Hidrológico. Porto Alegre: FINEP/ANA/IPH-UFRGS, 2011. 19 p.

BUARQUE, Diogo Costa. **Simulação da geração e do transporte de sedimentos em grandes bacias: Estudo de caso do rio Madeira**. 2015. 182 f. Tese (Doutorado) - Curso de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2015.

CARVALHO, Newton de Oliveira et al. **Guia de práticas sedimentométricas**. Brasília: Aneel, 2000. 154 p.

CARVALHO, Newton de Oliveira et al. Revisão dos estudos sedimentológicos do rio Madeira e Mamoré. In: XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2005, João Pessoa. **Anais...** . João Pessoa: ABRH, 2005.

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

CHANG, Howard H. **Fluvial Processes in River Engineering**. Malabar: Krieger Publishing Company, 1988. 446 p.

CHANSON, Hubert. **Hydraulics of Open Channel Flow**. 2. ed. Oxford: Butterworth-Heinemann, 2004. 650 p.

CLARKE, Robin T. et al. Issues of spatial correlation arising from the use of TRMM rainfall estimates in the Brazilian Amazon. **Water Resources Research**, v. 47, n. 5, p.1-10, 2011.

COLLISCHONN, Bruno; COLLISCHONN, Walter; TUCCI, Carlos Eduardo Morelli. Daily hydrological modeling in the Amazon basin using TRMM rainfall estimates. **Journal of Hydrology**, v. 360, n. 1-4, p.207-216, out. 2008.

COLLISCHONN, Walter. **Simulação Hidrológica de Grandes Bacias**. 2001. 270 f. Tese (Doutorado) - Curso de Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.

COSTA, Samuel Barsanelli. **Modelo unidimensional preliminar de transporte de sedimentos para o reservatório Taiacupeba**. 2018. 92 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Engenharia Hidráulica, Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2018.



CRISCI, Magdalena; CHRETIES, Christian; SILVEIRA, Luis. Simulación hidrológica continua en la cuenca del río Cuareim con el modelo MGB-IPH. **Innotec**, v. 10, p. 40-48, 2015.

JONG, S. M. de et al. Regional assessment of soil erosion using the distributed model SEMMED and remotely sensed data. **Catena**, v. 37, n. 3-4, p.291-308, out. 1999.

DESMET, P. J. J., GOVERS, G. A GIS procedure for automatically calculating the USLE LS factor on topographically complex landscape units. **Journal of Soil and Water Conservation**, v. 51, p. 427–433, 1996.

DEVI, Gayathri K.; GANASRI, B. P.; DWARAKISH, G. S. A Review on Hydrological Models. **Aquatic Procedia**, v. 4, p. 1001-1007, 2015.

DIJKSHOORN, Koos; HUTING, Jan; TEMPEL, Piet. **Update of the 1:5 million Soil and Terrain Database for Latin America and the Caribbean (SOTERLAC)**. Wageningen: ISRIC – World Soil Information, 2005. 25 p.

DILE, Yihun T. et al. Introducing a new open source GIS user interface for the SWAT model. **Environmental Modelling & Software**, v. 85, p. 129-138, 2016.

DOTTORI, F.; TODINI, E. Testing a simple 2D hydraulic model in an urban flood experiment. **Hydrological Processes**, v. 27, n. 9, p. 1301-1320, 2012.

DUNNE, T.; BLACK, R. D. (1970). Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. **Water Resources Research**, v. 6, n. 5, p. 1296-1311, 1970.

ELWELL, H. A. Modelling soil losses in Southern Africa. **Journal of Agricultural Engineering Research**, v. 23, n. 2, p. 117-127, 1978.

EVA, H. D. et al. **A vegetation map of South America**. Luxemburgo: European Communities, 2002. 48 p.

FAGUNDES, Hugo de Oliveira. **Modelagem hidrossedimentológica de grandes bacias com apoio de dados in situ e sensoriamento remoto**. 2018. 184 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2018.

FAN, F. M.; PONTES, P. R. M.; PAIVA, R. C. D. Avaliação de um método de propagação de cheias em rios com aproximação inercial das equações de Saint-Venant. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 19, n. 4, p. 137-147, 2014.

FAN, Fernando Mainardi et al. Ensemble streamflow forecasting experiments in a tropical basin: The São Francisco river case study. **Journal of Hydrology**, v. 519, p.2906-2919, 2014.

FAN, Fernando Mainardi et al. Um mapa de unidades de resposta hidrológica para a América do Sul. XXI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, novembro de 2015, Brasília-DF. **Anais...** . PAP019919. 2015.

FAN, Fernando Mainardi et al. Performance of Deterministic and Probabilistic Hydrological Forecasts for the Short-Term Optimization of a Tropical Hydropower Reservoir. **Water Resources Management**, v. 30, n. 10, p. 3609-3625, 2016.

FILIZOLA, Naziano. **Transfert sédimentaire actuel par les fleuves amazoniens**. 2003. 283 f. Tese (Doutorado) - Curso de Hidrologia e Geologia, Université Toulouse III Paul Sabatier, Toulouse, 2003.

FILIZOLA, Naziano et al. The Rio Negro and Rio Solimões confluence point – hydrometric observations during the 2006/2007 cycle. In: VIONNET, Carlos et al (Ed.). **River, Coastal and Estuarine Morphodynamics**. Londres: Taylor & Francis Group, 2009. p. 1003-1006.

FILIZOLA, Naziano; GUYOT, Jean Loup. Fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da Amazônia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n. 4, p. 566-576, 2011.

FISCH, Gilberto; MARENGO A., José; NOBRE, Carlos A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. **Acta Amazonica**, v. 28, n. 2, p. 101-101, 1998.

FISHER, Peter; ABRAHART, Robert J.; HERBINGER, Werner. The sensitivity of two distributed non-point source pollution models to the spatial arrangement of the landscape. **Hydrological Processes**, v. 11, n. 3, p. 241-252, 1997.

FÖEGER, Lizandra Broseghini et al. Geração e transporte de sedimentos na bacia amazônica: análise preliminar com o modelo MGB-SED. XIII Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos e I Partículas nas Américas, setembro de 2018, Vitória-ES. **Anais...** . PAP083. 2018.

FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION (FAO). **The digital soil map of the world**, Roma: FAO, 2003. Versão 3.6.

GETIRANA, A. C. V. et al. Hydrological modelling and water balance of the Negro River basin: evaluation based on in situ and spatial altimetry data. **Hydrological Processes**, v. 24, n. 22, p. 3219-3236, 2010.

GUYOT, Jean Loup. **Hydrogéochimie des fleuves de L'Amazonie Bolivienne**. Paris: ORSTOM, 1993. 262 p.

GUYOT, Jean Loup; JOUANNEAU, Jean Marie; WASSON, Jean Gabriel. Characterisation of river bed and suspended sediments in the Rio Madeira drainage basin (Bolivian Amazonia). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 12, n. 4, p. 401-410, 1999.

HAGHNEGAHDAR, Amin et al. Assessing the performance of a semi-distributed hydrological model under various watershed discretization schemes. **Hydrological Processes**, v. 29, n. 18, p. 4018-4031, 14 jul. 2015.

HIDROLOGIA DE GRANDE ESCALA (HGE). **Hidrologia de grande escala.**

Disponível em: <<https://www.ufrgs.br/hge/>>. Acesso em: 08 fev de 2018.

HUFFMAN, George J. et al. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, n. 1, p. 38-55, 2007.

JTCM Comércio e Tecnologia LTDA. Amostradores de sedimentos. Disponível em: <<http://www.jctm-hidromet.com.br/equipamentos/hidrologia/amostradores-de-sedimentos/>>. Acesso em: 08 fev. de 2018.

KALNAY, E. et al. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. **Bulletin of The American Meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437-471, 1996.

KINAMA, Josiah; STOCKING, Michael; MAINGI, P. M.. SLEMSA model application for land use management in semi-arid Kenya. In: Soil Science Society of East Africa Conference, 24., 2007, Embu (quênia). **Proceedings...** . Embu (Quênia): SSSEA, 2007.

KINNELL, P. I. A. The USLE-M and modeling erosion within catchments. In: International Soil Conservation Organization Meeting, 10., 1999, West Lafayette. **Selected papers**. West Lafayette: Purdue University and The Us Department of Agriculture, 1999. p. 924 - 928.

KINNELL, P. I. A. Applying the RUSLE and the USLE-M on hillslopes where runoff production during an erosion event is spatially variable. **Journal of Hydrology**, v. 519, p.3328-3337, 2014.

KIRKBY, M. J.; CHORLEY, R. J. THROUGHFLOW, OVERLAND FLOW AND EROSION. **International Association of Scientific Hydrology** (Bulletin), v. 12, n. 3, p. 5-21, 1967.

KOSUTH, Pascal et al. Sea-tide effects on flows in the lower reaches of the Amazon River. **Hydrological Processes**, v. 23, n. 22, p. 3141-3150, 2009.

LAI, Y. G. River and Watershed Modelling: Current Effort and Future Direction. In: **US-China Workshop on Advanced Computational Modelling in Hydroscience & Engineering**, Mississippi: Oxford, 2005.

LARAQUE, Alain; FILIZOLA, Naziano; GUYOT, Jean Loup. Variations spatio-temporelles du bilan sédimentaire dans le bassin Amazonien Brésilien, à partir d'un échantillonnage décadaire. In: IAHS SCIENTIFIC ASSEMBLY, 7., 2005, Foz do Iguaçu. **Proceedings...** . Wallingford: International Association of Hydrological Sciences, 2005. p. 250 - 258.

LATRUBESSE, E. M.; STEVAUX, J. C.; SINHA, R. Tropical rivers. **Geomorphology**, v. 70, n. 3-4, p. 187-206, 2005.

LEITE, Nei K. et al. Intra and interannual variability in the Madeira River water chemistry and sediment load. **Biogeochemistry**, v. 105, n. 1-3, p. 37-51, 2011.

MARTIN, Paul H. et al. INTERFACING GIS WITH WATER RESOURCE MODELS: A STATE-OF-THE-ART REVIEW. **Journal of The American Water Resources Association**, v. 41, n. 6, p. 1471-1487, 2005.

MEDEIROS, Matheus Sampaio et al. **Manual de exemplo de aplicação do modelo MGB 2018 utilizando o IPH-Hydro Tools**. Porto Alegre: IPH, 2009. 85 p.

MERRITT, W. S.; LETCHER, R. A.; JAKEMAN, A. J. A review of erosion and sediment transport models. **Environmental Modelling & Software**, v. 18, n. 8-9, p. 761-799, 2003.

MILLER, A. W.; CUNGE, A. J. Simplified equations of unsteady flow. In: MAHMOOD, Khalid; YEVJEVICH, Vujica M. (Ed.). **Unsteady flow in open channels**. Colorado: Water Resources Publications, 1975.

MINELLA, Jean Paolo Gomes; MERTEN, Gustavo Henrique. Monitoramento de bacias hidrográficas para identificar fontes de sedimentos em suspensão. **Ciência Rural**, v. 41, n. 3, p. 424-432, 2011.

MOLINIER, Michel et al. Hidrologia da Bacia do Rio Amazonas. **Ciência e Tecnologia**, v. 2, n. 3, p. 31-36, 1994.

MOORE, R. J.; CLARKE, R. T. A distribution function approach to rainfall-runoff modeling. **Water Resources Research**, v. 17, n. 5, p. 1367-1382, 1981.

MORAES, Isabel Cristina. **Avaliação dos modelos de predição da erosão hídrica MEUPS e WEPP: contribuição em bacias hidrográficas**. 2016. 191 f. Tese (Doutorado) - Curso de Geografia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho", Rio Claro, 2016.

MORGAN, R.P.C.; MORGAN, D.D.V.; FINNEY, H.J. A predictive model for the assessment of soil erosion risk. **Journal of Agricultural Engineering Research**, v. 30, p. 245-253, 1984.

MORGAN, R. P. C. A simple approach to soil loss prediction: a revised Morgan–Morgan–Finney model. **Catena**, v. 44, n. 4, p. 305-322, 2001.

MORGAN, R. C. P. **Soil erosion and conservation**. 3. ed. Oxford: Blackwell Publishing, 2005. 316 p.

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.

NEAL, Jeffrey; SCHUMANN, Guy; BATES, Paul. A subgrid channel model for simulating river hydraulics and floodplain inundation over large and data sparse areas. **Water Resources Research**, v. 48, n. 11, p.1-16, 2012.

NEITSCH, S. L. et al. **Soil and Water Assessment Tool User's Manual Version**. Temple: Texas Water Resources Institute, 2002. 472 p.

NEARING, M. A. et al. A process-based soil erosion model for USDA-water erosion prediction project technology. **Transactions of the ASAE**, v. 32, n. 5, p.1587-1593, 1989.

NÓBREGA, M. T. et al. Uncertainty in climate change impacts on water resources in the Rio Grande Basin, Brazil. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, n. 2, p. 585-595, 2011.

PAIVA, Rodrigo Cauduro Dias de. **Modelagem Hidrológica e Hidrodinâmica de Grandes Bacias: Estudo de caso: Bacia do rio Solimões**. 2009. 182 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2009.

PAIVA, Rodrigo C. D.; COLLISCHONN, Walter; TUCCI, Carlos E. M. Large scale hydrologic and hydrodynamic modeling using limited data and a GIS based approach. **Journal of Hydrology**, v. 406, n. 3-4, p. 170-181, 2011.

PAIVA, Rodrigo C. D.; COLLISCHONN, Walter; BUARQUE, Diogo Costa. Validation of a full hydrodynamic model for large-scale hydrologic modelling in the Amazon. **Hydrological Processes**, v. 27, n. 3, p. 333-346, 2012.

PAIVA, Rodrigo Cauduro Dias de et al. Large-scale hydrologic and hydrodynamic modeling of the Amazon River basin. **Water Resources Research**, v. 49, n. 3, p. 1226-1243, 2013.

PANACHUKI, Elói et al. Parâmetros físicos do solo e erosão hídrica sob chuva simulada, em área de integração agricultura-pecuária. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 10, n. 2, p. 261-268, 2006.

PANDEY, Ashish et al. Physically based soil erosion and sediment yield models revisited. **Catena**, v. 147, p. 595-620, 2016.

PANUSKA, John C.; MOORE, Ian D.; KRAMER, Larry A. Terrain analysis: Integration into the agricultural nonpoint source (AGNPS) pollution model. **Journal of Soil and Water Conservation**, v. 46, n. 1, p. 59-64, 1991.

PAPANICOLAOU, Athanasios (thanos) N. et al. Sediment Transport Modeling Review—Current and Future Developments. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 134, n. 1, p. 1-14, 2008.

PARACCHINI, M. L. et al. Soil Erosion Modelling and Coastal Dynamics: A Case Study from Sicily. In: ANNUAL CONFERENCE- REMOTE SENSING SOCIETY, 23., 1997, Nottingham. **Proceedings...** . Nottingham: Remote Sensing Society, 1997. p. 334 - 339.

PARK, Edward; LATRUBESSE, Edgardo M. Modeling suspended sediment distribution patterns of the Amazon River using MODIS data. **Remote Sensing of Environment**, v. 147, p. 232-242, 2014.

PERRY, Chris; TAYLOR, Kevin. Environmental sedimentology: introduction. In: PERRY, Chris; TAYLOR, Kevin (Ed.). **Environmental sedimentology**. Oxford: Blackwell Publishing, 2007. Cap. 1. p. 1-31.

PONTES, Paulo Rógenes Monteiro et al. Modelagem hidrológica e hidráulica de grande escala com propagação inercial de vazões. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 20, n. 4, p. 888-904, 2015.

PONTES, Paulo Rógenes Monteiro. **Modelagem hidrológica e hidrodinâmica integrada da bacia do Rio da Prata**. 2016. 210 f. Tese (Doutorado) - Curso de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2016.

PONTES, Paulo Rógenes Monteiro et al. MGB-IPH model for hydrological and hydraulic simulation of large floodplain river systems coupled with open source GIS. **Environmental Modelling & Software**, v. 94, p. 1-20, 2017.

QUEIROZ, Maria Mireide Andrade; HORBE, Adriana Maria Coimbra; MOURA, Candido Augusto Veloso. Mineralogia e química dos sedimentos de fundo do médio e baixo Madeira e de seus principais tributários: Amazonas - Brasil. **Acta Amazonica**, v. 41, n. 4, p. 453-464, 2011.

QUEIROZ, Luiz Jardim de; TORRENTE-VILARA, Gislene. Heterogeneidade ambiental na porção brasileira da bacia do rio Madeira: uma introdução para entender seu papel na prática pesqueira da região. In: DORIA, Caroline Rodrigues da Costa; LIMA, Maria Alice Leite (Org.). **Rio Madeira: Seus peixes e sua pesca**. Porto Velho: Edufro, 2015. Cap. 2. p. 13-32.

RAWLS, W. J. et al. Infiltration and Soil Water Movement. In: MAIDMENT, David R. (Ed.). **Handbook of hydrology**. Nova York: McGraw-Hill, 1993. Cap. 5. p. 5.1-5.51.

RENARD, Kenneth G. et al. RUSLE: Revised universal soil loss equation. **Soil and Water Conservation Society**, v. 46, n. 1, p. 30-33, 1991.

RENARD, K. G.; LAFLEN, J. M.; MCCOOL, D. K. The Revised Universal Soil Loss Equation. In: LAL, R. (Ed.). **Soil Erosion Research Methods**. 2. ed. Delray Beach: St. Lucie Press, 1994. Cap. 5. p. 105-127.

RIBEIRO NETO, Alfredo. **Simulação hidrológica na Amazônia: Rio Madeira**. 2006. 195 f. Tese (Doutorado) - Curso de Engenharia Civil, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2006.

RIVERA, Irma Ayes et al. Decline of Fine Suspended Sediments in the Madeira River Basin (2003–2017). **Water**, v. 11, n. 3, p. 514-528, 2019.

ROO, A. P. J. de; JETTEN, V. G. Calibrating and validating the LISEM model for two data sets from the Netherlands and South Africa. **Catena**, v. 37, n. 3-4, p.477-493, 1999.

SARI, Vanessa. **Monitoramento e modelagem da produção de sedimentos em uma bacia hidrográfica no noroeste do Rio Grande do Sul**. 2017. 314 f. Tese (Doutorado) - Curso de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2017.

Soil Conservation Service (SCS). **National Engineering Handbook**, Section 4: Hydrology. Washington DC: Department of Agriculture, 1972. 762 p.

SERVIÇO DE OBSERVAÇÃO DOS CONTROLES GEODINÂMICO, HIDROLÓGICO E BIOGEOQUÍMICO DA EROÇÃO/ALTERAÇÃO E DOS TRANSPORTES DE MATÉRIAS NAS BACIAS DOS RIOS AMAZONAS, ORINOCO E CONGO (SO HYBAM). **Dados**. Disponível em: <<http://www.so-hybam.org/index.php/por/Dados>>. Acesso em: 12 fev 2018.

SILVA, Rui Carlos Vieira da; WILSON JUNIOR, Geraldo. **Hidráulica Fluvial**. Rio de Janeiro: Coppe/UFRJ, 2005. 255 p.

SIQUEIRA, Vinícius et al. IPH-Hydro Tools: a GIS coupled tool for watershed topology acquisition in an open-source environment. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 21, n. 1, p. 274-287, 2016.

SHUTTLEWORTH, W. J. Evaporation. IN: MAIDMENT, D. R. (Ed.), **Handbook of Hydrology**, Nova York: McGraw-Hill, 1993.

SOARES, Alexleide; PAZ, Adriano; PICCILLI, Daniel. Avaliação das estimativas de chuva do satélite TRMM no Estado da Paraíba / Assessment of rainfall estimates of TRMM satellite on Paraíba state. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 21, n. 2, p. 288-299, 2016.

SOROOSHIAN, S. Parameter Estimation, Model Identification, and Model Validation: Conceptual-Type Models. In: BOWLES, D. S.; O'CONNELL, P. Enda (Ed.). **Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems**. Dordrecht: Springer, 1991. Cap. 21. p. 443-471.

STOCKING, Michael; CHAKELA, Qalabane; ELWELL, Henry. An Improved Methodology for Erosion Hazard Mapping Part I: The Technique. **Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography**, v. 70, n. 3, p. 169-181, 1988.

TAYLOR, Kevin G. et al. Sediment and contaminant sources and transfers in river basins. In: OWENS, Philip N. (Ed.). **Sustainable Management of Sediment Resources**. Amsterdã: Elsevier, 2008. p. 83-135.

THOMAS, William A.; COPELAND, Ronald R.; MCCOMAS, Dinah N. **SAM Hydraulic Design Package for Channels**. Washington, DC: U.S. Army Engineer Research and Development Center, 2002. 232 p.

- THOMPSON, J. R. et al. Application of the coupled MIKE SHE/MIKE 11 modelling system to a lowland wet grassland in southeast England. **Journal of Hydrology**, v. 293, n. 1-4, p. 151-179, jun. 2004.
- TODINI, E. The ARNO rainfall-runoff model. **Journal of Hydrology**, v. 175, n. 1-4, p. 339-382, 1996.
- TUCCI, Carlos Eduardo Morelli. **Modelos Hidrológicos**. Porto Alegre: ABRH, 1998. 669 p.
- TUNDISI, José Galizia. **Água no século XXI: Enfrentando a escassez**. São Carlos: Rima, 2005. 247 p.
- UNITED STATES ARMY CORPS OF ENGINEERS (USACE). **HEC-RAS River Analysis System User's Manual – Version 5.0**. Davis: USACE, 2016. 538 p.
- VAN RIJN, Leo C. **Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas**. Amsterdam: Aqua Publications, 1993. 690 p.
- VANONI, Vito A. **Sedimentation engineering**. Nova York: ASCE, 1975. 745 p.
- VAUCHEL, Philippe et al. A reassessment of the suspended sediment load in the Madeira River basin from the Andes of Peru and Bolivia to the Amazon River in Brazil, based on 10 years of data from the HYBAM monitoring programme. **Journal of Hydrology**, v. 553, p. 35-48, 2017.
- VENTE, Joris de et al. The sediment delivery problem revisited. **Progress in Physical Geography: Earth and Environment**, v. 31, n. 2, p. 155-178, 2007.
- VENTE, Joris de et al. Spatially distributed modelling of soil erosion and sediment yield at regional scales in Spain. **Global and Planetary Change**, v. 60, n. 3-4, p. 393-415, 2008.
- VILLAR, Raúl Espinoza et al. A study of sediment transport in the Madeira River, Brazil, using MODIS remote-sensing images. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 44, p. 45-54, 2013.
- WHEATER, H. S.; JAKEMAN, A. J.; BEVEN, K. J. Progress and Directions in Rainfall-Runoff Modelling. In: JAKEMAN, A. K.; BECK, M. B.; MCALEER, M. J. **Modelling Change in Environmental Systems**. Chichester: John Wiley & Sons, 1993. Cap. 5. p. 101-132.
- WILKINSON, Scott N. et al. Modelling and testing spatially distributed sediment budgets to relate erosion processes to sediment yields. **Environmental Modelling & Software**, v. 24, n. 4, p. 489-501, 2009.
- WILLIAMS, J. R. Flood routing with variable travel time or variable storage coefficients. **Transaction of The American Society of Agricultural Engineers**, v. 12, n. 1, p. 100-103, 1969.



- WILLIAMS, J. R. Sediment-yield prediction with universal equation using runoff energy factor. In: Agricultural Research Service. **Present and Prospective Technology for Predicting Sediment Yield and Sources**. Oxford: USDA, 1975. p. 244-252.
- WILLIAMS, J. R. The EPIC model. In: SINGH, Vijay P. (Ed.). **Computer Models of Watershed Hydrology**. Littleton: Water Resources Publications, 1995. Cap. 25.
- WILSON, John P.; GALLANT, John C. **Terrain Analysis: Principles and Applications**. Nova York: John Wiley & Sons, 2000. 447 p.
- WISCHMEIER, W. H.; SMITH, D. D. **Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation**. Washington DC: USDA, 1978. 67 p. (Agriculture Handbook Number 537).
- WMO (World Meteorological Organization). **Manual on Sediment Management and Measurement**. Operational Hydrology Report n. 47, Geneva: Secretariat of the World Meteorological Organization, 2003. 159p.
- WU, Weiming. **Computational river dynamics**. Londres: Taylor & Francis Group, 2008. 494 p.
- WU, Weiming; WANG, Sam S. Y. Formulas for Sediment Porosity and Settling Velocity. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 132, n. 8, p. 858-862, 2006.
- YAMAZAKI, Dai; ALMEIDA, Gustavo A. M. de; BATES, Paul D. Improving computational efficiency in global river models by implementing the local inertial flow equation and a vector-based river network map. **Water Resources Research**, v. 49, n. 11, p. 7221-7235, 2013.
- YANG, Chih Ted. Potential Energy and Stream Morphology. **Water Resources Research**, v. 7, n. 2, p. 311-322, 1971.
- YANG, Chih Ted. Incipient Motion and Sediment Transport. **Journal Of The Hydraulics Division**, v. 99, n. 10, p. 1679-1704, 1973.
- YANG, Chih Ted. Unit Stream Power Equation for Gravel. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 110, n. 12, p. 1783-1797, 1984.
- YANG, Chih Ted. Minimum Unit Stream Power and Fluvial Hydraulics. **Journal of The Hydraulics Division**, v. 102, n. 7, p. 919-934, 1976.
- YANG, C. T.; TREVIÑO, M. A.; SIMÕES, F. J. M. **User's Manual for GSTRARS 2.0 (Generalized Stream Tube model for Alluvial River Simulation version 2.0)**. Denver: U.S. Bureau of Reclamation, 1998. 274 p.
- YANG, Chih Ted; SONG, Charles C. S. Theory of Minimum Rate of Energy Dissipation. **Journal of The Hydraulics Division**, v. 105, n. 7, p. 769-784, 1979.

YANG, Chih Ted; SONG, Charles C. S.. Theory of Minimum Energy and Energy Dissipation Rate. In: CHEREMISINOFF, Nicholas P. (Ed.). **Encyclopedia of Fluid Mechanics**. Houston: Gulf Pub Co., 1986. Cap. 11. p. 353-399.

YANG, C. T.; SIMÕES, F. J. M. **User's Manual for GSTRARS 2.1 (Generalized Stream Tube model for Alluvial River Simulation version 2.1)**. Denver: U.S. Bureau of Reclamation, 2000. 274 p.

YOUNG, R. A. et al. AGNPS, agricultural nonpoint source pollution. A watershed analysis tool. In: U.S. Department of Agriculture. **Conservation Research Report 35**. Washington, DC: USDA, 1987. 77 p.

ZHANG, Li; O'NEILL, Antoinette L.; LACEY, Stephen. Modelling approaches to the prediction of soil erosion in catchments. **Environmental Software**, v. 11, n. 1-3, p. 123-133, 1996.

## ANEXO A – O MODELO MGB

O MGB (Modelo de Grandes Bacias), inicialmente desenvolvido por Collischonn (2001), modificado por Paiva (2009) e posteriormente por Pontes (2016), é um modelo hidrológico distribuído de grandes escalas (área acima de 1.000 km<sup>2</sup>) baseado em processos, e que utiliza equações físicas e conceituais para simular os processos hidrológicos na superfície terrestre.

Em sua formulação, o MGB adota uma discretização da bacia em pequenas áreas de drenagem denominadas “minibacias”, onde cada uma é drenada por um único trecho de rio, as quais são ainda subdivididas em classes de Unidades de Respostas Hidrológicas (URH), que são áreas de comportamento hidrológico similares, definidas por uma combinação de mapas de cobertura da terra e de tipo do solo. Em cada minibacia as características de uso de solo, cobertura vegetal e tipo de solo são sintetizadas nas URH.

O modelo utiliza passo de tempo diário e está dividido em quatro módulos: balanço hídrico no solo (1); balanço de energia e evapotranspiração (2); interceptação, geração e propagação de escoamentos superficial, sub superficial e subterrâneo nos elementos da bacia hidrográfica (3); e um módulo de propagação de vazão na rede de drenagem (4).

Para aplicação do modelo, são necessários dados hidrológicos e meteorológicos, que devem ser associados aos centroides das minibacias por interpolação dos dados disponíveis em postos na bacia. Os arquivos devem conter informações de vazão, chuva e clima e, para os dados climáticos, utilizam-se informações sobre temperatura, pressão, insolação, umidade relativa do ar e velocidade do vento.

O balanço vertical de água e energia são computados de maneira independente para cada URH em cada minibacia. A interceptação de água pela cobertura vegetal é representada por um reservatório cuja capacidade é função do Índice de Área Foliar

(IAF)<sup>1</sup>. O balanço de água no solo é realizado em uma camada, considerando o solo como um reservatório único de água. O conceito de área de contribuição variável baseado no modelo ARNO (TODINI, 1996) é utilizado para computar a infiltração de água no solo e o escoamento superficial. Para o balanço de energia o modelo utiliza variáveis meteorológicas de superfície, sendo a evaporação do solo, da vegetação e do dossel estimada com base na equação de Penman-Monteith (SHUTTLEWORTH, 1993).

Em cada URH das minibacias são determinados os volumes de escoamentos superficial, subsuperficial e subterrâneo. Para a determinação do escoamento subsuperficial é usada uma equação semelhante a equação de condutividade hidráulica não-saturada de Brooks e Corey (RAWLS et al., 1993). O volume percolado da camada superficial do solo ao lençol freático é estimado por uma relação linear simples entre o armazenamento atual e o máximo de armazenamento de água no solo. Os volumes de escoamentos gerados a nível das URH dentro de cada minibacia são propagados para a rede de drenagem usando três reservatórios lineares simples, sendo um para cada tipo de escoamento.

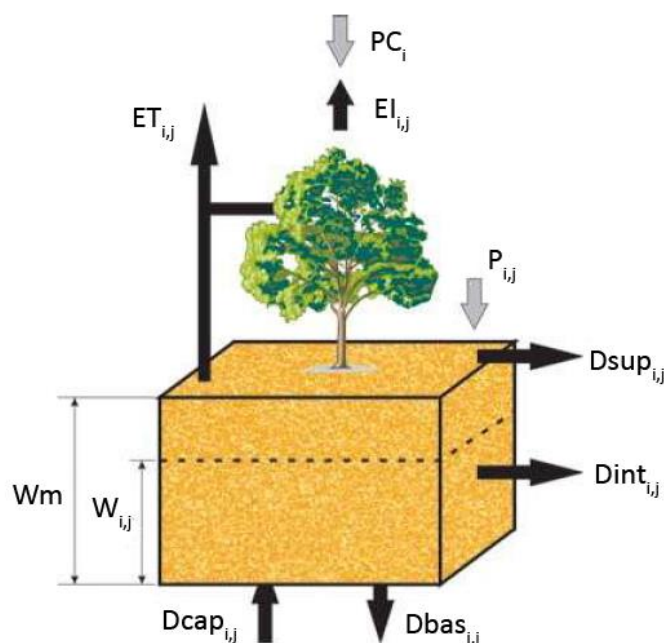
Em sua versão mais recente, na rede de drenagem, o volume total de escoamento gerado em cada minibacia é propagado utilizando o método de Muskingum-Cunge (COLLISCHONN; TUCCI, 2001). ou a propagação inercial (BATES; HORRITT; FEWTRELL, 2010). Para o transporte na rede de drenagem, independentemente do método de propagação, cada trecho de rio é subdividido, segundo critérios específicos, e os hidrogramas de vazão podem ser avaliados no exutório das minibacias bem como em qualquer outro ponto ao longo da rede de drenagem representada. A seguir, são apresentados os processos hidrológicos e hidráulicos simulados pelo modelo MGB baseados na descrição original de Collischonn (2001) e nas descrições atualizadas de Paiva (2009), Buarque (2015) e Pontes (2016).

---

<sup>1</sup> O Índice de Área Foliar (IAF) expressa a relação entre a área das folhas de todas as plantas e da área de uma parcela de solo (COLLISCHONN, 2001).

O balanço de água no solo e o de energia são feitos independentemente em cada URH das minibacias, utilizando suas características e parâmetros associados. Os processos verticais simulados pelo modelo MGB envolvem o balanço de água no solo, a interceptação, a percolação da água para o aquífero e o fluxo ascendente e a geração dos escoamentos superficial, subsuperficial e subterrâneo. Estes processos estão apresentados no esquema da Figura A1.

Figura A1 – Esquema do balanço de água no solo do modelo MGB para uma Unidade de Resposta Hidrológica. Para uma URH ( $j$ ) de uma minibacia ( $i$ ), são representados a precipitação ( $PC$ ), a evaporação ( $EI$ ) a evapotranspiração ( $ET$ ), a percolação da água para o aquífero ( $P$ ) e o fluxo ascendente ( $Dcap$ ) e a geração dos escoamentos superficial ( $Dsup$ ), subsuperficial ( $Dint$ ) e subterrâneo ( $Dbas$ ).



Fonte: Buarque (2015).

A interceptação é o processo de retenção de água da chuva pela vegetação antes de sua chegada à superfície do solo. No modelo, o processo é representado por um reservatório de volume máximo ( $Smax$ ) que depende da densidade de vegetação de cobertura do solo, indicada pelo Índice de área foliar ( $IAF$ ). Este índice expressa a relação entre a área total das folhas da vegetação e a área superficial do solo, e seu valor depende do tipo de vegetação. É usual adotar valores menores que 1,0 para vegetação rasteira e 6,0 ou mais em florestas, mas o índice pode variar ao longo do ano em casos como o de culturas agrícolas. O valor  $Smax$  do reservatório de interceptação é dado por:

$$Smax_j = \alpha * IAF_j \quad A.1$$

sendo  $Smax_j$  e  $IAF_j$  o volume máximo de interceptação [mm] e o Índice de Área Foliar [m.m<sup>-1</sup>] da URH  $j$  de uma minibacia  $i$ . O parâmetro da lâmina de interceptação  $\alpha$  [mm] possui valor fixo e igual a 0,2 mm. No reservatório de interceptação, o balanço hídrico é dado pelas seguintes equações:

$$S_{i,j}^t = \min(S_{i,j}^{t-1} + PC_i, Smax_j) \quad A.2$$

$$P_{i,j} = PC_i - (S_{i,j}^t + S_{i,j}^{t-1}) \quad A.3$$

$$S_{i,j}^t = S_{i,j}^t - EI_{i,j} \quad A.4$$

$$EI_{i,j} = \min(S_{i,j}^t, EPI_{i,j}) \quad A.5$$

sendo:  $S_{i,j}$  [mm] a lâmina de água interceptada na URH  $j$  da minibacia  $i$ ;  $PC_i$  [mm] a precipitação no topo da cobertura vegetal em qualquer minibacia  $i$ ;  $P_{i,j}$  a precipitação sobre a camada superficial do solo na URH  $j$  da minibacia  $i$ ;  $EI_{i,j}$  [mm] e  $EPI_{i,j}$  [mm] as evaporações real e potencial, respectivamente, da lâmina d'água interceptada na URH  $j$  da minibacia  $i$ . A evaporação potencial da lâmina d'água interceptada é calculada pela equação de Penman-Monteith (SHUTTLEWORTH, 1993) com o parâmetro resistência superficial igual a zero. Os índices  $t - 1$  e  $t$  correspondem ao início e ao final do intervalo de tempo de cálculo, respectivamente.

O balanço da água no solo, computado para cada URH  $j$  da minibacia  $i$ , é descrito pelo modelo por meio da equação abaixo:

$$W_{i,j}^t = W_{i,j}^{t-1} + (P_{i,j} - ET_{i,j} - Dsup_{i,j} - Dint_{i,j} - Dbas_{i,j} + Dcap_{i,j}) \quad A.6$$

Sendo:  $W_{i,j}^t$  [mm] o armazenamento de água na camada superficial do solo na URH  $j$  da minibacia  $i$ ;  $P_{i,j}$  [mm] a parcela da precipitação que atinge a superfície do solo;  $ET_{i,j}$  [mm] a evapotranspiração da água no solo;  $Dsup_{i,j}$  [mm] o escoamento superficial;  $Dint_{i,j}$  [mm] o escoamento subsuperficial ou interno;  $Dbas_{i,j}$  [mm] o

escoamento subterrâneo;  $Dcap_{i,j}$  [mm] o escoamento ascendente do aquífero para a camada superficial do solo.

O modelo calcula a evapotranspiração por meio da equação de Penman-Monteith, a qual utiliza dados meteorológicos e parâmetros relativos às características aerodinâmicas e dos estômatos das plantas:

$$ET = \frac{fc}{\lambda * \rho_w} \left[ \frac{\Delta * (S_n - L_n - G) + \rho_a * c_p * \left( \frac{e_s - e_d}{r_a} \right)}{\Delta + \gamma * \left( 1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \right] \quad A.7$$

sendo:  $ET$  [mm.dia<sup>-1</sup>] a taxa de evaporação da água;  $\lambda$  [MJ.kg<sup>-1</sup>] o calor latente de vaporização;  $\rho_w$  [kg.m<sup>-3</sup>] a massa específica da água, que corresponde a 1000 kg.m<sup>-3</sup>;  $\Delta$  [kPa.°C<sup>-1</sup>] o gradiente da pressão de saturação do vapor em relação à temperatura;  $S_n$  [MJ.m<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup>] a radiação líquida de onda curta;  $L_n$  [MJ.m<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup>] a radiação líquida de onda longa;  $G$  [MJ.m<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup>] o fluxo de energia para o solo;  $\rho_a$  [kg.m<sup>-3</sup>] a massa específica do ar;  $c_p$  [MJ.kg<sup>-1</sup>.°C<sup>-1</sup>] o calor específico do ar úmido, que equivale a 1,013.10<sup>-3</sup> MJ.kg<sup>-1</sup>.°C<sup>-1</sup>;  $e_s$  [kPa] a pressão de saturação do vapor;  $e_d$  [kPa] a pressão do vapor;  $\gamma$  [kPa.°C<sup>-1</sup>] a constante psicrométrica, igual a 0,66 kPa.°C<sup>-1</sup>;  $r_a$  [s.m<sup>-1</sup>] a resistência aerodinâmica;  $r_s$  [s.m<sup>-1</sup>] a resistência superficial da vegetação;  $fc$  um fator de conversão de unidades, que equivale a 3,6.10<sup>-6</sup>.

A energia disponível para a evapotranspiração é primeiramente utilizada para evaporar a água interceptada e o restante da energia, se ainda houver, fica disponível para atender a transpiração da vegetação. A evaporação potencial (EPI) é calculada utilizando a Equação A.7, considerando a resistência superficial ( $r_s$ ) nula e a resistência aerodinâmica dependente da velocidade do vento e da altura média da vegetação.

O escoamento superficial gerado em cada URH é o escoamento direto efetivo, que corresponde àquele que chega rapidamente à rede de drenagem. No modelo, considera-se que a ocorrência de escoamento superficial ocorre apenas em áreas saturadas, as quais são variáveis em função do nível de saturação da bacia seguindo um processo Dunniano (DUNNE; BLACK, 1970). Para a geração desse escoamento

utiliza-se uma relação probabilística entre umidade do solo e fração de área saturada (áreas onde a infiltração é nula) conforme apresentada por Moore e Clarke (1981):

$$X = 1 - \left(1 - \frac{W}{Wm}\right)^{\frac{b}{b+1}} \quad \text{A.8}$$

sendo  $X$  a fração de área que está saturada;  $W$  [mm] o volume de água armazenado no solo;  $Wm$  [mm] é a capacidade máxima de armazenamento de água no solo;  $b$  [-] um parâmetro do modelo associado à URH que define o grau de heterogeneidade da capacidade de armazenamento de água no solo.

O escoamento superficial  $Dsup$  entre dois passos de tempo consecutivos ( $t - 1$  e  $t$ ) é obtido para cada URH  $j$  de uma minibacia  $i$  por:

$$\begin{aligned} Dsup_{i,j} &= P_{i,j} * \Delta t - (Wm_j - W_{i,j}^{t-1}) & \text{Se } A \leq 0 & \quad \text{A.9} \\ Dsup_{i,j} &= P_{i,j} * \Delta t - (Wm_j - W_{i,j}^{t-1}) + Wm_j + A^{b_j+1} & \text{Se } A > 0 & \quad 29 \end{aligned}$$

sendo  $P_{i,j}$  [mm] a precipitação efetiva que chega à superfície do solo da URH  $j$  da minibacia  $i$ ;  $Dsup_{i,j}$  [mm] o escoamento superficial da URH  $j$  da minibacia  $i$ ;  $A$  é um limite dado pela expressão:

$$A = \left[ \left(1 - \frac{W_{i,j}^{t-1}}{Wm_j}\right)^{\frac{b}{b_j+1}} - \frac{P_{i,j} * \Delta t}{Wm_j * (b_j + 1)} \right] \quad \text{A.10}$$

O escoamento subsuperficial é aquele mais lento que o superficial, porém mais rápido que o subterrâneo. Para descrever este escoamento, o modelo utiliza uma equação não-linear com relação à umidade do solo que relaciona a condutividade hidráulica do solo com sua textura, semelhante à equação apresentada por Brooks e Corey (RAWLS et al., 1993). A equação é dada por:



$$Dint_{i,j} = Kint_j * \left( \frac{W_{i,j}^{t-1} - W_{z_j}}{Wm_j - W_{z_j}} \right)^{3 + \frac{2}{\lambda_j}} \quad A.11$$

sendo  $Dint_{i,j}$  [mm] o volume de escoamento subsuperficial na URH  $j$  da minibacia  $i$ ;  $Kint_j$  [mm.dia<sup>-1</sup>] um parâmetro de drenagem subsuperficial;  $W_{z_j}$  [mm] o limite mínimo de armazenamento de água no solo a partir do qual haverá geração de escoamento superficial;  $\lambda_j$  [-] o índice de porosidade de solo.

O volume percolado para o aquífero é calculado por uma relação linear do volume de água armazenado no solo. Para cada intervalo de tempo, o volume de escoamento subterrâneo  $Dbas_{i,j}$  de cada URH  $j$  da minibacia  $i$  é obtido por:

$$Dbas_{i,j} = Kbas_j * \left( \frac{W_{i,j}^{t-1} - W_{c_j}}{Wm_j - W_{c_j}} \right) \quad A.12$$

sendo  $W_{c_j}$  [mm] o limite mínimo de armazenamento de água no solo a partir do qual não há percolação;  $Kbas_j$  [mm] o parâmetro que define a máxima percolação quando o solo está saturado.

Em situações de stress hídricos, quando a zona saturada do aquífero se encontra em baixas profundidades, pode ocorrer uma transferência de água do reservatório subterrâneo para a zona não saturada de solo. Este movimento ascendente ocorre por diferença de potencial ou pela existência de vegetação com raízes profundas o suficiente para retirar água diretamente do aquífero. No modelo, o fluxo ascendente é determinado por:

$$Dcap_{i,j} = \left( \frac{W_{c_j} - W_{i,j}^{t-1}}{W_{c_j}} \right) * DMcap_j \quad A.13$$

sendo  $W_{c_j}$  [mm] o limite máximo de armazenamento de água no solo para existir fluxo ascendente;  $DMcap_j$  [mm] o máximo fluxo ascendente no solo.

Nem todo o volume dos escoamentos gerados nas minibacias chega à sua correspondente rede de drenagem no mesmo passo de tempo, mas sofrem retardo e amortecimento. No modelo, esses retardos e amortecimentos dos hidrogramas dos escoamentos são considerados através da passagem deles por três reservatórios lineares, sendo um para cada tipo de escoamento gerado: superficial, subsuperficial (ou interno) e subterrâneo. Os volumes armazenados nos três reservatórios são computados por:

$$Vsup_i^{t'} = Vsup_i^{t-1} + \sum_{j=1}^{N_{URH}} (1000 * Dsup_{i,j} * A_{i,j}) \quad A.14$$

$$Vint_i^{t'} = Vint_i^{t-1} + \sum_{j=1}^{N_{URH}} (1000 * Dint_{i,j} * A_{i,j}) \quad A.15$$

$$Vbas_i^{t'} = Vbas_i^{t-1} + \sum_{j=1}^{N_{URH}} (Dbas_{i,j} - Dcap_{i,j}) * 1000 * A_{i,j} \quad A.16$$

sendo  $Vsup_i$  [m<sup>3</sup>],  $Vint_i$  [m<sup>3</sup>] e  $Vbas_i$  [m<sup>3</sup>] os volumes nos reservatórios superficial, subsuperficial e subterrâneo, respectivamente, na minibacia  $i$ , e  $A$  [km<sup>2</sup>] a área da URH  $j$  da minibacia  $i$ . O índice  $j$  indica o número da URH e  $N_{URH}$  é o número de URHs existentes, ambos relacionados à minibacia  $i$  considerada.

A vazão de saída de cada reservatório com destino à rede de drenagem é computada como uma função linear do respectivo volume armazenado no reservatório e do tempo de concentração da minibacia. As equações que estimam as vazões de saídas são:

$$Qsup_i = \frac{1}{TKS_i} * Vsup_i^{t'} \quad A.17$$

$$Qint_i = \frac{1}{TKI_i} * Vint_i^{t'} \quad A.18$$

$$Qbas_i = \frac{1}{TKB_i} * Vbas_i^{t'}, \text{ com } TKB = CB * 3600 \quad A.19$$

sendo  $Qsup_i$  [m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>],  $Qint_i$  [m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>] e  $Qsub_i$  [m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>] as vazões de saída dos reservatórios superficial, subsuperficial e subterrâneo, respectivamente, na minibacia

$i$ ;  $TKS_i$  [s],  $TKI_i$  [s] e  $TKB_i$  [s] os tempos de retardo dos reservatórios superficial, subsuperficial e subterrâneo, respectivamente, na minibacia  $i$ ;  $CB$  [h] um parâmetro calibrável que controla o retardo do escoamento subterrâneo na minibacia e pode ser pré-estimado a partir dos dados de recessão dos hidrogramas.

Os valores de  $TKS$  e  $TKI$  são obtidos em função do tempo de concentração  $Tc_i$  [s] da minibacia e controlados pelos parâmetros calibráveis  $CS$  [-] e  $CI$  [-]:

$$TKS_i = CS * Tc_i \quad A.20$$

$$TKI_i = CI * Tc_i \quad A.21$$

O tempo de concentração  $Tc_i$  [s] da minibacia  $i$  é calculado pela fórmula de Kirpich:

$$Tc_i = a \frac{L_i^b}{S_i^c} \quad A.22$$

sendo  $L_i$  [km] e  $S_i$  [m.m<sup>-1</sup>] o comprimento e a declividade, respectivamente, do maior afluente do rio principal da minibacia  $i$ . Os índices  $a$ ,  $b$  e  $c$  são fixos, com valores iguais a 239,04; 0,77 e 0,385 respectivamente.

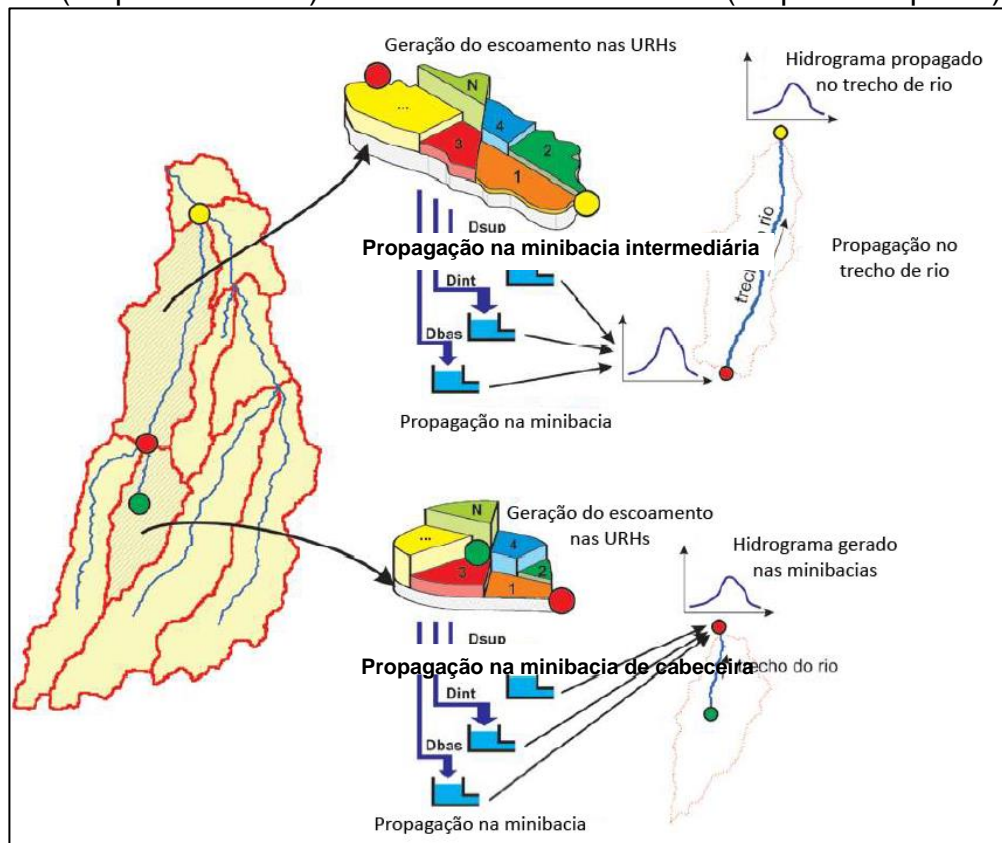
Finalmente, a vazão  $Qmini_i$  [m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>] que chega ao trecho de rio da minibacia é o somatório das vazões dos escoamentos superficial, subsuperficial e subterrâneo.

$$Qmini_i = Qsup_i + Qint_i + Qbas_i \quad A.23$$

As minibacias da discretização são interligadas entre si pela sua rede de drenagem, de forma que cada uma escoa para uma minibacia de jusante através do seu próprio exutório. A vazão gerada em uma minibacia é somada às vazões de montante do seu rio principal para posterior propagação até o seu exutório, ou a considerada diretamente como a vazão no seu exutório, conforme o caso. Nas minibacias de cabeceira, aquelas que não possuem escoamento vindo de montante, o modelo não realiza a propagação de vazão nos trechos de rios correspondentes, mas considera que toda vazão saindo dos reservatórios lineares das minibacias é destinada diretamente ao exutório dela. Apenas nas minibacias internas, aquelas que recebem

contribuição de montante, é realizada a propagação de vazão em seus respectivos trechos de rio. Um esquema dos processos de geração e propagação de escoamentos nas minibacias e de propagação de vazão na rede de drenagem está ilustrado na Figura A.2.

Figura A2 – Esquema dos processos de geração e propagação de escoamentos nas minibacias e propagação de vazão na rede de drenagem, considerando minibacias de cabeceira (esquema inferior) e minibacias intermediárias (esquema superior).



Fonte: Buarque (2015).

No modelo MGB, a propagação tradicional de vazões nos trechos de rios das minibacias é realizada utilizando o método de Muskingum-Cunge (COLLISCHONN; TUCCI, 2001). Em cada trecho de rio são consideradas diversas seções de cálculo, as quais são definidas discretizando o trecho em subtrechos de acordo com critérios de precisão numérica, de forma que os hidrogramas de saída podem ser avaliados tanto no exutório de cada minibacia (fim do subtrecho mais a jusante do trecho) como em cada uma dessas seções. Para uma melhor precisão no tempo de viagem e no amortecimento do hidrograma, além da subdivisão dos trechos de rios, o passo de tempo diário também é subdividido pelo modelo em intervalos menores durante a propagação.

A vazão de saída de um trecho de rio em um intervalo de tempo qualquer é obtida em função das vazões de entrada e saída no intervalo de tempo anterior e da vazão de entrada no intervalo atual, como mostra a Equação A.24.

$$Q_{i+1}^{t+1} = C1 * Q_i^t + C2 * Q_i^{t+1} + C3 * Q_{i+1}^t \quad \text{A.24}$$

sendo  $Q$  [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ] a vazão;  $i$  e  $i + 1$  as seções de cálculo de montante e jusante de determinado subtrecho de rio;  $t$  e  $t + 1$  o início e o final do intervalo de tempo de cálculo  $\Delta t$  [s]. Os coeficientes  $C1$ ,  $C2$  e  $C3$  são calculados pelas expressões:

$$C1 = \frac{2 * K * X + \Delta t}{2 * K * (1 - X) + \Delta t} \quad \text{A.25}$$

$$C2 = \frac{\Delta t - 2 * K * X}{2 * K * (1 - X) + \Delta t} \quad \text{A.26}$$

$$C3 = \frac{2 * K * (1 - X) - \Delta t}{2 * K * (1 - X) + \Delta t} \quad \text{A.27}$$

com seus parâmetros de tempo  $K$  [s] e de espaço  $X$  [-] dados por:

$$K = \frac{\Delta t}{c_0} \quad \text{A.28}$$

$$X = 0,5 - \frac{Q_0}{B_0 * S_0 * c_0 * \Delta x} \quad \text{A.29}$$

sendo  $Q_0$  [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ] uma vazão de referência;  $B_0$  [m] a largura do rio;  $S_0$  [ $\text{m} \cdot \text{m}^{-1}$ ] a declividade do subtrecho;  $c_0$  [ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ] a celeridade cinemática;  $\Delta x$  [m] o comprimento do subtrecho de rio.

Dada a escala de aplicação do modelo, a vazão de referência  $Q_0$  e a largura do rio  $B_0$  são estimados utilizando "relações geomorfológicas" construídas relacionando cada uma destas variáveis à área de contribuição da bacia a montante do trecho de

rio. O comprimento e a declividade dos trechos podem ser obtidos através de Modelos Digitais de Elevação (MDE). A celeridade cinemática é obtida da equação de Manning, considerando o caso particular de um canal com seção retangular:

$$c_0 = \frac{5}{3} * \frac{Q_0^{0,4} * S_0^{0,3}}{n^{0,6} * B_0} \quad \text{A.30}$$

sendo  $n$  [-] o coeficiente de Manning do trecho.

O intervalo de tempo de cálculo  $\Delta t$  [s] e o comprimento do subtrecho  $\Delta x$  [m] são dados por:

$$\Delta t \leq \frac{T_s}{M} \quad \text{A.31}$$

$$\Delta x \leq 0,5 * \Delta t * \left[ 1 + \left( 1 + \frac{3 * Q_0}{2 * B_0 * S_0 * c_0^2 * \Delta t} \right) \right] \quad \text{A.32}$$

sendo  $T_s$  [s] o tempo de subuda da onda de cheia e  $M$  um parâmetro que deve ser sempre maior que 5.

## ANEXO B – FORMULAÇÕES MATEMÁTICAS DO MGB-SED

### B.1 Módulo Bacia

A erosão do solo na bacia é estimada para cada unidade de resposta hidrológica  $j$  da minibacias  $i$ , utilizando a MUSLE (Williams, 1975). São utilizadas informações obtidas diretamente do MDE a partir de aplicações SIG e algoritmos computacionais. Considerando que o MDE é uma representação espacial da topografia em formato raster, sua estrutura pode ser descrita por uma matriz  $k < l, c >$ , de  $l$  linhas e  $c$  colunas, que armazena informações em  $l \times c$  posições (pixels). No modelo a MUSLE foi aplicada a cada pixel, de forma que a equação original pode ser escrita como:

$$SED_{i,j}^k = 11,8 * (Dsup_{i,j}^k * qpico_{i,j}^k * Ap_{i,j}^k)^{0,56} * K_j * C_j * P_j * LS_{i,j}^K * FG_j \quad B.1$$

Sendo  $i$  e  $j$  índices que indicam a minibacias e a URH,  $k$  o pixel ao qual a equação está sendo aplicada e  $Ap$  [ha] é a área do pixel.

O volume de escoamento superficial ( $Dsup$ ) é originado pelo módulo hidrológico do modelo, e a taxa de pico do escoamento superficial em cada pixel  $k$  é obtida considerando um volume de escoamento uniforme ao longo do dia.

$$qpico_{i,j}^k = \frac{Dsup_{i,j}^k * A_{i,j}^k}{86,4} \quad B.2$$

O fator  $K$  de erodibilidade do solo corresponde à equação utilizada no modelo EPIC (Williams 1995), que é a mesma empregada no modelo SWAT. São necessárias apenas informações sobre as porcentagens de silte, argila, areia e matéria orgânica de cada tipo de solo da bacia.

$$K_j = Fag_j * Fcs_j * Forg_j * Fa_j \quad B.3$$

$Fag$  é o fator de areia grossa, e seus valores são baixos para solos com grande quantidade de areia, e altos para solos com pouca areia;  $Fcs$  é o fator argila-silte, que

reduz o valor de  $K$  para solos com elevada concentração de silte;  $Forg$  é o fator que reduz o valor de  $K$  de solos com grandes quantidades de carbono orgânico e  $Fa$  é o fator que reduz o valor de  $K$  em solos com elevada quantidade de areia. Esses valores são calculados por Williams (1995) como:

$$Fag_j = 0,2 + 0,3 * \exp \left[ -0,256 * SAN_j * \left( 1 - \frac{SIL_j}{100} \right) \right] \quad B.4$$

$$Fcs_j = \left( \frac{SIL_j}{ARG_j + SIL_j} \right)^{0,3} \quad B.5$$

$$Forg_j = 1 - \frac{0,25 * orgC_j}{orgC_j + \exp (3,72 - 2,95 * orgC_j)} \quad B.6$$

$$Fa_j = 1 - \frac{0,7 * \left( 1 - \frac{SAN_j}{100} \right)}{\left( 1 - \frac{SAN_j}{100} \right) + \exp \left[ -5,51 + 22,9 * \left( 1 - \frac{SAN_j}{100} \right) \right]} \quad B.7$$

Onde  $SAN$ ,  $SIL$ ,  $ARG$  e  $orgC$  são as porcentagens de areia, silte, argila e carbono orgânico, respectivamente, presentes na camada superior do solo de uma URH  $j$ .

O fator topográfico  $LS$  é a combinação dos fatores comprimento da rampa  $L$  e declividade  $S$ , representando a contribuição do escoamento superficial no processo de erosão hídrica. No módulo de sedimentos foi implementada uma rotina computacional para determinar o fator  $LS$  automaticamente para cada pixel  $k < l, c >$  do MDE. O fator  $L$  é obtido conforme Desmet e Govers (1996) para aplicação em um terreno bidimensional usando o conceito de área de contribuição unitária de Kirkby e Chorley (1967), em outras palavras, a área de contribuição acumulada por unidade de comprimento. O fator de declividade  $S$  é calculado pela equação de Wischmeier e Smith (1978). A rotina utiliza produtos derivados da etapa de discretização da bacia hidrográfica, o modelo digital de elevação, o plano de direções de escoamento, minibacias e unidades de resposta hidrológica. Esses planos são úteis para a localização de cada pixel nas respectivas minibacias, e identificação das URH de cada um.



A equação do fator  $L$  aplicada a cada pixel do MDE é escrita da seguinte maneira:

$$L_k = \frac{(Am_k + Lp_k^2)^{m+1} - Am_k^{m+1}}{Lp^{m+2} * Xdir_k^m * (22,13)^m} \quad \text{B.8}$$

Sendo  $L$  [-] o fator de comprimento do pixel  $k$ ,  $Am$  [m<sup>2</sup>] a área de drenagem acumulada na entrada do pixel, que corresponde ao somatório das áreas das superfícies de todos os pixels de montante;  $Lp$  [m] a largura do pixel;  $Xdir$  [-] o fator de direção de aspecto para o pixel, que é definido como igual a 1 se a direção entre os pixels for ortogonal ou igual a  $\sqrt{2}$  se a direção for ortogonal;  $m$  [-] é um expoente do comprimento do declive, que pode ser obtido pelas condições apresentadas na abaixo:

Valor de $m$	Condição
0,2	$Sf < 1$
0,3	$1 \leq Sf < 3$
0,4	$3 \leq Sf < 5$
0,5	$Sf \geq 5$

$Sf$  [%] corresponde à declividade do pixel.

A declividade  $Sf$  estima a taxa de variação da elevação na direção do maior declive e é obtido no modelo para cada pixel, utilizando as elevações  $z$  [m] dos seus quatros vizinhos nas direções ortogonais, conforme Wilson e Gallant (2000).

$$Sf = \sqrt{\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)^2} \quad \text{B.9}$$

$\partial z/\partial x$  e  $\partial z/\partial y$  são derivadas parciais de primeira ordem que descrevem a taxa de variação local da elevação  $z$  [m] com as distâncias ortogonais  $x$  e  $y$ , e são calculadas utilizando diferenças finitas centradas:

$$\frac{\partial z}{\partial x} \approx \frac{z_l^{c+1} - z_l^{c-1}}{2 * Lp} \quad \text{B.10}$$

$$\frac{\partial z}{\partial y} \approx \frac{z_{l+1}^c - z_{l-1}^c}{2 * Lp} \quad \text{B.11}$$

Onde  $l$  e  $c$  correspondem à linha e coluna que determinam a posição do pixel na matriz  $k < l, c >$ .

O fator de declividade  $S$  é calculado conforme Wischmeier e Smith (1978):

$$S_k = 65,41 * \sin^2(\theta_k) + 4,56 * \sin(\theta_k) + 0,065 \quad \text{B.12}$$

Sendo  $\theta$  o valor de  $Sf$  em graus.

O fator de fragmentos grosseiros considera a possibilidade de existência de rochas na camada superior do solo, e seu valor é estimado por:

$$FG = \exp(-0,053 * frocha) \quad \text{B.13}$$

Onde  $frocha$  [%] corresponde à porcentagem de rocha na camada superior do solo.

O volume total de sedimentos gerados em cada URH de uma minibacia e armazenado no reservatório é calculado pela seguinte equação:

$$VSED_{i,j}^t = VSED_{i,j}^{t-1} + \sum_{k=1}^{NP_j} VSED_{i,j}^k \quad \text{B.14}$$

Onde  $VSED_{i,j}$  [t] é o volume no reservatório de sedimentos da URH  $j$  da minibacia  $i$  em questão;  $NP$  é o número de pixels da URH; e os índices  $t$  e  $t - 1$  indicam os passos de tempo atual e anterior respectivamente.

A estimativa da descarga sólida  $QS$  [ $t \cdot s^{-1}$ ] de saída para cada URH é dada por:

$$QS_{i,j}^t = \frac{1}{TKS_i} * VSED_{i,j}^t \quad \text{B.15}$$

Onde  $TKS$  [s] corresponde ao tempo de retardo do reservatório superficial.

O total de sedimentos aportado de cada minibacias é dividido em três classes: silte, argila e areia, e cada classe é definida de acordo com sua porcentagem na camada superior de cada tipo de solo das URH, dadas pelos parâmetros  $SIL$ ,  $ARG$ ,  $SAN$ , respectivamente. O aporte das três classes de partículas de cada minibacias com destino à rede de drenagem é calculado por:

$$SED_{sil_i}^t = \sum_{j=1}^{N_{URH}} (QS_{i,j}^t * FRAC_{i,j}^t * SIL_j) * \Delta t \quad B.16$$

$$SED_{arg_i}^t = \sum_{j=1}^{N_{URH}} (QS_{i,j}^t * FRAC_{i,j}^t * ARG_j) * \Delta t \quad B.17$$

$$SED_{san_i}^t = \sum_{j=1}^{N_{URH}} (QS_{i,j}^t * FRAC_{i,j}^t * SAN_j) * \Delta t \quad B.18$$

Onde  $SED_{sil}$  [t],  $SED_{arg}$  [t],  $SED_{san}$  [t] são as cargas de silte, argila e areia, respectivamente, que saem do reservatório de sedimentos e chegam à rede de drenagem em cada passo de tempo  $\Delta t$ . O termo  $FRAC$  corresponde a fração do volume de sedimentos existente no reservatório correspondente a cada URH da minibacia, obtido por:

$$FRAC_{i,j}^t = \frac{VSED_{i,j}^t}{\sum_{j=1}^{N_{URH}} VSED_{i,j}^t} \quad B.19$$

## B.2 Módulo rio

O processo de transporte em suspensão do silte e argila na rede de drenagem é representado por um modelo de escoamento não permanente que considera que a velocidade do escoamento e os processos advectivos são dominantes. A equação de transporte é dada por:

$$\frac{\partial AC}{\partial t} + \frac{\partial AUC}{\partial x} = q_{sm} - q_{sfl} \quad \text{B.20}$$

sendo  $A$  [ $\text{m}^2$ ] a área molhada da seção;  $C$  [ $\text{t} \cdot \text{m}^{-3}$ ] a concentração média de sedimento,  $U$  [ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ] é a velocidade média do escoamento na seção;  $x$  [ $\text{m}$ ] é a distância na direção do escoamento;  $t$  [ $\text{s}$ ] o tempo;  $q_{sm}$  [ $\text{t} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ] é a contribuição lateral de sedimentos da minibacia; e  $q_{sfl}$  [ $\text{t} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ] é a descarga de troca de sedimentos entre o rio e a planície de inundação, por unidade de comprimento do rio, considerada diferente de zero apenas nos trechos com propagação de vazões pelo modelo hidrodinâmico.

A equação anterior é resolvida numericamente por meio de um esquema implícito progressivo no tempo e no espaço, aplicado para cada trecho, de montante para a jusante, para cada classe de partícula em suspensão.

$$\begin{aligned} \frac{A_i^t * C_i^t - A_i^{t-1} * C_i^{t-1}}{\Delta t} + \theta * \frac{Q_i^t * C_i^t - Q_i^{t-1} * C_i^{t-1}}{\Delta x} + (1 - \theta) \\ * \frac{Q_i^{t-1} * C_i^{t-1} - Q_{i-1}^{t-1} * C_{i-1}^{t-1}}{\Delta x} = q_{sm}^t - q_{sfl}^t \end{aligned} \quad \text{B.21}$$

sendo  $Q$  [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ] a vazão líquida; os índices  $i - 1$  e  $i$  referindo-se às seções transversais do rio a montante e a jusante do trecho; os índices  $t - 1$  e  $t$  referindo-se ao início e ao final do intervalo de tempo;  $\Delta t$  [ $\text{s}$ ] o intervalo de tempo de cálculo;  $\Delta x$  [ $\text{m}$ ] o comprimento do trecho de rio ( $m$ ) da minibacia; e o ponderador dos termos temporais, cujo valor varia entre 0 e 1.

O transporte das partículas de areia nos trechos de rios das minibacias é realizado utilizando a equação de Exner (CHANG, 1988), também conhecida como a equação da continuidade de sedimentos.

$$(1 - \lambda) \frac{\partial A_b}{\partial t} + \frac{\partial Q_s}{\partial x} - q_{sm} = 0 \quad \text{B.22}$$

onde  $Ab$  [ $m^2$ ] é a área transversal de um reservatório de sedimentos de fundo correspondente ao volume depositado ou erodido no trecho;  $QS$  [ $t.s^{-1}$ ] é a descarga sólida de sedimento do leito;  $q_{sm}$  [ $t.m^{-1}.s^{-1}$ ] é a contribuição lateral de sedimentos da minibacia; e  $\lambda$  é a porosidade do depósito.

A variação da área transversal correspondente ao volume depositado ou erodido pode ser explicitada em função das outras variáveis.

$$\Delta A_b = -\frac{\Delta t}{1-\lambda} \left( \frac{\partial Q_s}{\partial x} - q_{sm} \right) \quad B.23$$

Onde o termo de derivada espacial de  $QS$  representa o gradiente de sedimentos no trecho, comparando a concentração que entra com a que sai. A equação acima é resolvida utilizando um esquema implícito considerando, inicialmente, que a concentração de sedimentos de fundo na seção de jusante do trecho ao final do intervalo de tempo corresponde à Capacidade de Transporte do escoamento nesta seção.

$$\Delta A_{b_i}^t = -\frac{\Delta t}{1-\lambda} * \left[ \theta * \frac{Q_i^t CT_i^t - Q_{i-1}^t CT_{i-1}^t}{\Delta x} + (1-\theta) * \frac{Q_i^{t-1} CT_i^{t-1} - Q_{i-1}^{t-1} CT_{i-1}^{t-1}}{\Delta x} - \frac{QS_m^t + QS_m^{t-1}}{2 * \Delta x} \right] \quad B.24$$

Onde  $CT$  [ppm] é a concentração de sedimentos correspondente a Capacidade de Transporte do escoamento na seção  $i$  de interesse. Em termos de área transversal  $Ab$  do volume depositado ou erodido, uma variação positiva da área  $Ab$  indica tendência à deposição no trecho, sendo o contrário indicativo de tendência à erosão. O modelo considera que o volume de sedimentos disponível para erodir será sempre suficiente para suprir a capacidade de transporte. Mas em um passo de tempo do modelo nem todo o excesso ou déficit de sedimentos no escoamento pode ser convertido em depósito ou erosão, respectivamente, ao longo do trecho de rio, e para tal situação, foram adotados limitadores de deposição e erosão.

$$\alpha_d = \frac{\omega_s * \Delta t}{H_{ef}} \quad \text{B.25}$$

Onde  $\alpha_d$  é o coeficiente de eficiência de deposição,  $\omega_s$  é a velocidade de queda da partícula,  $\Delta t$  é o intervalo de tempo e  $H_{ef}$  é a distância vertical efetiva.

$\alpha_e$	Condição
$1,368 * \exp^{-\left(\frac{\Delta x}{30h}\right)}$	Para $\Delta x \leq 30h$
1	Para $\Delta x > 30h$

Em que  $\alpha_e$  é o coeficiente de eficiência de erosão,  $\Delta x$  é a distância percorrida pelo escoamento e  $h$  é a profundidade do escoamento.

Considerando que tanto a erosão quanto a deposição ocorrem de forma uniforme do fundo do trecho de rio, o volume de sedimentos depositado ou erodido é dado por:

$$DEP^t = (\Delta A'_b{}^t * \alpha_d) * \Delta x = \Delta A_b{}^t * \Delta x \quad \text{se } \Delta A'_b{}^t > 0 \quad \text{B.26}$$

$$EROS^t = -(\Delta A'_b{}^t * \alpha_e) * \Delta x = -\Delta A_b{}^t * \Delta x \quad \text{se } \Delta A'_b{}^t < 0 \quad \text{B.27}$$

Sendo  $b$  a variação real da área transversal do reservatório de sedimentos de fundo, ao final do intervalo de tempo  $t$ . No caso de ocorrência de deposição, o percentual da carga não depositada no passo de tempo fica disponível para ser transportada, ou depositada, no próximo passo de tempo e a concentração propagada para jusante é igual à capacidade de transporte.

A concentração de sedimentos na seção de jusante do trecho ao final do intervalo de tempo, efetivamente propagada para jusante como carga de fundo é recalculada a partir da equação:

$$C_i^t = \frac{\left(\frac{QS_m^t + QS_m^{t-1}}{\Delta x}\right) + \theta * Q_{i-1}^t * C_{i-1}^t - (1 - \lambda) * \Delta x * \frac{\Delta A_b^t}{\Delta t}}{\theta Q_i^t} - \frac{(1 - \theta) * (Q_i^{t-1} * C_i^{t-1} - Q_{i-1}^{t-1} * C_{i-1}^{t-1})}{\theta Q_i^t} \quad \text{B.28}$$

Sendo  $\Delta A_b^t$  [m<sup>2</sup>] a variação real da área transversal do reservatório de sedimentos de fundo.

Em todas as seções, e em todos os intervalos de tempo, o modelo calcula a capacidade de transporte para a classe de partícula utilizando a equação de Yang (Yang, 1973, 1984), escrita como (Wu, 2008).

$$\log CT_i^t = M_i^t + N_i^t * \log\left(\frac{U_i^t * S_f}{\omega_s} - \frac{Uc_i^t * S_f^t}{\omega_s}\right) \quad \text{B.29}$$

Sendo  $CT$  [ppm] a concentração por peso;  $U$  [m.s<sup>-1</sup>] a velocidade média na seção;  $Uc$  [m.s<sup>-1</sup>] é a velocidade média crítica do escoamento;  $S_f$  é a declividade de atrito e  $\omega_s$  é a velocidade de queda da partícula.

Os coeficientes  $M$  e  $N$  são calculados para sedimentos com diâmetros  $d$  entre 0,063 e 2 mm de diâmetro por:

$$M_i^t = 5,435 - 0,286 + \log\left(\frac{\omega_s * d}{\nu}\right) - 0,457 * \log\left(\frac{U_{*i}^t}{\omega_s}\right) \quad \text{B.30}$$

$$N_i^t = 1,799 - 0,409 + \log\left(\frac{\omega_s * d}{\nu}\right) - 0,314 * \log\left(\frac{U_{*i}^t}{\omega_s}\right) \quad \text{B.31}$$

Já para sedimentos de 2 mm a 10 mm de diâmetro, são calculados por:

$$M_i^t = 6,681 - 0,633 + \log\left(\frac{\omega_s * d}{\nu}\right) - 4,816 * \log\left(\frac{U_{*i}^t}{\omega_s}\right) \quad \text{B.32}$$

$$N_i^t = 2,874 - 0,305 + \log\left(\frac{\omega_s * d}{\nu}\right) - 0,282 * \log\left(\frac{U_{*i}^t}{\omega_s}\right) \quad \text{B.33}$$

Nas equações anteriores  $U_*$  é a velocidade de cisalhamento, dada por:

$$U_* = \sqrt{g * Rh * S_f} \quad \text{B.34}$$

Onde  $Rh$  é o raio hidráulico da seção e  $g$  é a aceleração da gravidade.

A velocidade média crítica do escoamento é determinada conforme a fórmula de Yang (1973).

$\frac{U_c}{\omega_s}$	<b>Condição</b>
$0,66 + \frac{2,25}{\left[\log\left(\frac{U_* * d}{\nu}\right) - 0,06\right]}$	se $1,2 < \frac{U_* * d}{\nu} < 70$
2,05	se $\frac{U_* * d}{\nu} \geq 70$

Sendo a velocidade de queda da partícula determinada utilizando a equação proposta por Wu e Wang (2006):

$$\omega_s = \frac{M * \nu}{N * d} * \left[ \sqrt{\frac{1}{4} + \left(\frac{4 * N}{3 * M^2} * D_*^3\right)^{\frac{1}{np}}} - \frac{1}{2} \right]^{np} \quad \text{B.35}$$

Sendo,

$$M = 53,5 * \exp(-0,65 * S_p) \quad \text{B.36}$$

$$N = 5,65 * \exp(-2,5 * S_p) \quad \text{B.37}$$

$$np = 0,7 + 0,9 * S_p \quad \text{B.38}$$

$$D_* = d * \left[ \frac{\left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1\right) * g}{\nu} \right]^{\frac{1}{3}} \quad \text{B.39}$$



Onde  $S_p$  é o fator de forma de Corey,  $d$  [m] é o diâmetro nominal representativo da classe de partícula,  $D_*$  é o diâmetro adimensional da partícula e  $\frac{\rho_s}{\rho} = G \approx 2,65$  é a gravidade específica do sedimento.

A determinação dos parâmetros de velocidade de cisalhamento  $U_*$ , raio hidráulico  $Rh$ , profundidade  $h$  e declividade de atrito  $S_f$  dependem do método adotado para propagação das vazões em cada trecho de rio. No método de Muskingum Cunge a declividade de atrito é considerada equivalente à declividade de fundo  $S_0$  extraída automaticamente do modelo digital de elevação, e em todas as seções e intervalos de tempo a profundidade  $h$  da água é estimada pela equação de Manning, assumindo raio hidráulico igual à profundidade  $h$ . Porém com a aplicação dos métodos hidrodinâmico e inercial a profundidade em cada seção em cada passo de tempo é estimada pelo modelo e a declividade de atrito passa a ser calculada. Para o modelo hidrodinâmico dá se por:

$$S_f^t = \frac{n^2 * \bar{U}^t * |\bar{U}^t|}{(Rh^t)^{\frac{4}{3}}} \quad \text{B.40}$$

Onde  $n$  é o coeficiente de rugosidade de Manning, e  $\bar{U}$  e  $Rh$  são a velocidade e o raio hidráulico médios no trecho. Já para o modelo inercial, a declividade de atrito passou a ser calculada por:

$$S_f^t = \frac{n^2 * Q_0^t * |Q_0^t|}{(hflow^t)^{\frac{10}{3}}} \quad \text{B.41}$$

Onde  $hflow$  refere-se à profundidade na seção transversal e  $Q_0$  é a razão entre a vazão da minibacia e a largura do canal.

### B.3 Módulo planície

A vazão líquida de troca rio-planície  $q_{fl}$  [m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>] é dada pelo modelo hidrológico. Se ela for positiva significa que existe fuga de água do rio para a planície com uma concentração de sedimentos finos igual a concentração média existente no trecho de

rio, entre as seções de montante e jusante, ao final do intervalo de tempo. Para cada classe de partícula em suspensão, a descarga sólida  $QS_{fl}$  [t.s<sup>-1</sup>] de troca entre rio e planície no final do intervalo de tempo é estimada por:

$$QS_{fl}^t = q_{sfl}^t * \Delta x = q_{fl}^t * \left( \frac{C_i^t + C_{i-1}^t}{2} \right) * \Delta x \quad \text{B.42}$$

Caso  $q_{fl}$  seja negativo, existe fuga de água da planície para o rio com concentração igual à concentração  $C_{fl}$  [t.m<sup>-3</sup>] existente na planície, resultando numa descarga sólida igual a:

$$C_{fl}^{*t} = \frac{C_{fl}^{t-1} * V_{fl}^{t-1} + \left( \frac{q_{fl}^{t-1} + q_{fl}^t}{2} \right) * \Delta x * \Delta t}{V_{fl}^t} \quad \text{B.43}$$

Sendo  $V_{fl}$  [m<sup>3</sup>] o volume de água existente na planície, dado pela multiplicação da sua profundidade média  $H_{fl}$  [m] pela área alagada média  $A_{fl}$  [m<sup>2</sup>], estimadas no modelo hidrodinâmico. No caso do modelo inercial, o volume da planície é estimado diretamente pelo modelo. Em cada intervalo de tempo e para cada classe de partícula fina, parte da carga em suspensão poderá depositar, reduzindo a concentração. O percentual de sedimentos depositado na planície é determinado comparando a profundidade média da planície  $H_{fl}$  com a distância vertical média percorrida por cada classe de partícula no intervalo de tempo, a qual é função de sua velocidade de queda  $w_s$  [m.s<sup>-1</sup>]. O volume depositado ao final do passo de tempo é dado por:

$$DEP_{fl}^t = C_{fl}^t * V_{fl}^t * \left( \frac{\omega_s * \Delta t}{H_{fl}} \right) \quad \text{B.44}$$

E a concentração ao final do intervalo de tempo é:

$$C_{fl}^t = C_{fl}^{*t} - \frac{DEP_{fl}^t}{V_{fl}^t} \quad \text{B.45}$$

## ANEXO C – PARÂMETROS FIXOS DO MGB ADOTADOS POR BUARQUE (2015)

Tabela C1 – Valores do albedo adotados por Buarque (2015)

URH	jan	fev	mar	abr	maio	jun	jul	ago	set	out	nov	dez
1	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
2	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
3	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
4	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
5	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
6	0,13	0,13	0,14	0,15	0,16	0,16	0,17	0,17	0,16	0,15	0,14	0,13
7	0,13	0,13	0,14	0,15	0,16	0,16	0,17	0,17	0,16	0,15	0,14	0,13
8	0,13	0,13	0,14	0,15	0,16	0,16	0,17	0,17	0,16	0,15	0,14	0,13
9	0,13	0,13	0,14	0,15	0,16	0,16	0,17	0,17	0,16	0,15	0,14	0,13
10	0,13	0,13	0,14	0,15	0,16	0,16	0,17	0,17	0,16	0,15	0,14	0,13
11	0,13	0,13	0,14	0,15	0,16	0,16	0,17	0,17	0,16	0,15	0,14	0,13
12	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08

Fonte: Buarque (2015).

Tabela C2 – Valores do índice de área foliar adotados por Buarque (2015)

URH	jan	fev	mar	abr	maio	jun	jul	ago	set	out	nov	dez
1	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
2	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
3	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
4	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
5	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
6	3,50	3,20	2,90	2,60	2,30	2,00	1,70	1,50	1,70	2,00	2,50	3,00
7	3,50	3,20	2,90	2,60	2,30	2,00	1,70	1,50	1,70	2,00	2,50	3,00
8	3,50	3,20	2,90	2,60	2,30	2,00	1,70	1,50	1,70	2,00	2,50	3,00
9	3,50	3,20	2,90	2,60	2,30	2,00	1,70	1,50	1,70	2,00	2,50	3,00
10	3,50	3,20	2,90	2,60	2,30	2,00	1,70	1,50	1,70	2,00	2,50	3,00
11	3,50	3,20	2,90	2,60	2,30	2,00	1,70	1,50	1,70	2,00	2,50	3,00
12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Fonte: Buarque (2015).

Tabela C3 – Valores das alturas das árvores adotados por Buarque (2015)

URH	jan	fev	mar	abr	mai	jun	jul	ago	set	out	nov	dez
1	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0
2	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0
3	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0
4	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0
5	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0
6	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
7	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
8	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
9	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
10	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
11	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
12	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05

Fonte: Buarque (2015).

Tabela C4 – Valores de resistência superficial adotados por Buarque (2015)

URH	jan	fev	mar	abr	maio	jun	jul	ago	set	out	nov	dez
1	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0
2	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0
3	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0
4	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0
5	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0	70,0
6	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0
7	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0
8	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0
9	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0
10	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0
11	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0	60,0
12	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Fonte: Buarque (2015).

**ANEXO D – PARÂMETROS CALIBRÁVEIS DO MGB ADOTADOS POR BUARQUE (2015)**

SUB-BACIA 1	URH	WM	B	KBAS	KINT	XL	CAP	WC
	1	1.501,6	0,359	3,06	144,14	0,3	0	0,1
	2	1.501,6	0,359	3,06	144,14	0,3	0	0,1
	3	1.594,4	0,359	3,06	144,14	0,3	0	0,1
	4	440,4	0,359	3,06	648,63	0,694	0	0,1
	5	730,0	0,359	3,06	360,35	0,3	0	0,1
	6	486,667	0,359	3,06	360,35	0,3	0	0,1
	7	391,467	0,359	3,06	648,63	0,694	0	0,1
	8	1.328,667	0,359	3,06	144,14	0,3	0	0,1
	9	391,467	0,359	3,06	648,63	0,694	0	0,1
	10	134,8	0,359	3,06	144,14	0,3	0	0,1
	11	555,333	0,359	3,06	144,14	0,3	0	0,1
	12	0	0	0	0	0	0	0
<b>CS</b>	15,95							
<b>CI</b>	528							
<b>CB</b>	9.015							
<b>QESP</b>	0,015							

SUB-BACIA 2	URH	WM	B	KBAS	KINT	XL	CAP	WC
	1	2.252,4	0,072	0,061	0,72	0,3	0	0,1
	2	2.252,4	0,072	0,061	0,72	0,3	0	0,1
	3	2.391,6	0,072	0,061	0,72	0,3	0	0,1
	4	440,4	0,072	0,061	0,72	0,694	0	0,1
	5	1095	0,072	0,061	0,72	0,3	0	0,1
	6	730	0,072	0,061	0,72	0,3	0	0,1
	7	440,4	0,072	0,061	0,72	0,694	0	0,1
	8	1.993	0,072	0,061	0,72	0,3	0	0,1
	9	440,4	0,072	0,061	0,72	0,694	0	0,1
	10	202,2	0,072	0,061	0,72	0,3	0	0,1
	11	833	0,072	0,061	0,72	0,3	0	0,1
	12	0	0	0	0	0	0	0
<b>CS</b>	79,75							
<b>CI</b>	132							
<b>CB</b>	7.212							
<b>QESP</b>	0,004							

## SUB-BACIA 3

URH	WM	B	KBAS	KINT	XL	CAP	WC
1	976,04	0,072	0,49	36,04	0,3	0	0,1
2	976,04	0,072	0,49	36,04	0,3	0	0,1
3	1.036,36	0,072	0,49	36,04	0,3	0	0,1
4	286,26	0,072	0,49	162,16	0,694	0	0,1
5	474,5	0,072	0,49	90,09	0,3	0	0,1
6	316,333	0,072	0,49	90,09	0,3	0	0,1
7	254,453	0,072	0,49	162,16	0,694	0	0,1
8	863,633	0,072	0,49	36,04	0,3	0	0,1
9	254,453	0,072	0,49	162,16	0,694	0	0,1
10	87,62	0,072	0,49	36,04	0,3	0	0,1
11	360,967	0,072	0,49	36,04	0,3	0	0,1
12	0	0	0	0	0	0	0
<b>CS</b>	63,8						
<b>CI</b>	132						
<b>CB</b>	7.212						
<b>QESP</b>	0,007						

## SUB-BACIA 4

URH	WM	B	KBAS	KINT	XL	CAP	WC
1	800	0,01	0,1	1	0,3	0	0,1
2	800	0,01	0,1	1	0,3	0	0,1
3	800	0,01	0,1	1	0,3	0	0,1
4	900	0,01	0,1	1	0,694	0	0,1
5	600	0,01	0,1	1	0,3	0	0,1
6	600	0,01	0,1	1	0,3	0	0,1
7	800	0,01	0,1	1	0,694	0	0,1
8	600	0,01	0,1	1	0,3	0	0,1
9	800	0,01	0,1	1	0,694	0	0,1
10	600	0,01	0,1	1	0,3	0	0,1
11	600	0,01	0,1	1	0,3	0	0,1
12	0	0	0	0	0	0	0
<b>CS</b>	10						
<b>CI</b>	100						
<b>CB</b>	2400						
<b>QESP</b>	0,0003						

## SUB-BACIA 5

URH	WM	B	KBAS	KINT	XL	CAP	WC
1	200	0,5	0,1	5	0,3	0	0,1
2	200	0,5	0,1	5	0,3	0	0,1
3	200	0,5	0,1	5	0,3	0	0,1
4	300	0,5	0,1	22,5	0,694	0	0,1
5	100	0,5	0,1	12,5	0,3	0	0,1
6	100	0,5	0,1	12,5	0,3	0	0,1
7	300	0,5	0,1	22,5	0,694	0	0,1
8	200	0,5	0,1	5	0,3	0	0,1
9	300	0,5	0,1	22,5	0,694	0	0,1
10	100	0,5	0,1	5	0,3	0	0,1
11	200	0,5	0,1	5	0,3	0	0,1
12	0	0	0	0	0	0	0
<b>CS</b>	10						
<b>CI</b>	100						
<b>CB</b>	2.882						
<b>QESP</b>	0,015						

## SUB-BACIA 6

URH	WM	B	KBAS	KINT	XL	CAP	WC
1	20	1,5	4,5	40	0,3	0	0,1
2	20	1,5	4,5	40	0,3	0	0,1
3	20	1,5	4,5	40	0,3	0	0,1
4	26,667	1,5	4,5	180	0,694	0	0,1
5	20	1,5	4,5	100	0,3	0	0,1
6	13,333	1,5	4,5	100	0,3	0	0,1
7	33,333	1,5	4,5	180	0,694	0	0,1
8	33,333	1,5	4,5	40	0,3	0	0,1
9	33,333	1,5	4,5	180	0,694	0	0,1
10	20	1,5	4,5	40	0,3	0	0,1
11	33,333	1,5	4,5	40	0,3	0	0,1
12	0	0	0	0	0	0	0
<b>CS</b>	10						
<b>CI</b>	100						
<b>CB</b>	2.880						
<b>QESP</b>	0,03						

## SUB-BACIA 7

URH	WM	B	KBAS	KINT	XL	CAP	WC
1	576	0,5	0,1	1	0,3	0	0,1
2	576	0,5	0,1	1	0,3	0	0,1
3	576	0,5	0,1	1	0,3	0	0,1
4	864	0,5	0,1	1	0,694	0	0,1
5	288	0,5	0,1	1	0,3	0	0,1
6	192	0,5	0,1	1	0,3	0	0,1
7	768	0,5	0,1	1	0,694	0	0,1
8	480	0,5	0,1	1	0,3	0	0,1
9	768	0,5	0,1	1	0,694	0	0,1
10	288	0,5	0,1	1	0,3	0	0,1
11	480	0,5	0,1	1	0,3	0	0,1
12	0	0	0	0	0	0	0
<b>CS</b>	10						
<b>CI</b>	100						
<b>CB</b>	1.690						
<b>QESP</b>	0,03						

## SUB-BACIA 8

URH	WM	B	KBAS	KINT	XL	CAP	WC
1	810,9	0,169	1,397	1,92	0,3	0	0,1
2	540,6	0,169	1,397	1,92	0,3	0	0,1
3	1.152	0,169	1,397	1,92	0,3	0	0,1
4	1.755,9	0,169	1,397	8,62	0,694	0	0,1
5	506,5	0,169	1,397	4,79	0,3	0	0,1
6	315	0,169	1,397	4,79	0,3	0	0,1
7	1.560,8	0,169	1,397	8,62	0,694	0	0,1
8	960	0,169	1,397	1,92	0,3	0	0,1
9	1.560,8	0,169	1,397	8,62	0,694	0	0,1
10	586	0,169	1,397	1,92	0,3	0	0,1
11	236	0,169	1,397	1,92	0,3	0	0,1
12	0	0	0	0	0	0	0
<b>CS</b>	13,92						
<b>CI</b>	972						
<b>CB</b>	2.106						
<b>QESP</b>	0,02						



## SUB-BACIA 9

URH	WM	B	KBAS	KINT	XL	CAP	WC
1	90,1	3,38	17,46	19,16	0,3	0	0,1
2	90,1	3,38	17,46	19,16	0,3	0	0,1
3	192	3,38	17,46	19,16	0,3	0	0,1
4	195,1	3,38	17,46	86,22	0,694	0	0,1
5	101,3	3,38	17,46	47,9	0,3	0	0,1
6	63	3,38	17,46	47,9	0,3	0	0,1
7	195,1	3,38	17,46	86,22	0,694	0	0,1
8	192	3,38	17,46	19,16	0,3	0	0,1
9	195,1	3,38	17,46	86,22	0,694	0	0,1
10	117,2	3,38	17,46	19,16	0,3	0	0,1
11	47,2	3,38	17,46	19,16	0,3	0	0,1
12	0	0	0	0	0	0	0
<b>CS</b>	6,96						
<b>CI</b>	243						
<b>CB</b>	1.084,6						
<b>QESP</b>	0,015						

## SUB-BACIA 10

URH	WM	B	KBAS	KINT	XL	CAP	WC
1	648,72	0,845	0,873	5,75	0,3	0	0,1
2	648,72	0,845	0,873	5,75	0,3	0	0,1
3	1.382,4	0,845	0,873	5,75	0,3	0	0,1
4	2.107,08	0,845	0,873	25,87	0,694	0	0,1
5	364,68	0,845	0,873	14,37	0,3	0	0,1
6	151,2	0,845	0,873	14,37	0,3	0	0,1
7	1.872,96	0,845	0,873	25,87	0,694	0	0,1
8	1.152	0,845	0,873	5,75	0,3	0	0,1
9	1.872,96	0,845	0,873	25,87	0,694	0	0,1
10	421,92	0,845	0,873	5,75	0,3	0	0,1
11	283,2	0,845	0,873	5,75	0,3	0	0,1
12	0	0	0	0	0	0	0
<b>CS</b>	27,84						
<b>CI</b>	972						
<b>CB</b>	1.579,5						
<b>QESP</b>	0,015						

## SUB-BACIA 11

URH	WM	B	KBAS	KINT	XL	CAP	WC
1	450,5	1,183	0,349	9,58	0,3	0	0,1
2	450,5	1,183	0,349	9,58	0,3	0	0,1
3	960	1,183	0,349	9,58	0,3	0	0,1
4	1.463,25	1,183	0,349	43,11	0,694	0	0,1
5	675,333	1,183	0,349	23,95	0,3	0	0,1
6	420	1,183	0,349	23,95	0,3	0	0,1
7	1.300,667	1,183	0,349	43,11	0,694	0	0,1
8	1.280	1,183	0,349	9,58	0,3	0	0,1
9	1.300,667	1,183	0,349	43,11	0,694	0	0,1
10	781,333	1,183	0,349	9,58	0,3	0	0,1
11	314,667	1,183	0,349	9,58	0,3	0	0,1
12	0	0	0	0	0	0	0
<b>CS</b>	9,74						
<b>CI</b>	243						
<b>CB</b>	1.084,6						
<b>QESP</b>	0,015						

## SUB-BACIA 12

URH	WM	B	KBAS	KINT	XL	CAP	WC
1	488,042	0,169	0,175	1,92	0,3	0	0,1
2	488,042	0,169	0,175	1,92	0,3	0	0,1
3	1.040	0,169	0,175	1,92	0,3	0	0,1
4	1585,188	0,169	0,175	8,62	0,694	0	0,1
5	548,708	0,169	0,175	4,79	0,3	0	0,1
6	341,25	0,169	0,175	4,79	0,3	0	0,1
7	1.409,056	0,169	0,175	8,62	0,694	0	0,1
8	1.040	0,169	0,175	1,92	0,3	0	0,1
9	1.409,056	0,169	0,175	8,62	0,694	0	0,1
10	634,833	0,169	0,175	1,92	0,3	0	0,1
11	255,667	0,169	0,175	1,92	0,3	0	0,1
12	0	0	0	0	0	0	0
<b>CS</b>	9,74						
<b>CI</b>	243						
<b>CB</b>	1.084,6						
<b>QESP</b>	0,02						

## SUB-BACIA 13

URH	WM	B	KBAS	KINT	XL	CAP	WC
1	901	0,085	0,175	0,1	0,3	0	0,1
2	901	0,085	0,175	0,1	0,3	0	0,1
3	2.880	0,085	0,175	0,1	0,3	0	0,1
4	1.951	0,085	0,175	0,1	0,694	0	0,1
5	1.013	0,085	0,175	0,1	0,3	0	0,1
6	945	0,085	0,175	0,1	0,3	0	0,1
7	1.951	0,085	0,175	0,1	0,694	0	0,1
8	1.920	0,085	0,175	0,1	0,3	0	0,1
9	1.951	0,085	0,175	0,1	0,694	0	0,1
10	1.758	0,085	0,175	0,1	0,3	0	0,1
11	708	0,085	0,175	0,1	0,3	0	0,1
12	0	0	0	0	0	0	0
<b>CS</b>	27,84						
<b>CI</b>	972						
<b>CB</b>	3.159						
<b>QESP</b>	0,009						

## SUB-BACIA 14

URH	WM	B	KBAS	KINT	XL	CAP	WC
1	1.081,2	0,169	0,175	0,1	0,3	0	0,1
2	1.081,2	0,169	0,175	0,1	0,3	0	0,1
3	2.304	0,169	0,175	0,1	0,3	0	0,1
4	3.511,8	0,169	0,175	0,1	0,694	0	0,1
5	607,8	0,169	0,175	0,1	0,3	0	0,1
6	252	0,169	0,175	0,1	0,3	0	0,1
7	3.121,6	0,169	0,175	0,1	0,694	0	0,1
8	1.920	0,169	0,175	0,1	0,3	0	0,1
9	3.121,6	0,169	0,175	0,1	0,694	0	0,1
10	1.406,4	0,169	0,175	0,1	0,3	0	0,1
11	472	0,169	0,175	0,1	0,3	0	0,1
12	0	0	0	0	0	0	0
<b>CS</b>	41,76						
<b>CI</b>	486						
<b>CB</b>	3.159						
<b>QESP</b>	0,02						

## SUB-BACIA 15

URH	WM	B	KBAS	KINT	XL	CAP	WC
1	360,4	0,085	0,873	0,96	0,3	0	0,1
2	360,4	0,085	0,873	0,96	0,3	0	0,1
3	768	0,085	0,873	0,96	0,3	0	0,1
4	975,5	0,085	0,873	0,96	0,694	0	0,1
5	405,2	0,085	0,873	0,96	0,3	0	0,1
6	81,9	0,085	0,873	0,96	0,3	0	0,1
7	1.073,05	0,085	0,873	0,96	0,694	0	0,1
8	652,8	0,085	0,873	0,96	0,3	0	0,1
9	1.073,05	0,085	0,873	0,96	0,694	0	0,1
10	234,4	0,085	0,873	0,96	0,3	0	0,1
11	141,6	0,085	0,873	0,96	0,3	0	0,1
12	0	0	0	0	0	0	0
<b>CS</b>	20,88						
<b>CI</b>	243						
<b>CB</b>	1.084,6						
<b>QESP</b>	0,02						

## SUB-BACIA 16

URH	WM	B	KBAS	KINT	XL	CAP	WC
1	1.450,02	0,03	0,006	6,86	0,3	0	0,1
2	1.450,02	0,03	0,006	6,86	0,3	0	0,1
3	1.495,26	0,03	0,006	6,86	0,3	0	0,1
4	469,17	0,03	0,006	6,86	0,694	0	0,1
5	267,54	0,03	0,006	6,86	0,3	0	0,1
6	178,36	0,03	0,006	6,86	0,3	0	0,1
7	417,04	0,03	0,006	6,86	0,694	0	0,1
8	1.246,05	0,03	0,006	6,86	0,3	0	0,1
9	494	0,03	0,006	6,86	0,694	0	0,1
10	179,4	0,03	0,006	6,86	0,3	0	0,1
11	1.214,2	0,03	0,006	6,86	0,3	0	0,1
12	0	0	0	0	0	0	0
<b>CS</b>	23,94						
<b>CI</b>	16,8						
<b>CB</b>	3.474,2						
<b>QESP</b>	0,03						

## SUB-BACIA 17

URH	WM	B	KBAS	KINT	XL	CAP	WC
1	1.859	0,149	0,03	0,14	0,3	0	0,1
2	2.788,5	0,149	0,03	0,14	0,3	0	0,1
3	2.875,5	0,149	0,03	0,14	0,3	0	0,1
4	601,5	0,149	0,03	0,14	0,694	0	0,1
5	686	0,149	0,03	0,14	0,3	0	0,1
6	686	0,149	0,03	0,14	0,3	0	0,1
7	401	0,149	0,03	0,14	0,694	0	0,1
8	1.917	0,149	0,03	0,14	0,3	0	0,1
9	712,5	0,149	0,03	0,14	0,694	0	0,1
10	690	0,149	0,03	0,14	0,3	0	0,1
11	2.802	0,149	0,03	0,14	0,3	0	0,1
12	0	0	0	0	0	0	0
<b>CS</b>	35,91						
<b>CI</b>	42						
<b>CB</b>	3.474,2						
<b>QESP</b>	0,03						

## SUB-BACIA 18

URH	WM	B	KBAS	KINT	XL	CAP	WC
1	1.115,4	0,298	0,059	1,37	0,3	0	0,1
2	1.115,4	0,298	0,059	1,37	0,3	0	0,1
3	1.150,2	0,298	0,059	1,37	0,3	0	0,1
4	360,9	0,298	0,059	1,37	0,694	0	0,1
5	205,8	0,298	0,059	1,37	0,3	0	0,1
6	137,2	0,298	0,059	1,37	0,3	0	0,1
7	320,8	0,298	0,059	1,37	0,694	0	0,1
8	958,5	0,298	0,059	1,37	0,3	0	0,1
9	380	0,298	0,059	1,37	0,694	0	0,1
10	138	0,298	0,059	1,37	0,3	0	0,1
11	934	0,298	0,059	1,37	0,3	0	0,1
12	0	0	0	0	0	0	0
<b>CS</b>	17,96						
<b>CI</b>	42						
<b>CB</b>	3.474,2						
<b>QESP</b>	0,03						

## SUB-BACIA 19

URH	WM	B	KBAS	KINT	XL	CAP	WC
1	1.673,1	0,015	0,059	0,14	0,3	0	0,1
2	1.673,1	0,015	0,059	0,14	0,3	0	0,1
3	1.725,3	0,015	0,059	0,14	0,3	0	0,1
4	360,9	0,015	0,059	0,14	0,694	0	0,1
5	343	0,015	0,059	0,14	0,3	0	0,1
6	343	0,015	0,059	0,14	0,3	0	0,1
7	384,96	0,015	0,059	0,14	0,694	0	0,1
8	1.150,2	0,015	0,059	0,14	0,3	0	0,1
9	456	0,015	0,059	0,14	0,694	0	0,1
10	276	0,015	0,059	0,14	0,3	0	0,1
11	1.307,6	0,015	0,059	0,14	0,3	0	0,1
12	0	0	0	0	0	0	0
<b>CS</b>	41,9						
<b>CI</b>	84						
<b>CB</b>	3.474,2						
<b>QESP</b>	0,02						

## SUB-BACIA 20

URH	WM	B	KBAS	KINT	XL	CAP	WC
1	300	1	2	5	0,3	0	0,1
2	300	1	2	5	0,3	0	0,1
3	300	1	2	5	0,3	0	0,1
4	300	1	2	22,5	0,694	0	0,1
5	200	1	2	12,5	0,3	0	0,1
6	200	1	2	12,5	0,3	0	0,1
7	300	1	2	22,5	0,694	0	0,1
8	200	1	2	5	0,3	0	0,1
9	300	1	2	22,5	0,694	0	0,1
10	200	1	2	5	0,3	0	0,1
11	200	1	2	5	0,3	0	0,1
12	0	0	0	0	0	0	0
<b>CS</b>	10						
<b>CI</b>	200						
<b>CB</b>	2.400						
<b>QESP</b>	0,03						

## SUB-BACIA 21

URH	WM	B	KBAS	KINT	XL	CAP	WC
1	200	0,5	0,1	20	0,3	0	0,1
2	200	0,5	0,1	20	0,3	0	0,1
3	200	0,5	0,1	20	0,3	0	0,1
4	200	0,5	0,1	90	0,694	0	0,1
5	150	0,5	0,1	50	0,3	0	0,1
6	100	0,5	0,1	50	0,3	0	0,1
7	250	0,5	0,1	90	0,694	0	0,1
8	200	0,5	0,1	20	0,3	0	0,1
9	250	0,5	0,1	90	0,694	0	0,1
10	150	0,5	0,1	20	0,3	0	0,1
11	200	0,5	0,1	20	0,3	0	0,1
12	0	0	0	0	0	0	0
<b>CS</b>	10						
<b>CI</b>	100						
<b>CB</b>	3.600						
<b>QESP</b>	0,03						

## SUB-BACIA 22

URH	WM	B	KBAS	KINT	XL	CAP	WC
1	500	0,3	0,1	2	0,3	0	0,1
2	500	0,3	0,1	2	0,3	0	0,1
3	500	0,3	0,1	2	0,3	0	0,1
4	750	0,3	0,1	9	0,694	0	0,1
5	250	0,3	0,1	5	0,3	0	0,1
6	166,667	0,3	0,1	5	0,3	0	0,1
7	666,667	0,3	0,1	9	0,694	0	0,1
8	416,667	0,3	0,1	2	0,3	0	0,1
9	666,667	0,3	0,1	9	0,694	0	0,1
10	250	0,3	0,1	2	0,3	0	0,1
11	416,667	0,3	0,1	2	0,3	0	0,1
12	0	0	0	0	0	0	0
<b>CS</b>	25						
<b>CI</b>	100						
<b>CB</b>	1.030						
<b>QESP</b>	0,015						

## SUB-BACIA 23

URH	WM	B	KBAS	KINT	XL	CAP	WC
1	1.500	0,05	0,05	0,05	0,3	0	0,1
2	1.500	0,05	0,05	0,05	0,3	0	0,1
3	1.500	0,05	0,05	0,05	0,3	0	0,1
4	1.800	0,05	0,05	0,05	0,694	0	0,1
5	800	0,05	0,05	0,05	0,3	0	0,1
6	600	0,05	0,05	0,05	0,3	0	0,1
7	1.600	0,05	0,05	0,05	0,694	0	0,1
8	1.000	0,05	0,05	0,05	0,3	0	0,1
9	1.600	0,05	0,05	0,05	0,694	0	0,1
10	800	0,05	0,05	0,05	0,3	0	0,1
11	1.000	0,05	0,05	0,05	0,3	0	0,1
12	0	0	0	0	0	0	0
<b>CS</b>	30						
<b>CI</b>	100						
<b>CB</b>	1.030						
<b>QESP</b>	0,01						

## SUB-BACIA 24

URH	WM	B	KBAS	KINT	XL	CAP	WC
1	843,75	0,288	0,024	4,78	0,3	0	0,1
2	843,75	0,288	0,024	4,78	0,3	0	0,1
3	2.629,8	0,288	0,024	4,78	0,3	0	0,1
4	2.508,3	0,288	0,024	4,78	0,694	0	0,1
5	1111	0,288	0,024	4,78	0,3	0	0,1
6	333,3	0,288	0,024	4,78	0,3	0	0,1
7	2.229,6	0,288	0,024	4,78	0,694	0	0,1
8	1461	0,288	0,024	4,78	0,3	0	0,1
9	2.229,6	0,288	0,024	4,78	0,694	0	0,1
10	876,6	0,288	0,024	4,78	0,3	0	0,1
11	468,75	0,288	0,024	4,78	0,3	0	0,1
12	0	0	0	0	0	0	0
<b>CS</b>	32,28						
<b>CI</b>	43,94						
<b>CB</b>	1.909,6						
<b>QESP</b>	0,03						



## SUB-BACIA 25

URH	WM	B	KBAS	KINT	XL	CAP	WC
1	937,5	0,144	0,024	2,39	0,3	0	0,1
2	937,5	0,144	0,024	2,39	0,3	0	0,1
3	2.922	0,144	0,024	2,39	0,3	0	0,1
4	2.787	0,144	0,024	2,39	0,694	0	0,1
5	1.666,5	0,144	0,024	2,39	0,3	0	0,1
6	1.666,5	0,144	0,024	2,39	0,3	0	0,1
7	2.787	0,144	0,024	2,39	0,694	0	0,1
8	2.922	0,144	0,024	2,39	0,3	0	0,1
9	2.787	0,144	0,024	2,39	0,694	0	0,1
10	2.922	0,144	0,024	2,39	0,3	0	0,1
11	937,5	0,144	0,024	2,39	0,3	0	0,1
12	0	0	0	0	0	0	0
<b>CS</b>	7,53						
<b>CI</b>	439,4						
<b>CB</b>	5.339,5						
<b>QESP</b>	0,01						

## SUB-BACIA 26

URH	WM	B	KBAS	KINT	XL	CAP	WC
1	576	0,5	0,1	1	0,3	0	0,1
2	576	0,5	0,1	1	0,3	0	0,1
3	576	0,5	0,1	1	0,3	0	0,1
4	864	0,5	0,1	1	0,694	0	0,1
5	288	0,5	0,1	1	0,3	0	0,1
6	192	0,5	0,1	1	0,3	0	0,1
7	768	0,5	0,1	1	0,694	0	0,1
8	480	0,5	0,1	1	0,3	0	0,1
9	768	0,5	0,1	1	0,694	0	0,1
10	288	0,5	0,1	1	0,3	0	0,1
11	480	0,5	0,1	1	0,3	0	0,1
12	0	0	0	0	0	0	0
<b>CS</b>	10						
<b>CI</b>	100						
<b>CB</b>	1.690						
<b>QESP</b>	0,03						