

LUNA GRIPP SIMÕES ALVES

**APRIMORAMENTOS DE SÉRIE DE DADOS DE VAZÃO EM
REGIMES SOB EFEITO DE REMANSO HIDRÁULICO
VARIÁVEL: IMPACTOS NA MODELAGEM HIDROLÓGICA E
HIDRODINÂMICA DA BACIA AMAZÔNICA**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, para obtenção do título de *Doctor Scientiae*.

VIÇOSA
MINAS GERAIS – BRASIL
2018

**Ficha catalográfica preparada pela Biblioteca Central da Universidade
Federal de Viçosa - Câmpus Viçosa**

T

Alves, Luna Gripp Simões, 1987-

A474a
2018

Aprimoramentos de série de dados de vazão em regimes
sob efeito de remanso hidráulico variável : impactos na
modelagem hidrológica e hidrodinâmica da bacia Amazônica /
Luna Gripp Simões Alves. – Viçosa, MG, 2018.

xii, 76 f. : il. (algumas color.) ; 29 cm.

Orientador: Demetrius David da Silva.

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Viçosa.
Inclui bibliografia.

CDD 22. ed. 551.48098113

LUNA GRIPP SIMÕES ALVES

**APRIMORAMENTOS DE SÉRIE DE DADOS DE VAZÃO EM
REGIMES SOB EFEITO DE REMANSO HIDRÁULICO
VARIÁVEL: IMPACTOS NA MODELAGEM HIDROLÓGICA E
HIDRODINÂMICA DA BACIA AMAZÔNICA**

Tese apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, para obtenção do título de *Doctor Scientiae*.

APROVADA: 28 de fevereiro de 2018.




Silvio Bueno Pereira



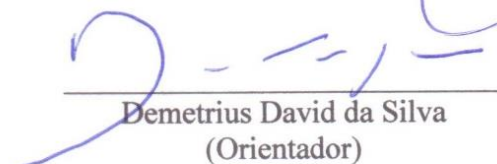
Donizete dos Reis Pereira



Celso Bandeira de Melo Ribeiro



Naziano Pantoja Filizola Junior
(Coorientador)



Demetrius David da Silva
(Orientador)

Aos meus pais, irmãos e avós, dedico.

*“Rio é destino. Que os rios se unam na mesma
esperança e na mesma vontade que o
navegante de rio inteiro amarra ao leme de
sua intuição, ou predestinação. Nos rios abre-
se um cenário de terras e florestas. A
Amazônia nasce, desenvolve-se, perdura,
segundo o evangelho escrito pelo rio.”*

*Leandro Tocantins, no livro O Rio Comanda a
Vida.*

AGRADECIMENTOS

Na conclusão desse trabalho, agradeço a Deus pela vida e pelas oportunidades que tive no caminho até aqui. Aos meus pais, irmãos, avós e toda a família por serem o motivo de tudo e pelo apoio incondicional em todas as etapas. Ao Demetrius, meu orientador, pelo exemplo que sempre foi pra mim e agora ainda mais, pela orientação em forma de parceria que tanto favorece o nosso crescimento. Aos coorientadores Pruski e Naziano pelo suporte e atenção no desenvolvimento desse trabalho. Ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM) pela licença concedida e pelas informações viabilizadas, essenciais ao desenvolvimento desse trabalho. Com carinho, agradeço ao Pascal e à Elisa por me mostrarem os encantos da hidrologia Amazônica. Com todo o respeito, agradeço ao Bosco pelo exemplo de trabalho consciente e por todos os ensinamentos, extensivo a todos os colegas da CPRM. Aos companheiros do CRRH pelas felizes tardes de café. Aos membros do IPH, pela recepção e presteza com que me receberam. Aos amigos de Manaus, pelo dia-a-dia gostoso, e por todo o apoio nessa caminhada. Enfim, a todos os amigos e amigas pela amizade em si, já que não existe uma palavra mais forte no mundo que essa para expressar o meu sentimento. Em especial ao Bernardo, pela paciência nos dias mais delicados, pela companhia nos melhores momentos e pelos ensinamentos de vida diários que compartilhamos juntos.

Com amor, agradeço a todos vocês.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	vii
RESUMO	ix
ABSTRACT	xi
1. INTRODUÇÃO GERAL	1
2. ARTIGO 1- GERAÇÃO DE SÉRIES DE VAZÕES NO RIO SOLIMÕES-AMAZONAS: EFEITO DO REMANSO HIDRÁULICO VARIÁVEL E DA VARIAÇÃO DA RUGOSIDADE NO CANAL.....	11
RESUMO	11
ABSTRACT	12
INTRODUÇÃO.....	13
MATERIAL E MÉTODOS.....	15
RESULTADOS E DISCUSSÃO	18
CONCLUSÕES	28
REFERÊNCIAS	30
3. ARTIGO 2- SÉRIES DE DADOS DE VAZÃO: FOCO NO APRIMORAMENTO DA ESTIMATIVA DO COEFICIENTE DE RUGOSIDADE DE MANNING	32
RESUMO	32
ABSTRACT	32
INTRODUÇÃO.....	33
MATERIAL E MÉTODOS.....	35
RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	38
CONCLUSÕES	46
REFERÊNCIAS	47
4. ARTIGO 3- MODELAGEM HIDROLÓGICA E HIDRODINÂMICA DA BACIA AMAZÔNICA: EFEITOS DO REFINAMENTO DA BASE DE DADOS DE VAZÃO	49
RESUMO	49
ABSTRACT	50
INTRODUÇÃO.....	50
MATERIAL E MÉTODOS.....	52
RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	59
CONCLUSÕES	70
REFERÊNCIAS	71

5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES GERAIS	75
--	----

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Equações de Saint-Venant com descrição dos termos e principais modelos de propagação de vazão em canais associados a cada conjunto de termos.	2
Figura 2.1. Bacia do rio Solimões, evidenciando seus principais afluentes, e detalhamento da seção transversal da estação de Manacapuru.	16
Figura 2.2. Perfil transversal da seção de Manacapuru obtido a partir de medição acústica realizada na cota de 20,78 m.....	17
Figura 2.3. Curva de permanência de cotas diárias da estação de Manacapuru e cotas associadas às medições de vazão realizadas.....	19
Figura 2.4. Relação entre cotas e vazões medidas na estação de Manacapuru, com dados discretizados por faixas de velocidades médias.	19
Figura 2.5. Box plot dos dados de declividade, considerando toda a série de dados de cotas de Manacapuru e Careiro (1977 a 2015). A linha pontilhada representa a média dos valores de toda a série. Os pontos superiores e inferiores representam, respectivamente, os valores máximos e mínimos mensais da série.	20
Figura 2.6. Cotagramas das estações de Manacapuru e Careiro, e declividade da linha de água entre as duas estações ao longo do ano de 2015 (cotas da estação de Careiro corrigidas para a mesma referência de Manacapuru).	21
Figura 2.7. Parâmetros geométricos da seção transversal da estação de Manacapuru calculados em função da cota: (a) Área da seção molhada (b) Raio hidráulico.....	22
Figura 2.8. Coeficiente de rugosidade de Manning estimado para cada dado de medição de vazão, em função da cota da medição.....	23
Figura 2.9. Imagens da margem esquerda da seção de medição. (a) Foto tirada no dia 27/08/2017 com a cota 1580 cm, demonstrando a densidade de raízes expostas das árvores localizadas na área, capazes de afetar a rugosidade da superfície; (b) Foto tirada no dia 27/07/2017, com a cota de 1857 cm, em que as raízes já se encontram-se alagadas, evidenciando a presença de gramíneas de porte considerável nas margens.	25
Figura 2.10. Hidrogramas obtidos a partir da aplicação da Equação de Manning e da curva-chave e dados observados referentes às medições de vazão. As barras de erros representam as incertezas das medições de vazão ($\pm 5,3\%$) para um intervalo de confiança de 95% (ISO 748, 1997).....	26
Figura 3.1. Área de estudo – Bacia do Solimões evidenciando seus principais afluentes	35
Figura 3.2. Esquema de medição de vazão utilizando o ADCP acoplado a uma grande embarcação e sistema de GPS	36
Figura 3.3. Esquema para medições com MCC pelo método dos “Grandes Rios” (a) medidor de corrente e o lastro anexados ao cabo (que está atado ao guincho elétrico); (b) Deslocamento do medidor ao longo da coluna de água. Adaptado de WMO (2010a); (c) Sistema de posicionamento da embarcação para o método dos “Grandes Rios”. Adaptado de Brasil (2009);	37

Figura 3.4. Relação entre vazão ($m^3 \cdot s^{-1}$) e nível de água (cm). Dados discretizados por método de medição de vazão.....	39
Figura 3.5. (a) Parâmetros geométricos da estação de Manacapuru calculados em função do nível de água e (b) seção transversal usada nos cálculos	39
Figura 3.6. Relação entre n ($s \cdot m^{-1/3}$) e nível de água (cm), discretizada por método de medição de vazão e considerando a série completa	40
Figura 3.7. Hidrograma gerado pela aplicação da Equação de Manning considerando a série completa e dados de medição de vazão	41
Figura 3.8. Desvios dos dados estimados a partir da EM com a série completa de dados em relação aos dados medidos em campo	42
Figura 3.9. Área da seção transversal calculada a partir dos perfis transversais levantados ao longo dos anos, considerando a cota de 1860 cm, em comparação à média dos valores.	42
Figura 3.10. Hidrogramas gerados pela aplicação da Equação de Manning com estimativas de n obtidas a partir de medições apenas de ADCP (EM ADCP), apenas de MCC (EM MCC), e com a série completa (EM Série Completa). Diferentes escalas de tempo devidas à disponibilidade de dados medidos para cada um dos métodos.....	44
Figura 4.1. Bacia do rio Solimões, evidenciando seus principais afluentes e a formação do rio Amazonas no detalhe.	53
Figura 4.2. Esquema do Modelo Hidrológico de Grandes Bacias. Adaptado de Paiva (2013)	56
Figura 4.3. Hidrogramas gerados a partir da aplicação da Curva-Chave (CC), da Equação de Manning (EM) e dados medidos de campo (a) e detalhamento dos picos de vazões máximas anuais, incluindo os meses de medição dos dados observados (b). As barras de erros representam as incertezas de medição ($\pm 5,3\%$).	60
Figura 4.4. Desvios dos dados de vazão estimados pela curva-chave em função da cota (a) e da declividade (b) em comparação aos dados medidos.....	61
Figura 4.5. (a) Hidrograma “hipotético”: vazões calculadas pelo método da Equação de Manning para as cotas de 2012 (b) Cotagrama gerado a partir da aplicação da inversão da curva-chave ao hidrograma hipotético (CC) e cotagrama observado (Obs) (c) Detalhe superior dos cotagramas, evidenciando o número de dias em que cada um deles permaneceu acima da cota de inundação.	63
Figura 4.6. Hidrogramas obtidos a partir da aplicação da Curva-Chave (CC), da Equação de Manning (EM) e do modelo hidrodinâmico MGB-HD).....	64
Figura 4.7. Hidrogramas obtidos a partir da aplicação da Curva-Chave (CC), da Equação de Manning (EM), e dos modelos hidrodinâmico (MGB-HD) e inercial (MGB-IN).....	67
Figura 4.8. Dados de vazão medidos e hidrogramas obtidos a partir da aplicação da Curva-Chave tradicional (CC), da curva-chave gerada com todos os dados disponíveis (CC + DADOS), da Equação de Manning gerada apenas com os dados de monitoramento convencional (EM – DADOS) e da Equação de Manning (EM) utilizada no presente trabalho.	69

RESUMO

ALVES, Luna Gripp Simões, D.Sc., Universidade Federal de Viçosa, fevereiro de 2018. **Aprimoramentos de série de dados de vazão em regimes sob efeito de remanso hidráulico variável: Impactos na modelagem hidrológica e hidrodinâmica da bacia Amazônica.** Orientador: Demetrius David da Silva. Coorientador: Naziano Pantoja Filizola Junior.

Por sua magnitude, diversidade biológica e condições de preservação, a bacia Amazônica é um importante objeto de estudo para grupos de pesquisa ao redor de todo o mundo. No contexto hidrológico, a proximidade com que a população se desenvolveu em relação aos cursos de água, associada à ocorrência de eventos extremos cada vez mais frequentes, torna essencial o entendimento dos processos hidrológicos atuantes na região. Na planície Amazônica existem importantes fatores que regulam os processos hidrodinâmicos como as trocas de água entre os canais principais dos rios e as planícies de inundação e o efeito de remanso hidráulico variável que altera os padrões de velocidade do escoamento. A consideração de tais fatores é essencial tanto nos processos de modelagem hidrológica e hidrodinâmica quanto na geração de dados de vazão, imprescindíveis à calibração e validação dos modelos. Se por um lado modelos hidrodinâmicos complexos têm sido desenvolvidos a partir dessa abordagem, os dados de vazão utilizados ainda são obtidos a partir da metodologia tradicional da curva-chave, que desconsidera os fatores supracitados. O presente trabalho propôs a geração de uma série acurada de dados de vazão a partir da aplicação da Equação de Manning para a estação Manacapuru, localizada no trecho mais baixo do rio Solimões, onde o efeito de remanso hidráulico é evidente. Como uma das variáveis da equação, a declividade da linha de energia é considerada também nos cálculos, tendo sido realizada a sua estimativa a partir da diferença de nível entre a estação de Manacapuru e uma estação de apoio localizada 90 quilômetros a jusante, a estação de Careiro. A obtenção dos parâmetros da equação foi possível a partir de uma série de oito anos (2009-2016) de medições mensais de vazões no rio Solimões realizadas com equipamentos acústicos, complementando a série previamente disponibilizada pela Rede Hidrometeorológica Nacional, predominantemente obtida a partir da utilização de medidores convencionais de corrente. Com os parâmetros geométricos dos canais, área e raio hidráulico da seção transversal obtidos a partir de um levantamento batimétrico da seção, o desafio de aplicação da metodologia se torna a determinação do coeficiente de rugosidade de

Manning de forma acurada. No presente trabalho, utilizou-se cada uma das medições de vazão para se obter indiretamente um coeficiente de rugosidade, estabelecendo-se, então, uma relação entre o coeficiente e o nível de água na seção. Os resultados indicaram que o coeficiente de rugosidade se relaciona de maneira decrescente com o nível de água na seção, tendendo a uma assíntota a partir de certo nível. Análises estatísticas apontaram, ainda, que a relação entre o coeficiente de rugosidade e o nível de água é significativamente afetada pelo método pelo qual procede-se à medição de vazão, sejam ele medidores convencionais de corrente ou equipamentos acústicos. Assim, fica evidente a importância de se avaliar o efeito de diferentes bases de dados utilizadas no estabelecimento da relação entre cota e vazão quando se objetiva obter uma série acurada de vazões. Análises de hidrogramas indicaram que a metodologia proposta é capaz de aprimorar expressivamente a série de dados de vazão gerada, principalmente para os picos de vazão, se comparada à metodologia tradicional de utilização da curva-chave em um regime como o de Manacapuru. No contexto da modelagem hidrológica, foi possível concluir que a utilização de uma série de dados de vazão de complexidade incompatível com os modelos hidrodinâmicos que se deseja avaliar pode levar a conclusões errôneas a respeito dos processos hidrodinâmicos atuantes e dos procedimentos necessários para a modelagem. Portanto, é essencial a disponibilização de séries de dados de vazão com acurácia compatível aos modelos hidrológicos e hidrodinâmicos que têm sido desenvolvidos, permitindo, assim, a utilização desses modelos para a previsão de enchentes e consequente minimização dos impactos desses eventos à população.

ABSTRACT

ALVES, Luna Gripp Simões, D.Sc., Universidade Federal de Viçosa, February, 2018. **Improvement of streamflow data series in flows affected by variable backwater: Impacts on hydrologic and hydrodynamic modeling on Amazon basin.** Adviser: Demetrius David da Silva. Co-adviser: Naziano Pantoja Filizola Junior.

For their magnitude, biological diversity and conservation conditions, the Amazon basin is an important study object for several research groups around the world. In the hydrologic context, closeness between the development of communities and rivers, associated to the frequent extreme events in the basin, makes essential understanding the hydrological process. In Amazon plain, there are important factors that regulate hydrodynamic processes as water changes between the main channel of rivers and floodplains and the variable backwater that affects the velocity patterns of flow. Considering those factors is essential both for hydrological-hydrodynamic modeling and for the generation of streamflow data series, indispensable for model calibration and validation. Even if complete hydrodynamic models are being developed for the basin, available streamflow data series are still based on the traditional rating-curve methodology, disregarding the aforementioned factors. This work proposed the generation of an accurate streamflow data series for Manacapuru station, a station located in the lower Solimões River where the variable backwater effect is evident, based on the application of the Manning Equation to water level data series. As one of the equation parameters, energy slope is included in computations, being estimated by the difference between water level in Manacapuru and the Careiro station, located 90 kilometers downstream. Obtainment of equation parameters was possible based in a monthly discharge measurement series of 8 years (2009-2016) for Solimões River performed with acoustic equipment, which complemented the previous series available in the National Hydro-meteorological Network performed predominantly by conventional current meters. With geometric parameters area and hydraulic radius being calculated based in a bathymetric section profile, the task remains to determine Manning roughness coefficient. In this study, we calculated indirectly the roughness coefficient for each discharge measurement data, establishing, then, a relationship between the coefficient and the water level. Results indicated that roughness coefficient is related to the water level by a decreasing relationship, tending to an asymptote in certain level. Statistical analyses pointed, in addition, that relationship between

roughness coefficient and water level is significantly affected by the method in which discharge measurement is performed, being by conventional current meters or acoustic equipment. Therefore, becomes evident the importance of evaluating the effect of different databases on establishing stage-discharge relationship, in order to obtain an accurate streamflow data series. Hydrograph analyses indicated that the proposed methodology is able to expressively enhance the generated data series in comparison with the traditional rating curve, mainly for maximum flow peaks. Moreover, it was concluded that using a discharge data series with an incompatible degree of complexity if compared to the analyzed models could lead to incorrect findings with regard to the modeling processes. Therefore, it was attested the importance of improving discharge data series, making then able to support the development of hydrological models with the compatible accuracy. Thus, enabling the models to be used for flood forecasting, and consequently minimizing the impacts of these extreme events on population.

1. INTRODUÇÃO GERAL

A bacia amazônica, por sua magnitude, diversidade biológica e condições de preservação, atrai a atenção da comunidade científica mundial de diversas áreas. Com uma área de 5,9 milhões de km², a bacia é responsável por 17% da vazão afluyente aos oceanos do mundo, representando importante objeto de estudos climáticos para fins de estimativa de fenômenos globais (CALLÈDE et al., 2010).

Localmente, o rio Amazonas e seus tributários também apresentam expressiva relevância. Grande parte das comunidades amazônicas se desenvolveu próxima aos cursos de água, utilizando a água não apenas para os diversos usos consuntivos, mas, também, como meio de transporte da população e de bens de consumo (PAIVA et al., 2012).

A proximidade com que os núcleos populacionais se desenvolveram em relação aos cursos de água na região amazônica torna-os altamente susceptíveis às cheias dos rios. Os desastres naturais associados às inundações são considerados recorrentes na região e a frequência com que eventos extremos ocorrem têm se agravado nos últimos anos (MARENGO et al., 2011; FILIZOLA et al., 2014). Além das habitações próximas às margens, as enchentes afetam as atividades pesqueiras e a agricultura doméstica na medida em que inundam as pequenas fazendas de várzea, impactando toda a população da bacia (DO VALE et al., 2011; SENA et al., 2012; SATYAMURTY et al., 2013; MARENGO; ESPINOZA, 2016).

Por tantos motivos, muitos grupos de pesquisa ao redor do mundo têm se dedicado à modelagem hidrológica e hidrodinâmica na região, no sentido de melhor compreender o sistema hidrológico da bacia amazônica e minimizar os efeitos associados à ocorrência de eventos extremos (KOURAEV et al., 2004; COLLISCHONN et al., 2007; COE et al., 2008; GETIRANA, 2010; GUIMBERTEAU et al., 2012; TRIGG et al., 2012). Modelos como o “Water Balance Model” (BEIGHLEY et al., 2009), o “ORCHIDEE adaptado” (GUIMBERTEAU et al., 2012) e o “Modelo de Grandes Bacias do Instituto de Pesquisas Hidráulicas” (MGB-IPH) (COLLISCHONN et al., 2007) são exemplos de modelos que têm sido aplicados na bacia Amazônica.

O desenvolvimento e a adaptação de modelos para a bacia Amazônica têm atualmente concentrado esforços em duas importantes frentes: a melhor representação da propagação da vazão ao longo dos canais e das planícies de inundação (PAIVA et al., 2011; YAMAZAKI et al., 2011; GUIMBERTEAU et al., 2012) e a utilização de dados de satélite como forma de preenchimentos das lacunas relacionadas às informações de entrada desses modelos (GETIRANA et al., 2009; ROUX et al., 2010; PONTES et al., 2017).

De maneira geral, a representação da propagação de vazão nos canais em modelos hidrológicos é feita com base em diferentes abordagens das “Equações de Saint-Venant”, que representam o conjunto formado pela “Equação da Continuidade” e a “Equação da Quantidade de Movimento” ou “Equação Dinâmica” (Figura 1.1). Os modelos utilizam desde representações mais simples dos processos, como o método de Muskingum que considera apenas a equação da continuidade e relações aproximadas entre o armazenamento na calha e as vazões de entrada e saída, até representações mais complexas como o modelo hidrodinâmico, que considerada nos cálculos todos os termos da equação dinâmica (CHOW, 1959).

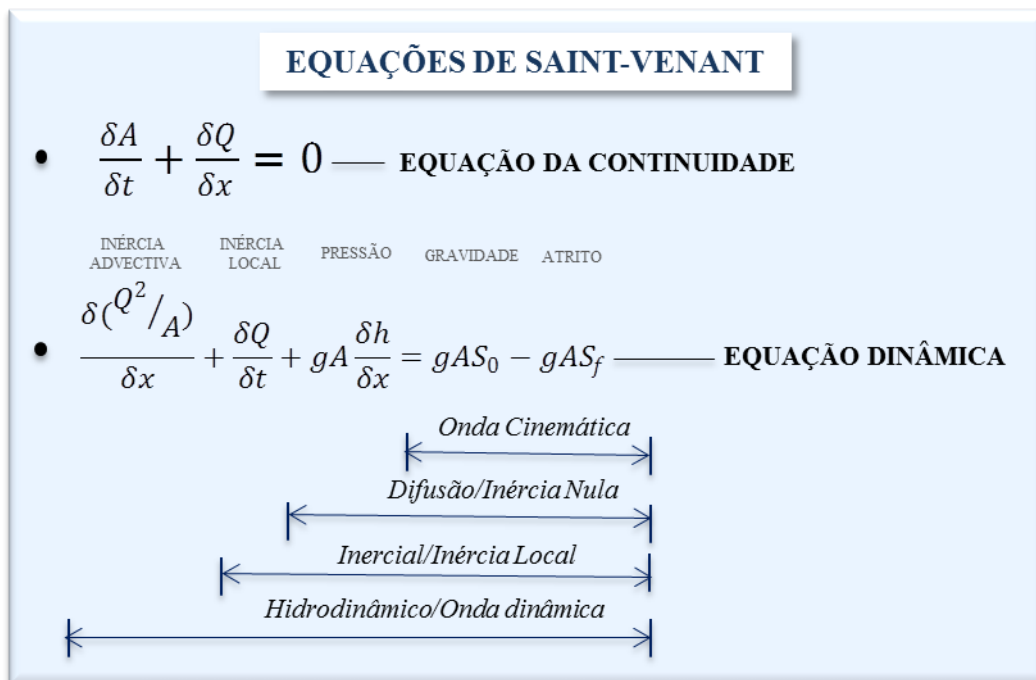


Figura 1.1. Equações de Saint-Venant com descrição dos termos e principais modelos de propagação de vazão em canais associados a cada conjunto de termos.

Em grande parte dos modelos hidrológicos de grande escala, a propagação do fluxo nos canais é representada a partir de aproximações mais simples, que além da menor

capacidade computacional requerida, apresentam a grande vantagem de demandar uma menor quantidade de dados de entrada. Embora essas simplificações sejam capazes de representar a atenuação e a defasagem das ondas de cheia de maneira satisfatória, principalmente em regiões de relevo acentuado, em alguns casos podem não expressar adequadamente processos hidrodinâmicos importantes em sistemas fluviais de grande escala (PAIVA et al., 2011).

Na planície Amazônica, por exemplo, em que os efeitos de remanso hidráulico variável e das planícies de inundações são importantes fatores que regem a dinâmica fluvial, modelos de maior nível de complexidade que incluam pelo menos o termo difusivo da Equação Dinâmica são importantes para expressar adequadamente tais processos (TRIGG et al., 2009; GETIRANA; PAIVA, 2013). Porém, se por um lado os modelos mais completos tendem a melhor representar os processos hidrodinâmicos, por outro demandam maiores custos computacionais e um maior detalhamento dos dados de entrada a serem utilizados (PAIVA et al., 2011).

Neste contexto, PAIVA et al. (2013) propuseram a utilização de um modelo hidrodinâmico completo acoplado ao MGB-IPH para toda a bacia Amazônica. Para tanto, utilizaram algoritmos de SIG para extrair parâmetros do modelo como largura do rio, profundidade e nível de fundo dos canais a partir de relações geomorfológicas e dados globalmente disponíveis obtidos a partir de sensoriamento remoto. Assim, o modelo foi capaz de representar os processos dinâmicos como atenuação e defasagem da onda de cheia assim como os efeitos de remanso hidráulico e das planícies de inundação Amazônica de forma satisfatória.

Ainda nesse cenário, algumas pesquisas têm se dedicado ao estudo do “Modelo Inercial” que, se comparado ao modelo hidrodinâmico completo, despreza apenas o termo de inércia convectiva da Equação Dinâmica (Figura 1.1) (BATES et al., 2010; ALMEIDA; BATES, 2013; FAN et al., 2014). Como esse termo geralmente apresenta valores de magnitudes muito menores do que os outros termos da equação, o modelo inercial tende a apresentar resultados semelhantes ao do hidrodinâmico completo, com um código mais simples e, conseqüentemente, um menor tempo de processamento (MOUSSA; BOCQUILLON, 1996; PONTES et al., 2017).

Com a evolução da capacidade computacional, a definição do melhor método de propagação de vazão a ser utilizado em determinada condição se baseia na

compatibilização entre a complexidade necessária para representar adequadamente os principais processos hidrodinâmicos do escoamento na região de interesse e os dados disponíveis para sua caracterização. Por isso, o desenvolvimento de técnicas de assimilação de dados de sensoriamento remoto de alta resolução tem viabilizado importantes avanços nos processos de modelagem hidrológica (PAIVA et al., 2011). Em todo esse processo de desenvolvimento, entretanto, é essencial um cuidadoso detalhamento no sentido de equilibrar a *precisão* dos dados utilizados como entrada dos modelos à *acurácia* esperada para as respostas produzidas pela modelagem¹ (DOTTORI et al., 2009).

No contexto de avaliação da precisão e acurácia dos modelos hidrológicos existe ainda uma importante questão geralmente negligenciada, que diz respeito aos principais parâmetros hidrológicos utilizados para calibração e validação dos modelos: as séries de dados de vazão. Independentemente do grau de complexidade do modelo, a sua capacidade de representar adequadamente o comportamento natural dos cursos d'água está diretamente ligada à disponibilidade e acurácia dos dados de vazão “observados” utilizados nos processos de calibração e validação destes (DOMENEGHETTI et al., 2012).

A questão é que, nesses procedimentos, normalmente utiliza-se as séries de dados de vazão como sendo representações fidedignas da “verdade” (GETIRANA, 2010). No entanto, na grande maioria dos casos, os dados de vazão são obtidos de forma indireta, já que as medições de descarga *in situ* são procedimentos complexos, morosos e custosos, geralmente impraticáveis para monitoramentos contínuos (MUSTE et al., 2011; DURAND et al., 2016).

Historicamente, o método mais comum para a geração de séries contínuas de vazão tem sido a conversão do nível de água para um valor de descarga líquida, através da utilização de uma curva que descreve a relação entre cota e vazão naquela seção específica, conhecida como “curva-chave” ou relação “cota-vazão” (WMO, 2010;

¹ Ao longo do texto o termo *precisão* refere-se à resolução espacial das informações ou o detalhamento das equações utilizadas e a *acurácia* refere-se à habilidade do modelo de adequadamente reproduzir as variáveis de interesse, conforme exposto por Trigg *et al.* (2009).

MCMILLAN et al., 2012). O procedimento classicamente aplicado consiste em ajustar a pares de dados de vazão e cota uma equação potencial do tipo $Q = a (h - h_0)^c$, em que Q representa a vazão, h os dados contínuos de nível, associados à uma referência arbitrária, h_0 o nível para o qual a vazão é nula, e a e c coeficientes relacionados às propriedades do controle hidráulico atuante, a serem calibrados para cada seção específica (RANTZ, 1982).

Para que essa aproximação seja válida, é importante que uma série de condições hidráulicas, como escoamento permanente e uniforme, sejam observadas, permitindo o estabelecimento de uma relação biunívoca entre cota e vazão (JACCON; CUDO, 1989; MUSTE et al., 2011). Essa relação biunívoca, porém, nem sempre é observada em cursos d'água naturais. A não-univocidade pode ser gerada, por exemplo, quando o escoamento ocorre sob efeito de um remanso hidráulico variável causado por alterações das condições a jusante, como flutuações nos níveis de uma confluência entre rios, marés ou pela manipulação das comportas de uma barragem (WMO, 2010; MANSANAREZ et al., 2016). Nesses casos, a variação do nível de água a jusante altera a linha de energia do escoamento, que deixa de ser paralela ao fundo do canal, e sua declividade deve ser então considerada como variável secundária na estimativa da vazão (JACCON; CUDO, 1989).

Diversos métodos têm sido desenvolvidos para o cálculo de vazão em situações não unívocas, sendo o Método “SFD” (da sigla em inglês *stage-fall-discharge*) ou “*Constant-fall method*” o mais comumente utilizado (ISO 9123, 2001; MANSANAREZ et al., 2016). Tais procedimentos são baseados no método de HALL (1916), que a partir da Equação de Manning, propôs que a vazão ‘real’, considerando o efeito de remanso, seja calculada proporcionalmente a uma ‘vazão de referência’ multiplicada pela raiz quadrada da taxa entre a declividade ‘real’ e a declividade ‘normal’ da linha de energia (9123, 2001; ISO 9123, 2001; PETERSEN-ØVERLEIR; REITAN, 2009).

Considerando que a variação do escoamento no tempo seja gradual, a aplicação da própria Equação de Manning (Equação 1.1) aos dados diários de nível pode ser um método promissor de obtenção de dados de vazão. Para tanto, cada um dos parâmetros da equação deve ser calculado em função do nível de água e a declividade da linha de água calculada em função do nível de uma estação de apoio (VAUCHEL, 2005).

$$Q = \frac{A.R_h^{2/3}.S_f^{1/2}}{n} \quad (1.1)$$

em que Q é a vazão do rio ($m^3.s^{-1}$), A a área molhada da seção transversal (m^2), R_h o raio hidráulico (m), S_f a declividade da linha de energia ($m.m^{-1}$) e n o coeficiente de rugosidade de Manning ($s.m^{-1/3}$).

De fato, todos os métodos supracitados de cálculo de vazão, inclusive a curva-chave, baseiam-se em desdobramentos da Equação de Manning. No entanto, tais métodos consideram conjuntamente as variações de todos os parâmetros em função do nível. A teoria da utilização de uma única curva-chave tradicional, por exemplo, prevê que a variação de todos os parâmetros geométricos e não geométricos possam se expressos como uma única função de nível, considerando desprezível o efeito das variações de declividade (SANTOS et al., 2001). Ao passo que o “*Constant-fall method*” utiliza a raiz da declividade para corrigir uma vazão de referência calculada também através de uma equação, considerando que a variação de todos os parâmetros, exceto a declividade, possa ser expressa por uma única equação em função do nível de água (ISO 9123, 2001).

Para canais naturais nem sempre essas condições são observadas. É comum, por exemplo, as calhas se distanciarem dos polígonos de geometria regular teóricos, o que torna a relação dos parâmetros geométricos com o nível de água variável ao longo de sua seção. Além disso, o coeficiente de Manning, que foi proposto justamente como adaptação à equação de Chezy para que fosse constante ao longo da profundidade dos canais é, de fato, variável em função do nível de água em cursos de água naturais, conforme comprovado por diversos estudos (DINGMAN, 2009; FERGUSON, 2010; LE COZ et al., 2014; PAN et al., 2016).

A individualização de cada um desses parâmetros e a consideração da declividade da linha de energia permitem permitindo uma melhor compreensão da variação desses ao longo da seção transversal, favorecem o aperfeiçoamento do processo de geração da série de dados em uma seção sob efeito de remanso hidráulico variável. Em um contexto de evolução da modelagem hidrológica com vistas à previsão de eventos extremos, a partir de modelos cada vez mais complexos, torna-se de extrema importância a geração de séries de dados de vazão com a máxima acurácia possível.

Assim, apresenta-se no segundo capítulo do presente trabalho uma descrição da variação de cada um dos parâmetros da equação de Manning em função do nível de água, com o objetivo de gerar uma acurada série de vazões contínuas do rio Solimões/Amazonas, em regime sob efeito de remanso hidráulico variável.

No terceiro capítulo, focou-se no estabelecimento de uma adequada estimativa do coeficiente de rugosidade de Manning em função do nível de água, através da avaliação dos diferentes fatores que podem afetar essa relação, prezando pela qualidade dos dados de vazão gerados a partir da aplicação da Equação de Manning.

Finalmente, no quarto capítulo, foram comparadas as séries de dados de vazão geradas a partir da utilização de curva-chave tradicional às oriundas do refinamento com base na Equação de Manning, avaliando o impacto da utilização dessas diferentes séries de dados na seleção e validação de modelos hidrológicos associados a módulos hidrodinâmicos de diferentes complexidades na bacia Amazônica.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, G. A.; BATES, P. Applicability of the local inertial approximation of the shallow water equations to flood modeling. **Water Resources Research**, v. 49, n. 8, p. 4833-4844, 2013.
- BATES, P. D.; HORRITT, M. S.; FEWTRELL, T. J. A simple inertial formulation of the shallow water equations for efficient two-dimensional flood inundation modelling. **Journal of Hydrology**, v. 387, n. 1, p. 33-45, 2010.
- BEIGHLEY, R. et al. Simulating hydrologic and hydraulic processes throughout the Amazon River Basin. **Hydrological Processes**, v. 23, n. 8, p. 1221-1235, 2009.
- CALLÈDE, J. et al. Les apports en eau de l'Amazonie à l'Océan Atlantique. **Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science**, v. 23, n. 3, p. 247-273, 2010.
- CHOW, V. T. **Open channel hydraulics**. McGraw-Hill, New York: 1959.
- COE, M. T.; COSTA, M. H.; HOWARD, E. A. Simulating the surface waters of the Amazon River basin: impacts of new river geomorphic and flow parameterizations. **Hydrological processes**, v. 22, n. 14, p. 2542-2553, 2008.
- COLLISCHONN, W. et al. The MGB-IPH model for large-scale rainfall—runoff modelling. **Hydrological Sciences Journal**, v. 52, n. 5, p. 878-895, 2007.
- DINGMAN, S. L. **Fluvial hydraulics**. Oxford University Press, 2009. ISBN 0198038569.
- DO VALE, R. et al. A cheia de 2009 na Amazônia Brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n. 4, p. 577-586, 2011.
- DOMENEGHETTI, A.; CASTELLARIN, A.; BRATH, A. Assessing rating-curve uncertainty and its effects on hydraulic model calibration. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 16, n. 4, p. 1191-1202, 2012.
- DOTTORI, F.; MARTINA, M.; TODINI, E. A dynamic rating curve approach to indirect discharge measurement. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 13, n. 6, p. 847-863, 2009.
- DURAND, M. et al. An intercomparison of remote sensing river discharge estimation algorithms from measurements of river height, width, and slope. **Water Resources Research**, v. 52, n. 6, p. 4527-4549, 2016.
- FAN, F. M. et al. Ensemble streamflow forecasting experiments in a tropical basin: The São Francisco river case study. **Journal of Hydrology**, v. 519, Part D, p. 2906-2919, 2014.
- FERGUSON, R. Time to abandon the Manning equation? **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 35, n. 15, p. 1873-1876, 2010.
- FILIZOLA, N. et al. Was the 2009 flood the most hazardous or the largest ever recorded in the Amazon? **Geomorphology**, v. 215, n. 0, p. 99-105, 2014.
- GETIRANA, A. C.; PAIVA, R. C. Mapping large-scale river flow hydraulics in the Amazon Basin. **Water Resources Research**, v. 49, n. 5, p. 2437-2445, 2013.
- GETIRANA, A. C. V. Integrating spatial altimetry data into the automatic calibration of hydrological models. **Journal of Hydrology**, v. 387, n. 3-4, p. 244-255, 2010.
- GETIRANA, A. C. V. et al. Hydrological monitoring of poorly gauged basins based on rainfall—runoff modeling and spatial altimetry. **Journal of hydrology**, v. 379, n. 3, p. 205-219, 2009.
- GUIMBERTEAU, M. et al. Discharge simulation in the sub-basins of the Amazon using ORCHIDEE forced by new datasets. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 16, n. 3, p. 911-935, 2012.
- HALL, M. **A method of determining the daily discharge of rivers if variable slope**. USGPO. 1916

ISO 9123. **Measurement of Liquid Flow in Open Channels - Stage-Fall-Discharge Relationships.** Int. Organ. for Stand., Geneva, Suíça. 2001.

JACCON, G.; CUDO, K. **Hidrologia-curva-chave: análise e traçado.** 1989.

KOURAEV, A. V. et al. Ob' river discharge from TOPEX/Poseidon satellite altimetry (1992–2002). **Remote Sensing of Environment**, v. 93, n. 1–2, p. 238-245, 2004.

LE COZ, J. et al. Combining hydraulic knowledge and uncertain gaugings in the estimation of hydrometric rating curves: a Bayesian approach. **Journal of Hydrology**, v. 509, p. 573-587, 2014.

MANSANAREZ, V. et al. Bayesian analysis of stage-fall-discharge rating curves and their uncertainties. **Water Resources Research**, v. 52, n. 9, p. 7424-7443, 2016.

MARENGO, J. A.; ESPINOZA, J. Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts. **International Journal of Climatology**, v. 36, n. 3, p. 1033-1050, 2016.

MARENGO, J. A. et al. The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 12, 2011.

MCMILLAN, H.; KRUEGER, T.; FREER, J. Benchmarking observational uncertainties for hydrology: rainfall, river discharge and water quality. **Hydrological Processes**, v. 26, n. 26, p. 4078-4111, 2012.

MOUSSA, R.; BOCQUILLON, C. Criteria for the choice of flood-routing methods in natural channels. **Journal of Hydrology**, v. 186, n. 1-4, p. 1-30, 1996.

MUSTE, M.; HO, H.-C.; KIM, D. Considerations on direct stream flow measurements using video imagery: Outlook and research needs. **Journal of Hydro-environment Research**, v. 5, n. 4, p. 289-300, 2011.

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

PAIVA, R. C. D. et al. On the sources of hydrological prediction uncertainty in the Amazon. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 16, n. 9, p. 3127-3137, 2012.

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

PAN, F.; WANG, C.; XI, X. Constructing river stage-discharge rating curves using remotely sensed river cross-sectional inundation areas and river bathymetry. **Journal of Hydrology**, v. 540, p. 670-687, 2016.

PETERSEN-ØVERLEIR, A.; REITAN, T. Bayesian analysis of stage–fall–discharge models for gauging stations affected by variable backwater. **Hydrological processes**, v. 23, n. 21, p. 3057-3074, 2009.

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

RANTZ, S. E. **Measurement and computation of streamflow: volume 2, computation of discharge.** USGPO. 1982

ROUX, E. et al. Producing time series of river water height by means of satellite radar altimetry—a comparative study. **Hydrological Sciences Journal–Journal des Sciences Hydrologiques**, v. 55, n. 1, p. 104-120, 2010.

- SANTOS, I. D. et al. Hidrometria aplicada. **Curitiba: Instituto de Tecnologia para o desenvolvimento**, 2001.
- SATYAMURTY, P. et al. A quick look at the 2012 record flood in the Amazon Basin. **Geophysical Research Letters**, v. 40, n. 7, p. 1396-1401, 2013.
- SENA, J. A. et al. Extreme events of droughts and floods in Amazonia: 2005 and 2009. **Water resources management**, v. 26, n. 6, p. 1665-1676, 2012.
- TRIGG, M. A. et al. Floodplain channel morphology and networks of the middle Amazon River. **Water Resources Research**, v. 48, n. 10, 2012.
- TRIGG, M. A. et al. Amazon flood wave hydraulics. **Journal of Hydrology**, v. 374, n. 1, p. 92-105, 2009.
- VAUCHEL, P. **HYDRACCESS: Software for Management and processing of Hydro-meteorological data** 2005.
- WMO (World Meteorological Organization). **Manual on stream gauging**. Vol 2 – Computation of Discharge, Geneva: Chairperson Publications Board, 2010.
- YAMAZAKI, D. et al. A physically based description of floodplain inundation dynamics in a global river routing model. **Water Resources Research**, v. 47, n. 4, 2011.

2. ARTIGO 1- GERAÇÃO DE SÉRIES DE VAZÕES NO RIO SOLIMÕES-AMAZONAS: EFEITO DO REMANSO HIDRÁULICO VARIÁVEL E DA VARIAÇÃO DA RUGOSIDADE NO CANAL

RESUMO

As séries de dados de vazão de um curso d'água podem ser consideradas os principais dados hidrológicos em diversos contextos, à medida que indicam a disponibilidade de água e sua variabilidade espacial e temporal. Historicamente, esses dados têm sido obtidos indiretamente a partir do ajuste de uma curva de calibração, denominada “curva-chave”, a uma série de dados de nível de água, considerando que determinadas condições hidráulicas sejam válidas para aquela seção. Em algumas situações, entretanto, ocorrem efeitos de remanso hidráulico variável e, essas considerações deixam de ser viáveis, sendo necessária a utilização de métodos alternativos que considerem as variáveis relacionadas aos efeitos de remanso. Na estação de Manacapuru, localizada no trecho mais baixo do rio Solimões, a alguns quilômetros da sua confluência com o Negro, o efeito de remanso variável é causado pelas variações do nível de água a jusante, causadas principalmente pelas trocas de água entre o canal principal e as planícies de inundação. Neste contexto, propõe-se no presente trabalho a aplicação da Equação de Manning à série de dados de nível de água da estação de Manacapuru para o cálculo da série de vazões, utilizando os níveis de uma estação de apoio para estimar a declividade da linha de escoamento. Para isso foi necessário o estabelecimento de relações dos parâmetros da Equação de Manning: área; raio hidráulico; e coeficiente de rugosidade, em função dos níveis de água. Para o cálculo da declividade foi utilizada a diferença entre o nível da estação de Manacapuru e o da estação de Careiro, dividida pela distância entre elas. Os resultados indicaram que os parâmetros geométricos foram adequadamente obtidos a partir de uma medição de vazão realizada com equipamento acústico no pico máximo de vazão da série. A declividade da linha de energia foi satisfatoriamente estimada a partir da diferença de nível entre as duas estações. Os dados de coeficiente de rugosidade de Manning obtidos apresentaram uma relação decrescente com o nível da água até certo nível, a partir de onde a curva tornou-se assíntota. A aplicação da Equação de Manning mostrou-se adequada para a estimativa da vazão no Solimões-Amazonas, melhorando

expressivamente os resultados gerados no que diz respeito aos picos de cheia quando comparados à metodologia tradicional da curva-chave. Os resultados evidenciaram, ainda, que para fins de obtenção de séries históricas acuradas de dados de vazão é de suma importância a existência de uma base robusta de dados medidos em campo, de forma a subsidiar o desenvolvimento e a validação do melhor método a ser utilizado para o estabelecimento da relação entre cota e vazão.

ABSTRACT

Streamflow data series are considered the main hydrological parameters since they provide information on water availability and its spatial and temporal variability. Historically, these databases are obtained indirectly by applying a rating curve on water level databases, and they assume certain hydraulic conditions are valid. In some situations where there is a variable backwater effect, these assumptions are not feasible. In these situations, it is necessary to apply an alternative methodology. At Manacapuru Station, which is located on the lower Solimões River, the backwater effect is caused by variation in the downstream water levels, which is caused by water changes between the main channel and floodplains. Therefore, we suggest calculating discharge data series by applying the Manning equation to water level series using the water level of a staff station to estimate the energy gradient. To achieve this, it was necessary to establish each of the Manning equation parameters, including the area, hydraulic radius and roughness coefficient, as a function of water level. The energy gradient was estimated by the difference between the water level at the Manacapuru and Careiro stations divided by the distance between the stations. The results indicated that geometric parameters were adequately obtained from a cross-section profile based on a discharge measurement performed using acoustic equipment. The energy gradient was adequately estimated as the difference in water level between the two stations. The calculated Manning roughness coefficients presented an inverse relationship with water level that tended to be constant from a certain level. The application of the Manning equation was shown to be adequate for estimating the Solimões-Amazonas discharge data series, and it improved the results, mainly those related to maximum flow peaks, when compared to the rating curves used in the traditional methodology. The results also indicated that the existence of robust field measurements series is necessary to provide the information required for the development and validation of an adequate methodology that can be

used to establish stage-discharge relationships. Finally, this method enables the obtainment of an accurate discharge data series.

INTRODUÇÃO

As séries de dados de vazão de um curso d'água, por indicarem a disponibilidade de água e sua variabilidade espacial e temporal, representam as principais informações utilizadas em estudos hidrológicos. Tais dados são essenciais ao planejamento e gestão de recursos hídricos em áreas urbanas e rurais, na operação e manejo de reservatórios, geração de energia hidroelétrica, previsão e controle de inundações, e para o entendimento do ciclo hidrológico de maneira global (WMO, 2010b; DURAND et al., 2016; PAN et al., 2016).

Os dados de vazão são também as informações chaves para a calibração e validação de modelos hidrológicos em diversas escalas, que permitem desde o entendimento sobre os impactos de alterações locais do uso e cobertura do solo na dinâmica de bacias hidrográficas até os efeitos das mudanças climáticas nos fenômenos de maiores escalas (MAHMOUD et al., 2009; PEÑA-ARANCIBIA et al., 2015).

Na Bacia Amazônica, pela proximidade com que a população se concentra nas margens dos cursos d'água, utilizando a água não apenas para os diversos usos consuntivos, mas também como meio de transporte da população e de bens de consumo, a compreensão do sistema hidrológico torna-se de extrema importância. Neste contexto, muitos grupos de pesquisa têm se dedicado à modelagem hidrológica, no sentido de minimizar os efeitos associados à ocorrência de eventos extremos, cada vez mais frequentes nessa bacia (COLLISCHONN et al., 2007; GETIRANA et al., 2009; PAIVA et al., 2011; YAMAZAKI et al., 2011; GUIMBERTEAU et al., 2012).

Historicamente, o método mais comum para a geração de séries contínuas de vazão tem sido a conversão do nível de água para um valor de descarga líquida, através da utilização de uma curva que descreva a relação entre cota e vazão naquela seção específica, conhecida como “curva-chave” ou relação “cota-vazão” (WMO, 2010a).

O procedimento classicamente aplicado consiste em ajustar a pares de dados de vazão e cota uma equação potencial do tipo $Q = a (h - b)^c$, em que Q representa a vazão, h os dados contínuos de nível, associados à uma referência arbitrária, b (normalmente escrito

como h_0) o nível para o qual a vazão é nula, e a e c coeficientes relacionados às propriedades do controle hidráulico atuante, a serem calibrados para cada seção específica (RANTZ, 1982). A utilização da curva-chave para estimativa da vazão é de extrema importância já que as medições de descarga *in situ* são procedimentos complexos, morosos e custosos, impraticáveis para monitoramentos contínuos na grande maioria dos casos (MUSTE et al., 2011; DURAND et al., 2016).

Para que essa aproximação seja válida, é importante que uma série de condições hidráulicas, como escoamento permanente e canal estável, sejam observadas. Assim, a relação entre cota e vazão na seção de interesse deve ser biunívoca, o que nem sempre ocorre em cursos d'água naturais (JACCON; CUDO, 1989).

A não-univocidade pode ser gerada, por exemplo, quando o escoamento ocorre sob efeito de um remanso hidráulico variável causado por alterações das condições a jusante como flutuações nos níveis de uma confluência entre rios, marés, ou pela manipulação das comportas de uma barragem (WMO, 2010a; MANSANAREZ et al., 2016). Nesses casos, a linha de energia do escoamento deixa de ser paralela ao fundo do canal, e sua declividade deve ser então considerada como variável secundária na estimativa da vazão a partir do nível d'água (JACCON; CUDO, 1989).

Diversos métodos têm sido desenvolvidos para o cálculo de vazão nessas situações, sendo o Método “SFD” (da sigla em inglês *stage-fall-discharge*) ou “*Constant-fall method*” o mais comumente utilizado (ISO 9123, 2001; MANSANAREZ et al., 2016). Sua aplicação requer o conhecimento da declividade da linha de energia no trecho, normalmente estimada a partir da diferença de nível entre a seção de interesse e uma estação de apoio localizada no mesmo rio a jusante (ISO 9123, 2001).

Tais procedimentos são baseados no método de HALL (1916) que, a partir da Equação de Chezy-Manning, propôs que a vazão “real”, considerando o efeito de remanso, é proporcional a uma “vazão de referência” multiplicada pela raiz quadrada da taxa entre a declividade “real” e a declividade “normal” da linha de energia. A condição normal nesse caso faz referência a um regime de escoamento sem o efeito de remanso variável.

A utilização desses métodos se mostrou conveniente e capaz de produzir estimativas aceitáveis de vazão em regimes sob efeito de remanso variável. Existe ainda, no entanto,

um fator adicional a ser considerado quando se objetiva obter uma série acurada de dados de vazão (MANSANAREZ et al., 2016).

Em canais naturais, as forças resistivas que as margens e o leito exercem sobre o escoamento podem variar em função do nível d'água no canal, à medida que para escoamentos menos profundos a resistência ao fluxo causada pelo atrito pode ser mais significativa (PAN et al., 2016). Por outro lado, quando o fluxo extravasa a calha principal e atinge as planícies de inundação, situação comum na bacia Amazônica, as forças resistivas exercidas pela superfície mais densamente vegetada podem representar um aumento na rugosidade à medida que o nível aumenta, para aquela faixa de variação. Nas situações em que essas variações são significativas, portanto, é importante que também sejam consideradas na estimativa de vazão (LE COZ et al., 2014).

Considerando que a variação do escoamento no tempo seja gradual, as fórmulas usualmente aplicadas para escoamento permanente como a Equação de Chezy-Manning ou simplesmente “Equação de Manning” podem ser aplicadas ao cálculo diário de vazão, de forma a contemplar a variação dos parâmetros supracitados (VAUCHEL, 2005).

Embora a equação de Manning tenha sido proposta em complemento à de Chezy de forma a tornar o coeficiente de rugosidade constante em determinada seção, diversos estudos observaram que de fato, para cursos d'água naturais, o coeficiente de rugosidade é variável em função da profundidade da água no canal (DINGMAN, 2009; FERGUSON, 2010; LE COZ et al., 2014; PAN et al., 2016). Assim, a partir do conhecimento da relação entre o coeficiente de rugosidade de Manning e o nível d'água, além da declividade da linha de energia, é possível estimar a vazão de um curso d'água considerando tanto o efeito de remanso hidráulico variável quanto a variação da rugosidade em função da profundidade em um curso d'água natural.

O objetivo do presente trabalho foi a geração de série de vazões contínuas no rio Solimões-Amazonas, em regimes sob efeito de remanso hidráulico variável, por meio da obtenção e aplicação de cada um dos parâmetros da equação de Manning.

MATERIAL E MÉTODOS

O cálculo de vazão foi realizado para a estação fluviométrica de Manacapuru (Código 14100000), localizada no baixo curso do rio Solimões, 80 km a montante de sua confluência com o rio Negro. A partir dessa confluência, o Solimões passa a ser chamado de Amazonas. Com uma área de drenagem de aproximadamente 2,2 milhões de km², Manacapuru representa aproximadamente 36% da área da bacia Amazônica (ANA, 2017), sendo a última estação com medições sistemáticas de descarga líquida no rio Solimões antes de sua confluência com o rio Negro (Figura 2.1).



Figura 2.1. Bacia do rio Solimões, evidenciando seus principais afluentes, e detalhamento da seção transversal da estação de Manacapuru.

Em função das baixas declividades da planície Amazônica, associadas ao armazenamento de água nas planícies de inundação, a confluência dos rios Negro e Solimões gera um expressivo efeito de remanso hidráulico em todo o trecho mais baixo desses rios (MEADE et al., 1991). Assim, a relação entre cota e vazão na estação de Manacapuru é não unívoca, com dispersão causada pela variação contínua da declividade da linha d'água ao longo do ano hidrológico (JACCON, 1986). Em função do exposto, o cálculo de vazão para a estação foi realizado pela aplicação da Equação de Manning (Equação 2.1), com auxílio do software HYDRACCESS, segundo a metodologia proposta por (VAUCHEL, 2005):

$$Q = \frac{A.R_h^{2/3}.S_f^{1/2}}{n} \quad (2.1)$$

em que Q é a vazão do rio ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), A a área molhada da seção transversal (m^2), R_h o raio hidráulico (m), S_f a declividade da linha de energia ($\text{m} \cdot \text{m}^{-1}$) e n o coeficiente de rugosidade de Manning ($\text{s} \cdot \text{m}^{-1/3}$).

As medições de vazão foram realizadas no âmbito de dois projetos institucionais do Serviço Geológico do Brasil (CPRM): o “Sistema de Alerta Hidrológico” e o “Dinâmica Fluvial do Sistema Negro-Solimões-Amazonas”, com apoio da Agência Nacional das Águas. Foram utilizados Perfiladores Doppler Acústico (ADCP) de 300 e 600 kHz, acoplados a embarcações de grande porte e Sistemas de Posicionamento Global (GPS’s), no período de 2009 a 2016. Os dados de nível de água das estações, medições de vazões complementares e dados de vazão gerados a partir da curva-chave foram obtidos no portal do Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos, da Agência Nacional das Águas (ANA, 2017). Foram utilizadas apenas medições de vazão realizadas com aparelhos acústicos, pois resultados prévios indicaram que o método utilizado para medição de vazão é capaz de influenciar significativamente a relação entre nível e vazão na estação de Manacapuru (ALVES et al., 2017b).

Os cálculos dos parâmetros geométricos, área e raio hidráulico da seção, em função do nível de água foram estimados com base no perfil transversal obtido a partir da medição de descarga de máxima cota, igual a 20,77 m (Figura 2.2).

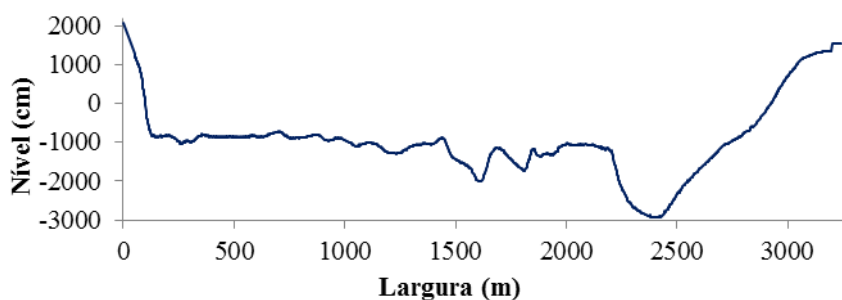


Figura 2.2. Perfil transversal da seção de Manacapuru obtido a partir de medição acústica realizada na cota de 20,78 m.

A declividade da linha de energia foi estimada como a declividade da linha d'água, assumindo que a variação da carga cinética seja desprezível no trecho (MANSANAREZ et al., 2016). A declividade da superfície da água foi calculada como sendo a diferença de nível entre a estação de Manacapuru e a estação de Careiro (Código 15040000), localizada 90 km a jusante, dividida pela distância entre as duas estações (Figura 1). As cotas linimétricas da estação de Careiro foram corrigidas para o *datum* da estação de

Manacapuru. As cotas ortométricas de ambas as estações foram obtidas no contexto do projeto “Dinâmica Fluvial”.

Com todas as outras variáveis da Equação 2.1 conhecidas, obteve-se o coeficiente de rugosidade de Manning (n) para cada uma das medições de vazão, sendo estabelecida então uma relação entre n e o nível de água.

A partir das relações obtidas para área, raio hidráulico, declividade e coeficiente de rugosidade, foram gerados dados de vazão aplicando-se a Equação de Manning à série de dados de nível e declividade obtidos.

A avaliação dos resultados da utilização da Equação de Manning em comparação à metodologia padrão da curva-chave para a estimativa de vazão foi realizada a partir da aplicação dos índices de desempenho geralmente utilizados em análises de modelos hidrológicos: Erro Absoluto Médio (Equação 2.2), Raiz do Quadrado Médio do Erro (Equação 2.3) e Índice de Eficiência de Nash e Sutcliffe (Equação 2.4) (MORIASI et al., 2007). Foi utilizada também uma análise gráfica dos hidrogramas gerados.

$$EAM = \frac{\sum \left(\left| \frac{Q_t^{calc} - Q_t^{obs}}{Q_t^{obs}} \right| \right)}{n} \quad (2.2)$$

$$RMSE = \sqrt{\sum (Q_t^{obs} - Q_t^{calc})^2} \quad (2.3)$$

$$E_{NS} = 1 - \frac{\sum (Q_t^{obs} - Q_t^{calc})^2}{\sum (Q_t^{obs} - \overline{Q^{obs}})^2} \quad (2.4)$$

Sendo Q_t^{obs} as vazões observadas no tempo t , Q_t^{calc} as vazões simuladas no tempo t , n o número de medições avaliadas e $\overline{Q^{obs}}$ a média de todos os dados de vazões observadas.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados das medições de vazão apresentaram-se variáveis entre 30.500 e 163.300 $m^3.s^{-1}$, com uma média de $107.889 \pm 33.893 m^3.s^{-1}$ (média \pm desvio padrão). As medições foram realizadas entre as cotas de 4,71 e 20,77 m, contemplando praticamente toda a faixa de cotas observadas ao longo dos 45 anos de dados da série histórica de Manacapuru. Dos 16.425 dados de cota médias diárias registrados na estação, apenas 15 (0,09%) encontram-se abaixo da cota mínima de medição e apenas 1 (0,01%) encontra-

se acima da cota máxima medida, conforme demonstrado na curva de permanências de cotas diárias (Figura 2.3).

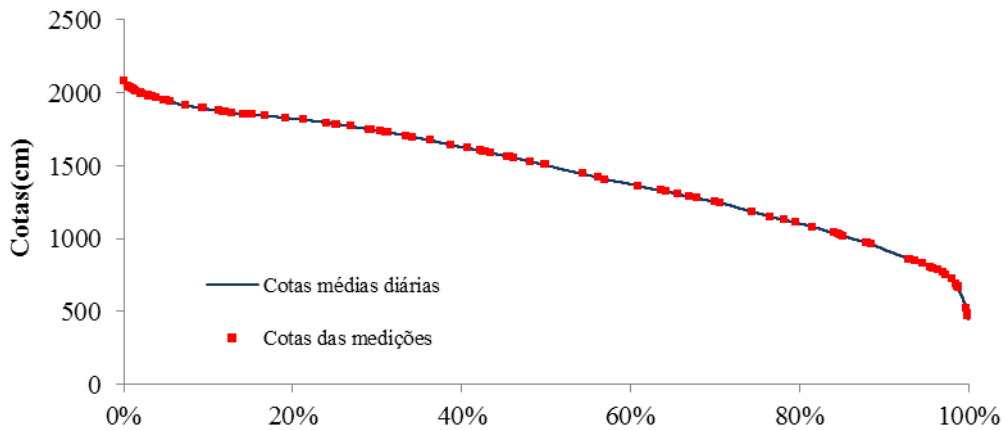


Figura 2.3. Curva de permanência de cotas diárias da estação de Manacapuru e cotas associadas às medições de vazão realizadas.

A relação entre vazões medidas e cotas encontra-se apresentada na Figura 2.4, com os dados discretizados por cor em função da velocidade média obtida nas medições.

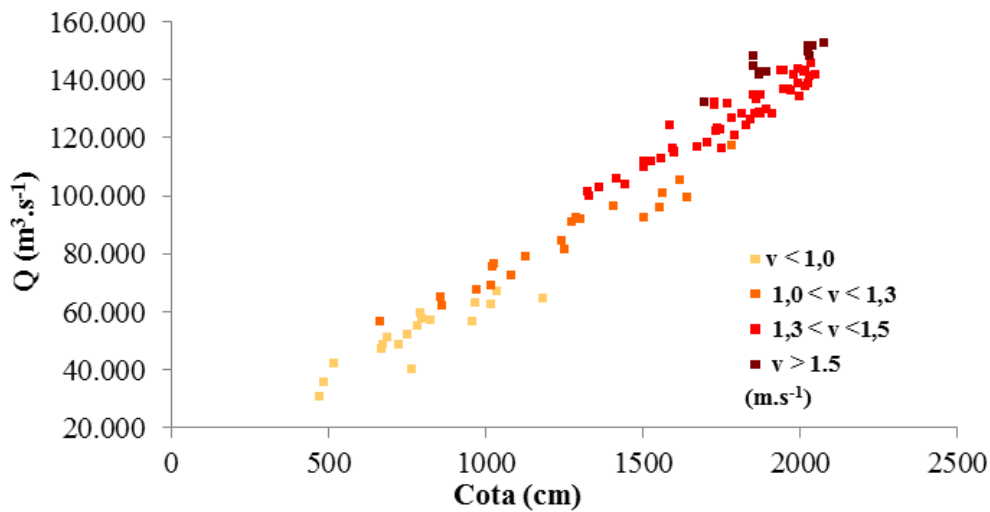


Figura 2.4. Relação entre cotas e vazões medidas na estação de Manacapuru, com dados discretizados por faixas de velocidades médias.

Na Figura 2.4, observa-se que a relação entre nível de água e vazão é não unívoca ao longo de toda a sua amplitude. Para uma cota de aproximadamente 1.600 cm, por exemplo, existem dados de vazão medida variando de 99.160 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ até 124.300 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$, apresentando uma diferença da ordem de 25%. Para níveis mais baixos a dispersão também ocorre. A vazão medida associada à cota de 765 cm (40.000 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$), por exemplo, é 40% menor do que a vazão medida para a cota de 665 cm (56.430 $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$). A grande dispersão dos dados, sem sinal claro de adequação a uma curva-chave, é

característica de regimes sob efeito de remanso hidráulico variável (PETERSEN-ØVERLEIR; REITAN, 2009). A não identificação de relação unívoca em nenhum trecho do gráfico indica, ainda, que o efeito do remanso é atuante em toda a faixa de variação de níveis já observados na base de dados.

A dispersão dos dados é causada por diferentes velocidades de escoamento associadas a uma mesma vazão, também evidenciadas na Figura 2.4. As variações na declividade da linha de energia geradas por alterações dos níveis a jusante alteram a velocidade de escoamento, resultando em diferentes níveis da seção necessários ao escoamento de uma mesma vazão (MANSANAREZ et al., 2016). Quanto menor a declividade da linha de energia no trecho, menor é a energia disponível para se tornar carga de velocidade e, portanto, maior é a área necessária para escoar determinada vazão, atingindo um maior nível da água no canal na seção de interesse (PETERSEN-ØVERLEIR; REITAN, 2009).

Para uma mesma vazão, de aproximadamente $100.000 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, por exemplo, as velocidades médias de escoamento variaram entre $1,15 \text{ m.s}^{-1}$ e $1,34 \text{ m.s}^{-1}$, gerando cotas de 16,42 m e 13,23 m, respectivamente.

Declividade da linha de energia

A variação da declividade da linha de energia, estimada como a declividade média da linha d'água entre as seções de Manacapuru e Careiro, é expressiva ao longo do ano no trecho analisado (Figura 2.5).

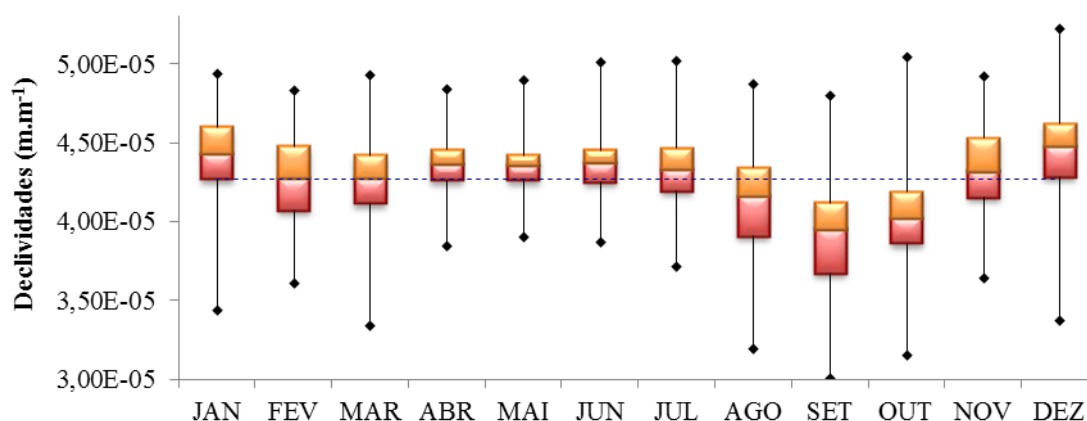


Figura 2.5. Box plot dos dados de declividade, considerando toda a série de dados de cotas de Manacapuru e Careiro (1977 a 2015). A linha pontilhada representa a média dos valores de toda a série. Os pontos superiores e inferiores representam, respectivamente, os valores máximos e mínimos mensais da série.

Observa-se na Figura 2.5 que entre abril e junho, período de cotas máximas no trecho analisado do Solimões-Amazonas, a variabilidade dos valores de declividade é notadamente menor do que no resto do ano. A partir de agosto, a variabilidade passa a ser maior, apesar da magnitude das declividades começar a baixar.

As variações de declividade nesse trecho são resultantes, principalmente, do efeito de armazenamento nas planícies de inundação existentes entre as estações, as quais estão presentes em grande parte do sistema Solimões-Amazonas. Quando as vazões afluentes à estação de Manacapuru começam a reduzir ao final do período de cheia, que ocorre entre junho e julho em 97% dos anos da série histórica, as cotas nessa estação começam a diminuir também. Nessas condições, a água armazenada nas planícies de inundação durante o período de cheia passa a retornar ao canal, tornando a curva de recessão da estação a jusante mais suave (ALSDORF et al., 2000). Assim, as declividades nesse trecho passam a ser menores à medida que o nível da água na estação Careiro reduz a uma taxa menor do que a estação de montante. A Figura 2.6 apresenta um exemplo de cotograma de ambas as estações para o ano de 2015, quando ocorreu a cota máxima da série histórica na estação de Manacapuru.

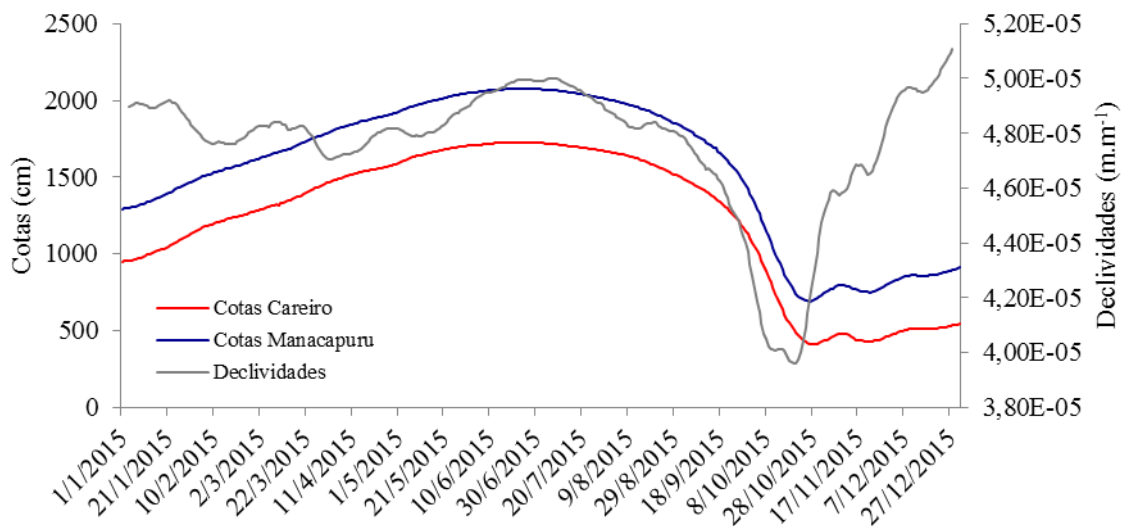


Figura 2.6. Cotogramas das estações de Manacapuru e Careiro, e declividade da linha de água entre as duas estações ao longo do ano de 2015 (cotas da estação de Careiro corrigidas para a mesma referência de Manacapuru).

O comportamento inverso ocorre quando a vazão afluente à estação de Manacapuru volta a aumentar e os níveis a subir, permitindo que a água volte a verter para as planícies de inundação. O extravasamento da água para as planícies de inundação entre as estações atrasa a velocidade de subida dos níveis na estação a jusante e, nesse caso, as declividades do trecho se tornam maiores conforme pode-se observar na Figura 2.6.

É importante ressaltar que, embora grande parte do fluxo de água entre o canal e as planícies de inundação se dê através do extravasamento das margens, tais trocas também podem ocorrer através de canais e fendas nos diques laterais e, portanto, podem ocorrer mesmo em cotas baixas (TRIGG et al., 2012; RUDORFF et al., 2014).

Diferentemente do que ocorre para a cheia, o fim da vazante não apresenta um período predominante no trecho do baixo Solimões-Amazonas, podendo ocorrer anualmente entre outubro e janeiro. Assim, a declividade da linha d'água nesses meses também varia expressivamente, dependendo de quando o processo de vazante é finalizado.

O efeito das planícies de inundação na variação das declividades e, conseqüentemente, na relação entre cota e vazão, já havia sido apontado por Meade *et al.* (1991) para diversas estações da bacia Amazônica. Na época, não havia informações suficientes para a correção das cotas para um mesmo *datum* e recomendava-se a discretização dos dados de cota-vazão em períodos de 'subida' e 'descida', de forma a melhorar a estimativa de vazão. Os presentes resultados corroboram com tais afirmações, mas indicam que a discretização por período de cheia/vazante não é nítida para essa estação, e que a consideração da estimativa da declividade é de suma importância no cálculo de vazão em Manacapuru.

Parâmetros geométricos

Os parâmetros geométricos área e raio hidráulico, calculados com base do levantamento da seção em função do nível d'água, encontram-se apresentados na Figura 2.7.

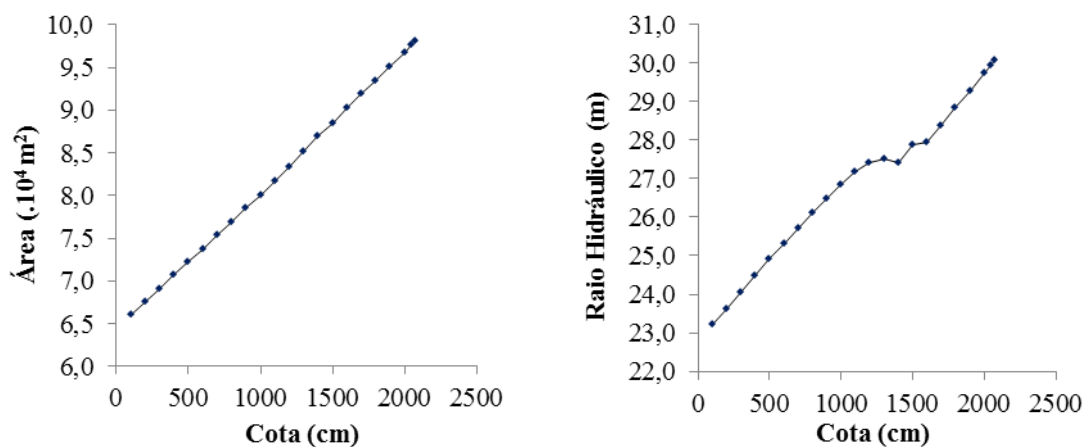


Figura 2.7. Parâmetros geométricos da seção transversal da estação de Manacapuru calculados em função da cota: (a) Área da seção molhada (b) Raio hidráulico.

A relação entre área da seção molhada e nível d'água apresenta uma tendência única e aproximadamente linear ao longo de toda a faixa de variação de cota. Para o raio hidráulico, existe uma quebra da relação à medida que o perfil se modifica, tornando-se mais plano próximo à margem direita nas cotas próximas aos 13,00 m, conforme demonstrado na Figura 2.2. Nessa região, pequenas variações no nível d'água causam um expressivo aumento no perímetro molhado, para um pequeno aumento na área. Assim, o raio hidráulico pode chegar a reduzir com o aumento da cota em determinada faixa da seção.

Coefficiente de Manning

Os coeficientes de rugosidade de Manning obtidos variaram entre 0,035 e 0,062 $\text{s.m}^{-1/3}$, com uma média de $0,045 \pm 0,004 \text{ s.m}^{-1/3}$ (média \pm DP) (Figura 2.8).

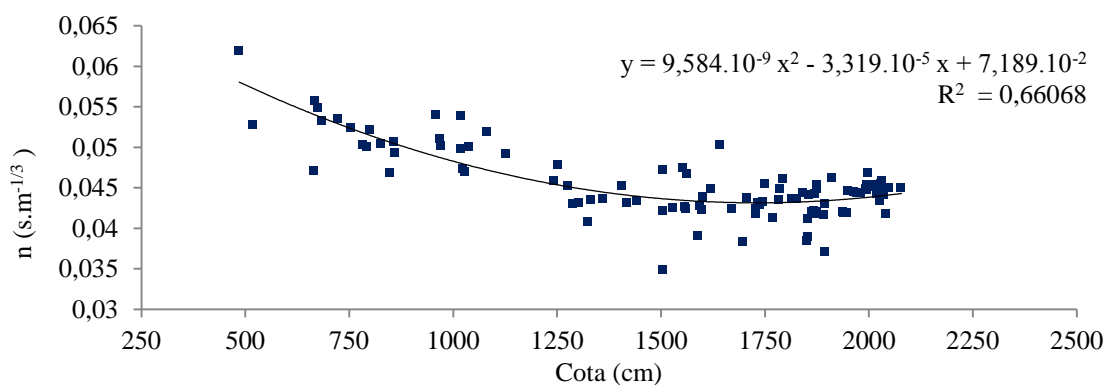


Figura 2.8. Coeficiente de rugosidade de Manning estimado para cada dado de medição de vazão, em função da cota da medição

Cabe ressaltar que, apesar do coeficiente de rugosidade ser um parâmetro físico, relacionado à rugosidade das paredes do leito e das paredes dos canais, em grande parte dos estudos de modelagem hidráulica e hidrológica, este tem sido utilizado como coeficiente de calibração. Nesses casos, podem ser encontrados valores de coeficientes que não são fisicamente interpretáveis ou justificáveis (DI BALDASSARRE et al., 2010). No presente estudo, por outro lado, tais coeficientes foram obtidos a partir da aplicação direta da equação de Manning, a partir de medições de vazões realizadas em campo, com alto rigor de qualidade. Portanto, os resultados aqui apresentados podem ser utilizados como referência para futuros estudos relacionados. A magnitude dos

valores observados encontra-se dentro da faixa de valores empíricos recomendados pela literatura clássica (CHOW, 1959).

A plotagem dos dados caracteriza uma relação inversa entre o coeficiente de Manning e o nível d'água para cotas baixas e médias, conforme observado por outras pesquisas (DINGMAN, 2009; FERGUSON, 2010; MANSANAREZ et al., 2016). A redução no coeficiente de rugosidade à medida que o nível d'água aumenta está relacionada à redução no impacto que as forças resistivas causadas pelo atrito com as margens e o fundo exercem sobre o escoamento, à medida que o nível aumenta em determinada seção (MANSANAREZ et al., 2016). Tal correlação também é observada de um ponto de vista mais amplo, quando se compara os coeficientes de rugosidade estimados para rios de diversas magnitudes, conforme foi comprovado por FERGUSON (2010). Ao analisar uma compilação de dados já publicados até então, com vazões variáveis de 0,02 a 3.000 m³.s⁻¹ e diferentes características geomorfológicas, FERGUSON (2010) observou uma correlação significativamente negativa entre n e vazão para grande parte dos cursos d'água analisados. Para sua análise, no entanto, foram excluídos os regimes em que os fluxos transbordaram a calha principal e são expressivamente afetados pela vegetação.

Quando se considera o fluxo sobre a planície de inundação, a relação entre n e o nível de água se modifica e pode tornar-se assintótica para um determinado nível (FERGUSON, 2010; MORAMARCO; SINGH, 2010; DOMENEGHETTI et al., 2012). Nessa região, mais densamente vegetada, a rugosidade e o coeficiente de Manning se tornam maior do que na calha principal, e podem aumentar à medida que o escoamento avança para as margens. A Figura 2.9 apresenta imagens da margem da seção de medição em diferentes níveis de água, exemplificando a densidade da vegetação existente, em que o solo é coberto por gramíneas e árvores de grande porte, com densas raízes expostas. A tendência do coeficiente da seção como um todo, portanto, vai depender do efeito da variação de rugosidade da planície em contraposição à do canal principal (LE COZ et al., 2014).



Figura 2.9. Imagens da margem esquerda da seção de medição. (a) Foto tirada no dia 27/08/2017 com a cota 1580 cm, demonstrando a densidade de raízes expostas das árvores localizadas na área, capazes de afetar a rugosidade da superfície; (b) Foto tirada no dia 27/07/2017, com a cota de 1857 cm, em que as raízes já se encontram-se alagadas, evidenciando a presença de gramíneas de porte considerável nas margens.

No presente trabalho, a função que melhor descreveu a relação entre o coeficiente de rugosidade e o nível d'água na estação de Manacapuru foi uma equação polinomial quadrática, com ponto de inflexão da curva próximo à cota de 17,00 m. Relação semelhante foi observada por outros autores que estudaram a variação do coeficiente de Manning em função do nível d'água para outras seções (LE COZ et al., 2014; PAN et al., 2016).

Cálculo de vazão

Com os parâmetros estimados a partir das relações supracitadas, foi possível o cálculo de vazão aplicando-se a Equação de Manning em função dos dados diários de cota e declividade. Os hidrogramas de vazões calculadas por tal método, assim como o de vazões obtidas a partir de curva-chave e os dados de vazões medidas encontram-se apresentados na Figura 2.10. Os resultados dos índices de desempenho dos modelos “curva-chave” e “Equação de Manning” para estimativa de vazão encontram-se apresentados na Tabela 2.1.

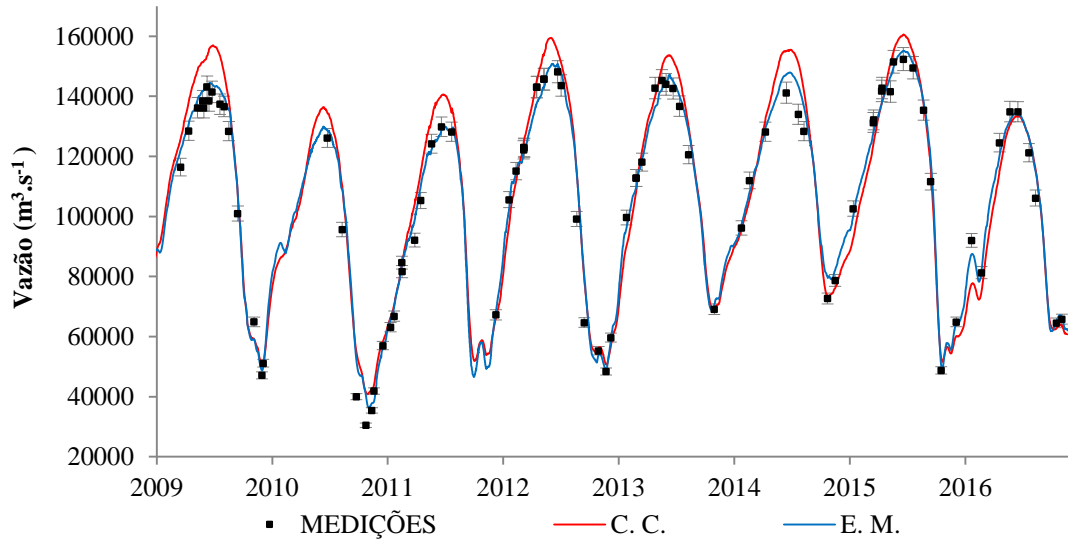


Figura 2.10. Hidrogramas obtidos a partir da aplicação da Equação de Manning e da curva-chave e dados observados referentes às medições de vazão. As barras de erros representam as incertezas das medições de vazão ($\pm 5,3\%$) para um intervalo de confiança de 95% (ISO 748, 1997)

Tabela 2.1. Índices de desempenho da aplicação dos métodos Curva-chave (CC) e a Equação de Manning (EM)

	EAM ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	RMSE ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	E_{NS} -
CC	7.293	8.597	0,94
EM	3.806	5.297	0,98

Analisando-se os índices de desempenho é possível observar que ambos os modelos podem ser considerados, de maneira geral, adequados para a estimativa de vazão. Considerando que a média dos dados de vazões medidas é de $110.014 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, para ambos os valores de EAM e RMSE observa-se erros inferiores a 10% da média. Para o índice E_{NS} , os valores próximos à unidade indicam uma adequada performance dos dois modelos em estimar os dados de vazão, se comparados à utilização da média dos valores observados.

Em uma análise comparativa, é possível concluir que o método de estimativa de vazão a partir da aplicação da Equação de Manning apresenta melhores resultados em todos os índices de desempenho utilizados, apresentando E_{NS} de 0,98. Embora os resultados produzidos pela curva-chave sejam também satisfatórios é importante ressaltar que os dados de vazão são utilizados para validação e calibração de diversos outros modelos e, portanto, devem ser o mais precisos quanto possível.

Os hidrogramas apresentados na Figura 2.10 corroboram com os resultados dos índices de desempenho, evidenciando que as principais diferenças entre os métodos utilizados são relativas às estimativas de vazões máximas.

A análise dos parâmetros da Equação de Manning indicou que as relações destes com o nível d'água não são contínuas e que, dessa forma, devem ser consideradas no cálculo de vazão.

A descontinuidade da curva *raio hidráulico x h*, por exemplo, não é contemplada no cálculo a partir da curva-chave. Essa condição de variação da forma da seção transversal pode ser, em alguns casos, incorporada no cálculo de vazão por uma divisão da curva-chave, utilizando-se equações diferentes para cada faixa de variação de nível (Jacon e Cudo, 1989). No entanto, nas condições analisadas, essa ruptura não pode ser visualizada no gráfico $Q \times h$ (Figura 2.4), já que a dispersão causada pela variação de declividade é mais expressiva.

A constatação de que a dispersão dos dados na relação cota-vazão é decorrente, principalmente, da variação da declividade da linha de energia corrobora com o fato de que essa variável deva ser utilizada no cálculo de vazão quando existe o efeito do remanso hidráulico variável. Portanto, nesses casos se mostra importante a existência de estações de apoio que permitam o cálculo da declividade da linha d'água próximas a seção de interesse.

Segundo a WMO (2010a), é recomendável que a distância entre as estações seja tal que um desnível de pelo menos 0,15 m seja medido, que o trecho entre as estações seja o mais uniforme possível e que a estação de apoio esteja distante o suficiente da fonte de remanso, condições essas nem sempre factíveis nas séries de dados disponíveis.

No presente estudo observaram-se desníveis variáveis de 2,70 a 4,71m entre as estações, separadas por 90 km de distância, em um trecho altamente irregular, inclusive com a presença de ilhas fluviais (Figura 2.1). O fino ajuste dos resultados encontrados aos dados medidos indicou, porém, que a estimativa da declividade entre estações mesmo em condições teóricas não ideais é viável para o cálculo de vazão, quando se trabalha com escoamento estáveis em grandes rios localizados em regiões planas, como ocorre na região de confluência dos rios Solimões e Negro.

A observação de que o coeficiente de rugosidade decresce em função do nível d'água, tornando-se constante a partir de certo nível, também ressalta a necessidade de detalhamento dessa relação. Principalmente, quando se considera o fato de que, no cálculo da vazão, esta é inversamente proporcional a n . Assim, um erro no coeficiente de rugosidade gera um erro de mesma proporção no cálculo da vazão, de sentido inverso. A consideração de um coeficiente médio, em detrimento à sua variação, seria, portanto, capaz de subestimar expressivamente as vazões máximas e superestimar as vazões mínimas de uma série. Esses resultados foram corroborados por ALVES et al. (2017a) para o Solimões-Amazonas, considerando a estação de Manacapuru e, também, para o rio Madeira por MANSANAREZ et al. (2016).

Por fim, cabe ressaltar que a presente análise só foi possível devido à existência de dados medidos em campo com detalhamento temporal suficiente para a compreensão dos fenômenos hidrológicos envolvidos, o que nem sempre ocorre para a grande maioria das estações em operação no Brasil. Para hidrogramas estáveis ao longo do tempo, característicos de estações localizadas em rios de grandes bacias de drenagem como a de Manacapuru, as medições de vazão realizadas mensalmente foram suficientes para representar a variabilidade das vazões ao longo do ano hidrológico. Para estações representativas de bacias de menor porte, por outro lado, podem ser necessárias medições com uma maior frequência durante a ocorrência de eventos extremos, de forma a detalhar o comportamento hidrológico da seção durante esses fenômenos.

Destaca-se, portanto, a importância de se dedicar esforços para obtenção de dados de forma satisfatória para o estabelecimento da relação cota-vazão, de forma a aprimorar a geração de dados contínuos de vazão, principalmente em regimes sob efeito de remanso hidráulico variável.

CONCLUSÕES

Com base nos resultados obtidos no presente trabalho, pode-se concluir que:

- A consideração da declividade da linha de energia é fundamental para a obtenção de série de vazão acurada em regimes sob efeito de remanso hidráulico variável;

- A individualização da relação de cada um dos parâmetros da Equação de Manning, em função do nível de água, é, também, de extrema importância para melhorar a qualidade dos dados gerados.
- A aplicação da Equação de Manning mostrou-se adequada para a estimativa da vazão no Solimões-Amazonas, melhorando expressivamente os resultados, principalmente no que diz respeito aos picos de cheia quando comparado com a metodologia tradicional da curva-chave.
- Para fins de obtenção de séries históricas acuradas de dados de vazão é de suma importância a existência de uma base robusta de dados medidos em campo, de forma a subsidiar o desenvolvimento e a validação do melhor método a ser utilizado para o estabelecimento da relação entre cota e vazão.

REFERÊNCIAS

- ANA (Agência Nacional das Águas) Base de dados Hidrológicos. <http://www.snirh.gov.br/hidroweb/>. Acesso em 05 de março de 2017. 2017.
- ALSDORF, D. E. et al. Interferometric radar measurements of water level changes on the Amazon flood plain. **Nature**, v. 404, n. 6774, p. 174-177, 2000.
- ALVES, L. G. S. et al. Estimativa do coeficiente de Manning para cálculo de vazão em regime sob efeito de remanso hidráulico na bacia Amazônica. XX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2017a. Florianópolis, Santa Catarina - Brasil.
- ALVES, L. G. S. et al. Stage-discharge relation in non-uniform flow based on Strickler-Manning Equation on Amazon basin. ASABE Annual International Meeting, 2017b. Spokane, Washington.
- CHOW, V. T. **Open channel hydraulics**. McGraw-Hill, New York: 1959.
- COLLISCHONN, W. et al. The MGB-IPH model for large-scale rainfall—runoff modelling. **Hydrological Sciences Journal**, v. 52, n. 5, p. 878-895, 2007.
- DI BALDASSARRE, G. et al. Flood-plain mapping: a critical discussion of deterministic and probabilistic approaches. **Hydrological Sciences Journal—Journal des Sciences Hydrologiques**, v. 55, n. 3, p. 364-376, 2010.
- DINGMAN, S. L. **Fluvial hydraulics**. Oxford University Press, 2009. ISBN 0198038569.
- DOMENEGHETTI, A.; CASTELLARIN, A.; BRATH, A. Assessing rating-curve uncertainty and its effects on hydraulic model calibration. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 16, n. 4, p. 1191-1202, 2012.
- DURAND, M. et al. An intercomparison of remote sensing river discharge estimation algorithms from measurements of river height, width, and slope. **Water Resources Research**, v. 52, n. 6, p. 4527-4549, 2016.
- FERGUSON, R. Time to abandon the Manning equation? **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 35, n. 15, p. 1873-1876, 2010.
- GETIRANA, A. C. V. et al. Hydrological monitoring of poorly gauged basins based on rainfall—runoff modeling and spatial altimetry. **Journal of hydrology**, v. 379, n. 3, p. 205-219, 2009.
- GUIMBERTEAU, M. et al. Discharge simulation in the sub-basins of the Amazon using ORCHIDEE forced by new datasets. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 16, n. 3, p. 911-935, 2012.
- HALL, M. **A method of determining the daily discharge of rivers if variable slope**. USGPO. 1916
- ISO 748. **Measurement of liquid flow in open channels - Velocity-area methods**. Int. Organ. for Stand., Geneva, Suíça 1997.
- ISO 9123. **Measurement of liquid flow in open channels - Stage-fall-discharge relationships**. Int. Organ. for Stand., Geneva, Suíça. 2001.
- JACCON, G. **Estudo da curva-chave do posto fluviométrico de Manacapuru: no rio Solimoes**. 1986.
- JACCON, G.; CUDO, K. **Hidrologia-curva-chave: análise e traçado**. 1989.
- LE COZ, J. et al. Combining hydraulic knowledge and uncertain gaugings in the estimation of hydrometric rating curves: a Bayesian approach. **Journal of Hydrology**, v. 509, p. 573-587, 2014.
- MAHMOUD, M. et al. A formal framework for scenario development in support of environmental decision-making. **Environmental Modelling & Software**, v. 24, n. 7, p. 798-808, 2009.

- MANSANAREZ, V. et al. Bayesian analysis of stage-fall-discharge rating curves and their uncertainties. **Water Resources Research**, v. 52, n. 9, p. 7424-7443, 2016.
- MEADE, R. H. et al. Backwater effects in the Amazon River basin of Brazil. **Environmental Geology and Water Sciences**, v. 18, n. 2, p. 105-114, 1991.
- MORAMARCO, T.; SINGH, V. P. Formulation of the entropy parameter based on hydraulic and geometric characteristics of river cross sections. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 15, n. 10, p. 852-858, 2010.
- MORIASI, D. N. et al. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **Transactions of the ASABE**, v. 50, n. 3, p. 885-900, 2007.
- MUSTE, M.; HO, H.-C.; KIM, D. Considerations on direct stream flow measurements using video imagery: Outlook and research needs. **Journal of Hydro-environment Research**, v. 5, n. 4, p. 289-300, 2011.
- PAIVA, R. C. D.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Large scale hydrologic and hydrodynamic modeling using limited data and a GIS based approach. **Journal of Hydrology**, v. 406, n. 3, p. 170-181, 2011.
- PAN, F.; WANG, C.; XI, X. Constructing river stage-discharge rating curves using remotely sensed river cross-sectional inundation areas and river bathymetry. **Journal of Hydrology**, v. 540, p. 670-687, 2016.
- PEÑA-ARANCIBIA, J. L. et al. Streamflow rating uncertainty: Characterisation and impacts on model calibration and performance. **Environmental Modelling & Software**, v. 63, p. 32-44, 2015.
- PETERSEN-ØVERLEIR, A.; REITAN, T. Bayesian analysis of stage–fall–discharge models for gauging stations affected by variable backwater. **Hydrological processes**, v. 23, n. 21, p. 3057-3074, 2009.
- RANTZ, S. E. **Measurement and computation of streamflow: volume 2, computation of discharge**. USGPO. 1982
- RUDORFF, C. M.; MELACK, J. M.; BATES, P. D. Flooding dynamics on the lower Amazon floodplain: 1. Hydraulic controls on water elevation, inundation extent, and river-floodplain discharge. **Water Resources Research**, v. 50, n. 1, p. 619-634, 2014.
- TRIGG, M. A. et al. Floodplain channel morphology and networks of the middle Amazon River. **Water Resources Research**, v. 48, n. 10, 2012.
- VAUCHEL, P. **HYDRACCESS: Software for Management and processing of Hydro-meteorological data** 2005.
- WMO (World Meteorological Organization). **Manual on stream gauging**, Vol.1 – Fieldwork,. Geneva: Chairperson Publications Board, 2010a.
- WMO (World Meteorological Organization). **Manual on stream gauging**, Vol 2 – Computation of Discharge, Geneva: Chairperson Publications Board. 1 - Field Work: 1044 p. 2010b.
- YAMAZAKI, D. et al. A physically based description of floodplain inundation dynamics in a global river routing model. **Water Resources Research**, v. 47, n. 4, 2011.

3. ARTIGO 2- SÉRIES DE DADOS DE VAZÃO: FOCO NO APRIMORAMENTO DA ESTIMATIVA DO COEFICIENTE DE RUGOSIDADE DE MANNING

RESUMO

As séries de dados de vazão são consideradas parâmetros hidrológicos chaves, essenciais para a modelagem hidrológica e para o planejamento e gestão de recursos hídricos. Normalmente, essas séries são obtidas através da aplicação de uma curva-chave simples a dados diários de nível de água, o que, em determinadas condições, pode não ser viável. Isso ocorre, por exemplo, nos rios da planície Amazônica, onde os escoamentos são afetados pelo remanso hidráulico variável. Nesses casos, os dados de vazão podem ser calculados aplicando-se a Equação de Manning e a questão se torna a obtenção de estimativas acuradas dos coeficientes de rugosidade. A partir de uma série de medições de vazão foi possível obter uma série de dados de coeficiente de rugosidade para a estação de Manacapuru, localizada no rio Solimões, poucos quilômetros antes de sua confluência com o Negro. Os resultados mostraram que o coeficiente de Manning pode ser adequadamente obtido como uma função do nível de água desde que os outros fatores que afetam essa relação sejam considerados separadamente. Análises estatísticas demonstraram que o método utilizado para obter os dados de vazão medidos em campo pode afetar significativamente a estimativa dos coeficientes de rugosidade e, conseqüentemente, a série de dados de vazão gerada. A comparação entre os hidrogramas calculados e as medições mensais de vazão mostrou que, para que seja possível estimar dados de vazão a partir da aplicação da equação de Manning de maneira acurada, é essencial a avaliação dos efeitos da utilização de diferentes séries de dados antes de se estabelecer as relações entre cota e vazão.

ABSTRACT

Discharge data series are key hydrological parameters, essential for hydrological modeling and water resources planning and management. Usually, they are obtained by applying a simple rating curve to daily stage data, what is not always reasonable. This occurs, for example, in the Amazon plain rivers, where the flow is affected by a variable backwater effect. In this case, discharge data series can be calculated by applying the Manning equation on daily stage data series. So, the issue becomes to obtain reliable estimates of Manning roughness coefficient. Based on discharge measurements for

Manacapuru station, located at Solimões River, was possible to calculate a Manning coefficient data series. Results showed that the Manning coefficient could be adequately estimated as function of water level since the others factors that affect this relationship are considered separately. Statistical analyses showed that the method used to perform the discharge measurement could affect meaningfully the roughness coefficient estimate and, consequently, the generated discharge data. The comparison between calculated hydrograph and monthly discharge measurements showed that is essential to evaluate the effects of using different datasets prior establishing the calculations, in order to accurately estimate discharge data series by applying the Manning equation

INTRODUÇÃO

A modelagem hidrológica tem se tornado uma ferramenta essencial para o planejamento e gestão de recursos hídricos. Para tanto, a principal questão atual é a disponibilidade de bases de dados hidrológicos adequadas para calibração e validação desses modelos, principalmente dados de vazão (TOMKINS, 2014). Além de ser a informação principal para modelos hidrológicos, as séries de dados de vazão são indispensáveis para avaliação e gestão da oferta e demanda de água, operação de reservatórios, previsão e controle de enchentes, e estimativas de potencial hidroelétrico (WMO, 2010a; STICKLER et al., 2013; COXON et al., 2015; PAN et al., 2016).

Usualmente, as séries de dados de vazão são obtidas aplicando-se uma relação conhecida como “curva-chave” a uma série de registros contínuos de nível de água. Essa relação é determinada empiricamente, baseada em pares de medições de vazão em campo e os níveis de água correspondentes (WMO, 2010a). A função mais comumente utilizada é uma equação potencial, a qual assume-se que seja válida para determinada seção transversal nas condições hidráulicas de referência. Essa aproximação supõe uma relação unívoca entre nível e vazão que, no entanto, nem sempre acontece (SAUER, 2002). Em regiões em que a confluência de rios ou a manipulação de comportas de um reservatório a jusante afetam o escoamento por um efeito de remanso hidráulico variável, a declividade da linha de energia do escoamento se torna variável e os dados de vazão não podem ser adequadamente obtidos a partir somente dos níveis de água (RANTZ, 1982).

Nesses casos, a vazão deve ser calculada em função tanto do nível de água como do gradiente de energia (RANTZ, 1982). Na prática, uma estação auxiliar localizada a

montante ou a jusante da estação principal é utilizada para que a declividade do trecho seja estimada a partir da diferença de nível de água entre as duas estações, dividida pela distância entre elas. Essa distância deve ser suficiente para que a diferença de nível seja maior do que os erros associados à sua medição, mas não tanto, já que precisa ser capaz de caracterizar o gradiente de energia próximo a estação principal (PETERSEN-ØVERLEIR; REITAN, 2009)

Nesse contexto, a aplicação da “Equação de Strickler-Manning” ou simplesmente “Equação de Manning” tem sido utilizada como uma forma indireta de se calcular vazão. Embora essa equação tenha sido desenvolvida para condições de escoamento uniforme, apenas algumas premissas devem ser consideradas para que resultados viáveis sejam alcançados (LIMERINOS; RESOURCES, 1970).

Quando se tem informações a respeito da batimetria da seção que possam ser utilizadas para o cálculo dos parâmetros geométricos em função do nível, a questão da aplicação da Equação de Manning se torna a definição do “coeficiente de rugosidade de Manning” ou “ n ”. Esse coeficiente representa as forças de resistência ao escoamento e está relacionado a várias características como material e irregularidades do leito, presença de vegetação, obstrução do canal, carga de sedimentos e, portanto, é uma variável de difícil quantificação (LIMERINOS; RESOURCES, 1970; FERGUSON, 2010).

Diversas tabelas com valores de n empiricamente calculados para variadas condições estão disponíveis na literatura, inclusive associadas a fotos e ilustrações (ARCEMENT; SCHNEIDER, 1989; SOONG et al., 2012). No entanto, a falta de completa similaridade com as condições encontradas em campo torna difícil a estimativa do coeficiente, exigindo uma considerável experiência do pesquisador. Uma questão adicional a ser observada é que os fatores que afetam as forças resistivas podem variar ao longo da seção transversal à medida que o nível de água varia (MANSANAREZ et al., 2016; PAN et al., 2016). As condições do canal ao longo do tempo também podem ser modificadas através da erosão do leito, ou da deposição de sedimentos, alterando suas condições de rugosidade ao longo do tempo. Como a vazão é inversamente proporcional a n em uma relação de um pra um, suficiente atenção deve ser dada no sentido de representar adequadamente este coeficiente.

No presente trabalho, foi proposto o estabelecimento de uma série de dados de vazão para o rio Solimões em uma região afetada por efeito de remanso hidráulico variável

baseado na aplicação da “Equação de Manning”, com foco na estimativa adequada do coeficiente de rugosidade através da avaliação dos diferentes fatores que podem afetar os cálculos de vazão.

MATERIAL E MÉTODOS

Área de estudo

O cálculo da série de dados de vazão do rio Solimões-Amazonas foi realizado para a estação de Manacapuru (Código 14100000), localizada no baixo curso do Solimões, a 80 km de sua confluência com o rio Negro, a partir de onde o rio passa a ser chamado de “Amazonas” (Figura 3.1). Manacapuru é a última seção com medições sistemáticas de vazão antes da confluência, representando uma área de drenagem de aproximadamente 2,2 milhões de km² (ANA, 2017).

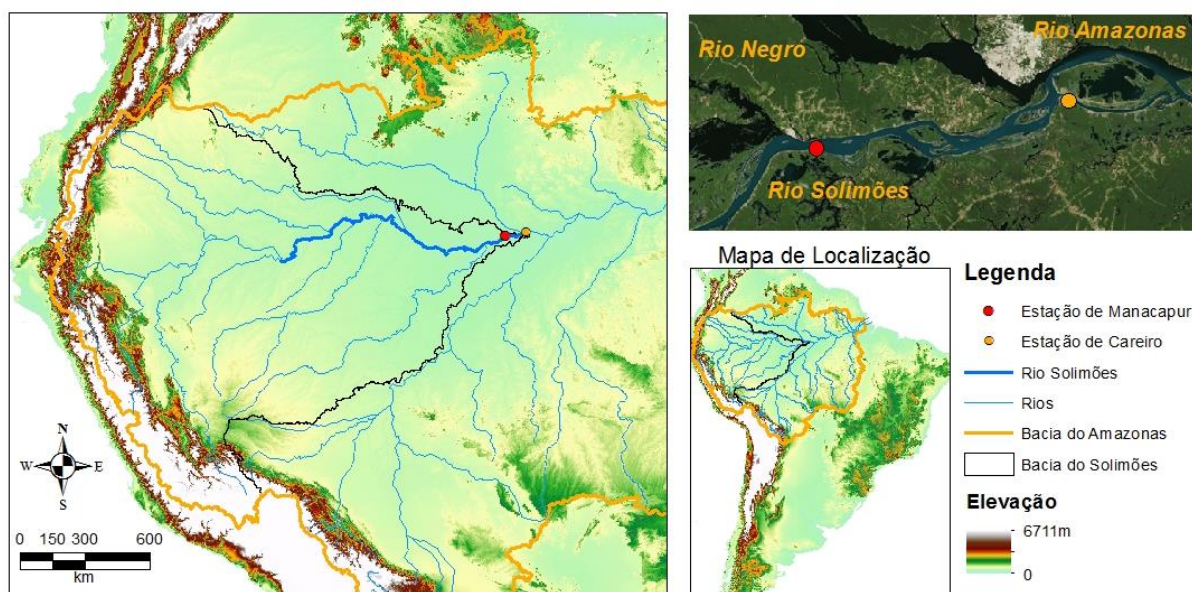


Figura 3.1. Área de estudo – Bacia do Solimões evidenciando seus principais afluentes

Devido a diferentes períodos hidrológicos dos afluentes e ao armazenamento temporal de água nas planícies de inundação, a região é notavelmente afetada por remanso hidráulico variável, que pode ser notado a vários quilômetros das confluências (MEADE et al., 1991; TRIGG et al., 2009). Portanto, a plotagem de dados de nível versus vazão para a estação de Manacapuru apresenta padrão disperso (JACCON, 1986), o que indica que uma curva-chave simples não seria suficiente para expressar adequadamente a relação cota-vazão.

Bases de dados hidrológicos

Diferentes bases de dados foram complementarmente usadas para esse estudo. Inicialmente, todos os dados disponíveis na base de dados da Agência Nacional das Águas (ANA) (ANA, 2017), incluindo níveis diários, medições de vazão e perfis transversais foram obtidos.

De forma a melhor compreender os processos hidrológicos do sistema Negro-Solimões-Amazonas, o Serviço Geológico do Brasil, com apoio da Agência Nacional das Águas, realizou medições de vazões mensais em Manacapuru por oito anos (2009 a 2016). Nesse contexto, as medições de vazões foram executadas com equipamentos acústicos (ADCP) de 300 ou 600 kHz acoplados a GPS em grandes embarcações (Figura 3.2). O uso de GPS é importante, pois nessa estação existe efeito de fundo móvel em alguns períodos do ano, dificultando o posicionamento do ADCP em relação ao fundo do rio (MUELLER et al., 2009).



Figura 3.2. Esquema de medição de vazão utilizando o ADCP acoplado a uma grande embarcação e sistema de GPS

Nas bases de dados da ANA, além de medições com ADCP, existem diversas medições realizadas com os Medidores de Correntes Convencionais (MCC), também conhecidos “molinetes”, principalmente entre 1970 e 2000, quando os ADCPs ainda não eram utilizados no Brasil. Na estação de Manacapuru, as medições com MCC foram realizadas a partir do “Método dos Grandes Rios”. Esse método foi desenvolvido para as condições de grandes rios da bacia Amazônica em que se torna perigosa a ancoragem dos barcos no canal. Resumidamente, o método consiste em posicionar o barco em pontos pré-estabelecidos (aproximadamente 20) ao longo da seção e medir a velocidade em diferentes profundidades, operando um guincho elétrico ao qual o medidor está anexado com um lastro (Figura 3.3a). O uso do lastro é essencial para minimizar o deslocamento horizontal do medidor, causado pela força do escoamento em sua

estrutura (Figura 3.3b). O posicionamento do barco ao longo da seção é obtido através de medições de ângulos com teodolitos localizados em uma das margens e de uma triangulação previamente estabelecida (Figura 3.3c). Informações detalhadas do método dos “Grandes rios” podem ser encontradas em BRASIL (2009).

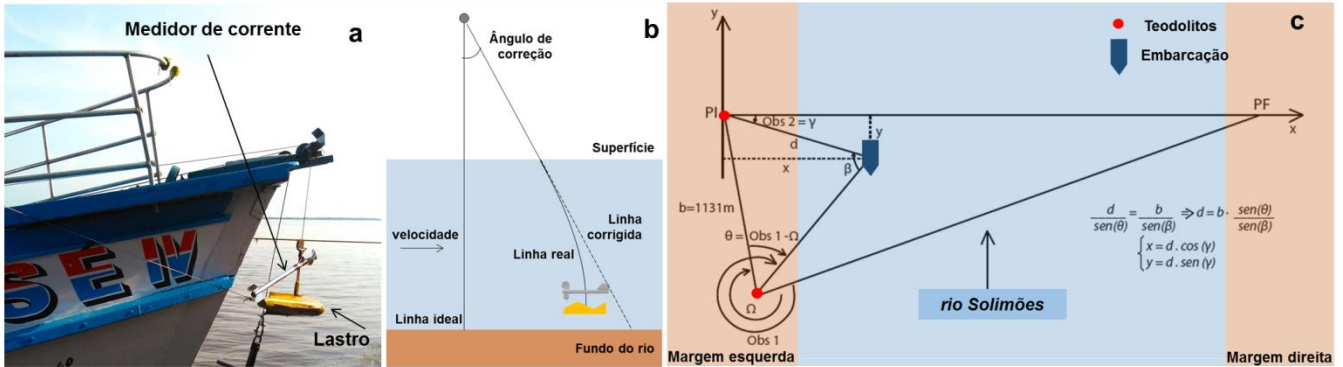


Figura 3.3. Esquema para medições com MCC pelo método dos “Grandes Rios” (a) medidor de corrente e o lastro anexados ao cabo (que está atado ao guincho elétrico); (b) Deslocamento do medidor ao longo da coluna de água. Adaptado de WMO (2010a); (c) Sistema de posicionamento da embarcação para o método dos “Grandes Rios”. Adaptado de Brasil (2009);

Cálculo de vazão

A série de dados diários de vazão na estação de Manacapuru foi calculada com base na Equação de Manning (EM) (Equação 3.1), com auxílio do software HYDRACCESS, segundo a metodologia proposta por VAUCHEL (2005), sendo:

$$Q = \frac{A.R_h^{2/3}.S_f^{1/2}}{n} \tag{3.1}$$

Q a vazão ($m^3.s^{-1}$), A a área molhada (m^2), R_h o raio hidráulico (m), S_f a declividade da linha de energia ($m.m^{-1}$) e n o coeficiente de rugosidade de Manning ($s.m^{-1/3}$).

Os parâmetros geométricos, área e raio hidráulico, foram estimados em função do nível de água, com base na descrição do perfil da seção transversal obtido a partir de uma medição acústica realizada em condições de águas altas. A declividade da linha de energia foi estimada como a declividade da superfície de escoamento, considerando que as variações de carga cinética são desprezíveis nesse trecho. A declividade da superfície, por sua vez, foi estimada como a diferença dos níveis de água entre a estação de interesse e uma estação de apoio, dividida pela distância entre elas. A estação de

Careiro (Código 15040000), localizada 90 km a jusante da estação de Manacapuru, foi utilizada como estação de apoio (Figura 3.1).

Assim, para cada dado de medição de vazão em campo, todos os parâmetros da Equação de Manning, exceto n , estavam disponíveis. Os coeficientes de rugosidade para cada evento de medição foram então calculados, e uma função $n \times h$ foi estabelecida.

Análises estatísticas

De forma a aprimorar a estimativa do coeficiente de rugosidade, foram avaliados os fatores que poderiam afetar as relações analisadas: o tempo e o método utilizado para a medição de vazão. Para tanto, utilizou-se o teste de estacionariedade de Dickey-Fuller Aumentado (DICKY; FULLER, 1979) e análises de covariância (ANCOVA). Testes de normalidade de Shapiro-Wilk foram aplicados para verificar a adequação dos dados às premissas da ANCOVA (SHAPIRO; WILK, 1965). Todas as análises estatísticas foram desenvolvidas no software R (R DEVELOPMENT CORE TEAM, 2016).

RESULTADOS E DISCUSSÕES

A plotagem dos 231 dados de medição de vazão em função do nível de água encontra-se apresentada na Figura 3.4, sendo 112 obtidas com MCC e 119 com ADCP. Ambos os métodos contemplam uma ampla faixa de níveis, com valores medidos entre 471 e 2077 cm, sendo os valores mínimo e máximo da série histórica de Manacapuru iguais a 448 e 2078 respectivamente. A evidente dispersão dos dados confirma que uma simples curva-chave não seria suficiente para representar acuradamente a vazão baseada no nível de água nessa estação. Indicando, portanto, a necessidade da consideração de outra variável para descrever adequadamente essa relação. Nesse caso, a consideração do gradiente de energia foi a realizado a partir da Equação de Manning.

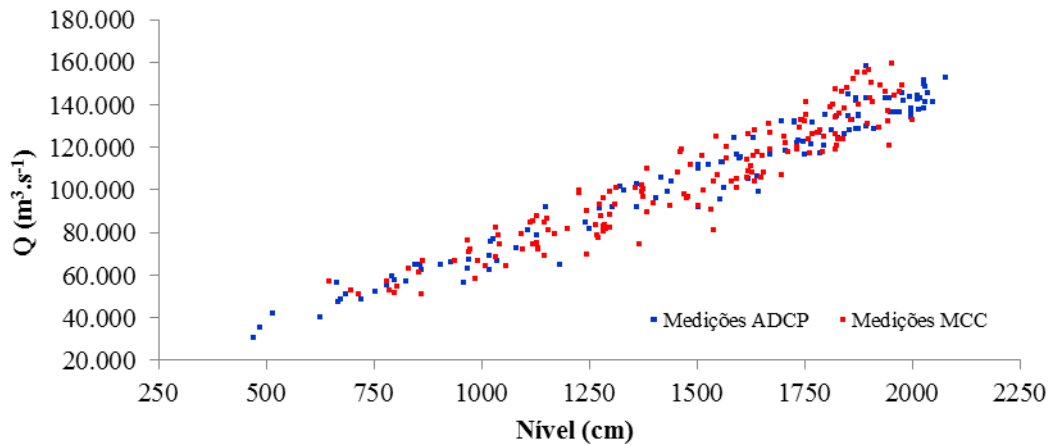


Figura 3.4. Relação entre vazão ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) e nível de água (cm). Dados discretizados por método de medição de vazão

Para tanto, foi necessária a definição da relação entre os parâmetros da Equação de Manning e o nível de água. As relações geométricas obtidas a partir dos dados de batimetria da seção encontram-se ilustradas na Figura 3.5a. A plotagem mostra um padrão linear entre área molhada e nível de água. Para o raio hidráulico, no entanto, existe uma quebra na relação em um nível próximo a 1300 cm. Essa mudança é causada por um aumento abrupto do perímetro molhado observado próximo a esse nível, com um pequeno aumento da área molhada (Figura 3.5b). Como representa a razão entre a área e o perímetro molhado, o raio hidráulico pode se reduzir com um pequeno aumento de nível nessas condições.

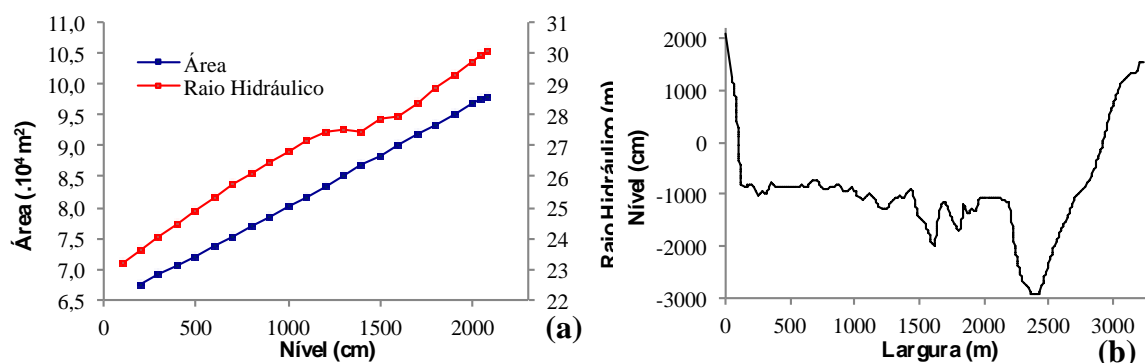


Figura 3.5. (a) Parâmetros geométricos da estação de Manacapuru calculados em função do nível de água e (b) seção transversal usada nos cálculos

Os valores dos coeficientes de rugosidade calculados encontraram-se entre $0,046 \pm 0,006 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1/3}$ (média \pm desvio padrão) considerando apenas as medições de ADCP e

$0,044 \pm 0,004 \text{ s.m}^{-1/3}$ para os dados de MCC. As relações entre os coeficientes obtidos e o nível de água encontram-se apresentadas na Figura 3.6.

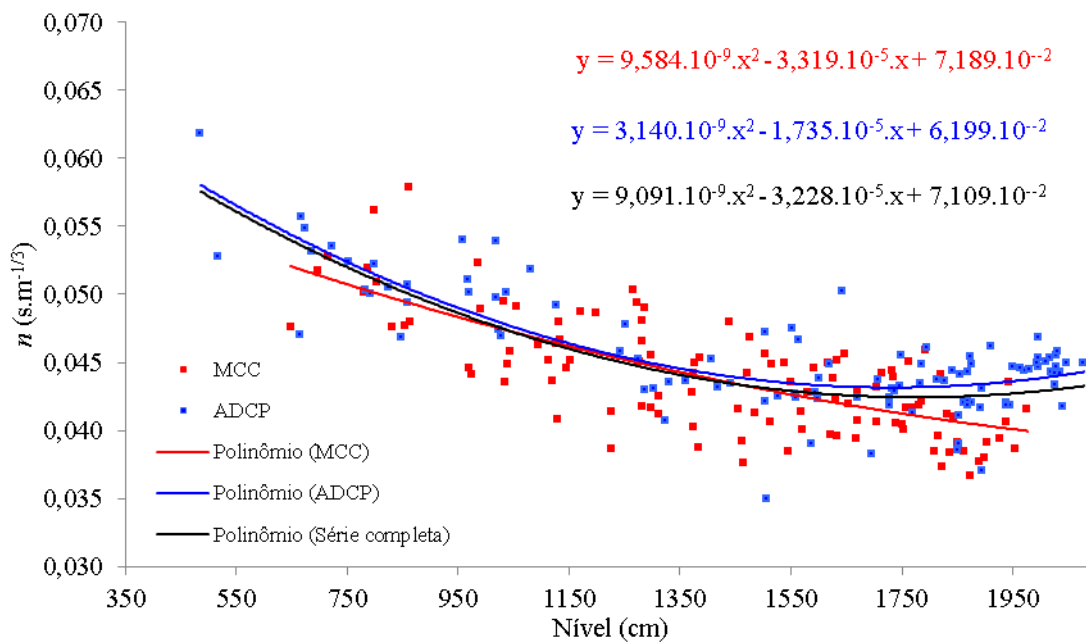


Figura 3.6. Relação entre $n \text{ (s.m}^{-1/3}\text{)}$ e nível de água (cm), discretizada por método de medição de vazão e considerando a série completa

Em geral, foi observada uma relação inversa em que o coeficiente n diminui à medida que o nível de água aumenta. Em um canal natural, é razoável se esperar que para níveis baixos, as forças de resistência do canal desempenhem um papel mais significativo. Com o aumento do nível, os efeitos de atrito do leito e do fundo do canal se tornam menos expressivos (MANSANAREZ et al., 2016). No entanto, quando o escoamento atinge as planícies de inundação, um fator adicional deve ser considerado. A rugosidade expressivamente maior dessas áreas, possivelmente cobertas com vegetações densas, podem se opor ao efeito supracitado e a rugosidade do canal pode aumentar com o nível de água (LE COZ et al., 2014). No presente estudo, observou-se que o melhor ajuste do coeficiente n em relação ao nível de água foi obtido com uma função polinomial de segundo grau.

Uma análise inicial das estimativas de dados de vazão baseadas na metodologia avaliada foi realizada utilizando os coeficientes de rugosidade obtidos utilizando-se todas as medições disponíveis. O hidrograma resultante encontra-se apresentado na Figura 3.7.

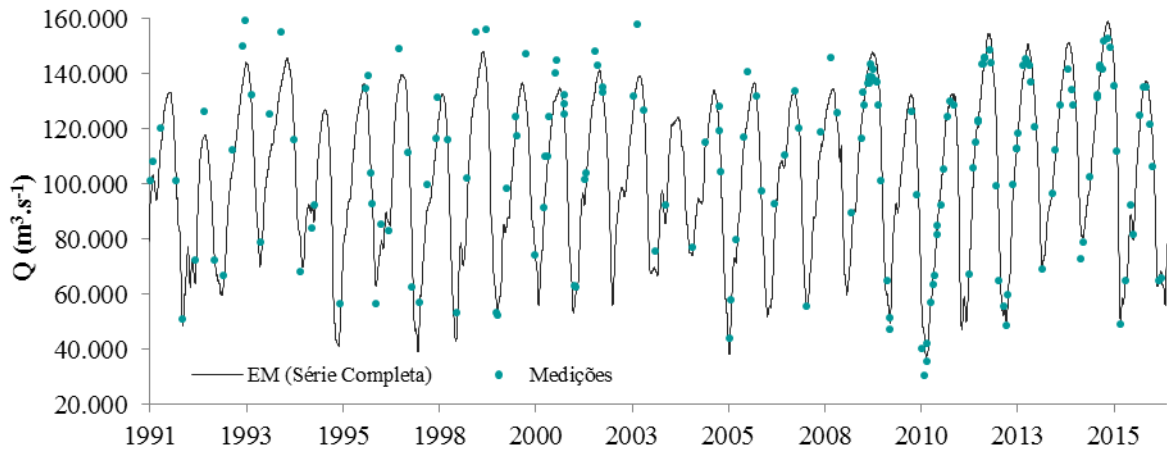


Figura 3.7. Hidrograma gerado pela aplicação da Equação de Manning considerando a série completa e dados de medição de vazão

Com base na Figura 3.7, é possível a identificação de dois padrões diferentes de ajuste do hidrograma aos dados medidos. Do início da série de dados até o ano de 2008, o modelo tende a subestimar as vazões máximas anuais. A partir de então, as vazões calculadas se ajustam melhor aos dados medidos, com uma pequena tendência de superestimar os picos de vazão. Existem dois fatores que poderiam explicar tal comportamento: o efeito do tempo na seção transversal, que pode afetar a relação cota-vazão, através de processos de erosão e deposição na calha do rio; ou os diferentes métodos utilizados para medir vazão, já que estes foram adotados em diferentes períodos de tempo.

A Figura 3.8 apresenta os desvios calculados entre os dados medidos e os dados estimados ao longo dos anos, para os quais foi aplicado o teste de estacionariedade, de forma a verificar o efeito do tempo sobre as séries de dados. Os resultados demonstraram a estacionariedade dos desvios, já que a estatística calculada ($\tau = -4.97$) foi menor do que o valor crítico ($\tau_c = -2.88$) a 5% de significância. Esse resultado indica que não existe um efeito significativo do tempo na relação entre cota e vazão na estação de Manacapuru. Em uma análise física, a avaliação da área da seção transversal medida com base em dados de perfis transversais, comprova que não há nenhum sinal de mudanças significativas na seção, capazes de induzir uma alteração em tal relação (Figura 3.9).

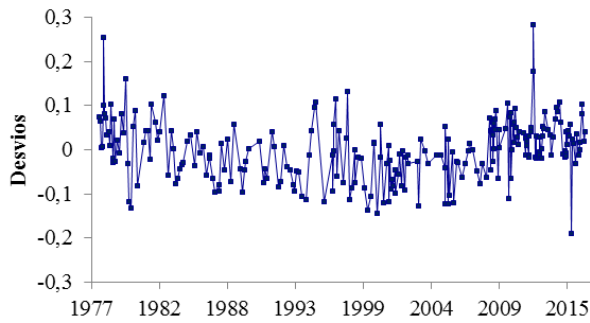


Figura 3.8. Desvios dos dados estimados a partir da EM com a série completa de dados em relação aos dados medidos em campo

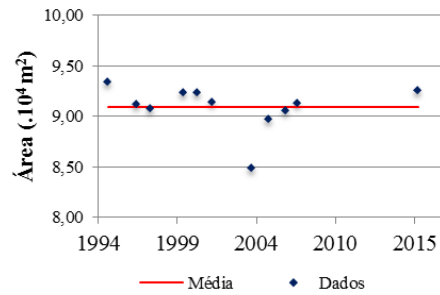


Figura 3.9. Área da seção transversal calculada a partir dos perfis transversais levantados ao longo dos anos, considerando a cota de 1860 cm, em comparação à média dos valores.

Assim, uma análise de covariância foi aplicada de forma a verificar se a mudança do padrão de comparação entre dados estimados e medidos foi causada pelos diferentes métodos de medição de vazão utilizados, considerando a normalidade das séries atestada pelo teste de Shapiro-Wilk. A aplicação da ANCOVA aos dados de vazão e nível indicaram que o método de medição de vazão não afeta significativamente a relação entre cota e vazão ($p\text{-valor} = 0,066$, nível de significância $\alpha = 5\%$). No entanto, quando a relação $n \times h$ foi testada, os resultados indicaram que a relação entre coeficiente de rugosidade e o nível de água é significativamente influenciada pelo método de medição de vazão nessa estação ($p\text{-valor} = 4,626 \cdot 10^{-9}$, nível de significância $\alpha = 5\%$).

As diferenças entre os resultados das análises parecem estar relacionados aos fatores que são desconsiderados nas relações testadas. Quando se compara medições realizadas em diferentes condições existem outros fatores afetando a vazão, além do nível, como, por exemplo, os diferentes gradientes de energia. Assim, os efeitos dos métodos de medição ficam dispersos e podem não ser identificados pelas análises estatísticas.

Quando outros fatores são excluídos das análises, considerando-se apenas o coeficiente de rugosidade, o efeito do método de medição de vazão se torna evidente. Na prática, o método de medição de vazão não seria capaz de modificar as características das quais o coeficiente n depende. Porém, apesar de ser um parâmetro fisicamente interpretável, na grande maioria dos casos como no presente estudo, o coeficiente de rugosidade é obtido de forma indireta como um coeficiente de calibração. O coeficiente acaba, então, compensando diversas fontes de erro, como por exemplo, as incertezas de dados de

entrada (DOMENEGHETTI et al., 2012). Por isso, o resultado da ANCOVA para a relação $n \times h$ pode estar relacionado de fato aos efeitos das diferentes formas de medição sobre os próprios dados de vazão, mais do que sobre os coeficientes de rugosidade em si. Embora ambos os métodos de medição de vazão sejam baseados em medições de área e velocidade, a forma como cada um deles é realizado pode gerar diferentes fontes de incerteza, afetando os resultados das medições. Além dos instrumentos em si empregados para medição de vazão, a utilização de medidores de corrente convencionais ou perfiladores acústicos em grandes rios como o Solimões apresenta diferenças em seus métodos de execução que podem se tornar expressivas.

Um importante fator a ser considerado é o tempo de duração dos procedimentos em campo (OBERG; MUELLER, 2007). O tempo para completar uma medição de ADCP em um rio de 3 quilômetros de largura como em Manacapuru é de apenas duas ou três horas, dependendo do número de travessias necessárias para se obter um resultado confiável. Por outro lado, uma medição convencional completa leva pelo menos 6 horas. Em períodos com grande variação do nível e vazão ao longo do dia, essa diferença pode impactar os resultados.

O número de verticais amostradas também é diferente para cada método. Enquanto para o método dos “Grandes Rios” recomenda-se a amostragem de 20 verticais ao longo da seção, as medições acústicas geram uma varredura mais completa, estimando a velocidade continuamente, mais de uma vez por minuto. Normalmente, cada uma das 4 travessias realizadas em Manacapuru apresenta mais de 1000 verticais amostradas. Em relação às amostragens ao longo de cada uma das verticais, o método dos Grandes Rios recomenda que sejam feitas 5 medições, enquanto os aparelhos acústicos fazem uma tomada, por exemplo, a cada 50 cm (MUELLER et al., 2009).

Uma potencial fonte de erros nas medições convencionais é o ângulo de arraste causado no medidor pela variação da velocidade da água ao longo da coluna d'água (Figura 3.3 b). Essa condição pode causar erros tanto no cálculo da profundidade da seção, quanto no posicionamento do medidor no local escolhido. Existem tabelas e equações disponíveis para compensar o deslocamento associado ao ângulo de arraste (WMO, 2010b). No entanto, para condições ímpares de profundidades e velocidades como as que ocorrem em Manacapuru, essas correções podem não ser suficientes.

Diversas pesquisas compararam a acurácia dos diferentes métodos de medição de vazão ao longo dos anos (OBERG; MUELLER, 2007). Tanto as vantagens quanto as desvantagens de cada um deles foram extensivamente discutidas na literatura, e não são o objeto do presente estudo. Os resultados aqui apresentados, no entanto, evidenciam a importância de se analisar os efeitos da utilização de diferentes séries de dados no estabelecimento das relações cota-vazão.

Os efeitos dos métodos de medição de vazão na obtenção de dados diários de vazão se tornam evidentes quando se compara os hidrogramas obtidos em relação aos dados medidos (Figura 10). Os hidrogramas gerados a partir da aplicação da Equação de Manning aos dados de nível e declividade, utilizando-se as três diferentes equações para estimar n apresentadas na Figura 3.6 encontram-se apresentados na Figura 3.10.

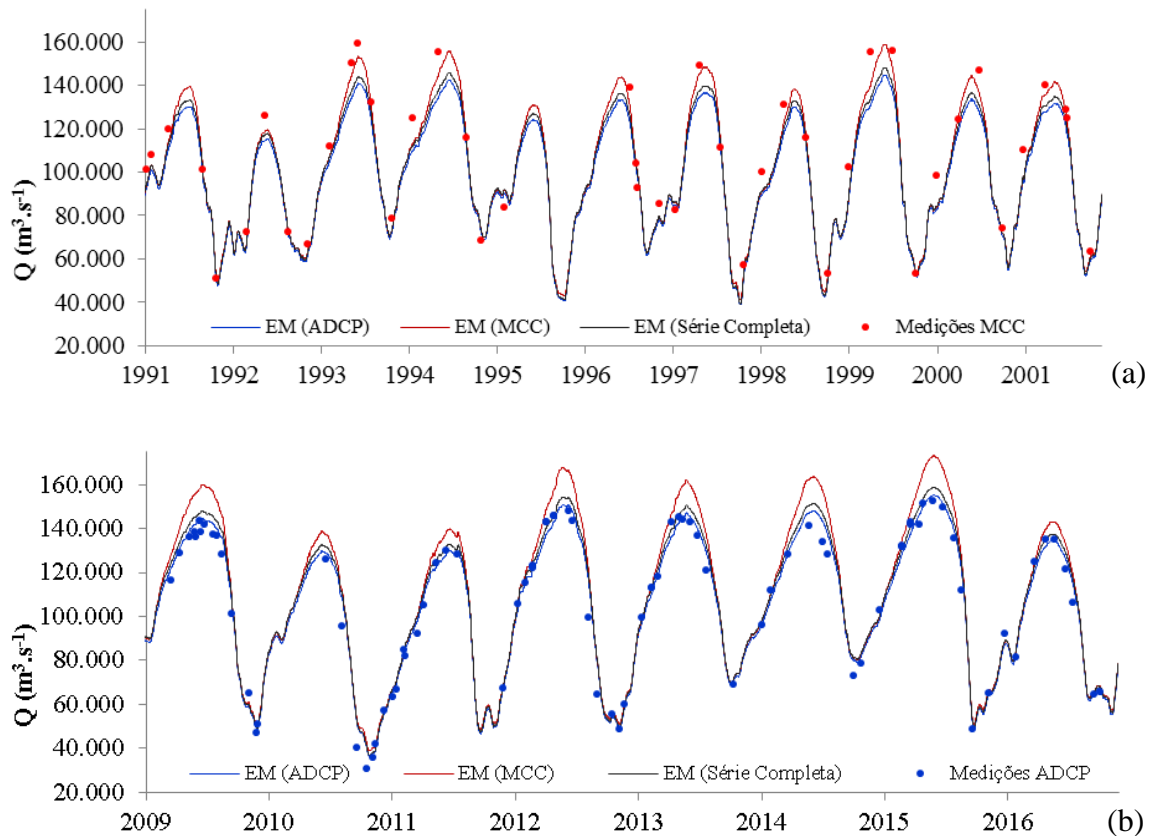


Figura 3.10. Hidrogramas gerados pela aplicação da Equação de Manning com estimativas de n obtidas a partir de medições apenas de ADCP (EM ADCP), apenas de MCC (EM MCC), e com a série completa (EM Série Completa).

Diferentes escalas de tempo devidas à disponibilidade de dados medidos para cada um dos métodos.

Embora para valores médios os resultados sejam similares, é nítido o melhor ajuste dos trechos superiores dos hidrogramas aos respectivos pontos, dependendo da equação utilizada para estimar o coeficiente de rugosidade.

Na Figura 3.10a, os pontos medidos obtidos com MCC estão mais próximos à curva EM (MCC), indicando que a utilização da série de dados completa na estimativa de n poderia gerar uma subestimativa dos dados de vazões máximas. Inversamente, na Figura 3.10b, os hidrogramas evidenciam que quando as medições de vazão são realizadas com ADCP, a utilização da série completa na estimativa de n poderia superestimar os dados de vazão máxima, embora com diferenças menores do que as observadas para MCC.

Tanto os resultados dos hidrogramas quanto as equações apresentadas Figura 3.6 mostraram que os resultados da utilização da série completa são similares aos da utilização exclusiva dos dados de ADCP na estação de Manacapuru. Como os dois métodos apresentavam aproximadamente o mesmo número de medições, a semelhança da série completa com os resultados de ADCP provavelmente esteja associada à maior representatividade dos dados obtidos por esse método. Nessa estação, grande parte dos eventos extremos, incluindo a máxima e a mínima vazão medidas em toda a série histórica, ocorreram recentemente e foram adequadamente medidas com equipamentos acústicos.

É importante ressaltar que esse não é um padrão comum, e em grande parte das estações da Amazônia não se tem medições realizadas durante eventos extremos. Além disso, considerando que a tecnologia dos ADCPs começou a ser utilizada nos rios da Amazônia apenas nas últimas décadas, a maior probabilidade é a de se ter mais medições com MCCs do que com ADCPs. Conforme os resultados comprovaram, isso pode afetar os cálculos de vazão e tendenciar erroneamente os dados gerados, principalmente para dados de vazões máximas.

De forma geral, os resultados demonstraram a importância de se descrever cada um dos fatores e parâmetros relacionados aos dados de vazão, de forma a se obter uma série acurada de dados, principalmente quando se foca em vazões máximas. Existem diversos estudos desenvolvidos em todo o mundo baseados nas séries de dados de Manacapuru, que dependem principalmente desse tipo de informação. Estimativas da carga de sedimentos do rio Amazonas para o oceano (PARK; LATRUBESSE, 2014; ESPINOZA-VILLAR et al., 2017), avaliação da influência dos ecossistemas das planícies de inundação na dinâmica de elementos-traço (VIERS et al., 2005) e modelagens hidrológicas focadas no desenvolvimento de séries passadas (CORREA et

al., 2017) e para previsão de vazão (PAIVA et al., 2013) são apenas alguns exemplos de pesquisas recentes que utilizaram as séries de dados de vazão de Manacapuru relacionadas a dados de vazões máximas.

Portanto, como um importante dado de entrada para diversas pesquisas, é extremamente relevante o direcionamento de esforços no sentido de gerar séries acuradas de dados de vazão em estações representativas como a de Manacapuru.

CONCLUSÕES

Para aprimorar a estimativa de vazão em escoamentos sob efeito de remanso hidráulico variável como observado no rio Solimões-Amazonas, é importante a obtenção acurada do coeficiente de rugosidade de Manning. O estabelecimento da relação entre esse coeficiente e o nível de água requer a minimização dos efeitos de fatores externos nos cálculos. Análises estatísticas e avaliações dos hidrogramas demonstraram que os métodos utilizados para as medições de vazões, sejam eles medidores convencionais de corrente ou perfiladores acústicos, podem afetar significativamente as relações entre o coeficiente n e o nível de água na seção. Assim, ficou evidente a necessidade da consideração de dados obtidos a partir de diferentes métodos separadamente, de forma a aprimorar as estimativas dos coeficientes de rugosidade e, conseqüentemente, as séries de dados de vazão obtidas.

REFERÊNCIAS

- ANA (Agência Nacional das Águas) Base de dados Hidrológicos. <http://www.snirh.gov.br/hidroweb/>. Acesso em 05 de março de 2017. 2017.
- ARCEMENT, G. J.; SCHNEIDER, V. R. **Guide for selecting Manning's roughness coefficients for natural channels and flood plains**: US Government Printing Office Washington, DC 1989.
- BRASIL. **Agência Nacional das Águas. Medição de Vazão em Grandes Rios**. Agência Nacional das Águas Brasília. 2009
- CORREA, S. W. et al. Multi-decadal Hydrological Retrospective: Case study of Amazon floods and droughts. **Journal of Hydrology**, v. 549, n. Supplement C, p. 667-684, 2017.
- COXON, G. et al. A novel framework for discharge uncertainty quantification applied to 500 UK gauging stations. **Water Resources Research**, v. 51, n. 7, p. 5531-5546, 2015.
- DICKEY, D. A.; FULLER, W. A. Distribution of the estimators for autoregressive time series with a unit root. **Journal of the American statistical association**, v. 74, n. 366a, p. 427-431, 1979.
- DOMENEGHETTI, A.; CASTELLARIN, A.; BRATH, A. Assessing rating-curve uncertainty and its effects on hydraulic model calibration. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 16, n. 4, p. 1191-1202, 2012.
- ESPINOZA-VILLAR, R. et al. Spatio-temporal monitoring of suspended sediments in the Solimões River (2000–2014). **Comptes Rendus Geoscience**, 2017.
- FERGUSON, R. Time to abandon the Manning equation? **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 35, n. 15, p. 1873-1876, 2010.
- JACCON, G. Estudo da curva-chave do posto fluviométrico de Manacapuru: no rio Solimoes. 1986.
- LE COZ, J. et al. Combining hydraulic knowledge and uncertain gaugings in the estimation of hydrometric rating curves: a Bayesian approach. **Journal of Hydrology**, v. 509, p. 573-587, 2014.
- LIMERINOS, J. T.; RESOURCES, C. D. O. W. Determination of the Manning coefficient from measured bed roughness in natural channels. 1970.
- MANSANAREZ, V. et al. Bayesian analysis of stage-fall-discharge rating curves and their uncertainties. **Water Resources Research**, v. 52, n. 9, p. 7424-7443, 2016.
- MEADE, R. H. et al. Backwater effects in the Amazon River basin of Brazil. **Environmental Geology and Water Sciences**, v. 18, n. 2, p. 105-114, 1991.
- MUELLER, D. S. et al. **Measuring discharge with acoustic Doppler current profilers from a moving boat**. US Department of the Interior, US Geological Survey, 2009.
- OBERG, K.; MUELLER, D. S. Validation of streamflow measurements made with acoustic Doppler current profilers. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 133, n. 12, p. 1421-1432, 2007.
- PAIVA, R. C. D. et al. Assimilating in situ and radar altimetry data into a large-scale hydrologic-hydrodynamic model for streamflow forecast in the Amazon. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 17, n. 7, p. 2929-2946, 2013.
- PAN, F.; WANG, C.; XI, X. Constructing river stage-discharge rating curves using remotely sensed river cross-sectional inundation areas and river bathymetry. **Journal of Hydrology**, v. 540, p. 670-687, 2016.

- PARK, E.; LATRUBESSE, E. M. Modeling suspended sediment distribution patterns of the Amazon River using MODIS data. **Remote Sensing of Environment**, v. 147, n. 0, p. 232-242, 2014.
- PETERSEN-ØVERLEIR, A.; REITAN, T. Bayesian analysis of stage–fall–discharge models for gauging stations affected by variable backwater. **Hydrological processes**, v. 23, n. 21, p. 3057-3074, 2009.
- R DEVELOPMENT CORE TEAM. **R: A language and environment for statistical computing**. Vienna, Austria: R Foundation for Statistical Computing 2016.
- RANTZ, S. E. **Measurement and computation of streamflow: volume 2, computation of discharge**. USGPO. 1982
- SAUER, V. B. **Standards for the analysis and processing of surface-water data and information using electronic methods**. US Geological Survey. 2002
- SHAPIRO, S. S.; WILK, M. B. An analysis of variance test for normality (complete samples). **Biometrika**, v. 52, n. 3/4, p. 591-611, 1965.
- SOONG, D. T. et al. **Manning's roughness coefficient for Illinois streams**. US Geological Survey. 2012. (2327-638X)
- STICKLER, C. M. et al. Dependence of hydropower energy generation on forests in the Amazon Basin at local and regional scales. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 110, n. 23, p. 9601-9606, 2013.
- TOMKINS, K. M. Uncertainty in streamflow rating curves: methods, controls and consequences. **Hydrological Processes**, v. 28, n. 3, p. 464-481, 2014.
- TRIGG, M. A. et al. Amazon flood wave hydraulics. **Journal of Hydrology**, v. 374, n. 1, p. 92-105, 2009.
- VAUCHEL, P. **HYDRACCESS: Software for Management and processing of Hydro-meteorological data** 2005.
- VIERS, J. et al. The influence of the Amazonian floodplain ecosystems on the trace element dynamics of the Amazon River mainstem (Brazil). **Science of The Total Environment**, v. 339, n. 1, p. 219-232, 2005.
- WMO. **Manual on stream gauging**. Geneva: Chairperson Publications Board, 2010a.
- WMO. **Manual on stream gauging** Geneva: Chairperson Publications Board. 1 - Field Work: 1044 p. 2010b.

4. ARTIGO 3- MODELAGEM HIDROLÓGICA E HIDRODINÂMICA DA BACIA AMAZÔNICA: EFEITOS DO REFINAMENTO DA BASE DE DADOS DE VAZÃO

RESUMO

Com a ocorrência cada vez mais frequente de eventos de inundação na bacia Amazônica, diversos estudos hidrológicos têm sido desenvolvidos para previsão da magnitude de eventos de cheia, de forma a minimizar os danos à população. Na planície Amazônica, tanto a modelagem quanto a geração de dados de vazão dos cursos d'água, essenciais ao desenvolvimento desses modelos, precisam levar em conta os efeitos de remanso hidráulico variável e das planícies de inundação. Se por um lado modelos hidrodinâmicos completos têm sido desenvolvidos para a bacia, no sentido de considerar tais fatores, os dados de vazão disponíveis ainda são baseados na utilização de curva-chave simples, que os desconsideram. O presente estudo apresenta uma proposta de cálculo de vazão a partir da Equação de Manning para a estação de Manacapuru, que considera, além do nível de água, a declividade da linha de energia do escoamento, comparando os resultados obtidos com aqueles oriundos da metodologia tradicional e com dados medidos em campo. Além disso, avaliou-se o efeito da utilização das duas diferentes séries de dados na seleção e na validação de modelos hidrodinâmicos. Para tanto, foram utilizados os resultados da aplicação do modelo MGB-IPH associados a dois diferentes módulos de propagação de vazão, o hidrodinâmico completo e modelo inercial. Os resultados indicaram que na estação de Manacapuru o ajuste aos dados observados melhora expressivamente quando se utiliza a Equação de Manning e que a utilização de uma série de dados de vazão de complexidade incompatível com a necessidade dos modelos avaliados pode levar a conclusões incorretas a respeito dos procedimentos de modelagem. Ficou comprovada, portanto, a importância do refinamento das séries de dados de vazão visando obter acurácia compatível com os modelos hidrológicos que atualmente estão sendo desenvolvidos.

ABSTRACT

Associated to the frequent inundation events on Amazon basin, several hydrological researches are being developed in order to minimize the damages to population by forecasting these events. On the Amazon plain, both hydrological modeling and discharge data series generation essential for developing these models, must consider the variable backwater and floodplains effects, since they are important factors for local hydrology. Even if complete hydrodynamic models are being developed for the basin, available streamflow data series are still based on the traditional rating-curve methodology, disregarding the aforementioned factors. This work presents a proposal for computing discharge data series for Manacapuru station by the application of Manning Equation, considering the energy slope besides the water level series. We compared the results obtained by this methodology against the rating-curve traditional methodology, using the field discharge measurements as reference. Besides, we evaluated the effect of using the different datasets in the selection and validation of hydrodynamic models. For that, were used the results of MGB-IPH model (“Modelo de Grandes Bacias”) associated to two different hydrodynamic modules of streamflow routing, the “complete hydrodynamic” and the “inertial model”. Results indicated that in Manacapuru station, the fit to the observed data is enhanced expressively when using the Manning Equation in comparison to the rating-curve methodology. Moreover, it was concluded that using a discharge data series with an incompatible degree of complexity if compared to the analyzed models can lead to incorrect findings with regard to the modeling processes. Therefore, it was attested the importance of improving discharge data series, making then able to support the development of hydrological models with the compatible accuracy.

INTRODUÇÃO

A bacia amazônica, por sua magnitude, diversidade biológica e condições de preservação, atrai a atenção da comunidade científica mundial de diversas áreas. Com uma área de 5,9 milhões de km², a bacia é responsável por 17% da vazão afluyente aos oceanos do mundo, representando um importante objeto de estudos climáticos para fins de estimativa de fenômenos globais (CALLÈDE et al., 2010).

Localmente, o rio Amazonas e seus tributários também apresentam expressiva relevância. Grande parte das comunidades amazônicas se desenvolveu ao longo dos

cursos de água, utilizando a água não apenas para seus diversos usos consuntivos, mas também como meio de transporte da população e dos bens de consumo (PAIVA et al., 2012).

A proximidade com que os núcleos populacionais se desenvolveram em relação aos cursos de água na região amazônica torna-os altamente susceptíveis às cheias dos rios. Além das habitações próximas às margens, as enchentes afetam as atividades pesqueiras e a agricultura doméstica na medida em que inundam as pequenas fazendas de várzea (DO VALE et al., 2011; SENA et al., 2012; SATYAMURTY et al., 2013; MARENGO; ESPINOZA, 2016).

Os desastres naturais associados às inundações são considerados recorrentes na região e a frequência com que eventos extremos ocorrem têm se agravado nos últimos anos (MARENGO et al., 2008; FILIZOLA et al., 2014; LIMA et al., 2015). Mostra-se necessário, portanto, o desenvolvimento de ferramentas que permitam a minimização do impacto desses eventos extremos à população, a partir do entendimento dos fenômenos que regem esses processos. Nesse sentido, diversos grupos de pesquisa ao redor do mundo têm se dedicado à modelagem hidrológica da bacia, no sentido de melhor compreender o sistema hidrológico e minimizar os efeitos associados à ocorrência de eventos extremos (KOURAEV et al., 2004; COLLISCHONN et al., 2007; COE et al., 2008; GETIRANA, 2010; GUIMBERTEAU et al., 2012; TRIGG et al., 2012). Nos últimos anos, com a superação da falta de dados topográficos detalhados através da disponibilização de dados de satélite cada vez mais detalhados e acurados, associada ao desenvolvimento dos recursos computacionais, houve um expressivo avanço na modelagem hidrológica na bacia amazônica (DOTTORI et al., 2013).

A capacidade dos modelos matemáticos de adequadamente reproduzirem os processos hidrológicos e hidráulicos é altamente dependente da disponibilidade e da acurácia de dados de vazão que permitam sua adequada calibração e validação (PETERSEN-ØVERLEIR, 2004). Além de nem sempre estarem disponíveis, os dados de vazão dos cursos d'água geralmente disponibilizados são obtidos indiretamente e, portanto, estão sujeitos a erros e incertezas, negligenciados na maioria dos casos (PETERSEN-ØVERLEIR; REITAN, 2009; DOMENEGHETTI et al., 2012; COXON et al., 2015).

De maneira geral, os dados de vazão são obtidos através da aplicação de uma relação cota-vazão simples aos dados de níveis de água, desconsiderando outras variáveis que,

em algumas situações, podem não ser desprezíveis (RANTZ, 1982; WMO, 2010). Na planície Amazônica, por exemplo, o efeito de remanso hidráulico variável e das planícies de inundação nos processos causam variações na declividade da linha de energia, que afetam expressivamente a relação entre cota e vazão, apesar de na grande maioria dos casos ser desconsiderada nos cálculos (MEADE et al., 1991). Nesse contexto, a utilização da curva-chave tradicional pode gerar uma série de dados que não represente adequadamente os eventos que se objetiva estimar.

Na outra vertente, os modelos hidrológicos têm sido desenvolvidos com cada vez mais complexidade. No que diz respeito à propagação da vazão nos canais, estudos já comprovaram que a utilização de modelos básicos como o de Muskingum-Cunge, geralmente utilizadas nos modelos hidrológicos, não se aplica a uma região plana e de escoamento difuso e subcrítico como a planície Amazônica (GETIRANA; PAIVA, 2013). Em função disso, modelos hidrodinâmicos mais complexos têm sido desenvolvidos com base nas equações completas de Saint-Venant ou desprezando apenas alguns dos seus termos (PAIVA et al., 2013b; PONTES et al., 2017). Para que esses modelos sejam aplicáveis, no entanto, são necessários dados de referência com acurácia compatível com o que se objetiva representar. Nesse caso, a disponibilização de uma base de dados de vazão capaz de expressar adequadamente os efeitos do remanso hidráulico variável é essencial.

Assim, o objetivo do presente trabalho é comparar séries de dados de vazão geradas a partir da utilização de curva-chave tradicional e de refinamento com base na Equação de Manning considerando a declividade da linha d'água, e avaliar o impacto da utilização dessas diferentes séries de dados na seleção e validação de modelos hidrológicos associados a módulos hidrodinâmicos de diferentes complexidades na Região Amazônica.

MATERIAL E MÉTODOS

Área de estudo

As análises foram desenvolvidas para a estação fluviométrica de Manacapuru (Código 14100000), localizada no baixo curso do rio Solimões, 80 km a montante de sua confluência com o rio Negro. A partir dessa confluência, o Solimões passa a ser chamado de Amazonas.

Com uma área de drenagem de aproximadamente 2,2 milhões de km², Manacapuru representa, aproximadamente, 36% da área da bacia Amazônica (ANA, 2017), sendo a última estação com medições sistemáticas de descarga líquida no rio Solimões antes de sua confluência com o rio Negro (Figura 4.1).

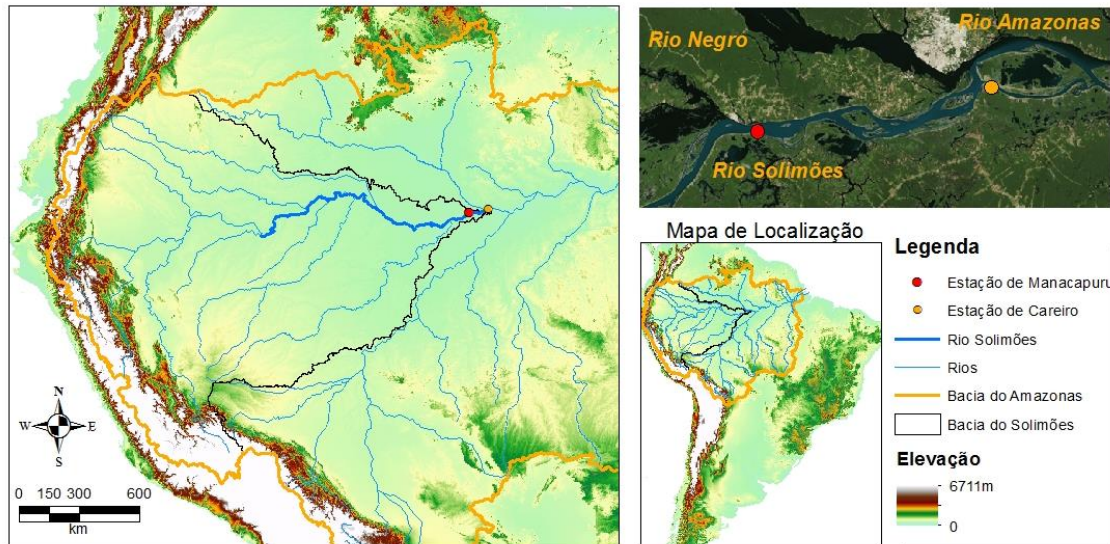


Figura 4.1. Bacia do rio Solimões, evidenciando seus principais afluentes e a formação do rio Amazonas no detalhe.

Cálculo das séries de dados de vazão

Em função das baixas declividades da planície Amazônica, associadas ao armazenamento de água nas planícies de inundação, a confluência dos rios Negro e Solimões gera um expressivo efeito de remanso hidráulico em todo o trecho mais baixo desses rios (MEADE et al., 1991). Assim, a relação entre cota e vazão na estação de Manacapuru é não unívoca, com dispersão causada pela variação contínua da declividade da linha d'água ao longo do ano hidrológico (JACCON, 1986).

De forma a considerar essa variável, o cálculo de vazão foi realizado a partir da aplicação da Equação de Manning (Equação 4.1), com auxílio do software HYDRACCESS, segundo a metodologia proposta por Vauchel (2005):

$$Q = \frac{A.R_h^{2/3}.S_f^{1/2}}{n} \quad (4.1)$$

em que Q é a vazão do rio (m³.s⁻¹), A a área molhada da seção transversal (m²), R_h o raio hidráulico (m), S_f a declividade da linha de energia (m.m⁻¹) e n o coeficiente de rugosidade de Manning (s.m^{-1/3}).

As medições de vazão em campo foram realizadas no âmbito de dois projetos institucionais do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), com o apoio da Agência Nacional das Águas: “Sistema de Alerta Hidrológico” e “Dinâmica Fluvial do Sistema Negro-Solimões-Amazonas”. Foram utilizados Perfiladores Doppler Acústico (ADCP) de 300 e 600 kHz, acoplados a embarcações de grande porte e Sistemas de Posicionamento Global (GPS’s), no período de 2009 a 2016. Os dados de nível de água das estações, medições de vazões complementares e dados de vazão gerados a partir da curva-chave tradicional foram obtidos no portal do Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos, da Agência Nacional das Águas (ANA, 2017). Foram utilizadas apenas medições de vazão executadas com aparelhos acústicos, pois resultados prévios indicaram que o método utilizado para medição de vazão é capaz de influenciar significativamente a relação entre vazão e nível na estação de Manacapuru (ALVES et al., 2017b).

Os cálculos dos parâmetros geométricos área e raio hidráulico da seção em função do nível de água foram estimados com base no perfil transversal obtido a partir da medição de descarga de máxima cota. A declividade da linha de energia foi estimada como a declividade da linha d’água, assumindo que a variação da carga cinética é desprezível no trecho (MANSANAREZ et al., 2016). A declividade da superfície da água foi calculada como sendo a diferença de nível entre a estação de Manacapuru e a estação de Careiro (Código 15040000), localizada 90 km a jusante, dividida pela distância entre as duas estações (Figura 1). As cotas linimétricas da estação de Careiro foram corrigidas para o *datum* da estação de Manacapuru, com base em informações obtidas no contexto do projeto “Dinâmica Fluvial”.

Com todas as outras variáveis da Equação 4.1 conhecidas, obteve-se o coeficiente de rugosidade de Manning (n) para cada uma das medições de vazão. Assim, foi possível o estabelecimento de uma relação entre n e o nível de água. A partir das relações obtidas para área, raio hidráulico, declividade e coeficiente de rugosidade, foram gerados dados de vazão aplicando-se a Equação de Manning às series de dados de nível e declividade obtidas diariamente. Uma descrição do procedimento para obtenção desses parâmetros foi apresentada em ALVES et al. (2017a).

Inicialmente, a série de dados de vazão gerada pela metodologia supracitada, com aplicação da Equação de Manning (EM), foi comparada com a série original obtida com

a curva-chave tradicional (CC) em relação aos dados medidos em campo. Nessa primeira abordagem, os dados considerados “observados” são aqueles medidos em campo, e os dados “calculados” são os dados de vazão obtidos a partir da aplicação da Equação de Manning e da curva-chave.

Na segunda etapa, foram avaliados os efeitos da utilização das duas séries em um contexto de modelagem hidrológica e hidrodinâmica. Nesse panorama, as séries CC e EM constituem diferentes representações dos dados “observados”, já que serviram de comparação para os modelos. Nessa etapa, os dados “calculados” foram aqueles obtidos nos processos de modelagem.

Modelo Chuva-Vazão Hipotético

Para ilustrar o efeito da utilização dos dois diferentes métodos (CC e EM) na conversão de dados de vazão em nível de água, essencial no contexto de previsões de enchente a partir de modelos hidrológicos, supôs-se que um modelo chuva-vazão “perfeito” tenha gerado um hidrograma hipotético. Como exemplo, utilizou-se o hidrograma gerado a partir das cotas observadas em Manacapuru em 2012, com aplicação da Equação de Manning. A partir desse “hidrograma hipotético”, as relações entre cota e vazão foram aplicadas inversamente, gerando os cotagramas associados ao evento simulado. Como o hidrograma hipotético foi gerado a partir da EM, o cotagrama dessa metodologia representa o próprio cotagrama observado. Para a geração do cotagrama referente à curva-chave, a relação cota-vazão foi aplicada de maneira inversa.

Modelagem hidrológica

A avaliação dos efeitos da utilização das diferentes séries de dados de vazão na modelagem hidrológica foi realizada a partir da aplicação do “Modelo de Grandes Bacias” desenvolvido pelo Instituto de Pesquisas Hidráulicas, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (MGB-IPH) (COLLISCHONN et al., 2007). O MGB-IPH é um modelo hidrológico de grande escala conceitual distribuído, que tem sido amplamente utilizado em estudos na América do Sul, principalmente na bacia Amazônica (COLLISCHONN et al., 2007; GETIRANA et al., 2009; PAIVA et al., 2011; CHÁVARRI et al., 2013; ZUBIETA et al., 2015; FAN et al., 2016; PONTES et al., 2017).

A proposta do MGB-IPH consiste em discretizar a área estudada em mini-bacias de drenagem, que são subdivididas em áreas com comportamento hidrológico similar,

definidas com base no tipo e uso do solo existentes na área. Em cada minibacia é realizado um balanço de água e energia conforme, resumidamente, ilustrado na Figura 4.2. Os detalhes do modelo hidrológico são apresentados em COLLISCHONN et al. (2007).

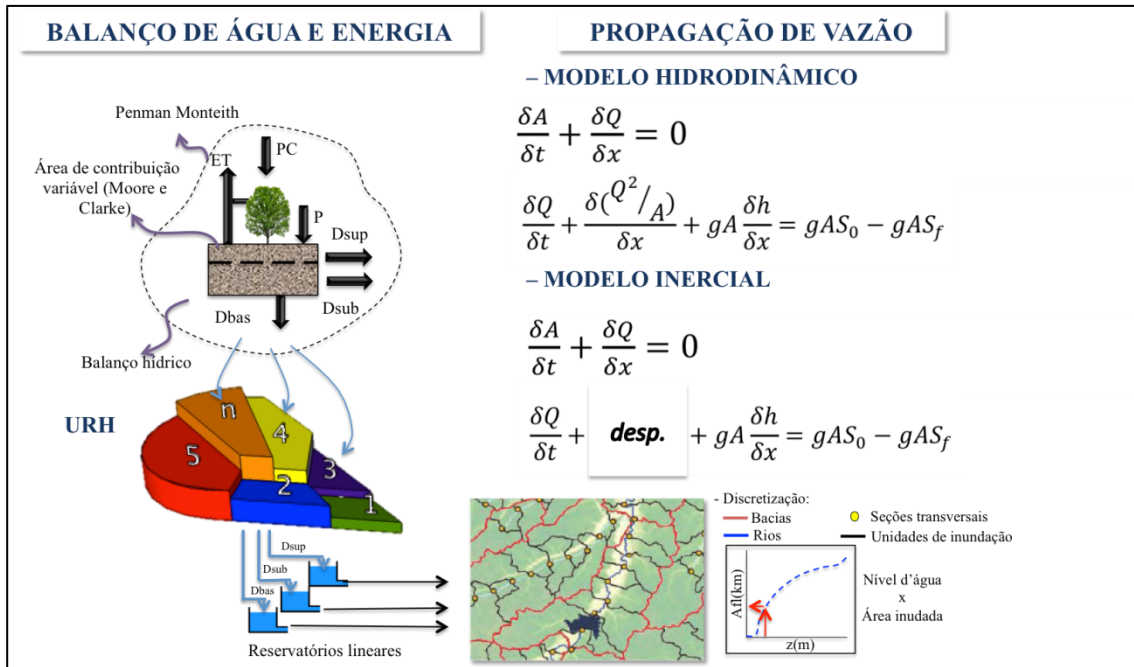


Figura 4.2. Esquema do Modelo Hidrológico de Grandes Bacias. Adaptado de Paiva (2013)

Para representar a propagação de vazão ao longo dos canais foram utilizados dois diferentes módulos associados ao modelo hidrológico: o módulo Hidrodinâmico (PAIVA et al., 2011) e o módulo Inercial (PONTES et al., 2017).

A associação do MGB ao módulo hidrodinâmico de larga escala (MGB-HD) foi proposta com o objetivo de representar adequadamente os efeitos de remanso hidráulico variável e das planícies de inundação, conforme metodologia desenvolvida por PAIVA et al. (2011). Esse procedimento incluiu ainda uma simulação das planícies de inundação a partir de um modelo de armazenamento simples (CUNGE et al., 1980). Para simular a propagação de vazão nos canais ao longo do tempo e do espaço, o MGB-HD resolve de maneira completa as Equações de Saint-Venant 1-D, compostas pela Equação da Continuidade (Equação 4.2) e pela Equação Dinâmica (Equação 4.3):

$$\frac{\delta A}{\delta t} + \frac{\delta Q}{\delta x} = 0 \quad (4.2)$$

$$\frac{\delta Q}{\delta t} + \frac{\delta(Q^2/A)}{\delta x} + gA \frac{\delta h}{\delta x} = gAS_0 - gAS_f \quad (4.3)$$

onde Q é a vazão; A é a área da seção transversal ao escoamento; x é a distância no sentido longitudinal; t é o tempo; h é a profundidade do rio, S_0 é a declividade do fundo do rio; S_f representa a declividade da linha de energia e g aceleração da gravidade. Na Equação (4.3), o primeiro termo representa a inércia local, o segundo representa a inércia convectiva e o terceiro representa o diferencial de pressões hidrostáticas atuantes nos limites do volume de controle. No lado direito da equação, o primeiro termo representa a ação da gravidade, proporcional à declividade do fundo do canal, e o segundo a ação do atrito com o fundo e as margens, proporcional à declividade da linha de energia (MOUSSA, 2004).

Para avaliação dos efeitos das diferentes séries de dados de vazão na modelagem hidrológica-hidrodinâmica foram utilizados os resultados da aplicação do modelo hidrodinâmico para a bacia Amazônica obtidos por PAIVA et al. (2013c). Um resumo das bases de dados utilizadas nessa modelagem é apresentado na Tabela 4.1.

Tabela 4.1. Principais bases de dados utilizadas nas etapas de modelagem hidrológica (MGB-HD e MGB-IN)

Dados	Fonte
Modelo Digital de Elevação	SRTM (FARR et al., 2007)
Classes de respostas hidrológicas	(EVA et al., 2002; DIJKSHOORN et al., 2005)
Precipitação	TRMM (HUFFMAN et al., 2007) - MGB-HD MERGE (ROZANTE et al., 2010)- MGB - IN
Clima	CRU (NEW et al., 2002)

De forma a aperfeiçoar os processos e minimizar os altos custos computacionais do modelo hidrodinâmico, avaliou-se alternativamente a utilização de um modelo de complexidade intermediária, conhecido como “Modelo Inercial” (MGB-IN). A associação do módulo inercial ao MGB foi proposta por PONTES et al. (2017). Nessa abordagem, apenas o termo de inércia convectiva, que descreve a variação da quantidade de movimento devido à mudança de velocidade do escoamento ao longo do canal, é desprezado na Equação 4.3. Para essa modelagem foram utilizados os mesmos dados de entrada apresentados na Tabela 4.1, exceto pelos dados de precipitação diária. Nesse caso, utilizou-se a base de dados MERGE (ROZANTE et al., 2010), que combina as informações do TRMM com dados observados na superfície, e apresenta informações mais recentes do que o TRMM cujas informações disponíveis vão até o ano de 2011. De forma a permitir a comparação do modelo hidrodinâmico com o inercial, o modelo

hidrodinâmico foi novamente processado, dessa vez utilizando a base de dados de precipitação MERGE.

Os resultados da aplicação do MGB-IN à bacia Amazônica não foram publicados anteriormente em nenhum outro estudo.

É importante citar que, em ambos os processos de modelagem, são feitas caracterizações prévias da hidrodinâmica dos canais ao longo de toda a bacia, de forma a definir qual é o grau de complexidade necessário para representar cada um deles (GETIRANA; PAIVA, 2013). Com o intuito de facilitar os processos computacionais, apenas as seções caracterizadas como de “onda cinemática”, cujos procedimentos de modelagem são computacionalmente mais simples, são utilizadas nos processos de calibração. Como para representar a estação de Manacapuru são necessários modelos, pelo menos, do tipo “Onda Difusa” (GETIRANA; PAIVA, 2013), essa estação não é utilizada nas etapas de calibração. Assim, é plausível considerar que a existência de qualquer uma das séries de dados de vazão não iria afetar a calibração dos modelos. Dessa forma, foi possível a avaliação do efeito das duas bases especificamente nas etapas de validação dos resultados.

A comparação dos resultados dos dois modelos (MGB-HD e MGB-IN) a partir das duas séries de dados de vazão (CC e EM) foi realizada a partir da aplicação dos índices de desempenho utilizados em análises de modelos hidrológicos: Erro Absoluto Médio (Equação 4.4), Raiz do Quadrado Médio do Erro (Equação 4.5) e Índice de Eficiência de Nash e Sutcliffe (Equação 4.6) (MORIASI et al., 2007). Foram comparados também os ajustes dos hidrogramas, principalmente em relação aos picos de vazão.

$$EAM = \frac{\sum \left(\left| \frac{Q_t^{calc} - Q_t^{obs}}{Q_t^{obs}} \right| \right)}{n} \quad (4.4)$$

$$RMSE = \sqrt{\sum (Q_t^{obs} - Q_t^{calc})^2} \quad (4.5)$$

$$E_{NS} = 1 - \frac{\sum (Q_t^{obs} - Q_t^{calc})^2}{\sum (Q_t^{obs} - \overline{Q^{obs}})^2} \quad (4.6)$$

Sendo Q_t^{obs} as vazões observadas no tempo t , Q_t^{calc} as vazões simuladas no tempo t , n o número de medições avaliadas e $\overline{Q^{obs}}$ a média de todos os dados de vazões observadas.

Refinamento das bases de dados de vazão

Além da inclusão da variável “declividade da linha de energia” no estabelecimento da relação entre cota e vazão, a metodologia proposta (EM) se vale de uma base de dados complementar, com uma caracterização mais completa do regime de variação de vazões, a partir das medições mensais realizadas na estação de Manacapuru no período de 2009 a 2016. Assim, de forma a melhor entender o efeito de cada um desses componentes na geração dos dados, foram geradas duas séries intermediárias: uma com o método EM utilizando os dados de monitoramento convencional, com apenas três medições anuais, e uma com a curva-chave considerando todos os dados obtidos nesse estudo. Os hidrogramas gerados por cada um dos procedimentos foram comparados aos dados obtidos em campo.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

A Figura 4.3 apresenta os hidrogramas gerados a partir da aplicação da curva-chave, da Equação de Manning e os dados de vazão medidos em campo, incluindo um maior detalhamento dos picos de vazões máximas anuais (Figura 4.3b). Nessa primeira análise, foram considerados dados “observados” os resultados de medições de vazões realizadas em campo com a utilização de aparelhos acústicos. Mesmo as medições de vazão carregam incertezas associadas ao próprio processo de medição e aos equipamentos empregados, representadas no gráfico como 5,3% da vazão medida, conforme recomendado pela “International Standard Organization” na ISO 748 (1997) para um intervalo de confiança de 95%.

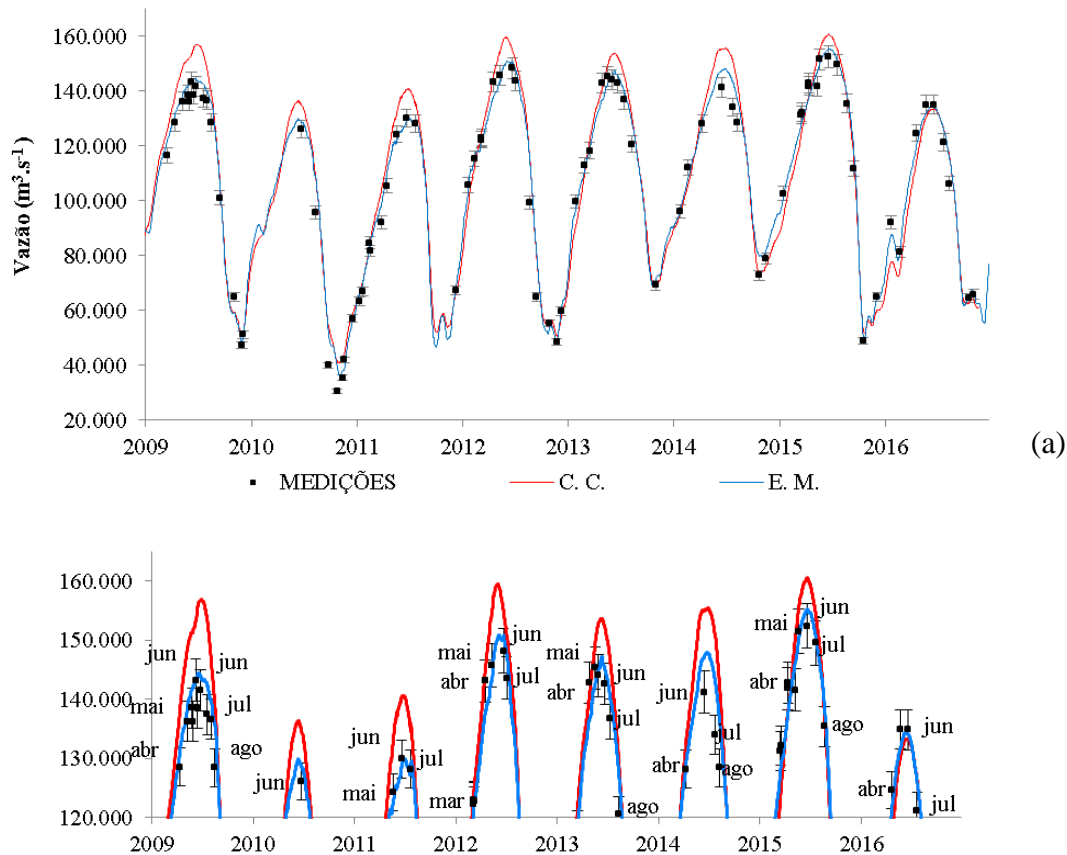


Figura 4.3. Hidrogramas gerados a partir da aplicação da Curva-Chave (CC), da Equação de Manning (EM) e dados medidos de campo (a) e detalhamento dos picos de vazões máximas anuais, incluindo os meses de medição dos dados observados (b). As barras de erros representam as incertezas de medição ($\pm 5,3\%$).

Para as fases intermediárias, de subida e descida do rio, observa-se que ambas as metodologias se ajustam bem aos dados observados. Para os trechos de vazões máximas, no entanto, os dados obtidos a partir da Equação de Manning se adequam expressivamente melhor aos dados medidos em campo, comparativamente à curva-chave, visto que neste caso ocorre a superestimativa das vazões máximas anuais.

Pode-se observar, também, que os hidrogramas não começam a divergir a partir de uma cota específica, o que indicaria uma alteração das características físicas do canal, facilitando uma possível divisão dos tramos da curva-chave. A divergência parece estar associada, nesse caso, a períodos do ano, iniciando entre abril e maio, e finalizando entre julho e agosto (Figura 4.3b).

Esse comportamento pode estar relacionado ao regime de variação de níveis do rio Solimões e ao armazenamento de água em suas planícies de inundação, presentes ao longo de toda a sua extensão (ALSDORF et al., 2000). Se considerarmos a estação de

Tabatinga como representativa do trecho inicial do rio já que representa o ponto mais a montante da calha do Solimões em terras brasileiras, os níveis do rio geralmente começam a reduzir a partir de maio. O processo de vazante vai até agosto nessa região, quando o rio se estabiliza, e aos poucos volta a subir. Nos períodos de inversão de processos de cheia e vazante (maio e agosto), ocorre o processo de inversão do fluxo das trocas de água entre o canal e as planícies de inundação, que nos processos de enchente ocorrem no sentido canal-planície e na vazante no sentido planície-canal (RUDORFF et al., 2014). Dessa forma, as taxas de alteração nos níveis de água do canal são variáveis no seu sentido longitudinal, alterando também a declividade da superfície e da linha de energia do escoamento. Portanto, como a curva-chave desconsidera essas variações, as informações produzidas com base nessa metodologia se afastam mais dos dados medidos nesses períodos.

Os gráficos apresentados na Figura 4.4 comprovam a maior dependência dos desvios entre os dados medidos e estimados em relação à declividade da linha d'água (Figura 4.4b), sendo que quanto maiores as declividades, menores foram os desvios (valores negativos). Ou seja, nos períodos em que as declividades são menores, a utilização da curva-chave tende a superestimar os valores de vazão. Para o gráfico de desvios em função da cota (Figura 4.4a), no entanto, os desvios apresentam-se dispersos, não indicando uma tendência nítida.

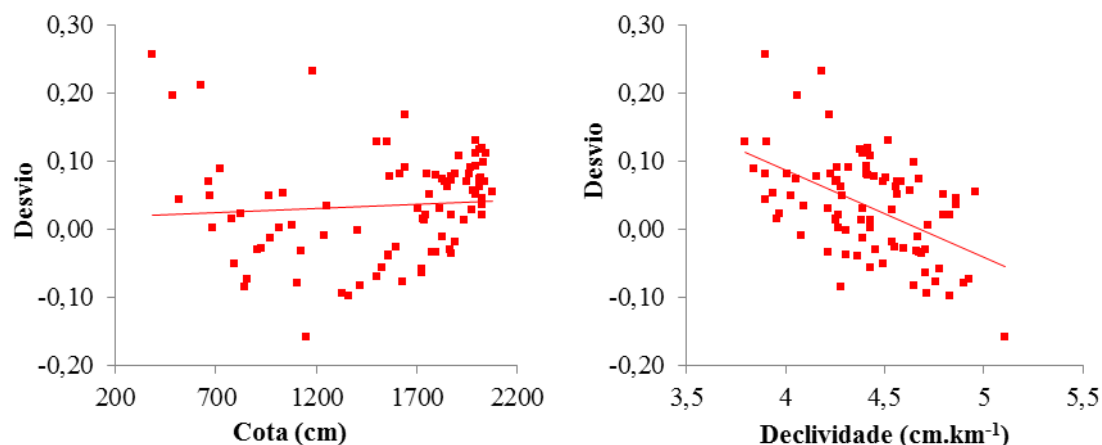


Figura 4.4. Desvios dos dados de vazão estimados pela curva-chave em função da cota (a) e da declividade (b) em comparação aos dados medidos.

Os índices estatísticos usados para verificação da adequabilidade dos modelos calculados indicaram pequenas diferenças entre as duas metodologias, sendo o Erro

Absoluto Médio de 6,70 e 4,20 % para a CC e EM, respectivamente, e a Raiz do Quadrado Médio do Erro de 8.250 e 5.058 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, respectivamente.

Tanto a análise dos resultados dos índices quanto a avaliação dos hidrogramas indicam que a utilização da EM é capaz de representar melhor os dados de vazão medidos em campo, produzindo picos de vazão expressivamente mais ajustados. Para estudos hidrológicos que utilizam essas informações como dados de entrada, como informações para fins de calibração e validação, essas diferenças podem se mostrar ainda mais expressivas, na medida em que os erros podem ser propagados ao longo de todos os processos da modelagem.

Modelo Chuva-Vazão Hipotético

Os resultados da simulação do ‘modelo chuva-vazão hipotético’ encontram-se apresentados na Figura 4.5. Como “hidrograma hipotético” foi utilizado o hidrograma gerado a partir da aplicação da EM às cotas observadas no ano de 2012 na estação de Manacapuru (Figura 4.5a).

Visando prever a inundação associada ao hidrograma modelado, foram então aplicadas inversamente as relações entre cota e vazão dos dois métodos, conforme apresentado na Figura 4.5b.

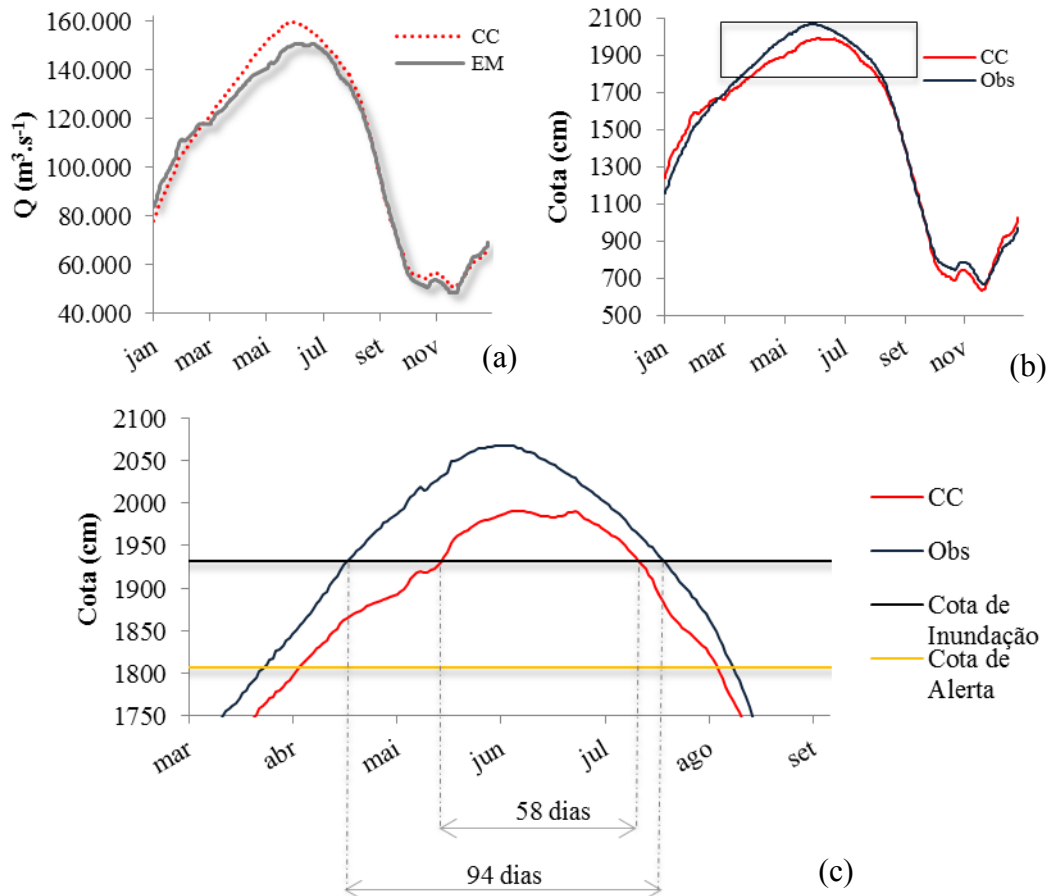


Figura 4.5. (a) Hidrograma “hipotético”: vazões calculadas pelo método da Equação de Manning para as cotas de 2012 (b) Cotograma gerado a partir da aplicação da inversão da curva-chave ao hidrograma hipotético (CC) e cotograma observado (Obs) (c) Detalhe superior dos cotogramas, evidenciando o número de dias em que cada um deles permaneceu acima da cota de inundação.

A cota máxima observada no ano de 2012 foi de 2.068 cm, associada a uma vazão de $150.800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, pelo método da Equação de Manning. Convertendo a vazão máxima obtida no hidrograma pela curva-chave, a cota máxima seria de 1.991 cm, estando 77 cm abaixo da cota observada. Em grandes planícies como as que ocorrem na região Amazônica, uma diferença dessa ordem de grandeza é muito representativa. A título de ilustração, uma diferença de 76 cm ocorre entre a maior cheia da série histórica (2.078 cm associada a $155.200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, em 2015) e o 6º evento em termos de magnitude (2.003 cm associado a $140.700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, em 1999). Tais eventos são, respectivamente, relativos a 45 e 8 anos de período de retorno.

Observando com mais detalhes os cotogramas (Figura 4.5c), é possível destacar que as diferenças de dados não são relacionadas apenas à magnitude dos eventos, mas também aos tempos a eles relativos. O cotograma obtido com a curva-chave atrasaria em 10 dias

o atingimento da cota de alerta, se comparado aos dados observados, e em 28 dias o atingimento da cota de transbordamento. Em um contexto de previsão de enchentes, um erro dessa magnitude pode inviabilizar a utilização de tal modelo.

Outro importante fator a se avaliar na previsão de enchentes é o tempo em que determinada região permanece sob efeito das cotas de referência. Para a cota de alerta, o tempo de duração do evento observado seria de 139 dias, enquanto pelo cotograma obtido com a curva-chave a duração seria de 124 dias. Para a cota de inundação a diferença é ainda maior, pois de acordo com os dados da curva-chave, o tempo sob efeito da cota de inundação seria de 58 dias, enquanto os dados observados indicaram 94 dias.

As simulações apresentadas evidenciam as variações advindas da conversão de vazão em cota, considerando um modelo chuva-vazão “perfeito”. No entanto, as bases de dados de vazão, e os erros a elas associados, também são extremamente importantes nas fases de calibração e validação de modelos hidrológicos. Podem, portanto, afetar a avaliação dos modelos, a inferência sobre a incerteza de outras variáveis e a própria escolha de determinado modelo a ser utilizado.

Modelo Hidrodinâmico

Os resultados da simulação de vazões com o MGB hidrodinâmico na seção de Manacapuru encontram-se apresentados na Figura 4.6, assim como os hidrogramas calculados pela Curva-Chave e Equação de Manning.

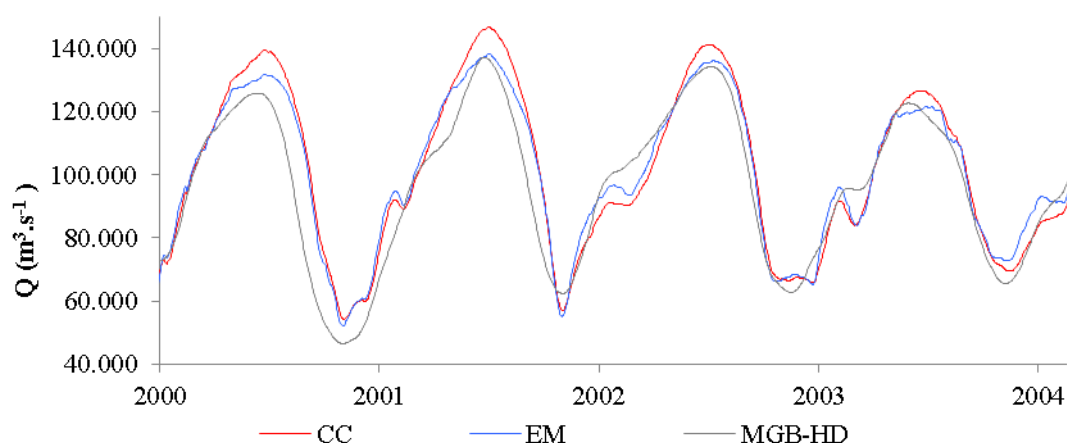


Figura 4.6. Hidrogramas obtidos a partir da aplicação da Curva-Chave (CC), da Equação de Manning (EM) e do modelo hidrodinâmico MGB-HD)

A Tabela 1 apresenta os índices de desempenho do modelo MGB-HD considerando as duas diferentes bases de dados “observados”.

Tabela 4.2. Índices de desempenho do modelo hidrodinâmico (MGB-HD) utilizando como dados “observados” os obtidos pela Curva-Chave (CC) e a Equação de Manning (EM)

MGB-HD	EAM ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$)	RMSE ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$)	E_{NS} -
CC	10.239	14.093	0,76
EM	9.038	12.375	0,78

Os resultados apresentados na Tabela 4.1 indicam que considerando ambas as séries de dados observados, os resultados obtidos com a modelagem hidrodinâmica são satisfatórios. Para o E_{NS}, os valores encontrados são considerados “muito bons” no contexto da modelagem hidrológica (E_{NS}>0,75) (MORIASI et al., 2007).

Em uma análise detalhada, observa-se que o modelo apresenta melhores resultados quando comparado à base de dados EM, supondo a existência de uma relação entre os processos considerados nas duas abordagens (MGB-HD e série EM). O modelo hidrológico associado ao módulo hidrodinâmico (MGB-HD) foi desenvolvido justamente para melhor representar os efeitos de remanso hidráulico e a atenuação das ondas de cheias causadas pelas planícies de inundação, comuns aos grandes rios da bacia Amazônica (PAIVA et al., 2013b). O método de cálculo de vazão a partir da curva-chave, por outro lado, desconsidera esses fatores na medida em que utiliza como variável de entrada apenas o nível de água. Fazendo uma analogia com os modelos de simulação hidrológica, essas simplificações seriam correspondentes à utilização de modelos de onda cinemática, que desprezam tanto os fatores inerciais quanto o fator de pressão da equação dinâmica, e podem ser aplicados apenas quando as relações entre cota e vazão são biunívocas (RANTZ, 1982; WMO, 2010).

A utilização da EM, conforme aqui proposta, na medida em que considera a variação da declividade da linha d’água se mostra mais adequada para caracterizar o escoamento afetado pelo efeito de remanso hidráulico, como no caso da região da confluência de formação do rio Amazonas (MEADE et al., 1991), e para fins de validação de um modelo hidrodinâmico completo aplicado nesse trecho.

A análise dos hidrogramas corrobora com esses resultados (Figura 4.6). Quando os resultados são comparados ao hidrograma EM, o ajuste do modelo parece ser mais adequado, com vazões máximas mais próximas das “observadas”. Nesse caso, o modelo é capaz de gerar resultados aptos inclusive a aplicações para previsão, com diferenças de estimativas de vazões máximas de apenas 2,5% (médias dos 4 anos analisados) (Tabela 4.2).

Tabela 4.3. Vazões máximas anuais obtidas com a Curva-Chave (CC), Equação de Manning (EM) e com o Modelo Hidrodinâmico (MGB-HD)

	Vazões máximas anuais ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)			Desvios percentuais	
	EM	CC	MGB-HD	MGB-HD x EM	MGB-HD x CC
2000	133.700	142.323	129.796	2,9%	8,8%
2001	131.800	139.208	125.790	4,6%	9,6%
2002	138.400	147.124	137.063	1,0%	6,8%
2003	136.100	140.984	134.191	1,4%	4,8%
Média				2,5%	7,5%

É sabido que os resultados gerados por um modelo hidrológico são dependentes das forçantes climáticas utilizadas e dos parâmetros escolhidos para serem calibrados no processo (PAIVA et al., 2013a). Assim, os resultados avaliados nessa seção não são necessariamente replicáveis em outras situações, mas têm o objetivo de evidenciar a importância de se utilizar uma base de dados com acurácia compatível com a complexidade do modelo, e aos fins a que se objetivam os resultados da modelagem.

Modelo Hidrodinâmico x Modelo Inercial

Outro exemplo do impacto gerado pela adoção de diferentes bases de dados “observados” na modelagem hidrológica é apresentado na Figura 4.7, onde foram comparados os modelos hidrodinâmico completo (MGB-HD) e inercial (MGB-IN). Os índices de desempenho dos modelos em função de cada uma das bases de dados encontram-se apresentados na Tabela 4.3.

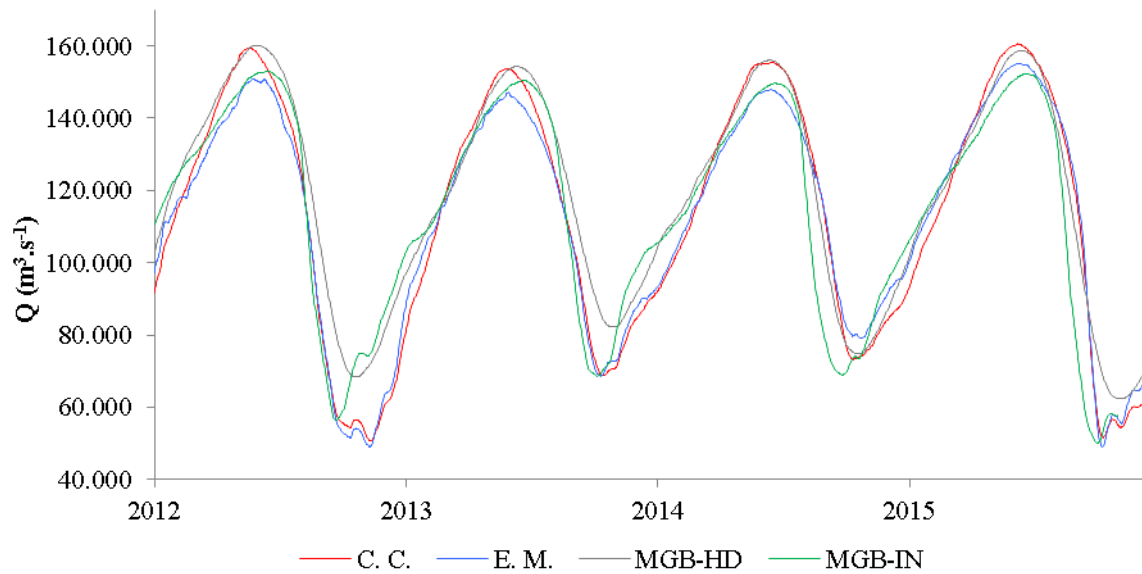


Figura 4.7. Hidrogramas obtidos a partir da aplicação da Curva-Chave (CC), da Equação de Manning (EM), e dos modelos hidrodinâmico (MGB-HD) e inercial (MGB-IN)

Tabela 4.4. Índices de desempenho do modelo hidrodinâmico (MGB-HD) e do modelo inercial (MGB-IN) utilizando como dados “observados” os obtidos pela Curva-Chave (CC) e Equação de Manning (EM)

Modelo	EAM ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)		RMSE ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)		E_{NS} -	
	MGB-HD	MGB-IN	MGB-HD	MGB-IN	MGB-HD	MGB-IN
CC	9.651	12.803	11.993	15.488	0,827	0,72
EM	11.247	13.858	13.785	16.277	0,737	0,63

Analisando os índices estatísticos de avaliação dos modelos, o MGB-HD apresenta melhores resultados em todos eles (Tabela 4.3). Para o índice de eficiência de Nash-Sutcliffe, que representa a magnitude relativa da variância residual comparada à variância dos dados observados, o modelo hidrodinâmico chega a apresentar valores considerados “muito bons” em termos de modelagem hidrológica (MORIASI et al., 2007).

Para os hidrogramas apresentados na Figura 4.7, em uma comparação inicial, se considerados como dados “observados” aqueles advindos da curva-chave, seria possível a conclusão de que, para as condições observadas na seção de Manacapuru, o modelo hidrodinâmico se adequa melhor, e que os termos de inércia convectiva considerados desprezíveis pelo modelo inercial são, nesse caso, significativos.

Entretanto, considerando os picos de vazão gerados a partir da EM, observa-se que o modelo inercial representa adequadamente os picos de cheia, inclusive sendo melhor do que o hidrodinâmico. Os resultados indicam, portanto, que a desconsideração do termo de inércia convectiva foi satisfatória, e/ou que os erros associados aos dados de entrada foram propagados de forma mais expressiva no modelo hidrodinâmico, conforme observado em estudos recentes desenvolvidos em outras bacias (ALMEIDA; BATES, 2013; FAN; COLLISCHONN, 2014; PONTES et al., 2017).

Resultados de modelagens como essas têm sido utilizadas para avaliar o efeito da inundação das planícies e do armazenamento de água na atenuação dos hidrogramas e seus impactos nos picos de vazão (MOUSSA; BOCQUILLON, 2009; DI BALDASSARRE et al., 2010). Portanto, mostra-se de suma importância a utilização de uma base de dados de referência de complexidade compatível com a modelagem desenvolvida.

É importante ressaltar, ainda, que embora as análises apresentadas tenham focado na etapa de avaliação e validação dos resultados das modelagens, os hidrogramas “observados” das estações podem ser essenciais em etapas preliminares da modelagem. Para o processamento do MGB-HD ou MGB-IN, por exemplo, uma etapa importante é a avaliação prévia das características hidrodinâmicas da rede de drenagem, de forma a identificar os trechos em que seria suficiente a aplicação de modelos de propagação mais simples ou se seria necessária a utilização de modelos mais complexos (GETIRANA; PAIVA, 2013). Essa caracterização dos trechos é feita essencialmente com base nos hidrogramas das ondas de cheia e nas propriedades hidráulicas dos rios, segundo metodologia proposta por MOUSSA (2004).

Como a forma dos hidrogramas “observados” a partir dos métodos da CC e da EM são diferentes (Figura 4.5), a caracterização dos resultados poderiam ser alterada em função da série utilizada para tal etapa. Além da caracterização hidrodinâmica, os formatos dos hidrogramas gerados por determinada bacia são utilizados em diversos estudos, que os utilizam como assinatura hidrológica para, por exemplo, correlacionar às características físicas da bacia e até inferir sobre os principais processos hidrológicos atuantes na bacia (HANNAH et al., 2000; PARAJKA et al., 2013). Tais estudos envolvem desde a assimetria dos hidrogramas em seus trechos ascendentes/descendentes (FLEISCHMANN et al., 2016), até as deformações dos hidrogramas causados pelas

planícies de inundações (PRICE, 2009; COSTABILE; MACCHIONE, 2012) que, conforme observado nos gráficos acima, podem ser expressivamente diferentes dependendo da metodologia utilizada para gerá-los. Assim, evidencia-se novamente a necessidade de obtenção das séries de vazão com a maior fidedignidade possível.

Refinamento das bases de dados de vazão

As abordagens aqui expostas trazem dois aspectos importantes no contexto de refinamento da base de dados de vazão: o método utilizado para converter cota em vazão e a existência de dados de medições de campo representativas de toda a amplitude de variação de dados. Os hidrogramas gerados para avaliar a influência de cada um desses efeitos encontram-se apresentados na Figura 4.8.

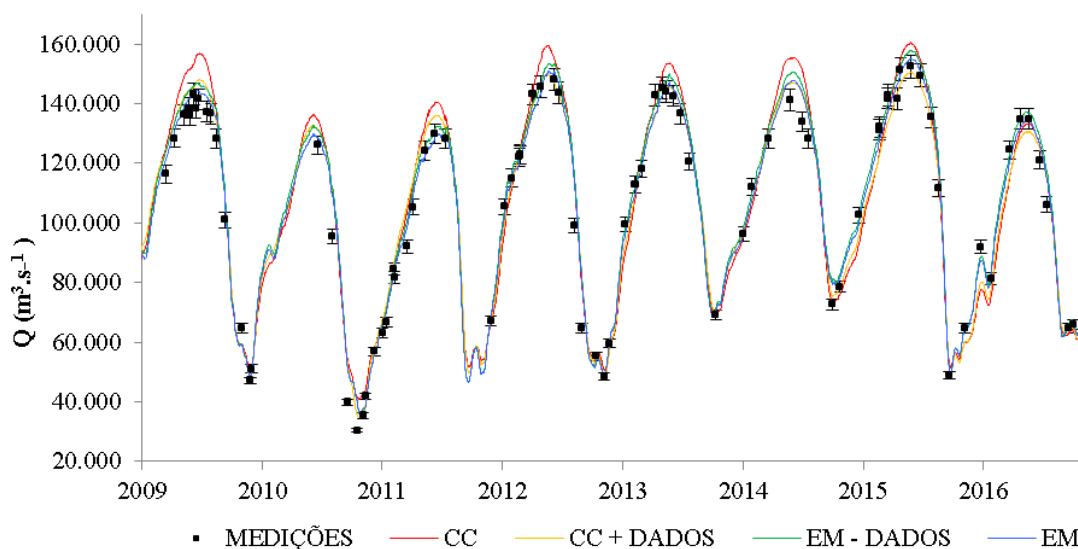


Figura 4.8. Dados de vazão medidos e hidrogramas obtidos a partir da aplicação da Curva-Chave tradicional (CC), da curva-chave gerada com todos os dados disponíveis (CC + DADOS), da Equação de Manning gerada apenas com os dados de monitoramento convencional (EM - DADOS) e da Equação de Manning (EM) utilizada no presente trabalho.

É possível observar que os hidrogramas gerados a partir da curva-chave complementada com os dados extras (CC + DADOS) e da EM com a utilização dos dados de medições regulares (EM - DADOS) apresentam ajustes melhores do que os obtidos a partir da curva-chave tradicional (CC). Comparando as duas séries intermediárias, nenhuma delas se sobrepõe à outra, indicando que tanto o aumento da representatividade das medições de vazões em campo quanto o estabelecimento da relação mais adequada entre cota e vazão são ações importantes na busca pelo refinamento dos dados de vazão.

As questões relacionadas à falta de dados medidos em eventos extremos são recorrentes no estabelecimento de relações cota-vazão de maneira geral (MORAMARCO; SINGH, 2010; DOMENEGHETTI et al., 2012). No Brasil, esforços têm sido recentemente direcionados nesse sentido. O Serviço Geológico do Brasil têm se dedicado há alguns anos a caracterizar detalhadamente os regimes das principais estações da bacia Amazônica e toda a Rede Hidrometeorológica Nacional tem sido readequada no sentido de priorizar a obtenção de dados de vazão com maior frequência.

A partir de uma base de dados ampla e consistente de vazões medidas em campo é possível e fundamental uma revisão das relações entre cota e vazão das estações, principalmente, aquelas localizadas em regiões em que ocorre o efeito do remanso hidráulico variável como na planície Amazônica e em regiões de confluência de outros grandes rios ao longo do país. Dessa forma, garante-se a disponibilização de dados hidrológicos básicos compatíveis com a complexidade dos modelos que têm sido desenvolvidos a partir destes.

CONCLUSÕES

Com base nos resultados apresentados do presente estudo pode-se concluir que:

- Em regimes sob efeito de remanso hidráulico variável, como ocorre em Manacapuru, a variação da declividade da linha de energia atua sobre a relação entre cota e vazão, trazendo limitação aos dados das séries históricas geradas a partir da metodologia tradicional da curva-chave;
- A aplicação da equação de Manning à série de dados de cota pode melhorar expressivamente os resultados obtidos, principalmente no que diz respeito aos picos de vazão;
- A partir da aplicação do MGB-IPH, observou-se que a utilização de uma base de dados “observados” de complexidade incompatível a dos modelos avaliados pode levar a conclusões incorretas a respeito dos procedimentos de modelagem;
- Ficou comprovada a necessidade de refinamento dos dados de vazão a serem utilizados no desenvolvimento de modelos hidrológicos, de modo a se ter acurácia compatível com os níveis de modelagem que atualmente estão sendo desenvolvidos.

REFERÊNCIAS

- ANA (Agência Nacional das Águas) Base de dados Hidrológicos. <http://www.snirh.gov.br/hidroweb/>. Acesso em 05 de março de 2016. 2016.
- ALMEIDA, G. A.; BATES, P. Applicability of the local inertial approximation of the shallow water equations to flood modeling. **Water Resources Research**, v. 49, n. 8, p. 4833-4844, 2013.
- ALSDORF, D. E. et al. Interferometric radar measurements of water level changes on the Amazon flood plain. **Nature**, v. 404, n. 6774, p. 174-177, 2000.
- ALVES, L. G. S. et al. Estimativa do coeficiente de Manning para cálculo de vazão em regime sob efeito de remanso hidráulico na bacia Amazônica. XX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2017a. Florianópolis, Santa Catarina - Brasil.
- ALVES, L. G. S. et al. Stage-discharge relation in non-uniform flow based on Strickler-Manning Equation on Amazon basin. ASABE Annual International Meeting, 2017b. Spokane, Washington.
- CALLÈDE, J. et al. Les apports en eau de l'Amazone à l'Océan Atlantique. **Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science**, v. 23, n. 3, p. 247-273, 2010.
- CHÁVARRI, E. et al. Hydrodynamic modelling of the Amazon River: Factors of uncertainty. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 44, n. 0, p. 94-103, 2013.
- COE, M. T.; COSTA, M. H.; HOWARD, E. A. Simulating the surface waters of the Amazon River basin: impacts of new river geomorphic and flow parameterizations. **Hydrological processes**, v. 22, n. 14, p. 2542-2553, 2008.
- COLLISCHONN, W. et al. The MGB-IPH model for large-scale rainfall—runoff modelling. **Hydrological Sciences Journal**, v. 52, n. 5, p. 878-895, 2007.
- COSTABILE, P.; MACCHIONE, F. Analysis of one-dimensional modelling for flood routing in compound channels. **Water resources management**, v. 26, n. 5, p. 1065-1087, 2012.
- COXON, G. et al. A novel framework for discharge uncertainty quantification applied to 500 UK gauging stations. **Water Resources Research**, v. 51, n. 7, p. 5531-5546, 2015.
- CUNGE, J. A.; HOLLY, F. M.; VERWEY, A. Practical aspects of computational river hydraulics. 1980.
- DI BALDASSARRE, G. et al. Flood-plain mapping: a critical discussion of deterministic and probabilistic approaches. **Hydrological Sciences Journal—Journal des Sciences Hydrologiques**, v. 55, n. 3, p. 364-376, 2010.
- DIJKSHOORN, K.; HUTING, J.; TEMPEL, P. Update of the 1: 5 million soil and terrain database for Latin America and the Caribbean (SOTERLAC). **ISRIC Rep**, v. 1, n. 1, p. 25, 2005.
- DO VALE, R. et al. A cheia de 2009 na Amazônia Brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n. 4, p. 577-586, 2011.
- DOMENEGHETTI, A.; CASTELLARIN, A.; BRATH, A. Assessing rating-curve uncertainty and its effects on hydraulic model calibration. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 16, n. 4, p. 1191-1202, 2012.
- DOTTORI, F.; DI BALDASSARRE, G.; TODINI, E. Detailed data is welcome, but with a pinch of salt: Accuracy, precision, and uncertainty in flood inundation modeling. **Water Resources Research**, v. 49, n. 9, p. 6079-6085, 2013.
- EVA, H. D. et al. A vegetation map of South America. 2002.

- FAN, F. M.; COLLISCHONN, W. Integração do Modelo MGB-IPH com Sistema de Informação Geográfica. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 19, p. 243-254, 2014.
- FAN, F. M. et al. Performance of deterministic and probabilistic hydrological forecasts for the short-term optimization of a tropical hydropower reservoir. **Water Resources Management**, v. 30, n. 10, p. 3609-3625, 2016.
- FARR, T. G. et al. The shuttle radar topography mission. **Reviews of geophysics**, v. 45, n. 2, 2007.
- FILIZOLA, N. et al. Was the 2009 flood the most hazardous or the largest ever recorded in the Amazon? **Geomorphology**, v. 215, n. 0, p. 99-105, 2014.
- FLEISCHMANN, A. S. et al. On river-floodplain interaction and hydrograph skewness. **Water Resources Research**, v. 52, n. 10, p. 7615-7630, 2016.
- GETIRANA, A. C.; PAIVA, R. C. Mapping large-scale river flow hydraulics in the Amazon Basin. **Water Resources Research**, v. 49, n. 5, p. 2437-2445, 2013.
- GETIRANA, A. C. V. Integrating spatial altimetry data into the automatic calibration of hydrological models. **Journal of Hydrology**, v. 387, n. 3-4, p. 244-255, 2010.
- GETIRANA, A. C. V. et al. Hydrological monitoring of poorly gauged basins based on rainfall-runoff modeling and spatial altimetry. **Journal of hydrology**, v. 379, n. 3, p. 205-219, 2009.
- GUIMBERTEAU, M. et al. Discharge simulation in the sub-basins of the Amazon using ORCHIDEE forced by new datasets. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 16, n. 3, p. 911-935, 2012.
- HANNAH, D. M. et al. An approach to hydrograph classification. **Hydrological processes**, v. 14, n. 2, p. 317-338, 2000.
- HUFFMAN, G. J. et al. The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, n. 1, p. 38-55, 2007.
- ISO 748. **Measurement of liquid flow in open channels - Velocity-area methods**, Int. Organ. for Stand., 1997.
- JACCON, G. Estudo da curva-chave do posto fluviométrico de Manacapuru: no rio Solimões. 1986.
- KOURAEV, A. V. et al. Ob' river discharge from TOPEX/Poseidon satellite altimetry (1992-2002). **Remote Sensing of Environment**, v. 93, n. 1-2, p. 238-245, 2004.
- LIMA, C. H. R. et al. A climate informed model for nonstationary flood risk prediction: Application to Negro River at Manaus, Amazonia. **Journal of Hydrology**, v. 522, p. 594-602, 2015.
- MANSANAREZ, V. et al. Bayesian analysis of stage-fall-discharge rating curves and their uncertainties. **Water Resources Research**, v. 52, n. 9, p. 7424-7443, 2016.
- MARENGO, J. A.; ESPINOZA, J. Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts. **International Journal of Climatology**, v. 36, n. 3, p. 1033-1050, 2016.
- MARENGO, J. A. et al. The drought of Amazonia in 2005. **Journal of climate**, v. 21, n. 3, p. 495-516, 2008.
- MEADE, R. H. et al. Backwater effects in the Amazon River basin of Brazil. **Environmental Geology and Water Sciences**, v. 18, n. 2, p. 105-114, 1991.
- MORAMARCO, T.; SINGH, V. P. Formulation of the entropy parameter based on hydraulic and geometric characteristics of river cross sections. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 15, n. 10, p. 852-858, 2010.

- MORIASI, D. N. et al. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **Transactions of the ASABE**, v. 50, n. 3, p. 885-900, 2007.
- MOUSSA, R. Criteria for the choice of flood routing methods in natural channels with overbank flows. **Proceedings of wetHYDRO Workshop3**, p. 73-82, 2004.
- MOUSSA, R.; BOCQUILLON, C. On the use of the diffusive wave for modelling extreme flood events with overbank flow in the floodplain. **Journal of hydrology**, v. 374, n. 1-2, p. 116-135, 2009.
- NEW, M. et al. A high-resolution data set of surface climate over global land areas. **Climate research**, v. 21, n. 1, p. 1-25, 2002.
- PAIVA, R. C.; COLLISCHONN, W.; BUARQUE, D. C. Validation of a full hydrodynamic model for large-scale hydrologic modelling in the Amazon. **Hydrological Processes**, v. 27, n. 3, p. 333-346, 2013a.
- PAIVA, R. C. D. et al. Large-scale hydrologic and hydrodynamic modeling of the Amazon River basin. **Water Resources Research**, v. 49, n. 3, p. 1226-1243, 2013b.
- PAIVA, R. C. D. et al. On the sources of hydrological prediction uncertainty in the Amazon. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 16, n. 9, p. 3127-3137, 2012.
- PAIVA, R. C. D.; COLLISCHONN, W.; BUARQUE, D. C. Validation of a full hydrodynamic model for large-scale hydrologic modelling in the Amazon. **Hydrological Processes**, v. 27, n. 3, p. 333-346, 2013c.
- PAIVA, R. C. D.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Large scale hydrologic and hydrodynamic modeling using limited data and a GIS based approach. **Journal of Hydrology**, v. 406, n. 3, p. 170-181, 2011.
- PARAJKA, J. et al. Predictions of runoff hydrographs in ungauged basins (Chapter 10). **Predictions in ungauged basins: Synthesis across Processes. Cambridge University Press, Places and Scales**, p. 227-268, 2013.
- PETERSEN-ØVERLEIR, A. Accounting for heteroscedasticity in rating curve estimates. **Journal of Hydrology**, v. 292, n. 1-4, p. 173-181, 2004.
- PETERSEN-ØVERLEIR, A.; REITAN, T. Bayesian analysis of stage-fall-discharge models for gauging stations affected by variable backwater. **Hydrological processes**, v. 23, n. 21, p. 3057-3074, 2009.
- PONTES, P. R. M. et al. MGB-IPH model for hydrological and hydraulic simulation of large floodplain river systems coupled with open source GIS. **Environmental Modelling & Software**, v. 94, p. 1-20, 2017.
- PRICE, R. K. Volume-conservative nonlinear flood routing. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 135, n. 10, p. 838-845, 2009.
- RANTZ, S. E. **Measurement and computation of streamflow: volume 2, computation of discharge**. USGPO. 1982
- ROZANTE, J. R. et al. Combining TRMM and surface observations of precipitation: technique and validation over South America. **Weather and forecasting**, v. 25, n. 3, p. 885-894, 2010.
- RUDORFF, C. M.; MELACK, J. M.; BATES, P. D. Flooding dynamics on the lower Amazon floodplain: 1. Hydraulic controls on water elevation, inundation extent, and river-floodplain discharge. **Water Resources Research**, v. 50, n. 1, p. 619-634, 2014.
- SATYAMURTY, P. et al. A quick look at the 2012 record flood in the Amazon Basin. **Geophysical Research Letters**, v. 40, n. 7, p. 1396-1401, 2013.

- SENA, J. A. et al. Extreme events of droughts and floods in Amazonia: 2005 and 2009. **Water resources management**, v. 26, n. 6, p. 1665-1676, 2012.
- TRIGG, M. A. et al. Floodplain channel morphology and networks of the middle Amazon River. **Water Resources Research**, v. 48, n. 10, 2012.
- WMO (World Meteorological Organization). **Manual on stream gauging**, Vol 2 – Computation of Discharge, Geneva: Chairperson Publications Board, 2010.
- ZUBIETA, R. et al. Impacts of satellite-based precipitation datasets on rainfall–runoff modeling of the Western Amazon basin of Peru and Ecuador. **Journal of Hydrology**, v. 528, p. 599-612, 2015.

5. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES GERAIS

A partir dos resultados obtidos no presente estudo foi possível concluir que, em um contexto de desenvolvimento de modelos hidrológicos e hidrodinâmicos cada vez mais complexos e importantes para a minimização dos impactos associados à recorrência de eventos extremos, torna-se essencial o direcionamento de esforços no sentido de produzir séries acuradas de dados de vazão que deem suporte a esses modelos.

Em regimes de escoamento que sofrem efeito de remanso hidráulico variável, comuns na planície Amazônica, é de suma importância a consideração da declividade da linha de energia do escoamento nos cálculos de vazão a partir do nível de água. A aplicação da Equação de Manning às séries de nível mostrou-se adequada para tal consideração, à medida que permitiu a individualização de cada um dos parâmetros da equação, favorecendo o aprimoramento das séries de dados geradas.

O refinamento da estimativa do coeficiente de rugosidade de Manning é essencial para a obtenção de séries acuradas de vazão e as análises estatísticas indicaram que o método pelo qual se realiza a medição de vazão pode interferir significativamente na relação entre o coeficiente de rugosidade e o nível de água.

A comparação da série de dados de vazão gerada a partir da aplicação de curva-chave tradicional com a série gerada a partir da aplicação da Equação de Manning indicou que a Equação de Manning é capaz de melhorar expressivamente o ajuste da série gerada em relação aos dados de vazão medidos, principalmente se observados os picos de vazão. No contexto da modelagem hidrológica, a utilização dessa série de dados de vazão mais acurada se mostrou essencial em diversas etapas do processo, desde a escolha do melhor método de propagação de vazão a ser utilizado até a etapa de validação final dos modelos.

Em uma análise geral, observou-se que dois fatores são importantes no estabelecimento de uma série acurada de dados de vazão em regimes sob efeito de remanso hidráulico variável: uma melhor representatividade das medições de vazões abrangendo toda a faixa de variações dos níveis de água e o adequado estabelecimento da relação entre cota e vazão. Portanto, entende-se que para a geração de séries de dados de vazão compatíveis com as necessidades dos modelos hidrológicos são essenciais os esforços

no sentido de priorizar a obtenção de dados medidos em campo na ocasião de eventos extremos. E que, a partir de uma base de dados ampla e consistente de vazões medidas em campo, é possível e fundamental uma revisão dos procedimentos utilizados para a obtenção das séries contínuas de dados de vazão em estações nas quais o regime de escoamento encontra-se sob efeito de remanso hidráulico variável.