

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL**

**SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA E DA PRODUÇÃO E
TRANSPORTE DE SEDIMENTOS NA BACIA DO RIO
BENI, AMAZÔNIA**

JOSIANE ROSA COSTA FARIAS

ORIENTADOR: HENRIQUE LLACER ROIG

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO EM TECNOLOGIA AMBIENTAL
E RECURSOS HÍDRICOS**

PUBLICAÇÃO: PPGTARH DM – 275/2024

BRASÍLIA/DF: NOVEMBRO – 2024

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL**

**SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA E DA PRODUÇÃO E
TRANSPORTE DE SEDIMENTOS NA BACIA DO RIO
BENI, AMAZÔNIA**

JOSIANE ROSA COSTA FARIAS

**DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO DEPARTAMENTO DE
ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL DA FACULDADE DE
TECNOLOGIA DA UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA COMO PARTE
DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU
DE MESTRE EM TECNOLOGIA AMBIENTAL E RECURSOS
HÍDRICOS.**

APROVADA POR:

**Prof Henrique Llacer Roig, DSc (IG-UnB)
(Orientador)**

**Prof. Dirceu Silveira Reis Junior, PhD (ENC-UnB)
(Examinador Interno)**

**Prof. Fernando Mainardi Fan, DSc (IPH-UFRGS)
(Examinador Externo)**

BRASÍLIA/DF, 28 DE NOVEMBRO DE 2024

FICHA CATALOGRÁFICA

FARIAS, JOSIANE ROSA COSTA

Simulação Hidrológica e da Produção e Transporte de Sedimentos na bacia do rio Beni, Amazônia [Distrito Federal] 2024.

xvii, 159p., 210 x 297 mm (ENC/FT/UnB, Mestre, Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos, 2024).

Dissertação de Mestrado – Universidade de Brasília. Faculdade de Tecnologia.

Departamento de Engenharia Civil e Ambiental.

1. Modelagem hidrológica

2. Sedimentos

3. Amazônia

4. MGB-SED

I. ENC/FT/UnB

II. Título (série)

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

FARIAS, J. R. C. (2024). Simulação Hidrológica e da Produção e Transporte de Sedimentos na bacia do rio Beni, Amazônia. Dissertação de Mestrado em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos, Publicação PPGTARH DM – 275/2024, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 159p.

CESSÃO DE DIREITOS

AUTOR: Josiane Rosa Costa Farias

TÍTULO: Simulação da Produção e Transporte de Sedimentos na bacia do rio Beni, Amazônia.

GRAU: Mestre

ANO: 2024

É concedida à Universidade de Brasília permissão para reproduzir cópias desta dissertação de mestrado e para emprestar ou vender tais cópias somente para propósitos acadêmicos e científicos. O autor reserva outros direitos de publicação e nenhuma parte dessa dissertação de mestrado pode ser reproduzida sem autorização por escrito do autor.

Josiane Rosa Costa Farias
josircfarias@gmail.com

AGRADECIMENTOS

À Deus, por ter permitido que eu chegasse até aqui.

Aos meus pais e irmãos, por sempre me apoiarem em todas as conquistas e estarem presentes em minha vida. Em especial, ao meu irmão e minha cunhada, Juninho e Thaysa, por terem me recebido em sua casa em Brasília.

Ao Gabriel, meu companheiro de vida e meu amor, que me deu forças incansavelmente em toda minha trajetória e foi o responsável pela minha inscrição no processo seletivo.

Ao meu orientador, Henrique Roig, por todo suporte na pesquisa e por sempre estar disponível para me auxiliar no processo.

Aos meus colegas de turma, sem vocês não teria sido o mesmo. Em especial ao Artur e Isabella, obrigada por estarem sempre comigo.

Às pessoas e professores que em algum momento me auxiliaram para sanar dúvidas e me propor soluções nas dificuldades da pesquisa. Em especial, à Lizandra Föeger, pelas inúmeras reuniões e paciência para que fosse possível eu finalizar minha pesquisa.

À FAP-DF e à CAPES, pelo apoio financeiro na concessão de bolsas.

Obrigada a todos.

RESUMO

O rio Beni é reconhecido como sendo o maior contribuinte em termos de descarga sólida dentre os afluentes da bacia do rio Madeira, que por sua vez contribui com aproximadamente 50% da carga de sedimentos que chega à bacia Amazônica. Dada a importância de entender a dinâmica de sedimentos nos rios, esta pesquisa aplicou o modelo hidrológico MGB e seu módulo de sedimentos MGB-SED na bacia do rio Beni, a fim de avaliar sua eficiência nessa área de estudo. Para isso, foi utilizada a base de dados observacionais de vazão e concentração de sedimentos suspensos do HyBAM, permitindo verificar como a inclusão de um maior número de estações na região influencia a simulação hidrológica e de sedimentos ao se comparar com outros estudos disponíveis na literatura. Nos resultados hidrológicos, o índice de Nash-Sutcliffe foi igual ou superior a 0,70 em quase todas as estações, exceto em El Sena, que obteve um valor de 0,59. Em relação ao comportamento hidrológico simulado pelo modelo observado nos hidrogramas o desempenho foi satisfatório embora com ressalvas, especialmente quanto a um erro sistemático de superestimação das vazões de pico nas estações de jusante, cuja principal hipótese explicativa são os dados de precipitação. No entanto, na simulação de sedimentos, o índice de Nash-Sutcliffe apresentou valores mais baixos, sendo superiores a 0,40 para a concentração de sedimentos suspensos e acima de 0,50 para a descarga sólida nas estações, com exceção de El Sena, que apresentou valores menores em ambos os casos. Observou-se uma recorrente subestimação das concentrações de pico nas estações, possivelmente justificada pelo modelo não simular areia em suspensão que é uma característica dessas regiões. Nos demais resultados relacionados aos sedimentos, observou-se uma maior eficiência principalmente na representação sazonal das cargas de sedimentos suspensos e na estimativa de carga anual de sedimentos, destacando-se Cachuela Esperanza que teve um erro de apenas 0,02% comparando-se com os dados observados. Por fim, observa-se que o modelo apresentou uma melhoria quantitativa em alguns índices e estimativas anuais ao ser comparado com outros estudos da literatura, porém, revelou deficiências significativas na representação do comportamento diário, especialmente na concentração de sedimentos suspensos, indicando a necessidade de ajustes para aprimorar a precisão em intervalos de curto prazo.

Palavras-chave: Modelagem hidrológica, sedimentos, Bacia do Beni, MGB-SED.

ABSTRACT

The Beni River is recognized as the largest contributor in terms of solid discharge among the tributaries of the Madeira River basin, which contributes approximately 50% of the sediment load that reaches the Amazon basin. Given the importance of understanding sediment dynamics in rivers, this research applied the MGB hydrological model and its sediment module, MGB-SED, to the Beni River basin to evaluate its efficiency in this study area. For this purpose, the HyBAM database of observed flow and suspended sediment concentration was used, making it possible to examine how the inclusion of more stations in the region influences hydrological and sediment simulations compared to other studies available in the literature. In the hydrological results, the Nash-Sutcliffe efficiency index was equal to or greater than 0.70 in almost all stations, except for El Sena, which obtained a value of 0.59. Regarding the hydrological behavior simulated by the model as observed in the hydrographs, the performance was satisfactory, although with some reservations, especially regarding a systematic error in overestimating peak flows at downstream stations, where precipitation data is the main hypothesis for this discrepancy. However, in sediment simulations, the Nash-Sutcliffe index showed lower values, exceeding 0.40 for suspended sediment concentration and superior of 0.50 for solid discharge in the stations, except for El Sena, which had lower values in both cases. A recurrent underestimation of peak concentrations was observed at the stations, possibly explained by the model not simulating suspended sand, which is characteristic of these regions. In other sediments results, greater efficiency was observed, especially in the seasonal representation of suspended sediment loads and in estimating annual sediment load, especially at Cachuela Esperanza, which had an error of just 0.02% compared to the observed data. Finally, the model demonstrated quantitative improvement in some indices and annual estimates when compared with other studies in literature. However, it revealed significant deficiencies in representing daily behavior, especially in suspended sediment concentration, indicating the need for adjustments to improve accuracy in short-term intervals.

Key words: Hydrological Modeling, Sediments, Beni basin, MGB, MGB-SED.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	IX
LISTA DE TABELAS.....	XII
1- INTRODUÇÃO.....	1
2- OBJETIVOS.....	4
2.1 - OBJETIVO GERAL	4
2.2 - OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	4
3- FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
3.1 - EROÇÃO, TRANSPORTE E SEDIMENTAÇÃO	5
3.2 - MODELAGEM HIDROLÓGICA.....	7
3.2.1 – Classificação dos modelos	8
3.2.2 - Modelagem para Grandes Bacias	9
3.2.3 - Modelo para Grandes Bacias (MGB)	11
3.2.4 - Propagação de vazão na rede de drenagem	13
3.3 - MODELAGEM DE SEDIMENTOS	16
3.3.1 – Modelos de Sedimentos	17
3.3.2 - Modelagem do transporte de sedimentos	19
3.3.3 – Módulo de Sedimentos do MGB (MGB-SED)	20
3.4 – VARIÁVEIS E PROCESSOS INTERFERENTES NA MODELAGEM ..	23
3.4.1 – Dados de Precipitação	23
3.4.2 – Planícies de Inundação	25
3.4.3 – Relação entre Vazão e Sedimentos	29
4- MATERIAIS E MÉTODOS	33
4.1 - ÁREA DE ESTUDO.....	34
4.2 - APLICAÇÃO DO MODELO HIDROLÓGICO.....	39
4.2.1 - Base de Dados e Pré-Processamento.....	39
4.2.2 - Aquecimento do modelo.....	52
4.2.3 - Calibração e verificação do modelo	53
4.2.4 - Avaliação de desempenho do modelo	54
4.3 - APLICAÇÃO DO MODELO DE SEDIMENTOS	55

4.3.1 - Dados de sedimentos.....	55
4.3.2 - Definição dos parâmetros MUSLE	56
4.3.3 - Cálculo do fator LS	59
4.3.4 - Calibração e validação do modelo.....	59
4.3.5 - Avaliação de desempenho do modelo	60
4.4 – RELAÇÃO ENTRE VAZÃO E SEDIMENTOS	60
5- RESULTADOS E DISCUSSÃO	61
5.1 - MODELAGEM HIDROLÓGICA	61
5.1.1 - Aquecimento do modelo.....	61
5.1.2 - Definição das características morfológicas do canal	65
5.1.3 - Calibração	67
5.1.4 - Verificação.....	80
5.2 - MODELAGEM DE SEDIMENTOS	85
5.2.1 - Produção e transporte de sedimentos suspensos	85
5.2.2 - Carga de fundo por trecho de rio.....	109
5.2.3 - Variabilidade sazonal da carga de sedimentos suspensos.....	111
5.2.4 - Carga anual estimada na bacia do rio Beni	113
5.3 - RELAÇÃO ENTRE VAZÃO E SEDIMENTOS.....	115
6- CONCLUSÃO E RECOMENDAÇÕES	119
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	122
APÊNDICE A – PARÂMETROS DE CALIBRAÇÃO	141

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Distribuição vertical da quantidade de sedimentos no curso d'água dividido pelo tamanho da granulometria (Carvalho, 1994).....	6
Figura 2 - Protocolo de modelagem (adaptado de Abbott e Refsgaard, 1996).....	7
Figura 3 - Esquema de classificação dos modelos (adaptado de Abbott e Refsgaard, 1996).....	9
Figura 4 - Estrutura completa do Modelo MGB (Adaptado de Pontes et al., 2019).....	12
Figura 5 - Fatores influentes no escoamento em rios (Paiva, 2009).	15
Figura 6 - Estruturação simplificada do MGB-SED (Buarque, 2015).	21
Figura 7 - Efeito da planície de inundação na celeridade da onda de cheia (Paiva, 2009).....	26
Figura 8 - Exemplo de curva hipsométrica para definição das áreas alagadas no modelo (Pontes, 2016). 29	
Figura 9 - Gráfico demonstrativo dos padrões das classes de histerese: a) Horário; b) Anti-horário; c) Formato em oito (Minella et al., 2011).	31
Figura 10 - Fluxograma das etapas dos materiais e métodos da pesquisa.....	34
Figura 11 - Localização da área de estudo.....	35
Figura 12 - Divisão da bacia do Beni nas unidades geomorfológicas.....	36
Figura 13 - Média anual da vazão e da carga de sedimentos no rio Beni a partir de dados do HYBAM (1967-2004) (Gautier et al., 2007).	37
Figura 14 - Apresentação da estimativa de cargas produzidas e transportadas como um todo na bacia do rio Madeira, a partir de dados HYBAM observados de 2002-2011(adaptado de Vauchel et al., 2017).	38
Figura 15 - Estações virtuais de chuva utilizadas na simulação.	41
Figura 16 - Localização das estações do HyBAM na bacia do rio Beni.	42
Figura 17 - Mapa de minibacias utilizado para simulação.	45
Figura 18 - Divisão final das sub-bacias. PuMa = Puerto Maldonado; Rurre = Rurrenabaque; ElSe = El Sena; PeAm = Peñas Amarillas; Ribe = Riberalta; CaEs = Cachuela Esperanza.	46
Figura 19 - Esquema simplificado para a delimitação das URHs com associação de mapas de uso e ocupação do solo e tipos de solo (Buarque, 2015).	47
Figura 20 - Uso e ocupação do solo na bacia do rio Beni a partir de dados do MapBiomias (2010).	48
Figura 21 - Mapa de pedologia na bacia do rio Beni a partir de dados da FAO (2003).....	48
Figura 22 - Mapa final das Unidades de Resposta Hidrológica.....	52
Figura 23 - Hidrogramas de vazões simuladas com aquecimento manual e aquecimento automático do modelo, da estação mais a montante para jusante.	64
Figura 24 - Hidrograma das vazões simuladas correspondente às equações de maior e menor largura e profundidade dos canais.	66
Figura 25 - Largura e profundidade adotada para cada sub-bacia.	67
Figura 26 - Nash, nash-log e erros de volume para vazões diárias em cada estação para etapa de calibração. PuMa = Puerto Maldonado; Rurre = Rurrenabaque; ElSe = El Sena; PeAm = Peñas Amarillas; Ribe = Riberalta; CaEs = Cachuela Esperanza.	68
Figura 27 - Hidrogramas de vazões diárias simuladas e observadas em cada uma das estações na etapa de calibração. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.	70
Figura 28 - Média ponderada de precipitação anual nas áreas de contribuição das estações de Puerto Maldonado e Rurrenabaque medida pelo satélite GPM-IMERG.	72
Figura 30 - Localização das sub-bacias do trabalho de Föeger (2019) e seu correspondente número de estação com as estatísticas de Nash-Sutcliffe (NASH), Nash-Sutcliffe dos logaritmos (NLOG) e erro de volume (EV), em que IN significa a propagação de vazão pelo método inercial (Föeger, 2019). 76	
Figura 31 - Hidrograma das vazões diárias para o período 1998 a 2005, comparando-se diferentes métodos de propagação de vazão: MC corresponde ao método de Muskingum-Cunge, IN correspondente ao método inercial, HD + MC correspondente ao hidrodinâmico com Muskingum-Cunge. ENS = Nash-Cutcliffe; ENSlog = Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV = erro de volume (Föeger, 2019).....	77
Figura 32 - Hidrogramas das vazões mensais simuladas e observadas de cada estação na etapa de calibração.....	79

Figura 33 - Hidrogramas com vazões diárias simuladas (em vermelho) e vazões observadas (em preto), sendo AngBala-Rurre correspondente a Rurrenabaque e PenhasAm correspondente a Peñas Amarrillas (Cabrera, 2023).....	80
Figura 34 - Nash, nash-log e erros de volume em cada estação para etapa de verificação. PuMa = Puerto Maldonado; Rurre = Rurrenabaque; ElSe = El Sena; PeAm = Peñas Amarrillas; Ribe = Riberalta; CaEs = Cachuela Esperanza.	82
Figura 35 - Hidrogramas das estações de vazões diárias simuladas e observadas na etapa de verificação. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.	83
Figura 36 - Hidrogramas das estações de vazões mensais simuladas e observadas na etapa de verificação. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.	84
Figura 37 - Gráfico de chuva comparando a média mensal dos anos de 1981-2020 (linha preta) e os anos de 2013-2014 (linha vermelha). A linha pontilhada representa o desvio padrão da média calculada para os anos de 1981-2020 (Oliveira et al., 2021b).	84
Figura 40 - Sedimentogramas da simulação diária pelo MGB-SED da concentração de sedimentos suspensos para calibração. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.....	89
Figura 41 - Sedimentogramas da simulação diária pelo MGB-SED da descarga sólida para calibração. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.	91
Figura 42 - Comparação entre as descargas sólidas diárias observadas e simuladas na estação Rurrenabaque. NSE é o coeficiente de Nash, NSE log é o coeficiente de Nash do logaritmo das vazões e ΔV é o erro de volume (Föeger, 2019).....	93
Figura 43 - Sedimentogramas da simulação mensal pelo MGB-SED da concentração de sedimentos suspensos para calibração. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.....	97
Figura 44 - Sedimentogramas da simulação mensal pelo MGB-SED da concentração de sedimentos suspensos para calibração. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.....	98
Figura 45 - Nash, nash-log e erros de volume para CSS diárias em cada estação para etapa de verificação. PuMa = Puerto Maldonado; Rurre = Rurrenabaque; ElSe = El Sena; PeAm = Peñas Amarrillas; CaEs = Cachuela Esperanza.	101
Figura 46 - Nash, nash-log e erros de volume para descarga sólida diárias em cada estação para etapa de verificação. PuMa = Puerto Maldonado; Rurre = Rurrenabaque; ElSe = El Sena; PeAm = Peñas Amarrillas; CaEs = Cachuela Esperanza.....	101
Figura 47 - Sedimentogramas da simulação diária pelo MGB-SED da concentração de sedimentos suspensos para verificação. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.....	102
Figura 48 - Sedimentogramas da simulação diária pelo MGB-SED da descarga sólida para verificação. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.	103
Figura 50 - Sedimentogramas da simulação mensal pelo MGB-SED da descarga sólida para verificação. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.	105
Figura 51 - Transporte da carga média sedimentar suspensa específica na bacia do rio Beni por trecho de rio.	107
Figura 52 - Carga anual específica de sedimentos em suspensão nos trechos de rio da bacia do rio Madeira (Föeger, 2019).	108
Figura 53 - Carga de fundo em média analisado para o período de 2004-2016 na bacia do rio Beni utilizando a equação de Meyer-Peter e Muller.	109
Figura 54 - Carga de fundo em média analisado para o período de 2004-2016 na bacia do rio Beni utilizando a equação de Yang.	110
Figura 55 - Análise de carga de fundo para a bacia do rio Madeira do período de 1998 a 2005 (Föeger, 2019).	111

Figura 56 - Descarga sólida sazonal das estações Rurrenabaque, Puerto Maldonado e Cachuela Esperanza a partir das médias mensais dos dados simulados do período de 2004-2016.....	112
Figura 57 - Carga sedimentar suspensa sazonal em algumas estações da bacia do rio Madeira a partir de médias mensais do período de 2002 a 2011. RURR = Rurrenabaque; PENA = Peñas Amarrillas; CACH = Cachuela Esperanza; PVEL = Porto Velho; FVAL = Fazenda Vista Alegre (Vauchel <i>et al.</i> , 2017).	113
Figura 58 - Relação entre vazão e CSS no período de 2004 a 2016 a partir de dados mensais na estação Cachuela Esperanza.	116
Figura 60 - Relação entre vazão e CSS no período de 2004 a 2016 a partir de dados mensais na estação Cachuela Esperanza distinguindo-se período chuvoso e período de recessão.	118

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Exemplos de modelos de sedimentos com algumas de suas principais características (Abbott e Refsgaard, 1996).....	18
Tabela 2 - Período disponibilizados de dados pelo HyBAM de cada estação, dados de vazão.....	42
Tabela 3 - Número de minibacias de acordo com tamanhos de definição de fluxo e trecho de rio.....	44
Tabela 4 - Classificação dos solos para criação das URHs.....	50
Tabela 5 - Classificação do uso e ocupação do solo para criação das URHs.....	51
Tabela 6 - Nome das Unidades de Respostas Hidrológicas para simulação.....	52
Tabela 7 - Período disponibilizados de dados pelo HyBAM de cada estação, dados de vazão e sedimentos.....	56
Tabela 8 - Resumo dos fatores da equação MUSLE a partir do tipo de solo.....	58
Tabela 9 - Estatísticas de desempenho comparando os dois aquecimentos realizados na simulação. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.....	64
Tabela 10 - Estatísticas de desempenho de cada uma das estações na etapa de calibração para vazões diárias. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.....	68
Tabela 11 - Estatísticas de desempenho de cada uma das estações na etapa de calibração para vazões mensais. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.....	78
Tabela 12 - Estatísticas de desempenho de cada uma das estações calibradas para vazões diárias na etapa de verificação. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.....	80
Tabela 13 - Estatísticas de desempenho de cada uma das estações calibradas para vazões mensais na etapa de verificação. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe e NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos.....	81
Tabela 14 - Estatísticas de desempenho na calibração da concentração de sedimentos suspensos e descarga sólida na simulação de dados diários. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.....	86
Tabela 15 - Estatísticas de desempenho na calibração da concentração de sedimentos suspensos e descarga sólida na simulação de dados mensais. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.....	96
Tabela 16 - Estatísticas de desempenho na verificação da concentração de sedimentos suspensos e descarga sólida na simulação de dados diários. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.....	100
Tabela 17 - Estatísticas de desempenho na verificação da concentração de sedimentos suspensos e descarga sólida na simulação de dados mensais. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.....	100
Tabela 18 - Descarga sólida média anual estimada na bacia do rio Beni.....	114
Tabela 19 - Carga média anual estimada nas estações da bacia do rio Beni.....	114

1- INTRODUÇÃO

A Bacia Amazônica é uma das regiões mais importantes em todo o mundo em termos de preservação ambiental já que contém a maior floresta tropical contínua do mundo, e ainda abriga uma grande variedade de espécies animais e vegetais, muitas das quais são endêmicas da região (OAS, 2005).

Nesse contexto, a Bacia Amazônica também é um importante componente do ciclo hidrológico global (Marengo e Espinoza, 2016), pois além de abrigar a maior floresta tropical do mundo, é responsável pela recarga da água da atmosfera por meio da evapotranspiração – rios voadores (Rezende e Vartulli, 2021), alimenta o maior rio do mundo em volume de água, o Rio Amazonas (Towner *et al.*, 2021), e ainda é responsável por uma grande quantidade de sedimentos e nutrientes que desaguam no Oceano Atlântico (Salati e Vose, 1984).

Esse transporte de sedimentos e nutrientes é especialmente importante na área conhecida como pluma do Amazonas, onde a água doce do rio encontra a água salgada do oceano. Essa mistura de água doce e salgada cria uma área de alta produtividade biológica, onde os nutrientes transportados pelos sedimentos em suspensão fertilizam o oceano e sustentam uma grande variedade de vida marinha, incluindo peixes, crustáceos e plâncton. Essa conexão entre a Bacia Amazônica e o Oceano Atlântico é fundamental para a manutenção do equilíbrio do clima global e da biodiversidade marinha e terrestre (Subramaniam *et al.*, 2008; Araujo *et al.*, 2017).

Nesse sentido, destaca-se a importância da descarga sólida da Bacia Amazônica. O seu entendimento é fundamental para a analisar os impactos gerados pelas intervenções antrópicas, incluindo o desmatamento, a mineração e outras atividades humanas que afetam negativamente o fluxo hidrossedimentológico (erosão, transporte e sedimentação) e o transporte de nutrientes ao longo da bacia.

São vários os estudos que buscam entender a dinâmica de sedimentos na bacia Amazônica (Armijos *et al.*, 2020; Filizola e Guyot, 2009; Guyot, 1993; Latrubesse *et al.*, 2017; Mangiarotti *et al.*, 2013; Martinelli *et al.*, 1989; Martinez *et al.*, 2009; Park e Latrubesse, 2019; Santini, *et al.*, 2019) os quais apresentam uma boa convergência com relação à dificuldade de obtenção de bases de dados hidrossedimentológicos de qualidade e no acesso as regiões mais remotas e de longas distâncias, além das restrições metodológicas

para a coleta de dados de descarga sólida em grandes rios (ANA, 2009). Como observado por Pandey *et al.* (2016), é difícil estimar os processos erosivos que ocorrem em uma bacia hidrográfica em escalas espaciais e temporais devido às limitações existentes nas medições em campo.

Apesar destas dificuldades, é consenso que aproximadamente 50% da descarga sólida do rio Amazonas é transportado pelo Rio Madeira, tornando-o um rio importante a ser estudado dentro da bacia amazônica para entender, assim, sua dinâmica e os impactos que atividades antrópicas podem estar causando no comportamento da descarga sólida desse rio, como os barramentos na região que são considerados um dos principais interferentes (Latrubesse *et al.*, 2017). Dessa forma, é possível compreender a importância de se avaliar qualitativamente e quantitativamente o processo hidrossedimentológico destas bacias.

Entre as abordagens para entender a dinâmica hidrossedimentológica na bacia do rio Madeira, seja de forma abrangente ou em áreas específicas, destacam-se os estudos baseados em sensoriamento remoto (Alves e Santos *et al.*, 2024; Martinez *et al.*, 2009; Mangiarotti *et al.*, 2013; Villar *et al.*, 2013; Martinez *et al.*, 2015) e o uso de modelos matemáticos e computacionais (Cabrera, 2023; Creech *et al.*, 2018; Föeger *et al.*, 2022; Buarque *et al.*, 2012).

Dessa forma, uma aplicação voltada para a modelagem hidrossedimentológica desenvolvida e aprimorada recentemente é o MGB-SED (Buarque, 2015). Esse modelo é uma extensão do Modelo Hidrológico para Grandes Bacias (MGB), desenvolvido para áreas superiores a 1.000 km², tendo já sido aplicado inclusive para a bacia do rio Madeira (Buarque, 2015; Föeger *et al.*, 2022). Estes estudos apontaram para a sub-bacia do Beni como sendo a principal fonte da descarga sólida do rio Madeira (em torno de 75%) em concordância com trabalhos que utilizam dados observados (Guyot, 1993; Vauchel *et al.*, 2017), embora na aplicação do modelo não tenham sido utilizados dados da bacia do Beni para a calibração dos dados de vazão.

Nesse sentido, devido à importância de estudo de sedimentos no rio Beni, cria-se uma lacuna e um questionamento se a utilização dos dados de vazão e sedimentos do HyBAM (Vauchel *et al.*, 2017), possibilitam uma avaliação dos sedimentos da bacia, e como que o MGB-SED contribui nesse cenário diante dos variados modelos que podem ser utilizados como método para esse objetivo. Ou seja, a hipótese é se a incorporação de dados de vazão e de concentração de sedimentos suspensos provenientes do HYBAM e

a modelagem através do MGB-SED permitem uma visão mais adequada da dinâmica hidrossedimentológica da bacia do rio Beni.

Por fim, os próximos itens deste trabalho abordarão os objetivos do estudo, a fundamentação teórica e a revisão bibliográfica, seguidos pela descrição dos materiais e métodos utilizados para o desenvolvimento da pesquisa. Em seguida, serão apresentados os resultados referentes à hidrologia e aos sedimentos, além das conclusões e recomendações finais.

2- OBJETIVOS

2.1 - OBJETIVO GERAL

Avaliar a descarga sólida e a dinâmica do transporte de sedimentos na bacia do Rio Beni (Bolívia e Peru) utilizando o MGB-SED como modelo.

2.2 - OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Ajustar o modelo MGB e posteriormente seu módulo de sedimentos MGB-SED na simulação de vazões e concentração de sedimentos suspensos na bacia;
- Verificar a eficiência do modelo MGB-SED e dos dados de entrada utilizados ao serem aplicados na área de estudo;
- Comparar os resultados obtidos com outros trabalhos da literatura o desempenho obtido com o MGB-SED que incluam a bacia do rio Beni (bacia Amazônica, bacia do rio Madeira).

3- FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O item aborda a fundamentação teórica dos principais conceitos de hidrossedimentologia, modelos hidrológicos e modelos de sedimentos¹, com o objetivo de proporcionar um melhor entendimento do tema tratado neste estudo.

Além disso, a revisão bibliográfica foi estendida a outros tópicos relevantes, como a influência das planícies de inundação na hidrossedimentologia, a relação entre vazão e sedimentos e os dados de precipitação.

3.1 - EROSÃO, TRANSPORTE E SEDIMENTAÇÃO

Os processos de erosão, transporte e deposição de partículas, comumente chamado de sedimentos, estão inseridos nos conceitos de erosão e sedimentação. Apesar de estarem presentes desde os tempos geológicos, a influência das ações antrópicas pode aumentar, em determinadas circunstâncias, até 100 vezes as taxas de erosão, o que em um cenário atual vem causando preocupações ambientais, econômicas e em obras de engenharia (Carvalho *et al.*, 2000).

O processo de erosão é definido como sendo a retirada das partículas de um ambiente por agentes erosivos como água, vento, ou até mesmo por processos induzidos pelo homem e posteriormente sua deposição em outro local, sendo o processo inicial da sedimentação. Atualmente, a erosão do solo tornou-se um problema ambiental e dos recursos naturais, uma vez que leva a diminuição da produtividade do solo e deteriora a qualidade do solo e da água (Pandey *et al.*, 2016).

De acordo com Kuznetsov *et al.* (1998) os principais fatores que influenciam os processos erosivos são o clima, a topografia, o solo, a vegetação e a atividade antrópica. Inseridos nesses fatores, de forma mais detalhada Bertoni e Neto (1985) consideram como forças ativas da erosão as características da chuva, declividade e comprimento do declive do terreno, capacidade de armazenamento do solo, e forças passivas como a resistência do solo ao processo erosivo e a densidade da cobertura vegetal.

Dentro esses aspectos, a chuva pode ser citada como um dos mais importantes, sendo a intensidade da chuva a característica mais relevante tratando-se do processo erosivo: quanto maior a intensidade maior é a perda por erosão. Nesse sentido, a água exerce sua

¹ Optou-se pela utilização do termo “modelos de sedimentos” devido à sua utilização nos trabalhos da literatura referentes ao MGB-SED.

força erosiva pelo impacto das gotas no solo que possuem características variáveis de velocidade e energia na queda (Bertoni e Neto, 1985).

Nesse contexto, em ocasiões de chuva, muitos sedimentos são transportados para os rios onde se movem em suspensão ou no leito do canal, sendo o sedimento presente no curso d'água oriundo da erosão na própria bacia ou do próprio leito e margens dos rios. O movimento das partículas no canal depende da velocidade da corrente, do efeito da turbulência e do tamanho da partícula, podendo assim ficarem em suspensão ou depositarem. As partículas presentes no leito também se movimentam, mas nesse caso estão sob um efeito de resistência ao atrito maior do que as que estão em suspensão, logo se deslocam em uma velocidade menor (Carvalho *et al.*, 2000).

Carvalho (1994) afirma que existem alguns fatores principais que interferem no transporte de sedimentos sendo eles a forma, tamanho e peso da partícula além das forças exercidas pela ação do escoamento. Quando essas forças decrescem e passam a ser insuficientes para deslocar a partícula, ocorre o processo da deposição.

Nesse sentido, a partícula em suspensão está submetida a duas forças predominantes, sendo a velocidade da corrente na horizontal e seu peso (gravidade) na vertical. Sendo assim, a concentração das partículas apresenta um mínimo na superfície e um máximo perto do leito, dependendo da sua granulometria, além de ter uma variação da superfície para o fundo e de um lado para o outro na seção transversal (Figura 1). Dessa forma, é importante ressaltar que as partículas mais grossas em suspensão, como a areia, tendem a ter uma quantidade mais variável da superfície para o leito, enquanto as partículas mais finas como silte e argila tendem a ter uma distribuição mais uniforme (Carvalho, 1994).

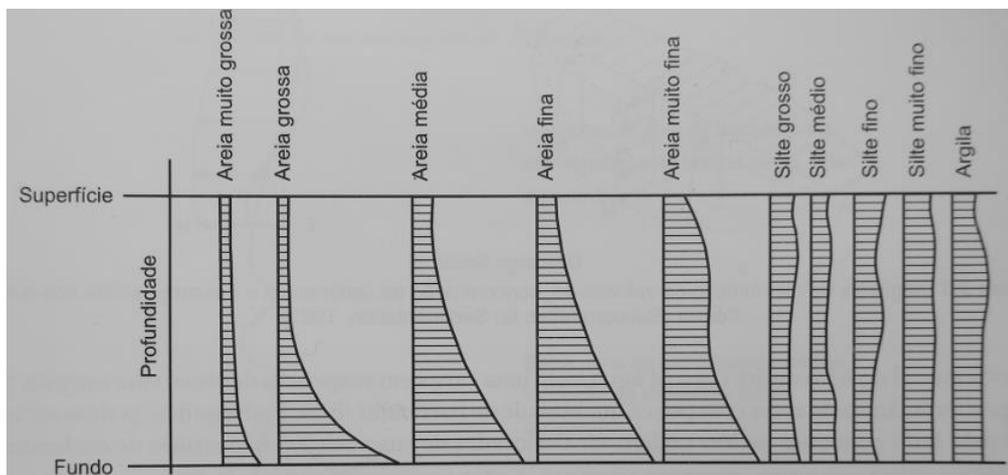


Figura 1 - Distribuição vertical da quantidade de sedimentos no curso d'água dividido pelo tamanho da granulometria (Carvalho, 1994).

3.2 - MODELAGEM HIDROLÓGICA

A modelagem hidrológica é uma tentativa de simular o fenômeno do ciclo hidrológico real, tendo em vista os processos hidrológicos e como estrutura de execução uma série de equações matemáticas que conectam os dados de entrada com os dados de saída (Chow *et al.*, 1988). Com isso, um dos principais desafios da simulação hidrológica é a heterogeneidade das bacias e dos processos envolvidos, fazendo com que muitos modelos tenham sido criados se diferenciando pelos dados utilizados, na discretização, na prioridade em representar os processos e dos objetivos a serem alcançados (Tucci, 1998).

Apesar dessas diferenças, o protocolo recomendado para o uso e criação de um modelo segue uma mesma estrutura. Nesse contexto, Abbott e Refsgaard (1996) apresentam uma possibilidade de passos a serem seguidos na modelagem (Figura 2) composta por etapas a serem seguidas pelo usuário de um modelo hidrológico. Esse protocolo facilita a aplicação do modelo, garantindo coerência ao processo e podendo também ser aplicado na criação de novos modelos. Mais detalhes sobre cada etapa são discutidos e avaliados na obra dos autores.

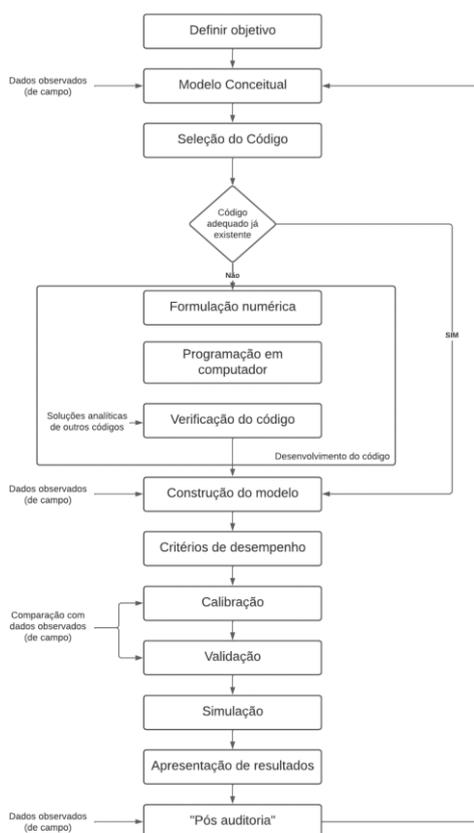


Figura 2 - Protocolo de modelagem (adaptado de Abbott e Refsgaard, 1996).

3.2.1 – Classificação dos modelos

Devido a existência de variados tipos e estruturas de modelos, foram propostas classificações de acordo com alguns critérios para agrupamento dos modelos. Para esta análise escolheu-se a divisão sugerida por Tucci (1998) que é utilizada também por outros autores (Chow *et al.*, 1988; Collischonn, 2001; Abbott e Refsgaard, 1996) com algumas adaptações:

- Modelos estocásticos e determinísticos: é uma das classificações de maior relevância dentro da simulação hidrológica. Os modelos estocásticos são entendidos como aqueles que inserem a estatística na formulação do modelo. É um modelo que pode ser utilizado para a geração de uma sequência hipotética de eventos que possuem propriedades estatísticas baseadas em uma base histórica antecedente. Por outro lado, modelos determinísticos já não consideram a probabilidade de ocorrência das variáveis, e não consideram aleatoriedade. Dessa forma, são modelos que para um mesmo dado de entrada, sempre terá um mesmo dado de saída.

- Modelos conceituais e empíricos: os modelos conceituais são aqueles onde as funções utilizadas são baseadas em processos físicos, e estão presentes constantemente em modelos chuva-vazão. Porém é uma definição limitada pois nesses modelos também são utilizadas equações empíricas que estão relacionadas com a física do sistema. Já os modelos empíricos (caixa preta) são os que ajustam os valores calculados aos dados observados através de funções que não possuem nenhuma relação com os processos físicos envolvidos.

- Modelos concentrados e distribuídos: os modelos concentrados são aqueles que não levam em conta a variabilidade espacial, em que usualmente apenas o tempo é considerado como variável independente. Em contrapartida, os modelos distribuídos é quando as variáveis e parâmetros dependem tanto do tempo quanto do espaço. De forma prática não existem modelos completamente distribuídos já que são realizadas discretizações numéricas que em algum estágio chegará a um modelo distribuído concentrado em uma pequena subdivisão.

- Modelos contínuos e discretos: os modelos contínuos são aqueles que os fenômenos são contínuos no tempo. Já os discretos apresentam as mudanças de estado em intervalos discretos.

Abbott e Refsgaard (1996) apresentam um esquema (Figura 3) simplificado a respeito da classificação dos modelos.

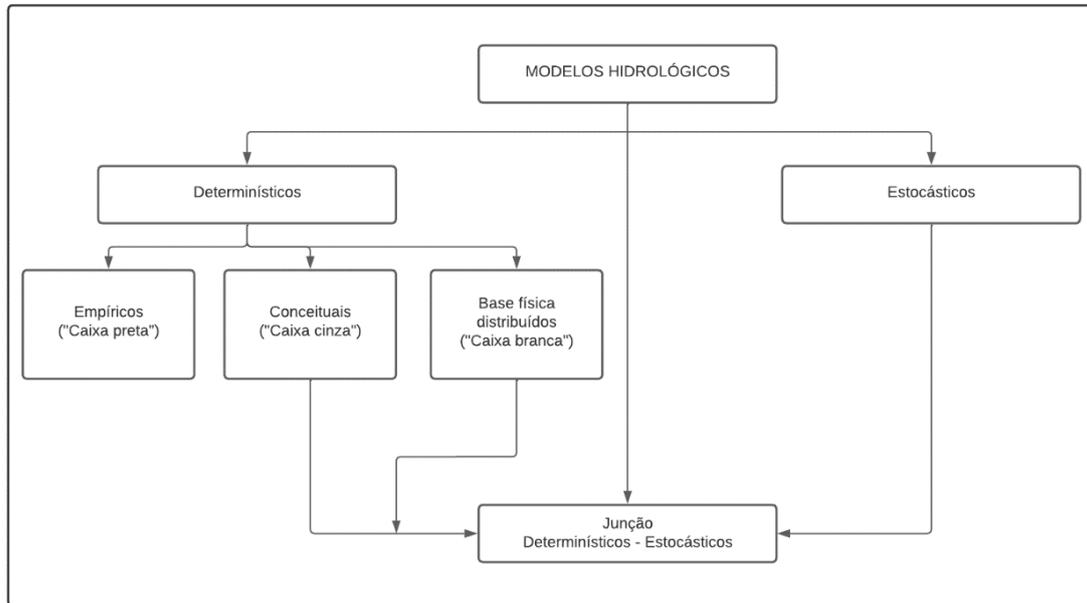


Figura 3 - Esquema de classificação dos modelos (adaptado de Abbott e Refsgaard, 1996).

Collischonn (2001) afirma que possivelmente o modelo mais simples de base física existente é o balanço hídrico de um reservatório, baseado na equação da continuidade. O mesmo autor ressalta que, os modelos de base física vêm sendo substituídos pelos modelos conceituais devido à complexidade de muitas vezes entender os processos plenamente em sua teoria como também a dificuldade da obtenção de dados. Nesse sentido, os modelos conceituais, como já mencionado, possuem uma base física mínima, mas contém parâmetros que não podem ser medidos diretamente em um experimento, necessitando, portanto, de uma etapa de ajuste ou calibração. A calibração pode ser definida assim como uma tentativa de levantar valores para os parâmetros com base em observações do sistema.

3.2.2 - Modelagem para Grandes Bacias

Tratando-se de grandes áreas, os rios geralmente atravessam centenas de quilômetros, passando por regiões com diferentes condições climáticas, geomorfológicas e geológicas, envolvendo canais bem definidos em regiões montanhosas até extensas áreas inundáveis em regiões planas. Essa variedade de processos atribui uma complexidade em representar todos os fenômenos hidrológicos que ocorrem na bacia como um todo (Fan *et al.*, 2021).

De acordo com Collischonn (2001), modelos hidrológicos adequados para grandes áreas são necessários para entender processos atuais que acontecem em dimensões muito maiores, como as mudanças climáticas. Estes devem possuir suficiente embasamento físico e são necessários para suprir a carência existente entre os módulos de hidrologia superficial dos Modelos de Circulação Global e os modelos hidrológicos distribuídos de forte base física, mas que são de aplicação limitada às pequenas bacias.

Nesse contexto, Collischonn *et al.* (2007) complementa acerca da necessidade do desenvolvimento de modelos de grandes áreas em bacias com dados escassos para resolver uma série de problemas na gestão de recursos hídricos. Esta situação é vista principalmente em várias bacias dentro da América do Sul onde se encontram algumas das maiores bacias do mundo, as quais possuem poucas estações pluviométricas e fluviométricas, e onde também muitos mapas estão presentes em baixa resolução.

Existem uma variedade de modelos para análise de grandes bacias, onde Singh e Frevert, (2002) apresenta uma síntese dos principais modelos. Dentre eles pode-se destacar: *Large Scale Catchment Model - LASCAM* (Zammit *et al.*, 2003); *Soil and Water Assessment Tool - SWAT* (Arnold *et al.*, 2012); *Large Area Runoff Simulation Model - LARSIM* (Ludwig e Bremicker, 2006); *Variable Infiltration Capacity -VIC* (Liang *et al.*, 1994); e o Modelo para Grandes Bacias (MGB) (Collischonn, 2001), o qual foi selecionado nessa pesquisa para ser aplicado na modelagem da bacia do rio Beni.

A maioria dos modelos de grandes áreas são conceituais possuindo pelo menos uma pequena base física. Alguns deles tentam representar toda a variedade de vegetação e tipos de solo no processo de geração da vazão do rio e no balanço hídrico e de energia em uma bacia. No entanto, é importante citar que uma característica que vem sendo negligenciada existente no comportamento de bacias de grandes áreas, são os modelos hidrodinâmicos dos rios (Paiva *et al.*, 2011).

Com isso, aborda-se um ponto crítico em uma modelagem correspondente ao tipo de propagação de vazão existente no modelo para simular a dinâmica de transporte no canal. Em grandes bacias, principalmente exemplificando as bacias amazônicas, existem extensas áreas de planícies de inundação que muitas vezes não são simuladas pelo modelo, o que compromete o resultado. Devido sua importância, esse tema será abordado com mais detalhes nos itens subsequentes.

3.2.3 - Modelo para Grandes Bacias (MGB)

O MGB é um modelo distribuído que utiliza como base equações físicas e conceituais, sendo sua aplicação direcionada para simulação em bacias de grande porte, maiores que 1.000 km² (Paiva *et al.*, 2011). É um modelo desenvolvido pelo Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH), uma instituição brasileira, e que foi coordenado pelo Dr. Collischonn, durante o desenvolvimento de seu doutorado (2001), fundamentado em uma discretização espacial e composto pelos módulos de balanço de água no solo, evapotranspiração, escoamentos no interior da célula e escoamento na rede de drenagem.

A discretização no modelo ocorre nos níveis de sub-bacias, minibacias e Unidades de Resposta Hidrológica (URH). A discretização em minibacias pode ser realizada por trechos de rio ou a partir de um tamanho pré-definido de trecho do rio (Pontes *et al.*, 2017). Nessa última, é possível padronizar os comprimentos dos trechos que os rios são simulados, além de possibilitar uma interligação dessas unidades, facilitando a representação de áreas planas, como por exemplo as planícies de inundação.

Além disso, Paiva *et al.* (2011) apresentaram uma proposta de atualização do modelo adicionando um modelo hidrodinâmico ao modelo original, para representar melhor o escoamento em áreas muito planas em que há efeitos de remanso e imensas regiões inundáveis, como ocorre nos rios da Amazônia. Essas planícies de inundação podem contribuir para o amortecimento e atrasos dos hidrogramas de cheia, e ainda influenciam na quantidade de fluxos secundários dentro da planície, como afirmam os autores.

Ainda tratando-se do cálculo de propagação de vazões na rede de drenagem entre minibacias, Pontes *et al.* (2017) apresentaram uma nova forma na modelagem hidráulica do modelo original, pois fundamentalmente a propagação de vazões era estimada apenas pelo método de *Muskingum-Cunge* (Chow *et al.*, 1988). A proposta foi uma adaptação da propagação de vazões para o modelo do fluxo inercial de Bates *et al.* (2010), no qual é desconsiderado o termo de inércia advectiva da equação de *Saint-Venant*, para que seja possível a obtenção de resultados semelhantes ao modelo hidrodinâmico, porém com menor custo operacional.

Atualmente no modelo é possível escolher entre os dois métodos para realizar a propagação de vazão na rede de drenagem sendo estes o de *Muskingum-Cunge* ou o Método Inercial (Pontes *et al.*, 2017).

A estrutura completa simplificada da versão mais atual do modelo MGB está apresentada na Figura 4. As equações matemáticas e o processamento integral do modelo pode ser verificado no Manual de Referência Teórica do MGB (Collischonn *et al.*, 2020).

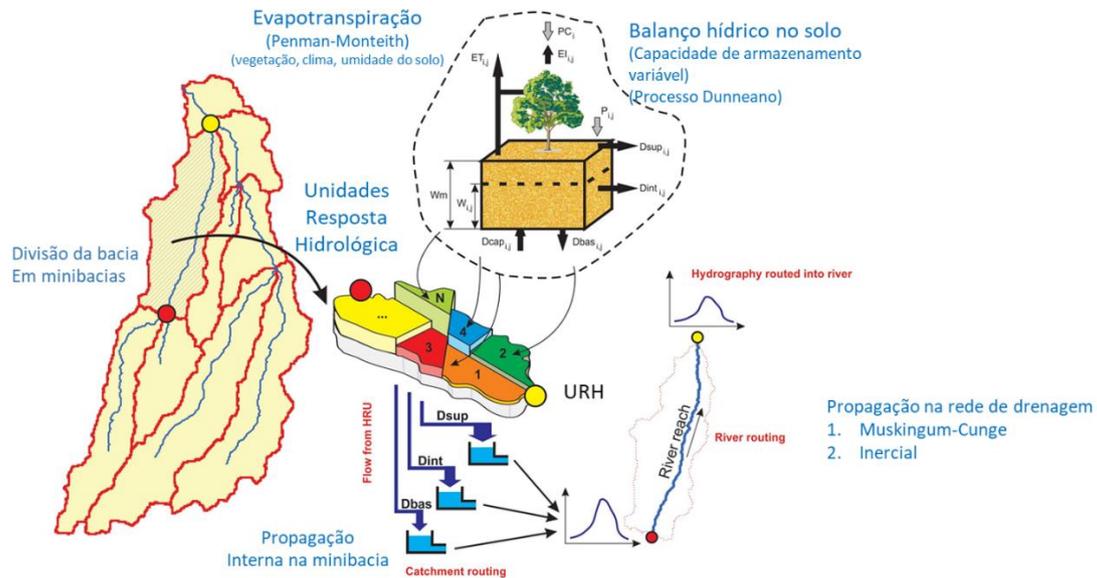


Figura 4 - Estrutura completa do Modelo MGB (Adaptado de Pontes *et al.*, 2019).

Desde sua criação o modelo MGB vem sendo aplicado constantemente em bacias Amazônicas (Paiva, *et al.*, 2011; Paiva *et al.*, 2013; Buarque, 2015; Sorribas *et al.*, 2016) como também em alguns estudos mais recentes (Wongchuig *et al.*, 2019; Pontes *et al.*, 2019; Oliveira *et al.*, 2019; Pontes *et al.*, 2022; Melo *et al.*, 2022) para diversos fins. Além dos rios amazônicos, tem-se destaque trabalhos desenvolvidos em escala continental, ou aplicados a mais de uma bacia em grandes áreas dentro da América do Sul (Allasia *et al.*, 2006; Siqueira *et al.*, 2018; Brêda *et al.*, 2023).

Percebe-se que em muitas pesquisas recentes o modelo MGB foi utilizado para cenários de previsão, como Fleischmann *et al.* (2019) na bacia do rio Paraná; Schuster *et al.* (2020) que aplicaram o modelo em cenários de mudanças climáticas como forma de suporte a tomadas de decisão sobre gestão de recursos hídricos; Suekame *et al.* (2021) no qual foi realizado uma pesquisa na bacia do Alto Taquari; e Pontes *et al.* (2022) que simularam mudanças climáticas na região da bacia do rio Itacaiúnas, analisando principalmente os efeitos das projeções da precipitação e da temperatura, nas vazões e na evapotranspiração simuladas pelo modelo MGB.

Porém, existem diversos outros temas aos quais o modelo já foi aplicado, como para criação de mapas de inundação (Parrens *et al.*, 2019), comparação do MGB com outros modelos hidrológicos (Ávila *et al.*, 2022) e testes de sensibilidade com cenários de uso e ocupação do solo (Jati *et al.*, 2022), dentre outros.

3.2.4 - Propagação de vazão na rede de drenagem

A representação do escoamento em rios é uma etapa fundamental da modelagem hidrológica. Os modelos hidrodinâmicos que representam o escoamento livre e unidimensional em canais são formados pela equação da continuidade ou da conservação de massa (Equação 1) e equação dinâmica ou da quantidade de movimento (Equação 2), também conhecida como o sistema de equações de *Saint-Venant* (Porto, 2006; Tucci, 1998).

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

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial(Q^2/A)}{\partial x} + gA \frac{\partial h}{\partial x} = gA(S_0 - S_f) \quad (2)$$

Em que A (m^2) é a área da seção transversal ao escoamento; Q (m^3/s) é a vazão; q (m^2/s) é a contribuição lateral; t (s) é o tempo; x (m) é a distância no sentido longitudinal; h (m) é a profundidade do rio; g (m/s^2) é a aceleração da gravidade; S_0 (m/m) é a declividade de fundo do rio; S_f (m/m) é a declividade da linha de energia.

Como é apresentado por Pontes (2016), a equação dinâmica pode ainda ser dividida em cinco equações, que representam:

$$\text{Força de atrito} = F_1 = gAS_f \quad (3)$$

$$\text{Força peso} = F_2 = gAS_0 \quad (4)$$

$$\text{Força de pressão} = F_3 = gA \frac{\partial h}{\partial x} \quad (5)$$

$$\text{Inércia advectiva} = F_4 = \frac{\partial(Q^2/A)}{\partial x} \quad (6)$$

$$\text{Inércia local} = F_5 = \frac{\partial Q}{\partial t} \quad (7)$$

De acordo com Porto (2006), a resolução das equações completas de *Saint Venant* para representar escoamento não permanente variado necessita de elaboradas técnicas numéricas e uma grande quantidade de informações hidráulicas dos canais,

principalmente quando aplicados em cursos d'água naturais ou em escoamento superficial em uma bacia hidrográfica. Isso dificulta sua aplicação, fazendo com que constantemente simplificações de seu uso sejam propostas, principalmente tratando-se de modelos hidrológicos chuva-vazão.

Uma das simplificações existentes é a desconsideração dos termos de força de pressão, inércia advectiva e inércia local, justificando-se por serem muito menores comparados com os outros termos, ocorrendo principalmente em rios de declividade alta (Pontes, 2016; Tucci, 2001). Considerando-se essa simplificação, a equação dinâmica seria apenas:

$$gA(S_0 - S_f) = 0 \quad (8)$$

Associando-se a Equação 8 com a equação da continuidade (1), tem-se a base do modelo hidráulico de propagação de onda de cheias denominado modelo da onda cinemática (Equação 9) (Porto, 2006).

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + C \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (9)$$

Em que C é a velocidade de propagação (celeridade) da onda de cheia.

Uma simplificação utilizada amplamente para cálculo de escoamento em rios, principalmente tratando-se de modelos hidrológicos, foi o proposto por McCarthy em 1939, conhecido como Modelo de *Muskingum* (Tucci, 2001). Como é explicado pelo mesmo autor, o método baseia-se na equação da continuidade e numa equação que relaciona o armazenamento em um trecho de rio com suas vazões de entrada e saída no trecho.

Além disso, conforme é explicado por Pontes e Collischonn (2015), Cunge em 1980 demonstrou que o Método de *Muskingum* equivale à solução da onda cinemática com um esquema numérico de diferenças finitas. Com suas considerações e propostas de estimativas para parâmetros do método, o modelo passou a ser conhecido como método de *Muskingum-Cunge*, e é utilizado em muitos modelos hidrológicos.

No entanto, apesar de apresentar resultados satisfatórios em muitos casos, os métodos da onda cinemática e de *Muskingum-Cunge* não representam adequadamente todos os comportamentos de um curso d'água, como os efeitos de remanso, principalmente

tratando-se de rios de baixa declividade (Tucci, 2001; Pontes e Collischonn, 2012; Fan *et al.*, 2014).

Nesse sentido, Paiva (2009) complementa que os principais fatores que influenciam o escoamento em rios são os efeitos advectivos (translação) das ondas de cheia, os efeitos de dispersão (amortecimento), e os efeitos à jusante (Figura 5).

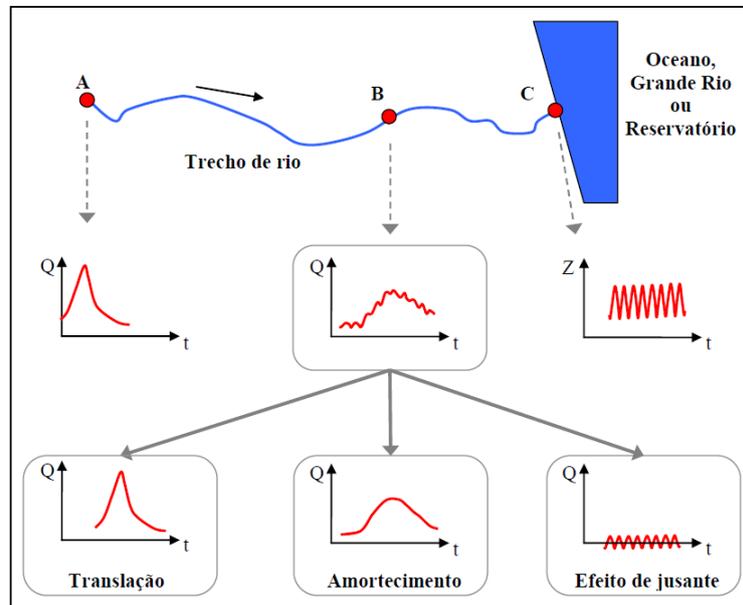


Figura 5 - Fatores influentes no escoamento em rios (Paiva, 2009).

Dessa forma, outras propostas de simplificação da equação de *Saint Venant* podem ser encontradas, como por exemplo o método não-inercial (Yen e Tsai, 2001) no qual considera-se que em rios de baixa declividade a força de pressão (Equação 5) tem um valor relativamente mais alto quando comparado com os componentes da inércia advectiva e da inércia local (Equações 6 e 7), fazendo com que a equação dinâmica fique como apresenta-se na Equação 10. A vantagem deste modelo é que os efeitos a jusante são considerados (Fan *et al.*, 2014; Pontes, 2016).

$$gA \frac{\partial h}{\partial x} = gA(S_0 - S_f) \quad (10)$$

Uma outra proposta de simplificação que vem sendo utilizada por diversos autores é a desconsideração apenas do termo da inércia advectiva da equação de *Saint-Venant* (Equação 11), sendo conhecido como método inercial por considerar o termo da inércia local (Fan *et al.*, 2014). De acordo com Pontes (2016), esse método apresenta resultados

similares ao método hidrodinâmico em uma grande variedade de casos, e ainda possui a vantagem de ser um modelo explícito facilitando a implementação computacional.

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + gA \frac{\partial h}{\partial x} = gA(S_0 - S_f) \quad (11)$$

3.2.4.1 - Propagação de vazão pelo método inercial no MGB

De acordo com Collischonn *et al.* (2020) para solucionar as equações diferenciais da equação simplificada de *Saint-Venant* do método inercial, utiliza-se no MGB um esquema numérico descrito em Bates *et al.* (2010), que foi posteriormente testado e aprimorado por outros autores (Almeida *et al.*, 2012; Neal *et al.*, 2012; Almeida e Bates, 2013).

Considera-se ainda, que o rio tem seção transversal retangular com largura B e profundidade h (então $A = B \cdot h$), e que S_f pode ser estimado pela equação empírica de Manning (Equação 12). Por fim, adota-se que o raio hidráulico (R) é igual a profundidade (h), uma vez que em canais naturais a largura é maior do que a profundidade (Collischonn *et al.*, 2020).

$$S_f = \frac{Q \cdot |Q| \cdot n^2}{A^2 \cdot R^{4/3}} \quad (12)$$

A equação final dinâmica simplificada fica, portanto:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + gBh \frac{\partial y}{\partial x} + g \frac{Q \cdot |Q| \cdot n^2}{h^{7/3}} = 0 \quad (13)$$

Com isso, o método inercial baseia-se na combinação da Equação 1 e da Equação 13. O esquema numérico detalhado é apresentado por Fan *et al.* (2014), Pontes (2016) e Pontes *et al.* (2017).

3.3 - MODELAGEM DE SEDIMENTOS

Neste item, são descritas, primeiramente, as principais considerações e classificações dos modelos de sedimentos; em seguida, são apresentados os conceitos relacionados ao transporte de sedimentos. Por fim, apresenta-se o modelo MGB-SED devido a sua relevância para esse trabalho.

3.3.1 – Modelos de Sedimentos

Estimar as condições de erosão e sedimentação é um processo complexo, e construir um banco de dados longo para avaliar respostas como a alteração do clima e do uso e ocupação do solo no controle da erosão é tão difícil quanto. Nesse contexto, para diminuir essas dificuldades, surgiram os modelos matemáticos computacionais para estimar a sedimentação frente a condições diversas, que devem ser validados a partir de dados observados em campo (Pandey *et al.*, 2016).

Os modelos de sedimentos utilizam como fundamentação a energia de precipitação e escoamento, além do tipo de cobertura e uso do solo, e ainda outros fatores que contribuem para a identificação do material que é transportado pela bacia (Buarque, 2015). Com isso, Fagundes (2018) ainda complementa que para uma modelagem de sedimentos é de grande importância os modelos hidrológicos e hidrodinâmicos, pois o primeiro é fundamental para a modelagem da erosão de encostas, enquanto o segundo contribui na propagação, erosão e deposição nas calhas dos rios.

Como pontuado por Merritt *et al.* (2003) esses modelos se diferem principalmente em termos de complexidade, os processos que são considerados na simulação, os dados requeridos para calibração e uso do modelo. Nesse sentido, não existe um modelo que é considerado o melhor para todas as aplicações, e com isso na escolha da utilização do modelo deve ser considerado o objetivo do uso como também das características da área de estudo a ser aplicada.

Os modelos de erosão e sedimentação podem ser divididos em três categorias: empíricos, conceituais e os de base física (Merritt *et al.*, 2003; Abbott e Refsgaard, 1996). Além disso, Abbott e Refsgaard (1996) apresentam uma tabela (Tabela 1) com alguns dos modelos de erosão do solo existentes e suas principais características.

Tabela 1 - Exemplos de modelos de sedimentos com algumas de suas principais características (Abbott e Refsgaard, 1996).

Nome do Modelo	Tipo do Modelo	Escala de aplicação	Resolução temporal	Resolução espacial	Baseado em eventos/contínuos
USLE e RUSLE	Empírico	Encosta	Perda anual de solo	Não	-
SLEMSA	Empírico	Entre cumes	Perda anual de solo	Não	-
ANSWERS	Conceitual	Bacia	Distribuído	Distribuído (2D)	Baseado em eventos
CREAMS	Conceitual	Escala de campo	Perda total em tempestades	Não	Baseado em eventos
Calvin Rose	Base Física	Elementos planos	Distribuído	Distribuído (1D)	Baseado em eventos
SEM	Base Física	Bacia	Distribuído	Distribuído (2D)	Baseado em eventos (contínuo)
WEPP	Base Física	Versão encosta Versão bacia	Distribuído	Distribuído (1D) Distribuído (2D)	Contínuo
EUROSEM/KINEROS	Base Física	Pequenas sub-bacias	Distribuído	Distribuído (2D)	Baseado em eventos
EUROSEM/MIKE SHE	Base Física	Encostas e pequenas bacias	Distribuído	Distribuído (2D)	Contínuo
SHESED-UK	Base Física	Pequenas sub-bacias	Distribuído	Distribuído (2D)	Contínuo

De acordo com Buarque (2015), em grandes bacias, existem uma complexidade de fatores responsáveis pela dinâmica da sedimentação, porém apesar disso, os modelos de geração de sedimentos aplicados nessa escala, usualmente utilizam equações empíricas que estimam produção de sedimentos a partir de características do solo, cobertura vegetal, chuva escoamento superficial e outros.

Uma das equações mais utilizadas é a Equação Universal de Perdas do Solo – USLE (Wischmeier e Smith, 1978) e suas adaptações e variações, sendo justificado pelo seu reduzido requerimento de dados e recursos computacionais. Essas equações baseiam-se em métodos empíricos e possuem um cálculo simples, além de terem sido desenvolvidas para encostas curtas, porém são bastante empregadas na modelagem distribuída para estimar perda de solo e a produção de sedimentos na escala de bacias (Merritt *et al.*, 2003; Abbott e Refsgaard, 1996).

Em contrapartida, De Vente *et al.* (2013) analisaram vários modelos de produção de sedimentos e previsão de perda de solo e observaram que a maioria dos 14 modelos avaliados foram parcialmente sensíveis às mudanças no uso do solo e variabilidade do clima, e ainda mostraram relativamente baixa qualidade na validação dos resultados. Os mesmos autores concluíram ainda que os modelos de base física que teoricamente possuem um maior potencial na simulação de cenários ambientais diversos não apresentaram resultados tão satisfatórios quando usados em diferentes condições e bacias para os quais não foram validados.

3.3.2 - Modelagem do transporte de sedimentos

O escoamento de rios e o transporte de sedimentos estão entre os processos mais complexos e menos compreendidos na natureza (Wu, 2008). Aksoy e Kavvas (2005) afirmam que modelos de erosão e transporte de sedimentos são extensões dos modelos hidrológicos, fazendo com que as equações desses processos sejam acopladas aos algoritmos hidrológicos existentes. Nesse acoplamento, a saída do modelo hidrológico se torna a entrada para a erosão do modelo. Buarque (2015) destaca que a simulação também pode ser feita de modo desacoplada, sendo que para tal assume-se que as modificações do leito ocorrem lentamente ao longo do tempo e que a concentração de sedimentos não é elevada.

Os modelos computacionais podem ser ainda unidimensionais, bidimensionais ou tridimensionais. Os unidimensionais têm sido utilizados em simulações de curto e longo prazo de fluxo e transporte de sedimentos em rios, reservatórios e estuários; já os modelos bidimensionais e tridimensionais preveem com mais detalhes os processos morfodinâmicos sob condições de fluxos complexos em canais curtos e entrelaçados (Wu, 2008).

Papanicolaou *et al.* (2008) afirma que a maioria dos modelos unidimensionais é formulado a partir de um sistema de coordenadas retangulares e resolve as equações diferenciais de *Saint-Venant* para cálculo do escoamento em canais e posteriormente aplica a equação da continuidade de transporte de sedimentos utilizando esquemas de diferenças finitas. De acordo com Buarque (2015) esta equação é aplicada para determinar o volume de erosão ao depósito e determinar a nova configuração do leito. O autor complementa que se denomina equação de Exner (Equação 14) a equação de continuidade de sedimentos simplificada na condição de equilíbrio.

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

Onde λ (-) é a porosidade do material de fundo; A_b (m²) é a área da seção transversal; Q_s (m³/s) é a descarga sólida e q_s (m²/s) é a contribuição lateral de sedimentos por unidade de largura.

A equação de continuidade é resolvida usando uma formulação que avalia a capacidade do escoamento para transportar sedimentos, determinando o volume de sedimentos que

são erodidos ou depositados, e pode ser aplicada a vários tamanhos de partículas (Buarque, 2015). Conforme Aksoy e Kavvas (2005), a capacidade de transporte de sedimentos pelo escoamento superficial é o fluxo máximo de sedimentos que o canal é capaz de transportar, e pode ser calculada tanto pela concentração de sedimentos quanto pela carga.

Segundo Merritt *et al.* (2003), várias equações que utilizam o conceito de capacidade de transporte para descrever o transporte de sedimentos foram também desenvolvidas para descrever a carga de fundo. Dentre as equações de capacidade de transporte mais utilizadas, destacam-se as de Meyer-Peter e Muller (1948), Einstein (1950) e Bagnold (1977), frequentemente aplicadas em modelos hidrossedimentológicos. Outra equação comum é a de Yang (1984), escolhida por Buarque (2015) para a primeira versão do MGB-SED.

Ademais, Buarque (2015) complementa que a equação de Exner é muito útil para a análise de sedimentos grossos e não coesivos. No entanto, Willis e Krishnappan (2004) destacam que os processos de transporte de sedimentos finos e coesivos são consideravelmente diferentes dos sedimentos grossos e não coesivos, devido a distinção na forma como as partículas se interagem. Os autores destacam que as características do transporte dos sedimentos finos podem ser descritas nos termos de uma equação de balanço de massa de sedimentos. Com isso, Buarque (2015) pontua que no caso dos sedimentos mais finos pode ser relevante considerar a difusão longitudinal através da equação de difusão advecção (Chen *et al.*, 2013).

Papanicolaou *et al.* (2008) enfatiza que em muitas aplicações, as limitações inerentes a cada modelo fazem com que independente dos dados de entrada e da calibração do modelo, a eficiência da simulação não seja boa. Uma das dificuldades apontada pelos autores é a dependência dos dados de entrada experimentais e de campo cujas formulações envolvem alto grau de empirismo em alguns modelos.

3.3.3 – Módulo de Sedimentos do MGB (MGB-SED)

O modelo de sedimentos acoplado ao MGB é o desenvolvido por Buarque (2015), tendo como nomenclatura usual MGB-SED. Em sua primeira versão, o modelo possuía uma integração com o modelo hidrodinâmico desenvolvido por Paiva (2009), mas posteriormente Föeger (2019) fez uma adaptação no modelo original para que esse fosse

compatível com o método inercial desenvolvido por Pontes (2016) e foi essa versão mais atual do modelo que foi utilizada nesse trabalho.

Na estrutura do MGB-SED (Figura 6) há uma divisão do modelo em três componentes principais: bacia, rio e planícies de inundação. Nas bacias é estimado a perda de solo na camada superficial e o aporte da carga de sedimentos que é distribuída de forma espacial e temporal para a rede de drenagem. No rio é onde ocorre a propagação e transporte de sedimentos, considerando a interação existente com as planícies de inundação, onde há deposição de sedimentos (Föeger *et al.*, 2022; Fagundes *et al.*, 2020).

Para o cálculo de perda por erosão, em cada minibacia, para cada URH, utiliza-se a equação MUSLE - Equação Universal de Perda de Solo Modificada (Equação 20) (Williams, 1975). O escoamento superficial e o pico de escoamento estimado pelo MGB é inserido na equação para simular os sedimentos.

Sendo assim, é considerado uma porcentagem de cada fração de solo (areia, silte e argila) para o aporte de sedimentos de cada URH dentro de cada minibacia. A produção de sedimentos é armazenada em reservatórios divididos para cada classe através de uma equação linear, e depois esses volumes de sedimentos são transferidos para a rede de drenagem (Buarque, 2015; Föeger *et al.*, 2022).

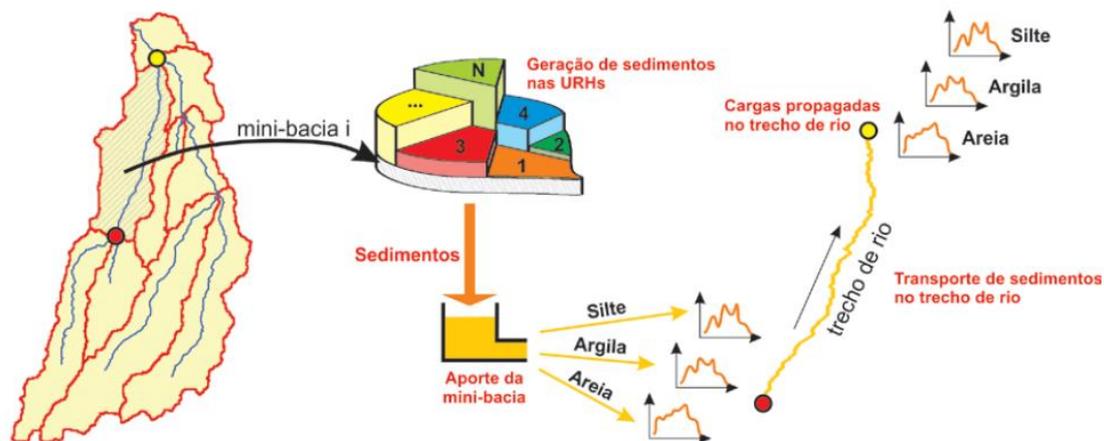


Figura 6 - Estruturação simplificada do MGB-SED (Buarque, 2015).

Na componente rio, são computados os volumes erodidos ou depositados a partir da fração de solo. A classe mais fina, determinada pelos volumes de silte e argila são transportados ao longo do rio como carga em suspensão a partir de uma equação de advecção-difusão, sem considerar sua deposição e erosão. Já a classe mais grossa, representada pela areia, é denominado como transporte de carga de fundo, e para essa

estimativa é utilizada uma equação da continuidade de sedimentos, a equação de Exner mencionada anteriormente (Fagundes *et al.*, 2020; Buarque, 2015).

Ao se utilizar o método inercial na propagação de vazões, ainda é considerado uma troca lateral entre a componente rio e a componente das planícies de inundação, em que a concentração vertical de todas as frações de solo é constante na região, e ainda é considerado o mesmo o nível d'água na planície e no rio principal. Nesse caso, as planícies são apenas locais de armazenamento de sedimentos finos, tendo uma equação simples de vazão de troca com o rio principal atribuída pelo próprio modelo (Buarque, 2015).

Devido a criação do modelo ser mais recente (Buarque, 2015), a quantidade de trabalhos na literatura utilizando-o é menor do que do MGB. A primeira bacia em que foi aplicado o modelo foi a bacia do rio Madeira localizado na região Amazônica, e os resultados obtidos foram satisfatórios (Nash-Sutcliffe $> 0,6$ para cerca de 82% das estações), em que foi possível representar a dinâmica geral dos sedimentos na bacia. Foi identificado pelo modelo que a região dos Andes é a maior produtora de sedimentos na região, sendo o rio Beni responsável por quase 80% do transporte.

Fagundes (2018) posteriormente aplicou o MGB-SED na bacia do rio Doce, tendo sido apresentados bons resultados (Nash-Sutcliffe $> 0,50$ em mais de 80% das estações) e dinâmicas coerentes dos processos de sedimentação. Algumas limitações e pontos desfavoráveis foram observadas no modelo, como a escassez de dados observados e a não representação de forma adequada de picos de concentração.

Nesse contexto, Fagundes *et al.* (2018) aplicaram o MGB-SED em comparação com um modelo mais robusto de sedimentação, o HEC-RAS, para analisar a diferença de resultados obtidas pelos dois modelos, em um trecho da bacia do rio Doce. Nessa pesquisa, os dois modelos apresentaram resultados semelhantes quanto ao transporte de sedimentos na rede, mesmo o modelo MGB-SED sendo mais simplificado e com menor tempo de processamento.

Já Fagundes *et al.* (2019) propuseram uma calibração automática para o modelo MGB-SED utilizando dados de sensoriamento remoto (LANDSAT 5), qualidade da água e concentração de sedimentos em suspensão. O algoritmo de otimização utilizado foi o MOCOM-UA (Yapo *et al.*, 1998). Após a realização de 37 testes na etapa da calibração automática e 111 na etapa da validação, chegaram-se a algumas conclusões como o

aumento das discretizações e a maior disponibilidade de dados na bacia melhorarem os resultados. Porém, na aplicação do modelo também foi identificada a oportunidade de melhoria em alguns processos que devem ser incluídos na sua estrutura.

Um outro viés de pesquisa realizado com o MGB-SED foi de Fagundes *et al.* (2020), em que foi aplicado modelo para toda a América do Sul, a partir do modelo hidrológico MGB-AS (Siqueira *et al.*, 2018), desenvolvendo um acoplamento entre os dois modelos denominado como MGB-SED AS. Foram encontrados valores positivos de Nash-Sutcliffe para 58% das estações, porém percebeu-se uma tendência a resultar valores menores de descarga sólida do que os valores gerados em escalas regionais. Posteriormente, o MGB-SED foi aplicado novamente na América do Sul, porém para analisar efeitos das mudanças climáticas (Fagundes *et al.*, 2023).

Por fim, na análise de Föeger *et al.* (2022), entendeu-se que ao utilizar a proposta de propagação inercial sem o termo advectivo da equação de *Saint-Venant* (Pontes *et al.*, 2017) na bacia do rio Madeira, foram encontrados bons resultados similares aos gerados pelo modelo original, na maioria das estações. No entanto, em algumas das estações observadas, não foi possível chegar a um bom resultado, o que foi justificado no estudo pelo menor tamanho da área contribuinte. Com isso, uma importante conclusão que se chegou na pesquisa é de que caso a área trabalhada seja menor em que não é recomendado ignorar o termo advectivo, o MGB-SED não é considerado uma alternativa adequada para estimativa dos sedimentos na bacia.

3.4 – VARIÁVEIS E PROCESSOS INTERFERENTES NA MODELAGEM

Neste item, são discutidos alguns pontos críticos para a modelagem de bacias amazônicas e para a simulação hidrológica em geral. Em particular, destaca-se o papel dos dados de precipitação, que constituem a principal entrada do modelo e exercem grande influência sobre os resultados. Além disso, são abordadas as planícies de inundação, que impactam tanto a simulação hidrológica quanto a de sedimentos. Por fim, discute-se as possíveis relações entre vazão e sedimentos, uma análise importante para complementar as conclusões obtidas com a modelagem hidrológica e sedimentológica.

3.4.1 – Dados de Precipitação

A precipitação desempenha um papel fundamental no ciclo da água e está sob crescente pressão devido aos efeitos combinados do aumento populacional e das mudanças climáticas. Nos modelos hidrológicos para estimativas de descargas líquida e sólida, os

dados de precipitação são a principal variável de entrada. Portanto, é essencial obter dados de chuva cada vez mais precisos para se adaptar e antecipar mudanças em curso, além de auxiliar na compreensão dos comportamentos hidrológicos (Satgé *et al.*, 2020). A precisão dos dados de entrada de precipitação influencia significativamente o desempenho dos modelos hidrológicos (Goshime *et al.*, 2019).

Tradicionalmente, essas estimativas são obtidas através de registros em estações pluviométricas locais, no entanto, essas medições oferecem uma caracterização limitada da precipitação, pois cada estação monitora apenas uma pequena área da região estudada. Em áreas remotas, essas estações são escassas e distribuídas de forma desigual, resultando em maiores incertezas. Além disso, a coleta de dados em bacias transfronteiriças é ainda mais complexa devido aos potenciais conflitos relacionados ao uso da água (Medrano *et al.*, 2023; Satgé *et al.*, 2020).

Dessa forma, as estimativas de precipitação por satélite podem servir como uma fonte alternativa de dados para entradas em modelos, pois fornecem conjuntos de dados de precipitação com diversas coberturas temporais e espaciais, incluindo bacias não monitoradas (Medrano *et al.*, 2023; Sun *et al.*, 2018). Com o avanço do sensoriamento remoto, são várias as alternativas existentes para dados de precipitação a partir de satélite, cada um com vantagens e desvantagens para cada região, cabendo ao usuário decidir qual que é o melhor para sua região.

Satgé *et al.* (2020) apresentam um resumo histórico da evolução dos produtos de precipitação por satélite, o qual será apresentado a seguir. A primeira geração desses produtos iniciou em 1997 com o lançamento do *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM), uma colaboração entre a NASA (Administração Nacional da Aeronáutica e Espaço) e a JAXA (Agência Japonesa de Exploração Aeroespacial). Nos 18 anos seguintes, foram desenvolvidos vários produtos baseados na missão TRMM, incluindo a *Análise Multisatélite de Precipitação TRMM* (TMPA) (Huffman *et al.*, 2007), o *Climate Prediction Centre MORPHing* (CMORPH) (Joyce *et al.*, 2004), o *Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks* (PERSIANN) (Sorooshian *et al.*, 2000) e o *Global Satellite Mapping Precipitation* (GSMaP) (Kubota *et al.*, 2020). Em 2014, a missão *Global Precipitation Measurement* (GPM) foi lançada para assegurar a continuidade da missão TRMM. O início da missão GPM marcou o surgimento da segunda geração, que inclui o *Integrated Multi-SatellitE*

Retrievals for GPM (IMERG) (Huffman *et al.*, 2017) e uma versão atualizada do GSMaP (Yamamoto e Shige, 2014).

No entanto, apesar da evolução dos produtos de precipitação por satélite, estes ainda possuem muitas limitações e desvantagens. Sun *et al.* (2018) apresentam uma revisão comparando 30 diferentes dados de precipitação, e para a América do Sul foram expostas conclusões importantes sobre os diferentes dados. Comparado com os dados de estações, uma boa parte dos produtos baseados em satélite, como CMORPH e TRMM, tendem a superestimar a precipitação, especialmente para eventos extremos de precipitação no norte da Argentina e no sul do Brasil. Os produtos de reanálise apresentam limitações sistemáticas na representação da precipitação na América do Sul, exibindo baixas correlações espaciais (Bosilovich *et al.*, 2008). Produtos baseados em estações (CPC, GPCC, CMAP e GPCP) mostram um padrão relativamente consistente de precipitação anual e sazonal, com diferenças de 5% e 11% nas regiões da Amazônia e do nordeste do Brasil; maiores discordâncias são encontradas nos padrões espaciais e temporais para variações interanuais e decadais (Juarez *et al.*, 2009).

3.4.2 – Planícies de Inundação

Em rios com amplas planícies de inundação, o regime hidrológico e hidrodinâmico dessas áreas desempenha um papel fundamental no funcionamento de todo o ecossistema. Esse regime não só regula o fluxo de água e a distribuição de sedimentos, como também exerce uma grande influência sobre os processos ecológicos, biológicos, químicos e físicos que ocorrem na região (Paz *et al.*, 2006). A variação nos padrões de inundação, por exemplo, determina a disponibilidade de nutrientes, a dinâmica da vegetação e os habitats aquáticos, afetando diretamente a biodiversidade local (Paz *et al.*, 2014).

Nesse contexto, segundo Pontes e Collischonn (2015), a interação entre o canal do rio e a planície de inundação influencia significativamente o comportamento da onda de cheia. Paz *et al.* (2011) afirma que a passagem da água da calha principal do rio para a planície de inundação é uma consequência natural do regime hidrológico. Durante períodos de estiagem e cheias moderadas, o fluxo de água permanece limitado ao canal principal do rio, mas em cheias mais intensas, o escoamento ultrapassa as margens, extravasando para planície de inundação.

Nesse sentido, Paiva (2009) destaca a importância das planícies de inundação na hidráulica do escoamento em rios, atuando no amortecimento dos hidrogramas de cheia

(Figura 7). Quando o escoamento ultrapassa a calha principal do rio, uma parte do volume é armazenada na planície de inundação fazendo com que a celeridade diminua abruptamente. Quando a água está estabilizada na seção ($Q = Q_3$), porém, não há um aumento significativo na largura da seção transversal, fazendo com a celeridade volte a aumentar.

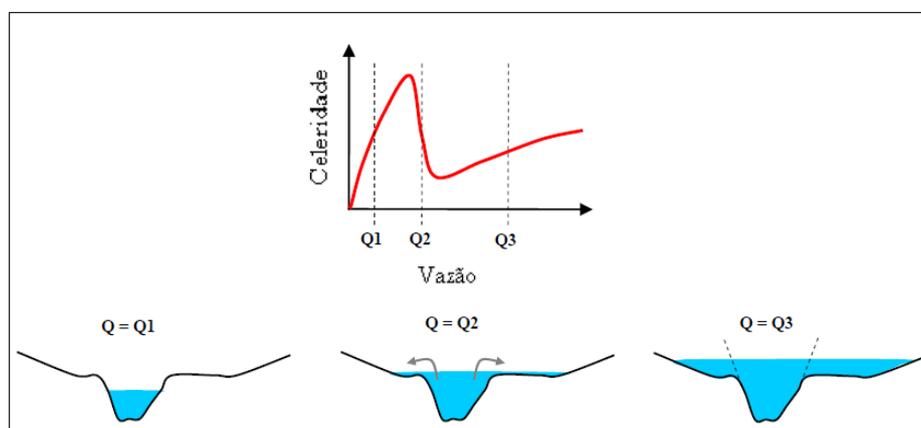


Figura 7 - Efeito da planície de inundação na celeridade da onda de cheia (Paiva, 2009).

Além de atenuar o hidrograma de cheia, a dinâmica pode ser ainda mais complexa em alguns casos, quando os volumes que transbordam da calha principal do rio para a planície de inundação não retornam completamente após o pico da cheia (Paz *et al.*, 2006). Como resultado, ocorrem fluxos secundários significativos na planície de inundação, e esses volumes extravasados podem retornar à calha do rio em trechos a jusante ou até mesmo em outros rios (Paiva, 2009).

Além disso, Paz *et al.* (2014) discutem a relevância das planícies de inundação no balanço vertical do ciclo hidrológico, especialmente em bacias de grande escala. Os autores ressaltam que, em bacias dessa magnitude, as planícies de inundação podem se estender por centenas de quilômetros e permanecer alagadas por meses, afetando até mesmo as cheias sazonais do ano subsequente. Nessa condição, a entrada ou perda de água devido a processos como precipitação, evapotranspiração e infiltração do solo pode ter um impacto significativo no armazenamento e na movimentação da água na planície de inundação.

Com isso, Paz *et al.* (2014) abordam a importância de considerar a evaporação que ocorre nas planícies de inundação na simulação hidrológica das bacias, pois além de influenciar no balanço vertical de água, ainda influencia significativamente as trocas laterais de vazão entre rios.

Na dinâmica hidrossedimentológica, as planícies de inundação desempenham um papel fundamental ao interagir com os canais dos rios no transporte e na deposição de sedimentos. Durante as cheias, essas planícies são frequentemente alagadas por fluxos que carregam altas concentrações de sedimentos em suspensão. Esses sedimentos podem ser depositados ou re-suspensos, resultando em erosão ou deposição na planície, dependendo das condições do fluxo e da quantidade de sedimentos transportados (Nicholas e Walling, 1996; Sumaiya *et al.*, 2021).

Segundo Asselman e Middelkoop (1995), o transporte de sedimentos do canal para a planície de inundação ocorre por diferentes mecanismos, dependendo das características dos sedimentos e da dinâmica do fluxo. Sedimentos mais grossos, como areia e cascalho, são transportados como carga de fundo e se depositam próximos ao canal, enquanto sedimentos mais finos, como silte e argila, são transportados em suspensão e depositados em uma distância maior.

Pizzuto (1987) destaca que a difusão turbulenta dos sedimentos suspensos é o mecanismo predominante na sedimentação acima das margens quando o fluxo é constante e o vale já está inundado, sem correntes perpendiculares ao canal. A menor velocidade do fluxo na planície faz com que a capacidade de transporte seja rapidamente superada, resultando na deposição dos sedimentos, com os mais grossos sendo depositados primeiro e próximos ao canal.

Nesse contexto, Pizzuto (1987) observa que, frequentemente, há um componente de fluxo perpendicular ao canal, o que provoca a transferência de sedimentos por convecção e difusão. Asselman e Middelkoop (1995) complementam que, em planícies de inundação com topografia irregular, a acumulação de sedimentos resulta de uma combinação complexa de difusão, convecção e variações no tempo de inundação.

Além disso, as superfícies das planícies de inundação, formadas por erosão e deposição periódicas, apresentam uma variedade de tamanhos de grãos e geralmente se tornam mais finas com a distância do canal principal (Nicholas e Walling, 1996; Sumaiya *et al.*, 2021). No entanto, a topografia da planície pode complicar esse padrão geral (Pizzuto *et al.*, 2008).

3.4.2.1 - Áreas Inundadas no MGB

No MGB com propagação de vazão pelo método inercial, as seções transversais do canal para cálculo são consideradas retangulares, e a largura B (Equação 15) e profundidade H (Equação 16) do canal são calculadas a partir da área de drenagem por meio de relações geomorfológicas (Pontes, 2016). Essa consideração também havia sido feita anteriormente por Paiva (2009) na aplicação do modelo hidrodinâmico na bacia Amazônica.

$$B_{rio} = a \cdot A^b \quad (15)$$

$$H_{rio} = c \cdot A^d \quad (16)$$

Em que B_{rio} (m) corresponde a largura do rio; H_{rio} (m) é a profundidade do rio; A (km²) é a área de drenagem; a , b , c e d são índices da relação geomorfológica do canal e que são definidos pelo usuário.

Para calcular as áreas alagadas no MGB inercial, primeiramente é extraída uma curva hipsométrica (Figura 8) para cada minibacia. Esta curva relaciona o nível de água acima da calha principal do rio (Y_{fl} inicial na Figura 8) com a área inundada em uma seção transversal hipotética. Além disso, é incluída a área submersa nos rios, a qual é estimada a partir das equações 15 e 16.

Nesse procedimento, é considerado que o pixel de menor elevação do MDE corresponde ao nível da água, e com isso o nível de água acima da calha principal do rio (Y_{fl}) representa o nível do terreno. Com isso, o fundo do rio (representado na Figura 8 por Y_{rio}) é a diferença entre o nível do terreno (Y_{fl}) e a profundidade do rio já calculada (H_{rio}).

Enquanto a água estiver até o nível máximo da calha principal do rio, a área alagada é nula. Porém, conforme esse nível vai aumentando, ultrapassando esse limite, inicia-se 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, sendo usualmente igual a 100 (Pontes, 2016).

Por fim, relacionando-se o nível e a área alagada com o volume, utilizado posteriormente na equação da continuidade (equação 1) do método inercial, calcula-se o volume da calha do rio para diversos níveis. Para isso, integra-se a área da curva cota x área considerando áreas incrementais na forma de trapézios.

Toda a metodologia é descrita em detalhes por Pontes (2016).

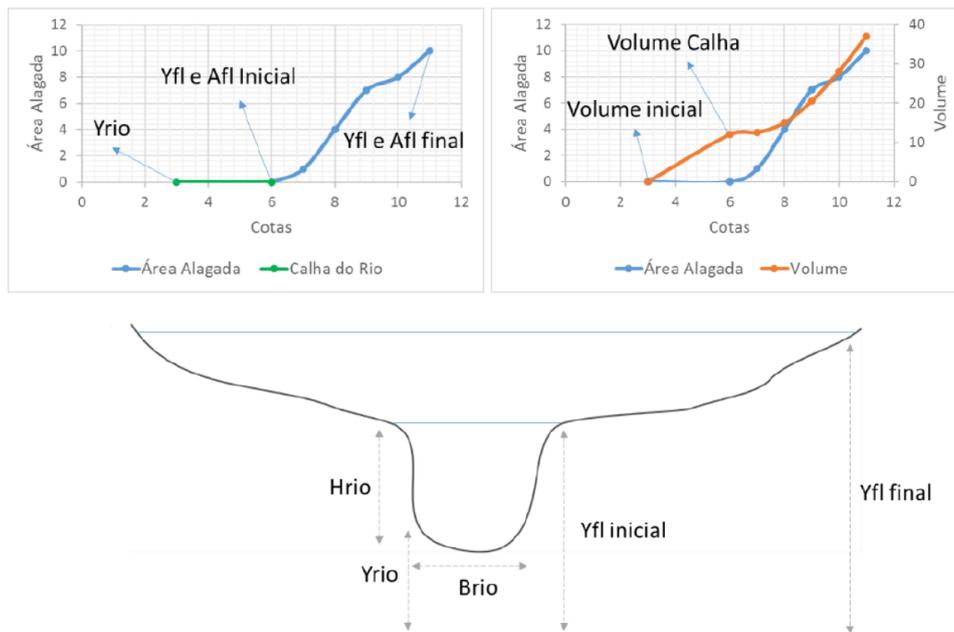


Figura 8 - Exemplo de curva hipsométrica para definição das áreas alagadas no modelo (Pontes, 2016).

3.4.3 - Relação entre Vazão e Sedimentos

O monitoramento da vazão e da concentração de sedimentos suspensos, aliado à elaboração de hidrogramas e sedimentogramas, permite estudar a variabilidade temporal dessas duas variáveis e inferir sobre o estado dos sistemas hidrológicos e os distúrbios nos ecossistemas (Minella *et al.*, 2011). Compreender a forma do hidrograma e do sedimentograma, além da relação existente entre vazão e concentração de sedimentos suspensos é fundamental para avaliar o comportamento hidrossedimentológico de uma bacia (Minella *et al.*, 2011; Jansson, 2002; Williams, 1989) como também implicações para a qualidade da água a jusante (Hamshaw *et al.*, 2018).

Os processos que governam a distribuição da concentração de sedimentos suspensos são altamente influenciados pelas condições específicas de cada bacia hidrográfica, variando conforme os processos erosivos predominantes e a capacidade de transporte dos sedimentos pelos corpos hídricos (Minella *et al.*, 2009; Walling, 1999). Durante a fase de ascensão de um hidrograma, quando a vazão está aumentando, a concentração de sedimentos suspensos tende a apresentar valores diferentes em comparação com os observados durante a fase de recessão, mesmo para vazões equivalentes (Minella *et al.*, 2011). Dessa forma, a variação da concentração ao longo do tempo reflete a complexa

interação entre a dinâmica do fluxo e os processos de erosão e transporte de sedimentos na bacia.

Ao analisar a relação entre vazão e sedimentos, diversos estudos (Long *et al.*, 2024; Zhu *et al.*, 2023; Haddadchi e Hicks, 2020; Vale e Dymond, 2020; Hamshaw *et al.*, 2018; Carvalho *et al.*, 2017; Sherriff *et al.*, 2016) buscam compreender a presença de histerese entre essas variáveis em diferentes bacias hidrográficas. Esses estudos analisam como a concentração de sedimentos suspensos varia em resposta às mudanças na vazão ao longo do tempo, identificando padrões que indicam que a relação entre essas variáveis não é linear e pode ser influenciada por fatores como a disponibilidade de sedimentos, a intensidade dos processos erosivos, e a capacidade de transporte do fluxo.

Nesse contexto, histerese geralmente se refere a uma relação entre duas variáveis escalares dependentes do tempo que não pode ser expressa por uma função univalente, mas que assume um gráfico característico em forma de loop (Brokate e Sprekels, 1953; Morris, 2011). Zhu *et al.* (2023) complementa que os modelos baseados em loops de histerese estão entre as ferramentas mais utilizadas e eficazes para medir a dinâmica temporal das interações entre sedimentos e vazão.

A partir da forma e sentido do loop de histerese é possível classificá-lo em cinco tipos propostos primeiramente por Williams (1989), sendo as classes: linha reta, sentido horário, sentido anti-horário, linha reta com um loop e formato em oito. Essa classificação é diretamente influenciada pelas características do hidrograma e do sedimentograma, refletindo as diferenças nos tempos de pico e na inclinação dos períodos de ascendência e descendência dos gráficos (Minella *et al.*, 2011). Na Figura 9 é ilustrado graficamente as classes horário, anti-horário e formato em oito.

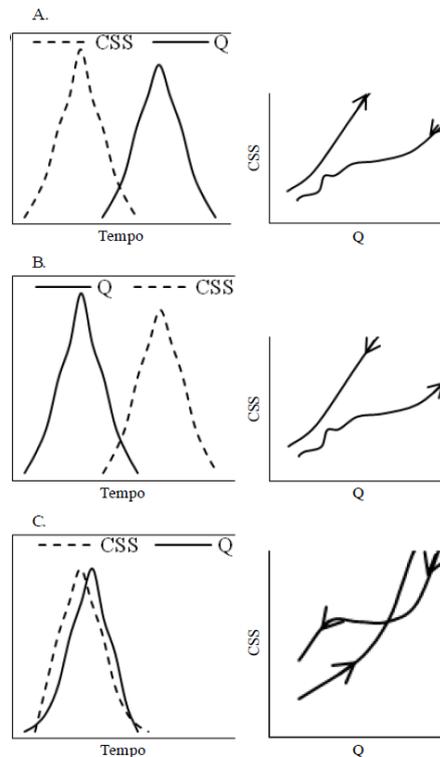


Figura 9 - Gráfico demonstrativo dos padrões das classes de histerese: a) Horário; b) Anti-horário; c) Formato em oito (Minella *et al.*, 2011).

Na curva de histerese do tipo horário, para uma mesma vazão (Q), a concentração de sedimentos (C) durante a fase ascendente é maior do que na fase descendente (Minella *et al.*, 2009). A razão C/Q na fase ascendente também é superior à observada na fase descendente (Serra *et al.*, 2022; Williams, 1989). Além disso, neste tipo de loop, a concentração de sedimentos atinge seu pico antes da vazão máxima (Yu *et al.*, 2023; Long *et al.*, 2024) e ambos os gráficos apresentam uma assimetria semelhante (Williams, 1989).

Esse comportamento é atribuído à rápida mobilização, transporte e deposição dos sedimentos, um efeito que se intensifica durante eventos de chuvas fortes (Seeger *et al.*, 2004). Em curvas de histerese do tipo horário, a principal fonte de sedimentos é frequentemente a calha fluvial, que se esgota à medida que o evento de chuva avança (Klein, 1984). Durante esse processo, ocorre uma rápida erosão do leito do rio (Serra *et al.*, 2022), com os sedimentos oriundos do solo superficial próximo, de canais de riachos situados nas partes mais baixas da bacia, ou da limpeza do leito do rio (Jansson, 2002; Seeger *et al.*, 2004; Tian *et al.*, 2016).

Por outro lado, o loop de sentido anti-horário ocorre quando a concentração de sedimentos da fase ascendente é menor do que da fase decrescente; em outras palavras, para uma mesma vazão, a concentração de sedimentos da fase ascendente é menor do que da

descendente (Minella *et al.*, 2011; Williams, 1989). Com isso, o pico dos sedimentos ocorre após o pico da vazão (Seeger *et al.*, 2004), ou seja, o transporte de sedimentos é retardado e a escoamento é mais rápido quando comparado com os sedimentos (Yu *et al.*, 2023).

Esse fenômeno pode ser atribuído a fontes de sedimentos mais distantes (Tian *et al.*, 2016), se originando de áreas erodidas nas partes superiores das bacias, onde o escoamento apresenta uma resposta mais rápida (Hu *et al.*, 2019). Nesse contexto, Buendía *et al.* (2016) complementa que as curvas anti-horárias geralmente ocorrem em regiões com distribuição desigual da precipitação, onde os solos erodíveis são transportados por chuvas intensas ao longo de períodos prolongados.

De acordo com o apresentado por Williams (1989), a histerese em formato de oito ocorre quando ambos os comportamentos horário e anti-horário são observados. Essa dinâmica é observada quando a concentração de sedimentos e a vazão aumentam relativamente juntos, mas os sedimentos atingem seu máximo primeiro. Na fase descendente, a vazão decresce mais rapidamente do que a concentração de sedimentos (Seeger *et al.*, 2004),

Esse tipo de padrão ocorre quando há mais de uma fonte de sedimentos, em que existem origens próximas e mais distantes. É perceptível esse comportamento quando a fonte de sedimentos inicialmente provém de uma resposta relativamente rápida dos canais próximos, e, à medida que a intensidade e a duração da chuva aumentam, os sedimentos de áreas mais distantes começam a ser transportados também (Hu *et al.*, 2019).

Além disso, de acordo com Yu *et al.* (2023), quando o loop apresenta uma forma complexa, em que não é identificado nenhum padrão, ele é classificado como uma histerese complexa. Esse tipo de comportamento pode ocorrer em situações de precipitação com distribuição heterogênea no espaço e no tempo, e que pode gerar múltiplos ou prolongados picos de descarga (Haddadchi e Hicks, 2021). Também pode ser observado quando há transporte de sedimentos suspensos de diferentes tamanhos dentro da bacia (Smith e Dragovich, 2009) ou uma combinação de diversos processos de geração de escoamento (Zabaleta *et al.*, 2007).

Por fim, Vale e Dymond (2020) observam que a análise da dinâmica de histerese em grandes bacias ($>10^3$ km²) enfrenta desafios consideráveis. Esses desafios se devem à maior variabilidade espaço-temporal nas condições climáticas e características do solo, o que implica em uma relação entre sedimentos e vazão mais complexa.

4- MATERIAIS E MÉTODOS

Neste Capítulo são apresentadas as etapas e métodos empregados para a modelagem hidrológica e de sedimentos da bacia do Rio Beni.

A Modelagem Hidrológica foi realizada utilizando-se o MGB (Collischonn, 2001), com a propagação de vazão inercial (Pontes, 2016) na sua versão 4.6 disponível no site do HGE (Hidrologia de Grande Escala) - IPH (<https://www.ufrgs.br/hge/mgb/downloads/>). Esta versão pode ser executada com o software QGIS, utilizando-se as ferramentas do plug-in IPH-Hydro Tools (Siqueira *et al.*, 2016).

Para a modelagem de sedimentos foi utilizado o código fonte do módulo de geração e transporte de sedimentos do MGB-SEDin (Föeger, 2019) para possibilitar a propagação de vazão pelo método inercial, com algumas adaptações funcionais realizada pelo Dr. Hugo Fagundes, professor da UNICAMP, com últimas alterações realizada em 25 de setembro de 2020.

A Figura 10 apresenta o fluxograma das etapas abordadas para a execução desse trabalho, as quais serão detalhadas nos próximos itens. Em vermelho estão as etapas da modelagem hidrológica, enquanto em azul, as correspondentes a modelagem de sedimentos.

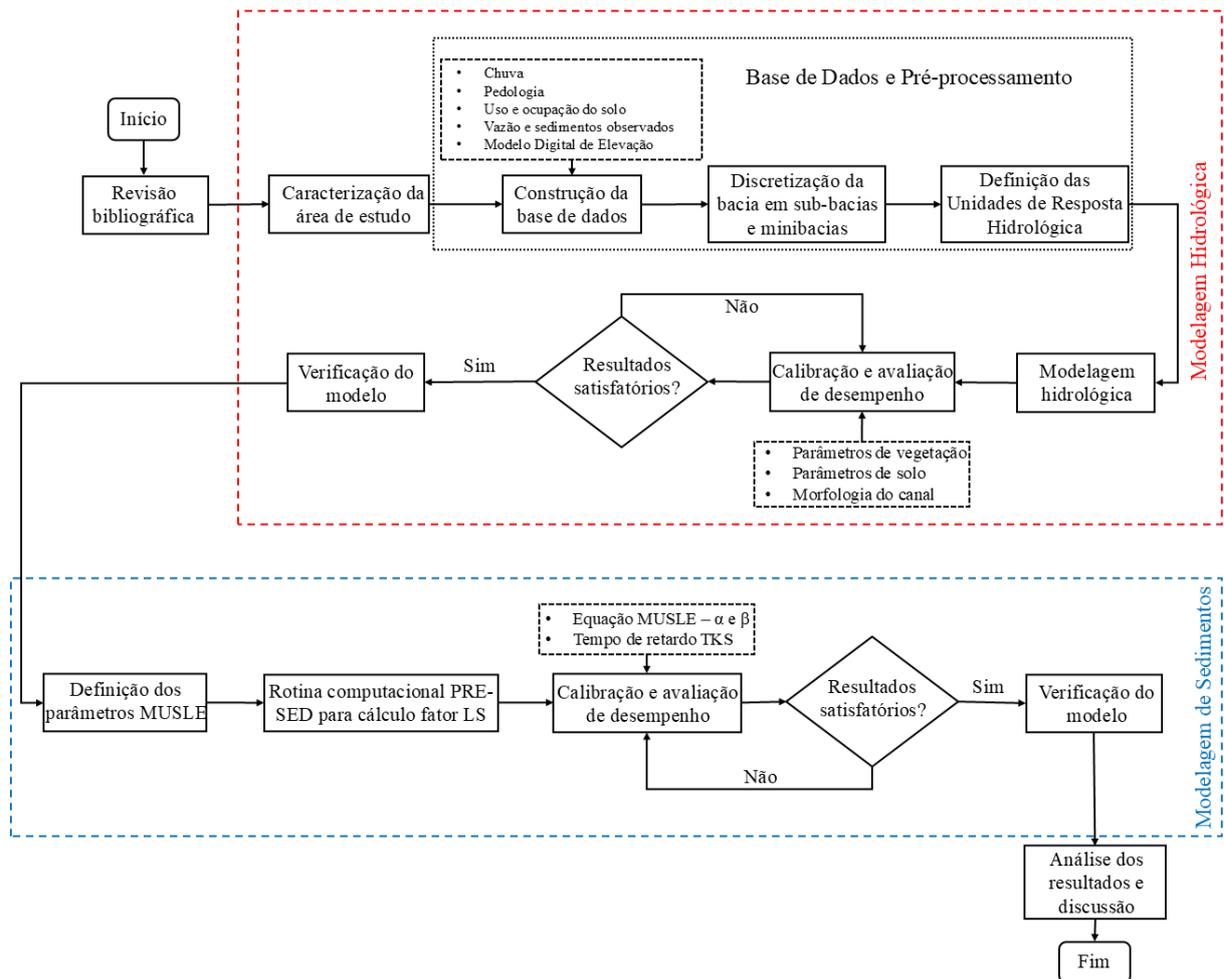


Figura 10 - Fluxograma das etapas dos materiais e métodos da pesquisa.

4.1 - ÁREA DE ESTUDO

A Bacia do rio Beni (Figura 11) está localizado no noroeste da Bolívia, com um de seus principais afluentes, Madre de Diós, localizado no Peru. É um dos principais tributários do rio Madeira, sua bacia possui uma área de contribuição de 282.000 km² aproximadamente, e se estende em torno de 800km de latitude, sendo uma das maiores na Bolívia (Rivera e Heredia, 2023; Gautier *et al.*, 2007). A elevação na bacia varia de 6400m nos Andes, podendo chegar a 110m próximo ao Escudo Brasileiro na fronteira entre Brasil e Bolívia (Vauchel *et al.*, 2017).

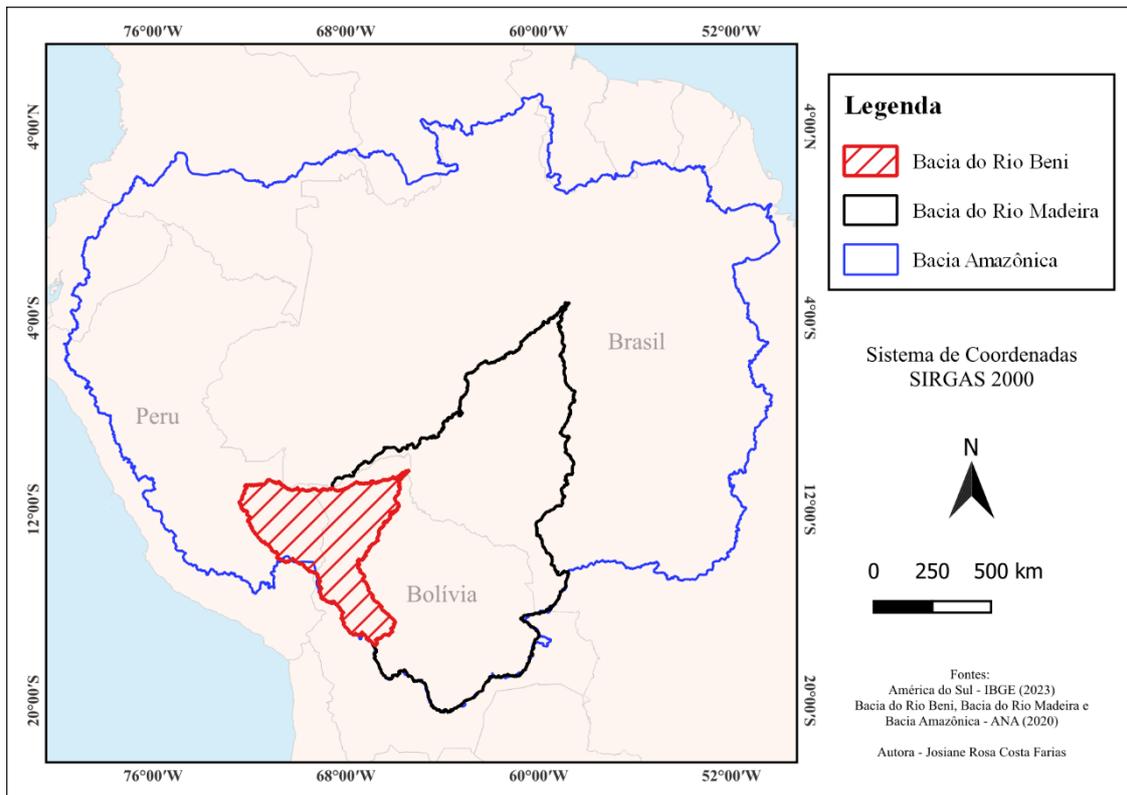


Figura 11 - Localização da área de estudo.

A respeito das unidades geomorfológicas, foi proposto por Guyot (1993) uma subdivisão em quatro regiões dentro da bacia do rio Madeira, sendo elas os Andes, o Escudo Brasileiro, a Planície Amazônica (“Llanos”), e o Arco Fitzcarrald, que está localizado na bacia do rio Madre de Dios. O Llanos ainda pode ser subdividido entre as várzeas e as áreas que não inundam, denominadas “*Tierra Firme*” (Vauchel *et al.*, 2017).

Dentro da bacia do rio Beni (Figura 12), se encontram as unidades dos Andes, uma parte do Llanos e o Arco Fitzcarrald, o que faz com que nela estejam presentes características climáticas e morfodinâmicas altamente contrastadas a depender da região. Além disso, pode-se dividir os Andes em Alto Andes e Baixo Andes, devido ao primeiro possuir uma vegetação semiárida, enquanto o segundo ser composto por uma vegetação do tipo Floresta, fazendo com que os comportamentos hidrológicos sejam distintos nessas regiões.

O Llanos é uma grande planície com um declive médio de 10^{-4} m/m, e são inundados extensivamente por aproximadamente cinco meses, em uma área que pode chegar a 100.000 km² e excepcionalmente a 150.000 km² quando ocorre precipitação abundante. (Loubens *et al.*, 1992). Em estudos realizados por Roche e Jauregui (1988) indicaram que

aproximadamente 50% dos sedimentos são retidos nessa unidade. A planície de inundação do Beni, ocupa atualmente a parte ocidental do Llanos (Gautier *et al.*, 2007).

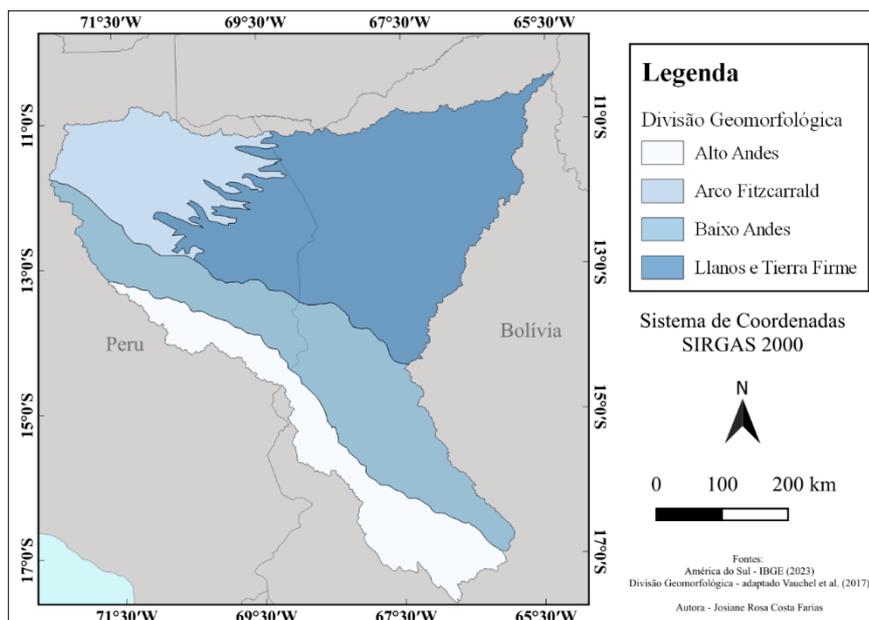


Figura 12 - Divisão da bacia do Beni nas unidades geomorfológicas.

Tratando-se da pluviosidade da bacia, o regime no rio Beni é considerado pluvial tropical austral, ou seja, a estação chuvosa ocorre de outubro a abril, sendo que dezembro, janeiro e fevereiro contribuem nesse processo com aproximadamente 50% da precipitação anual (Guyot, 1993; Gautier *et al.*, 2007). No Alto Beni a chuva varia de 1500mm para mais de 2000mm, enquanto nas planícies a pluviosidade média é de 1810mm; já considerando a bacia do rio Beni com Madre de Dios, como um todo, a pluviosidade média é de 2060mm. É importante ressaltar que a variação da chuva se difere bastante dependendo da região da bacia (Roche e Jauregui, 1988).

Devido às chuvas, de dezembro a abril é observado uma maior vazão no rio (Figura 13), com janeiro a março representando aproximadamente metade do volume total da água. Nesse período, também é observado uma maior carga de sedimentos (Gautier *et al.*, 2007). Gautier *et al.* (2010) citam que os picos de inundação mais relevantes estão geralmente associados com uma onda de cheia vinda do Andes e fortes chuvas locais.

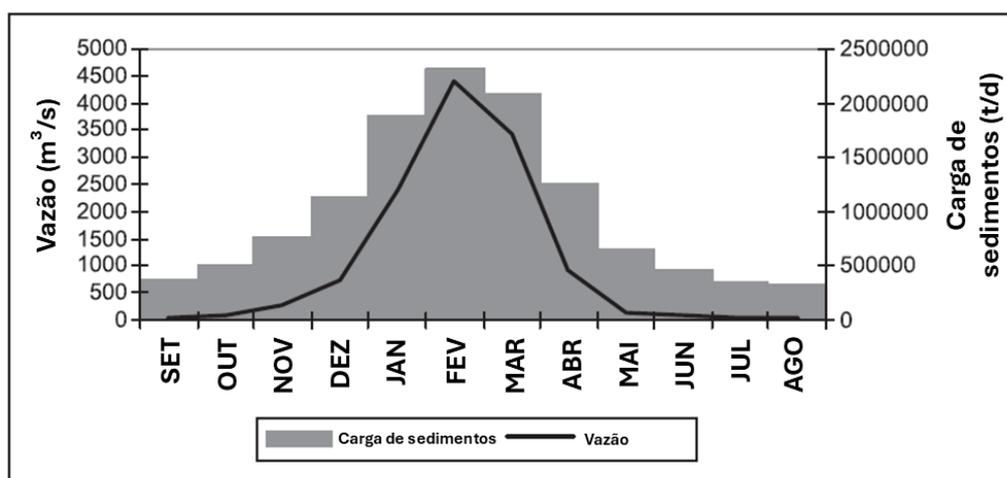


Figura 13 - Média anual da vazão e da carga de sedimentos no rio Beni a partir de dados do HYBAM (1967-2004) (Gautier *et al.*, 2007).

Dentre os tributários do rio Madeira, a bacia do rio Beni é o maior responsável pelo aporte de sedimentos, com uma contribuição aproximada de 72% (em torno de 165 milhões ton/ano), enquanto a bacia do rio Mamoré contribui apenas com 28% (64 a 80 milhões ton/ano) (Guyot, 1993; Latrubesse *et al.*, 2005). Desse montante, é consenso entre os autores de que os Andes é o maior contribuinte desses sedimentos que chegam à bacia do Madeira (Guyot, 1993; Vauchel *et al.*, 2017). Buarque (2015) complementa que na região Andina, sobressai-se os processos de erosão e desmoronamento de encostas.

Apesar da sua importância, não foram encontrados muito estudos recentes a respeito da bacia do rio Beni, principalmente tratando-se de sua hidrologia e sedimentação. Alguns dos trabalhos citados são a respeito do rio Madeira, porém são relevantes devido ao tema e menção ao rio Beni. Muitas pesquisas são realizadas na região a respeito das espécies de peixes ameaçadas ou das atividades pesqueiras exercidas na área. Apresentam-se aqui dois estudos mais recentes a respeito do tema (Doria *et al.*, 2018; Chumacero *et al.*, 2020).

Abordando um outro aspecto, Vauchel *et al.* (2017) apresentaram uma reavaliação da carga de sedimentos em suspensão da bacia do rio Madeira a partir de 10 anos de dados de monitoramento HYBAM. O estudo apresentou, dentre outros resultados, uma variação da carga de sedimentos suspensos na bacia do rio Beni a partir de dados de 5 estações do HYBAM situadas na área, no período observado de 2002-2011. Concluiu-se ainda que o máximo da carga de sedimentos suspensos no rio Beni ocorreu aproximadamente de janeiro a março.

Um outro resultado que pode ser apontado por Vauchel *et al.* (2017) é a contribuição das cargas da bacia do rio Madeira como um todo para o rio Amazonas, sendo em torno de 430 Mt ano⁻¹ ($\pm 30\%$), e ainda estimou-se a produção de sedimentos nos Andes, correspondendo a 3000 t km⁻² ano⁻¹ ($\pm 30\%$), como pode ser observado na Figura 14.

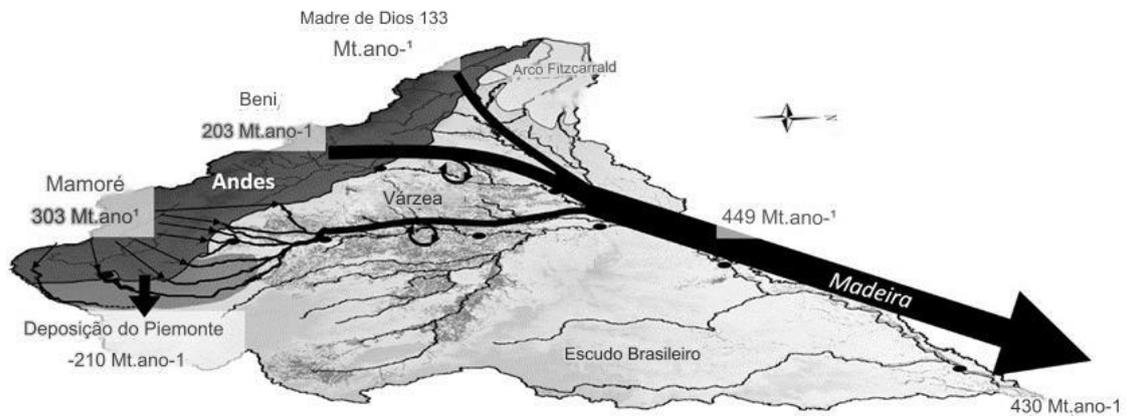


Figura 14 - Apresentação da estimativa de cargas produzidas e transportadas como um todo na bacia do rio Madeira, a partir de dados HYBAM observados de 2002-2011(adaptado de Vauchel *et al.*, 2017).

Rivera *et al.* (2019) apresentaram relações estatísticas e probabilísticas da relação entre variação de chuva, concentração de sedimentos suspensos e vazão na área andina do rio Beni no período de 2003-2016. Alguns resultados importantes foram reafirmados como a relação da chuva com a produção de sedimentos suspensos devido ao processo erosivo causado pela mesma, como também na recarga da água subterrânea que por outro lado promoveu uma diluição da concentração de sedimentos. No entanto, para mais conclusões é importante realizar estudos analisando também outras características pluviométricas como intensidade, duração dos eventos de chuva, dentre outros.

Tratando-se de estudos mais antigos, apresentam-se em destaque dois (Gautier *et al.* 2007; Guatier *et al.*, 2010) em que foi analisada a interrelação do padrão de meandros presente na bacia do rio Beni com a dinâmica de sedimentos. Entre outras conclusões, Gautier *et al.* (2010) demonstram em seu estudo que a caracterização da mobilidade dos meandros em escala anual indica que a erosão é o principal fator que impulsiona o movimento dos meandros e, em parte, controla a sedimentação no ano seguinte. Assim, os autores sugerem que essa observação corrobora com a hipótese de uma relativa independência entre o comportamento dos meandros e os eventos hidrológicos.

Além disso, os autores apresentam também uma caracterização do padrão de meandros do canal. Em uma distância de aproximadamente 250 km, o rio Beni desenvolve

meandros móveis nas planícies, com um índice de sinuosidade variando entre 1,5-2 na parte mais alta e de 3,5-4 nas regiões mais baixas. Além disso, esses padrões de meandros mudam com o tempo formando canais abandonados, sendo a taxa média de migração do rio em torno de 30m por ano podendo chegar a 120-140m. A taxa de erosão das margens depende primordialmente da duração do alto nível d'água.

4.2 - APLICAÇÃO DO MODELO HIDROLÓGICO

O modelo hidrológico utilizado nessa pesquisa foi o MGB como mencionado anteriormente e descrito no item 3.3.3. Dentre as duas possibilidades de propagação de vazão disponível para utilização no modelo aplicou-se o método inercial devido à grande planície localizada na área de estudo.

4.2.1 - Base de Dados e Pré-Processamento

A realização da modelagem hidrológica e hidrossedimentométrica da Bacia do Beni enfrenta vários desafios, dentre eles o acesso à informação e a compatibilidade temporal dos dados hidrológicos, meteorológicos e sedimentométricos. Além de ser uma bacia remota com características geográficas que complicam o estabelecimento de uma rede de monitoramento contínua e abrangente, o fato de ser uma bacia internacional faz com que a geração e disponibilidade dos dados não seja homogênea e de fácil acesso. Com isso, o período de simulação definido para o estudo foi de 2004 a 2016, por ser o período com o maior número de dados disponíveis considerando-se a janela de dados de vazão e de sedimentos simultaneamente.

Para a utilização do MGB e posteriormente o módulo de sedimentos, é necessário garantir que os dados de entradas estejam compatíveis com os formatos aceitos pelo MGB. Dessa forma, é necessário um pré-processamento, que além da compatibilidade dos formatos dos dados de entrada dos modelos, faz-se necessário a discretização da bacia e das minibacias e a geração das Unidades de Resposta Hidrológica. Para uma maior fluidez da leitura, optou-se por apresentar o Modelo Digital de Elevação no item da Discretização das Minibacias (4.2.1.3) e os dados de solo e uso e ocupação do solo no item da Definição das Unidades de Resposta Hidrológica (4.2.1.5).

4.2.1.1 - Dados hidrológicos

O MGB exige dois conjuntos de dados hidrológicos: precipitação e vazão. Como a área de estudo encontra-se em território internacional (com área na Bolívia e no Peru),

encontra-se uma dificuldade na aquisição de dados a partir de estações pluviométricas. Mesmo a rede HyBAM, que possui dados de pluviosidade em seu banco de dados, não atende a janela de modelagem (2004-2016), estando limitada até o ano de 2009.

Dados de Chuva

Optou-se pela utilização de informações alternativas proveniente de modelo gerados por dados de satélite. Apesar do plug-in do IPH-Hydro Tools (MGB) disponível para o software QGIS possibilitar o acesso aos dados do TRMM (produto TMPA 3B42), disponível em escala global, e os dados do MERGE, disponível para América Latina estes apresentaram limitações para o uso.

Os dados do MERGE finalizam em 2015, não satisfazendo, portanto, o período de simulação desta pesquisa. Já no caso dos dados do TMPA 3B42, o formato de download disponíveis na página da NASA atualmente está diferente do formato requisitado pelo plug-in. A partir dessas dificuldades, decidiu-se utilizar os dados do GPM-IMERG v6, um sucessor do TRMM, após uma análise da literatura que será apresentada em sequência.

Uma análise comparativa de dados de chuva de satélite na região da Amazônia em bacias no Peru e Equador mostra que o comportamento dos dados do TMPA 3B42 v7 e GPM-IMERG é similar ao serem comparados com dados observados, e concluem que a utilização do GPM-IMERG como dados de entrada para simulação hidrológica utilizando o MGB é aceitável e útil para a região andina e amazônica (Zubieta *et al.*, 2017; Manz *et al.*, 2017). Já Satgé *et al.* (2017) valida o uso dos dados do GPM-IMERG para a região amazônica da Bolívia.

Outros estudos também apresentam análises do uso do GPM-IMERG em regiões amazônicas como os apresentados por Chen *et al.* (2022), Carvalho *et al.* (2020), Flores-Rojas *et al.* (2021), e, ainda, o apresentado por Gutierrez *et al.* (2023) em que esses dados de satélite são utilizados e verificados para estimar erosão através da RUSLE na região do Peru.

Com isso, os dados de satélite do GPM-IMERG v6 foram baixados através da plataforma *Google Earth Engine* em que as coordenadas do centro do pixel foram consideradas as coordenadas de estações virtuais. Além disso, como as estações virtuais foram inseridas individualmente no modelo MGB, a fim de diminuir esse processo, executou-se uma

operação de redução da resolução espacial (utilizou-se um filtro da média com dimensão 2x2) o que resultou em 731 pontos de estações virtuais (Figura 15). Após a inserção dos pontos das estações virtuais no modelo, foi feita a interpolação dos dados pelo método do inverso da distância ao quadrado para cada minibacia.

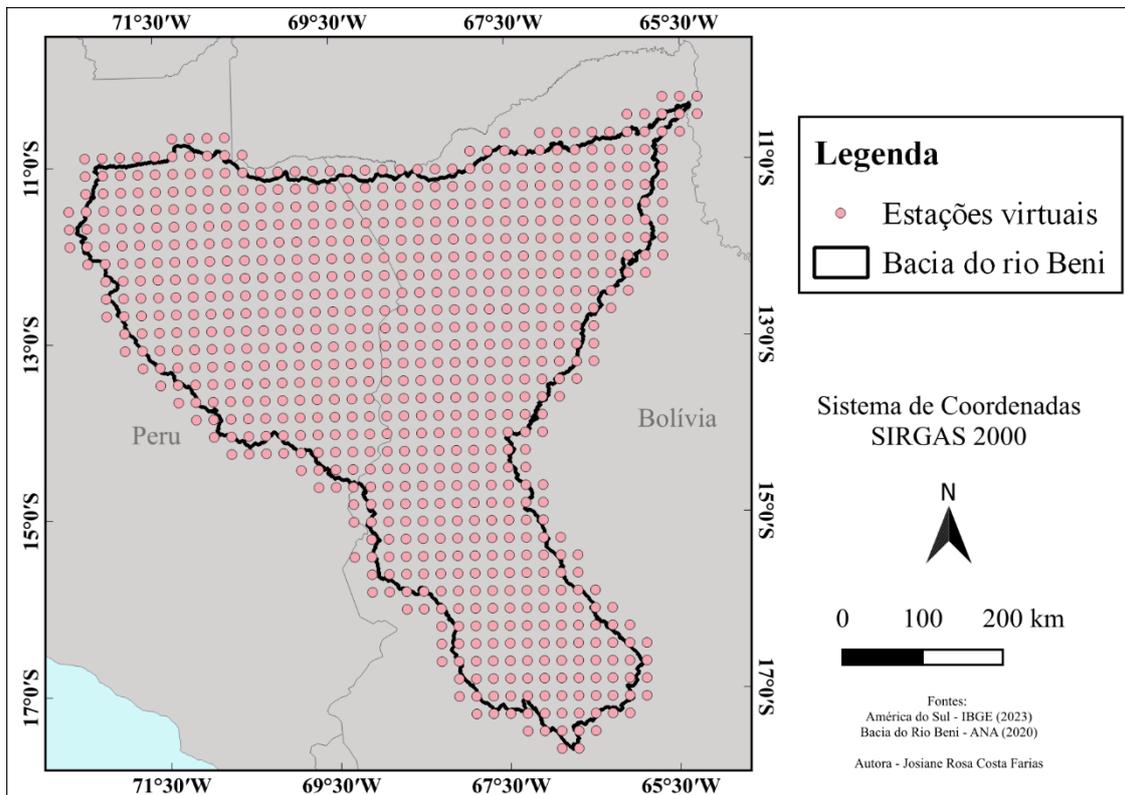


Figura 15 - Estações virtuais de chuva utilizadas na simulação.

Dados de Vazão

Os dados de vazão foram os fornecidos pela Rede de Monitoramento HyBAM, que é uma rede internacional com serviço de apoio à pesquisa na qual são realizadas medições hidrológicas, sedimentares e geoquímicas a longo prazo, dos principais rios amazônicos. Para fomentar essa rede, o Instituto Francês de Pesquisa e Desenvolvimento (IRD) tem parceria no Brasil com a Agência Nacional das Águas (ANA), com a Universidade de Brasília (UnB) e com a Universidade Federal do Amazonas (UFAM). Na Bolívia a parceria é com Serviço Nacional de Meteorologia e Hidrologia (SEMANHI) e com a *Universidad Mayor de San Andrés* (UMSA) localizada em La Paz.

De acordo com Vauchel *et al.* (2017), para a descarga líquida a leitura dos dados do HyBAM é realizada 2 ou 3 vezes ao dia por colaboradores da SEMANHI (Bolívia) ou

ANA (Brasil). Além disso, adota-se também o ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*) (Filizola *et al.*, 2009) para essas medições.

Nesse sentido, foram utilizadas para esta pesquisa 6 estações para etapa de calibração e verificação, sendo elas: Rurrenabaque, Riberalta, El Sena, Peñas Amarillas, Puerto Maldonado e Cachuela Esperanza (Figura 16).

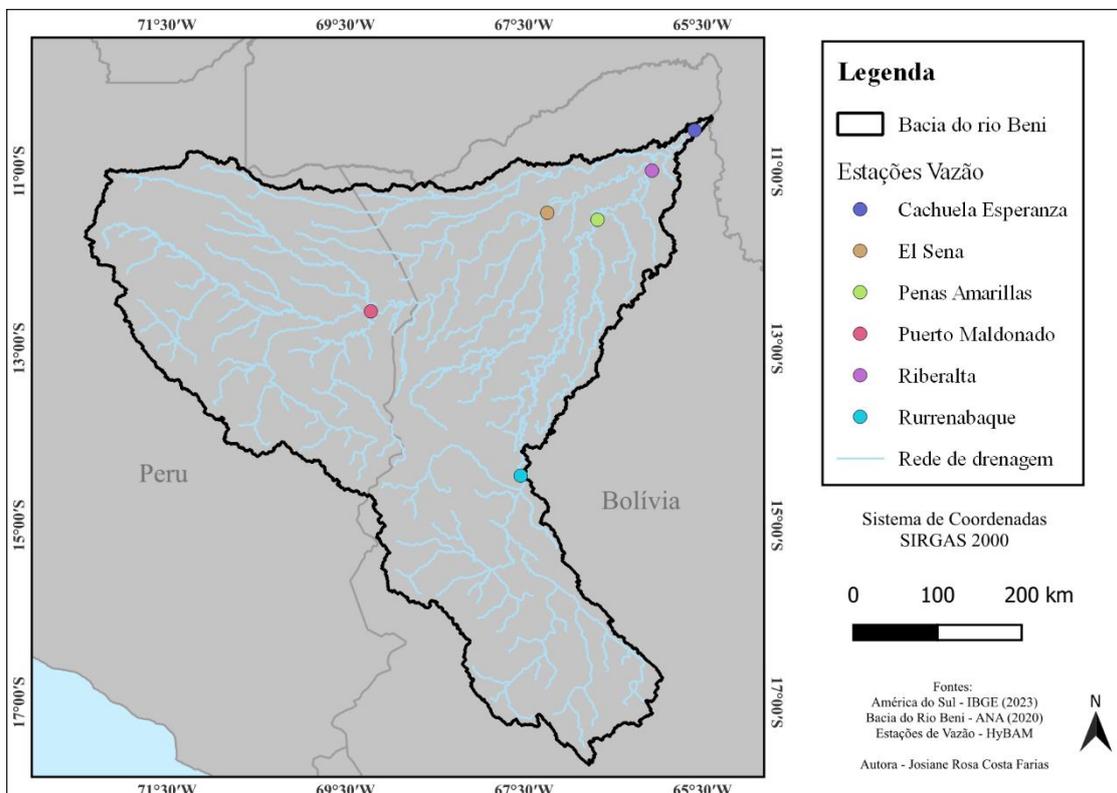


Figura 16 - Localização das estações do HyBAM na bacia do rio Beni.

Detalhes a respeito dos períodos disponíveis de dados da vazão de cada estação estão disponíveis na Tabela 2.

Tabela 2 - Período disponibilizados de dados pelo HyBAM de cada estação, dados de vazão.

Estação	Período Dados Vazão
Rurrenabaque (Beni)	1967-2016
Puerto Maldonado (Madre de Diós)	2004-2021
Riberalta (Beni)	1983-2021
Peñas Amarillas (Beni)	2003-2016
El Sena (Madre de Diós)	2004-2021
Cachuela Esperanza (Beni)	1983-2021

4.2.1.2 - Dados climatológicos

Para o cálculo da evapotranspiração pelo modelo são utilizados dados de clima de temperatura, umidade relativa do ar, velocidade do vento, pressão atmosférica e insolação. Para tanto, na interface do MGB tem-se algumas opções de dados climatológicos de mais fácil acesso e processamento, sendo estes: dados do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) disponíveis para todo o Brasil, dados do *Climatic Research Unit* (CRU) disponíveis a nível global e dados de clima diário.

Devido à escassez de dados climatológicos na área de estudo, e ainda, por encontrar-se em território internacional, optou-se pela utilização de normais climatológicas do CRU (New *et al.*, 2002), como é feito em outros estudos que aplicam o MGB em bacias amazônicas (Correa *et al.*, 2020; Fleischmann *et al.*, 2020; Oliveira *et al.*, 2021a; Melo *et al.*, 2022; Pontes *et al.*, 2022).

4.2.1.3 - Discretização em minibacias

A discretização no modelo MGB é feita em três níveis - bacia, sub-bacia e minibacia – em que primeiramente é gerada a bacia, seguida pelas minibacias e por fim as sub-bacias. A etapa da criação das minibacias é importante pois toda simulação é realizada nesse nível, influenciando no processamento do modelo e, tratando-se da propagação de vazões pelo método inercial, afeta também a estabilidade numérica.

Na versão mais atual do MGB, a discretização em minibacias é realizada através do pacote de ferramentas do IPH-Hydro Tools e seus atributos são definidos automaticamente por meio do Modelo Digital de Elevação (MDE). Para a utilização do método inercial, as minibacias são definidas mediante o tamanho do trecho dos rios, sendo esse tamanho fixo a fim de se evitar instabilidade numérica no modelo (Pontes *et al.*, 2017). Esse foi o método utilizado para dividir as minibacias nesse estudo.

Devido à simulação hidrológica ser realizada a nível de minibacia, a quantidade numérica dessas unidades influencia diretamente no processamento do modelo. Para a definição desse número, são dois os parâmetros principais que afetam no valor: a definição do fluxo de drenagem e o tamanho fixo do trecho de rio. Para definição do fluxo foi utilizado como referência o tamanho da área de drenagem.

Nesse sentido, para esse estudo foram feitos testes (Tabela 3) e analisado quais seriam os tamanhos adotados para a bacia. Primeiramente, foi fixado o valor do tamanho do trecho

de drenagem, uma vez que é recomendado o comprimento de 10 km para ter estabilidade numérica no modelo (Collischonn *et al.*, 2020). Decidiu-se, por fim, utilizar como referência de área de drenagem para delimitação do fluxo na bacia o valor de 625 km², por ser utilizado em trabalhos cuja área de estudo é a bacia do rio Madeira (Buarque, 2015; Föeger, 2019).

Tabela 3 - Número de minibacias de acordo com tamanhos de definição de fluxo e trecho de rio.

Definição de fluxo (km ²)	Tamanho fixo de trecho de rio (km)	Quantidade de minibacias
20	10	7933
100	10	3415
200	10	2474
500	10	1643
625	10	1495
1000	10	1234
625	100	230
625	50	364
625	20	781
625	15	1012
625	30	544

Após a definição da drenagem, foi realizada a simulação com o tamanho de trecho de rio de 10 km, porém com esse valor o modelo ficou instável. Com isso, foram realizadas simulações com alguns valores como indicado pela Tabela 3, até que a estabilidade numérica foi alcançada com o valor de 30 km, e, portanto, o número de minibacias para a simulação hidrológica fixou-se em 544 (Figura 17).

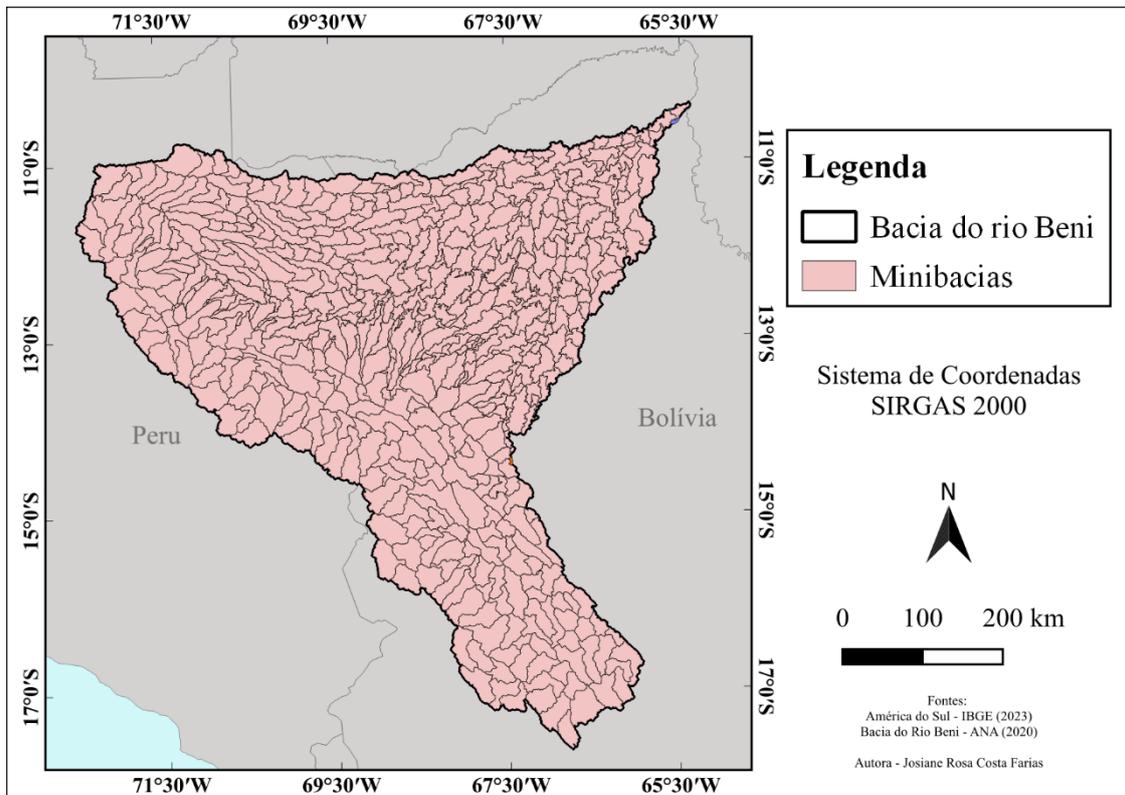


Figura 17 - Mapa de minibacias utilizado para simulação.

Além disso, são nas minibacias em que características físicas importantes para a simulação são determinadas, como área de drenagem, comprimento do trecho de rio, coordenadas do centroide, largura e profundidade da calha principal do rio, distribuição de URHs, dentre outros (Pontes, 2016). Na versão atual do MGB, esses parâmetros são gerados de forma automática através do Modelo Digital de Elevação (MDE), utilizando a ferramenta IPH-Hydro Tools.

O MDE que foi utilizado no pré-processamento é o *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) (Farr *et al.*, 2007), que é um modelo comumente utilizado, originado de dados de radar e aberto para download. Nesse estudo, foi utilizado o SRTM90, ou seja, um modelo de resolução de 90 m já que a aplicação do SRTM com resolução de 30 m requeria um excessivo custo computacional, tanto para a etapa de pré-processamento quanto para a etapa da simulação aplicada a toda área de estudo.

4.2.1.4 - Discretização em sub-bacias

A discretização em sub-bacias é importante para a etapa de calibração do modelo, pois todos os parâmetros calibráveis de solo são definidos a nível de sub-bacia, e por isso, essa divisão é feita usualmente pelos postos fluviométricos (Collischonn *et al.*, 2020). Com

isso, essa foi a referência utilizada para fazer a delimitação das sub-bacias nesse trabalho a princípio, e posteriormente realizou-se uma nova divisão (Figura 18) objetivando mais coerência com as divisões geomorfológicas da bacia.

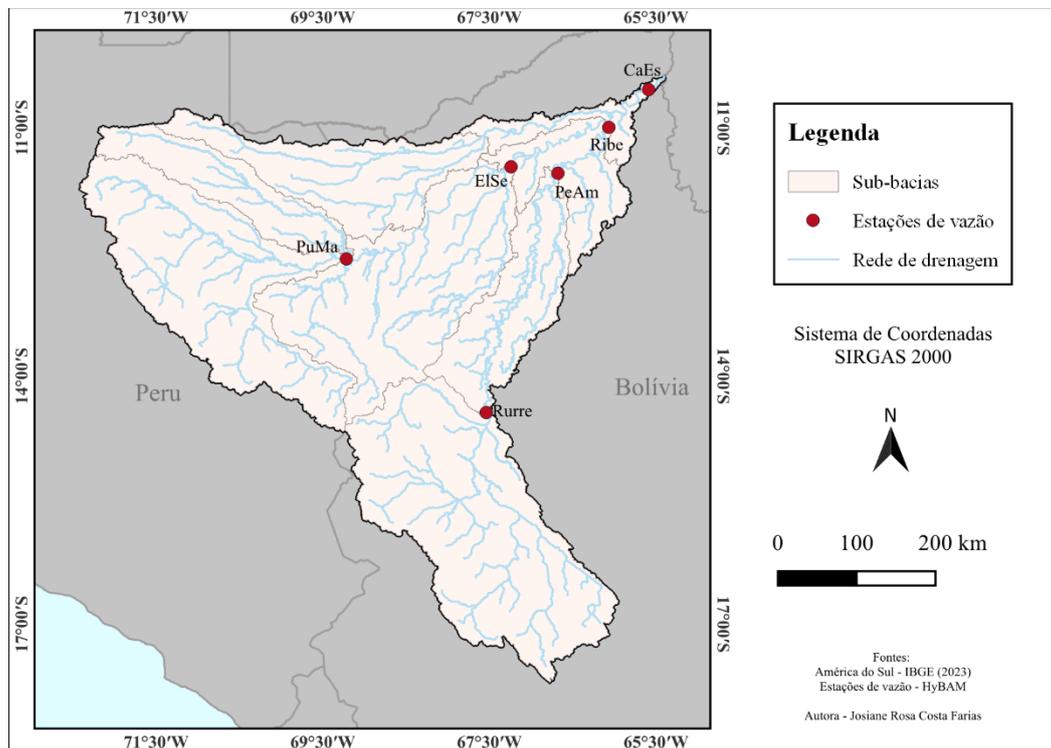


Figura 18 - Divisão final das sub-bacias. PuMa = Puerto Maldonado; Rurre = Rurrenabaque; ElSe = El Sena; PeAm = Peñas Amarillas; Ribe = Riberalta; CaEs = Cachuela Esperanza.

4.2.1.5 - Definição das Unidades de Respostas Hidrológicas

As Unidades de Respostas Hidrológicas (URHs) são regiões dentro das minibacias que possuem comportamento hidrológico semelhante (Buarque, 2015), sendo delimitadas por meio da sobreposição dos mapas de uso e cobertura do solo e tipos de solo (Figura 19).

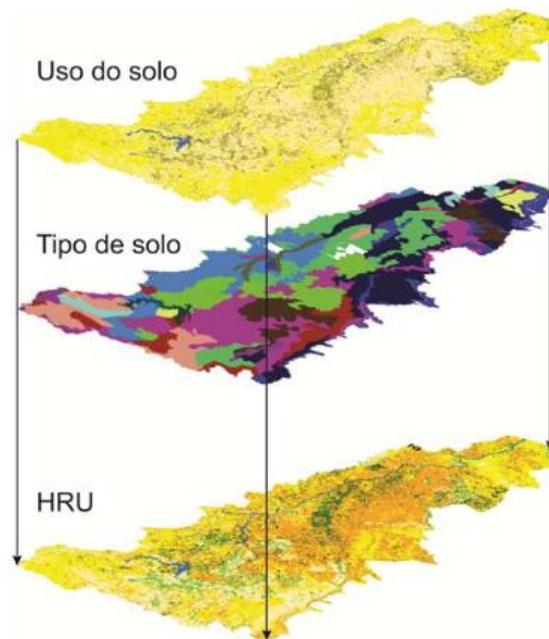


Figura 19 - Esquema simplificado para a delimitação das URHs com associação de mapas de uso e ocupação do solo e tipos de solo (Buarque, 2015).

Nesse sentido, para o mapa de uso e cobertura do solo foi utilizado o mapeamento feito pelo MapBiomass, mais especificamente o MapBiomass Amazônia que foi elaborado em parceria com a Rede de Informação Socioambiental Geo-Ambiental da Amazônia (RAISG). A base de dados do MapBiomass, em formato matricial com resolução espacial de 30m, de escala anual, cobre temporalmente o período de 1985 a 2020². É importante entender este cenário históricos pois possibilita a análise hidrológica de acordo com a evolução do uso e ocupação do solo.

Para a simulação, o mapa escolhido foi o do ano 2010 (Figura 20), por ser um ano intermediário dentre todo o período de simulação.

² Período disponível em 18 de setembro de 2023, quando a base de dados para rodar o modelo foi construída

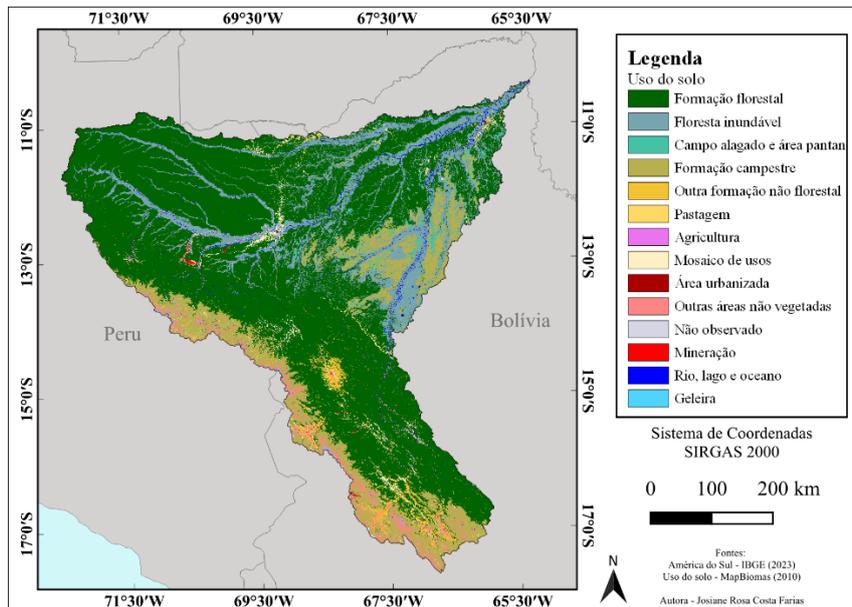


Figura 20 - Uso e ocupação do solo na bacia do rio Beni a partir de dados do MapBiomias (2010).

Para o mapa de pedologia, foi utilizado o mapa global de solos, disponibilizado pela FAO-Unesco, na escala de 1:5.000.000, já que a área de estudo está localizada em território internacional. Como a legenda disponibilizada pela FAO está em inglês, fez-se uma compatibilização considerando sua correspondência com os solos brasileiros a partir do que é sugerido pela Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – EMBRAPA (EMBRAPA, 2018). Na Figura 21 é apresentado o mapa da pedologia a partir de dados da FAO para a bacia do rio Beni.

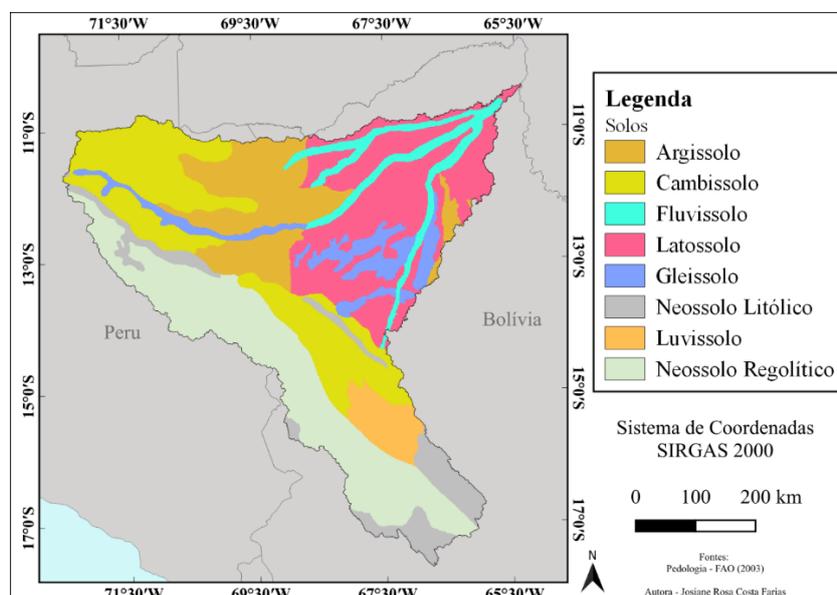


Figura 21 - Mapa de pedologia na bacia do rio Beni a partir de dados da FAO (2003).

Como no modelo MGB o número de classes de URHs está limitado a 12, foi necessário fazer uma reclassificação e um reagrupamento das tipologias tanto para os mapas de solo, quanto para os mapas de uso e ocupação do solo, já que a sobreposição dos mapas feita com a quantidade de classes original ultrapassaria o permitido.

Desse modo, foi feito um novo agrupamento de acordo com os solos que possuem comportamento semelhante, principalmente analisando-se a área de estudo. As classes Argissolos (14,13%) e Latossolos (19,82%) permaneceram sem agrupamento com outros solos, sendo, portanto, classes únicas. Já as tipologias Neossolos Regolíticos (22,79%) e Neossolos Litólicos (7,33%) foram agrupadas, sendo predominantemente encontrados na região do Alto e Baixo Andes, em que se predominam solos rasos com alta capacidade de gerar escoamento superficial.

Além disso, Cambissolos (20,38%) e Luvisolos (3,65%) foram agrupados, sendo ambos encontrados predominantemente na região do Baixo Andes e do Arco Fitzcarrald. Os Cambissolos podem ser solos rasos ou profundos, enquanto os Luvisolos variam de solos rasos a pouco profundos, podendo os dois ter alto potencial para gerar escoamento superficial (EMBRAPA, 2018).

Para diminuir o número de classes de URHs, Cambissolos e Luvisolos foram associados com Neossolos Regolíticos e Neossolos Litólicos formando uma única classe denominada “Solos rasos”. Entende-se que nem sempre cambissolos comportam-se como solos rasos, porém como é necessário diminuir o número de classes, essa diferença foi compensada na etapa de calibração do modelo.

Ademais, criou-se uma classe denominada “Solos de várzea” para solos encontrados principalmente em regiões de planícies de inundação, associados a leitos de rios, como são os Gleissolos (6,38%) e os Fluvisolos (5,52%). São esperados encontrar nesses solos elevados níveis freáticos e saturação, e, portanto, apresentar de médio a alto potencial de gerar escoamento superficial devido a sua proximidade de corpos hídricos (Buarque, 2015).

Na Tabela 4 é apresentado um resumo da reclassificação feita para o mapa de solos.

Tabela 4 - Classificação dos solos para criação das URHs.

Solos		
Classe original	Porcentagem (%)	Classe criada
Argissolos	14,13	Argissolos
Cambissolos	20,38	
Luvissolos	3,65	
Neossolos Regolíticos	22,79	Solos rasos
Neossolos Litólicos	7,33	
Gleissolos	6,38	
Fluvissolos	5,52	Solos de várzea
Latossolos	19,82	Latossolos

Para o mapa de uso e ocupação de solo, foi necessário fazer uma reclassificação da mesma forma que foi feito para o mapa de solos. Primeiramente, “Formação florestal” é a classe que predomina na nossa área de estudo (63,86% da área) e por isso, agrupou-se nela o uso “Não observado” que é a menor porção da bacia (0,00015%) podendo ser considerada até insignificante, denominando a classe final como “Floresta”. Além disso, “Floresta Inundável” (14,26%) sendo a segunda classe com maior porcentagem na área permaneceu sem agrupamento e manteve o nome.

Posteriormente agrupou-se “Pastagem” (0,63%), “Agricultura” (0,10%) e “Mosaico de usos” (1,53%) renomeando-se para “Agropecuária”; “Campo alagado e área pantanosa” (1,38%), “Formação Campestre” (12,75%) e “Outra formação não florestal” (2,00%) para “Vegetação de baixo porte”; “Área urbanizada” (0,05%), “Outras áreas não vegetadas” (2,13%) e “Mineração” (0,07%) para “Área não vegetada”; e, por fim, “Rio, lago e oceano” (1,13%) e “Geleira” (0,13%) para “Água”.

Na Tabela 5, é apresentado um resumo da reclassificação feita para o mapa de uso e ocupação do solo.

Tabela 5 - Classificação do uso e ocupação do solo para criação das URHs.

Uso e ocupação do solo		
Classe original	Porcentagem	Classe criada
Formação florestal	63,86	Floresta
Não observado	0,0015	
Floresta inundável	14,26	Floresta inundável
Pastagem	0,63	Agropecuária
Agricultura	0,10	
Mosaico de usos	1,53	
Campo alagado e área pantanosa	1,38	Vegetação de baixo porte
Formação campestre	12,75	
Outra formação não florestal	2,00	
Área urbanizada	0,05	Área não vegetada
Outras áreas não vegetadas	2,13	
Mineração	0,07	
Rio, lago e oceano	1,13	Água
Geleira	0,13	

Assim, após a reclassificação dos mapas foi feita a sobreposição para a geração do mapa de URHs. Destaca-se que, além da reclassificação, os polígonos das URHs com áreas insignificantes foram acoplados a outras classes de maior área em contato direto, sendo estas: “Agropecuária + Latossolos” acoplada em “Agropecuária + Argissolos”; “Agropecuária + Solos de várzea” acoplada em “Vegetação de baixo porte + Solos de várzea”; e “Agropecuária + Solos rasos” acoplada em “Vegetação de baixo porte + Solos rasos”. Com isso, resultou-se em 12 classes de URHs finais (Tabela 6).

Tabela 6 - Nome das Unidades de Respostas Hidrológicas para simulação.

Unidades de Respostas Hidrológicas	
1	Floresta + Argissolos
2	Floresta + Solos rasos
3	Floresta + Solos de várzea
4	Floresta + Latossolos
5	Floresta inundável
6	Vegetação de baixo porte + Argissolos
7	Vegetação de baixo porte + Solos rasos
8	Vegetação de baixo porte + Solos de várzea
9	Vegetação de baixo porte + Latossolos
10	Agropecuária + Argissolos
11	Área não vegetada
12	Água

Na Figura 22 está apresentado o mapa final com as 12 classes de URHs.

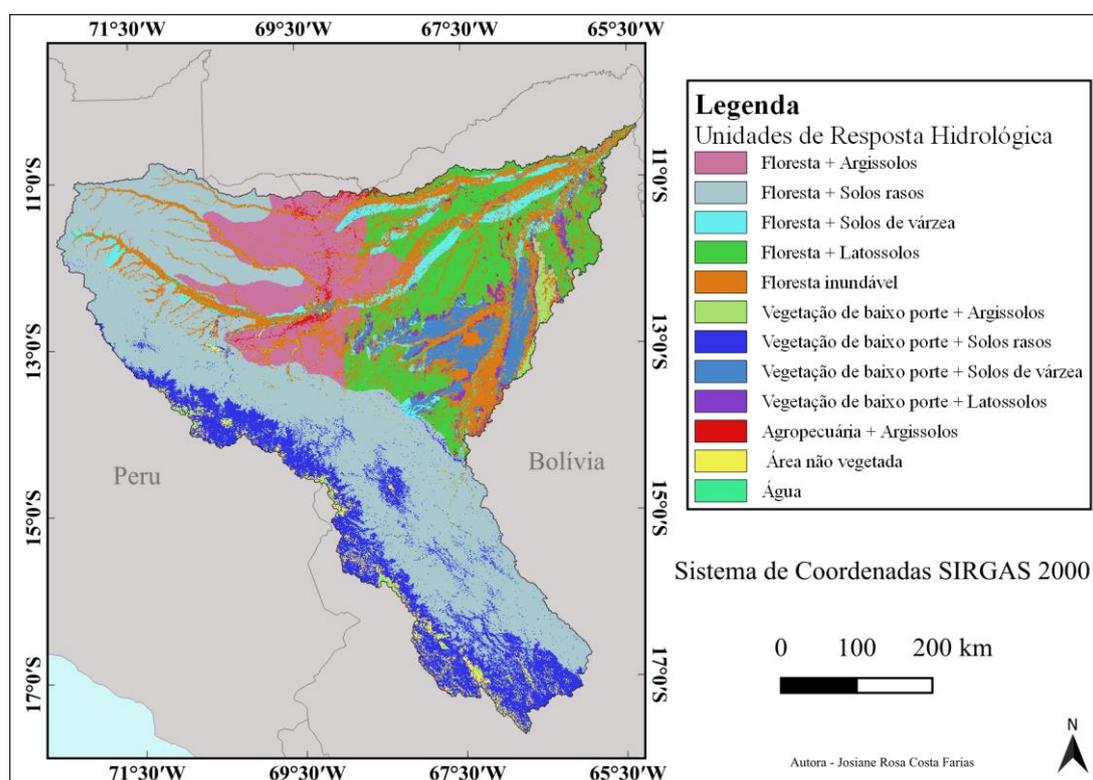


Figura 22 - Mapa final das Unidades de Resposta Hidrológica.

4.2.2 - Aquecimento do modelo

A fim de melhorar o aquecimento do modelo nesse estudo, realizou-se um aquecimento do modelo manualmente, em que os dados de chuva de todos os anos de simulação foram duplicados sendo, portanto, simulados duas vezes, para que quando chegasse na simulação dos anos de interesse as condições iniciais já tivessem estabilizado.

Esse aquecimento manual foi realizado além do aquecimento automático que ocorre no MGB, em que o primeiro ano de simulação é descartado, fazendo com que o usuário não consiga definir de forma manual todas as condições iniciais desejadas no modelo a partir de uma primeira simulação feita. A única condição inicial disponível para o usuário estabelecer um valor é o volume inicial do reservatório linear subterrâneo, sendo baseado na vazão de base inicial adotada usualmente como $0,01 \text{ m}^3/\text{s.km}^2$ (Collischonn *et al.*, 2020).

As outras condições iniciais são definidas pelo próprio modelo, sendo estas: volume de água inicial no solo sendo 40% de sua capacidade de armazenamento; vazão e níveis d'água iguais a zero, ou seja, o rio inicia completamente seco, fazendo com que as primeiras vazões sejam muito baixas; e por fim, volume nos reservatórios superficial e subsuperficial nulos (Collischonn *et al.*, 2020).

4.2.3 - Calibração e verificação do modelo

Para simulação hidrológica no modelo MGB é necessário definir os parâmetros de vegetação e de solos de cada sub-bacia. Os parâmetros de vegetação são aqueles considerados fixos: albedo, índice de área foliar (IAF), altura das árvores e resistência superficial. Esses são os aspectos relacionados com a evapotranspiração no modelo. Como é explicado por Tucci (1998), os parâmetros fixos são aqueles que podem ter seus valores medidos ou são pouco sensíveis quando variados no modelo.

Já os valores definidos para os solos são aqueles considerados calibráveis, sendo os principais a capacidade de armazenamento do solo (W_m), relação empírica entre área saturada e armazenamento médio de umidade no solo (b), parâmetros de drenagem subsuperficial (K_{int}) e subterrânea (K_{bas}) e os parâmetros de retardo dos reservatórios superficial (CS), subsuperficial (CI) e subterrâneo (CB).

Existem outros aspectos do solo que podem ser calibrados, no entanto, devido à pouca sensibilidade no modelo, muitas vezes são considerados fixos, sendo estes: parâmetro λ que se apresenta na equação de cálculo da vazão subsuperficial; fração do W_m abaixo do qual não há geração de escoamento subterrâneo e subsuperficial (W_c) e parâmetro de capilaridade (CAP). Esses fatores possuem valores sugeridos pelo próprio modelo (Collischonn *et al.*, 2020).

Além dos parâmetros de vegetação e de solo, a geomorfologia do rio, como largura e altura do canal, pode ter alta sensibilidade no modelo quando o método de propagação de vazão for o hidrodinâmico ou o inercial. No entanto, comumente não são utilizados como parâmetros calibráveis, pois, a modelagem hidrodinâmica e inercial foi implementada posteriormente ao MGB (Collischonn *et al.*, 2020). Nesse estudo, esses parâmetros foram considerados calibráveis a fim de melhorar a representação do comportamento hidrológico na região.

Após a calibração, foi realizada a verificação do modelo, para simular resultados em um período diferente do período de calibração. Como apontado por Abbott e Refsgaard (1996), com isso, pode-se concluir se o modelo utilizado obtém resultados aceitáveis ou satisfatórios a partir dos critérios de desempenho definidos em outro período de simulação.

Foi utilizada a proporção de 2/3 dos dados para calibração e 1/3 para a verificação, ou seja, a calibração foi realizada dos anos 2004-2012 e a verificação dos anos 2013-2016.

4.2.4 - Avaliação de desempenho do modelo

Para avaliação do desempenho do modelo serão aplicados os coeficientes de eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE), o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe dos Logaritmos (NSELog) e o erro relativo de volume total (ΔV) para os hidrogramas, por serem os índices gerados automaticamente pelo modelo e, portanto, são os mais apresentados pelos usuários do MGB.

Como abordado por Pontes (2016) um modelo perfeito apresentaria um valor do coeficiente NSE igual a 1, enquanto valores negativos apontam uma eficiência ruim do modelo. O coeficiente NSELog das vazões é muito semelhante ao NSE, porém utiliza o operador logaritmo antes dos cálculos estatísticos a fim de reduzir sua sensibilidade aos erros nas vazões máximas e, portanto, fazendo com que as vazões de recessão tenham maior importância nesse indicador.

Além disso, o erro relativo de volume total dos hidrogramas compara os volumes totais simulados e observados e aponta o quanto o simulado difere do observado. Quanto mais próximo esse erro for de zero melhor é o resultado e menor é a diferença em termos de volume entre as vazões observadas e simuladas. Por fim, um valor positivo do erro indica

que as vazões simuladas apresentam um volume total maior do que as observadas, e um valor negativo aponta um volume total menor das simuladas para com as observadas.

As expressões matemáticas de cada índice são apresentadas abaixo, sendo a equação 17 correspondente ao NSE, 18 ao NSELog e 19 ao ΔV .

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (QS_i - QO_i)^2}{\sum_{i=1}^N (QO_i - QO_m)^2} \quad (17)$$

$$NSElog = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (\log(QS_i) - \log(QO_i))^2}{\sum_{i=1}^N (\log(QO_i) - \log(QO_m))^2} \quad (18)$$

$$\Delta V = \frac{\sum_{i=1}^N QS_i - \sum_{i=1}^N QO_i}{\sum_{i=1}^N QO_i} \quad (19)$$

Em que QS_i é a vazão simulada 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.

4.3 - APLICAÇÃO DO MODELO DE SEDIMENTOS

O modelo de sedimentos utilizado, como mencionado anteriormente, foi o MGB-SED com as alterações de Föeger (2019). Mais informações sobre o modelo encontram-se no item 3.3.3.

A aplicação do modelo foi feita pelo código fonte em Fortran utilizando como compilador o Visual Studio 2015. Utilizou-se a equação de Meyer-Peter e Muller para capacidade de transporte, por ser uma das mais aplicadas nos modelos numéricos e investigações em campo (Merritt *et al.*, 2003; Kuriqi *et al.*, 2020; Sidiropoulos *et al.*, 2021; Huang, 2010).

4.3.1 - Dados de sedimentos

Os dados de sedimentos suspensos utilizados são também da rede HyBAM, como os dados de vazão. Da mesma forma que foi apresentado no item 4.2.1.1, Vauchel *et al.* (2017) apresentam em seu trabalho como é realizada a medição de dados, apresentada a seguir:

Para o caso da carga de sedimentos suspensos são feitas medições em campo em conjunto com as medições do ADCP, na seção transversal do rio de 3 a 5 pontos por verticais com

um espaçamento equidistante para avaliar a concentração de acordo com a profundidade. O tratamento para essas medições é realizado pelo software HydroMESAD que associa informações da descarga com a velocidade medida pelo ADCP com locais e concentrações da amostra e é calculado uma concentração de sólidos suspensos com média ponderada.

Devido à complexidade da área de estudo e dos recursos disponíveis, o HyBAM adotou uma estratégia para as medições de campo da carga de sedimentos suspensos na superfície, sendo medições todas as segundas-feiras com os observadores de estação da Bolívia, e nos dias 1, 11 e 21 de cada mês no Brasil, coletando 3 amostras no momento da medição. Nas estações situadas em várzea, encontraram-se resultados de que essa periodicidade de medição era suficiente, porém em estações de piemonte, encontrou-se uma incerteza de $\pm 30\%$ na concentração de sedimentos suspensos diários.

Nas épocas chuvosas há uma maior complexidade de acesso e limitações orçamentárias para as medições, e com isso, no conjunto de dados percebeu-se uma menor quantidade de valores de pico. Dessa forma, optou-se por ajustar uma curva chave de potência com os dados existentes, em uma relação de $CSS_{m\acute{e}dia} = a.CSS_{superf\acute{i}cie}^b$, na qual a e b são parâmetros ajustáveis e CSS diz respeito à concentração de sedimentos suspensos.

Detalhes a respeito dos períodos disponíveis de dados de sedimentos de cada estação estão disponíveis na Tabela 7.

Tabela 7 - Período disponibilizados de dados pelo HyBAM de cada estação, dados de vazão e sedimentos.

Estação	Período Dados Sedimentos
Rurrenabaque (Beni)	1997-2016
Puerto Maldonado (Madre de Diós)	2004-2021
Peñas Amarillas (Beni)	2003-2016
El Sena (Madre de Diós)	2004-2018
Cachuela Esperanza (Beni)	1983-2018

4.3.2 - Definição dos parâmetros MUSLE

Os parâmetros da equação MUSLE (Equação 20) foram baseados na literatura.

$$Sed = \alpha \cdot (Q_{sup} \cdot q_{pico} \cdot A)^{\beta} \cdot K \cdot C \cdot P \cdot LS \cdot FG \quad (20)$$

Em que Sed (t/dia) é igual à carga de sedimentos resultante da erosão do solo; Q_{sup} (mm/ha) é o volume de escoamento superficial; q_{pico} (m³/s) é a vazão de pico do escoamento superficial; A (ha) é a área superficial; α e β são coeficientes de ajuste, sendo considerados parâmetros calibráveis (Fagundes *et al.*, 2019); K 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 grossos ou rochas (Buarque, 2015; Fagundes *et. al.*, 2018).

Os atributos da equação são definidos para cada URH da sub-bacia, com exceção do fator LS, que é determinado e calculado na etapa de pré-processamento. O fator de erodibilidade K no modelo é calculado a partir dos percentuais de cada fração do solo (argila, silte e areia) (Equação 21) (Buarque, 2015).

$$K = F_{ag} \cdot F_{cs} \cdot F_{org} \cdot F_a \quad (21)$$

Em que cada fator é definido pelas equações abaixo:

$$F_{ag} = 0,2 + 0,3 \exp \left[-0,256 \cdot ARE \cdot \left(1 - \frac{SIL}{100} \right) \right] \quad (22)$$

$$F_{cs} = \left(\frac{SIL}{ARG + SIL} \right)^{0,3} \quad (23)$$

$$F_{org} = 1 - \frac{0,25 \cdot orgC}{orgC + \exp(3,72 - 2,95 \cdot orgC)} \quad (24)$$

$$F_a = 1 - \frac{0,7 \left(1 - \frac{ARE}{100} \right)}{\left(1 - \frac{ARE}{100} \right) + \exp \left[-5,51 + 22,9 \cdot \left(1 - \frac{ARE}{100} \right) \right]} \quad (25)$$

Sendo ARE, SIL, ARG e orgC percentuais de areia, silte, argila e carbono orgânico respectivamente presentes na camada superior de cada URH. Os valores médios dessas frações foram determinados a partir de dados disponibilizados pela FAO (2003). Desse modo, para a classe “Solos rasos” em que se agrupou mais de um tipo de solo, foi feita uma média dos dois solos de maior porcentagem de área, sendo esses Cambissolo e Neossolo Regolítico.

Já para Solos de várzea, por possuir apenas dois solos em sua classe e ambos possuírem áreas muito similares, manteve-se uma média dos dois solos (Gleissolo e Fluvisso). Para a classe “Floresta inundável”, usou-se as porcentagens do Fluvisso, pois a maioria dessa classe encontra-se nesse solo. E por fim, para a classe “Área não vegetada” utilizou-

se dos mesmos valores da classe “Solos rasos” pois a maior parte dessa classe encontra-se nesses solos.

Já o fator de cobertura e manejo do solo C foi definido baseado em valores apresentados na literatura (Tomazoni *et al.*, 2005; Farinasso *et al.*, 2006; Beskow *et al.*, 2009; Lisboa *et al.*, 2017; Martins *et al.*, 2023; Riquetti *et al.*, 2023; Li *et al.*, 2024).

Para o fator de práticas conservacionistas P e fator de fragmentos grosseiros FG foi adotado como 1 para todas as URHs (De Vente *et al.*, 2008; Buarque, 2015; Fagundes, 2018; Föeger, 2019), já que existe uma deficiência desses dados com informações detalhadas e espacialmente distribuídas. Além disso, como foi citado por Fagundes *et al.* (2019), o fator P é mais significativo em bacias de menor porte, o que não é o caso para a área de estudo.

Um resumo dos parâmetros da equação MUSLE de acordo com o tipo de solo são apresentados na Tabela 8.

Tabela 8 - Resumo dos fatores da equação MUSLE a partir do tipo de solo.

Descrição da URH	Solos	K				FG	C	P
		ARE (%)	SIL (%)	ARG (%)	orgC (%)			
1 Floresta + Argissolos	Argissolos	59	18	23	1,20	1	0,020	1
2 Floresta + Solos rasos	Cambissolos e Neossolos Regolíticos	49	33	18	1,90	1	0,025	1
3 Floresta + Solos de várzea	Gleissolos e Fluvisolos	46	29	25	1,45	1	0,020	1
4 Floresta + Latossolos	Latossolos	40	17	43	1,90	1	0,020	1
5 Floresta inundável	Fluvisolo	49	28	23	1,30	1	0,020	1
6 Vegetação de baixo porte + Argissolos	Argissolos	59	18	23	1,20	1	0,005	1
7 Vegetação de baixo porte + Solos rasos	Cambissolos e Neossolos Regolíticos	49	33	18	1,90	1	0,200	1
8 Vegetação de baixo porte + Solos de várzea	Gleissolos e Fluvisolos	46	29	25	1,45	1	0,080	1
9 Vegetação de baixo porte + Latossolos	Latossolos	40	17	43	1,90	1	0,050	1
10 Agropecuária + Argissolos	Argissolos	59	18	23	1,20	1	0,001	1
11 Área não vegetada	Cambissolos e Neossolos Regolíticos	49	33	18	1,90	1	0,001	1
12 Água	0	0	0	0	0	0	0	0

4.3.3 - Cálculo do fator LS

O fator topográfico LS é o único parâmetro da equação MUSLE de perda de solo que é calculado em uma rotina computacional separadamente do módulo de sedimentos, denominada PRE-SED. Esse fator representa na equação uma combinação entre o comprimento da rampa (S) e a declividade do terreno (L), e foi originalmente baseada em rampas planas e escoamento laminar, apresentando limitações portanto quando a declividade é acentuada (Moore e Burch, 1986).

Dessa forma, Buarque (2015) propôs uma rotina computacional para calcular o fator LS de acordo com cada pixel do MDE. O fator L é obtido para aplicação em um terreno bidimensional baseado no que é apresentado por Desmet e Govers (1996), enquanto o fator S é calculado pela equação de Wischmeier e Smith (1978). Com isso, para aplicar essa rotina utilizam-se como dados de entrada alguns resultados obtidos na etapa de pré-processamento do modelo hidrológico, sendo eles o MDE, mapa de direção de fluxo, mapa das minibacias e mapa das URHs.

4.3.4 - Calibração e validação do modelo

No MGB-SED a sugestão dos parâmetros calibráveis surgiram posteriormente ao desenvolvimento do modelo, tendo sido uma proposta de Fagundes (2018). São três os fatores sugeridos para calibração, sendo dois associados a equação MUSLE e um relacionado ao reservatório simples de retardo de propagação dos sedimentos.

Primeiramente tem-se os parâmetros α e β presentes na equação MUSLE. Os sedimentogramas são amplificados ou reduzidos de forma proporcional à variação do parâmetro α , enquanto o parâmetro β amplifica os sedimentogramas e intensifica seus picos e vales à medida em que seu valor diminui (Föeger, 2019).

Além disso, tem-se o parâmetro TKS (Equação 26), relacionado ao tempo de retardo do reservatório simples, impactando diretamente na descarga sólida da saída do reservatório linear. Quanto menor o valor desse fator, mais intensos são os picos e os vales dos sedimentogramas, além de influenciar diretamente em seus deslocamentos. Esses três parâmetros de forma calibráveis foram incorporados no código do modelo inercial MGB-SED por Föeger (2019).

$$QS_{i,j}^t = \frac{1}{TKS_i} \cdot VSED_{i,j}^t \quad (26)$$

Em que VSED é o volume do reservatório de sedimentos da URH j da minibacia i e no passo de tempo t; QS é a descarga sólida total de saída do reservatório e TKS é o tempo de retardo do reservatório superficial.

Da mesma forma que no modelo hidrológico, foi utilizada a proporção de 2/3 dos dados para calibração e 1/3 para a verificação, ou seja, a calibração foi realizada dos anos 2004-2012 e a verificação dos anos 2013-2016.

4.3.5 - Avaliação de desempenho do modelo

Foram consideradas as mesmas estatísticas de avaliação de desempenho utilizadas na etapa da modelagem hidrológica, ou seja, os coeficientes de eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE), o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe dos Logaritmos (NSELog) e o erro de volume (ΔV). É importante destacar que essas estatísticas de desempenho serão aplicadas apenas para a produção de sedimentos suspensos na bacia, visto que são apenas essas variáveis que possuem dados observados para fazer essa análise.

Além disso, foi realizada uma avaliação do modelo por meio de uma análise qualitativa do transporte de sedimentos suspensos e da carga de fundo ao longo dos trechos do rio, visando examinar a distribuição espacial da carga de sedimentos na área de estudo simulada pelo modelo. Adicionalmente, verificou-se a variabilidade sazonal da descarga sólida e a carga anual estimada em estações monitoradas, comparando esses resultados com dados medidos e com resultados reportados em outros estudos da literatura.

Para a análise de carga de fundo, foram aplicadas as equações de Meyer-Peter e Muller e de Yang para capacidade de transporte, possibilitando uma comparação com os estudos de Buarque (2015) e Föeger (2019), que adotaram a equação de Yang.

4.4 – RELAÇÃO ENTRE VAZÃO E SEDIMENTOS

Para compreender a relação entre vazão e sedimentos na bacia, realizou-se uma análise na estação Cachuela Esperanza, por se tratar da estação mais a jusante, o que permite representar de forma mais abrangente o comportamento hidrossedimentológico de toda a bacia. Além disso, essa estação possui dados observados completos durante todo o período analisado, correspondente ao mesmo intervalo da simulação, ou seja, de 2004 a 2016. Nessa análise verificou-se principalmente o tipo de histerese existente entre a vazão e os sedimentos nessa estação.

5- RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados da pesquisa estão divididos em duas partes principais: a modelagem hidrológica e a modelagem de sedimentos. Ambas as modelagens apresentam os resultados das etapas de calibração e verificação, com a modelagem de sedimentos incluindo também uma análise qualitativa dos dados simulados.

5.1 - MODELAGEM HIDROLÓGICA

Na análise hidrológica, os resultados são apresentados inicialmente com o aquecimento manual do modelo realizado pelo usuário, seguido pela definição das equações de largura e altura do canal. Essas etapas antecederam o processo de calibração e verificação, que são detalhados posteriormente a esses itens.

5.1.1 - Aquecimento do modelo

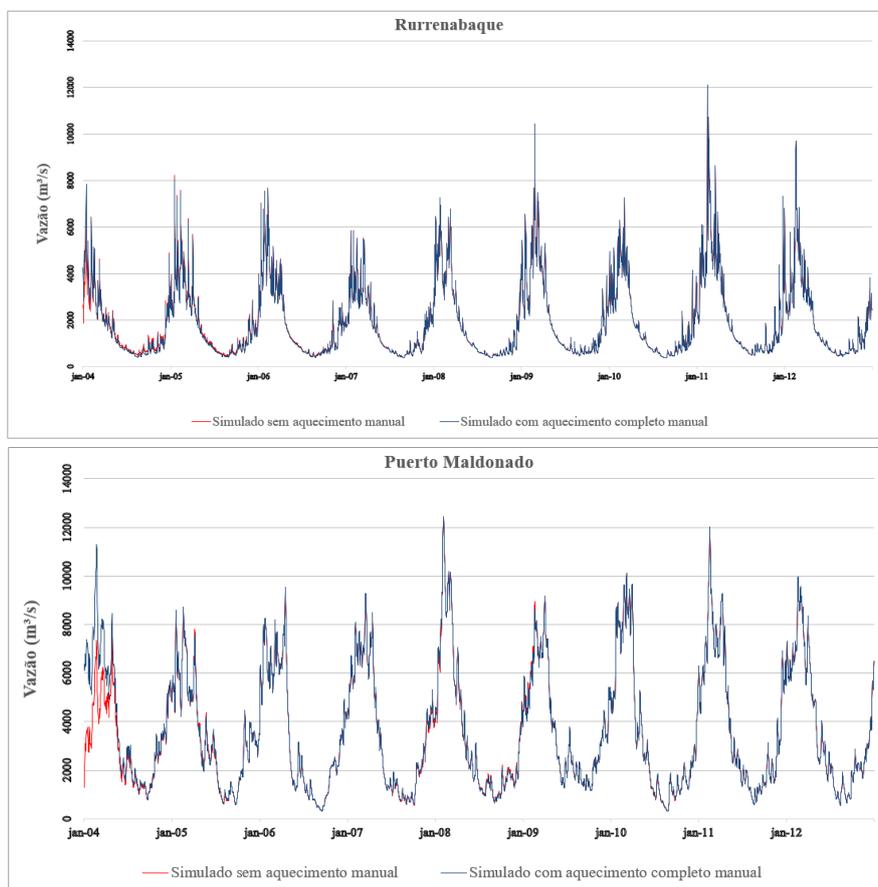
Embora esse não tenha sido o objetivo principal deste trabalho, realizou-se o aquecimento manual do modelo como uma tentativa de melhorar os resultados das vazões simuladas. Esse aquecimento manual completo foi de todos os anos simulados, ou seja, de 8 anos para calibração e de 4 anos para verificação, além do que aquecimento automático que já ocorre no modelo MGB.

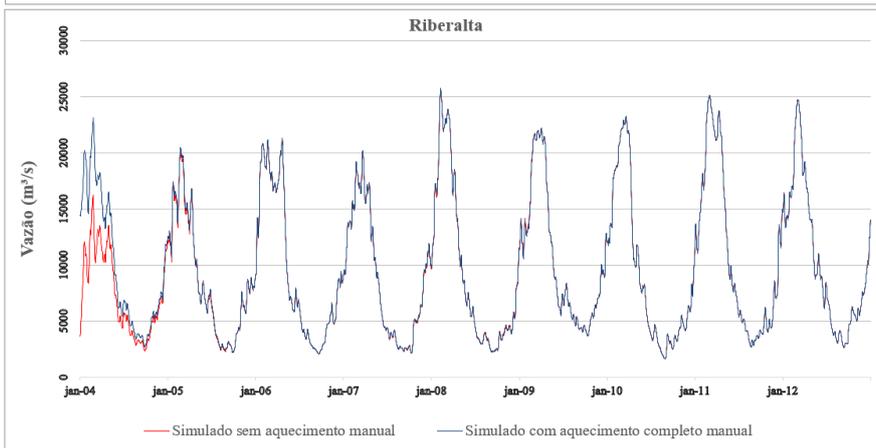
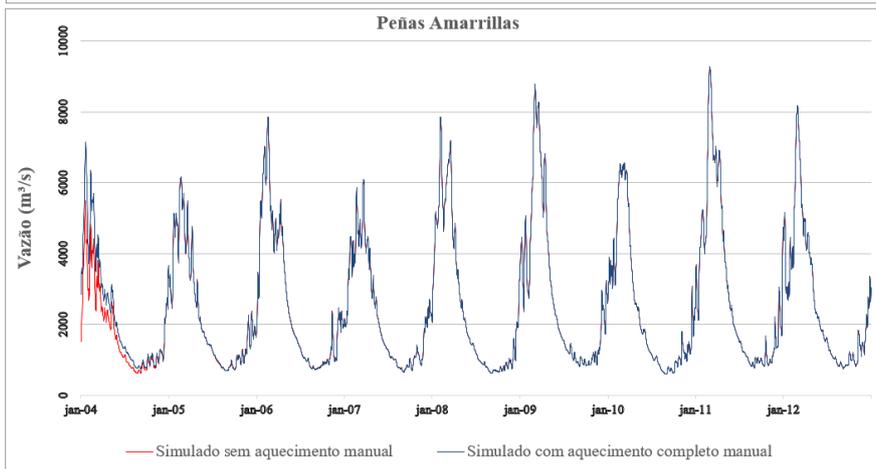
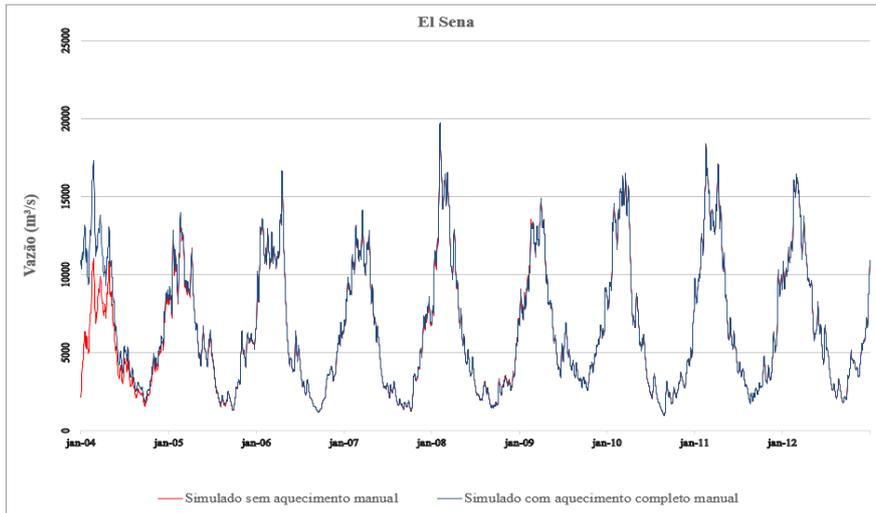
Na Figura 23, são apresentados a comparação dos hidrogramas dos resultantes do aquecimento manual do modelo realizado pelo usuário com aqueles gerados apenas com o aquecimento automático realizado pelo MGB. De maneira geral, observa-se que não houve mudanças significativas no comportamento dos hidrogramas ao longo do período de simulação, exceto durante o primeiro ano, o que era esperado devido à fase inicial de estabilização do modelo. Observa-se que a estação de Rurrenabaque, estação mais a montante da área de estudo, foi a única a não apresentar diferenças substanciais entre as duas abordagens, mesmo no primeiro ano de simulação.

Observa-se que as estações localizadas mais a jusante, especificamente Riberalta e Cachuela Esperanza, apresentaram as maiores diferenças nas vazões durante o primeiro ano de simulação, tanto nas vazões de pico como nas vazões de recessão. Nas áreas a jusante, os efeitos cumulativos das incertezas e variações introduzidas nas condições iniciais do modelo têm um impacto mais pronunciado. À medida que o fluxo se desloca ao longo da bacia hidrográfica, as condições iniciais ajustadas pelo aquecimento do

modelo vão se propagando e interagindo com os fluxos provenientes de diferentes minibacias, resultando em maiores variações nos hidrogramas dessas estações.

Além disso, destaca-se que nessas estações de jusante foram necessários em torno de 2 anos para o modelo estabilizar, ou seja, a partir do terceiro ano o modelo começa a ficar estável. Isso demonstra que apenas 1 ano de aquecimento não é suficiente enquanto 2 anos seria o ideal para essas estações; a partir de 3 anos o aquecimento já não apresenta uma mudança significativa. Em outros estudos do MGB, os autores aplicam 1 ano de aquecimento (Fleischmann *et al.*, 2018; Fleischmann *et al.*, 2021; Munar *et al.*, 2018; Munar *et al.*, 2023), ou 2 anos (Wongchuig *et al.*, 2023; Gomes *et al.*, 2024), no entanto em nenhum desses estudos o objetivo foi avaliar o comportamento da simulação a partir da quantidade de anos de aquecimento ou a influência das condições iniciais nos resultados.





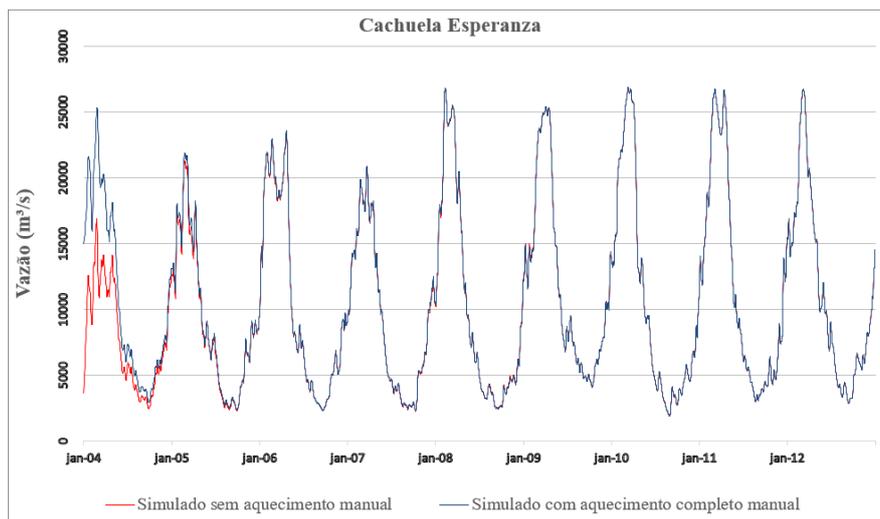


Figura 23 - Hidrogramas de vazões simuladas com aquecimento manual e aquecimento automático do modelo, da estação mais a montante para jusante.

Além disso, na Tabela 9 são apresentados os índices de desempenho calculados para cada estação com os dois tipos de aquecimento realizados. De modo geral, observa-se que as mudanças nos valores dos índices não foram significativas em nenhuma das estações analisadas. Isso sugere que, embora o aquecimento mais completo do modelo tenha um impacto visível no comportamento do hidrograma durante o primeiro ano de simulação, esse efeito tende a se dissipar à medida que o período de simulação se estende. Como resultado, a diferença inicial percebida no hidrograma acaba por se refletir menos nos índices de desempenho ao longo do tempo, indicando que o impacto do aquecimento diminui consideravelmente em simulações mais longas.

Tabela 9 - Estatísticas de desempenho comparando os dois aquecimentos realizados na simulação. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.

Estação	Sem aquecimento manual			Com aquecimento manual completo		
	NSE	NSElog	ΔV	NSE	NSElog	ΔV
Rurrenabaque	0,70	0,84	-5,69	0,70	0,82	-7,51
Puerto Maldonado	0,72	0,78	-1,38	0,73	0,78	-1,15
El Sena	0,59	0,73	19,00	0,59	0,73	19,28
Peñas Amarrillas	0,79	0,85	-10,11	0,74	0,82	-10,50
Riberalta	0,84	0,88	10,69	0,82	0,87	12,28
Cachuela Esperanza	0,73	0,85	16,02	0,71	0,83	17,46

Outra observação perceptível na tabela é que os erros já identificados na simulação sem aquecimento manual, tanto de subestimação quanto de superestimação de vazões, foram minimamente ampliados quando o aquecimento manual do modelo foi realizado. Isso é particularmente notável nos erros de volume (ΔV) de cada estação. Em estações como

Rurrenabaque, onde já havia uma tendência à subestimação de volume, essa tendência se acentuou ligeiramente após o aquecimento manual. Da mesma forma, nas estações Riberalta e Cachuela Esperanza, onde o modelo já superestimava o volume, essa superestimação também se intensificou. A única exceção a essa tendência foi a estação de Puerto Maldonado, que apresentou uma leve redução no erro de volume, sugerindo que, nessa estação, o aquecimento manual melhorou um pouco os índices de desempenho.

5.1.2 - Definição das características morfológicas do canal

As características morfológicas, apresentadas no MGB como largura e profundidade do canal, foram inicialmente adotadas conforme sugerido por Paiva *et al.* (2013) para a bacia do rio Madeira (Equações 27 e 28), também utilizadas por Buarque (2015) e Föeiger (2019).

$$B_{rio} = 1,30 \cdot A^{0,46} \quad (27)$$

$$H_{rio} = 1,25 \cdot A^{0,20} \quad (28)$$

Entretanto, durante a simulação, houve uma superestimação significativa das vazões simuladas em relação às observadas em algumas estações, conforme será detalhado no item 5.1.3 (Calibração). Para mitigar esse comportamento e reduzir as vazões de pico, foi realizada uma calibração manual diminuindo os valores das equações de largura e profundidade, como é demonstrado nas equações 29 e 30.

$$B_{rio} = 1,30 \cdot A^{0,45} \quad (29)$$

$$H_{rio} = 1,03 \cdot A^{0,18} \quad (30)$$

Embora essa calibração tenha efetivamente reduzido o pico de vazão, o comportamento hidrológico representado nos hidrogramas piorou em relação aos dados observados. Especificamente, o hidrograma apresentou uma menor frequência, com um atraso nos tempos de subida e descida das vazões de pico (Figura 24). Essa nova dinâmica sugere que o escoamento superficial aumentou mais rapidamente até atingir o pico, mas a fase de recessão se tornou mais lenta, distorcendo a dinâmica real observada nos dados de campo.

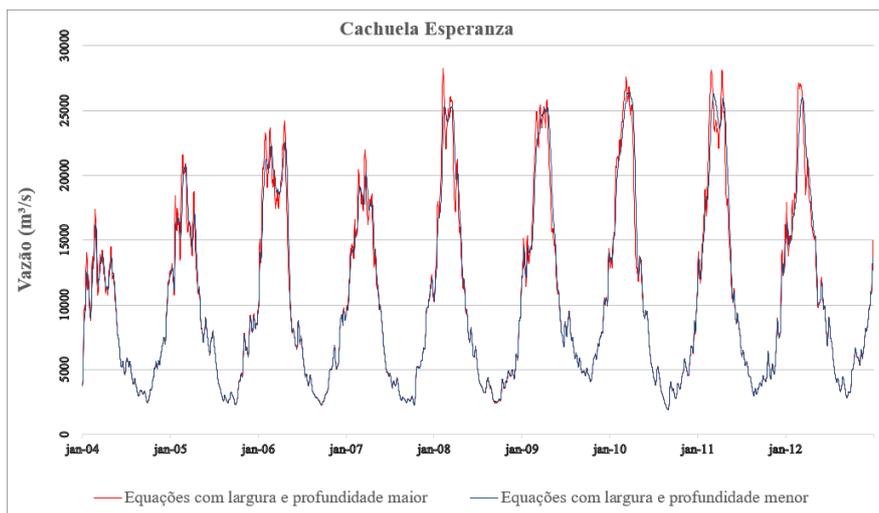


Figura 24 - Hidrograma das vazões simuladas correspondente às equações de maior e menor largura e profundidade dos canais.

Essa distorção foi mais evidente nas minibacias localizadas a jusante, onde a largura e profundidade dos canais já são significativamente maiores do que nas minibacias a montante. Como resultado, qualquer modificação nas equações de largura e profundidade desses canais tem um impacto mais acentuado no comportamento hidrológico dessas minibacias com áreas de drenagem maiores, visto que essa variável está inserida diretamente na equação de largura e profundidade.

No entanto, nem todas as estações apresentaram uma piora no comportamento hidrológico representado pelos hidrogramas. Com isso, entende-se que o uso de uma única equação para todas as sub-bacias não é ideal, já que cada sub-bacia apresenta um desempenho variável dependendo da equação aplicada. Portanto, foram adotadas equações distintas para as sub-bacias, conforme a performance identificada com cada equação (Figura 25), e considerando-se as feições geomorfológicas e pedológicas da região.

Destaca-se que um desempenho superior poderia ser alcançado se essa divisão fosse feita para cada minibacia em vez de para cada sub-bacia, porém, como o processo foi realizado manualmente, isso acarretaria um custo operacional significativamente maior.

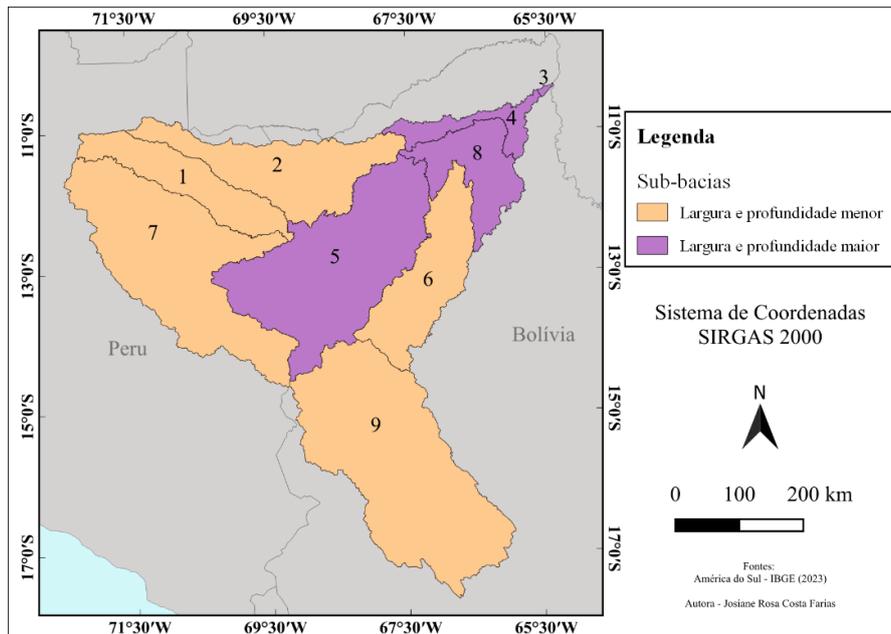


Figura 25 - Largura e profundidade adotada para cada sub-bacia.

5.1.3 - Calibração

Os resultados da calibração apresentados a seguir foram obtidos utilizando-se o aquecimento completo do modelo realizado manualmente. Essa abordagem foi escolhida para permitir uma análise do comportamento hidrológico representado pelos hidrogramas sem a influência do período de estabilização do modelo e das condições iniciais.

A Tabela 10 apresenta os resultados da etapa de calibração do modelo. Analisando as estatísticas de desempenho, observa-se que 5 das 6 estações calibradas alcançaram um coeficiente de Nash igual ou superior a 0,7, exceto a estação El Sena, que apresentou um valor de 0,59. Os resultados para o Nash-log foram melhores, com todas as estações registrando valores acima de 0,7. No que diz respeito ao erro de volume, a maioria das estações apresentou valores aproximados entre 5 e 20% destacando-se as estações El Sena (19%) e Cachuela Esperanza (17,5%) com os piores resultados, enquanto Puerto Maldonado obteve o melhor desempenho (-1,15%).

Tabela 10 - Estatísticas de desempenho de cada uma das estações na etapa de calibração (2004-2012) para vazões diárias. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.

Sub-Bacia	Estação	NSE	NSElog	ΔV (%)
1 e 5	El Sena	0,59	0,73	19,28
2 e 4	Cachuela Esperanza	0,71	0,83	17,46
6	Peñas Amarrillas	0,74	0,82	-10,50
7	Puerto Maldonado	0,73	0,78	-1,15
8	Riberalta	0,82	0,87	12,28
9	Rurrenabaque	0,70	0,82	-7,51

O mapa da Figura 26 apresenta a distribuição dos índices de desempenho por estação. Observa-se que os erros de volume representam os piores resultados alcançados pelo modelo, evidenciando uma significativa superestimação da vazão, principalmente nas sub-bacias a jusante. Já nas sub-bacias a montante, verifica-se o comportamento oposto, com uma subestimação da vazão, embora em menor magnitude. Dessa forma, entende-se que, embora os índices de desempenho como o coeficiente de Nash-Sutcliffe e o Nash-log sejam importantes para avaliar a eficiência do modelo hidrológico, o parâmetro que se destacou como mais crítico foi o erro de volume.

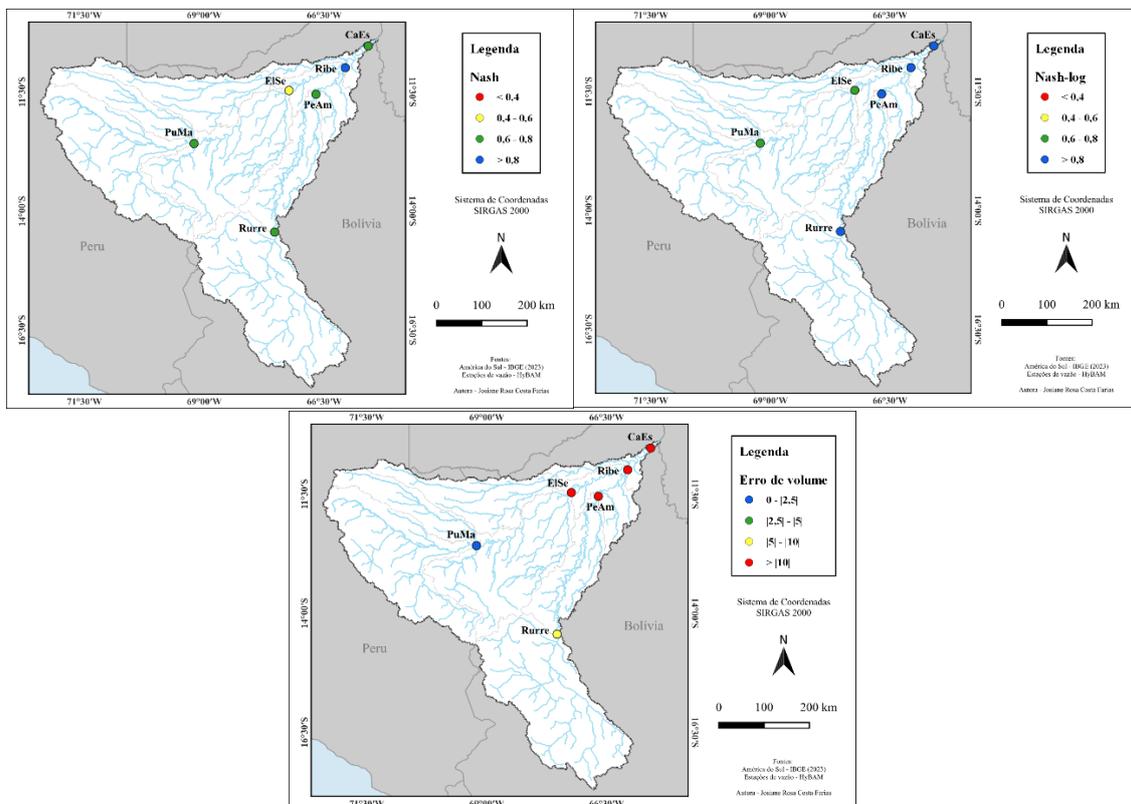
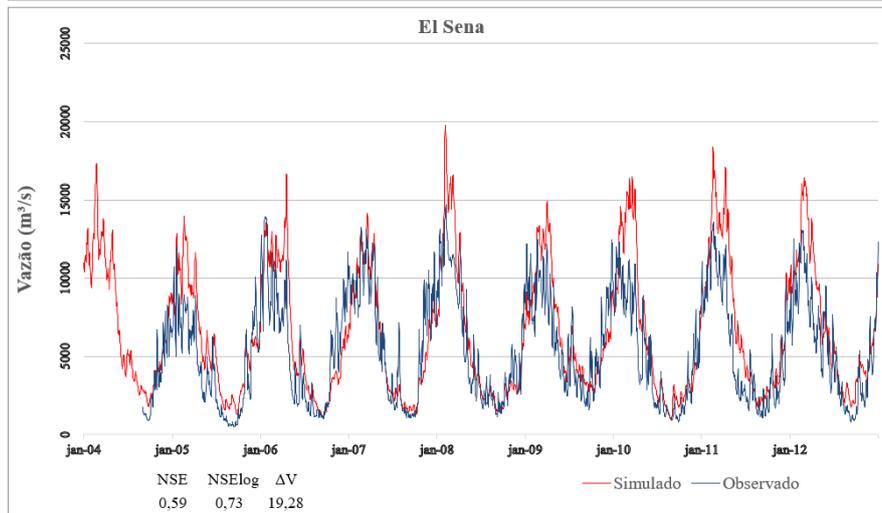
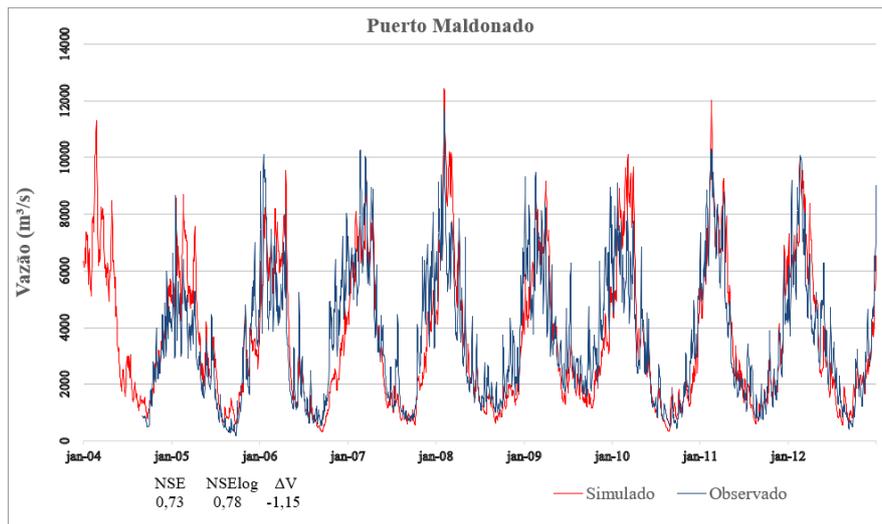
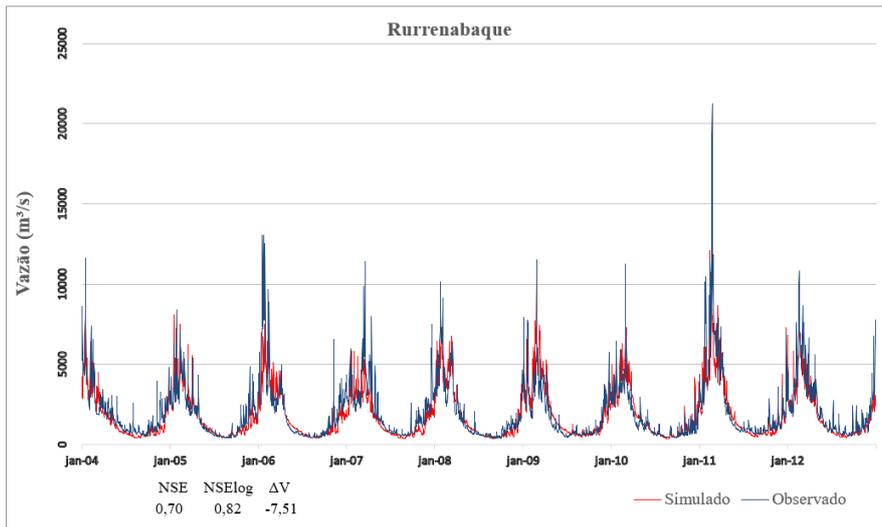


Figura 26 - Nash, nash-log e erros de volume para vazões diárias em cada estação para etapa de calibração. PuMa = Puerto Maldonado; Rurre = Rurrenabaque; ElSe = El Sena; PeAm = Peñas Amarrillas; Ribe = Riberalta; CaEs = Cachuela Esperanza.



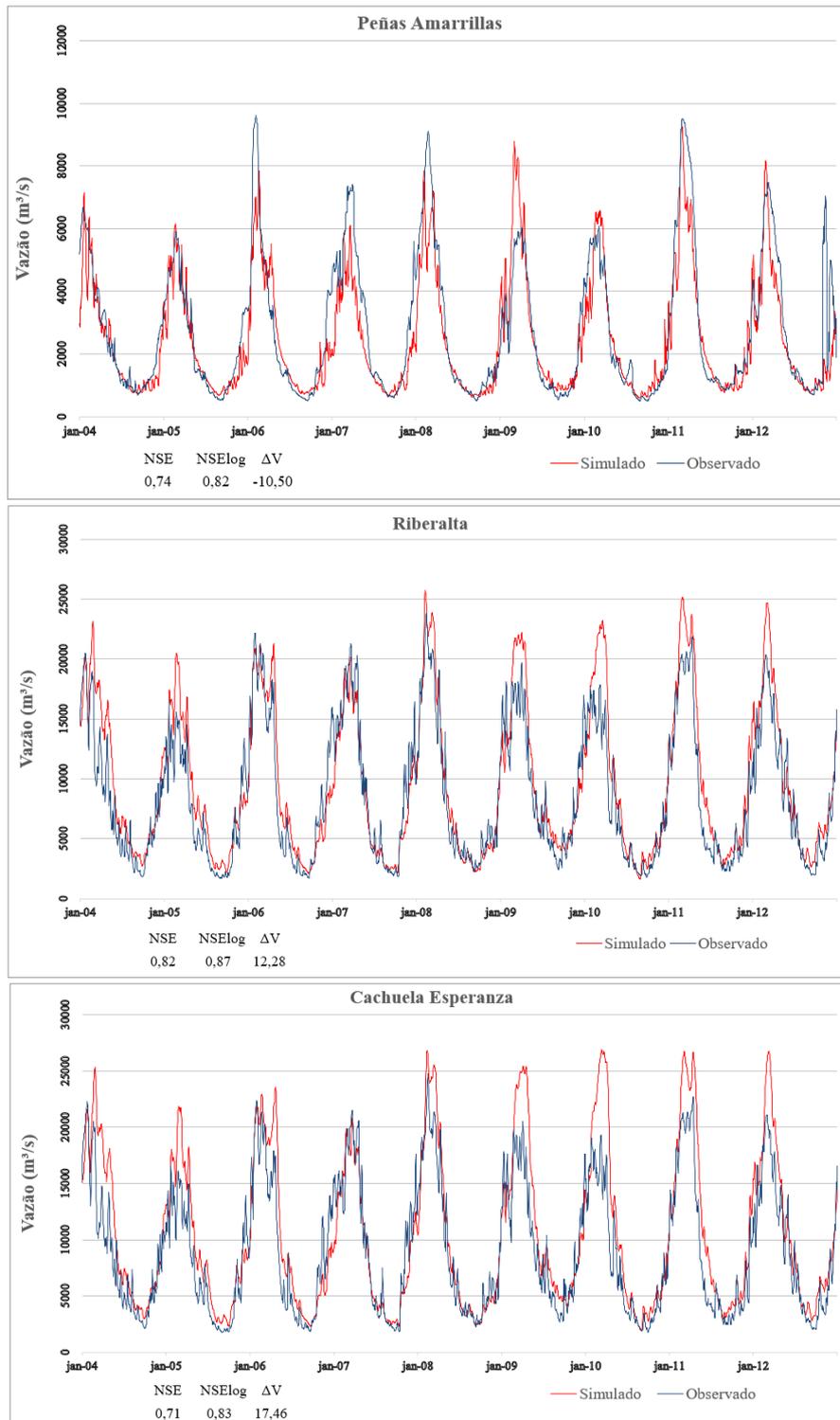


Figura 27 - Hidrogramas de vazões diárias simuladas e observadas em cada uma das estações na etapa de calibração. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.

Ao analisar individualmente cada hidrograma (Figura 27), observa-se que Rurrenabaque, sendo a sub-bacia mais a montante e localizada no Baixo Andes boliviano, com influência significativa do Alto Andes, apresentou um comportamento hidrológico mais distinto em relação às demais estações. O hidrograma de Rurrenabaque exibe uma resposta rápida

aos eventos de chuva, caracterizada por um escoamento superficial elevado e picos de vazão mais pronunciados, resultado das características da região, como solos rasos, vegetação baixa e alta declividade.

Nas simulações, Rurrenabaque apresentou uma maior subestimação das vazões em comparação com outras estações, que de maneira oposta, superestimaram consideravelmente as vazões. Ademais, devido às elevadas vazões observadas na região, mesmo durante os períodos de recessão, um dos principais desafios no início da calibração foi a subestimação das vazões de recessão simuladas em relação às observadas. No entanto, à medida que a calibração avançou, essa discrepância foi reduzida.

Em relação à subestimação das vazões de pico, optou-se por manter essa abordagem, considerando que as sub-bacias a jusante já apresentavam uma superestimação significativa das vazões de pico. Aumentar ainda mais as vazões simuladas de Rurrenabaque resultaria em uma maior propagação de vazão nas sub-bacias a jusante, agravando o problema de superestimação nessas regiões.

A sub-bacia mais a montante, na região peruana, é a estação de Puerto Maldonado, situada no Baixo Andes, com influência do Alto Andes e do Arco Fitzcarrald. O hidrograma de Puerto Maldonado apresenta características semelhantes a estação de Rurrenabaque, com uma resposta rápida aos eventos de chuva, inclusive nos períodos de recessão; contudo, as vazões registradas são menores.

Além disso, a região onde se localiza a estação de Puerto Maldonado, especialmente próximo ao Arco Fitzcarrald, apresenta-se uma anomalia de precipitação, com chuvas de maior intensidade (Espinoza *et al.*, 2009), o que tem um impacto maior na propagação de eventos extremos. Esse fato é corroborado pela média ponderada anual de precipitação medida pelo satélite nas áreas de contribuição das estações de Puerto Maldonado e Rurrenabaque (Figura 28), destacando-se a diferença de chuva média na porção peruana e boliviana da bacia, em que a segunda é aproximadamente metade da primeira.

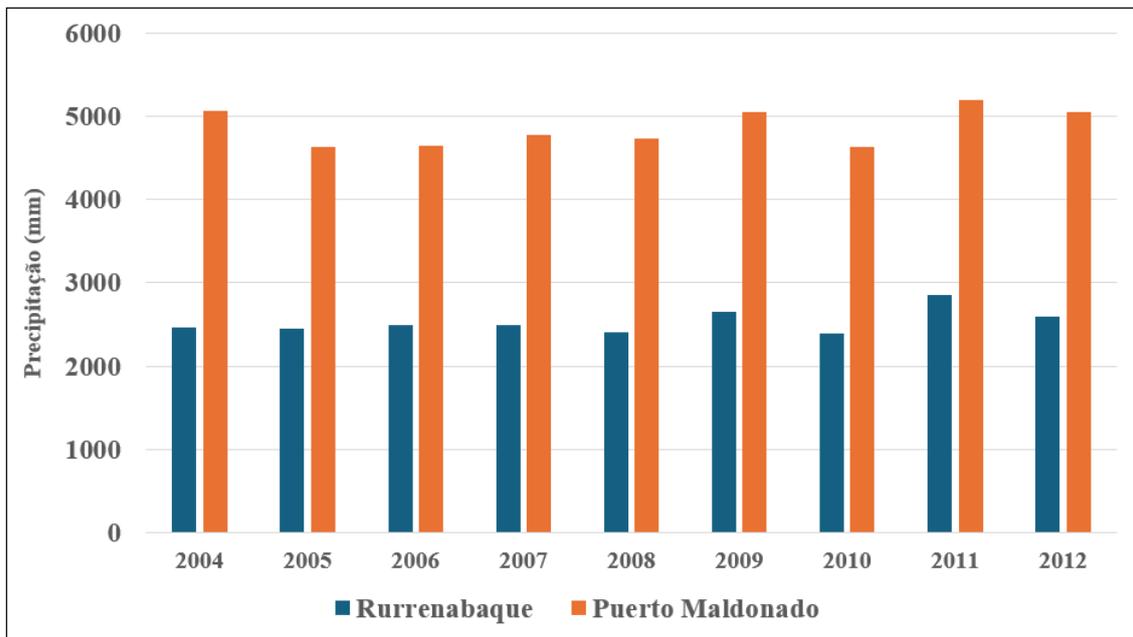


Figura 28 - Média ponderada de precipitação anual nas áreas de contribuição das estações de Puerto Maldonado e Rurrenabaque medida pelo satélite GPM-IMERG.

Com isso, Puerto Maldonado exerce uma influência mais direta sobre as sub-bacias a jusante de El Sena, Riberalta e Cachuela Esperanza. Durante o processo de calibração, notou-se que Rurrenabaque, por exemplo, impacta de maneira mais significativa a estação de Peñas Amarillas do que as outras sub-bacias a jusante. Com isso, características das vazões simuladas que começam a se manifestar na estação de Puerto Maldonado tornam-se mais pronunciadas nas estações a jusante.

Entre essas observações, destaca-se uma tendência inicial de superestimação das vazões, especialmente nos anos de 2005, 2008 e 2010. Adicionalmente, em alguns trechos do hidrograma, percebe-se um leve deslocamento para a direita (retardo) nas vazões simuladas, mais evidente nas condições de enchentes para anos de 2007 e 2009, e na vazante de 2011 (Figura 27). Esse deslocamento indica uma resposta tardia ao início dos períodos de chuva, enquanto na fase de recessão, o gráfico demora mais para refletir a queda das chuvas.

Uma possível explicação para esse comportamento é o modelo utilizar apenas uma única camada de solo, o que dificulta o ajuste de tempo de resposta aos eventos de chuva no escoamento superficial. Essa dinâmica é agravada pelo aumento da capacidade de armazenamento de água do solo, realizado para compensar a superestimação inicial: no começo do período chuvoso, o solo apresenta uma grande capacidade de armazenamento, atrasando o início da geração de escoamento superficial; já na fase de recessão, o solo

permanece saturado por mais tempo, liberando a água de forma mais lenta durante o período da vazante - queda das vazões.

Entre as sub-bacias a jusante, Peñas Amarrillas se destaca por apresentar o comportamento hidrológico mais distinto. Localizada integralmente na porção boliviana, esta sub-bacia é fortemente influenciada por Rurrenabaque e está situada na região geomorfológica dos Llanos, caracterizada por planícies de inundação, solos mais profundos e vegetação de floresta. Com isso, o hidrograma de Peñas Amarrillas apresenta menor variabilidade em um curto período, sendo um gráfico menos “nervoso” entre todas as estações, com uma peculiaridade nas vazões simuladas: a resposta do escoamento superficial, tanto na enchente quanto na vazante, é significativamente mais rápida do que a apresentada pelos dados observados, especialmente evidente no ano de 2007.

Peñas Amarrillas foi a estação com menor superestimação das vazões de pico entre as sub-bacias a jusante, com essa superestimação sendo mais notável nos anos de 2009 e 2010. Na realidade, ao analisar o período como um todo, observa-se uma tendência de subestimação das vazões, conforme indicado pelo erro de volume de -10,50%. Também se nota que a calibração do modelo não conseguiu captar completamente o hidrograma de menor variabilidade característico desta estação, o que destaca uma limitação na representação da sua dinâmica hidrológica observada.

Nas estações mais a jusante, localizadas na região geomorfológica dos Llanos — El Sena, Riberalta e Cachuela Esperanza — observam-se características hidrológicas muito semelhantes, que se inicia com Puerto Maldonado. Começando por El Sena, esta foi uma das estações com menor eficiência ($NSE = 0,59$) do modelo na simulação do comportamento hidrológico, sendo marcada por uma superestimação das vazões de pico em praticamente todos os anos simulados, exceto em 2007. Superestimações também foram observadas nas vazões de recessão, embora em menor magnitude. O deslocamento do gráfico para a direita, já mencionado em Puerto Maldonado, também ocorre em El Sena e nas demais estações a jusante, sob a mesma hipótese. Destaca-se que El Sena é uma estação que possui influência de várias regiões geomorfológicas, estimadas por Vauchel *et al.* (2017) como sendo de 35% dos Andes, 28% de Tierra Firme, 35% do Arco Fitzcarrald e 2% de planícies.

Em Riberalta e Cachuela Esperanza, é evidente que a superestimação das vazões se torna mais pronunciada, especialmente a partir de 2009, com 2010 sendo o ano de pior

desempenho. Essa superestimação mais acentuada nas estações a jusante pode ser um reflexo da propagação na rede de drenagem, que intensifica as dinâmicas observadas nas estações a montante, exacerbando os desvios do modelo na simulação hidrológica.

Algumas justificativas para a superestimação encontrada no modelo em algumas estações incluem os dados de precipitação, que são o principal dado de entrada. Na literatura encontram-se alguns estudos que apontam para uma superestimação nos dados de chuva do GPM-IMERG (Bulovic *et al.*, 2020; Manz *et al.*, 2017; Massari *et al.*, 2020; Pradhan *et al.*, 2022; Silva *et al.*, 2023), apesar do maior problema desses dados de chuva ser no período da seca.

Dentre essas pesquisas, destaca-se o estudo de Manz *et al.* (2017), que avaliou a performance dos dados de chuva do GPM-IMERG na região dos Andes tropicais, conhecida por seu gradiente extremo de precipitação de leste a oeste. A área de estudo da pesquisa abrangeu uma parte da bacia do rio Beni, e em uma das sub-regiões analisadas, observou-se uma superestimação das precipitações de pico proporcionalmente à magnitude da chuva.

Além disso, Pradhan *et al.* (2022) em seu artigo de revisão do GPM-IMERG, destacam que uma das versões desses dados mostrou uma superestimação da frequência das precipitações intensas nas bacias dos rios Negro, Solimões e Amazonas. Bulovic *et al.* (2020) complementam que, nas três versões do IMERG analisadas na pesquisa, os dados de chuva apresentaram uma tendência de subestimação para eventos com menor variabilidade e de superestimação para eventos de chuva com maior variação. Isso sugere que o desempenho desses dados de chuva pode variar dependendo da distribuição e intensidade das precipitações, sendo mais preciso em situações de chuva moderada e menos confiável em cenários com padrões pluviométricos irregulares e extremos.

Além disso, uma análise conduzida por Paiva *et al.* (2013) com o modelo MGB aplicou o método hidrodinâmico para propagação de vazão em toda a bacia Amazônica de 1999 a 2009, utilizando dados de precipitação do produto TRMM 3B42. Esse estudo gerou um hidrograma para a estação Fazenda Vista Alegre, localizada próxima ao exutório do rio Madeira, como mostrado na Figura 29. A partir de 2004, início do período de simulação desta pesquisa, observa-se uma tendência de superestimação das vazões de pico, especialmente nos anos de 2006 e 2009, reforçando a hipótese de que a qualidade dos

dados de precipitação pode ter influenciado os resultados, considerando que o produto GPM-IMERG é derivado do TRMM.

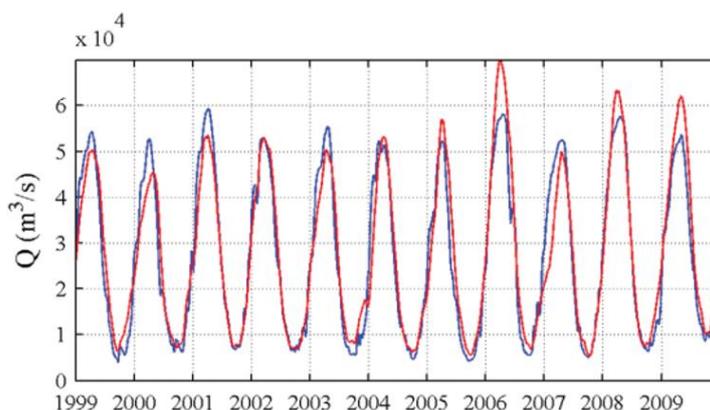


Figura 29 - Hidrograma de vazões diárias para a estação Fazenda Vista Alegre na bacia do rio Madeira, sendo vermelho correspondente a vazões simuladas e a cor azul a vazões observadas (Paiva *et al.*, 2013).

Além disso, para as vazões de pico, o principal parâmetro calibrável é a capacidade de armazenamento do solo. No entanto, para as estações a jusante, esse fator perdeu a sensibilidade na calibração em determinado momento. Ademais, ao aumentar demais esse fator perde-se a coerência com a realidade das características do solo, e o atraso do hidrograma em relação aos dados observados. Portanto, entende-se que os parâmetros calibráveis para as vazões de pico não foram suficientes no modelo para mitigar o problema de superestimação encontrado.

Por fim, reconhece-se que, nas estações a jusante, as planícies de inundação desempenham um papel mais significativo como componentes hidrológicos que atenuam as vazões de pico. Essas áreas alagáveis ajudam a moderar os picos de vazão ao fornecer armazenamento temporário de água e promover uma redução na velocidade do escoamento superficial. Além disso, a perda de água por evaporação nas planícies de inundação, podem impactar a precisão das simulações hidrológicas. Se a evaporação não for bem simulada pelo modelo, pode resultar na manutenção de uma quantidade excessiva de água no sistema, o que não reflete as condições reais.

No estudo hidrológico realizado por Föeger (2019) também utilizando o modelo MGB com propagação de vazão pelo método inercial para a bacia do rio Madeira não foram utilizadas as estações de dados observados que foram calibradas nessa pesquisa, no entanto, na estação mais próxima à bacia do rio Beni é possível analisar alguns fatores. Na Figura 30 extraída do trabalho de Föeger (2019), observa-se que a sub-bacia mais próxima ao exutório do Beni é a sub-bacia de número 6 cuja estação é a de número

15320002. Ressalta-se que nessa pesquisa os anos simulados foram de 1998 a 2005 e os dados de chuva utilizados foram do TRMM 3B42.

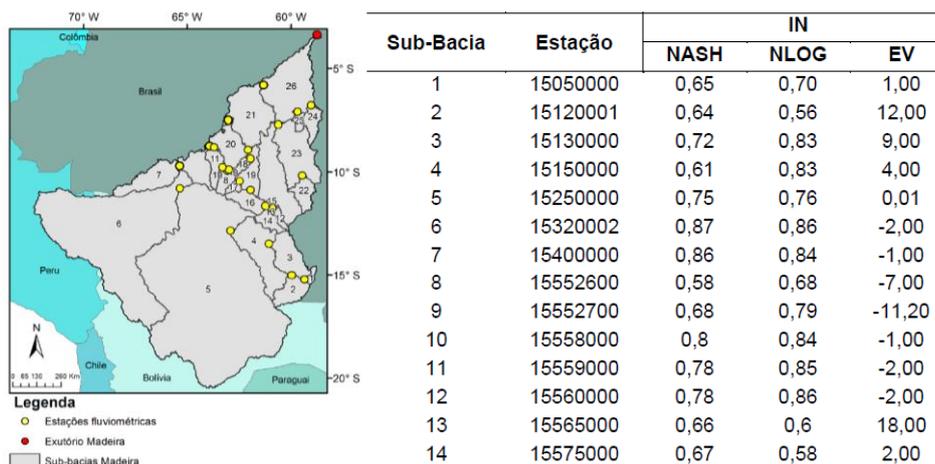


Figura 29 - Localização das sub-bacias do trabalho de Föeger (2019) e seu correspondente número de estação com as estatísticas de Nash-Sutcliffe (NASH), Nash-Sutcliffe dos logaritmos (NLOG) e erro de volume (EV), em que IN significa a propagação de vazão pelo método inercial (Föeger, 2019).

Na Figura 31, é apresentado o hidrograma de vazões diárias para a estação 15320002, comparando os resultados obtidos a partir de diferentes métodos de propagação de vazão. Destaca-se o desempenho do método inercial (IN), que é o adotado neste estudo. A análise, contudo, é limitada pela falta de dados observados em vários anos. Ainda assim, observa-se uma subestimação das vazões em praticamente todos os anos reforçado pelo erro de volume negativo, com exceção de 2004, o único ano em que há dados simultâneos com o período de simulação deste trabalho.

Além disso, nota-se principalmente nos anos de 1998 e 2002 um atraso do hidrograma simulado em relação aos dados observados, com um deslocamento para a esquerda, comportamento oposto ao observado nos hidrogramas desta pesquisa. Ao analisar os parâmetros de calibração utilizados por Föeger (2019), destaca-se que a capacidade de armazenamento adotada apresenta valores significativamente menores (da ordem de centenas) em comparação aos aplicados neste estudo, o que corrobora a explicação para o deslocamento do gráfico para a direita identificado nos resultados anteriores.

Ademais, na comparação com os demais métodos de propagação de vazão realizados por Föeger (2019), destaca-se o uso do método *Muskingum-Cunge* (MC), no qual não se considera a troca lateral com as planícies de inundação. Observa-se que, nesse caso, as vazões de pico são significativamente maiores em comparação com as obtidas pelo

método inercial. Esse comportamento é esperado, dado que o método inercial inclui o efeito de amortecimento das vazões de cheia pelas planícies de inundação, atenuando os picos e suavizando a resposta hidrológica ao longo do escoamento, tornando a vazão simulada muito mais próxima aos dados observados.

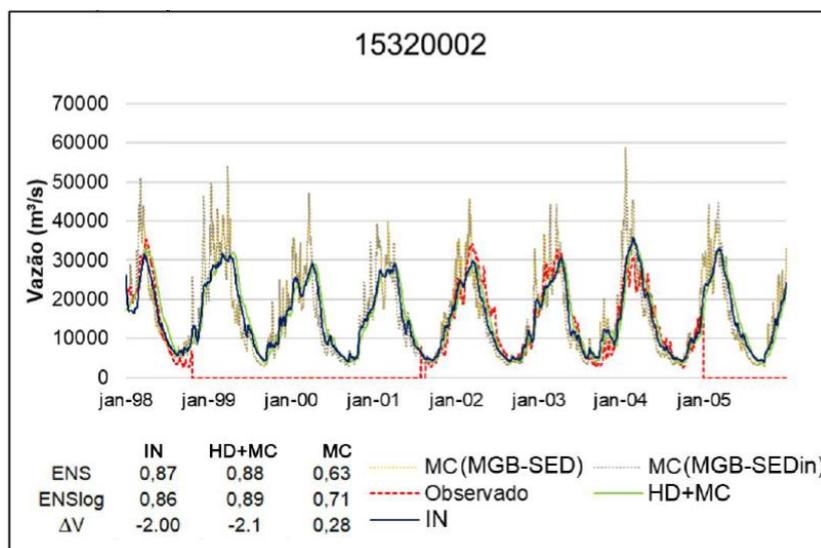


Figura 30 - Hidrograma das vazões diárias para o período 1998 a 2005, comparando-se diferentes métodos de propagação de vazão: MC corresponde ao método de Muskingum-Cunge, IN correspondente ao método inercial, HD + MC correspondente ao hidrodinâmico com Muskingum-Cunge. ENS = Nash-Cutcliffe; ENSlog = Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV = erro de volume (Föeger, 2019).

Outro estudo que apresenta resultados comparáveis aos desta pesquisa é o de Vergasta *et al.* (2023), que também realizou simulações com o modelo MGB utilizando o método inercial na bacia do rio Madeira, com período de calibração de 1982 a 1986. Nesse caso, os autores empregaram, para a calibração do modelo, uma média de dados diários de precipitação provenientes das seguintes bases de dados: *Global Precipitation Climatology Centre* (GPCC) (Schamm *et al.*, 2014), *Physical Sciences Laboratory* (PSL-NOAA) (Liebmann e Allured, 2005), a quinta geração da reanálise global de clima e tempo da ECMWF (ERA5) (Hersbach, 2016) e o *Climate Prediction Center* (CPC) (Xie *et al.*, 2010).

Além disso, os dados observados utilizados na calibração incluem duas estações analisadas pelos autores e apresentadas neste estudo: Rurrenabaque e Cachuela Esperanza. As métricas obtidas foram um NSE de 0,40 e 0,60, NSElog de 0,65 e 0,58, e erros de volume de -22,42% e -10,00%, para Rurrenabaque e Cachuela Esperanza, respectivamente. Esses resultados indicam que ambas as estações apresentaram, de forma geral, uma subestimação das vazões. No entanto, o comportamento de Cachuela

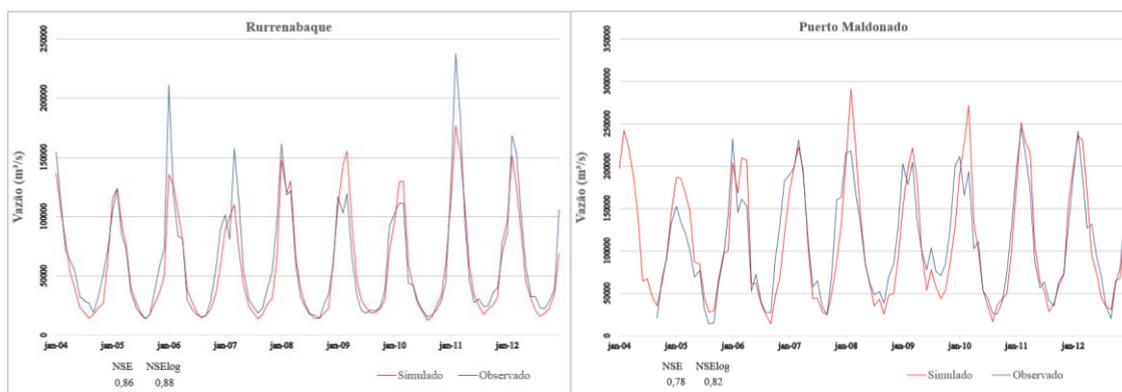
Esperanza contrasta com os resultados desta pesquisa, onde foi identificada uma superestimação das vazões, destacando-se a diferença no uso dos dados de chuva e do período de simulação.

Para as vazões mensais, os resultados dos índices de desempenho são apresentados na Tabela 11, enquanto os hidrogramas correspondentes são exibidos na Figura 32. Ao analisar os gráficos das vazões mensais, tornam-se mais evidentes algumas características discutidas nas análises das vazões diárias, que poderiam ser mais difíceis de visualizar, como o deslocamento dos hidrogramas em função do retardo (para a direita) das vazões simuladas em algumas estações, destacando-se Puerto Maldonado e El Sena.

Tabela 11 - Estatísticas de desempenho de cada uma das estações na etapa de calibração para vazões mensais. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.

Sub-Bacia	Estação	NSE	NSElog
1 e 5	El Sena	0,60	0,59
2 e 4	Cachuela Esperanza	0,72	0,85
6	Peñas Amarillas	0,85	0,89
7	Puerto Maldonado	0,78	0,82
8	Riberalta	0,83	0,89
9	Rurrenabaque	0,86	0,88

Além disso, através dos dados das vazões mensais foi possível observar que todas as estações, inclusive Rurrenabaque, apresentaram uma superestimativa das vazões nos anos de 2009 e 2010, considerados os anos mais críticos para todas as estações, exceto El Sena, que apresentou uma superestimativa considerável também no ano de 2008. Esse padrão reforça a hipótese de que a principal causa das superestimativas de vazão está associada aos dados de precipitação utilizados no modelo.



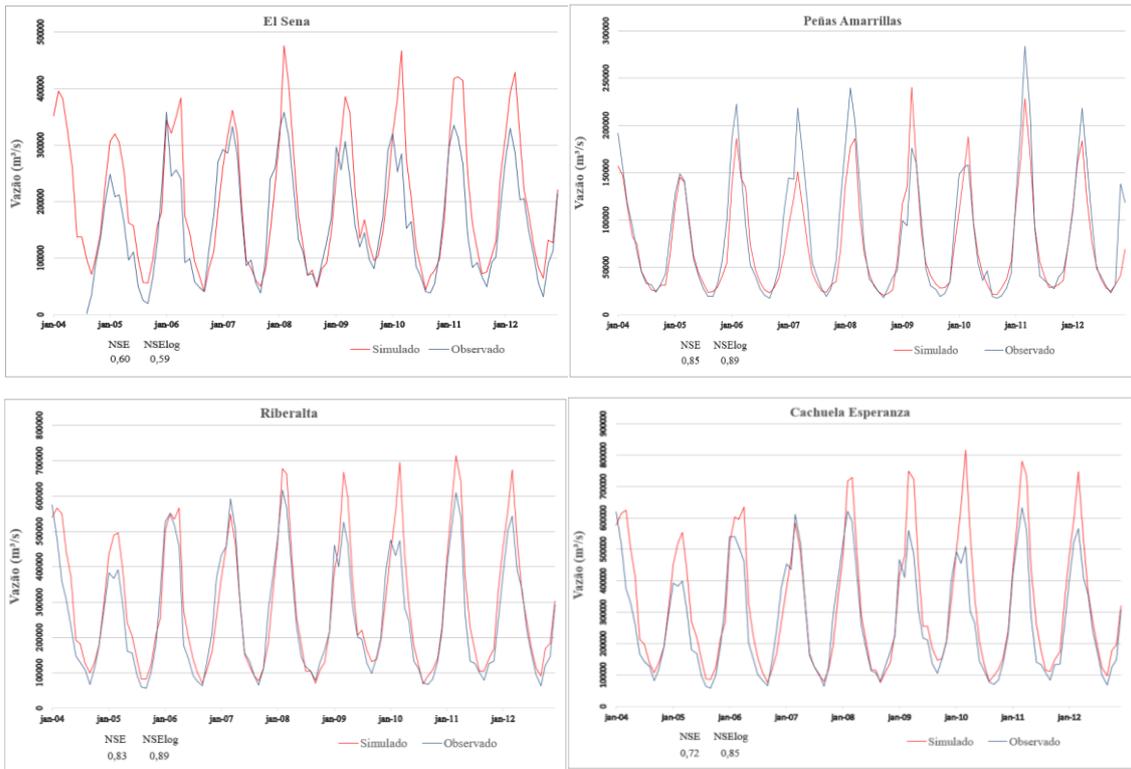
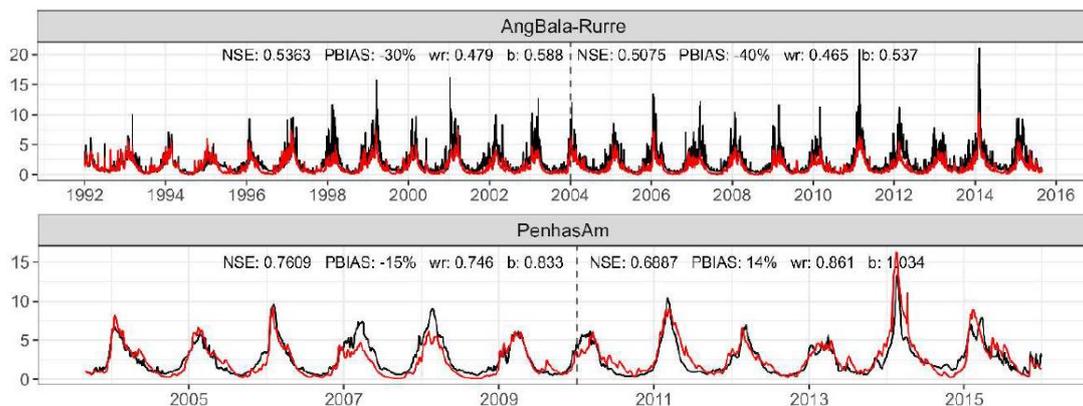


Figura 31 - Hidrogramas das vazões mensais simuladas e observadas de cada estação na etapa de calibração.

No trabalho apresentado por Cabrera (2023) uma simulação hidrológica através do modelo SWAT foi realizada para algumas estações coincidentes da bacia do rio Beni, utilizando dados de chuva de estações pluviométricas do HyBAM e com períodos de simulação diferentes para cada estação (Figura 33). Para os outros dados de entrada, os utilizados para solo e uso e ocupação foram os mesmos aplicados nesse estudo. Os hidrogramas apresentados correspondem a vazões diárias.



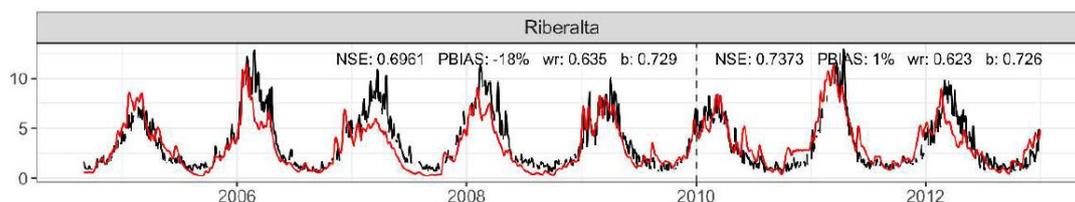


Figura 32 - Hidrogramas com vazões diárias simuladas (em vermelho) e vazões observadas (em preto), sendo AngBala-Rurre correspondente a Rurrenabaque e PenhasAm correspondente a Peñas Amarrilas (Cabrera, 2023).

Analisando-se os hidrogramas, observa-se que os resultados obtidos com essa versão do modelo SWAT e um outro conjunto de dados de entrada apresentaram um padrão oposto ao encontrado nesta pesquisa, com uma tendência de subestimação das vazões. A subestimação foi menos pronunciada na estação de Peñas Amarrilas, sendo os anos de 2007 e 2008 particularmente críticos para essa estação e Riberalta. Além disso, em alguns pontos dos gráficos, nota-se um deslocamento para a esquerda das vazões simuladas, principalmente em Riberalta. Isso indica uma resposta mais rápida aos eventos de precipitação e uma resposta mais rápida para o início do período de recessão, situação oposta ao apresentado nessa pesquisa.

Destaca-se que, em 2007, a subestimação de vazão desta pesquisa na estação de Peñas Amarrilas também foi observada com o modelo SWAT, enquanto em Rurrenabaque o SWAT igualmente não conseguiu simular adequadamente as altas vazões registradas nessa estação. Por outro lado, em Riberalta, ao utilizar dados de precipitação de estação, as vazões de pico superestimadas pelo MGB já não foram observadas, o que pode ter sido influenciado tanto pelos dados de entrada quanto por mudanças estruturais dentro do próprio modelo.

5.1.4 - Verificação

As Tabelas 12 e 13 apresentam os índices de desempenho obtidos na etapa de verificação do modelo para vazões diárias e mensais, respectivamente. Observa-se que as características identificadas na etapa de calibração mantiveram-se na verificação, com erros de volume elevados nas estações localizadas a jusante. As estações com pior desempenho foram El Sena, que também apresentou os menores índices na etapa de calibração, e Riberalta, que, apesar de ter demonstrado boa eficiência durante a calibração, não teve uma performance satisfatória na verificação.

Tabela 12 - Estatísticas de desempenho de cada uma das estações calibradas para vazões diárias na etapa de verificação (2013-2016). NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.

Sub-Bacia	Estação	NSE	NSElog	ΔV (%)
1 e 5	El Sena	0,15	0,61	36,89
2 e 4	Cachuela Esperanza	0,73	0,81	17,33
6	Peñas Amarrillas	0,79	0,72	2,58
7	Puerto Maldonado	0,69	0,82	7,51
8	Riberalta	0,39	0,54	32,73
9	Rurrenabaque	0,62	0,74	3,12

Tabela 13 - Estatísticas de desempenho de cada uma das estações calibradas para vazões mensais na etapa de verificação. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe e NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos.

Sub-Bacia	Estação	NSE	NSElog
1 e 5	El Sena	0,06	0,61
2 e 4	Cachuela Esperanza	0,74	0,84
6	Peñas Amarrillas	0,82	0,77
7	Puerto Maldonado	0,76	0,87
8	Riberalta	0,32	0,55
9	Rurrenabaque	0,82	0,63

A Figura 34 mostra os mapas de distribuição dos índices de desempenho nas estações para as vazões diárias. Comparando com os mapas da Figura 26, observa-se que, para o índice de Nash, a estação El Sena foi a pior tanto na calibração quanto na verificação. Por outro lado, Riberalta apresentou o comportamento mais contraditório: foi a estação com o melhor desempenho na calibração, mas a segunda pior na verificação. As demais estações mantiveram um comportamento semelhante ao da etapa de calibração, com destaque para Peñas Amarrillas, que apresentou uma melhoria no erro de volume em relação à calibração.

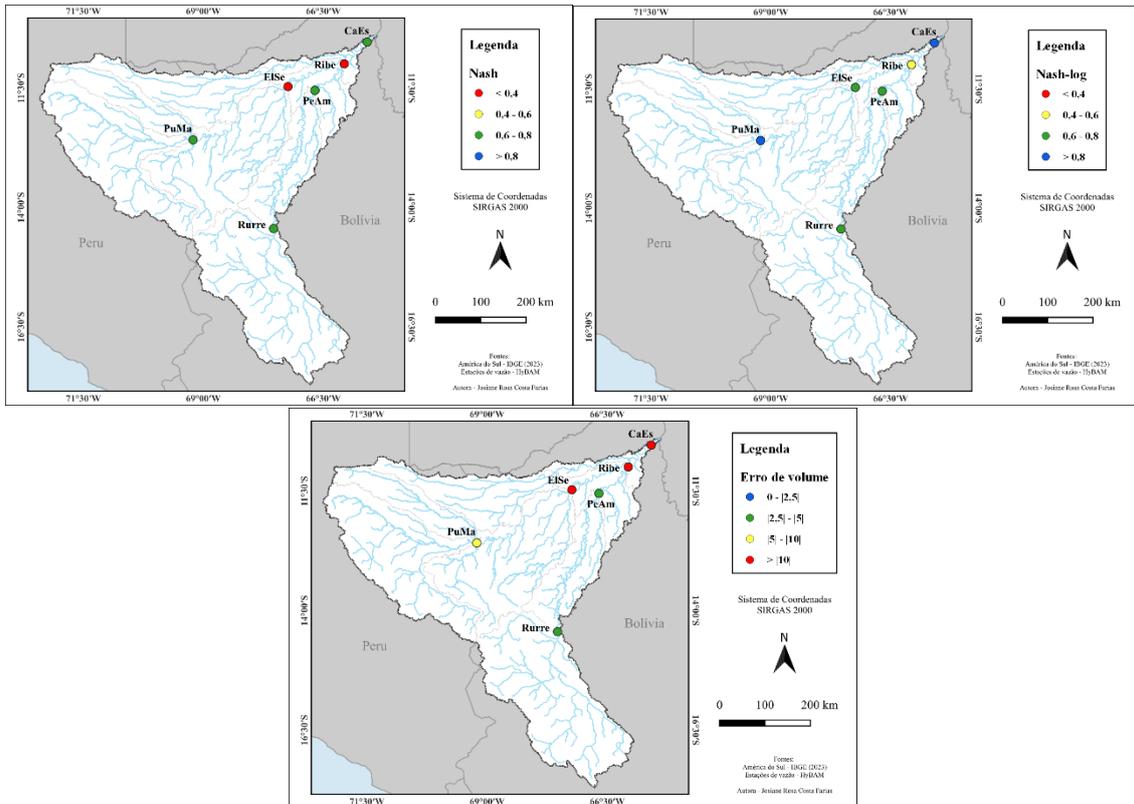


Figura 33 - Nash, nash-log e erros de volume em cada estação para etapa de verificação. PuMa = Puerto Maldonado; Rurre = Rurrenabaque; ElSe = El Sena; PeAm = Peñas Amarillas; Ribe = Riberalta; CaEs = Cachuela Esperanza.

Nos hidrogramas das Figuras 35 e 36, nota-se que 2014 apresentou a maior superestimação de vazão, devido a um ano atípico e crítico para a bacia do rio Madeira e seu afluente, o rio Beni, devido às cheias extraordinárias registradas na bacia (Espinoza *et al.*, 2014; Oliveira *et al.*, 2021b). Conforme destacado por Oliveira *et al.* (2021b), essa inundação extrema foi desencadeada por chuvas anômalas que começaram no final de 2013 e persistiram até o início de 2014 nas bacias tributárias do rio Madeira (Figura 37). As precipitações intensas de 2014 resultaram em aumentos significativos nas médias pluviométricas, especialmente nas bacias dos rios Beni e Madre de Dios, onde as chuvas atingiram 75% e 61% acima da média (calculada para os anos de 1981-2020), respectivamente.

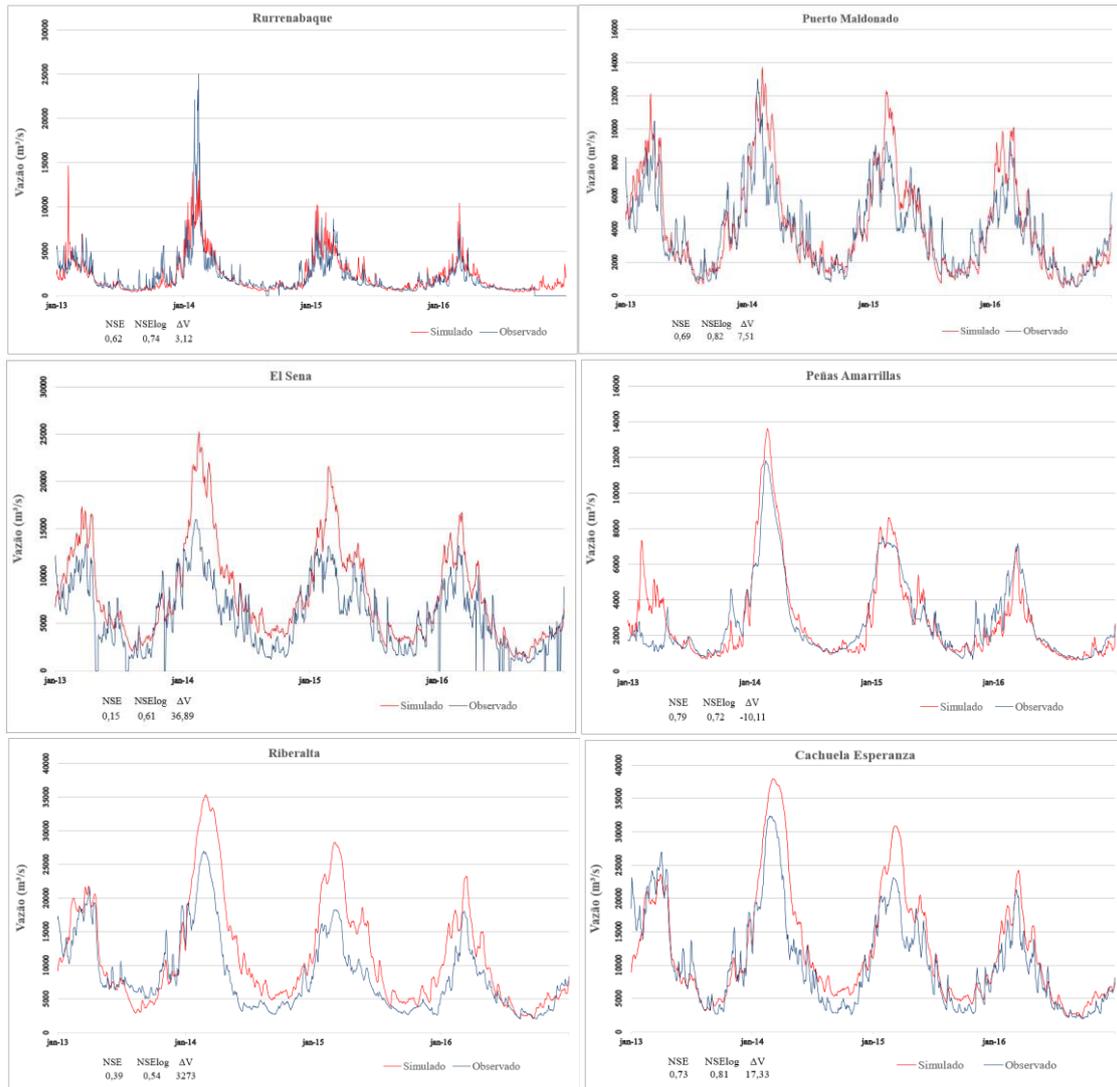
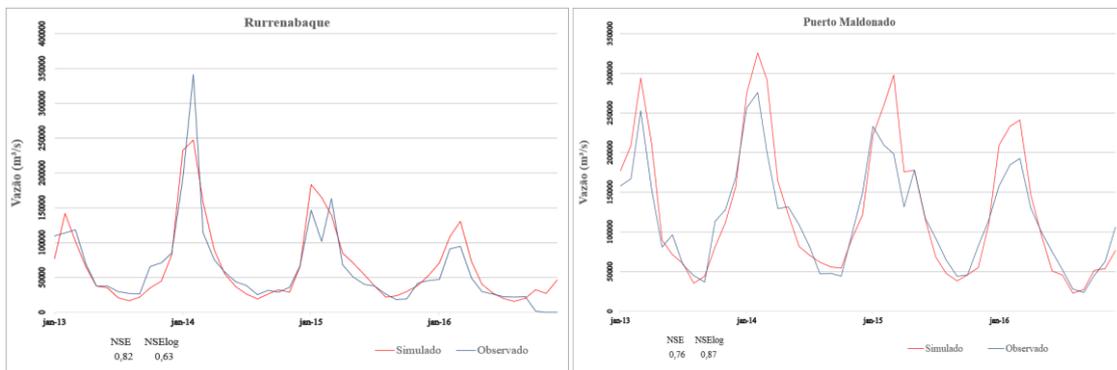


Figura 34 - Hidrogramas das estações de vazões diárias simuladas e observadas na etapa de verificação. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.



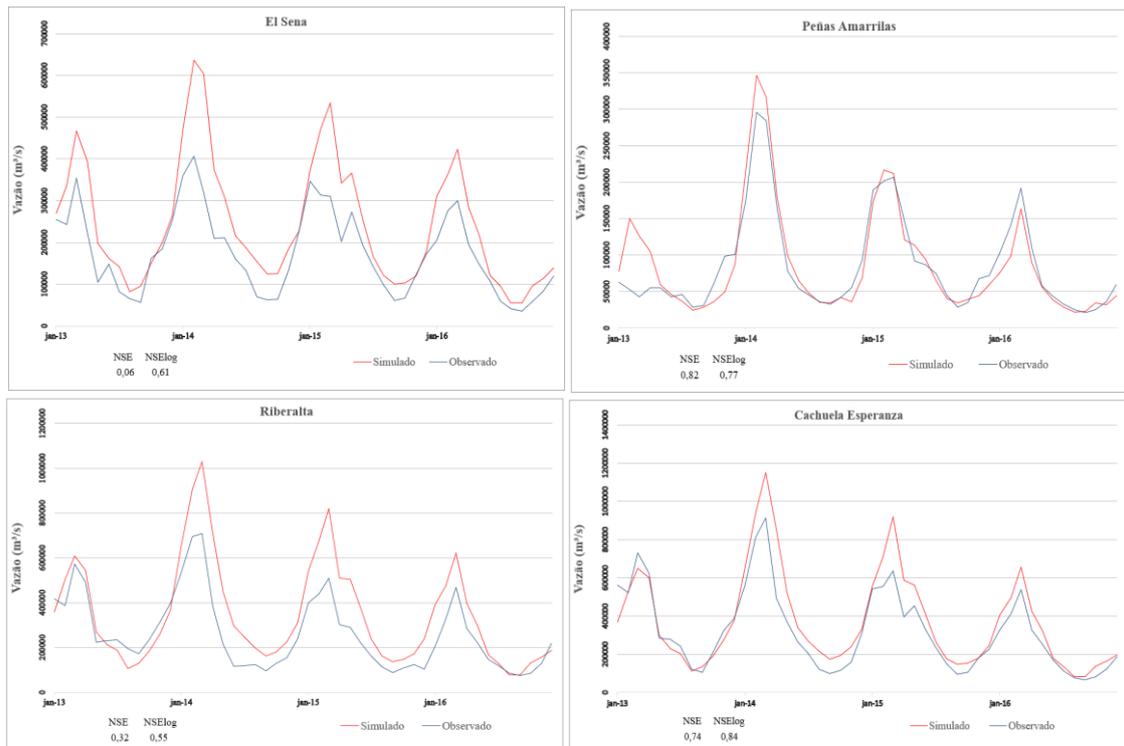


Figura 35 - Hidrogramas das estações de vazões mensais simuladas e observadas na etapa de verificação. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.

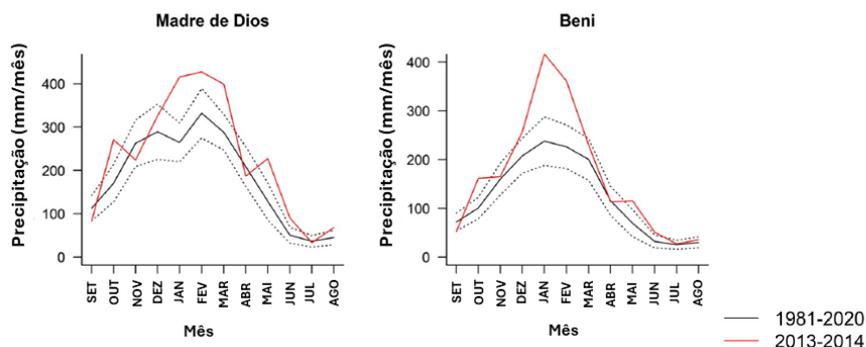


Figura 36 - Gráfico de chuva comparando a média mensal dos anos de 1981-2020 (linha preta) e os anos de 2013-2014 (linha vermelha). A linha pontilhada representa o desvio padrão da média calculada para os anos de 1981-2020 (Oliveira *et al.*, 2021b).

Essa anomalia nas chuvas, caracterizada por precipitações intensas e fora do padrão, não apenas dificulta o cálculo das simulações hidrológicas, mas também aumenta significativamente o grau de incerteza dos dados observados (Vauchel *et al.*, 2017). As condições extremas registradas durante esse período geram desafios adicionais para a modelagem, pois os modelos hidrológicos geralmente são calibrados com base em condições históricas típicas, o que pode não representar adequadamente eventos atípicos como este. Além disso, as medições em campo realizadas durante eventos de cheia

extrema podem apresentar erros devido à complexidade do escoamento e às dificuldades operacionais, aumentando ainda mais as incertezas nos dados observados.

5.2 - MODELAGEM DE SEDIMENTOS

Para a análise da produção de sedimentos suspensos, utilizou-se também o aquecimento descrito na modelagem hidrológica, apresentando-se os resultados separadamente para as etapas de calibração e verificação. Além disso, foi realizada uma avaliação do transporte da carga de sedimentos suspensos na bacia, da carga de fundo, da variabilidade sazonal dos sedimentos e da carga anual estimada de sedimentos produzidos para a bacia do Beni e em algumas de suas estações.

5.2.1 - Produção e transporte de sedimentos suspensos

A análise da produção de sedimentos suspensos foi feita de forma quantitativa, visto que há dados observados para comparação, separando, portanto, em calibração e verificação. Posteriormente, apresentou-se uma análise qualitativa do transporte de sedimentos suspensos na bacia do Beni.

5.2.1.1 - Calibração

Dentre os resultados fornecidos pela simulação de sedimentos suspensos, os que são permitidos de serem calibrados são os relacionados à concentração de sedimentos suspensos (CSS), já que são os dados observados fornecidos pelas estações. Com isso, nesse trabalho realizou-se a calibração dos dados de concentração de sedimentos suspensos (argila e silte), e posteriormente analisou-se também os dados de descarga sólida, em que há a consideração no cálculo da descarga líquida calibrada anteriormente e apresentada nos resultados hidrológicos.

As estatísticas do desempenho dos resultados obtidos para o período de calibração (2004-2012) tanto para a CSS como para a descarga sólida na simulação diária são apresentadas na tabela 14.

Tabela 14 - Estatísticas de desempenho na calibração da concentração de sedimentos suspensos e descarga sólida na simulação de dados diários. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.

Estação	Concentração de sedimentos suspensos			Descarga sólida		
	NSE	NSElog	ΔV	NSE	NSElog	ΔV
Rurrenabaque	0,48	0,63	-11,80	0,52	0,79	-28,60
Puerto Maldonado	0,45	0,44	-1,40	0,65	0,75	-9,40
El Sena	0,15	-0,14	26,90	0,45	0,30	29,40
Peñas Amarillas	0,46	0,64	-16,20	0,57	0,81	-26,00
Cachuela Esperanza	0,56	0,42	-0,05	0,74	0,69	-2,10

Para complementar a apresentação dos resultados obtidos na calibração, tem-se a apresentação dos mapas de distribuição dos índices de desempenho, como nos resultados hidrológicos, ilustrados na Figura 38 para a concentração de sedimentos, e na Figura 39 para aqueles obtidos na descarga sólida.

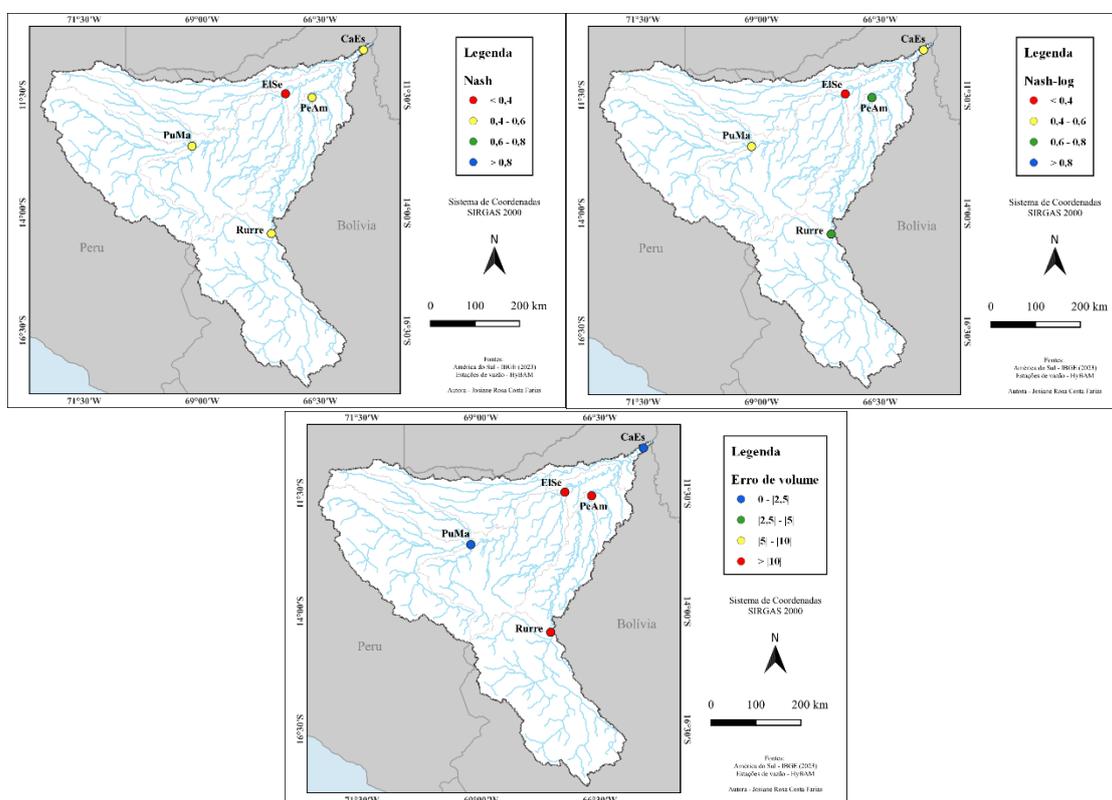


Figura 38 – Nash, nash-log e erros de volume para CSS diárias em cada estação para etapa de calibração. PuMa = Puerto Maldonado; Rurre = Rurrenabaque; ElSe = El Sena; PeAm = Peñas Amarillas; CaEs = Cachuela Esperanza.

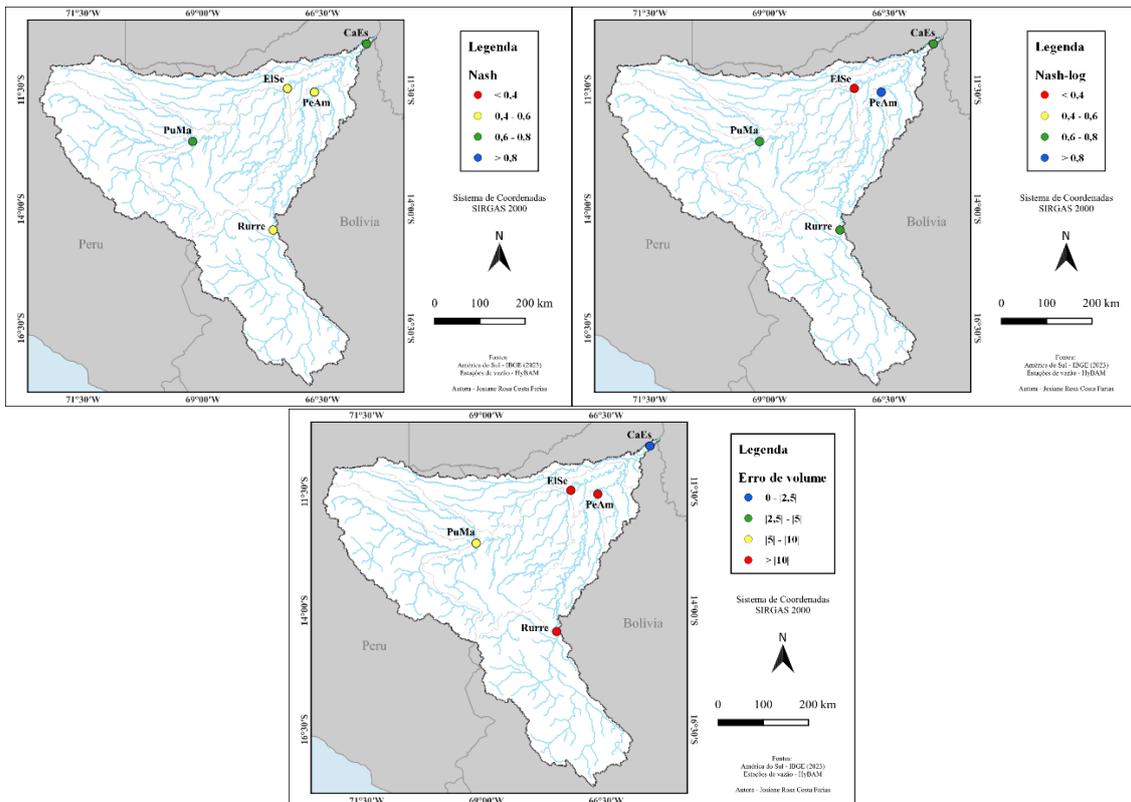
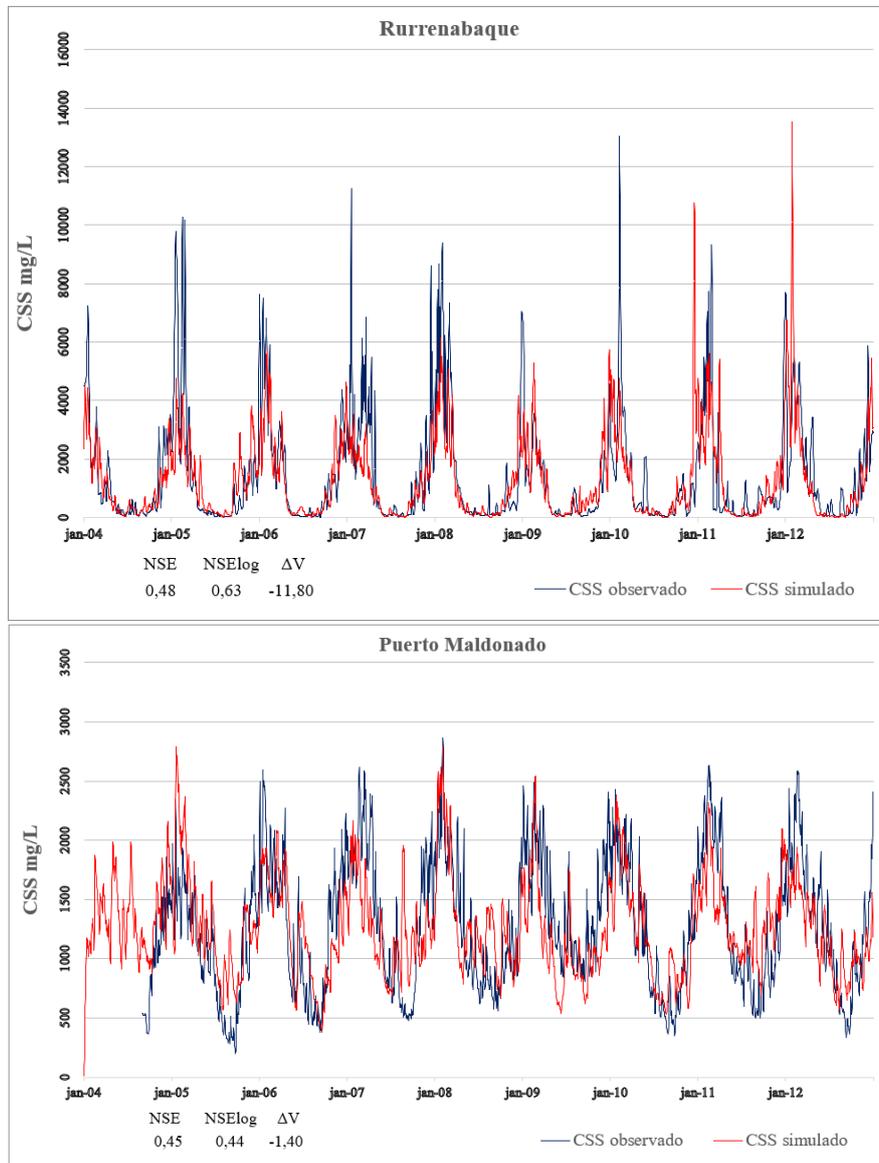


Figura 39 - Nash, nash-log e erros de volume para descarga sólida diárias em cada estação para etapa de calibração. PuMa = Puerto Maldonado; Rurre = Rurrenabaque; ElSe = El Sena; PeAm = Peñas Amarrillas; CaEs = Cachuela Esperanza.

No que se refere à CSS e à descarga sólida, a estação El Sena apresentou o pior desempenho, apresentando índice negativo no Nash-log (-0,14). As demais estações demonstraram desempenhos semelhantes, com destaque para Cachuela Esperanza, que obteve o maior valor de Nash (0,56), e Peñas Amarrillas, que registrou o maior Nash-log (0,64) para a CSS. Na avaliação da descarga sólida, as estações Cachuela Esperanza e Peñas Amarrillas também se sobressaíram, com Cachuela Esperanza alcançando um valor de Nash de 0,74 e Peñas Amarrillas atingindo um Nash-log de 0,81.

Em relação ao erro de volume da CSS, observa-se que a estação Cachuela Esperanza apresentou o menor erro de volume (-0,05%), seguida por Puerto Maldonado, com o segundo menor erro (-1,40%). As demais estações exibiram erros de volume mais elevados: Rurrenabaque e Peñas Amarrillas subestimaram significativamente o volume total (-11,80% e -16,20%, respectivamente), enquanto El Sena apresentou uma superestimação (26,90%). Para a descarga sólida, uma dinâmica semelhante foi observada, embora os valores dos erros tenham sido maiores quando associados à vazão, devido à incorporação dos erros dos resultados hidrológicos.

Além dos índices de desempenho, apresentam-se também os hidrogramas da CSS da simulação diária pelo MGB-SED para cada estação (Figura 40) e da descarga sólida (Figura 41).



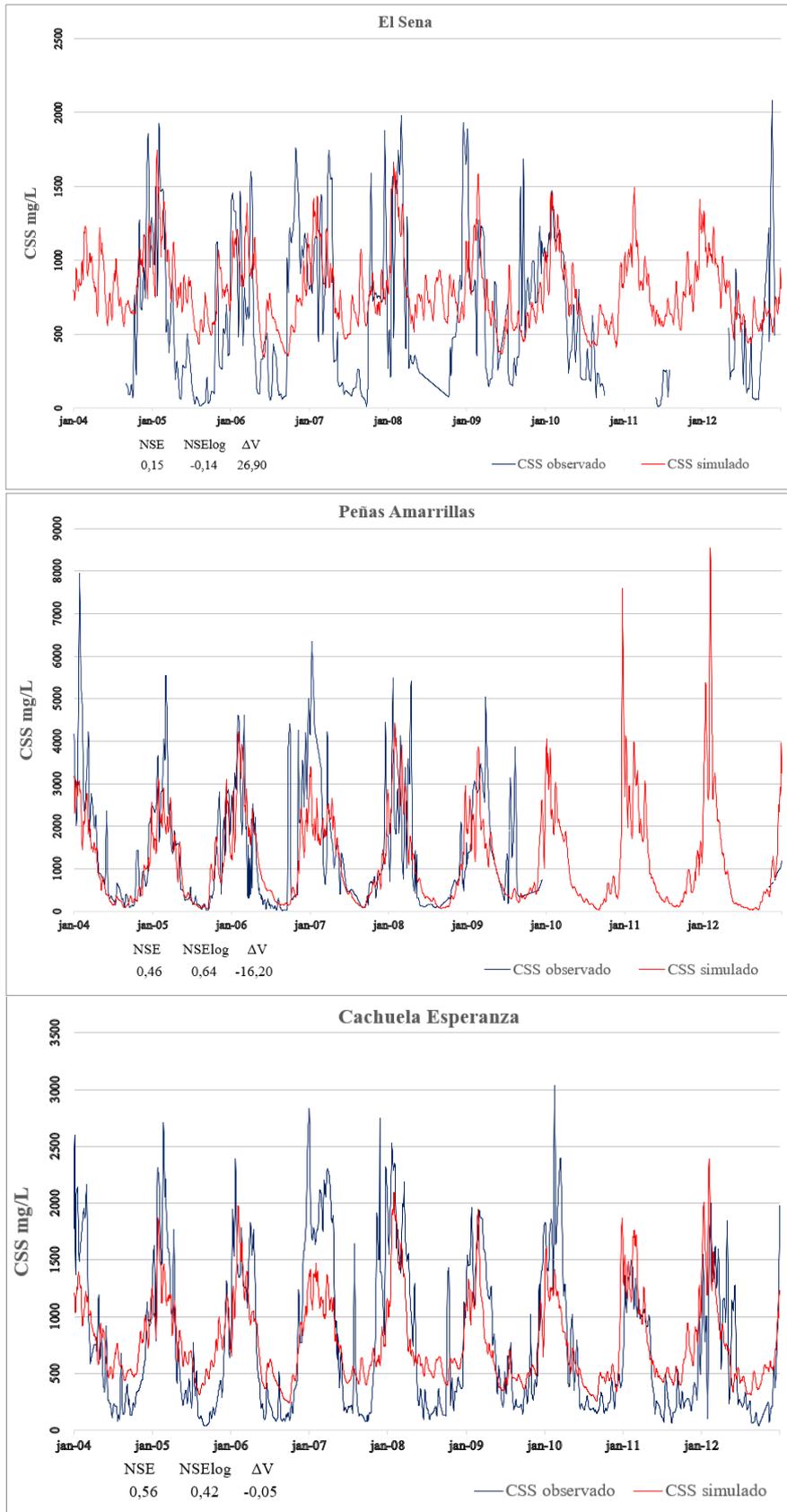
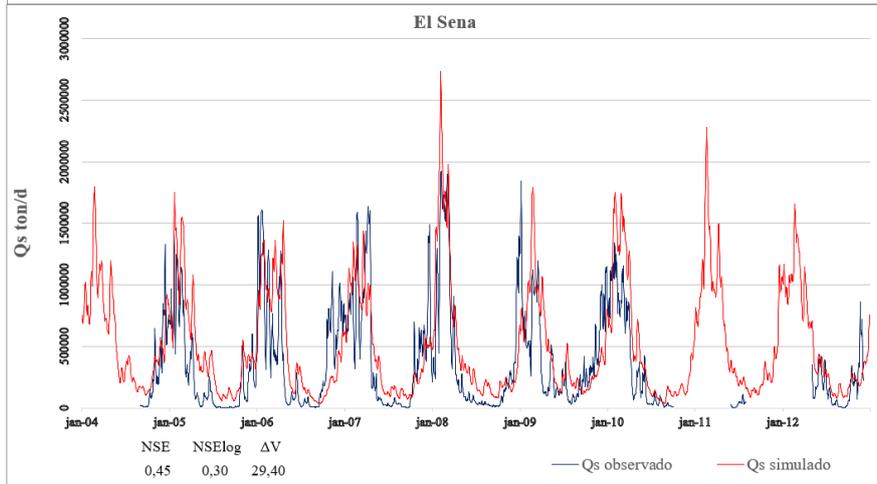
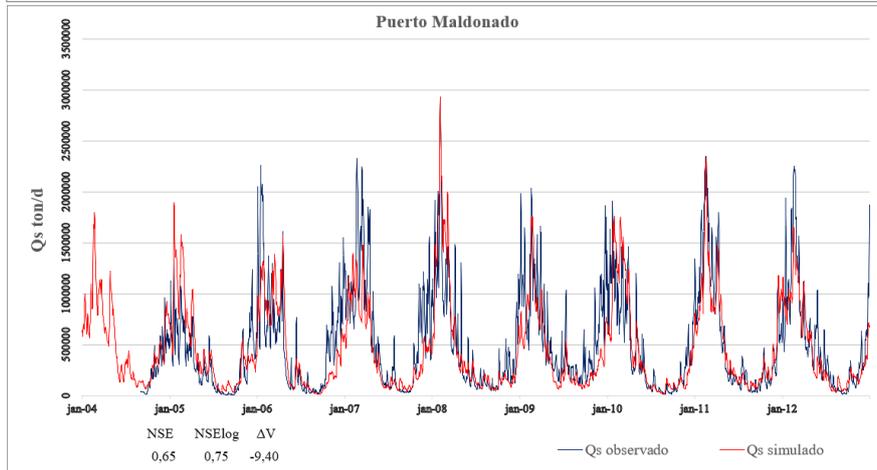
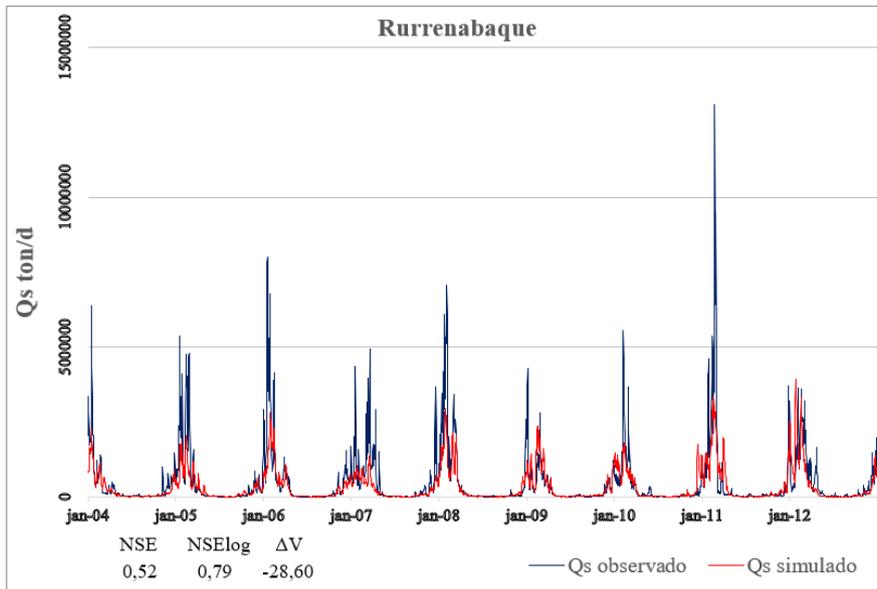


Figura 37 - Sedimentogramas da simulação diária pelo MGB-SED da concentração de sedimentos suspensos para calibração. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.



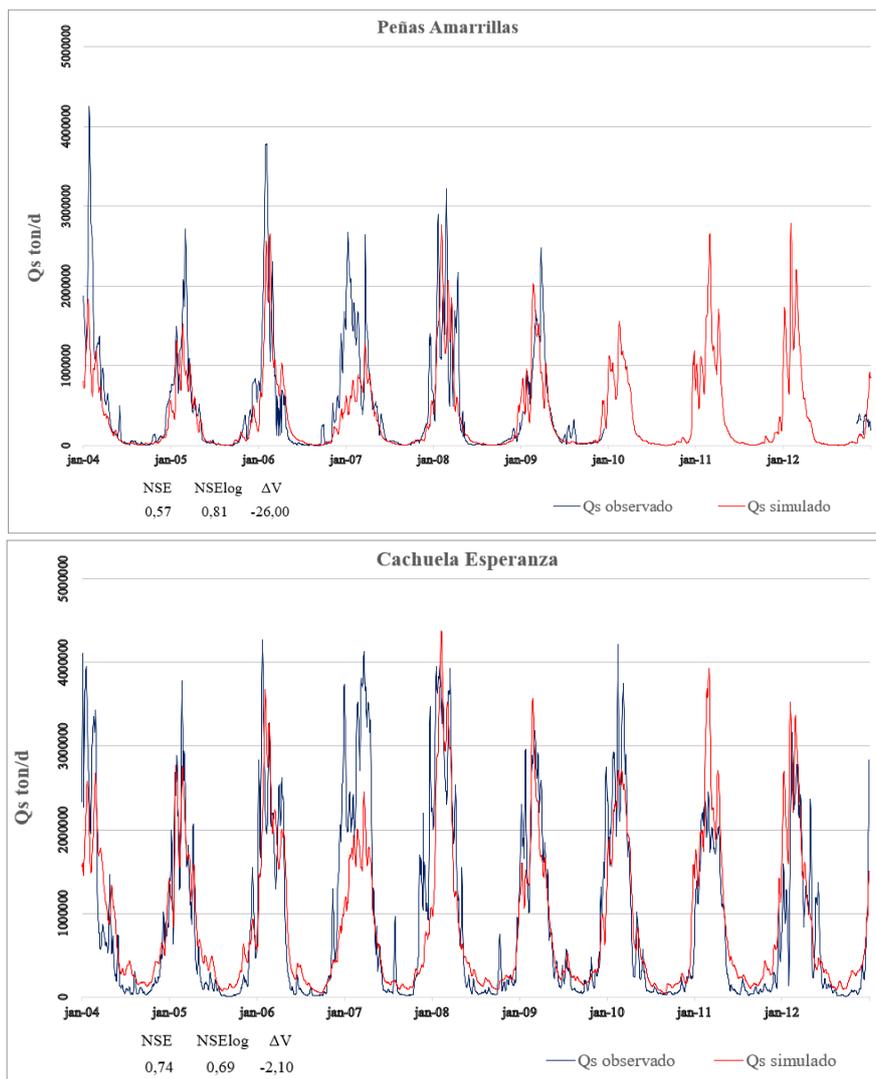


Figura 38 - Sedimentogramas da simulação diária pelo MGB-SED da descarga sólida para calibração. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.

Analisando-se os sedimentogramas é possível compreender melhor o comportamento hidrossedimentológico apresentado pela simulação. Primeiramente, observa-se similaridades entre os hidrogramas e os sedimentogramas já que no cálculo de produção de sedimentos na equação de MUSLE há influência direta da vazão de pico do escoamento superficial calculada pelo modelo hidrológico.

Com isso, observa-se que a estação de Rurrenabaque apresenta picos de CSS significativamente mais elevados em comparação com outras estações, incluindo a mais a jusante, Cachuela Esperanza, alcançando valores na ordem de 12.000 mg/L no maior pico registrado em 2010. Essa característica é destacada por Vauchel *et al.* (2017), que apontam que a porção Andina, onde se localiza essa estação, é responsável por quase a totalidade dos sedimentos suspensos que chegam à estação de Cachuela Esperanza. Além

disso, os autores explicam que a elevada vazão nessa estação aumenta a capacidade de transporte de sedimentos, fazendo com que a CSS registrada em Rurrenabaque seja uma das mais altas de toda a bacia do rio Madeira.

Ademais, essas condições em Rurrenabaque também favorecem a presença de fração arenosa em suspensão, que, devido à alta capacidade de transporte, é carregada junto aos sedimentos suspensos. Armijos *et al.* (2017) observaram que a quantidade de sedimentos grossos (areias) em suspensão aumenta durante o período de cheia na bacia do rio Amazonas e em seus afluentes. Esse fator explica, em parte, a subestimação dos valores apresentados pelo modelo, já que a concentração de sedimentos suspensos considera apenas as frações de argila e silte, enquanto a areia é tratada exclusivamente como carga de fundo.

Estudos realizados pela equipe do HyBAM nas estações da Bacia do rio Beni têm relatado uma presença significativa de fração de areia nos sedimentos em suspensão. Sendo uma pesquisa recente, ainda não dispõe de uma série temporal extensa; no entanto, em alguns dias analisados, foram observadas concentrações consideráveis, especialmente nas estações localizadas a montante. Em estações como Rurrenabaque e Puerto Maldonado, a porcentagem de areia chegou a ultrapassar 50% em certos dias; nas estações mais a jusante, como El Sena, Peñas Amarrillas e Cachuela Esperanza, essa porcentagem apresenta uma média de 20%.

Além disso, os estudos realizados pelo projeto Spectrosed (Roig *et al.*, 2024) tem demonstrado que a presença de área ocorre além da bacia do Beni. Concentrações da fração área em suspensão também foram descritas no reservatório de Jirau. Esses fatos corroboram que a subestimação verificada nas concentrações de sedimentos e descargas de pico, podem ser explicadas pela desconsideração da fração areia na simulação, visto que não é característica única das estações de montante.

Uma simulação realizada em Rurrenabaque por Föeger (2019) tem seus resultados expostos no sedimentograma da Figura 42 com dados de descarga sólida para o período de 1998 a 2005. A autora apresenta os resultados utilizando o MGB-SEDin, ou seja, utilizando a propagação de vazão pelo método inercial, e ainda considerando ou não as planícies de inundação no módulo de sedimentos. Além disso, compara os dados obtidos com a simulação de Buarque (2015) representado na legenda por MGB-SED, em que se utilizou a propagação de vazão por *Muskingum-Cunge* devido à alta declividade local.

Considerando os resultados apresentados por Föeger (2019) e Buarque (2015), observa-se que a subestimação da descarga sólida persiste mesmo considerando outro período de simulação e diferentes dados de precipitação, uma vez que a alta carga de sedimentos suspensos é uma característica intrínseca da bacia. Ademais, as estatísticas de desempenho obtidas nesta pesquisa para a descarga sólida foram superiores às apresentadas por Föeger (2019) e Buarque (2015). Destaca-se que, em ambos os estudos, não foi realizada a calibração da vazão nessa região devido à ausência de estações na bacia do Beni, o que pode ter comprometido a performance dos modelos, conforme ressaltado pelos próprios autores.

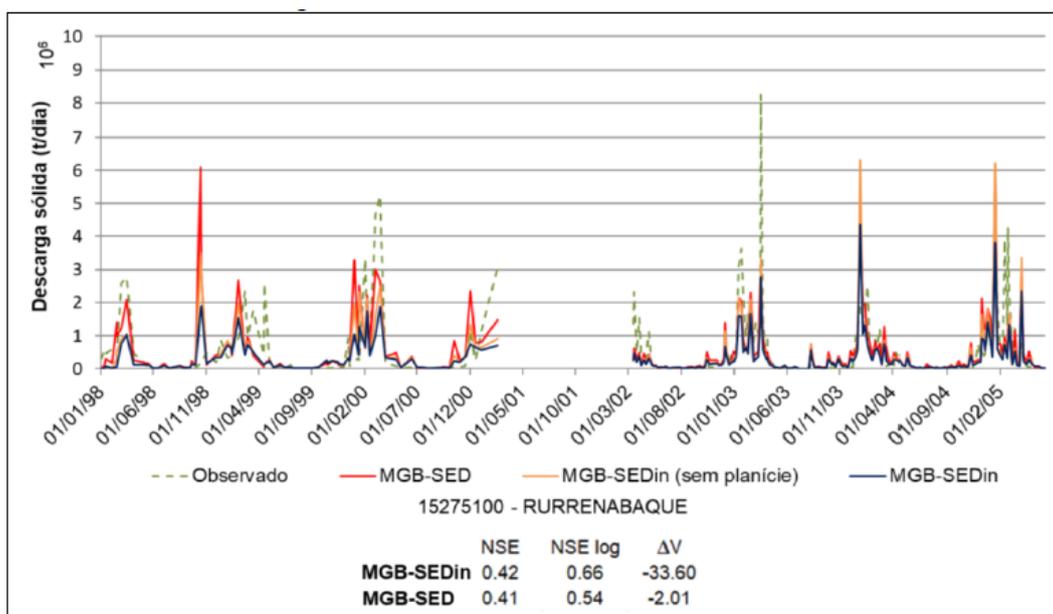


Figura 39 - Comparação entre as descargas sólidas diárias observadas e simuladas na estação Rurrenabaque. NSE é o coeficiente de Nash, NSE log é o coeficiente de Nash do logaritmo das vazões e ΔV é o erro de volume (Föeger, 2019).

A outra estação situada a montante, Puerto Maldonado, ocorre na sub-bacia de Madre de Dios. Percebe-se que essa estação apresenta um comportamento muito irregular de alta frequência (nervoso) no sedimentograma, com concentrações bem altas até mesmo no período de recessão, que podem alcançar até 500 mg/L. Este comportamento hidrossedimentométrico se propaga para as estações a jusante, El Sena e Cachuela Esperanza, já próximo ao exultório da Bacia do Beni. Comportamento similar ao observado no estudo hidrológico. No entanto, no caso da CSS, os parâmetros disponíveis para calibração no modelo não foram suficientes para diminuir os valores da concentração no período de recessão, tendo, portanto, uma superestimação desses valores nas estações mais a jusante.

Destaca-se que a bacia do rio Madre de Dios tem sido marcada por um avanço intenso da mineração, tanto legal quanto ilegal, desde os anos 2000 (Elmes *et al.*, 2014). Sabe-se que essa atividade impacta a dinâmica dos sedimentos nos rios, o que pode interferir nas concentrações de sedimentos observadas em Puerto Maldonado, afetando em parte os níveis elevados observados nos períodos de recessão.

Além disso, as estações localizadas na planície são mais complexas de serem simuladas devido à dinâmica de sedimentos que é observada na região. Como é abordado por Vauchel *et al.* (2017), as partículas finas originárias dos Andes são direcionadas diretamente para os rios de planície, porém os sedimentos grossos suspensos inicialmente podem se depositar nos leitos dos rios do período de janeiro a março e são transferidas lentamente de janeiro a junho sempre que houver vazão suficiente para aumentar a capacidade de transporte do canal.

Para a estação de Peñas Amarrillas, observa-se novamente a influência da estação de Rurrenabaque no comportamento hidrossedimentológico, sendo a principal característica a subestimação das CSS, como é refletido no erro de volume total de -16,20%. Analisando-se os dados de Peñas Amarrillas, identificam-se picos significativos nas concentrações de sedimentos durante os períodos de recessão, particularmente evidentes antes do período chuvoso de 2007 e após o período chuvoso de 2009.

Esses picos não são refletidos nos hidrogramas, indicando que não há uma relação direta com os eventos de precipitação. Essa discrepância sugere que os picos de sedimentos não são resultado das chuvas, mas podem estar associados a outras dinâmicas, como atividades antrópicas que ocorreram na região e causaram um aumento de sedimentos suspensos no rio ou erro nos dados observados.

Observando-se todos os sedimentogramas é possível analisar um erro sistemático que se inicia nas estações a montante e é mais evidente nas estações a jusante: uma subestimação da CSS considerável no ano de 2007. Essa dinâmica é notável também nos hidrogramas, porém é consideravelmente menor, o que é entendível visto que há uma propagação de erros das vazões para a CSS devido ao primeiro influenciar diretamente o segundo.

Em Cachuela Esperanza, o sedimentograma revela que o erro de volume, embora baixo (-0,05%), não reflete o comportamento real indicado pelo sedimentograma simulado. A análise do gráfico mostra que, apesar do erro reduzido, ele foi fortemente influenciado por uma compensação de erros. Especificamente, a subestimação das vazões de pico foi

contrabalançada por uma superestimação das vazões de recessão, um padrão que se propagou desde a estação de Puerto Maldonado. Essa compensação de erros sugere que, enquanto o erro global é pequeno, há discrepâncias significativas em diferentes fases do ciclo hidrossedimentológico que devem ser abordadas para melhorar a precisão do modelo.

Já nos sedimentogramas das descargas sólidas percebe-se que com a influência da descarga líquida, apesar da influência dos erros das vazões simuladas, o comportamento hidrossedimentológico no geral melhorou, o que foi refletido nos índices de Nash e Nash-log (Tabela 14 e Figura 41). No entanto, em alguns pontos específicos, nota-se um acúmulo de erros, especialmente nos anos em que há subestimação ou superestimação tanto da vazão quanto da concentração de sedimentos em suspensão (CSS), amplificando o erro na descarga sólida. Esse aumento de erros é particularmente evidenciado pelos erros de volume, que se intensificaram após a integração da CSS com a vazão.

Em 2007, uma subestimação moderada da vazão, combinada com uma subestimação significativa da CSS, resultou em uma subestimação ainda mais acentuada na descarga sólida, especialmente nas estações de Peñas Amarrillas e Cachuela Esperanza. Além disso, a superestimação da vazão de pico, observada em alguns hidrogramas e discutida anteriormente, também se reflete na descarga sólida. Isso é especialmente evidente em 2010, na estação de El Sena, e em 2011, em Cachuela Esperanza, onde a superestimação foi mais expressiva. No caso das vazões de recessão, a superestimação significativa da CSS nas estações de El Sena e Cachuela Esperanza também se manifesta claramente nos sedimentogramas da descarga sólida.

Por fim, destaca-se que a estação de Cachuela Esperanza, por ser a mais a jusante, oferece uma representação mais abrangente da dinâmica hidrossedimentológica da bacia do rio Beni como um todo. Os resultados indicam que o modelo MGB-SED não representou adequadamente a CSS em uma análise qualitativa, apesar da melhora significativa na representação da descarga sólida ao integrar a vazão na análise. No entanto, as subestimações das concentrações de pico e as superestimações durante o período de recessão permitiram que a concentração e carga sedimentar final fosse bem representada em termos quantitativos, resultando em um erro de volume muito baixo nessa estação (-0,05% para CSS e -2,10% para descarga sólida).

Para o desempenho da simulação dos dados mensais, as estatísticas de Nash e Nash-log são apresentadas na Tabela 15. Observa-se que, de modo geral, os índices apresentaram uma melhora ao passar de uma frequência diária para mensal, da mesma forma que ocorreu com os dados hidrológicos, uma vez que diminuindo-se a frequência de observação torna-se mais fácil simular os eventos.

Em relação à CSS, os maiores valores de Nash foram observados nas estações Rurrenabaque (0,67), Cachuela Esperanza (0,62) e Peñas Amarrillas (0,61). No caso do Nash-log, os melhores resultados ocorreram nas estações de Rurrenabaque (0,75) e Peñas Amarrillas (0,65). Por outro lado, a estação de El Sena apresentou o pior desempenho, com valores de Nash (0,17) e Nash-log (-0,17).

Para a descarga sólida, as estações com melhor desempenho no índice de Nash foram Cachuela Esperanza (0,79), Puerto Maldonado (0,75) e Peñas Amarrillas (0,71). No índice Nash-log, destacaram-se Rurrenabaque (0,85), Peñas Amarrillas (0,84) e Puerto Maldonado (0,80). Em contrapartida, o pior valor foi observado na estação de El Sena, com Nash-log igual a 0,20, o único abaixo de 0,70.

Tabela 15 - Estatísticas de desempenho na calibração da concentração de sedimentos suspensos e descarga sólida na simulação de dados mensais. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.

Estação	Concentração de sedimentos suspensos		Descarga sólida	
	NSE	NSElog	NSE	NSElog
Rurrenabaque	0,67	0,75	0,66	0,85
Puerto Maldonado	0,59	0,54	0,75	0,80
El Sena	0,17	-0,17	0,53	0,20
Peñas Amarrillas	0,61	0,65	0,71	0,84
Cachuela Esperanza	0,62	0,49	0,79	0,75

Ademais, nas Figuras 43 e 44 são apresentados os sedimentogramas de escala mensal simuladas pelo MGB-SED na etapa de calibração para CSS e descarga sólida respectivamente. Da mesma forma que ocorreu com os hidrogramas, nos sedimentogramas mensais observam-se os mesmos comportamentos dos diários, porém torna-se mais fácil observar as peculiaridades referentes a cada uma das estações.

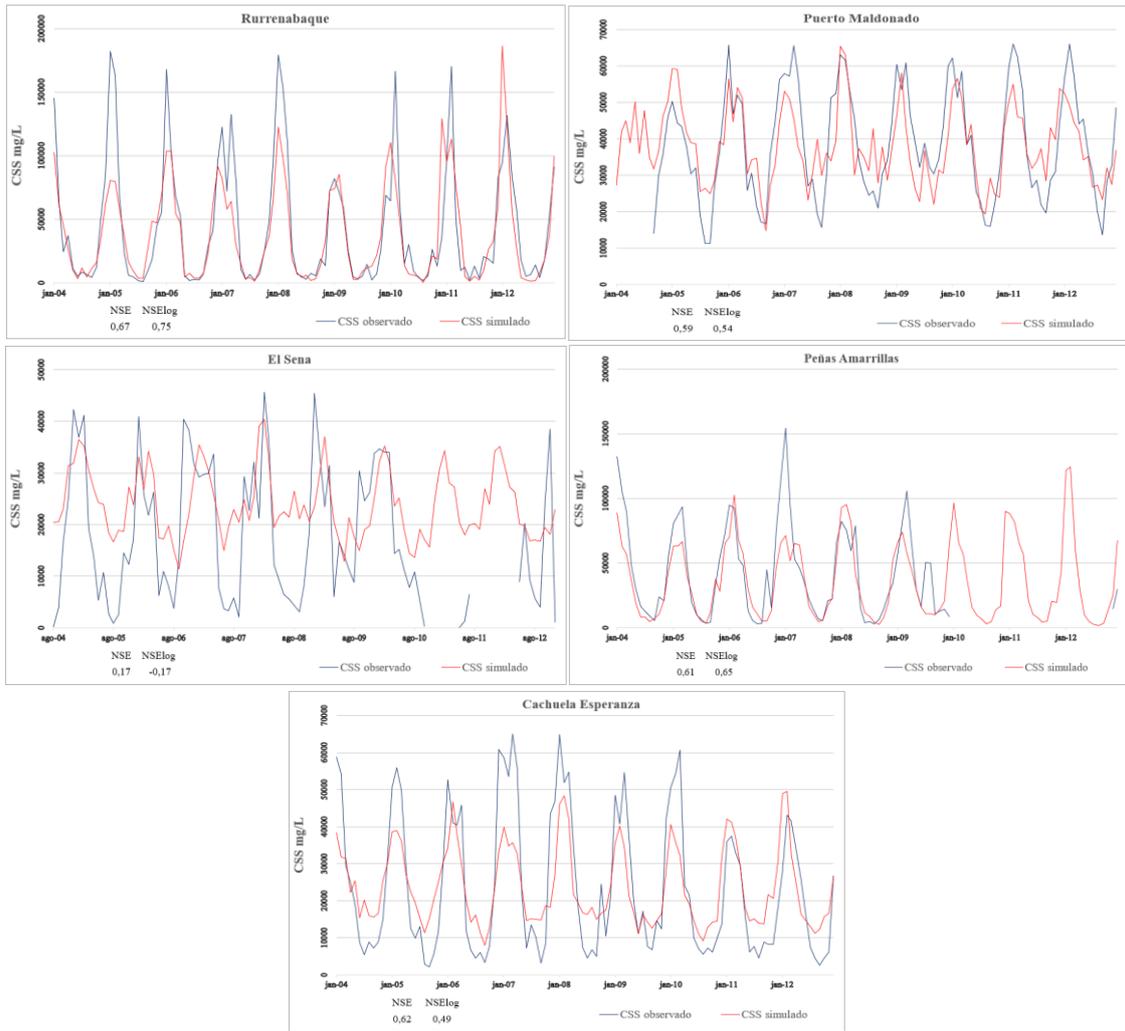
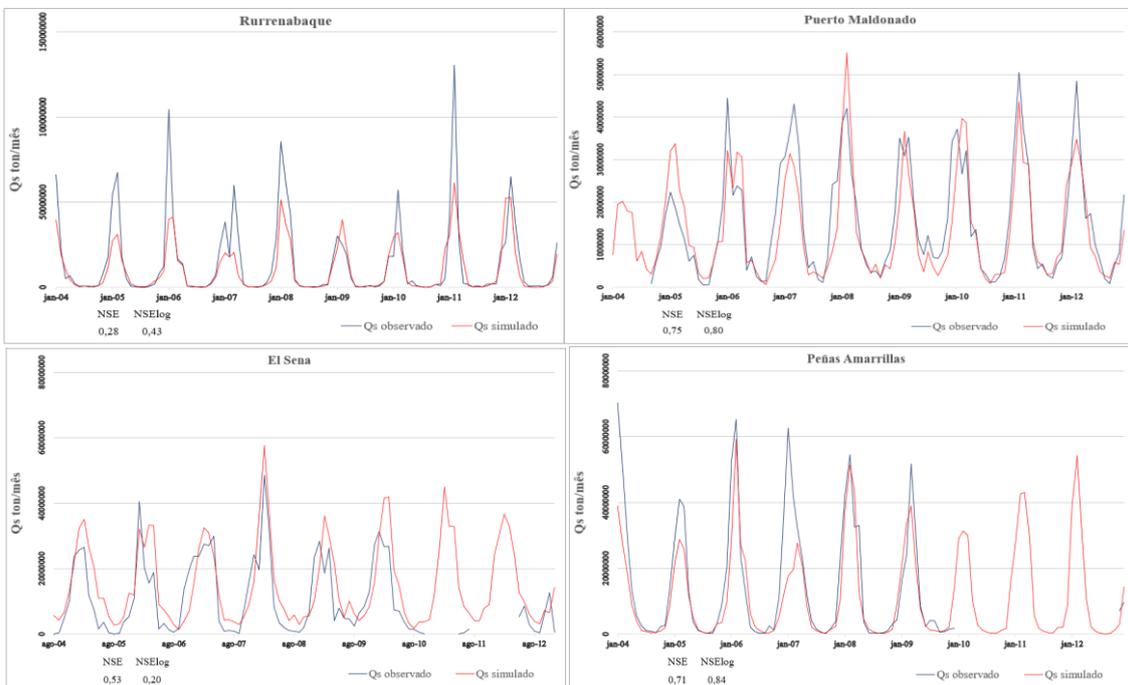


Figura 40 - Sedimentogramas da simulação mensal pelo MGB-SED da concentração de sedimentos suspensos para calibração. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.



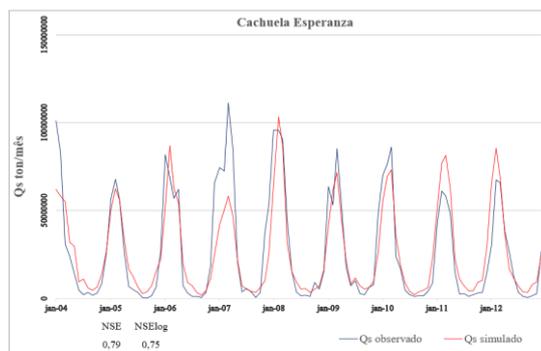


Figura 41 - Sedimentogramas da simulação mensal pelo MGB-SED da concentração de sedimentos suspensos para calibração. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.

Na estação de Rurrenabaque, com exceção dos anos de 2009 e 2012, a CSS simulada é marcada por uma subestimação significativa em relação à observada. Essa mesma tendência é visível na descarga sólida, especialmente nos anos de 2006 e 2011, refletindo o comportamento subestimado também observado no hidrograma. Em Peñas Amarrillas, embora a subestimação também ocorra, é menos acentuada do que em Rurrenabaque. Nesta estação, destacam-se ainda picos durante o período de recessão, os quais não estão associados a eventos de chuva. Em ambas as estações, observa-se que, de modo geral, o tempo de subida e descida dos sedimentogramas é bem representado pelo modelo, no entanto, as magnitudes dos eventos não são adequadamente simuladas, tendo-se como hipótese o efeito da granulometria como apresentado nos dados diários.

Em contrapartida, na estação de Puerto Maldonado, os erros no tempo de subida e descida dos sedimentogramas são mais evidentes, especialmente nos anos de 2007, 2009 e 2010, quando o modelo apresentou um tempo de resposta mais rápido do que o observado na realidade. Esses erros sugerem que o modelo subestima o tempo necessário para o transporte de sedimentos, antecipando os picos. Isso destaca a necessidade de ajustes mais refinados na calibração, com a inclusão de parâmetros específicos para o transporte de sedimentos.

Nas estações a jusante, El Sena apresentou o pior desempenho do modelo para a CSS, refletindo o que já havia sido observado nos dados diários. O modelo não conseguiu capturar adequadamente o comportamento da CSS durante o período de cheia, e o desempenho foi ainda pior nos dados de recessão. Isso já havia sido apontado na análise diária, indicando que os parâmetros calibráveis não foram suficientes para ajustar corretamente o sedimentograma. Em Cachuela Esperanza, que é a estação mais a jusante,

é observado essa influência na superestimação das concentrações de recessão, porém de forma menos acentuada já que há influência também de Rurrenabaque e Peñas Amarrillas.

5.2.1.2 - Verificação

Para a verificação do modelo, as estatísticas de desempenho são apresentadas na Tabela 16 para a simulação diária e na Tabela 17 para a simulação mensal, tanto para a concentração de sedimentos quanto para a descarga sólida. No que se refere à CSS na simulação diária, os valores de Nash considerados aceitáveis foram obtidos nas estações de Rurrenabaque (0,50), Cachuela Esperanza (0,45) e Puerto Maldonado (0,41), enquanto as estações de El Sena e Peñas Amarrillas apresentaram valores negativos. Em relação ao Nash-log, os resultados foram menos satisfatórios, com apenas Rurrenabaque (0,35) e Puerto Maldonado (0,38) apresentando desempenho ligeiramente melhor. Para o erro de volume, destacou-se Puerto Maldonado com um valor muito baixo (-0,09%) seguido por Cachuela Esperanza com 10,70%.

Em relação à descarga sólida da simulação diária, os resultados foram similares para o Nash, apenas Puerto Maldonado apresentou uma melhora significativa em comparação com CSS, aumentando de 0,41 para 0,78. Já para o Nash-log as estações que apresentaram os melhores valores foi Puerto Maldonado (0,81), Rurrenabaque (0,65) e Cachuela Esperanza (0,56), ou seja, uma melhora significativa em comparação com CSS. No erro de volume, novamente Puerto Maldonado apresentou o menor valor igual a -3,90% seguido por Cachuela Esperanza com 12,10%.

Para as estatísticas de desempenho da simulação mensal, percebem-se os melhores resultados nas mesmas estações que se destacaram na simulação diária, tanto para CSS quanto para descarga sólida. Dentre os resultados, destaca-se Puerto Maldonado apresentando o maior desempenho de toda simulação do modelo, tanto hidrológico quanto sedimentológico, para o Nash na descarga sólida, com seu valor igual a 0,93. O Nash-log dessa estação também apresentou um valor satisfatório na descarga sólida de 0,88.

Tabela 16 - Estatísticas de desempenho na verificação da concentração de sedimentos suspensos e descarga sólida na simulação de dados diários. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.

Estação	Concentração de sedimentos suspensos			Descarga sólida		
	NSE	NSElog	ΔV	NSE	NSElog	ΔV
Rurrenabaque	0,50	0,35	-22,80	0,49	0,65	-28,50
Puerto Maldonado	0,41	0,38	-0,09	0,78	0,81	-3,90
El Sena	-0,49	-0,48	49,40	-1,15	0,08	85,90
Peñas Amarillas	-0,36	-1,25	-36,50	-0,42	-0,67	-17,10
Cachuela Esperanza	0,45	0,18	10,70	0,41	0,56	12,10

Tabela 17 - Estatísticas de desempenho na verificação da concentração de sedimentos suspensos e descarga sólida na simulação de dados mensais. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.

Estação	Concentração de sedimentos suspensos		Descarga sólida	
	NSE	NSElog	NSE	NSElog
Rurrenabaque	0,69	0,51	0,65	0,73
Puerto Maldonado	0,52	0,47	0,93	0,88
El Sena	-0,62	-0,54	-1,17	0,08
Peñas Amarillas	-0,45	-0,69	-0,77	-0,73
Cachuela Esperanza	0,53	0,28	0,48	0,65

Complementando a apresentação dos resultados das estatísticas de desempenho, os mapas de distribuição nas sub-bacias para a simulação diária da CSS e da descarga sólida são apresentados nas Figuras 45 e 46, respectivamente. Como pode ser observado nos mapas, as estações que apresentaram os melhores resultados estão localizadas mais a montante e a jusante, enquanto as estações com piores resultados estão situadas em regiões intermediárias. O melhor desempenho estatístico foi obtido com o Nash da descarga sólida, enquanto o pior resultado foi observado no Nash-log da CSS.

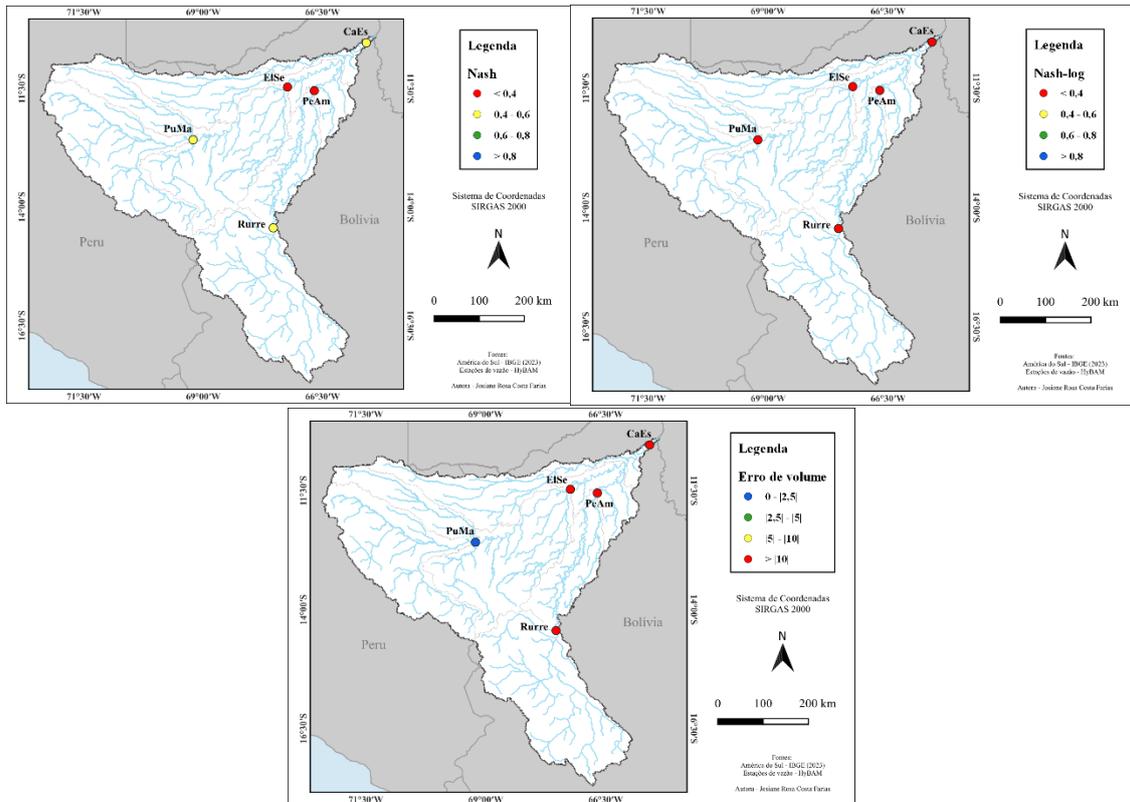


Figura 42 - Nash, nash-log e erros de volume para CSS diárias em cada estação para etapa de verificação. PuMa = Puerto Maldonado; Rurre = Rurrenabaque; ElSe = El Sena; PeAm = Peñas Amarillas; CaEs = Cachuela Esperanza.

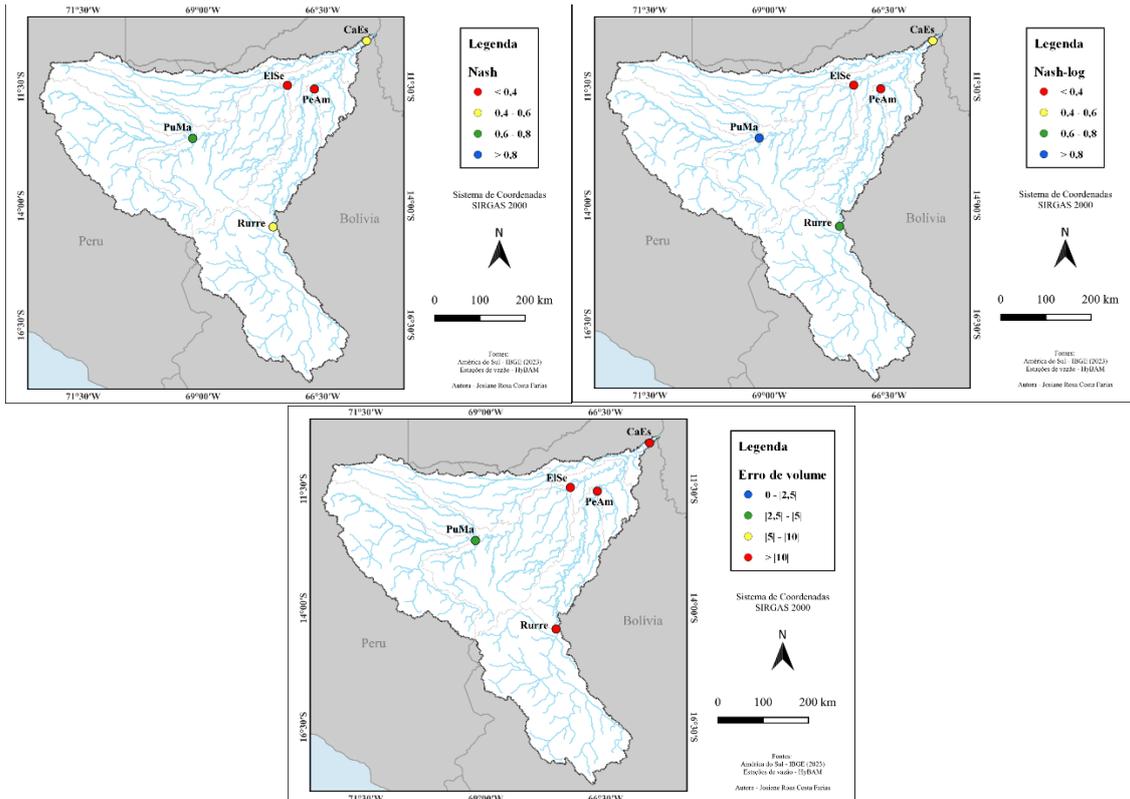


Figura 43 - Nash, nash-log e erros de volume para descarga sólida diárias em cada estação para etapa de verificação. PuMa = Puerto Maldonado; Rurre = Rurrenabaque; ElSe = El Sena; PeAm = Peñas Amarillas; CaEs = Cachuela Esperanza.

A partir dos sedimentogramas apresentados nas Figuras 47 e 48, é possível compreender as estatísticas de desempenho alcançadas pelo modelo na etapa de verificação da simulação diária, e nas Figuras 49 e 50 da simulação mensal.

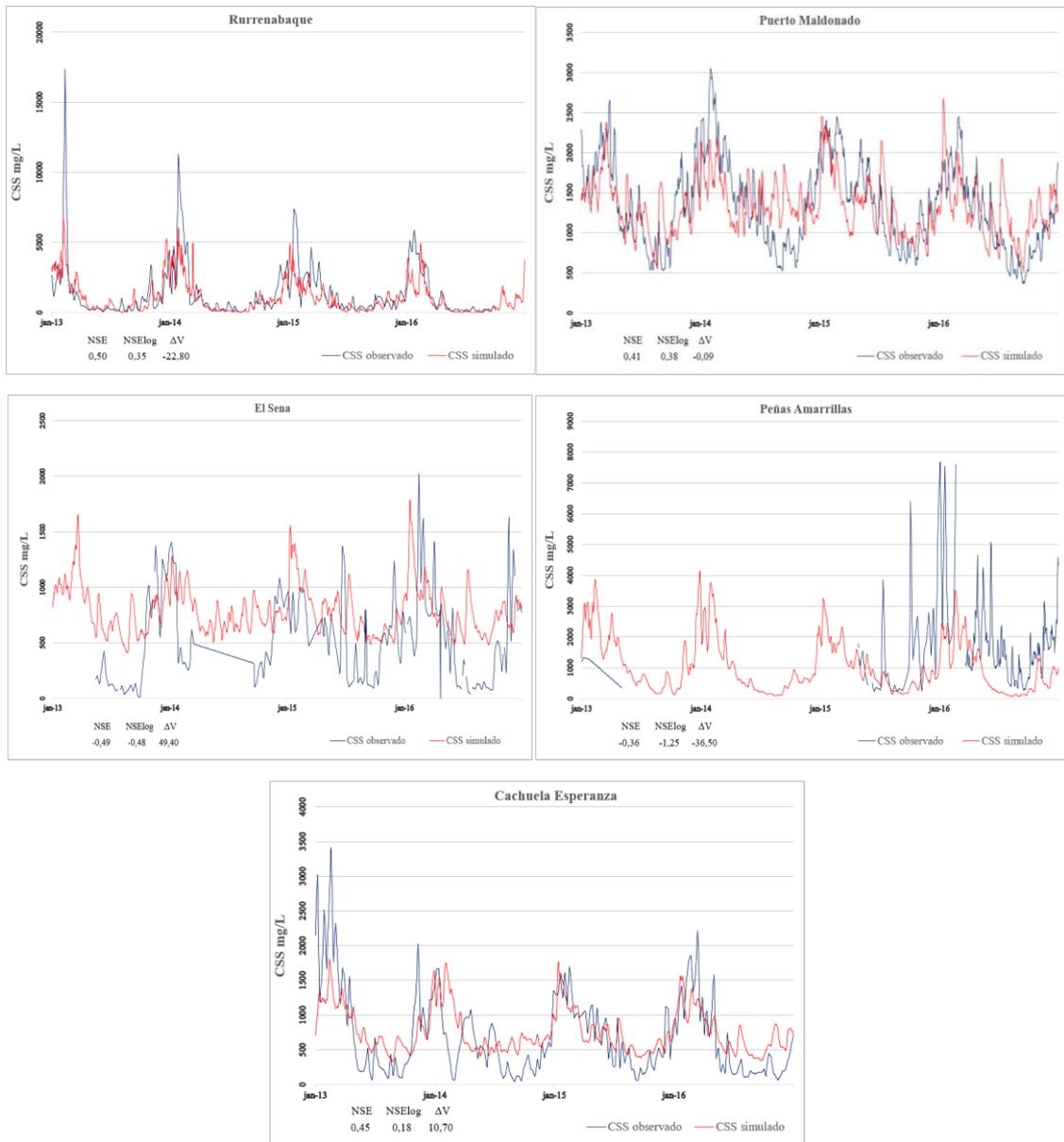


Figura 44 - Sedimentogramas da simulação diária pelo MGB-SED da concentração de sedimentos suspensos para verificação. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.

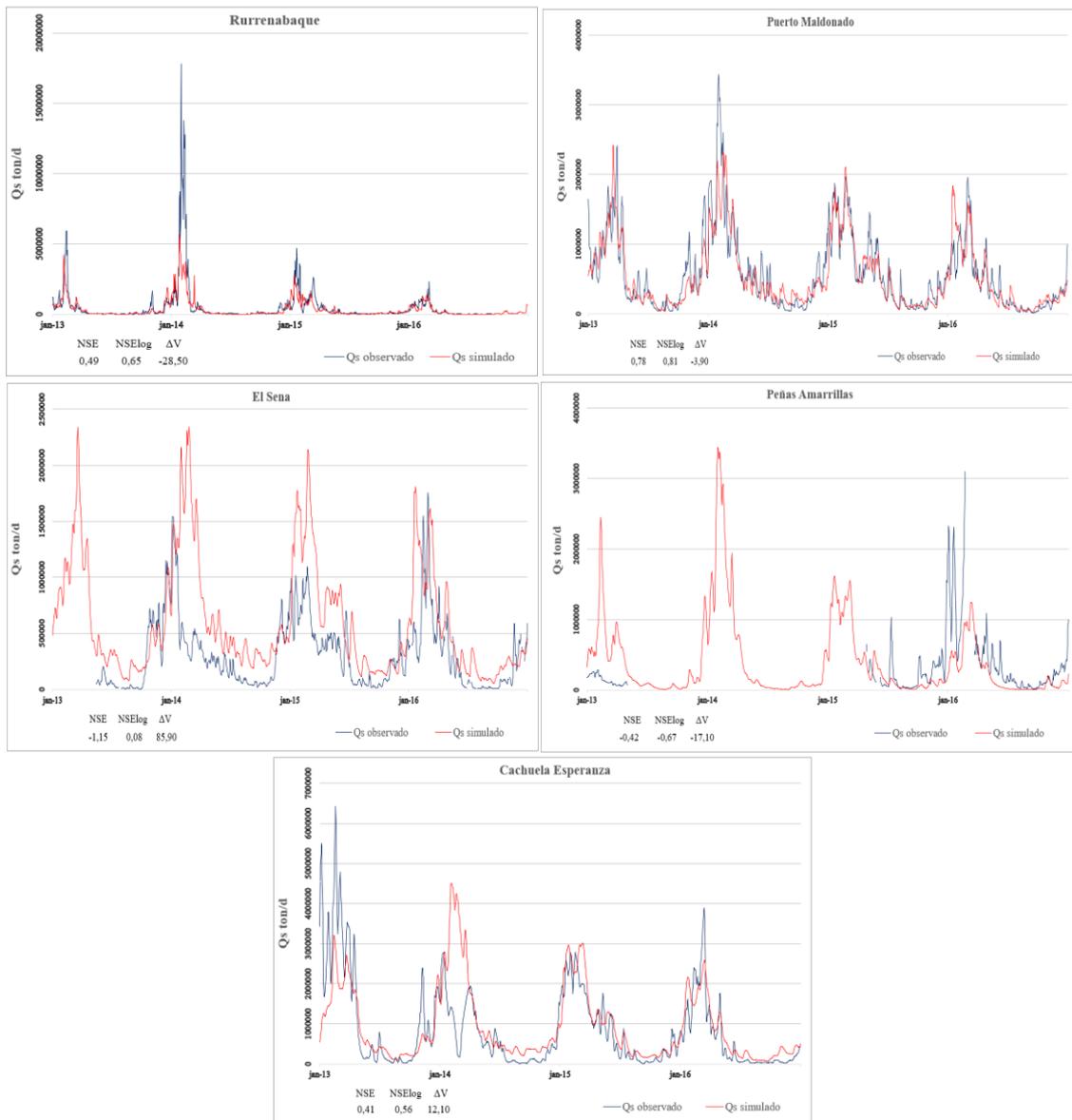


Figura 45 - Sedimentogramas da simulação diária pelo MGB-SED da descarga sólida para verificação. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.

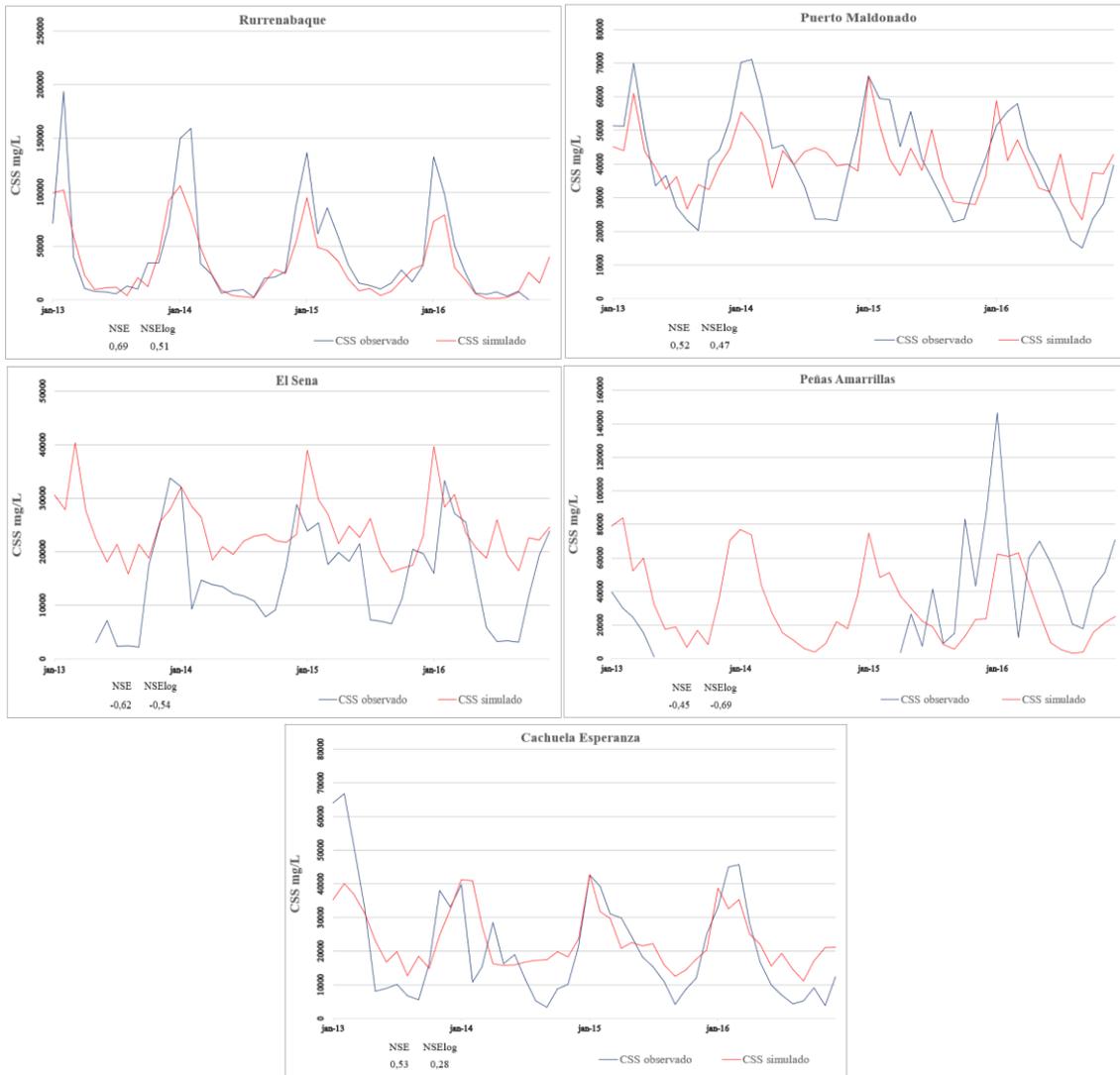
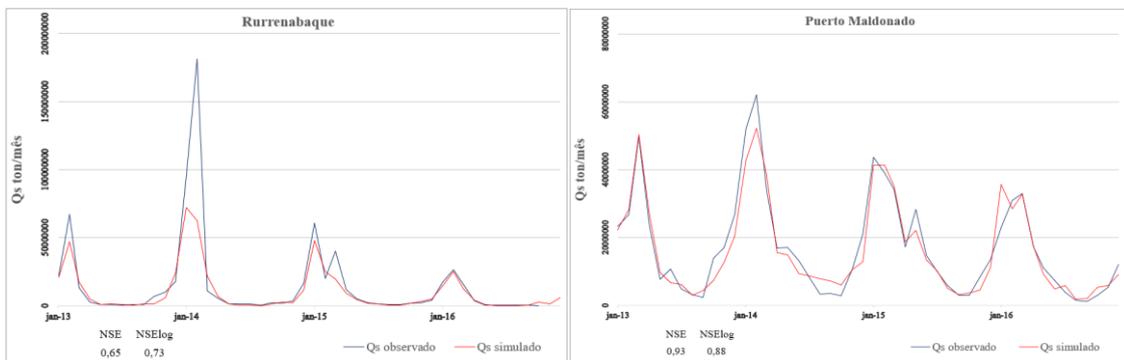


Figura 49 - Sedimentogramas da simulação mensal pelo MGB-SED da concentração de sedimentos suspensos para verificação. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.



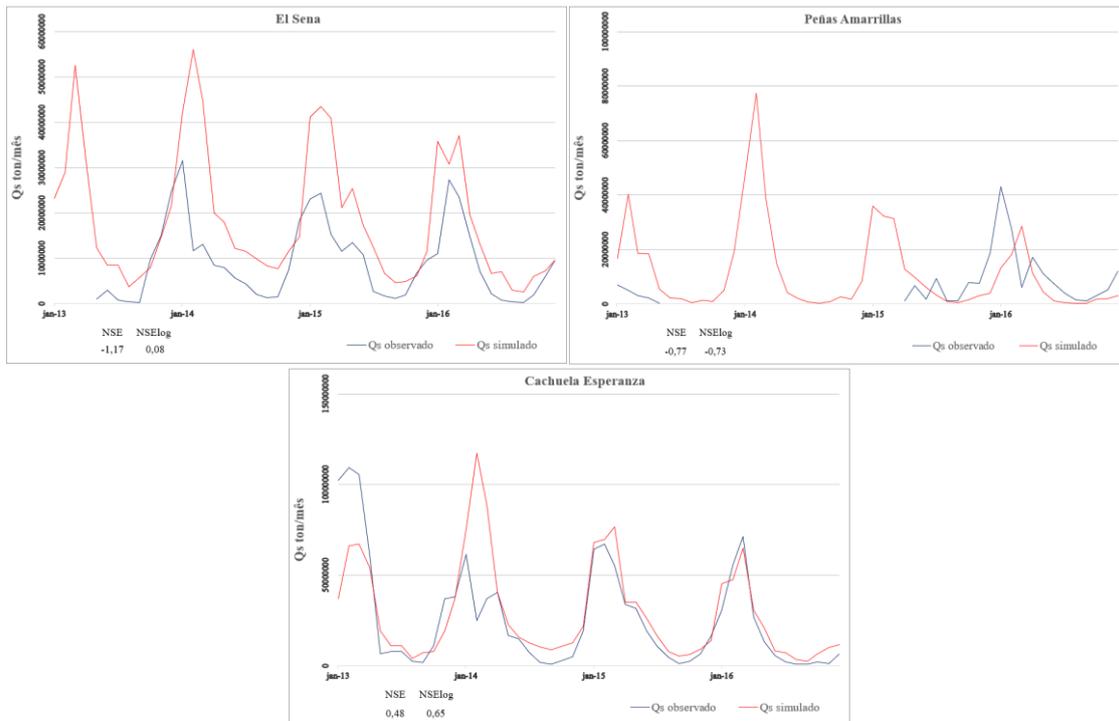


Figura 46 - Sedimentogramas da simulação mensal pelo MGB-SED da descarga sólida para verificação. NSE corresponde ao índice de Nash-Sutcliffe; NSElog ao índice de Nash-Sutcliffe dos logaritmos e ΔV ao erro de volume.

De modo geral, as estações de Rurrenabaque e Puerto Maldonado mantiveram as características observadas na etapa de calibração para a CSS. Em Rurrenabaque, o destaque continua sendo a subestimação das concentrações, enquanto em Puerto Maldonado o comportamento é marcado por um gráfico nervoso, com concentrações de sedimentos bastante elevadas nos períodos de recessão.

No sedimentograma de Puerto Maldonado percebe-se que o ano crítico na simulação foi o ano de 2014 com uma subestimação de vazão no período de chuva e uma superestimação de vazão no período de recessão. Esse ano foi um período crítico também para o ano hidrológico por ter sido marcado por uma anomalia de chuvas como destacado no item 5.1.4. Em Rurrenabaque, esse fator é evidente no sedimentograma da descarga sólida, quando passa a ter também influência da vazão no gráfico.

Nos sedimentogramas de El Sena e Peñas Amarrillas, é possível identificar as razões para os baixos desempenhos nas estatísticas. Em Peñas Amarrillas, a principal dificuldade foi a falta de dados observados suficientes para comparação com os dados simulados. Além disso, os valores apresentados para o ano de 2016 são muito superiores aos simulados, sem correspondência com os eventos de chuva e vazão, uma vez que esses picos não aparecem no hidrograma de verificação. Assim como observado na etapa anterior, esses

picos na estação de Peñas Amarrillas podem ser explicados por outros processos regionais ou até mesmo por erros nos dados observados.

Em relação à estação de El Sena, observa-se que já na etapa de calibração o modelo não conseguiu simular adequadamente o comportamento sedimentológico, principalmente devido à superestimação das vazões de recessão, influenciadas pela estação de Puerto Maldonado. Além disso, os dados observados revelam uma peculiaridade nas concentrações do período de recessão de 2014, onde uma linha reta descreve o comportamento sedimentológico, sugerindo possíveis erros nos dados observados.

Por fim, em Cachuela Esperanza, observou-se um comportamento atípico dos dados observados no ano de 2014, com uma queda da CSS abrupta em período de cheia e ainda em um ano que ocorreram chuvas bem acima do que se espera no período, apontando um possível erro de dado observado. Além disso, no ano de 2013 destaca-se uma discrepância significativa, com subestimação das concentrações. Isso pode ter sido influenciado por Rurrenabaque, que também apresentou um pico muito elevado de concentração no mesmo ano.

Tratando-se da descarga sólida, a estação de El Sena foi claramente a que apresentou o pior desempenho, com uma superestimativa significativa durante o período de pico, assim como ocorreu com as vazões. No pico de 2014, há um evidente deslocamento do gráfico para a direita, influenciado pelo comportamento do hidrograma da estação. Em contrapartida, a estação de Puerto Maldonado foi a que melhor representou o comportamento sedimentológico, com valores de descarga sólida que se aproximaram mais dos dados observados, o que se refletiu nas estatísticas de desempenho.

5.2.1.3. Transporte de Sedimentos Suspensos por trecho de rio

Para ilustrar melhor o transporte de sedimentos suspensos simulado pelo modelo, a Figura 51 apresenta um mapa da carga sedimentar suspensa específica por trecho de rio. Observa-se primeiramente, que os dois principais rios da bacia do Beni — o Madre de Diós e o Alto Beni — destacam-se ao longo de todo o percurso, de montante a jusante, por exibirem as maiores cargas sedimentares, já que são os rios principais da bacia.

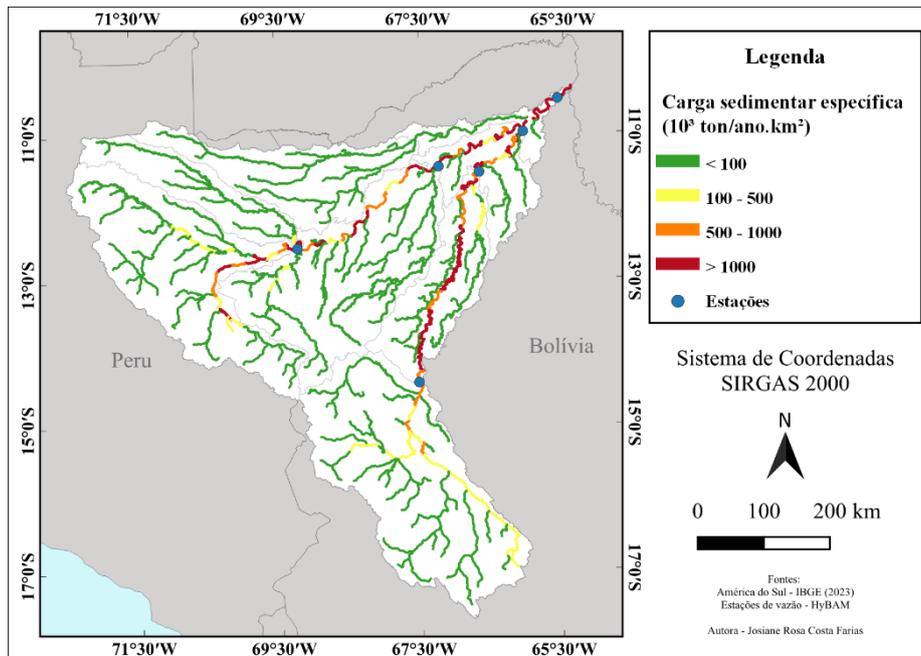


Figura 47 - Transporte da carga média sedimentar suspensa específica na bacia do rio Beni por trecho de rio.

Além disso, o mapa evidencia um aumento progressivo da carga de sedimentos à medida que se avança de montante para jusante. Os sedimentos finos são produzidos no início da estação chuvosa na região andina, tendo seu pico no período de cheia (Armijos *et al.*, 2020) e são carregados diretamente para os rios de planície (Vauchel *et al.*, 2017). Observa-se ainda que os rios de planície, excetuando-se os rios principais, possuem uma baixa carga sedimentar, o que é esperado visto que uma parte dos sedimentos é depositado nas planícies da região do Llanos (Guyot *et al.*, 1996). Destaca-se neste processo alguns trechos intermediários com a diminuição da carga de sedimentos suspensos, que podem estar relacionados a condições geomorfológicas específicas destes trechos.

A Figura 52 apresenta um mapa da carga anual específica de sedimentos suspensos na bacia do rio Madeira, elaborado por Föeger (2019). Nesse mapa, identificado como MGB-SED, são exibidos os dados obtidos por Buarque (2015) na primeira versão do módulo de sedimentos do MGB. Uma das principais diferenças no apresentado por ambos os autores e na Figura 53 está na distribuição das regiões com maior carga sedimentar, já que, neste estudo, a maior carga concentra-se nos trechos mais a jusante dos rios principais, enquanto, nas outras pesquisas, a maior carga é registrada na região andina, observando-se apenas a bacia do rio Beni.

Como apresentado por Christofolletti (1980), há uma tendência de diminuição do tamanho das partículas ao longo do fluxo, de montante a jusante, indicando o predomínio de

sedimentos mais finos nos canais mais a jusante, enquanto os sedimentos mais grossos tendem a se acumular nas áreas de montante. Esse comportamento é confirmado por Vauchel *et al.* (2017), que analisaram dados observacionais do HyBAM para toda a bacia do rio Madeira entre 2002 e 2011, registrando uma maior carga anual de sedimentos suspensos na estação de Cachuela Esperanza, localizada mais a jusante na bacia do Beni, em comparação com a estação de Rurrenabaque, situada mais a montante e na região andina da bacia.

Além disso, é importante destacar que os resultados de Buarque (2015) e Föeger (2019) apresentam cargas sedimentares com valores significativamente superiores às obtidas nesta pesquisa, e mesmo assim é observado subestimação em Rurrenabaque como apresentado na Figura 42. Além da diferença nos períodos simulados, esses autores não realizaram a calibração das vazões na área da bacia do Beni, e no caso dos sedimentos, a calibração foi conduzida apenas na estação de Rurrenabaque, localizada na porção boliviana da bacia.

Por outro lado, tratando-se das similaridades entre os resultados de ambos os autores e os apresentados na Figura 51, ressalta-se a menor concentração de sedimentos nos rios de planície afluentes do rio principal, observando-se os tributários de Madre de Dios e do Beni.

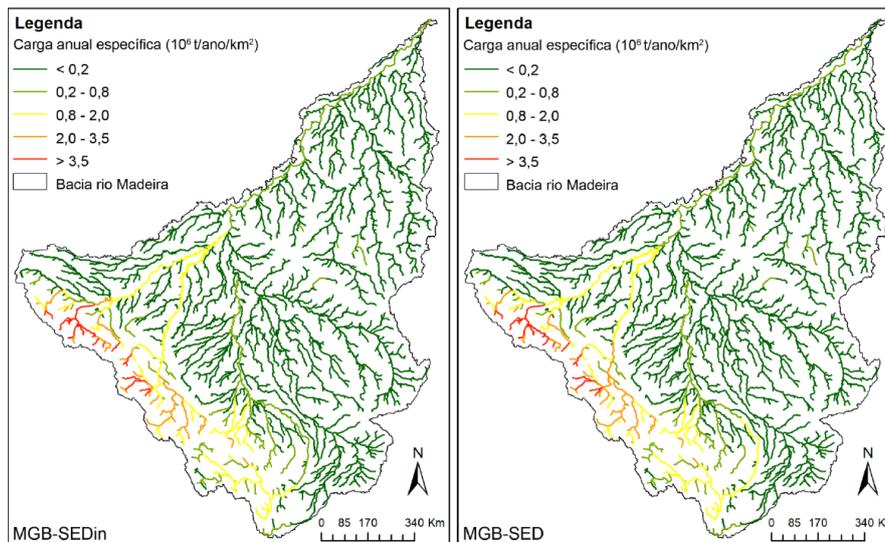


Figura 48 - Carga anual específica de sedimentos em suspensão nos trechos de rio da bacia do rio Madeira (Föeger, 2019).

5.2.2 - Carga de fundo por trecho de rio

Devido à ausência de dados observados, a carga de fundo pode ser avaliada apenas de forma qualitativa. A partir dos mapas apresentados nas Figuras 53 e 54, é possível comparar os resultados obtidos para a carga de fundo utilizando-se as equações de Meyer-Peter e Muller e de Yang. Observa-se que as diferenças entre os dois mapas são mínimas, pois, embora existam variações nos valores, a análise dos intervalos percentuais da carga de fundo revela que ambos se enquadram na mesma classificação. Isso indica que as variações não são significativamente relevantes.

Além disso, observa-se nos dois mapas que poucos trechos de rio apresentam carga de fundo superior a 55%, predominando segmentos com valores inferiores a esse limite, destacados nas cores amarelo e verde. Os trechos com maior carga de fundo concentram-se principalmente em áreas de cabeceira ou em rios de menor ordem, enquanto os rios principais, desde suas porções iniciais, registram cargas de fundo inferiores a 10%, indicando uma tendência de menor transporte de sedimentos grossos nesses trechos.

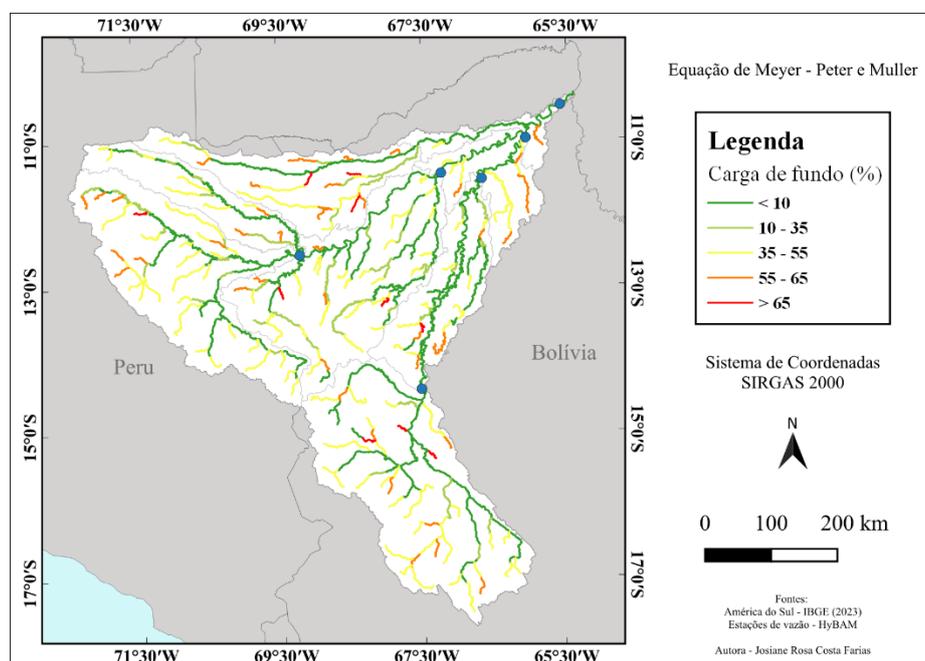


Figura 49 - Carga de fundo em média analisado para o período de 2004-2016 na bacia do rio Beni utilizando a equação de Meyer-Peter e Muller.

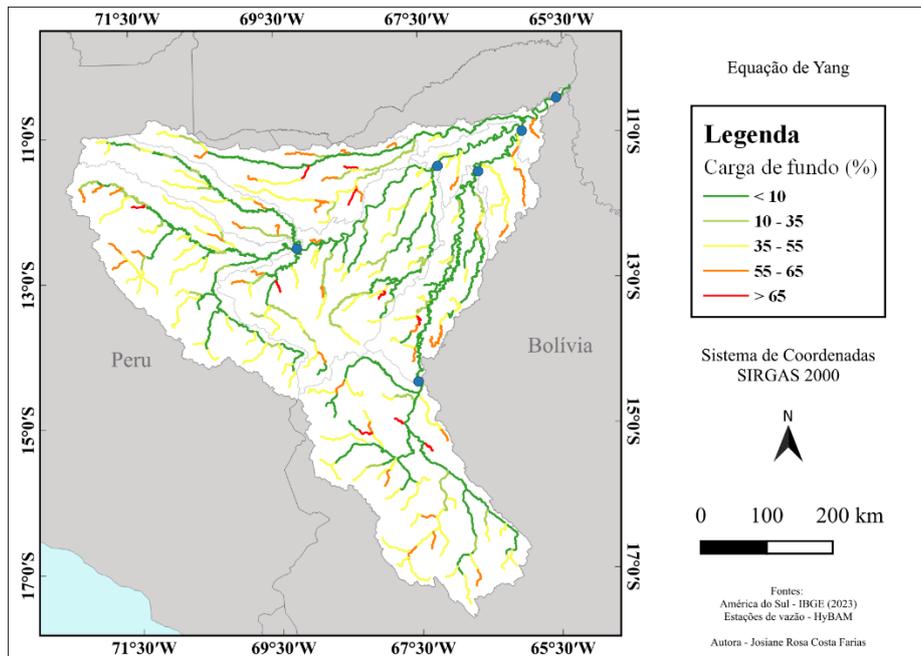


Figura 50 - Carga de fundo em média analisado para o período de 2004-2016 na bacia do rio Beni utilizando a equação de Yang.

Föeger (2019) e Buarque (2015) também conduziram uma análise da carga de fundo para a bacia do rio Madeira utilizando a equação de Yang (Figura 55). Assim como na avaliação da carga sedimentar suspensa específica, os resultados variam conforme o método de propagação de vazão adotado, sendo apresentados como MGB-SEDin e MGB-SED. Observa-se que, similarmente aos mapas das Figuras 53 e 54, os rios principais apresentam a menor carga de fundo. No entanto, a porcentagem atribuída à porção Andina e ao Arco Fitzcarrald por ambos os autores é significativamente maior do que a obtida nesta pesquisa.

Além disso, observa-se que a carga de fundo estimada pelo MGB-SEDin, que utiliza o método inercial na propagação de vazão, foi menor em comparação com o MGB-SED, que emprega o método hidrodinâmico e *Muskingum-Cunge* nos trechos de rios menores. Essa diferença pode estar associada à forma como cada modelo incorpora as planícies de inundação e áreas alagadas, influenciando o transporte de sedimentos devido a interação entre planícies e rios no módulo de sedimentos.

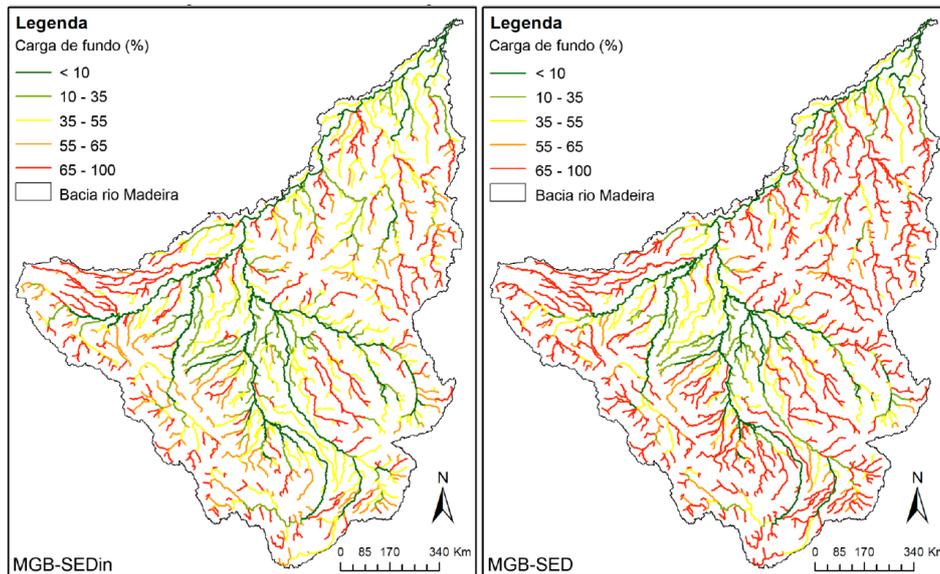


Figura 51 - Análise de carga de fundo para a bacia do rio Madeira do período de 1998 a 2005 (Föeger, 2019).

5.2.3 - Variabilidade sazonal da carga de sedimentos suspensos

A variabilidade sazonal da carga sedimentar suspensa na bacia do rio Beni é apresentada na Figura 56 nas duas estações mais a montante, Rurrenabaque e Puerto Maldonado, e na estação mais a jusante, Cachuela Esperanza, para observar o comportamento hidrossedimentológico durante os meses do período chuvoso e de águas baixas com os dados simulados. Adicionou-se na análise a estação de Peñas Amarrillas por ser a estação subsequente a Rurrenabaque e por ter apresentado um comportamento mais distinto das outras estações de jusante na calibração do modelo. Assim, percebe-se que na estação de Rurrenabaque, os meses de maiores pico na cheia são os meses de janeiro a fevereiro, enquanto Puerto Maldonado, Cachuela Esperanza e Peñas Amarrillas a cheia estende-se até março.

Ademais, é notório que, embora Rurrenabaque e Puerto Maldonado estejam localizadas nos pontos mais a montante da bacia, a diferença nas características geomorfológicas faz com que ambas apresentem comportamentos distintos. Observa-se que Puerto Maldonado, localizada no Peru, apresenta uma queda mais gradual no gráfico em comparação com Rurrenabaque, da Bolívia, embora uma parte desse atraso na descida do gráfico seja influência do modelo devido a maior capacidade de armazenamento do solo. Além disso, Puerto Maldonado registra uma média mensal superior durante o período de recessão, padrão também identificado na análise dos sedimentogramas de calibração.

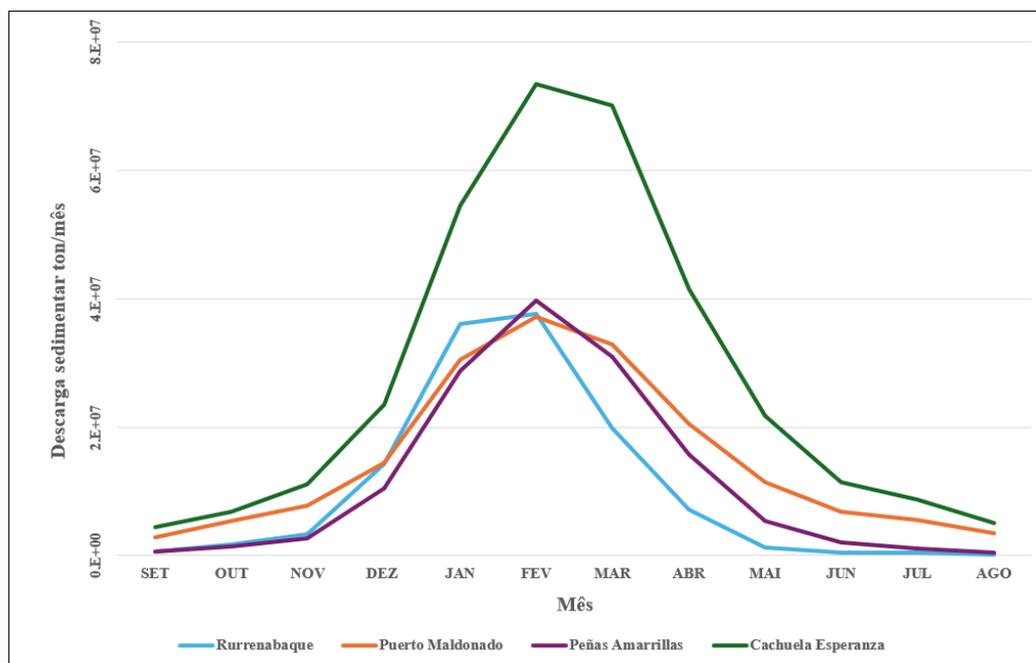


Figura 52 - Descarga sólida sazonal das estações Rurrenabaque, Puerto Maldonado e Cachuela Esperanza a partir das médias mensais dos dados simulados do período de 2004-2016.

Além disso, é perceptível um atraso no início do período de descida do gráfico em Cachuela Esperanza quando comparada com as estações mais a montante. Essa dinâmica também é observada no gráfico de Vauchel *et al.* (2017) com dados observados do período de 2002 a 2011 (Figura 57), embora os autores não tenham incluído a estação de Puerto Maldonado na análise. Nota-se que o mesmo atraso entre Rurrenabaque e Cachuela Esperanza se mantém, mesmo com o período analisado sendo diferente. Segundo os autores, essa diferença no tempo de descida entre as estações deve-se provavelmente à lenta propagação do escoamento nos canais de planície e ao maior tempo de concentração das bacias localizadas nessas regiões.

Por outro lado, Peñas Amarillas, também localizada em uma região de planície, exibe o mesmo atraso na queda observado em Cachuela Esperanza. No entanto, apresenta um comportamento peculiar na subida do sedimentograma, sendo mais rápida que Rurrenabaque na Figura 58 diferente do que ocorre nos dados observados por Vauchel *et al.* (2017). Essa dinâmica foi identificada em alguns anos durante a etapa de calibração nesta estação, refletindo-se, consequentemente, nas médias mensais de todo o período analisado.

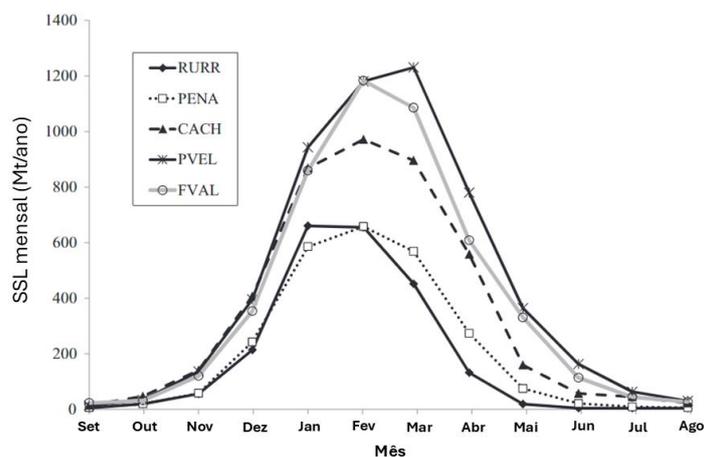


Figura 53 - Carga sedimentar suspensa sazonal em algumas estações da bacia do rio Madeira a partir de médias mensais do período de 2002 a 2011. RURR = Rurrenabaque; PENA = Peñas Amarrillas; CACH = Cachuela Esperanza; PVEL = Porto Velho; FVAL = Fazenda Vista Alegre (Vauchel *et al.*, 2017).

Analisou-se também a contribuição dos meses do período de cheia (Janeiro a Março) na carga sedimentar suspensa anual encontrada nos dados simulados nas estações de Rurrenabaque, em que o valor foi de 76%, e em Cachuela Esperanza, de 60%. Esses valores são superiores ao encontrado em pesquisas anteriores (Guyot *et al.*, 1988; Guyot *et al.*, 1994) em que os valores foram de 65% para estações de piemonte e de 41% para estações de planície. Porém o resultado está muito próximo do encontrado para os dados observados no mesmo período dessas estações, em que para Rurrenabaque a contribuição foi de 79% e para Cachuela Esperanza, 63%.

Segundo Vauchel *et al.* (2017), a defasagem temporal entre as estações de piemonte e as de planície se deve ao fato de que os sedimentos grossos transportados dos Andes se depositam parcialmente no leito dos rios nas regiões de terras baixas durante o período de janeiro a março, e são posteriormente transferidos de janeiro a junho, sempre que a vazão for suficiente para permitir esse transporte. Os autores acrescentam que, simultaneamente, a erosão das margens do canal pode servir como fonte alternativa de sedimentos, caso a quantidade transferida seja inferior à capacidade de transporte do rio.

5.2.4 - Carga anual estimada na bacia do rio Beni

Foi realizada a estimativa da carga sedimentar suspensa média anual simulada pelo modelo para a bacia do Rio Beni, no período de 2004 a 2016, e os valores foram posteriormente comparados com dados disponíveis na literatura (Tabela 18).

Tabela 18 - Descarga sólida média anual estimada na bacia do rio Beni.

Descarga sólida 10 ⁶ ton/ano	Período	Referência
161*	1983-1989	Guyot (1993)
219,1	1998-2005	Buarque (2015)
211,42	1998-2005	Föeger (2019)
346*	2002-2011	Vauchel <i>et al.</i> (2017)
338	2004-2016	Autora (2024)

*nessas duas referências a estimativa é da estação Cachuela Esperanza que é a estação mais próxima do exutório da bacia do Beni.

Dois dos trabalhos apresentados referem-se a estações observadas, Guyot (1993) e Vauchel *et al.* (2017), a partir dos quais se verifica um aumento significativo na carga sedimentar produzida entre os dois períodos analisados. Essa mesma tendência foi constatada nos dados simulados das outras referências, incluindo a pesquisa de Föeger (2019), que também utilizou a propagação de vazão pelo método inercial e o MGB-SED. No entanto, entre todas as referências mencionadas, a estimativa que mais se aproxima dos resultados obtidos nesta pesquisa é a de Vauchel *et al.* (2017), o qual abrange um período de análise mais próximo ao deste trabalho.

Ademais, Vauchel *et al.* (2017) apresenta uma estimativa da carga sedimentar anual para estações observadas que foram utilizadas nesta pesquisa. Dessa forma, foi realizada uma comparação entre os resultados alcançados por meio das simulações com os dados observados dos autores e com os dados observados correspondentes ao período de 2004-2016, conforme apresentado na Tabela 19. Destaca-se que as estações Rurrenabaque, El Sena e Peñas Amarrillas tiveram seus anos com dados de falha descartados para a realização do cálculo no período de 2004-2016.

Tabela 19 - Carga média anual estimada nas estações da bacia do rio Beni.

Estações	Dados simulados (10 ⁶ ton/ano)	Dados observados	Dados observados
		(2004-2016) (10 ⁶ ton/ano)	Vauchel <i>et al.</i> (2017) (10 ⁶ ton/ano)*
Rurrenabaque	123	180	192
El Sena	168	134	139
Peñas Amarrillas	139	176	208
Cachuela Esperanza	332	325	346

*a estimativa para essa carga foi do período de 2002-2011, sendo apenas Peñas Amarrillas com período de 2003-2011.

Observa-se que a estação com dados simulados mais próximos dos dados observados, com um erro de apenas 0,02%, foi Cachuela Esperanza que está localizada mais a jusante

da bacia, sendo também a única estação que possui os dados observados completos em todo período. Dessa forma, destaca-se que o modelo foi eficiente em realizar a estimativa na última estação representando toda a bacia do Beni, mesmo com os erros maiores nas bacias a montante visto que uma compensação de erros de super e subestimações ocorreu entre as porções da bacia do Peru e da Bolívia.

Além disso, é evidente que a estimativa da carga em cada estação refletiu o resultado destacado na etapa de calibração e verificação tanto da vazão quanto dos sedimentos suspensos. Em Rurrenabaque encontrou-se uma subestimação da carga anual de aproximadamente 32% comparando-se os dados simulados com os observados, enquanto em Peñas Amarrillas essa subestimação foi de 21%. Se em ambas as estações forem desconsiderados nos dados simulados os mesmos anos com falhas dos dados observados, essas porcentagens passam a ser de 29% e 27% respectivamente.

Em contrapartida, na estação El Sena diferentemente dessas outras estações ocorreu uma superestimação da ordem de 20%, sendo que caso seja desconsiderado nos anos simulados os mesmos anos de falhas dos dados observados esse valor passa a ser de 16%. Considerando que Vauchel *et al.* (2017) admite um erro de aproximadamente 30% nos dados observados do HyBAM observa-se que praticamente todos os resultados de carga anual encontram-se dentro dessa margem de incerteza.

5.3 - RELAÇÃO ENTRE VAZÃO E SEDIMENTOS

A Figura 58 mostra que o pico de concentração de sedimentos suspensos antecede ligeiramente o pico de vazão, um comportamento mais evidente nos anos de 2007, 2008, 2011, 2012, 2013 e 2015. Segundo a classificação proposta por Williams (1989), esse padrão caracteriza uma leve histerese do tipo horário. Este comportamento pode ser interpretado como indicador de que a fonte de sedimentos está mais próxima do canal ou é fortemente influenciada por eventos de precipitação próximos à estação (Misset *et al.*, 2019).

Em contrapartida, observa-se que na estação de Rurrenabaque há uma histerese horária na relação entre CSS e vazão no período de 2003 a 2016 (Rivera *et al.*, 2019), indicando que o pico da CSS antecede o pico de vazão. Como a CSS registrada na estação de Cachuela Esperanza é amplamente influenciada pela contribuição da região andina (Vauchel *et al.*, 2017), não se pode descartar a influência das áreas a montante nesse comportamento entre CSS e vazão. A histerese horária entre vazão e CSS é observada não

só nessas duas estações da bacia do rio Beni, como também na bacia Amazônica sendo analisada como um todo, como foi apontado por Martinez *et al.* (2009).

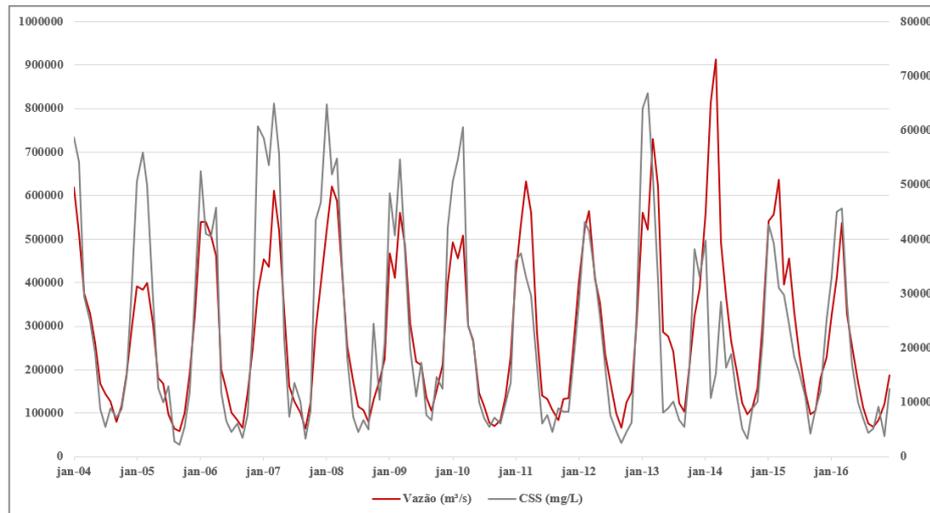


Figura 54 - Relação entre vazão e CSS no período de 2004 a 2016 a partir de dados mensais na estação Cachuela Esperanza.

No gráfico que relaciona a vazão com a CSS, utilizando as médias mensais do período analisado, também se observa uma histerese do tipo horária (Figura 59). Em alguns pontos, é possível perceber que, para variações maiores na vazão, a CSS apresenta mudanças menos expressivas. Essa dinâmica é indicada pela baixa inclinação da reta que conecta os pontos do gráfico, sugerindo uma resposta menos sensível da concentração de sedimentos às alterações de vazão. Essa característica se torna ainda mais evidente no período de cheia, especialmente entre janeiro e março, quando a CSS permanece praticamente constante, apesar das variações na vazão, formando uma trajetória quase horizontal no gráfico da Figura 59 durante esses meses. Esse comportamento sugere que, durante a cheia, é comum ocorrer uma correspondência entre um mesmo valor de CSS e diferentes níveis de vazão.

Essa dinâmica reflete a complexidade da relação entre a CSS e a vazão na bacia do rio Beni. No início do período chuvoso, uma fração de areia presente nos sedimentos suspensos originados na porção andina da bacia pode se depositar nos leitos dos rios de planície (Vauchel *et al.*, 2017). No entanto, à medida que a vazão aumenta no rio, esses sedimentos suspensos voltam a se elevar, devido a ressuspensão de sedimentos mais grossos com o aumento da capacidade de transporte do rio e a erosão da margem do canal (Vauchel *et al.*, 2017; Armijos *et al.*, 2020).

Além disso, Armijos *et al.* (2020) em seu estudo, concluiu que possivelmente os fluxos de sedimentos finos são mais influenciados pela chuva do que pela vazão na bacia Amazônica, já que os sedimentos finos são erodidos no início do período chuvoso nos Andes tendo seu pico no período de cheia, enquanto os sedimentos suspensos grossos dependem da vazão local devido a capacidade de transporte do canal, e, portanto, da taxa de precipitação a montante. Os autores complementam que a transição dos sedimentos suspensos finos e grossos não ocorre em fase pois não são controlados pelos mesmos fatores.

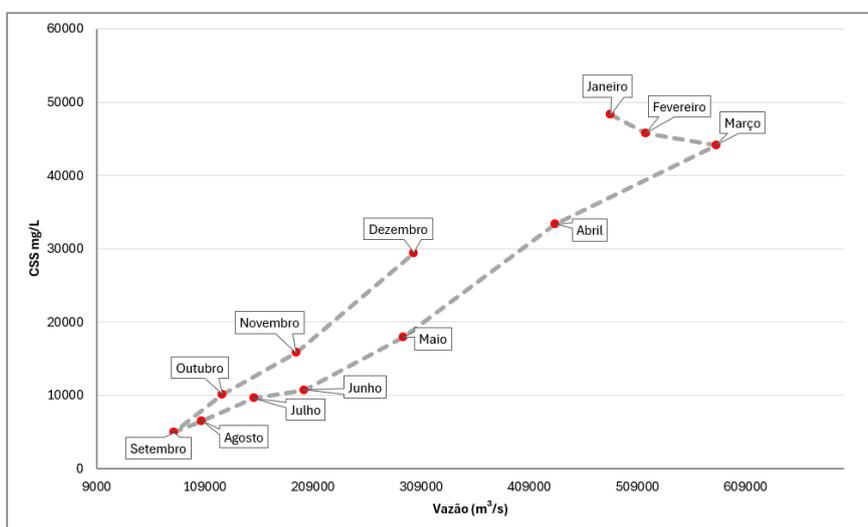


Figura 59 - Relação de CSS e vazão a partir de médias mensais do período 2004-2016 e representação de histerese horária na estação Cachuela Esperanza.

Na análise que considera todos os dados mensais do período, identificar padrões torna-se mais complexo devido à grande quantidade de valores (Figura 60). Observa-se que, distinguem-se dois comportamentos, um no período de cheia e outro no período de seca, como foi observado por Rivera *et al.* (2019) e é representado no gráfico. Durante o período de recessão, é mais fácil traçar uma tendência linear entre vazão e CSS, dado o menor espalhamento dos pontos, resultando em um R^2 mais alto. Por outro lado, no período de cheia, a maior dispersão dos valores dificulta a identificação de uma tendência clara, reduzindo significativamente o R^2 .

Além disso, conforme ilustrado na Figura 59, observa-se que, no intervalo de vazão entre 400.000 e 600.000 m³/s, a concentração de sedimentos suspensos (CSS) apresenta variações mínimas, sugerindo uma estabilização mesmo com o aumento da vazão. Esse comportamento pode indicar um possível esgotamento do suprimento de sedimentos nessa fase. Ademais, sugere que a relação entre vazão e CSS durante o período de cheia

é mais complexa do que na seca, provavelmente devido à influência das planícies de inundação e ao aumento da carga de sedimentos suspensos, incluindo frações mais grossas provenientes dos Andes e da erosão do próprio canal.

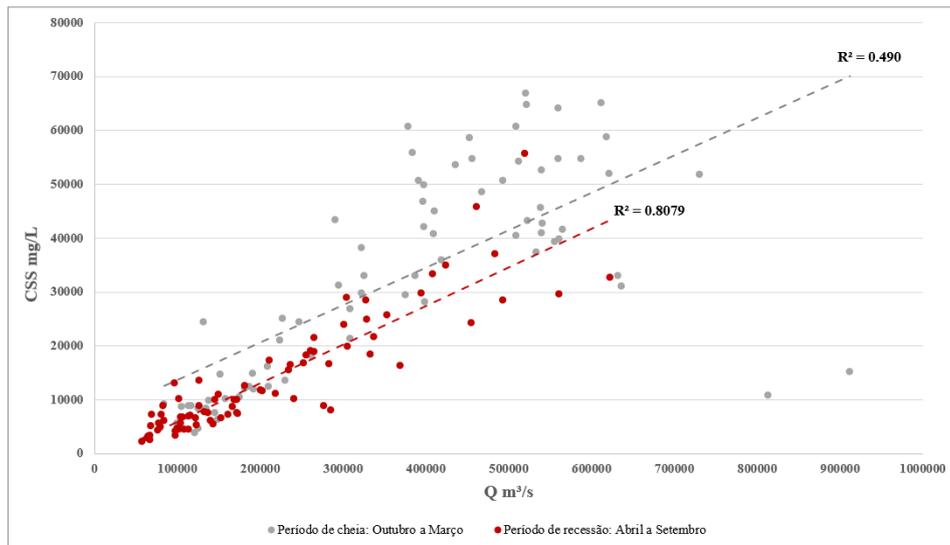


Figura 55 - Relação entre vazão e CSS no período de 2004 a 2016 a partir de dados mensais na estação Cachuela Esperanza distinguindo-se período chuvoso e período de recessão.

6- CONCLUSÃO E RECOMENDAÇÕES

Nessa pesquisa buscou-se analisar a eficiência do modelo MGB e seu módulo de sedimentos MGB-SED em simular a produção e transporte de sedimentos na bacia do rio Beni, a partir da utilização de dados observacionais de vazão e de concentração de sedimentos suspensos do HyBAM. Pode-se observar que para os resultados hidrológicos, alcançou-se valores de índices Nash-Sutcliffe satisfatórios em todas as estações, com valores superiores ou iguais a 0,70 em quase todas as estações, excetuando-se El Sena com índice igual a 0,59, para dados diários.

Por outro lado, quanto ao comportamento hidrológico representado nos hidrogramas, observa-se que os parâmetros de calibração não foram suficientes para corrigir um erro sistemático de superestimação das vazões de pico nas estações de jusante, sendo a baixa qualidade das informações pluviométricas geradas na modelagem pelos dados de satélite a principal hipótese para essa discrepância. Além disso, percebe-se que o principal parâmetro de calibração para as vazões de cheia é a capacidade de armazenamento do solo. Um aumento excessivo desse parâmetro tende a atrasar a subida e descida do hidrograma em relação ao observado, efeito observado em alguns dos hidrogramas.

Assim, observa-se que a superestimação de vazões verificada na etapa de calibração impactou diretamente o desempenho do modelo na etapa de verificação, resultando em índices estatísticos insatisfatórios para as estações de jusante El Sena e Riberalta. Ressalta-se que o período de verificação incluiu o ano de 2014, um ano de precipitação anômala na área de estudo, o que compromete a confiabilidade dos dados observados e pode ter influenciado os resultados obtidos.

Nos resultados de sedimentos, observa-se que, na parte quantitativa, onde é possível comparar com os dados observados, o índice de Nash-Sutcliffe durante a calibração para a concentração de sedimentos suspensos foi em torno de 0,45 para a maioria das estações, exceto El Sena. Já para a descarga sólida, os índices foram mais elevados, atingindo valores mais satisfatórios acima de 0,50.

Nos sedimentogramas observou-se em algumas estações, especialmente em Rurrenabaque, uma tendência de subestimação dos picos de CSS. A principal hipótese para justificar esse comportamento é a presença de areia em suspensão nessas estações, que pode chegar a representar 50% dos sedimentos suspensos nas áreas de montante. Como o modelo considera apenas argila e silte como sedimento em suspensão, é provável

que parte desse valor subestimado seja atribuível à fração de areia suspensa desconsiderada na CSS simulada.

Além disso, nos sedimentogramas, destaca-se uma outra deficiência na simulação, que são os períodos de recessão das estações El Sena e Cachuela Esperanza em que as concentrações ficaram superestimadas e os parâmetros de calibração não foram suficientes para mitigar esse erro. Essa superestimação, que refletiu também na descarga sólida, ocorreu a partir da calibração da estação de Puerto Maldonado, a montante, que possui dados de concentração altos até mesmo no período de águas baixas. Para a etapa de verificação, duas estações apresentaram valores insatisfatórios, El Sena e Peñas Amarrillas.

Em contrapartida, nos outros resultados relativos aos sedimentos, o modelo demonstrou desempenho consistente e alinhado com as referências da literatura, especialmente no que se refere ao gráfico de sazonalidade dos sedimentos suspensos, que apresentou grande similaridade com os dados observados. Além disso, a carga anual estimada pelo modelo mostrou-se satisfatória, com destaque para a estação Cachuela Esperanza, que obteve o melhor desempenho e reflete de forma mais representativa os resultados para a bacia do rio Beni como um todo por ser uma estação muito próxima ao exutório.

Observa-se que, de modo geral, as principais deficiências no processo de modelagem e em parte pelos dados de entrada estão localizados na porção peruana da região, ou seja, na bacia do Madre de Dios, enquanto na porção boliviana, correspondente ao Alto Beni, os erros foram menos acentuados. Entre as possíveis causas para essa dificuldade estão as chuvas anômalas, especialmente na área do Arco Fitzcarrald, e o avanço da mineração a montante de Puerto Maldonado, que interfere significativamente na dinâmica de sedimentos na bacia.

Por fim, entende-se que a simulação com o MGB e seu módulo de sedimentos MGB-SED, no geral, apresentou resultados satisfatórios, apresentando bons índices estatísticos na etapa hidrológica e para sedimentos em quase todas as estações, obtendo-se uma boa representação da sazonalidade e das estimativas anuais de cargas na bacia. Porém, ao analisar o comportamento representado pelo modelo, principalmente nos dados diários, observa-se algumas deficiências principalmente nas vazões de pico nos hidrogramas e nas concentrações no período de recessão nos sedimentogramas.

Com isso, a partir do analisado, recomenda-se às pesquisas futuras um maior refinamento nos dados de entrada do modelo, principalmente para a precipitação, podendo avaliar quais são os dados mais apropriados para a região. Além disso, para melhorias no modelo, recomenda-se a adição de uma outra camada de solo para o balanço hídrico vertical, esperando-se que isso evite as deficiências do gráfico com valores de armazenamento de solo mais alto. Ademais, sugere-se também uma adição de dados de calibração no MGB-SED, principalmente para o módulo do rio correspondente a parte de transporte de sedimentos. Por fim, recomenda-se um estudo mais aprofundado das planícies de inundação na região para compreender melhor o efeito que estas possuem na hidrossedimentologia da área.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abbott, M. B., Refsgaard, J. C. (1996). *Distributed Hydrological Modelling*. v. 22. Water Science and Technology Library. Londres – UK.
- Agência Nacional das Águas – ANA (2009). *Medição de Descarga Líquida em Grandes Rios – Manual Técnico*, v. 1. Superintendência de Gestão da Informação. Brasília – DF.
- Aksoy, H., Kavvas, M. L., 2005. A review of hillslope and watershed scale erosion and sediment transport models. *Catena*. 64, 247-271.
- Allasia, D. G., Silva, B., Collischonn, W., Tucci, C. E. M., 2006. Large basin simulation experience in South America. In: *Prediction in Ungauged Basins: Promises and Progress*, IAHS Press, Wallingford, UK.
- Almeida, G. A. M., Bates, P., 2013. Applicability of the local inertial approximation of the shallow water equations to flood modeling. *Water Resources Research*. 49.
- Almeida, G. A. M., Bates, P., Freer, J. E., Souvignet, M., 2012. Improving the stability of a simple formulation of the shallow water equations for 2-D flood modeling. *Water Resources Research*. 48.
- Alves e Santos, D. R., Martinez, J.-M., Olivetti, D., Zumak, A., Guimarães, D., Aniceto, K., Severo, E., Ferreira, O., Harmal, T., Cordeiro, M., Filizola, N., Sell, B., Fernandes, D., Souto, C., Roig, H., 2024. Sentinel-2 MSI image time series reveal hydrological and geomorphological control of the sedimentation processes in an Amazonian hydropower dam. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. 128.
- Armijos, E., Crave, A., Espinoza, J. C., Filizola, N. P., Espinoza-Villar, R., Ayes, I., Fonseca, P., Fraizy, P., Gutierrez, O., Vauchel, P., Camenen, B., Martinez, J. M., Santos, A. dos, Santini, W., Gochonneau, Guyot, J. L., 2020. Rainfall control on Amazon sediment flux: synthesis from 20 years of monitoring. *Environmental Research Communications*.
- Armijos, E., Crave, A., Espinoza-Villar, R., Fraizy, P., Santos, A. L. M. R. dos, Sampaio, F., Oliveira, E. de, Santini, W., Martinez, J. M., Autin, P., Pantoja, N., Oliveira, M. M., Filizola, N. P., 2017. Measuring and modeling vertical gradients in suspended sediments in the Solimões/Amazon River. *Hydrological Processes*. 31(3), 654-667.

- Araujo, M. L. V., Mendes, C. R. B., Tavano, V. M., Garcia, C. A. E., Baringer, M. O’N., 2017. Contrasting patterns of phytoplankton pigments and chemotaxonomic groups along 30°S in the subtropical South Atlantic Ocean. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 120, 112–121.
- Arnold, J. G., Moriasi, D. N., Gassman, P. W., Abbaspour, K. C., White, M. J., Srinivasan, R., Santhi, C., Harmel, R. D., Griensven, A. V., Liew, M. W. V., Kannan, N., Jha, M. K., 2012. SWAT: Model Use, Calibration and Validation. *Transactions of the ASABE*. 55(4), 1491-1508.
- Asselman, N. E. M., Middelkoop, H., 1995. Floodplain Sedimentation: Quantities, Patterns and Processes. *Earth Surface Processes and Landforms*. 20, 481-499.
- Ávila, L., Silveira, R., Campos, A., Rogiski, N., Gonçalves, J., Scortegagna, A., Freitas, C., Aver, C., Fan, F. M., 2022. Comparative Evaluation of Five Hydrological Models in a Large-Scale and Tropical River Basin. *Water*. 14(19).
- Bagnold, R. A., 1977. Bedload transport in natural rivers. *Water Resources Research*. 13 (2), 303–312.
- Bates, P. D., Horritt, M. S., Fewtrell, T. J., 2010. A simple inertial formulation of the shallow water equations for efficient two-dimensional flood inundation modelling. *Journal of Hydrology*. 387, 33-45.
- Bertoni, J., Neto, F. L., (1985). *Conservação do Solo*. 4. ed. Livroceres. Piracicaba - SP.
- Beskow, S., Mello, C. R., Norton, L. D., Curi, N., Viola, M. R., Avanzi, J. C., 2009. Soil erosion prediction in the Grande River Basin, Brazil using distributed modeling. *Catena*. 79(1), 49-59.
- Bosilovich, M. G., Chen, J., Robertson, F. R., Adler, R. F., 2008. Evaluation of global precipitation in reanalyses. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 47(9), 2279–2299.
- Brêda, J. P. L. F., Paiva, R. C. D., Siqueira, V. A., Collischonn, W., 2023. Assessing climate change impact on flood discharge in South America and the influence of its main drivers. *Journal of Hydrology*.
- Brokate, M., Sprekels, J., (1995). *Hysteresis and Phase Transitions*. v. 121, Applied Mathematical Sciences. Nova York - USA.
- Buarque, D. C. (2015). *Simulação da Geração e do Transporte de Sedimentos em Grandes Bacias: Estudo de caso do rio Madeira*, Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 182p.

- Buarque, D. C., Collischonn, W., Paiva, R. C. D., 2012. Coupling a basin erosion and river sediment transport model into a large scale hydrological model: an application in the Amazon basin. *Geophysical Research Abstracts*. v. 14.
- Buendia, C., Vericat, D., Batalla, R. J., Gibbins, C. N., 2016. Temporal dynamics of sediment transport and transient in-channel storage in a highly erodible catchment. *Land Degradation and Development*. 27, 1045–1063.
- Bulovic, N., McIntyre, N., Johnson, F., 2020. Evaluation of IMERG V05B 30-Min Rainfall Estimates over the High-Elevation Tropical Andes Mountains. *Journal of Hydrometeorology*. 21, 2875-2892.
- Cabrera, E. J. N. (2023). *Hidrologia de Superfície do Alto Rio Madeira: Modelagem Hidrológica da Bacia Andino-Amazônica do Rio Beni*, Dissertação de Mestrado, Universidade do Estado do Amazonas, 73p.
- Carvalho, G. A., Calman, C., Sone, J. S., Pereira, R. B., Sobrinho, T. A. (2017). Produção de Sedimentos e Efeito Histerese na Concentração de Sedimentos. In: *XXII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, Florianópolis, Brasil.
- Carvalho, M. A. C. C. de, Uliana, E. M., Silva, D. D. da, Aires, U. R. V., Martins, C. A. da S., Sousa Junior, M. F. de, Cruz, I. F. da, Mendes, M. A. dos S. A., 2020. Drought Monitoring Based on Remote Sensing in a Grain-Producing Region in the Cerrado–Amazon Transition, Brazil. *Water*. 3366(12).
- Carvalho, N. O. (1994). *Hidrossedimentologia Prática*. Rio de Janeiro: CPRM/Eletróbrás.
- Carvalho, N. O., Filizola Junior, N. P., Santos, P. M. C., Lima, J. E. F. W., 2000. *Guia de práticas sedimentométricas*. ANEEL.
- Chen, D., Sun, H., Zhang, Y., 2013. Fractional dispersion equation for sediment suspension. *Journal of Hydrology*. 491, 13-22.
- Chen, M., Huang, Y., Li, Z., Larico, A. J. M., Xue, M., Hong, Y., Hu, X.-M., Novoa, H. M., Martin, E., McPherson, R., Zhang, J., Gao, S., Wen, Y., Perez, A. V., Morales, I. Y., 2022. Cross-Examining Precipitation Products by Rain Gauge, Remote Sensing, and WRF Simulations over a South American Region across the Pacific Coast and Andes. *Atmosphere*. 1666(13).
- Chow, V. T., Maidment, D. R., Mays, L. W., 1988. *Applied Hydrology*. 1. ed. New York, USA: McGraw-Hill.
- Christofoletti, A. (1980). *Geomorfologia*. São Paulo: Editora Edgard Blücher Ltda.

- Chumacero, G. M., Mariac, C., Duponchelle, F., Painter, L., Wallace, R., Cochonneau, G., Rodriguez, J. M., Davila, C. G., Renno, J. F., 2020. Threatened fish spawning area revealed by specific metabarcoding identification of eggs and larvae in the Beni River, upper Amazon. *Global Ecology and Conservation*. v. 24.
- Creech, C. T., Luisa, A., Castañon, N. A. O., Amorim, R. S., Gibson, S. A. (2018). “Sediment Transport Model of the Madeira River using HEC-RAS for Waterway Design” In: *XIII Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos I Partículas das Américas*, Vitória, Brasil.
- Collischonn, W. (2001). *Simulação Hidrológica de Grandes Bacias*, Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 270p.
- Collischonn, W., Allasia, D. G., Silva, B. C., Tucci, C. E. M., 2007. The MGB-IPH model for large-scale rainfall-runoff modeling. *Hydrological Sciences Journal*. 52(5), 878-895.
- Collischonn, W., Gama, C. H. A., Siqueira, V. A., Paiva, R. C. D., Fleischmann, A. S. (2020). *Manual de Referência Teórica do MGB*. HGE, IPH, UFRGS.
- Correa, S. W., Paiva, R. C. D. de, Biancamaria, S., Collischonn, W., 2020. Assimilation of future SWOT-based river elevations, surface extent observations and discharge estimations into uncertain global hydrological models. *Journal of Hydrology*. 590.
- Desmet, P. J. J., Govers, G., 1996. A GIS-procedure for automatically calculating the USLE LS-factor on topographically complex landscape units. *Journal of Soil and Water Conservation*. 51(5), 427-433.
- De Vente, J., Poesen, J., Verstraeten, G., Vanmaercke, M., Van Rompaey, A., Govers, G., 2008. Spatially distributed modelling of soil erosion and sediment yield at regional scales in Spain. *Global and Planetary Change*. 60(3-4), 393-415.
- De Vente, J., Poesen, J., Verstraeten, G., Govers, G., Vanmaercke, M., Van Rompaey, A., Arabkhedri, M., Boix-Fayos, C., 2013. Predicting soil erosion and sediment yield at regional scales: where do we stand? *Earth-Science Reviews*. 127, 16–29.
- Doria, C. R. C., Duponchelle, F., Lima, M. A. L., Garcia, A., Carvajal-Vallejos, F. M., Méndez, C. C., Catarino, M. F., Freitas, C. E. C., Vega, B., Miranda-Chumacero, G., Damme, P. A. V., 2018. Review of Fisheries Resource Use and Status in the Madeira River Basin (Brazil, Bolivia, and Peru) Before Hydroelectric Dam Completion. *Reviews in Fisheries Science and Aquaculture*. 26(4), 494-514.
- Einstein, H. A., 1950. *The Bed-Load Function for Sediment Transportation in Open Channel Flows*. US Department of Agriculture Technical Bulletin, 1026.

- Elmes, A., Ipanaqué, J. G. Y., Rogan, J., Cuba, N., Bebbington, A., 2014. Mapping licit and illicit mining activity in the Madre de Dios region of Peru. *Remote Sensing Letters*. 5(10), 882-891.
- Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA) (2018). *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. Brasília: 5º ed. Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento.
- Espinoza, J. C., Marengo, J. A., Ronchail, J., Carpio, J. M., Flores, L. N., Guyot, J. L., 2014. The extreme 2014 flood in south-western Amazon basin: the role of tropical-subtropical South Atlantic SST gradient. *Environmental Research Letters*. 9.
- Espinoza, J. C., Ronchail, J., Guyot, J. L., Cochonneau, G., Filizola, N., Lavado, W., De Oliveira, E., Pombosa, R., Vauchel, P., 2009. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *International Journal of Climatology*. 29, 1574-1594.
- Fagundes, H. O. (2018). *Modelagem Hidrossedimentológica de Grandes Bacias com apoio de dados in situ e Sensoriamento Remoto*, Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 201p.
- Fagundes, H. O., Fan, F. M., Paiva, R. C. D., 2019. Automatic calibration of a large-scale sediment model using suspended sediment concentration, water quality, and remote sensing data. *RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. 24(26), 1-18.
- Fagundes, H. O., Fan, F. M., Paiva, R. C. D., Siqueira, V. A., Buarque, D. C., Kornowski, L. W., Laipelt, L., Collischonn, W., 2020. Sediment Flows in South America Supported by Daily Hydrologic-Hydrodynamic Modeling. *Water Resources Research*. 57(2).
- Fagundes, H. O., Paiva, R. C. D., Brêda, J. P. L. F., Fassoni-Andrade, A. C., Borrelli, P., Fan, F. M., 2023. An assessment of South American sediment fluxes under climate changes. *Science of the Total Environment*. 879.
- Fagundes, H. O., Tschiedel, A. F., Fan, F. M., Paiva, R. C. de (2018). Análise Comparativa de Transporte de Sedimentos utilizando os Modelos MGB-SED e HEC-RAS. In: *XIII Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos I Partículas das Américas*, Vitória, Brasil.
- Fan, F. M., Pontes, P. R. M., Paiva, R. C. D., 2014. Avaliação de um método de propagação de cheias em rios com aproximação inercial das equações de Saint-Venant. *RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. 19 (4), 137-147.

- Fan, F. M., Siqueira, V. A., Fleischmann, A. S., Brêda, J. P. F., Paiva, R. C. D., Pontes, P. R. M., Collischonn, W., 2021. On the discretization of river networks for large scale hydrologic-hydrodynamic models. *RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. 26(5), 1-19.
- Farinasso, M., Carvalho Júnior, O. A., Guimarães, R. F., Gomes, R. A. R., Ramos, V. M., 2006. Avaliação Qualitativa do Potencial de Erosão Laminar em grandes áreas por meio da EUPS – Equação Universal de Perdas de Solos – utilizando novas metodologias em SIG para os cálculos dos seus fatores na região do Alto Parnaíba – PI-MA. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. 7(2), 73-85.
- Farr, T. G., Rosen, P. A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D., Alsdorf, D. E., 2007. The shuttle radar topography mission. *Reviews of Geophysics*. 45(2).
- Filizola N., Guyot J. L., 2009. Suspended Sediment Yield in the Amazon Basin: an Assessment Using Brazilian National Data Set. *Hydrological Processes*. 23(22), 3207- 3215.
- Filizola, N., Guyot, J. L., Guimarães, V., 2009. Measuring the discharge of the Amazon River using Doppler technology (Manacapuru, Amazonas, Brazil). *Hydrological Processes*. 23(22), 3151-3156.
- Föeger, L. B. (2019). *Modelagem Hidrossedimentológica de Grandes Bacias com Propagação Inercial de Vazão: Estudo de Caso da Bacia do rio Madeira*, Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Espírito Santo, 161p.
- Föeger, L. B., Buarque, D. C., Pontes, P. R. M., Fagundes, H. O., Fan, F. M., 2022. Large-scale sediment modeling with inertial flow routing: Assessment of Madeira river basin. *Environmental Modelling and Software*. 149.
- Fleischmann, A. S., Brêda, J. P. F., Passaia, O. A., Wongchuig, S. C., Fan, F. M., Paiva, R. C. D., Marques, G. F., Collischonn, W., 2021. Regional scale hydrodynamic modeling of the river-floodplain-reservoir continuum. *Journal of Hydrology*. 596.
- Fleischmann, A., Fan, F., Collischonn, B., Collischonn, W., Pontes, P. R. M., Ruhoff, A., 2019. Precipitation as a proxy for climate variables: application for hydrological modelling. *Hydrological Sciences Journal*. 64(3), 361-379.

- Fleischmann, A. S., Paiva, R. C. D., Collischonn, W., Siqueria, V. A., Paris, A., Moreira, D. M., Papa, F., Bitar, A. A., Parrens, M., Aires, F., Garambois, P. A., 2020. Trade-Offs Between 1-D and 2-D Regional River Hydrodynamic Models. *Water Resources Research*.
- Fleischmann, A. S., Siqueira, V., Paris, A., Collischonn, W., Paiva, R. C. D., Pontes, P., Crétaux, J.-F., B.-Nguyen, M., Biancamaria, S., Gosset, M., Calmant, S., Tanimoun, B., 2018. *Journal of Hydrology*. 569, 943-959.
- Flores-Rojas, J. L., Moya-Álvarez, A. S., Valdivia-Prado, J. M., Piñas-Laura, M., Kumara, S., Karamb, H. A., Villalobos-Puma, E., Martinez-Castroa D., Silva, Y., 2021. On the dynamic mechanisms of intense rainfall events in the central Andes of Peru, Mantaro valley. *Atmospheric Research*. 248.
- Gautier, E., Brunstein, D., Vauchel, P., Roulet, M., Fuertes, O., Guyot, J. L., Darozzes, J., Bourrel, L., 2007. Temporal relations between meander deformation, water discharge and sediment fluxes in the floodplain of the Rio Beni (Bolivian Amazonia). *Earth Surface Processes and Landforms*. 32(2), 230-248.
- Gautier, E., Brunstein, D., Vauchel, P., Jouanneau, J. M., Roulet, M., Garcia, C., Guyot, J. L., Castro, M., 2010. Channel and floodplain sediment dynamics in a reach of the tropical meandering Rio Beni (Bolivian Amazonia). *Earth Surface Processes and Landforms*. 35(15), 1838-1853.
- Gomes, W. B., Satyamurty, P., Correia, F. W. S., Chou, S. C., Fleischmann, A. S., Papa, F., Vergasta, L. A., Lyra, A. de A., 2024. Ensemble hydrological predictions at an intraseasonal scale through a statistical–dynamical downscaling approach over southwestern Amazonia. *Journal of Water and Climate Change*. 15(8), 4076-4098.
- Goshime, D. W., Absi, R., Ledésert B., 2019. Evaluation and Bias Correction of CHIRP Rainfall Estimate for Rainfall-Runoff Simulation over Lake Ziway Watershed, Ethiopia. *Hydrology*. 68(6), 1-22.
- Gutierrez, L., Huerta, A., Sabino, E., Bourrel, L., Frappart, F., Casimiro, W. L., 2023. Rainfall Erosivity in Peru: A New Gridded Dataset Based on GPM-IMERG and Comprehensive Assessment (2000–2020). *Remote Sensing*. 15(5432).
- Guyot, J. L., Bourges, J., Cortez, J. (1994). Sediment Transport in the Rio Grande, an Andean River of the Bolivian Amazon Drainage Basin. In: Olive L.J., Loughran R.J., Kesby J.A. (eds.) *Variability in Stream Erosion and Sediment Transport*. Canberra, IAHS, p. 223-231.

- Guyot, J. L., Bourges, J., Hoorelbecke, R., Roche, M. A., Calle, H., Cortez, J., Barragan, M. C. (1988). Exportation de matières en suspension des Andes vers l'Amazonie par le Rio Béni, Bolivie. *In: Sediment Budgets (Bordas M.P., Walling D.E., Eds.)*, IAHS Publ. 174: 443-451.
- Guyot, J. L., Filizola, N., Quintanilla, J., Cortez, J. (1996). Dissolved solids and suspended sediment yields in the Rio Madeira basin, from the Bolivian Andes to the Amazon. *In: Walling D.E. (ed.), Webb B.W. (ed.). Erosion and sediment yield: global and regional perspectives: proceedings of an international symposium held at Exeter*, Wallingford, Inglaterra.
- Guyot, J. L. (1993). *Hydrogéochimie des Fleuves de L'Amazonie Bolivienne*, vol. 1, Editions de l' ORSTOM, Paris.
- Haddadchi, A., Hicks, M., 2021. Interpreting event-based suspended sediment concentration and flow hysteresis patterns. *Journal of Soils and Sediments*. 21, 592–612.
- Hamshaw, S. D., Dewoolkar, M. M., Schroth, A. W., Wemple, B. C., Rizzo, D. M., 2018. A New Machine-Learning Approach for Classifying Hysteresis in Suspended-Sediment Discharge Relationships Using High-Frequency Monitoring Data. *Water Resources Research*.
- Hersbach, H., 2016. The ERA5 atmospheric reanalysis. *In: AGU fall meeting abstracts*. Vol. 2016, NG33D–01.
- Huang, H. Q., 2010. Reformulation of the bed load equation of Meyer-Peter and Müller in light of the linearity theory for alluvial channel flow. *Water Resources Research*. 43.
- Huffman, G. J., Adler, R. F., Bolvin, D. T., Gu, G., Nelkin, E. J., Bowman, K. P., Hong, Y., Stocker, E. F., Wolff, D. B., 2007. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of Hydrometeorology*. 8(1), 38-55.
- Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Nelkin, E. J., 2017. *Integrated Multi-satellite Retrievals for GPM (IMERG) Technical Documentation*.
- Hu, J., Gao, P., Mu, X., Zhao, G., Sun, W., Li, P., 2019. Runoff-sediment dynamics under different flood patterns in a Loess Plateau catchment, China. *Catena*. 173, 234–245.
- Jansson, M. B., 2002. Determining sediment source areas in a tropical river basin, Costa Rica. *Catena*. 47, 63-84.

- Jati, D. A., Silva, J. T., Tapajós, R., Cristiane, N. P. P., 2022. Sensitivity test of the Hydrological Model of Large Basins (MGB-IPH) in scenarios of extreme changes in soil use and occupation, precipitation regime and mean air temperature. *Revista Brasileira de Geografia Física*. 13(1), 211-228.
- Joyce, R. J., Janowiak, J. E., Arkin, P. A., Xie, P., 2004. CMORPH: A Method that Produces Global Precipitation Estimates from Passive Microwave and Infrared Data at High Spatial and Temporal Resolution. *Journal Hydrometeorology*. 5(3), 487–503.
- Juarez, R. I. N., Li, W. H., Fu, R., Fernandes, K., Cardoso, A. D., 2009. Comparison of precipitation datasets over the tropical South American and African continents. *Journal of Hydrometeorology*. 10(1), 289–299.
- Klein, M. H., 1984. Anti Clockwise Hysteresis in Suspended Sediment Concentration During Individual Storms: Holbeck Catchment; Yorkshire, England. *Catena*. 11, 251-257.
- Kubota, T. et al., 2020. Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP) Products in the GPM Era. In: Levizzani, V., Kidd, C., Kirschbaum, D.B., Kummerow, C.D., Nakamura, K., Turk, F.J. (eds). *Satellite Precipitation Measurement*. Advances in Global Change Research, vol 67. Springer, Cham.
- Kuriqi, A., Koçileri, G., Ardiçlioglu, M., 2020. Potential of Meyer-Peter and Müller approach for estimation of bed-load sediment transport under different hydraulic regimes. *Modeling Earth Systems and Environment*. 6, 129-137.
- Kuznetsov, M. S., Gendugov, V. M., Khalilov, M. S., Ivanuta, A. A., 1998. An equation of soil detachment by flow. *Soil & Tillage Research*. 46, 97-102.
- Latrubesse, E. M., Arima, E. Y., Dunne, T., Park, E., Baker, V. R., Horta, F. M. D', Wight, C., Wittman, F., Zuanon, J., Baker, P. A., Ribas, C. C., Norgaard, R. B., Filizola, N., Ansar, A., Flyvbjerg, B., Stevaux, J. C, 2017. Damming the rivers of the Amazon basin. *Nature*. 546, 363-369.
- Latrubesse, E. M., Stevaux J. C., Sinha, R., 2005. Tropical rivers. *Geomorphology*, 70, 187-206.
- Li, J., Xiong, M., Sun, R., Chen, L., 2024. Temporal variability of global potential water erosion based on an improved USLE model. *International Soil and Water Conservation Research*. 12, 1-12.

- Liang, X., Lettenmaier, D. P., Wood, E. F., Burges, S. J., 1994. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *Journal of Geophysical Research*. 99(D7), 14415-14428.
- Liebmann, B., Allured, D., 2005. Daily precipitation grids for South America. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 86 (11), 1567–1570.
- Lisboa, E. G., Blanco, C. J. C., Maia, R. O. P., Bello, L. A. L., 2017. A stochastic estimation of sediment production in an urban catchment using the USLE model. *Hydrological Sciences Journal*. 62(15), 2571–2586.
- Long, Y., Lei, M., Li, T., Xiao, P., Liu, S., Xu, J., Tang, F., Hu, X., Hu, X., Nie, X., Li, Z., Liu, Y., 2024. Suspended sediment-discharge hysteresis characteristics and controlling factors in a small watershed of southern China. *Catena*. 243.
- Loubens, G., Lauzanne, L., Guennec, B., 1992. Les milieux aquatiques de la région de Trinidad (Béni, Amazonie bolivienne). *Revs. hydrobiol. trop.* 25(1), 3-21.
- Ludwig, K., Bremicker, M. (2006). *The Water Balance Model LARSIM - Design, Content and Applications*.v 22. Freiburger Schriften Zur Hydrologie. Freiburg – França.
- Mangiarotti, S., Martinez, J. M., Bonnet, M. P., Buarque, D. C., Filizola, N., Mazzega, P., 2013. Discharge and suspended sediment flux estimated along the mainstream of the Amazon and the Madeira rivers (from in situ and MODIS Satellite Data). *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. 21(1), 341-355.
- Manz, B., Páez-Bimos, S., Horna, N., Buytaert, W., Ochoa-Tocachi, B., Casimiro, W. L., Willems, B., 2017. Comparative Ground Validation of IMERG and TMPA at Variable Spatiotemporal Scales in the Tropical Andes. *American Meteorological Society*. 18, 2469-2489.
- Marengo, J. A., Espinoza, J. C., 2016. Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts. *International Journal of Climatology*. 36, 1033–1050.
- Martinelli, L. A., Victoria, R. L., Devol, A. H., Richey, J. E., Forsberg, B. R., 1989. Suspended sediment load in the Amazon basin: An overview. *GeoJournal*. 19, 381-389.
- Martinez, J. M., Espinoza-Villar, R., Armijos, E., Moreira, L. S., 2015. The optical properties of river and floodplain waters in the Amazon River Basin: Implications for satellite-based measurements of suspended particulate matter. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 120(7), 1274-1287.

- Martinez, J. M., Guyot, J. L., Filizola, N., Sondag, F., 2009. Increase in suspended sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data. *Catena*. 79, 257-264.
- Martins, R. F. D., Farias Filho, M. S., Campos, M. C. C., Silva, J. de B., 2023. Aplicação da Equação Universal de Perda de Solo em Três Microrregiões da Amazônia Maranhense. *Revista Científica Faema*. 14(2), 419-434.
- Massari, C., Brocca, L., Pellarin, T., Abramowitz, G., Filippucci, P., Ciabatta, L., Maggionni, V., Kerr, Y., Prieto, D. F., 2020. A daily 25km short-latency rainfall product for data-scarce regions based on the integration of the Global Precipitation Measurement mission rainfall and multiple-satellite soil moisture products. *Hydrology Earth System Sciences*. 24, 2687–2710.
- Medrano, S. C., Satgé, F., Molina-Carpio, J., Zolá, R. P., Bonnet, M.-P., 2023. Downscaling Daily Satellite-Based Precipitation Estimates Using MODIS Cloud Optical and Microphysical Properties in Machine-Learning Models. *Atmosphere*. 14, 1-17.
- Melo, A. M. Q., Blanco, C. J. C., Pontes, P. R. M., Cavalcante, R. B. L., Silva-Júnior, R. O., Silva, M. S., 2022. Elaborating rating curves for implementation of the MGB hydrological model in a river basin, Amazon region, Brazil. *Sustainable Water Resources Management*. 8(5).
- Merritt, W. S., Letcher, R. A., Jakeman, A. J., 2003. A review of erosion and sediment transport models. *Environmental Modelling and Software*. 18(8–9), 761–799.
- Meyer-Peter, E., Mueller, R., 1948. Formula for bed-load transport. In: *Proceedings of the International Association for Hydraulic Research*, 2nd Meeting, Stockholm.
- Minella, J. P. G., Merten, G. H., Magnago, P. F., 2011. Análise qualitativa e quantitativa da histerese entre vazão e concentração de sedimentos durante eventos hidrológicos. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*. 15(12), 1306-1313.
- Minella, J. P. G., Merten, G. H., Walling, D. E., Reichert, J. M., 2009. Changing sediment yield as an indicator of improved soil management practices in southern Brazil. *Catena*. 79, 228-236.
- Misset, C., Recking, A., Legout, C., Poirel, A., Cazilhac, M., Esteves, M., Bertrand, M., 2019. An attempt to link suspended load hysteresis patterns and sediment sources configuration in alpine catchments. *Journal of Hydrology*. 576, 72-84.

- Moore, I. D., Burch, G. J., 1986. Physical Basis of the length-slope factor in the universal soil loss equation. *Soil Science Society of America Journal*. 50, 1294-1298.
- Morris, K. A., 2011. What is Hysteresis? *Applied Mechanics Reviews*. 64(5), 1-14.
- Munar, A. M., Cavalcanti, J. R., Bravo, J. M., Fan, F. M., M.-Marques, D. da; Fragoso Jr., C. R., 2018. Coupling large-scale hydrological and hydrodynamic modeling: Toward a better comprehension of watershed-shallow lake processes. *Journal of Hydrology*. 564, 424-441.
- Munar, A. M., Mendez, N., Narvaez, G., Zambrano, F. C., M.-Marques, D., Brêda, J. P. L. F., Fleischmann, A. S., Angarita, H., 2023. Modelling the climate change impacts on river discharge and inundation extent in the Magdalena River basin – Colombia. *Hydrological Sciences Journal*. 68(9), 1286-1300.
- Neal, J., Schumann, G., Bates, P., 2012. A Subgrid channel model for simulating river hydraulics and floodplain inundation over large and data sparse areas. *Water Resources Research*. 48.
- New, M., Lister, D., Hulme, M., Makin, I., 2002. A high-resolution data set of surface climate over global land areas. *Climate Research*. 21, 1-25.
- Nicholas, A. P., Walling, D. E., 1996. The significance of particle aggregation in the overbank deposition of suspended sediment on river floodplains. *Journal of Hydrology*. 186, 275-293.
- Oliveira, A. M., Fleischmann A. S., Paiva, R. C. D., 2021a. On the contribution of remote sensing-based calibration to model hydrological and hydraulic processes in tropical regions. *Journal of Hydrology*. 597.
- Oliveira, W. L., Medeiros, M. B., Moser, P., Simon, M. F., 2021b. Mega-dams and extreme rainfall: Disentangling the drivers of extensive impacts of a large flooding event on Amazon Forests. *PLoS ONE*. 16(2).
- Oliveira, R. F., Zolin, C. A., Victoria, D. C., Lopes, T. R., Vendrusculo, L. G., Paulino, J., 2019. Hydrological calibration and validation of the mgb-iph model for water resource management in the upper teles pires river basin in the amazon-cerrado ecotone in Brazil. *Acta Amazonica*. 49(1), 54-63.
- Organization of American States – OAS (2005). Amazon River Basin. Water Project Series, nº8. United Nations Environment Programme (UNEP).
- Paiva, R. C. D., (2009). *Modelagem hidrológica e hidrodinâmica de grandes bacias*, Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 182p.

- Paiva, R. C. D., Collischonn, W., Tucci, C. E. M., 2011. Large scale hydrologic and hydrodynamic modeling using limited data and a GIS based approach. *Journal of Hydrology*. 406(3-4), 170-181.
- Paiva, R. C. D., Buarque, D. C., Collischonn, W., Bonnet, M.-P., Frappart, F., Calmant, S., Mendes, C. A. B., 2013. Large-scale hydrologic and hydrodynamic modeling of the Amazon River basin. *Water Resources Research*. 49(3), 1226–1243.
- Pandey, A., Himanshu, S. K., Mishra, S. K., Singh, V. P., 2016. Physically based soil erosion and sediment yield models revisited. *Catena*. 147, 595–620.
- Papanicolaou, A. N., Elhakeem, M., Krallis, G., Prakash, S., Edinger, J., 2008. Sediment Transport Modeling Review—Current and Future Developments. *Journal of Hydraulic Engineering*. 134, 1-14.
- Park, E., Latrubesse, E. M., 2019. A geomorphological assessment of wash-load sediment fluxes and floodplain sediment sinks along the lower Amazon River. *Geology*. 47(5), 403–406.
- Parrens, M., Bitar, A. A., Frappart, F., Paiva, R. C. D., Wongchuig, S. C., Papa, F., Yamasaki, D., Kerr, Y., 2019. High resolution mapping of inundation area in the Amazon basin from a combination of L-band passive microwave, optical and radar datasets. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. 81, 58-71.
- Paz, A. R., Collischonn, W., Bravo, J. M., Bates, P. D., Baugh, C., 2014. The influence of vertical water balance on modelling Pantanal (Brazil) spatio-temporal inundation dynamics. *Hydrological Processes*. 28, 3539-3553.
- Paz, A. R., Collischonn, W., Tucci, C. E. M. (2006). Simulação hidrodinâmica integrada rio-planície em ambiente SIG: aplicação ao Rio Aquidauana. In: *1º Simpósio de Geotecnologias no Pantanal – GEOPANTANAL*, Campo Grande, MS.
- Paz, A. R., Collischonn, W., Tucci, C. E. M., Padovani, C. R., 2011. Large-scale modelling of channel flow and floodplain inundation dynamics and its application to the Pantanal (Brazil). *Hydrological Processes*. 25, 1498-1516.
- Pizzuto, J. E., Moody, J. A., Meade, R. H., 2008. Anatomy and dynamics of a floodplain, powder river, Montana, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*. 78(1), 16–28.
- Pizzuto, J. E., 1987. Sediment diffusion during overbank flows. *Sedimentology*. 34, 301-317.

- Pontes, P. R. M., (2016). *Modelagem Hidrológica e Hidrodinâmica integrada da Bacia do Rio da Prata*, Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 210p.
- Pontes, P. R. M., Cavalcante, R. B. L., Giannini, T. C., Costa, C. P. W., Tedeschi, R. G., Melo, A. M. Q., Xavier, A. C. F., 2022. Effects of Climate Change on Hydrology in the Most Relevant Mining Basin in the Eastern Legal Amazon. *Water*. 14(9).
- Pontes, P. R. M., Cavalcante, R. B. L., Sahoo, P. K., Silva Júnior, R. O., Silva, M. S., Dall'Agnol, R., Siqueira, J. O., 2019. The role of protected and deforested areas in the hydrological processes of Itacaiúnas River Basin, eastern Amazonia. *Journal of Environmental Management*. 235, 489-499.
- Pontes, P. R. M., Collischonn, W., 2012. Conservação de Volume em Modelos Simplificados de Propagação de Vazão. *RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hidricos*. 17(4), 83-96.
- Pontes, P. R. M., Collischonn, W., 2015. O modelo Muskingum-Cunge-Todini em rios com planície de inundação. *RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hidricos*. 20(2), 298-309.
- Pontes, P. R. M., Fan, F. M., Fleischmann, A. S., Paiva, R. C. D., Buarque, D. C., Siqueira, V. A., Jardim, P. F., Sorribas, M. V., Collischonn, W., 2017. MGB-IPH model for hydrological and hydraulic simulation of large floodplain river systems coupled with open source GIS. *Environmental Modelling and Software*. 94, 1–20.
- Porto, R. de M. (2006). *Hidráulica Básica*. 4. ed. São Carlos-SP, Brasil: EESC-USP.
- Pradhan, R. K., Markonis, Y., Godoy, M. R. V., V.-Pradas, A., Andreadis, K. M., Nikolopoulos, E. I., Papalexiou, S. M., Rahim, A., Tapiador, F. J., Hanel, M., 2022. Review of GPM IMERG performance: A global perspective. *Remote Sensing of Environment*. 268.
- Rezende, E. N., Vartulli, V., 2021. Os rios voadores e as mudanças climáticas ocasionadas pelo desmatamento da floresta amazônica: uma perspectiva a partir do constitucionalismo latino-americano. *Revista Brasileira de Direito Animal*. 16 (3), 100-115.
- Riquetti, N. B., Beskow, S., Guo, L., Mello, C. R., 2023. Soil erosion assessment in the Amazon basin in the last 60 years of deforestation. *Environmental Research*. 236.
- Rivera, A. R., Heredia, M. W., 2023. Application of Delft3D computational model to estimate the influence of El Bala run-of-the-river dam on the morphological activity of Beni River, Bolivia. In: *14th International Conference on Hydroinformatics*.

- Rivera, I. A., Poduje, A. C. C., Carpio, J. M., Ayala, J. M., Cardenas, E. A., Espinoza-Villar, R., Espinoza, J. C., Cori, O. G., Filizola, N., 2019. On the relationship between suspended sediment concentration, rainfall variability and groundwater: An empirical and probabilistic analysis for the Andean Beni River, Bolivia (2003-2016). *Water*. 11(2497).
- Roche, M. A., Jauregui, C. F., 1988. Rivers of The Bolivian Amazon. *Journal of Hydrology*, 101, 305-331.
- Roig, H. L., Martinez, J, Olivetti, D., 2024. *Relatório Final - Espectrorradiometria Para Monitoramento de Sedimentos em Reservatórios - Spectrosed*. PD-06631-0010/2020. Jirau Energia. Projeto P&D ANNEL.108p.
- Salati, E., Vose, P. B., 1984. Amazon Basin: A System in Equilibrium. *Science*. 225(4658), 129-138.
- Santini, W., Camenen, B., Coz, J. L., Vauchel, P., Guyot, J. L., Lavado, W., Carranza, J., Paredes, M. A., Arévalo, J. J. P., Arévalo, N., Espinoza-Villar, R., Julien, F., Martinez, J. M., 2019. An index concentration method for suspended load monitoring in large rivers of the Amazonian foreland. *Earth Surface Dynamics*. 7, 515-536.
- Satgé, F., Hussain, Y., Molina-Carpio, J., Pillco, R., Laugner, C., Akhter, G., Bonnet, M., 2020. Reliability of SM2RAIN precipitation datasets in comparison to gauge observations and hydrological modelling over arid regions. *International Journal of Climatology*. 41, E517–E536.
- Satgé, F., Xavier, A., Zolá, R. P., Yawar, H., Timouk, F., Garnier, J., Bonnet, M.-P., 2017. Comparative Assessments of the Latest GPM Mission's Spatially Enhanced Satellite Rainfall Products over the Main Bolivian Watersheds. *Remote Sensing*. 369(9).
- Schamm, K., Ziese, M., Becker, A., Finger, P., M.-Christoffer, A., Schneider, U., Schröder, M., Stender, P., 2014. Global gridded precipitation over land: a description of the new GPCC First Guess Daily product. *Earth System Science Data*. 6(1), 49-60.
- Schuster, R. C., Fan, F. M., Collischonn, W., 2020. Scenarios of climate change effects in water availability within the patos lagoon's basin. *RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hidricos*. 25(9), 1-15.

- Seeger, M., Errea, M.-P., Beguería, S., Arnáez, J., Martí, C., García-Ruiz, J. M., 2004. Catchment soil moisture and rainfall characteristics as determinant factors for discharge/suspended sediment hysteretic loops in a small headwater catchment in the Spanish pyrenees. *Journal of Hydrology*. 288, 299–311.
- Serra, T., Soler, M., Barcelona, A., Colomer, J., 2022. Suspended sediment transport and deposition in sediment-replenished artificial floods in Mediterranean rivers. *Journal of Hydrology*. 609.
- Sidiropoulos, E., Vantas, K., Hrisanthou, V., Papalaskaris, T., 2021. Extending the Applicability of the Meyer–Peter and Müller Bed Load Transport Formula. *Water*. 13, 2817.
- Silva, L. D. J., Mahmoud, M., G.-Rodríguez, L., Mohammed, S., R.-López, L., Arias, M. I. A., 2023. Assessment of the IMERG Early-Run Precipitation Estimates over South American Country of Chile. *Remote Sensing*. 15(573), 1-17.
- Singh, V. P., Frevert, D. K. (2002) *Mathematical Models of Large Watershed Hydrology*. Water Resources Publications. Highlands Ranch, Colorado, USA.
- Siqueira, V. A., Fleischmann, A., Jardim, P. F., Fan, F. M., Collischonn, W., 2016. IPH-Hydro Tools: Uma ferramenta open source para determinação de informações topológicas em bacias hidrográficas integrada a um ambiente SIG. *RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hidricos*. 21(1), 274-287.
- Siqueira, V. A., Paiva, R. C. D., Fleischmann, A. S., Fan, F. M., Ruhoff, A. L., Pontes, P. R. M., Paris, A., Paris, A., Collischonn, W., 2018. Toward continental hydrologic-hydrodynamic modeling in South America. *Hydrology and Earth System Sciences*. 22(9), 4815-4842.
- Sherriff, S. C., Rowan, J. S., Fenton, O., Jordan, P., Melland, A. R., Mellander, P.-E., Ó hUallacháin, D., 2016. Storm Event Suspended Sediment-Discharge Hysteresis and Controls in Agricultural Watersheds: Implications for Watershed Scale Sediment Management. *Environmental Science Technology*.
- Smith, H. G., Dragovich, D., 2009. Interpreting sediment delivery processes using suspended sediment–discharge hysteresis patterns from nested upland catchments, south–eastern Australia. *Hydrologic Process*. 23 (17), 2415–2426.
- Sorooshian, S., Hsu, K.-L., Gao, X., Gupta, H. V., Imam, B., Braithwaite, D., 2000. Evaluation of PERSIANN System Satellite–Based Estimates of Tropical Rainfall. *American Meteorological Society*. 81(9), 2035–2046.

- Sorribas, M. V., Paiva, R. C. D., Melack, J. M., Bravo, J. M., Jones, C., Carvalho, L., Beighley, E., Beighley, E., Forsberg, B., Costa, M. H., 2016. Projections of climate change effects on discharge and inundation in the Amazon basin. *Climatic Change*. 136(3-4), 555-570.
- Subramaniam, A., Yager, P. L., Carpenter, E. J., Mahaffey, C., Björkman, K., Cooley, S., Kustka, A. B., Montoya, J. P., Sañudo-Wilhelmy, S. A., Shipe, R., Capone, D. G., 2008. Amazon River enhances diazotrophy and carbon sequestration in the tropical North Atlantic Ocean. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 105(30), 10460–10465.
- Suekame, H. K., Commar, L. F. S., Gonçalves, F. V., Carvalho, G. A., Pereira, R. B., 2021. Hydrological modeling combined with climate change, land use and occupation. *Anuário do Instituto de Geociências*. 44(1).
- Sumaiya, S., Czuba, J. A., Schubert, J. T., David, S. R., Johnston, G. H., Edmonds, D. A., 2021. Sediment Transport Potential in a Hydraulically Connected River and Floodplain-Channel System. *Water Resources Research*.
- Sun, Q., Miao, C., Duan, Q., Ashouri, H., Sorooshian, S., Hsu, K.-L., 2018. A Review of Global Precipitation Data Sets: Data Sources, Estimation, and Intercomparisons. *Reviews of Geophysics*. 79-107.
- Tian, P., Zhai, J. Q., Zhao, G. J., Mu, X. M., 2016. Dynamics of Runoff and Suspended Sediment Transport in a Highly Erodible Catchment on the Chinese Loess Plateau. *Land Degrad. Development*. 27, 839–850.
- Tomazoni, J. C., Mantovani, L. E., Bittencourt, A. V. L., Rosa Filho, E. F., 2005. A Sistematização dos Fatores da EUPS em SIG para quantificação da Erosão Laminar na bacia do Rio Anta Gorda (PR). *Estudos Geográficos*. 3(1), 1-21.
- Towner, J., Ficchi, A., Cloke, H. L., Bazo, J., Perez, E. C. de, Stephens, E. M., 2021. Influence of ENSO and tropical Atlantic climate variability on flood characteristics in the Amazon basin. *Hydrology and Earth System Sciences*. 25(7), 3875-3895.
- Tucci, C. E. M. (1998). *Modelos Hidrológicos*. 1. ed. Porto Alegre, Brasil: Editora da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Tucci, C. E. M. (2001). *Hidrologia - Ciência e Aplicação*. 2. ed. ABRH. Porto Alegre.
- Vale, S. S., Dymond, J. R., 2020. Interpreting nested storm event suspended sediment-discharge hysteresis relationships at large catchment scales. *Hydrological Processes*. 34, 420-440.

- Vauchel, P., Santini, W., Guyot, J. L., Moquet, J. S., Martinez, J. M., Espinoza, J. C., Baby, P., Fuertes, O., Noriega, L., Puita, O., Sondag, F., Fraizy, P., Armijos, E., Cochonneau, G., Timouk, F., Oliveira, E., Filizola, N., Molina, J., Ronchail, J., 2017. 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, 35-48.
- Vergasta, L. A., Correia, F. W. S., Satyamurty, P., Chou, S. C., Lyra, A. A., Gomes, W. B., Fleischmann, A., Papa, F., 2023. An assessment of the present hydroclimatic regime of the Madeira River basin using climate and hydrological models. *Hydrological Sciences Journal*. 68(10), 1338-1357.
- Villar, R. E., Martinez, J. M., Le Texier, M., Guyot, J. L., Fraizy, P., Meneses, P. R., Oliveira, E., 2013. A study of sediment transport in the Madeira River, Brazil, using MODIS remote-sensing images. *Journal of South American Earth Sciences*. 44, 45-54.
- Walling, D. E., 1999. Linking land use, erosion and sediment yields in river basins. *Hydrobiology*. 410, 223–240.
- Williams, G. P., 1989. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. *Journal of Hydrology*. 111, 89-106.
- Williams, J. R. (1975). Sediment-yield prediction with universal equation using runoff energy factor. In: *Present and Prospective Technology for Predicting Sediment Yield and Sources*. Publicação ARS-S-40, 244-252.
- Willis, D. H., Krishnappan, B. G., 2004. Numerical modelling of cohesive sediment transport in rivers. *Canadian Journal of Civil Engineering*. 31. 749-758.
- Wischmeier, W. H., Smith, D. D. (1978). *Predicting rainfall losses: A guide to conservation planning*. USDA Agricultural Handbook No. 537. U.S. Gov. Print. Office, Washington DC.
- Wongchuig, S., Kitambo, B., Papa, F., Paris, A., Fleischmann, A. S., Gal, L., Boucharel, J., Paiva, R., Oliveira, R. J., Tshimanga, R. M., Calmant, S., 2023. Improved modeling of Congo's hydrology for floods and droughts analysis and ENSO teleconnections. *Journal of Hydrology: Regional Studies*. 50.
- Wongchuig, S. C., Paiva, R. C. D., Siqueira, V., Collischonn, W., 2019. Hydrological reanalysis across the 20th century: A case study of the Amazon Basin. *Journal of Hydrology*. 570, 755-773.

- Wu, W. (2008). *Computational river dynamics*. Londres-UK, Taylor & Francis Group, 494 p.
- Xie, P., Chen, M., Shi, W. 2010. CPC unified gauge-based analysis of global daily precipitation. *In Preprints, 24th Conference on Hydrology*, Atlanta, GA, Amer. Meteor. Soc (Vol. 2).
- Zabaleta, A., Martínez, M., Uriarte, J. A., Antigüedad, I., 2007. Factors controlling suspended sediment yield during runoff events in small headwater catchments of the Basque Country. *Catena*. 71 (1), 179–190.
- Zammit, C., Sivapalan, M., Viney, N. R., Bari, M., 2003. Improvement of physical basis of conceptual model, LASCAM, with explicit inclusion of within catchment heterogeneity of landscape attributes. *Int Congress on Modelling and Simulation*, 921-926.
- Zhu, M., Yu, X., Li, Z., Xu, X., Ye, Z., 2023. Quantifying and interpreting the hysteresis patterns of monthly sediment concentration and water discharge in karst watersheds. *Journal of Hydrology*. 618.
- Zubieta, R., Getirana, A., Espinoza, J. C., Casimiro, W. L., Aragon, L., 2017. Hydrological modeling of the Peruvian–Ecuadorian Amazon Basin using GPM-IMERG satellite-based precipitation dataset. *Hydrology and Earth System Sciences*. 21, 3543-3555.
- Yamamoto, M. K., Shige, S., 2014. Implementation of an orographic/nonorographic rainfall classification scheme in the GSMaP algorithm for microwave radiometers. *Atmospheric Research*. 163, 36–47.
- Yang, Z. L., Dickinson, R. E., H.-Sellers, A., Pitman, A. J., 1995. Preliminary study of spin-up processes in land surface models with the first stage data of Project for Intercomparison of Land Surface Parameterization Schemes Phase I(a). *Journal of Geophysical Research*. 100(8), 16.553-16.578.
- Yapo, P. O., Gupta, H. V., Sorooshian, S., 1998. Hydrology Multi-objective global optimization for hydrologic models. *Journal of Hydrology*. 83-97.
- Yen, B. C., Tsai, C. W.-S., 2001. Noninertial wave vs. diffusion wave in flood routing. *Journal of Hydrology*. 244(1-2), 97–104.
- Yu, B., Shi, Z., Zhang, Y., 2023. Linking hydrological and landscape characteristics to suspended sediment-discharge hysteresis in Wudinghe River Basin on the Loess Plateau, China. *Catena*. 228.

APÊNDICE A – PARÂMETROS DE CALIBRAÇÃO

Tabela 1 – Nomenclatura e sigla correspondente às URHs.

Unidade de Reposta Hidrológica		
Número	Nome	Sigla
1	Floresta + Argissolos	FloArg
2	Floresta + Solos rasos	FloRas
3	Floresta + Solos de várzea	FloVar
4	Floresta + Latossolos	FloLat
5	Floresta inundável	FloInund
6	Vegetação de baixo porte + Argissolos	BaixoArg
7	Vegetação de baixo porte + Solos rasos	BaixoRas
8	Vegetação de baixo porte + Solos de várzea	BaixoVar
9	Vegetação de baixo porte + Latossolos	BaixoLat
10	Agropecuária + Argissolos	AgroArg
11	Area não vegetada	NaoVeget
12	Água	Agua

Tabela 2 – Parâmetros de vegetação

Vegetação - Albedo												
URH	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
1	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13
2	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13
3	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13
4	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13
5	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13	0.13
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
Vegetação – Índice de Área Foliar												
URH	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
1	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00
2	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00
3	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00
4	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00
5	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00	9.00
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	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	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00

Vegetação – Altura da vegetação												
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	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0
7	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0
8	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0
9	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0
10	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
11	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
12	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Vegetação – Resistência Superficial												
URH	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
1	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70
2	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70
3	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70
4	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70
5	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70	70
6	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60
7	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60
8	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60
9	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60
10	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50
11	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30
12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tabela 3 – Parâmetros de Solo

Solo – Sub-bacia 1							
URH	Wm	b	Kbas	Kint	Xl	Cap	Wc
1	2600	0.7	0.01	5	0.1	0	0.1
2	2000	0.7	0.01	0.01	0.1	0	0.1
3	2200	0.7	0.01	0.01	0.1	0	0.1
4	2800	0.7	0.01	0.01	0.1	0	0.1
5	1200	0.5	0.02	8.76	0.1	0	0.1
6	2600	0.5	0.01	5	0.1	0	0.1
7	2000	0.7	0.01	0.01	0.1	0	0.1
8	2200	0.7	0.01	0.01	0.1	0	0.1
9	2800	0.5	0.01	0.01	0.1	0	0.1
10	300	0.5	3	7.65	0.1	0	0.1
11	400	0.5	3	6.91	0.1	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	50						
CI	400						
CB	1200						
QB	0.01						

Solo – Sub-bacia 2							
URH	Wm	b	Kbas	Kint	Xl	Cap	Wc
1	2000	0.14	0.01	1	0.1	0	0.1
2	2100	0.06	0.01	1	0.1	0	0.1
3	1500	0.14	0.01	1	0.1	0	0.1
4	2500	0.11	0.01	1	0.1	0	0.1
5	1800	0.11	0.01	1	0.1	0	0.1
6	2000	0.13	0.01	1	0.1	0	0.1
7	2100	0.08	0.03	1	0.1	0	0.1
8	1500	0.12	0.15	1	0.1	0	0.1
9	2500	0.11	0.34	1	0.1	0	0.1
10	764	0.15	0.2	1	0.1	0	0.1
11	725	0.07	0.21	1	0.1	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	50						
CI	400						
CB	1200						
QB	0.01						

Solo – Sub-bacia 3							
URH	Wm	b	Kbas	Kint	Xl	Cap	Wc
1	2000	0.14	0.40	1	0.67	0	0.1
2	1000	0.06	0.21	1	0.67	0	0.1
3	1500	0.14	0.22	1	0.67	0	0.1
4	2500	0.11	0.26	1	0.67	0	0.1
5	1800	0.11	0.17	1	0.67	0	0.1
6	2000	0.13	0.36	1	0.67	0	0.1
7	1000	0.08	0.16	1	0.67	0	0.1
8	1500	0.12	0.15	1	0.67	0	0.1
9	2500	0.11	0.34	1	0.67	0	0.1
10	764	0.15	0.20	1	0.67	0	0.1
11	725	0.07	0.21	1	0.67	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	50						
CI	800						
CB	3974						
QB	0.01						

Solo – Sub-bacia 4							
URH	Wm	b	Kbas	Kint	Xl	Cap	Wc
1	1000	0.14	0.01	1	0.1	0	0.1
2	800	0.06	0.01	1	0.1	0	0.1
3	1500	0.14	0.01	1	0.1	0	0.1
4	2800	0.11	0.01	1	0.1	0	0.1
5	1800	0.11	0.01	1	0.1	0	0.1
6	1000	0.13	0.36	1	0.1	0	0.1
7	800	0.08	0.16	1	0.1	0	0.1
8	1500	0.12	0.15	1	0.1	0	0.1
9	2800	0.11	0.34	1	0.1	0	0.1
10	764	0.15	0.20	1	0.1	0	0.1
11	725	0.07	0.21	1	0.1	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	50						
CI	400						
CB	1200						
QB	0.01						

Solo – Sub-bacia 5							
URH	Wm	b	Kbas	Kint	Xl	Cap	Wc
1	2600	0.7	0.01	5	0.1	0	0.1
2	2000	0.7	0.01	0.01	0.1	0	0.1
3	2200	0.7	0.01	0.01	0.1	0	0.1
4	2800	0.5	0.01	0.01	0.1	0	0.1
5	1200	0.5	0.02	8.76	0.1	0	0.1
6	2600	0.7	0.01	5	0.1	0	0.1
7	2000	0.7	0.01	0.01	0.1	0	0.1
8	2200	0.7	0.01	0.01	0.1	0	0.1
9	2800	0.5	0.01	0.01	0.1	0	0.1
10	300	0.5	3	7.65	0.1	0	0.1
11	400	0.5	3	6.91	0.1	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	50						
CI	400						
CB	1200						
QB	0.01						

Solo – Sub-bacia 6							
URH	Wm	b	Kbas	Kint	Xl	Cap	Wc
1	1500	0.01	0.01	11.55	0.1	0	0.1
2	800	0.01	0.34	10.39	0.1	0	0.1
3	1200	0.01	0.16	15.14	0.1	0	0.1
4	1800	0.01	0.23	12.57	0.1	0	0.1
5	1500	0.01	0.01	17.82	0.1	0	0.1
6	1500	0.01	0.01	14.88	0.1	0	0.1
7	800	0.01	0.38	6.55	0.1	0	0.1
8	1200	0.01	0.01	17.03	0.1	0	0.1
9	1800	0.01	0.01	7.12	0.1	0	0.1
10	643	0.01	0.30	8.32	0.1	0	0.1
11	300	0.01	0.34	13.82	0.1	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	19.7						
CI	191.25						
CB	1200						
QB	0.01						

Solo – Sub-bacia 7							
URH	Wm	b	Kbas	Kint	Xl	Cap	Wc
1	1000	0.50	0.01	10.57	0.1	0	0.1
2	1500	0.50	0.01	5	0.1	0	0.1
3	1800	0.50	0.02	5	0.1	0	0.1
4	2100	0.50	0.52	13.61	0.1	0	0.1
5	800	0.50	0.01	14.21	0.1	0	0.1
6	1000	0.50	0.01	10.57	0.1	0	0.1
7	1500	0.50	0.01	5	0.1	0	0.1
8	1800	0.50	0.02	5	0.1	0	0.1
9	2100	0.50	0.52	13.61	0.1	0	0.1
10	800	0.50	0.01	15.86	0.1	0	0.1
11	400	0.50	0.02	6.87	0.1	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	40						
CI	150						
CB	1200						
QB	0.01						

Solo – Sub-bacia 8							
URH	Wm	b	Kbas	Kint	Xl	Cap	Wc
1	852.5	0.11	0.05	8	0.1	0	0.1
2	752.5	0.09	0.05	8	0.1	0	0.1
3	2000	0.5	0.01	8	0.1	0	0.1
4	2800	0.5	0.01	6.8	0.1	0	0.1
5	1800	0.5	0.01	5	0.1	0	0.1
6	852.5	0.15	0.05	8	0.1	0	0.1
7	752.5	0.11	0.05	8	0.1	0	0.1
8	2000	0.09	0.01	6.64	0.1	0	0.1
9	2800	0.5	0.01	6.8	0.1	0	0.1
10	584	0.12	0.05	8	0.1	0	0.1
11	272.5	0.11	0.05	8	0.1	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	20						
CI	150						
CB	1200						
QB	0.01						

Solo – Sub-bacia 9							
URH	Wm	b	Kbas	Kint	Xl	Cap	Wc
1	1059.6	0.17	0.18	17.1	0.67	0	0.1
2	350.5	0.25	2	40	0.67	0	0.1
3	217.1	0.11	0.11	25.03	0.67	0	0.1
4	1100	0.15	0.34	17.75	0.67	0	0.1
5	283.2	0.17	0.08	4.53	0.67	0	0.1
6	1059.6	0.17	0.18	17.10	0.67	0	0.1
7	350.5	0.25	2	40	0.67	0	0.1
8	217.1	0.11	0.11	25.03	0.67	0	0.1
9	1100	0.15	0.34	17.75	0.67	0	0.1
10	1059.6	0.17	0.18	17.1	0.67	0	0.1
11	605	0.14	0.08	6.25	0.67	0	0.1
12	0	0	0	0	0	0	0
CS	15.31						
CI	247.10						
CB	10000						
QB	0.01						

Tabela 4 – Parâmetros de calibração do módulo de sedimentos.

Parâmetros MGB-SED			
Sub-bacia	α	β	TKS
1	35.0	0.45	3.0
2	11.8	0.56	1.0
3	11.8	0.56	1.0
4	11.8	0.56	1.0
5	35.0	0.45	3.0
6	20.0	0.70	1.5
7	32.3	0.72	0.96
8	11.8	0.56	1.0
9	10.0	0.69	1.32