

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM RECURSOS HÍDRICOS E SANEAMENTO
AMBIENTAL

PEDRO FREDIANI JARDIM

INFERÊNCIA DE PARÂMETROS HIDRÁULICOS EFETIVOS DE RIOS A PARTIR
DA RELAÇÃO ENTRE CELERIDADE E VAZÃO E IMAGENS DE SENSORIAMENTO
REMOTO

PORTO ALEGRE

2018

PEDRO FREDIANI JARDIM

INFERÊNCIA DE PARÂMETROS HIDRÁULICOS EFETIVOS DE RIOS A PARTIR DA
RELAÇÃO ENTRE CELERIDADE E VAZÃO E IMAGENS DE SENSORIAMENTO REMOTO

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como requisito parcial à obtenção do grau de mestre.

Orientador: Prof. Dr. Walter Collischonn

Coorientador: Prof. Dr. Fernando Mainardi Fan

PORTO ALEGRE

2018

PEDRO FREDIANI JARDIM

INFERÊNCIA DE PARÂMETROS HIDRÁULICOS EFETIVOS DE RIOS A PARTIR DA
RELAÇÃO ENTRE CELERIDADE E VAZÃO E IMAGENS DE SENSORIAMENTO REMOTO

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como requisito parcial à obtenção do grau de mestre.

Aprovado em: Porto Alegre, 09 de Março de 2018.

Prof. Dr. Walter Collischonn

Orientador

Prof. Dr. Fernando Mainardi Fan

Coorientador

Alfonso Mejia – PSU

Examinador

Juan Martin Bravo– UFRGS

Examinador

Nilza Maria dos Reis Castro– UFRGS

Examinador

CIP - Catalogação na Publicação

Jardim, Pedro

INFERÊNCIA DE PARÂMETROS HIDRÁULICOS EFETIVOS DE RIOS A PARTIR DA RELAÇÃO ENTRE CELERIDADE E VAZÃO E IMAGENS DE SENSORIAMENTO REMOTO / Pedro Jardim. -- 2018.

90 f.

Orientador: Walter Collischonn.

Coorientador: Fernando Mainardi Fan.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Porto Alegre, BR-RS, 2018.

1. Parâmetros Hidráulicos de Rios. 2. Celeridade. 3. Largura Efetiva. I. Collischonn, Walter, orient. II. Mainardi Fan, Fernando, coorient. III. Título.

Elaborada pelo Sistema de Geração Automática de Ficha Catalográfica da UFRGS com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

AGRADECIMENTOS

A convivência, motivação e apoio de diversas pessoas permitiu a realização deste trabalho. Desta forma deixo aqui registrado os meus mais sinceros agradecimentos:

Aos meus professores e amigos Walter Collischonn e Fernando Fan pela orientação que já vem desde a minha graduação e sem a qual teria sido impossível terminar ou mesmo começar esta dissertação.

Aos meus queridos amigos do HGE que sempre que possível me auxiliaram e proporcionaram bons momentos de descontração quando necessário. Em especial ao Hugo, João, Arthur, Otávio, Sly, Aline, Cléber e Germano que tornaram tudo mais forrock.

Ao meu segundo par informal de orientadores Ayan Fleischmann e Vinícius Siqueira por toda ajuda e parceria ao longo do mestrado, seja com idéias, dicas ou mesmo códigos que permitiram a realização deste e tantos outros trabalhos.

Ao Professor Dr. Juan Martin pelo fornecimento do código do SCE-UA e pela possibilidade de cursar a ótima cadeira de Algoritmos Evolucionários na qual foi feita a proposição metodológica aqui apresentada.

A todos os professores que me transmitiram diversos conhecimentos e proporcionaram aulas excelentes durante todo o mestrado.

Ao CNPq pela bolsa de mestrado, à UFRGS e ao Instituto de Pesquisas Hidráulicas, seus funcionários e à sua estrutura que me permitiram a realização deste trabalho.

Aos meus parentes e em especial aos meus queridos e amados pais, Silvio e Flávia, por me apoiarem e motivarem a vida toda.

À minha namorada Thais, por todo companheirismo, carinho e pelos incontáveis momentos de alegria que vivemos até agora e que ainda virão.

RESUMO

Cheias são hoje os processos naturais que mais impactam pessoas no mundo todo, causando mortes e prejuízos estimados em US\$104 bilhões por ano. Os seus efeitos são cada vez mais importantes na medida em que a sociedade se desenvolve e se instala em locais passíveis de inundação. Para combater os danos das cheias os sistemas de previsão e de infraestrutura tem aumentado sua complexidade, criando assim demanda para metodologias relativamente complexas de modelagem hidrológica-hidrodinâmica que dependem por sua vez da caracterização adequada das bacias hidrográficas e dos rios. Em muitos casos a aquisição de características da calha dos rios é obtida através de relações geomorfológicas, que para vários casos não apresenta resultados satisfatórios. O presente estudo propõe uma técnica de obtenção de características da seção transversal de rios a partir da análise da relação entre a vazão (Q) e a celeridade (c) de ondas de cheia observadas em trechos de rios, apoiada pela estimativa de largura a partir de imagens de sensoriamento remoto. Esta se baseou na divisão da área superficial do rio pelo comprimento do mesmo. Para o desenvolvimento do primeiro produto (seção transversal) propõe-se a utilização do modelo inercial de propagação de vazões associado ao algoritmo de otimização SCE-UA para replicar as celeridades observadas alterando apenas os parâmetros da calha dos rios. Foram feitos estudos de caso para os rios Piquiri e Iguaçu, no estado do Paraná, Cuiabá no Mato Grosso, Miranda no Mato Grosso do Sul e Piracicaba em São Paulo. Nestes existem dados telemétricos de vazão que permitem extrair a curva cxQ empiricamente. Os resultados gerados mostraram que não apenas foi possível replicar o comportamento da curva cxQ característica nos locais onde ocorre inundação mas também retirar informações de profundidade, largura e coeficiente de manning muito próximos aos observados. Ainda, a largura obtida foi muito próxima àquela resultante da metodologia proposta para sua aproximação via sensoriamento remoto. Estes resultados só não foram observados para o trecho do rio Iguaçu, onde a relação cxQ não apresentou o comportamento de áreas alagadas, ou seja, a diminuição da celeridade a partir de uma vazão de extravasamento. Desta maneira este trabalho demonstrou que é possível a obtenção de um conjunto de parâmetros efetivos da calha de rios a partir apenas de dados de vazão para regiões alagáveis, além de apresentar uma metodologia simples e eficaz para obtenção da largura em qualquer rio.

Palavras-chave: Parâmetros Hidráulicos de Rios. Celeridade. Largura Efetiva.

ABSTRACT

Flooding is the natural process that impacts most people in the world today, causing deaths and losses estimated at \$ 104 billion a year. Its effects are increasingly important as the society develops and settles in flood-prone places. To combat flood damage, forecasting and infrastructure systems has increased its complexity, thus creating demand for relatively complex hydrological-hydrodynamic modeling methodologies which in turn depend on the proper characterization of river basins. In many cases, the acquisition of characteristics of river channels is obtained through geomorphological relations but for several cases it does not present satisfactory results. The present study proposes a technique to obtain characteristics of the cross section of rivers from the analysis of the relation between flow (Q) and the wave speed (c) observed in stretches of rivers, supported by the estimation of width from remote sensing images. For the development of the first product (cross-section) it is proposed the use of the inertial flow propagation model associated with the SCE-UA genetic algorithm to replicate observed velocities by changing only the river channel parameters. Case studies were carried out for the Piquiri and Iguaçu rivers in the state of Paraná, Cuiabá in Mato Grosso, Miranda in Mato Grosso do Sul and Piracicaba in São Paulo. In these, there were flow telemetry data that allowed to extract the cxQ curve. The results showed that not only was it possible to replicate the behavior of the characteristic cxQ curve in the places where flooding occurs, but also to extract information of depth, width and Manning very close to those observed. Also, the width obtained was very close to the one obtained by the methodological proposal for its approach through remote sensing. This is based on the division of the surface area of the river by its length. These results were not observed for the stretch of the Iguaçu River, where the relation cxQ is not does not behave as in flooded areas, that is, there isn't a decrease of celerity from an extravasation flow. In this way, this work demonstrated that it would be possible to obtain a set of effective parameters of the river channel from flow data for floodable regions. In addition it presents a simple and effective methodology to obtain the width in any river.

Keywords: River Hydraulic Parameters. Celerity. Effective Width.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. (a) Máscara de água de entrada na forma de uma matriz com uma célula analisada em destaque; (b) Busca da distância a até a margem em relação ao centro da célula de origem. Fonte: Jardim, 2015.....	22
Figura 2. (a) Distâncias opostas; (b) Menor soma entre distâncias opostas. Fonte: Jardim, 2015.....	23
Figura 3. Diferentes formas de seções transversais definidas pelo parâmetro "s". Fonte: Neal, 2015.....	24
Figura 4. Influências de diferentes formas de seções transversais (a) na celeridade (b) e destas nos hidrogramas de saída (verde) após simulação com o HEC-RAS. Fonte: Fleischmann et al., 2016a.....	27
Figura 5. Seção transversal proposta para otimizar a celeridade.	29
Figura 6. Porção ativa da calha onde é calculado o escoamento (verde) e inativa onde a velocidade é considerada zero (vermelho).	29
Figura 7. Fluxograma geral da metodologia proposta para definição de uma geometria hidráulica efetiva.	30
Figura 8. : Discretização da rede de drenagem em minibacias com definição da vazão (Q e Q_{viz}), profundidade (h) e nível (z). Fonte: Pontes et. al (2016).	34
Figura 9. Ilustração da obtenção da celeridade a partir da curva AxQ. Fonte: Meyer et al., 2017.	35
Figura 10. Picos nos hidrogramas horários das estações Novo Porto 2 e Balsa Santa Maria.....	36
Figura 11. Fluxograma do algoritmo SCE-UA. Fonte: Martinez, 2014.	39
Figura 12. Localização do trecho estudado para a determinação de suas larguras. .	40
Figura 13. Composição das bandas 4, 5 e 6 de imagens do satélite Landsat 8.....	41
Figura 14. Máscara de água extraída com uso do classificador Iso Cluster.	42
Figura 15. Eixo do rio Piquiri e <i>buffers</i> de 500 metros criados a partir do mesmo.	43
Figura 16. Larguras geradas a partir do método proposto.	44
Figura 17. Larguras extraídas com uso da ferramenta RiverSides.....	45
Figura 18. Diferença entre as larguras calculadas entre os dois métodos utilizados.	46
Figura 19. Medições transversais realizadas manualmente sobre um trecho com ilha.	47
Figura 20. Localização dos trechos estudados para extração dos parâmetros da calha.....	49
Figura 21. Hidrogramas horários das estações Novo Porto 2 e Balsa Santa Maria. .	50
Figura 22. Relação celeridade-vazão observada no rio Piquiri.....	52

Figura 23. Localização das estações telemétricas e subdivisão do eixo de rio traçado sobre o MDE.	53
Figura 24. Cotas de cada sub-trecho do estudo de caso 1, no rio Piquiri.....	53
Figura 25. Parâmetros da calha a serem otimizados.	54
Figura 26. Celeridades observadas e calculadas em relação à vazão no estudo de caso 1.....	56
Figura 27. Hidrogramas de saída do modelo para o estudo de caso 1 no rio Piquiri com destaque para o valor de 2143 m ³ /s.....	57
Figura 28. Vazões de entrada, calculada e observada na estação Balsa Santa Maria.	58
Figura 29. Hidrogramas observados das estações Cuiabá e Barão do Melgaço.	59
Figura 30. Celeridade versus vazão observada no trecho do rio Cuiabá.....	59
Figura 31. Cotas de cada sub-trecho do estudo de caso 2 no rio Cuiabá.	60
Figura 32. Celeridades observadas e calculadas em relação à vazão para o estudo de caso 2.	61
Figura 33. Hidrogramas observados das estações Estrada MT 738 e Miranda.	62
Figura 34. Celeridade versus vazão observada no trecho do rio Miranda.....	62
Figura 35. Cotas de cada sub-trecho do estudo de caso 3 no rio Miranda.....	63
Figura 36. Celeridades observadas e calculadas em relação à vazão para o estudo de caso 3.	64
Figura 37. Vazões de saída do modelo para o estudo de caso 3, no rio Miranda.....	65
Figura 38. Hidrogramas observados das estações 62705000 e 62714000 no rio Piracicaba.....	66
Figura 39. Celeridade versus vazão observada no trecho do rio Piracicaba.....	67
Figura 40. Cotas de cada sub-trecho do estudo de caso 4 no rio Piracicaba.	67
Figura 41. Celeridades observadas e calculadas em relação à vazão para o estudo de caso 4.	69
Figura 42. Hidrogramas observados das estações Porto Capanema e Hotel Cataratas no rio Iguaçu.	70
Figura 43. Zoom sobre os hidrogramas observados das estações Porto Capanema e Hotel Cataratas no rio Iguaçu.....	71
Figura 44. Celeridade versus vazão observada no trecho do rio Iguaçu.	72
Figura 45. Cotas de cada sub-trecho do estudo de caso 5 no rio Iguaçu.....	73
Figura 46. Celeridades observadas e calculadas em relação à vazão para o estudo de caso 5.	74

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Vazões de pico (m^3/s), intervalo de tempo entre elas e celeridades calculadas (m/s) com as duas estações utilizadas.	50
Tabela 2. Resumo dos resultados encontrados para o estudo de caso 1.	55
Tabela 3. Resumo dos resultados encontrados para o estudo de caso 2.	61
Tabela 4. Resumo dos resultados encontrados para o estudo de caso 3.	64
Tabela 5. Resumo dos resultados encontrados para o estudo de caso 4.	69
Tabela 6. Resumo dos resultados encontrados para o estudo de caso 5.	74

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	13
2	OBJETIVOS	15
2.1	Objetivo geral	15
2.2	Objetivos específicos	15
3	ORGANIZAÇÃO DO TRABALHO.....	16
4	MODELOS HIDROLÓGICOS E A NECESSIDADE DE DADOS DE GEOMETRIA HIDRÁULICA.....	17
4.1	Estimativa da geometria da calha por regionalização	19
4.2	Estimativas da geometria hidráulica por sensoriamento remoto	20
4.3	Estimativa da geometria hidráulica por calibração.....	23
4.3.1	Celeridade cinemática e sua variação com a vazão	25
5	METODOLOGIA.....	28
5.1	Visão geral da metodologia	28
5.2	Técnica de estimativa de largura de rios a partir do sensoriamento remoto	31
5.3	Modelo de propagação de vazão inercial	31
5.4	Estimativa de celeridade empírica com dados observados.....	35
5.5	Estimativa da relação celeridade x vazão com o modelo inercial	36
5.6	Técnica de otimização	37
6	RESULTADOS.....	40
6.1	Exemplo de estimativa de largura de rio por sensoriamento remoto.....	40
6.2	Conclusão.....	47
6.3	Exemplos de estimativa de geometria hidráulica por otimização da relação entre celeridade e vazão.....	48
6.3.1	Estudo de Caso 1: Rio Piquiri	49
6.3.2	Resultados do estudo de caso 1.....	54
6.3.3	Estudo de Caso 2: Rio Cuiabá.....	58
6.3.4	Resultados do estudo de caso 2.....	60
6.3.5	Estudo de Caso 3: Rio Miranda	61

6.3.6	Resultados do estudo de caso 3.....	64
6.3.7	Estudo de Caso 4: Rio Piracicaba.....	65
6.3.8	Resultados do estudo de caso 4.....	68
6.3.9	Estudo de Caso 5: Rio Iguaçu.....	70
6.3.10	Resultados do estudo de caso 5	73
7	Conclusão	76
8	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	78

1 INTRODUÇÃO

Cheias são hoje os processos naturais que mais impactam pessoas no mundo todo e a segunda maior fonte de prejuízos, estimados em US\$104 bilhões por ano, atrás apenas de terremotos (UNISDR, 2015). Seus efeitos são cada vez mais importantes na medida em que a sociedade se desenvolve e se instala em locais passíveis de inundação. No Brasil, por exemplo, foram ao menos 13.115.144 pessoas afetadas por enchentes ou inundações, sendo 1.206.138 o número de desabrigados e 5.814 mortos no período de 1970 a 2005 (Vestena, 2009).

Para combater os efeitos das cheias com mais eficiência os sistemas de previsão e as infraestrutura têm aumentado sua complexidade. Cada vez mais são necessários os conceitos de avaliação integrada de risco de cheias (WMO, 2009). Esses sistemas têm criado demanda para metodologias relativamente complexas de modelagem hidrológica-hidrodinâmica. Enquanto em estudos anteriores bastavam algumas análises estatísticas de eventos extremos, agora cada vez mais, são necessários os modelos hidrológicos capazes de representar cenários em que o comportamento natural da bacia e dos rios pode ser avaliado em conjunto com diferentes estratégias de controle ou atenuação, como reservatórios, políticas de planejamento territorial e sistemas de previsão (Moore *et al.*, 2005; WMO, 2011).

Uma das maiores dificuldades na aplicação de modelos hidrológicos relativamente complexos, e com forte embasamento físico, é a dificuldade de obtenção de dados para caracterizar adequadamente a bacia hidrográfica.

Um conjunto de dados que é importante para previsão de cheias, mas tipicamente menos disponível do que o que seria adequado é de topobatimetria do leito do rio (Alsdorf *et al.*, 2007). Levantamentos topobatimétricos são relativamente caros porque exigem uma combinação de procedimentos e serviços técnicos de campo. Além disso, esse tipo de levantamento não pode, ainda, ser completamente substituído por técnicas de sensoriamento remoto, apesar dos crescentes avanços nessas tecnologias.

Tanto em modelos hidrodinâmicos de rios unidimensionais como em modelos hidrológicos relativamente complexos, que dispõe de módulos específicos para representar a propagação de cheias na rede de drenagem, os dados topobatimétricos normalmente utilizados são seções transversais dos rios. Segundo Samuels (1990) idealmente estas seções transversais devem cobrir de 30 a 50 pontos ao longo do rio, o que dificilmente está disponível, exceto em trechos relativamente curtos de rios. Esta carência de dados de

seções transversais de rios está especialmente presente no desenvolvimento de modelos hidrológicos-hidrodinâmicos de grandes bacias.

Em muitos casos, a carência de dados de seções transversais reais é contornada com técnicas de regionalização de características da geometria da calha do rio, como a largura e a profundidade (eg. Collischonn, 2001; Allasia et al., 2005; Paiva, 2009). Contudo, estas técnicas de regionalização também conhecidas como “relações geomorfológicas”, nem sempre são satisfatórias em diversas situações (Pavelsky e Smith, 2008). A existência de intervenções humanas como barragens afetam a calha natural fazendo com que esta não obedeça nestes locais uma relação geomorfológica.

A alternativa proposta no presente estudo é uma técnica de obtenção de características da seção transversal de rios a partir da análise da relação entre a vazão e a celeridade (velocidade de propagação da cheia) de ondas de cheia observadas em trechos de rios, apoiada pela estimativa de largura a partir de imagens de sensoriamento remoto.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo geral

Avaliar a possibilidade de inferir características da geometria hidráulica de rios a partir da análise da relação entre vazão e celeridade de ondas de cheia, e de imagens de sensoriamento remoto.

2.2 Objetivos específicos

Para alcançar o objetivo acima, foram traçados outros objetivos intermediários, a saber:

- Compreender como os parâmetros da calha de um rio são capazes de influenciar na velocidade de propagação de cheias e se a simplificação dos mesmos em uma calha retangular é capaz de representar o comportamento da celeridade.
- Utilizar dados do sensoriamento remoto para propor uma metodologia simples de obtenção das larguras dos rios.

3 ORGANIZAÇÃO DO TRABALHO

Neste trabalho são discutidos os processos hidráulicos que regem a velocidade de propagação de ondas de cheia em rios e a importância desta em aplicações na área da hidrologia. No Capítulo 4 é apresentada uma revisão bibliográfica sobre as ferramentas computacionais capazes de representar a celeridade, a influência dos parâmetros das calhas de rios tanto sobre os modelos quanto sobre a própria celeridade e como estes parâmetros podem ser obtidos.

No Capítulo 5 são apresentadas duas metodologias distintas para obtenção de alguns dos parâmetros da geometria hidráulica da calha dos rios. A primeira faz uso de dados advindos do sensoriamento remoto enquanto que a segunda combina o modelo inercial de propagação de vazões ao algoritmo genético SCE-UA para chegar ao conjunto ótimo de parâmetros capazes de representar a celeridade observada.

Já no Capítulo 6 são apresentados os resultados da aplicação destas duas metodologias para o mesmo trecho do rio Piquiri, no estado do Paraná e nos rios Cuiabá no Mato Grosso, Miranda no Mato Grosso do Sul, Piracicaba em São Paulo e Iguazu também no Paraná. As metodologias têm seus resultados inter-relacionados, discutidos e comparados aos dados observados.

4 MODELOS HIDROLÓGICOS E A NECESSIDADE DE DADOS DE GEOMETRIA HIDRÁULICA

Inundações são os desastres que mais afetam pessoas em todo o mundo e estão em segundo lugar em relação às perdas econômicas (UNISDR 2015). A gestão do risco de inundação requer conhecimento sobre os processos físicos e sobre os impactos das inundações.

As ferramentas utilizadas para avaliar a suscetibilidade a eventos de inundação, exposição a inundações e análises de perda de inundações são os modelos hidrológicos e hidrodinâmicos. De acordo com Tucci (1998), um modelo é uma representação de algum objeto ou sistema, numa linguagem ou forma de fácil acesso e uso, com o objetivo de entendê-lo e buscar suas respostas para diferentes entradas. Desta maneira um modelo hidrológico é uma ferramenta desenvolvida para entender e representar o comportamento hidrológico na natureza e prever cenários com diferentes condições observadas ou criadas. A limitação da simulação hidrológica se dá pela representatividade da heterogeneidade física de bacias e dos processos apresentados. Assim quanto mais complexo for o sistema e os mecanismos envolvidos, mais complexo também deverá ser o modelo hidrológico.

Cada vez mais, são necessários modelos hidrológicos capazes de representar cenários em que o comportamento natural da bacia e dos rios possa ser avaliado em conjunto com diferentes estratégias de controle ou atenuação (Ballesteros-Cánovas, 2013), como reservatórios (Ngoet al., 2008); zonas inundáveis controladas (Chatterjee et al., 2008; Foerster et al., 2008; Guida et al., 2015); e previsão (Che and Mays, 2015).

Em anos recentes os modelos têm sido aperfeiçoados, com a crescente adoção de modelos distribuídos. Em muitos casos, esse desenvolvimento exige que os modelos tenham módulos específicos para representar o processo de propagação de cheias na rede de drenagem de forma mais física, com menos parâmetros empíricos. Esta já é uma tendência em modelos de escala relativamente pequena, mas também passa a ser uma exigência mais comum em modelos de escala regional ou continental.

Atualmente boa parte dos modelos hidrológicos distribuídos utiliza abordagens simplificadas de representação da vazão de rios ou da dinâmica em planícies de inundação. Estes utilizam modelos como o de onda cinemática ou ainda mais simples na propagação de vazões (Kauffeldt et al., 2016; Huang et al., 2016). Contudo os recentes avanços computacionais vêm permitindo o desenvolvimento de técnicas e incorporação de

metodologias que melhor representem rios e áreas alagadas como a utilização das equações completas de Saint-Venant.

Neste sentido, Clark et al. (2015), por exemplo, sugerem que um dos aspectos fundamentais em que os processos hidrológicos devem ser melhor representados em modelos globais é a técnica de propagação de cheias, incluindo a relação entre rio e planícies inundáveis. Da mesma forma, Hodges (2013) sugere que em modelos hidrológicos de grande escala os métodos de propagação simplificados, tradicionalmente utilizados, passem a ser progressivamente substituídos por métodos hidrodinâmicos com maior base física.

Exemplos de modelos hidrológicos com módulos hidrodinâmicos para representar a propagação de ondas de cheias em rios são o modelo RFM (Falter et al., 2016) e o modelo MGB-IPH (Pontes et al., 2017; Paiva et al., 2012). Também existem abordagens em que modelos hidrológicos são acoplados a modelos hidrodinâmicos, buscando o mesmo objetivo de representar mais adequadamente o processo de propagação de cheias em rios (Biancamaria et al., 2009; Huang e Hattermann, 2017; Lerat et al., 2012; Lian et al., 2007; Laganier et al., 2014).

Felderet al. (2017), por exemplo, destacam as vantagens em utilizar modelos hidrológicos com melhor representação da propagação das cheias quando é necessário representar cenários em que as variáveis estimadas excedem em muito os limites máximos observados, como é o caso da Enchente Máxima Provável (EMP).

Entretanto, uma das maiores dificuldades na aplicação de modelos hidrológicos relativamente complexos, e com forte embasamento físico, é a dificuldade de obtenção de dados para caracterizar adequadamente a bacia hidrográfica, especialmente as características geométricas da calha do rio.

Um tipo de dado que é importante, mas tipicamente menos disponível do que o que seria adequado são os dados da topobatimetria do leito do rio (Saleh, et al., 2013; Mejia e Reed, 2011; Patro et al., 2009; Hodges, 2013). Levantamentos topobatimétricos são relativamente caros porque exigem uma combinação de procedimentos e serviços técnicos de campo. Além disso, esse tipo de levantamento não pode, ainda, ser completamente substituído por técnicas de sensoriamento remoto, apesar dos crescentes avanços nessas tecnologias (Hohenthal et al., 2011).

Em modelos hidrodinâmicos de rios unidimensionais e em modelos hidrológicos relativamente complexos, que dispõe de módulos específicos para representar a

propagação de cheias na rede de drenagem, os dados topobatimétricos normalmente utilizados são seções transversais dos rios. Segundo Samuels (1990) idealmente estas seções transversais devem ter um espaçamento que varia de acordo com o tamanho do rio em função da largura. Ainda segundo o autor, para a melhor representação de ondas de cheia se deveria ter de 30 a 50 pontos com informações de seção o que dificilmente está disponível. Esta carência de dados de seções transversais de rios está especialmente presente no desenvolvimento de modelos hidrológicos-hidrodinâmicos de grandes bacias (Hodges, 2013).

Uma alternativa tipicamente utilizada quando existe carência de dados de seções transversais é a estimativa empírica, via equações de regressão, que relacionam dimensões da seção transversal (como profundidade e largura) com outra variável, como a vazão média ou a área de drenagem. Outra possibilidade é a utilização de imagens de técnicas de sensoriamento remoto para estimar ao menos a largura do rio.

4.1 Estimativa da geometria da calha por regionalização

Em muitos casos, a carência de dados de seções transversais reais é contornada com técnicas de regionalização de características da geometria da calha do rio, como a largura e a profundidade (eg. Collischonn, 2001; Allasia et al., 2005; Paiva, 2009). Este tipo de técnica, também conhecida como “relações geomorfológicas”, foi postulada por Leopold e Maddock (1953) e pressupõe que em um determinado trecho de rio o conjunto de parâmetros da calha é diretamente ou inversamente relacionado à vazão que por ali passa, seguindo uma relação potencial. A esta variação no espaço dos parâmetros da calha dá-se o nome *downstream hydraulic geometry* (DHG) (Dingman, 2009).

Uma vez que a vazão pode ser relacionada com a área de drenagem e que este tipo de dado é facilmente derivado de Modelos Digitais de Elevação (MDEs) com uso de Sistemas de Informações Geográficas (SIGs) torna-se simples estimar profundidade e largura com uso de relações geomorfológicas. Assim os parâmetros da calha poderiam ser estimados através de $P = a.A^b$, onde P é largura ou profundidade (m) e A é a área de drenagem (m²).

Apesar de facilmente aplicável e já tendo demonstrado bons resultados esse tipo de metodologia apresenta alguns problemas quando estudados sistemas complexos com alterações antrópicas como barragens ou onde há grandes perdas de água para a planície de inundação como no caso do leque aluvial do rio Taquari, no Mato Grosso e em boa parte da planície do Pantanal. Mesmo assim trabalhos como os de Bieger et. al (2015) e Jia et. al

(2017) ainda estudam relações geomorfológicas bem como seu aprimoramento para diferentes locais dado seu nível de incorporação em estudos hidrológicos.

4.2 Estimativas da geometria hidráulica por sensoriamento remoto

O desenvolvimento científico e tecnológico dos últimos 20 anos propicia à sociedade o conhecimento de uma série de informações que até então não estavam ao alcance. Atualmente, por exemplo, é possível a obtenção de diferentes dados a respeito de bacias hidrográficas advindas de imagens de satélite (Paiva, 2009) que podem, por sua vez, ser empregadas em modelos hidrológicos para a previsão de eventos extremos como cheias e secas. Do ponto de vista da hidrologia, o sensoriamento remoto vem permitindo a melhor compreensão de processos e a disponibilização de novos conjuntos de dados que abrangem uma série de componentes do ciclo hidrológico (McCabe, 2017).

Segundo Novo (2010) o sensoriamento remoto se baseia no estudo de processos que ocorrem na superfície da Terra com a utilização de equipamentos sensores instalados em plataformas, aeronaves ou espaçonaves sem que haja o contato direto com ela. Assim o que seria observado é a interação da superfície e das substâncias que a compõe com a radiação eletromagnética. Na mesma linha Pidwirny (2013) classifica o sensoriamento remoto como a aquisição de dados sobre certo objeto a distância.

Alguns produtos de interesse na área da hidrologia são o mapeamento e monitoramento dos corpos hídricos. Os satélites são capazes de capturar informações sobre as condições de rios em grandes áreas em uma única imagem. Estes permitem ainda a aquisição de dados de locais onde a coleta manual seria impraticável pela inacessibilidade ou por serem zonas de conflitos (Pavelsky e Smith, 2008). Desta maneira a evolução dos sensores dos satélites conduziu à melhoria na identificação da água superficial, proporcionando produtos de máscaras de água como o MODIS Water Mask (Carrolet al., 2009), o Global Inland Water (GIW) (Fenget al., 2015) e mais recentemente o Global Surface Water (Pekel et al., 2016).

A maioria dos produtos hoje desenvolvidos com intuito de mapear massas superficiais de água faz uso do comportamento que esta possui quando interage com bandas na faixa do infravermelho, entre 740 e 2500 nm. Isto se deve pela absorção pela água de praticamente toda a energia nela incidente nesta faixa, retornando valores baixos de reflectância (Jensen, 2007). Assim em uma composição de imagens que utilize essa faixa, corpos hídricos parecerão mais escuros que os seus vizinhos, tornando-os facilmente identificáveis. Em particular quando trabalhado com imagens do Landsat 8 para identificação

de água superficial é sugerida uma composição entre as bandas 4 (vermelho), 5 (infravermelho próximo) e 6 (infravermelho médio).

Uma vez destacado o corpo hídrico em relação ao seu contorno podem ser aplicadas técnicas de classificação de imagens para criar uma imagem apenas com estas feições. Estas imagens se baseiam no agrupamento de pixels em grupos de acordo com suas características (Mendes e Cirilo, 2013). Diferentes algoritmos para classificação de imagens vêm sendo desenvolvidos passando daqueles em que há influência do usuário no processo de classificação, chamados de “supervisionados”, até aqueles completamente automáticos (não-supervisionados). Nestes últimos os pixels são agrupados sem que seja dado ao programa a identificação do significado destes grupos, cabendo ao usuário a posterior identificação. O algoritmo ISODATA (Horning et al., 2010) é uma das formas mais utilizadas hoje em dia como classificador não-supervisionado. Este método utiliza uma técnica de análise de agrupamento (ou *cluster*) para agregar os pixels da imagem em classes.

Ainda explorando a interação entre a água e a faixa do infravermelho McFeeters (1996) desenvolveu o índice conhecido como *Normalized Difference Water Index* (NDWI), o qual busca destacar corpos hídricos por meio da utilização das bandas do infravermelho próximo (ρ_{NIR}) e do vermelho (ρ_{RED}) através da formulação $((\rho_{NIR} - \rho_{RED}) / (\rho_{NIR} + \rho_{RED}))$. Já Xu (2006) aprimorou essa formulação e desenvolveu o *Modified Normalized Difference Water Index* (MNDWI). A alteração que demonstrou resultados melhores que os do NDWI se dá pela substituição na mesma formulação da banda do infravermelho próximo pela do médio.

As larguras de rios têm grande influência sobre processos físicos como erosão, transporte de sedimentos e inundações além de ecológicos e antrópicos (PAVELSKY e SMITH, 2008). Ao mesmo tempo a largura da calha é possivelmente o parâmetro mais facilmente adquirível a partir do sensoriamento remoto uma vez que, para rios maiores do que 30 metros, estes já passam a ter sua superfície observável com uso de satélites como o Landsat 8. A partir dessas imagens em períodos não alagados é possível traçar manualmente transversais perpendiculares ao fluxo e medir a largura da calha em um determinado ponto.

Porém quando pensamos em aplicações em modelos hidrológicos de grande escala torna-se muito custoso extrair manualmente, mesmo de imagens de satélite, centenas ou milhares de larguras ao longo de todos os rios que compõem uma grande bacia hidrográfica. Dessa forma alguns métodos de cálculo automático desse parâmetro e produtos de escala global ou continental vêm sendo elaborados de forma a tentar suprir a demanda de

informações a seu respeito (e.g. Pavelsky e Smith, 2008; Yamazaki et al., 2014; Allen e Pavelsky, 2015).

Um desses métodos de extração automática de larguras de rios foi elaborado por Jardim (2015) no qual o único arquivo de entrada para aplicação do método seria uma máscara de água que pode ser gerada a partir de diferentes produtos do sensoriamento remoto como o próprio Landsat 8.

A metodologia proposta por Jardim (2015) analisa para cada célula identificada como água em um arquivo matricial a distância até as margens do 1° e 2° quadrante por meio do incremento e um raio de busca. Este por sua vez seria uma porcentagem do tamanho da própria célula. A Figura 1 apresenta esses primeiros passos da metodologia.

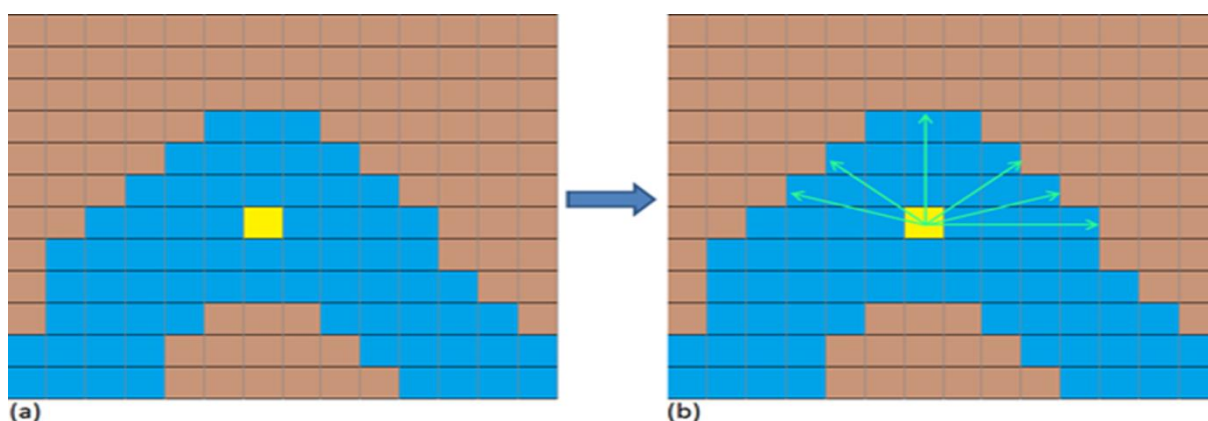


Figura 1. (a) Máscara de água de entrada na forma de uma matriz com uma célula analisada em destaque; (b) Busca da distância a até a margem em relação ao centro da célula de origem. Fonte: Jardim, 2015.

A seguir seria feito o mesmo cálculo de distâncias para os quadrantes 3 e 4 de forma a existirem medidas de distância até as margens para todas as direções a partir do centro das células identificadas como água. Com essas medidas é realizada a soma das distâncias em direções opostas e a menor destas é atribuída como sendo a largura do rio naquela determinada célula conforme demonstra a Figura 2. Esse processo é então realizado para todas as células de água que compõem a máscara. Por fim a maior largura em uma direção de cálculo é atribuída à todas as células presentes nesta mesma direção. Isto foi feito para corrigir problemas relacionados às células próximas às margens onde a menor distância poderia ser entre pontos de uma mesma margem.

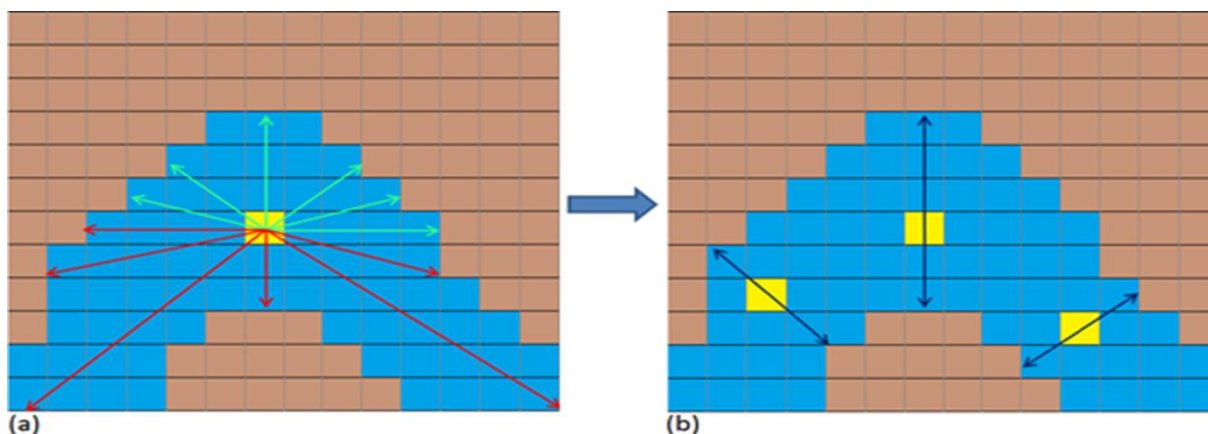


Figura 2. (a) Distâncias opostas; (b) Menor soma entre distâncias opostas. Fonte: Jardim, 2015.

Essa metodologia de calcular a largura de rios apresentou bons resultados para o rio Taquari e seus principais afluentes conforme apresentado pelo autor. O problema levantado seria apenas a influência de ilhas ao longo da máscara de água que causariam medidas equivocadas de largura para células próximas a ela. Esta metodologia de cálculo da largura foi inserida em um programa ao qual se deu o nome RiverSides.

4.3 Estimativa da geometria hidráulica por calibração

Uma possível alternativa para estimar a geometria hidráulica de rios que é pouco utilizada é a calibração de parâmetros de seções transversais com base em observações de variáveis como vazão e nível da água. Mejia e Reed (2011), por exemplo, demonstram a melhoria nos resultados da modelagem hidrológica em virtude da gradual incorporação de complexidade na geometria informada ao modelo estudado. Estas melhorias foram particularmente perceptíveis nos cenários em que foi incorporada à seção uma planície de inundação, nos quais a representação desta gerou resultados equivalentes à incorporação de seções reais.

Outro estudo que deve ser destacado a respeito da incorporação de parâmetros da calha de rios na modelagem hidrológica é aquele apresentado por Neal et. al (2015). Neste trabalho os autores propuseram simplificar toda a forma da seção transversal da calha através de um único parâmetro s . Este parâmetro definiria a forma da seção através de uma função potencial conforme ilustra a Figura 3.

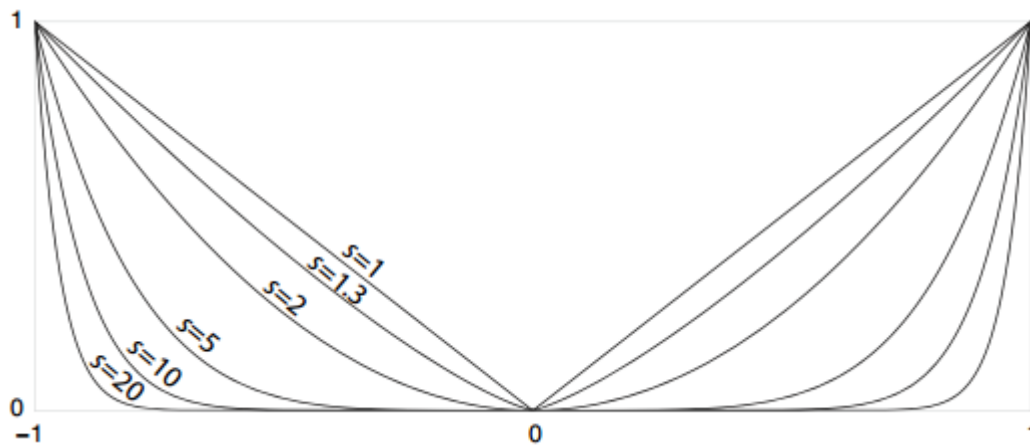


Figura 3. Diferentes formas de seções transversais definidas pelo parâmetro "s". Fonte: Neal, 2015.

Os autores, então, calibraram a forma da seção transversal buscando estimar valores observados de nível, velocidade de propagação de ondas de cheia e área alagada no rio Severn na Inglaterra. Também foram feitos testes utilizando uma seção retangular com a calibração apenas do coeficiente de atrito da seção. Os resultados demonstraram que foi possível obter resultados satisfatórios de nível e celeridade dentro da faixa de profundidade e atrito observados apenas alterando a forma da seção transversal. Os mesmos resultados também foram encontrados com a seção retangular, porém, com valores de coeficiente de atrito muito superiores aos indicados na literatura.

Wood et al. (2016) utilizaram imagens de inundação provenientes do satélite ENVISAT com resolução de 150 metros para calibrar os parâmetros de profundidade e atrito de um trecho do rio Severn na Inglaterra de largura constante e aporte lateral desprezível. Para isto os autores utilizaram o modelo LISFLOOD-FP (Bates e De Roo, 2000). Ao fim do trabalho foi percebido que o modelo em questão era particularmente mais sensível a variações de profundidade do que à rugosidade do canal e que só foi possível encontrar valores adequados de profundidade quando a faixa de alteração da rugosidade foi limitada a valores plausíveis. O erro de 16% da profundidade encontrada em relação àquela observada in situ demonstrou a possibilidade da utilização de mapas de inundação para calibração de parâmetros da calha em modelos 2-D.

Brêda (2017) demonstrou que a técnica de assimilação de dados foi capaz de representar com sucesso a batimetria de rios através da propagação inercial. Para isto foram utilizados dados altimétricos das missões ICESAT, ENVISAT e JASON 2 para calibrar profundidade e coeficiente de Manning em um trecho de 1100 km do rio Madeira (AM), sendo que os dados das duas primeiras missões apresentaram melhores resultados que o último. Foram testadas diferentes técnicas de assimilação sendo as que retornaram as

menores diferenças de nível foram o SCE-UA e o Filtro de Kalman seguidos pela Interpolação Linear e a Inserção Direta.

Por fim Grimaldi et. al (2018) demonstram o efeito de diferentes seções transversais simplificadas na simulação de um evento de cheia no rio Clarence, na Austrália com uso do modelo LISFLOOD-FP. Largura e profundidade foram interpoladas a partir de diferentes dados de campo em seções de formas retangulares ou definidas por equações exponenciais sendo encontrados os melhores resultados para seções retangulares de largura variável. Os autores ainda chamam a atenção para o efeito de equifinalidade observado em diversos estudos no qual as variações da geometria da calha são compensadas por mudanças no coeficiente de manning. Desta forma existiriam diferentes combinações de parâmetros que retornariam os mesmos resultados de vazão e demais predições.

Esses estudos demonstram a importância na modelagem hidrológica da correta representação dos parâmetros que compõem a calha de rios. Na ausência de medições in situ podem-se buscar relações secundárias para inferir o valor desses parâmetros como largura e profundidade. Uma alternativa cada vez mais utilizada hoje em dia é através do sensoriamento remoto associado à modelos hidráulicos.

No presente trabalho será explorada uma metodologia de calibração em que se busca representar, da melhor forma possível, a relação entre celeridade e vazão de um trecho de rio. Em outras palavras, busca-se uma técnica de obtenção de características da seção transversal de rios a partir da análise da relação entre a vazão e a celeridade (velocidade de propagação da cheia) de ondas de cheia observadas em trechos de rios, apoiada pela estimativa de largura a partir de imagens de sensoriamento remoto. Esta técnica está mais bem descrita no capítulo 4 (Metodologia), entretanto, alguns estudos antecedentes sobre a relação entre celeridade e vazão são descritos aqui.

4.3.1 Celeridade cinemática e sua variação com a vazão

Sistemas de alerta e previsão de cheia tem na velocidade de propagação de ondas um parâmetro essencial para seu correto propósito (Tang et al., 2001; Reszler et al., 2008). A importância do conhecimento dessa velocidade de propagação também conhecida como celeridade, motivou diversos estudos para compreender a dinâmica que a rege (Wong e Lourenson, 1983; Sriwongsitanon et al., 1998; Tang et al., 2001; Perumal et al., 2001; Price, 2009; David et al., 2011; Pontes et al., 2015b; Fleischmann et al., 2016a).

Existem dois tipos principais de ondas de cheia analisadas em estudos hidrológicos: a onda dinâmica e a cinemática. A primeira é influenciada por todos os termos da equação de Saint-Venant e se propaga tanto para jusante quanto para montante em regimes sub-

críticos (Henderson, 1966). Contudo este tipo de onda, embora mais rápida que a cinemática, se atenua rapidamente para número de Froude abaixo de 2, o que é o comportamento usual de rios naturais (Chow, 1959; Henderson, 1966; Julien, 2002; Dingman, 2009). Portanto a maior parte do volume de água se propaga de acordo com a velocidade da onda cinemática. Esta depende apenas da declividade do fundo do rio e da resistência ao escoamento.

Uma forma de obter a celeridade (c) com dados de campo é através da medição do tempo de deslocamento (t) da onda entre dois pontos de distância (d) conhecida entre eles:

$$c = \frac{d}{t} \quad (1)$$

Uma característica interessante da celeridade é que esta não é constante, mas varia de acordo com o evento. Em rios encaixados, ou seja, sem planície de inundação, a celeridade deveria crescer indefinidamente com a vazão (Chow et al., 1988; Ponce 1991; Price, 2009). Entretanto, em rios com planície é comum que haja a diminuição da celeridade a partir do extravasamento da calha. Através da Equação 1 Wong e Lourenson (1983) puderam estudar a celeridade em 6 trechos de rios da Austrália e observaram que enquanto a vazão permanecia dentro da calha a celeridade aumentava com o incremento desta. Porém, nos rios onde havia o extravasamento da calha fluvial ocorria a gradativa diminuição da celeridade com o aumento da vazão a partir do ponto de extravasamento. Uma forma de entender esse comportamento é observando a Equação 2 que descreve a celeridade como a variação da vazão dividida pela variação da área molhada da seção transversal.

$$c = \frac{dQ}{dA} \quad (2)$$

Essa formulação é possível se considerarmos na equação da continuidade que o movimento da água é influenciado apenas pela declividade e pelo atrito (Lighthill e Witham, 1955). Analisando a Equação 2 podemos assumir que enquanto o rio está dentro da calha a variação da vazão leva a aumentos pequenos da área molhada e assim temos o aumento da celeridade. Por outro lado, quando o rio passa a transbordar, pequenos acréscimos de fluxo levam a um aumento muito rápido da área molhada e, conseqüentemente, à diminuição da celeridade.

Recentemente, Meyer et al. (2017) replicaram o experimento de Wong e Laurensen com dados de rios brasileiros, obtendo resultados diversos entre os rios analisados. Enquanto o rio Piquiri (PR) apresentou o comportamento descrito por Wong e Laurensen em virtude da presença de uma planície de inundação, no rio Iguaçu a celeridade sempre aumentou com a vazão por não haver extravasamento. Já o rio Miranda no Mato Grosso do

Sul apresentou comportamento decrescente da celeridade com a vazão desde as primeiras medidas de vazão analisadas. Isto ocorreu possivelmente pela falta de vazões mais baixas das quais fosse possível estimar a celeridade.

Ainda, a influência da forma da transição entre calha e planície de inundação sobre a celeridade foi estudada em trabalhos como os de Sriwongsitanon et al. (1998) e Fleischmann et al. (2016). Nesse último o autor analisou os efeitos da presença da planície de inundação e da forma da seção transversal não apenas na celeridade mas também destas na própria forma de hidrogramas. Os resultados demonstraram que a presença de planícies inundáveis e suas consequentes alterações sobre a celeridade causariam mudanças na assimetria do hidrograma, tornando-a negativa nos casos onde houve extravasamentos. A Figura 4 apresenta os efeitos observados de 3 seções transversais distintas sobre a relação celeridade-vazão e desta sobre hidrogramas simulados no programa HEC-RAS. Dessas, a terceira geometria é a mais próxima de casos naturais.

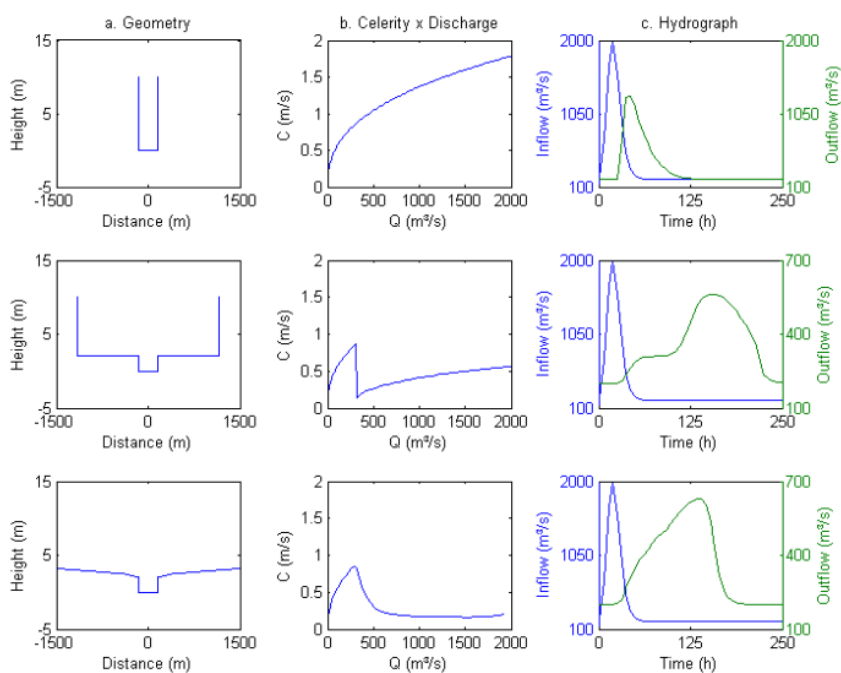


Figura 4. Influências de diferentes formas de seções transversais (a) na celeridade (b) e destas nos hidrogramas de saída (verde) após simulação com o HEC-RAS. Fonte: Fleischmann et al., 2016a.

Fica evidente, portanto, a necessidade da representação de efeitos das planícies de inundação em modelos hidrológicos, principalmente aqueles utilizados para previsão de enchentes, uma vez que é justamente nesses locais onde a celeridade apresenta o comportamento peculiar levantado.

5 METODOLOGIA

No presente trabalho será proposta e testada uma metodologia de estimativa de características geométricas de seções transversais baseada em informações de sensoriamento remoto e em calibração da relação entre celeridade e vazão. Neste capítulo serão descritas estas metodologias e como estas podem ser aplicadas.

5.1 Visão geral da metodologia

Com base nos conceitos apresentados a metodologia aqui proposta busca definir se existem e quais são os parâmetros de uma calha de rio capaz de representar satisfatoriamente a relação celeridade-vazão em um local onde há planície de inundação. Conforme foi mostrado em trabalhos anteriores como os de Wong e Laurenson (1983) a velocidade de propagação de uma onda de cheia tende a aumentar com a vazão até que ocorra o extravasamento da calha. A partir deste ponto a celeridade passa a diminuir até que a água encontre um novo divisor topográfico que permita uma ascensão vertical mais rápida da linha d'água com a vazão.

Assim, considerando que modelos matemáticos de propagação de ondas de cheia são capazes de representar o comportamento da celeridade com a vazão em locais onde ocorre o extravasamento da calha e que estes mesmos modelos são particularmente sensíveis aos parâmetros que definem esta calha, poderíamos supor que existe um conjunto ideal destes parâmetros para representar a celeridade em um determinado local. Ao mesmo tempo, se o local estudado já possua medidas in-situ de celeridade, pode-se testar uma série de combinações destes parâmetros até que encontremos o conjunto ideal que definem esta calha "efetiva".

A metodologia aqui apresentada pretende justamente, a partir de dados telemétricos de vazão, buscar um conjunto de parâmetros através da combinação do modelo inercial de propagação de vazões proposto por Bates et al. (2010) tal qual implementado no modelo MGB-IPH por Pontes et al. (2015) associado ao algoritmo SCE-UA de Duan (1991). Ao fim o resultado esperado é uma calha efetiva como a apresentada na Figura 5 na qual a combinação de largura (W), altura de calha cheia (H), coeficiente de Manning (n) e ângulo de abertura de uma planície de inundação (a) resultem nas mesmas celeridades observadas para diferentes vazões de pico. Também se espera que o resultado encontrado não seja muito diferente das medições in-situ de largura e profundidade. Desta maneira são adotadas duas simplificações principais: a de que seria possível representar a calha por uma seção retangular e a de que se poderia atribuir o mesmo número de Manning para dentro e fora da

calha na parte considerada ativa no modelo inercial do MGB-IPH, ou seja, aquela vertical à largura do fundo. Na porção inundada na planície não é computado o escoamento, a velocidade é zero e ocorre apenas o armazenamento da água. A Figura 6 ilustra em qual porção da calha é calculado o escoamento e em qual a velocidade é considerada zero e não há vazão no modelo.

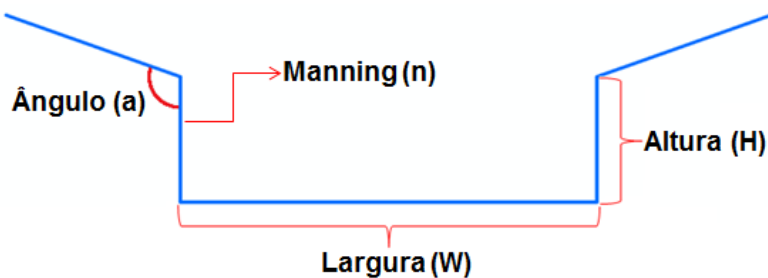


Figura 5. Seção transversal proposta para otimizar a celeridade.



Figura 6. Porção ativa da calha onde é calculado o escoamento (verde) e inativa onde a velocidade é considerada zero (vermelho).

A Figura 7 apresenta um fluxograma geral da metodologia proposta. Neste trabalho todo processamento a partir do passo 4 foi programado em linguagem FORTRAN 90 para permitir a aplicação de maneira fácil em diversos trechos de rios que atendam aos pré-requisitos estabelecidos.

Para a obtenção da largura também é proposta uma metodologia simples para sua obtenção através do sensoriamento remoto. Esta aproximação da geometria do rio por um retângulo no qual a largura poderia ser obtida através da divisão da sua área superficial pelo seu comprimento.

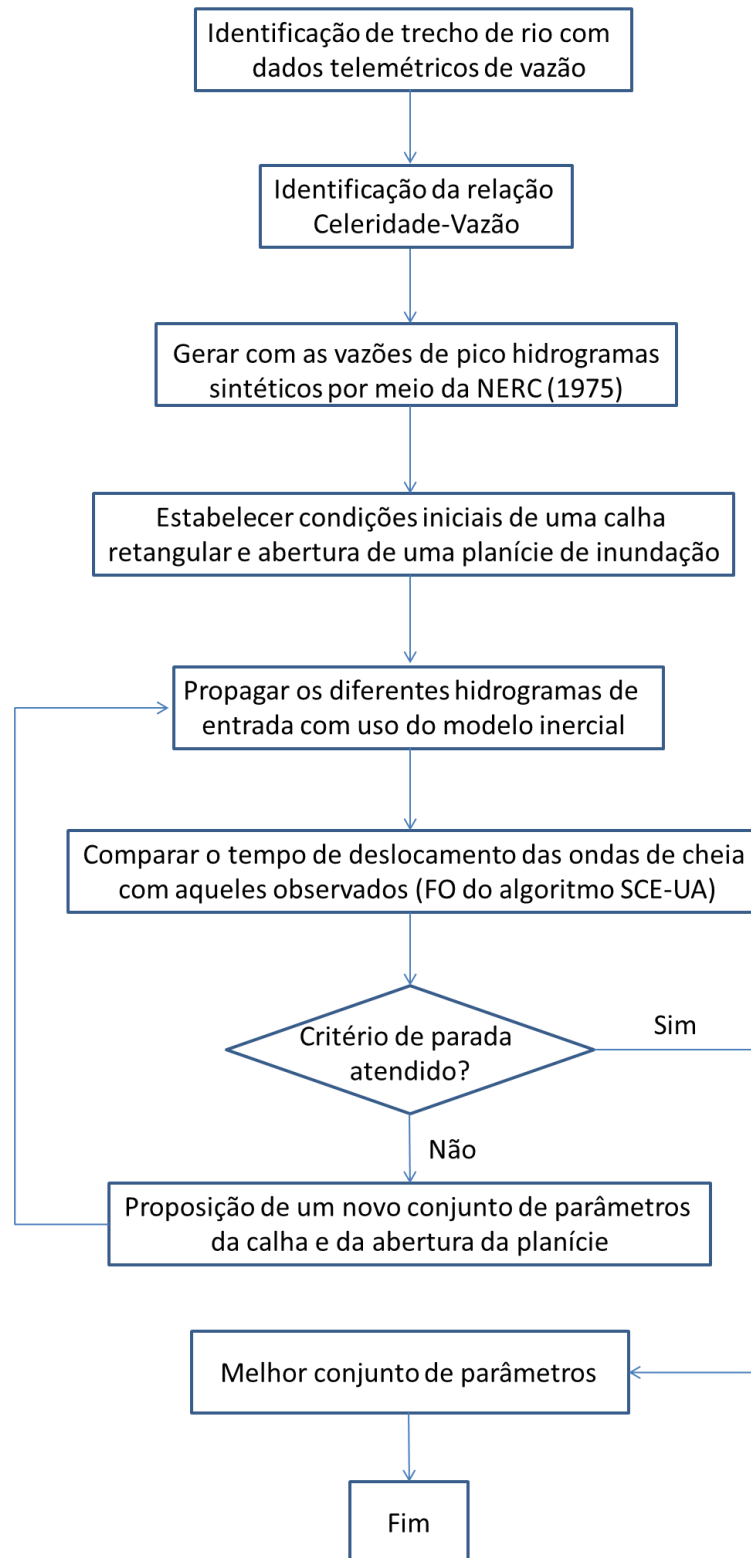


Figura 7. Fluxograma geral da metodologia proposta para definição de uma geometria hidráulica efetiva.

5.2 Técnica de estimativa de largura de rios a partir do sensoriamento remoto

Uma vez que a grande maioria dos modelos hidrológicos necessita de informações de largura como dado de entrada vêm sendo desenvolvidas diferentes metodologias para extração das mesmas conforme descrito na revisão bibliográfica deste trabalho. Além desta aplicação a obtenção de larguras tem aplicações diretas como na delimitação de Áreas de Preservação Permanente (APPs) ou na construção civil quando pensamos nos melhores locais para a construção de uma ponte por exemplo.

Neste trabalho propõe-se a simplificação da forma de todos os rios como “retângulos sinuosos”. Desta maneira os mesmos poderiam ser representados através de apenas duas medidas: o comprimento e a largura.

Uma vez que a obtenção de máscaras de água é uma tarefa relativamente simples conforme foi descrito anteriormente é fácil extrair para rios mais largos que 30 metros (resolução espacial do Landsat 8) a área superficial dos mesmos. Assim bastaria ter o comprimento do rio para poder calcular a sua largura da seguinte maneira:

$$W = \frac{A}{L} \quad (3)$$

Onde W é a largura em metros, A é a área da superfície em metros quadrados e L é o comprimento do eixo do rio em metros.

O comprimento do rio por sua vez pode ser aproximado através da utilização de programas de SIG para definição da rede de drenagem a partir de MDEs como o SRTM de 30 metros, disponível para o mundo inteiro. A questão a ser trabalhada com o emprego desta metodologia é até que comprimento de trecho de rio a largura extraída é representativa e se a simplificação da geometria do rio não é grosseira demais. Para analisar esta segunda questão esta metodologia pode ser comparada com medições manuais e automáticas como a proposta por Jardim (2015).

5.3 Modelo de propagação de vazão inercial

Geralmente os modelos hidrodinâmicos unidimensionais utilizam as equações de Saint Venant para fornecer as variáveis do escoamento no tempo e no espaço (Buarque, 2015). A formulação das equações de Saint Venant são baseadas nas equações de conservação da massa (4) e da quantidade de movimento (5) podendo ser expressas por :

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q_l \quad (4)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial(Q^2/A)}{\partial x} + gA \frac{\partial h}{\partial x} = gAS_0 - gAS_f \quad (5)$$

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, q é a vazão por unidade de largura de contribuição lateral, h é a profundidade do rio, S₀ é a declividade do fundo do rio, S_f representa a perda de energia por atrito com o fundo e as margens e g é a aceleração da gravidade.

A simplificação realizada no modelo inercial e implementada por Pontes et al. (2015) é feita através da exclusão do termo referente à inercia advectiva (segundo termo da equação 5) pois este geralmente apresenta valores desprezíveis frente aos demais (Moussa e Bocquillon, 1996). Assim temos a equação reescrita da forma:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + gA \frac{\partial h}{\partial x} - gAS_0 + gAS_f = 0 \quad (6)$$

Já o valor de S_f pode ser estimado através da equação empírica de Manning como mostrado na equação 7 e a equação 6 passa a ser escrita incorporando a mesma.

$$S_f = \frac{Q \cdot |Q| \cdot n^2}{A^2 \cdot R^{4/3}} \quad (7)$$

Aqui S_f é a declividade da linha de atrito adimensional (Tucci, 2005); Q é a vazão em m³/s; A é a área em m²; R é o raio hidráulico em metros; e n o coeficiente de rugosidade de Manning. O resultado é a equação 8:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + g(B \cdot h) \frac{\partial y}{\partial x} + g(B \cdot h) \cdot \frac{Q \cdot |Q| \cdot n^2}{(B \cdot h)^2 \cdot R^{4/3}} = 0 \quad (8)$$

em que o termo |Q| representa o módulo da vazão, e a adoção do produto |Q|·Q permite representar a magnitude e o sinal da perda de energia devida ao atrito de forma correta na Equação 8.

Como consideraremos que o rio possui, dentro da calha, uma seção transversal retangular de largura **B**, podemos então dividir a equação 8 por esta largura. Da mesma forma, seções naturais de rios e canais naturais normalmente apresentam larguras muitas vezes maiores do que a profundidade, de maneira que é possível aproximar o raio hidráulico diretamente pela profundidade de forma que **R=h**. Com estas considerações a Equação 8 pode ser expressa conforme a Equação 9:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + gh \frac{\partial y}{\partial x} + g \frac{Q \cdot |Q| \cdot n^2}{R^{4/3}} = 0 \quad (9)$$

Ainda a equação da continuidade pode ser reescrita como:

$$\frac{\partial V}{\partial t} = \sum Q_{in} - \sum Q_{out} \quad (10)$$

Onde V é o volume de água em um pequeno sub-trecho do rio; Q_{in} são as vazões que entram nesse trecho de rio, incluindo a vazão de todas as minibacias localizadas imediatamente a montante e a vazão gerada na própria minibacia, e Q_{out} são as vazões que saem desse trecho de rio, o que inclui a vazão que segue para jusante e eventuais perdas por evaporação.

Essas últimas duas equações são empregadas no MGB-IPH em rios divididos em sub-trechos de maneira que cada minibacia possui um único sub-trecho de rio. Adaptando o esquema numérico proposto por Bates et al. (2010), considera-se que as variáveis h (profundidade), y (cota do nível da água) e Z (cota do fundo) são definidas nos centros dos sub-trechos.

Como cada minibacia possui apenas um trecho de rio as trocas de vazão se dão diretamente entre a minibacia de montante com a de jusante. Assim o nível de água em uma minibacia de montante é $y_i = z_i + h_i$ enquanto que na minibacia imediatamente a jusante tem-se que $y_{i+1} = z_{i+1} + h_{i+1}$.

Para a resolução das equações 9 e 10 foram adotadas as seguintes aproximações apresentada nas equações 11, 12 e 13 onde o índice i representa em qual minibacia ocorre o cálculo e o índice t informa qual o intervalo de tempo:

$$\frac{\partial y}{\partial x} \cong \frac{y_{i+1}^t - y_i^t}{\Delta x_i} \quad (11)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} \cong \frac{Q_i^{t+\Delta t} - Q_i^t}{\Delta t} \quad (12)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} \cong \frac{V_i^{t+\Delta t} - V_i^t}{\Delta t} \quad (13)$$

Assim, com uso das equações 11 e 12, podemos reformular a equação 9 explicitando o valor da vazão ao fim do intervalo de tempo, obtendo-se daí a equação 14:

$$Q_i^{t+\Delta t} = \left(\frac{((Q_i^t) - g \cdot W \cdot \Delta t \cdot (hflow_i \cdot Sflow_i))}{1 + \left(\frac{g \cdot \Delta t \cdot hflow_i \cdot (Q_i^t \cdot n^2)}{W \cdot (hflow_i)^2} \right)} \right) \quad (14)$$

Onde Q é a vazão, W é a largura da calha do rio, n é o coeficiente de Manning, S_{flow} é a declividade da linha d'água e h_{flow} é a profundidade na seção transversal localizada entre um trecho simulado de montante i e outro a jusante $i+1$.

Por fim a equação da continuidade pode ser aproximada para cada segmento de rio por:

$$\frac{V_i^{t+\Delta t} - V_i^t}{\Delta t} = \sum Q_{in}^{t+\Delta t} - \sum Q_{out}^{t+\Delta t} - \sum Q_{viz}^{t+\Delta t} - Evq_i \quad (15)$$

Onde o primeiro termo após a igualdade é o somatório das vazões de entrada na minibacia i no tempo $t+\Delta t$, o segundo é a vazão de saída da mesma minibacia e o último (Evq) é a evaporação em planícies de inundação no caso destas existirem. Este equacionamento ainda permite a troca lateral entre minibacias representado pelo terceiro termo. Assim é possível a representação de bifurcações na rede de drenagem conforme ilustrado na Figura 8.

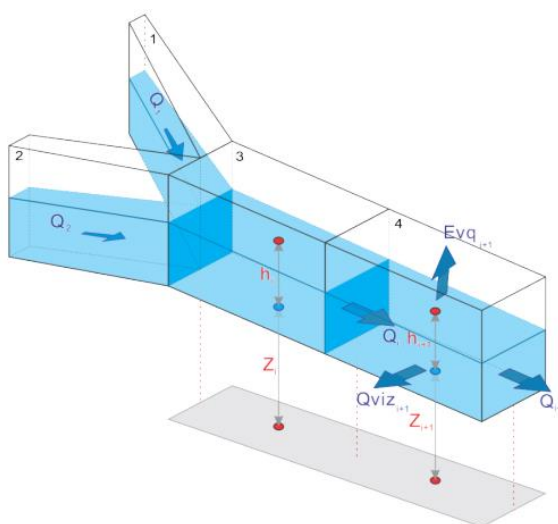


Figura 8. : Discretização da rede de drenagem em minibacias com definição da vazão (Q e Q_{viz}), profundidade (h) e nível (z). Fonte: Pontes et. al (2016).

Já o tamanho do passo de tempo é definido de acordo com a condição de Courant-Friedrichs-Levy (CFL) a fim de evitar instabilidades, portanto, a escolha do intervalo de tempo deve satisfazer a igualdade:

$$\Delta t = \alpha \frac{\Delta x}{\sqrt{gh}} \quad (16)$$

É possível perceber ao observar a equação 14 como o método inercial é dependente dos parâmetros hidráulicos da calha de rios tais como profundidade, largura e coeficiente de Manning. Desta maneira faz-se fundamental a correta informação dos mesmos.

5.4 Estimativa de celeridade empírica com dados observados

Para obter estimativas de celeridade em rios monitorados existem basicamente duas maneiras conforme descrito anteriormente. Uma pela relação entre a variação da vazão pela variação da área da seção transversal (dQ/dA) e outra pela divisão da distância entre dois pontos pelo tempo de propagação de uma onda de cheia entre estes locais (L/t).

Para a primeira maneira de estimativa da celeridade pode-se utilizar dados de resumo de descarga como aqueles disponíveis pelo portal Hidroweb da Agência Nacional de Águas (ANA). O conjunto de informações presentes nestes arquivos contempla medições de área molhada e suas respectivas vazões. Desta forma é possível plotar $A \times Q$, gerar funções que descrevam o comportamento do tipo $Q=f(A)$ e então extrair a celeridade a partir desta. A Figura 9 ilustra este método.

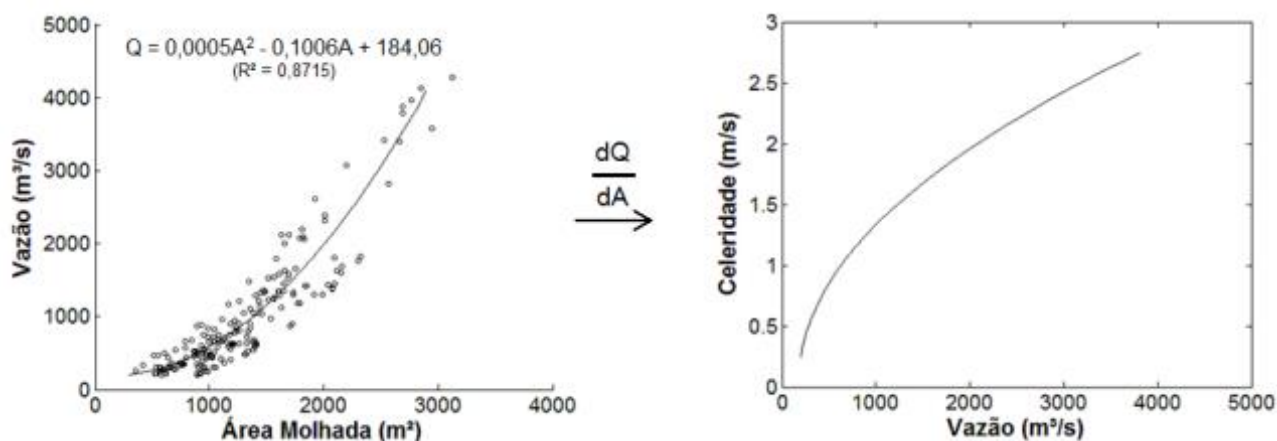


Figura 9. Ilustração da obtenção da celeridade a partir da curva $A \times Q$. Fonte: Meyer et al., 2017.

Contudo, este método não apresentou bons resultados conforme foi demonstrado no trabalho de Meyer et al. (2017). Para nenhum dos rios apresentados no trabalho foi replicado o comportamento da diminuição da celeridade com o incremento da vazão nos casos onde haveria extravasamento da calha sendo que em alguns deles os valores de celeridade nem sequer ficaram próximos àqueles retirados com a divisão da distância pelo tempo de viagem.

Desta maneira aconselha-se a utilizar dados telemétricos de vazão para estimar os valores de celeridades. Apesar de mais escassos, quando utilizado este tipo de informação tem-se a melhor representação do comportamento e valores reais de celeridade. Para calcular a velocidade de propagação da onda é necessário plotar dois hidrogramas, um a montante e outro a jusante do trecho de interesse, identificar pares de picos de cheia e

medir a diferença temporal entre os momentos de ocorrência de cada um. Assim, sabendo-se a distância entre estes dois postos, a celeridade para cada vazão é obtida. Cabe destacar que quando existe uma entrada lateral proporcionalmente grande pode ocorrer a sua influência na medição da celeridade estimada. A Figura 10 apresenta um exemplo de identificação intervalo de tempo entre dois picos das estações Porto Novo 2 e Balsa Santa Maria no rio Piquiri (PR).

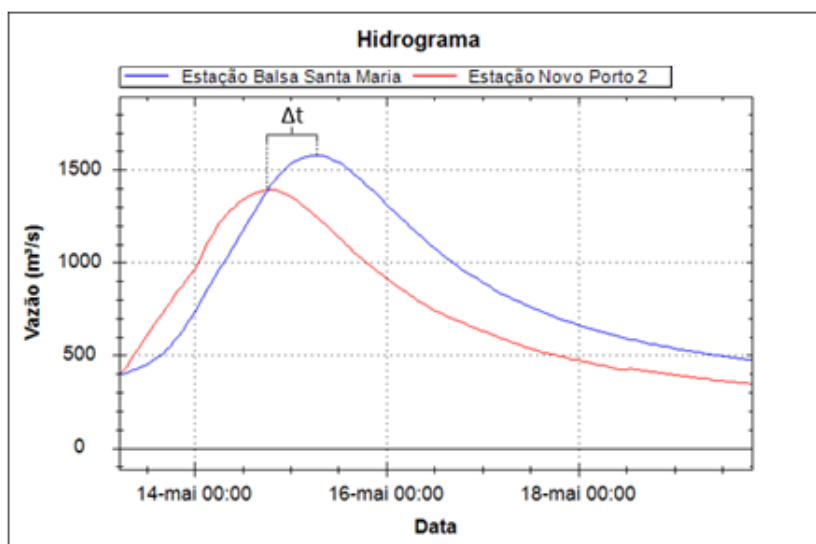


Figura 10. Picos nos hidrogramas horários das estações Novo Porto 2 e Balsa Santa Maria.

5.5 Estimativa da relação celeridade x vazão com o modelo inercial

Para obter a relação entre celeridade e vazão utilizando o modelo de propagação inercial foram realizados testes de propagação de hidrogramas sintéticos com diferentes vazões de pico. Os hidrogramas sintéticos adotados foram definidos com base na equação 17 (NERC, 1975 apud Todini, 2007).

$$Q_t = Q_{base} + (Q_{pico} - Q_{base}) \cdot \left[\frac{t}{T_p} \cdot e^{(1 - \frac{t}{T_p})} \right]^\beta \quad (17)$$

Onde: Q_{base} é a vazão de base do hidrograma de entrada; Q_{pico} é a vazão de pico proveniente dos dados observados a montante; T_p é o tempo até que a vazão de base alcance a vazão de pico em horas e β é o parâmetro que define a curvatura do hidrograma.

Estes hidrogramas foram utilizados como condição de entrada no modelo inercial para serem propagados ao longo de um trecho teórico que representa o rio observado. A utilização desta abordagem ao invés de propagar diretamente o hidrograma observado a montante torna o processo mais rápido além de possibilitar a melhor compreensão da forma

como a onda de cheia e o próprio hidrograma se comportam. Uma vez que é conhecido o tempo de pico dos hidrogramas de entrada basta identificar o tempo em que a maior vazão chega ao “exutório” do trecho de rio simulado e utilizar esta para dividir o comprimento deste trecho, retornando assim a celeridade para cada hidrograma.

A fim de evitar instabilidades numéricas na simulação fez-se a subdivisão do trecho estudado e propagar a vazão ao longo de cada um destes sub-trechos. Desta maneira o passo de tempo da simulação fica definido de acordo com o comprimento desta subdivisão de acordo com a condição de Courant. Já a declividade de cada sub-trecho foi retirada a partir de um modelo digital de elevação como o Shuttle Radar Topography Mission (SRTM).

5.6 Técnica de otimização

Para a otimização dos parâmetros de geometria de calha do rio foi utilizado o algoritmo SCE-UA. Assim, a função objetivo (FO) foi definida como a soma do quadrado da diferença entre a celeridade observada e a calculada para cada um dos hidrogramas de entrada propagados pelo modelo inercial. Desta maneira o algoritmo trabalha para minimizar esta soma, aproximando celeridades calculadas e observadas para suas respectivas vazões de pico.

O algoritmo SCE-UA (Shuffled Complex Evolution – University of Arizona) foi criado por Duan (1991) como uma combinação da estratégia de busca do método Simplex (Nelder e Mead, 1965), com conceitos de busca aleatória supervisionada, evolução competitiva e mistura de complexos (Diniz, 1999). O algoritmo opera com uma população de pontos que evolui em direção ao ótimo global de uma única função, através de sucessivas iterações e avaliações da função-objetivo.

Na etapa inicial do SCE-UA é gerada, de forma aleatória, uma população de larguras, profundidades e ângulos no espaço de busca. Esta população é separada em conjuntos (chamados de complexos) que evoluem baseados em um processo de reprodução baseado no método Simplex no qual novas soluções candidatas são criadas. O processo de geração de novas soluções candidatas se repete até que um critério de parada seja atendido e o ótimo global seja obtido.

Os passos do algoritmo são apresentados a seguir, conforme Duan (1991) e Duan et al. (1992):

1) Inicialização do algoritmo: são selecionados os valores dos parâmetros do algoritmo, $p \geq 1$ e $m \geq 2n+1$, onde p representa o número de complexos, m o número de

pontos em cada complexo e n o número de variáveis de decisão do problema de otimização. O tamanho da população de soluções candidatas (s) é igual ao produto de p e m .

2) Geração da população: são gerados s conjuntos de valores das variáveis de decisão que atendam às restrições do problema. Estes valores são definidos de forma aleatória, utilizando uma distribuição de probabilidades uniforme. Cada conjunto de valores das variáveis de decisão representa uma solução candidata e, em consequência, um ponto no espaço de busca.

3) Hierarquização dos pontos: os pontos da população são avaliados com a função-objetivo do modelo inercial e reorganizados, em ordem crescente de função-objetivo, formando o conjunto D . O primeiro ponto de D apresenta o menor (melhor) valor da função-objetivo.

4) Divisão em complexos: a população D de s pontos é dividida em p complexos, cada um com m pontos. A divisão de complexos segue a regra $A_k = \{x_{jk}, f_{jk}\}$ onde $x_{jk} = x_{k+p(j-1)}$ e $f_{jk} = f_{k+p(j-1)}$, para $j = 1, \dots, m$. Onde k é o número de complexo, que varia de 1 a p , j é o número do ponto dentro do complexo, que varia de 1 a m , x é o grupo de parâmetros e f é o valor da função-objetivo. Esta regra permite que cada complexo esteja integrado por um certo número de soluções “boas” (baixo valor da função-objetivo) e de soluções “ruins” (altos valores da função-objetivo).

5) Evolução dos complexos: a cada complexo é dada a oportunidade de evoluir com base no método de Evolução Competitiva de Complexos, explicado mais a fundo logo após o passo “7”. Este passo pode ser encontrado em detalhe no trabalho de Duan et al. (1992).

6) Mistura dos complexos: os complexos A_k são novamente agrupados na população D , e os pontos reorganizados, em ordem crescente de função-objetivo.

7) Teste de convergência: Se o critério de convergência é atendido, o algoritmo se encerra. Caso contrário, o procedimento retorna ao passo 3.

A Figura 11 apresenta um fluxograma para execução do SCE-UA juntamente com o algoritmo de evolução necessário no passo 5.

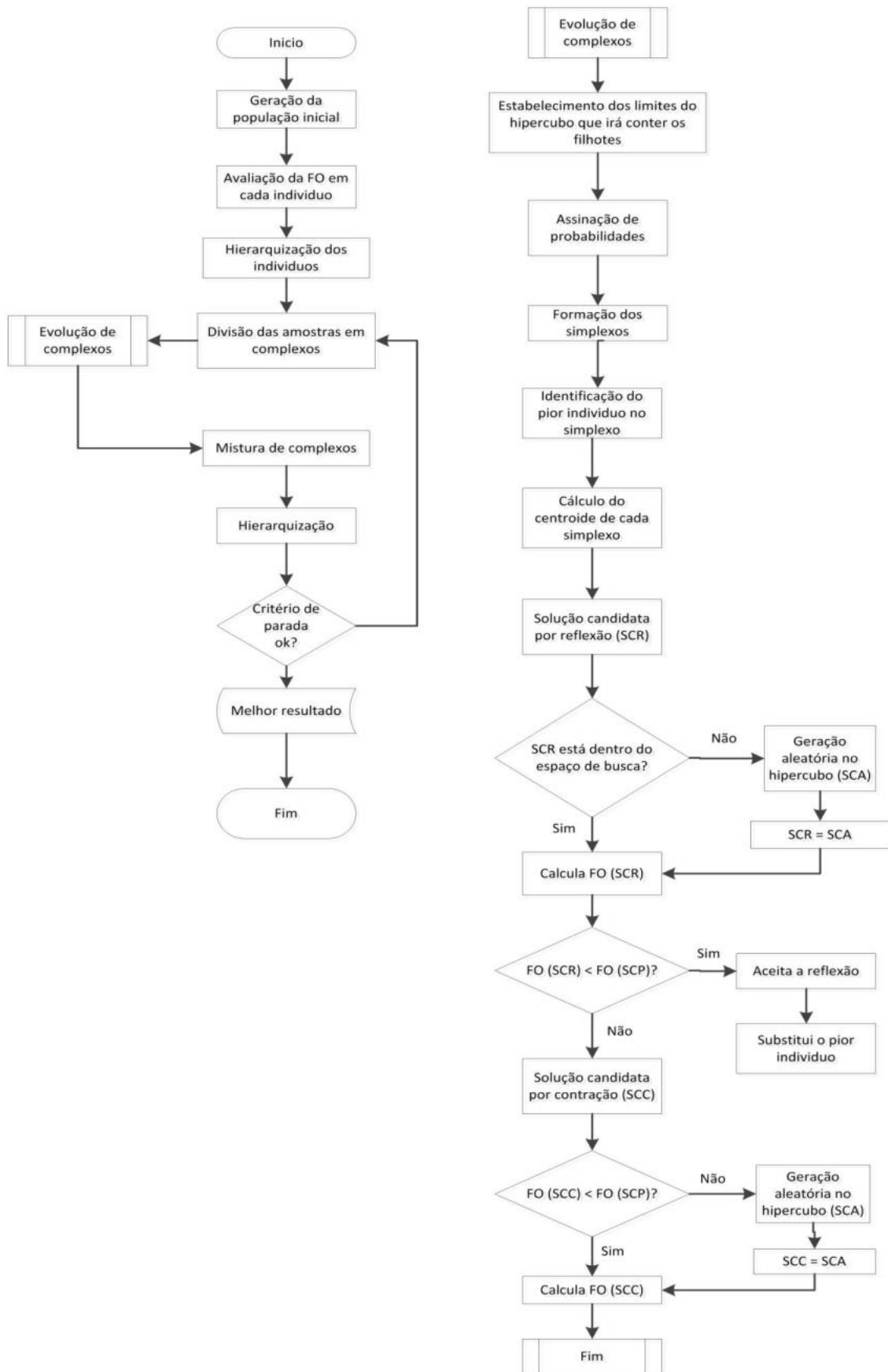


Figura 11. Fluxograma do algoritmo SCE-UA. Fonte: Martinez, 2014.

6 RESULTADOS

Neste capítulo serão apresentados os resultados das metodologias apresentadas para 5 trechos de rios a fim de avaliar a inter-relação entre elas.

6.1 Exemplo de estimativa de largura de rio por sensoriamento remoto

A fim de validar a metodologia proposta para a extração de larguras de rios ao longo de sua extensão foi realizado um estudo de caso sobre o rio Piquiri, no estado do Paraná, entre as estações fluviométricas Novo Porto 2 e Balsa Santa Maria localizadas nos pares de coordenadas $24^{\circ}24'15''S$, $53^{\circ}9'27''W$ e $24^{\circ}11'17''S$, $53^{\circ}44'46''W$ respectivamente. A Figura 12 apresenta a localização deste trecho de aproximadamente 115 km.

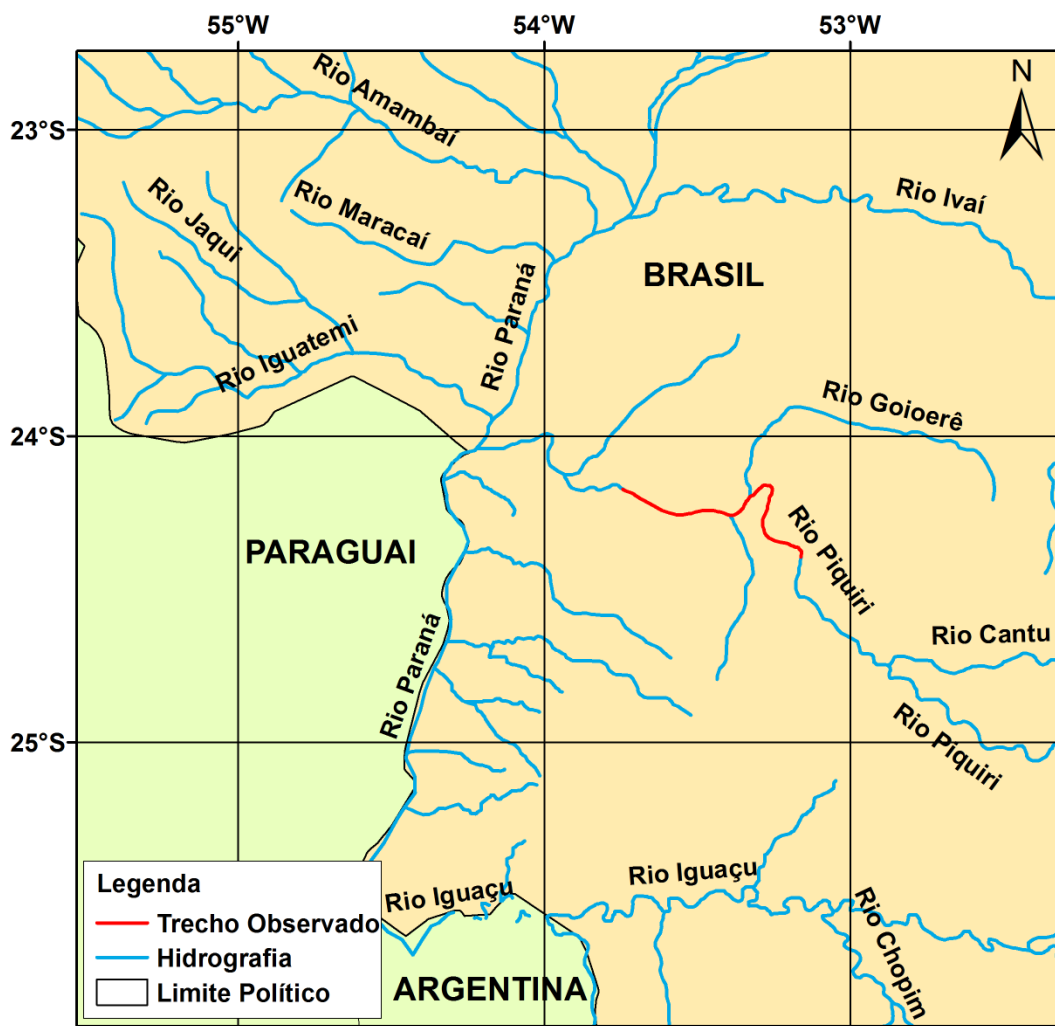


Figura 12. Localização do trecho estudado para a determinação de suas larguras.

O primeiro passo para a aplicação do método foi a criação de uma máscara de água da qual seria possível calcular a área superficial. Para isso foram utilizadas as bandas 4, 5 e

6 do satélite Landsat 8 para evidenciar os corpos hídricos da região conforme mostra a Figura 13. A escolha destas bandas foi justamente pela alta absorção da água na faixa do infravermelho, o que a torna mais facilmente identificável frente a superfícies secas (Jensen, 2007)

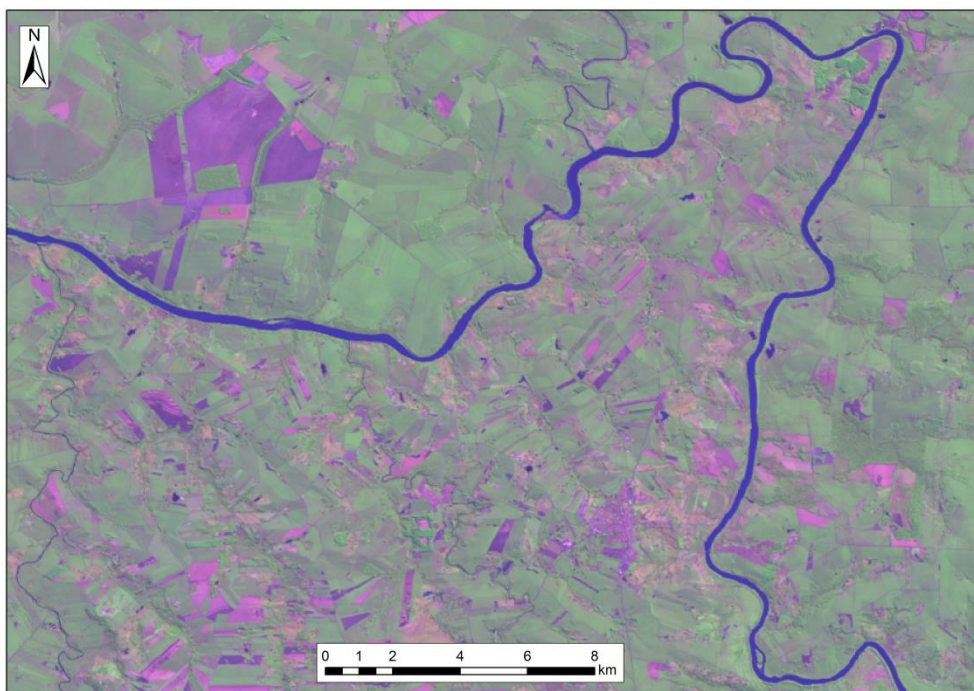


Figura 13. Composição das bandas 4, 5 e 6 de imagens do satélite Landsat 8.

Com a utilização da composição descrita foi possível utilizar o classificador não-supervisionado *Iso Cluster* do ArcGIS® para separar a massa de água das demais células que compõe a imagem. Uma vez que a imagem não possuía grandes lagos ou mesmo sombras que se confundem com a água quando trabalhado com o infravermelho (Feng, 2015), o resultado final ficou muito bom considerando-se a limitação do tamanho de célula de 30 metros do Landsat 8. A Figura 14 apresenta a máscara de água para uma parte do trecho estudado.



Figura 14. Máscara de água extraída com uso do classificador Iso Cluster.

Para a retirada do eixo do rio utilizado para a divisão da área da máscara optou-se por vetorizar manualmente o mesmo sobre a imagem do *Basemap* do ArcGIS®. Esta escolha foi feita para evitar que a avaliação do método fosse influenciada por comprimentos errôneos que poderiam surgir da delimitação automática da rede de drenagem embora não tenha sido realizado o teste de quão diferentes estes comprimentos seriam.

Assim o eixo vetorizado do rio Piquiri na área de estudo pôde ser segmentado em partes iguais de cerca de 700 metros de comprimento que também definem a extensão para a qual seria atribuída uma largura média. Este comprimento de 700 metros para segmentação foi escolhido de maneira aleatória. Desta forma para cada trecho foi realizado um *buffer* de 500 metros o qual pode ser interseccionado com o shapefile da máscara de água gerada, conforme mostra a Figura 15. Por fim a área da máscara de água dentro da região de cada *buffer* pode ser dividida pelo comprimento de 700 metros para retornar a largura de cada trecho.

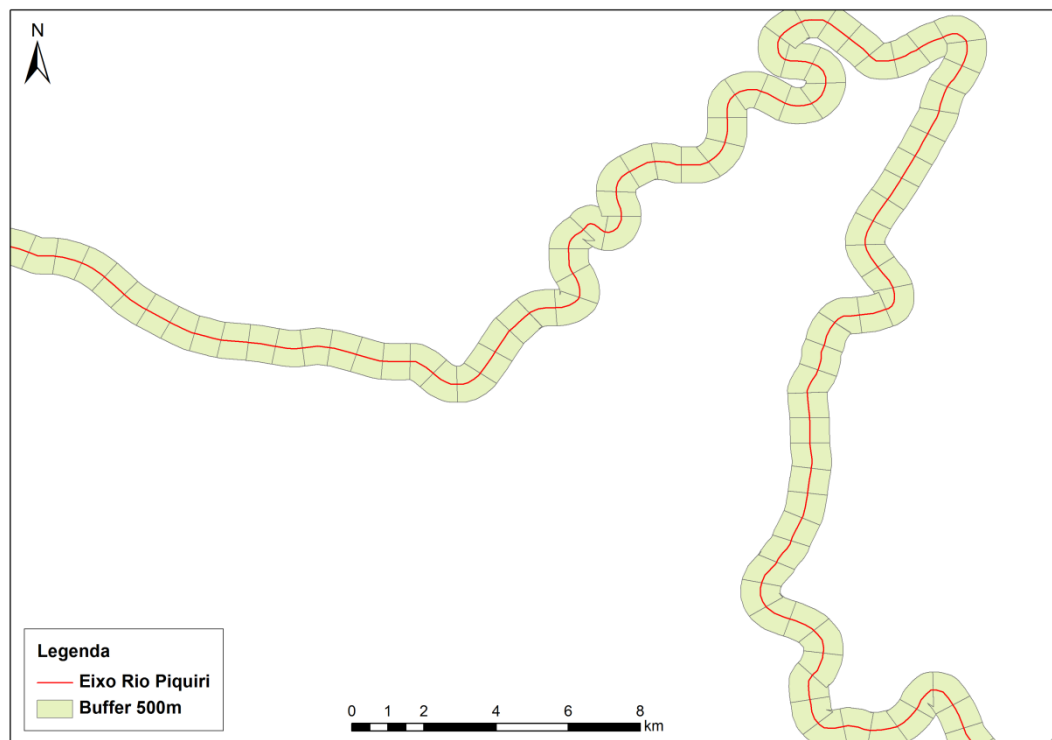


Figura 15. Eixo do rio Piquiri e *buffers* de 500 metros criados a partir do mesmo.

Para validar o resultado gerado em cada trecho frente a outra metodologia de extração de larguras de rios foi feito o processamento da mesma máscara de água com a ferramenta RiverSides desenvolvida por Jardim (2015). A Figura 16 apresenta as larguras obtidas com o emprego dessa ferramenta. Uma análise visual permite constatar que de fato nos trechos de menor largura o resultado ficou menor do que nos demais.

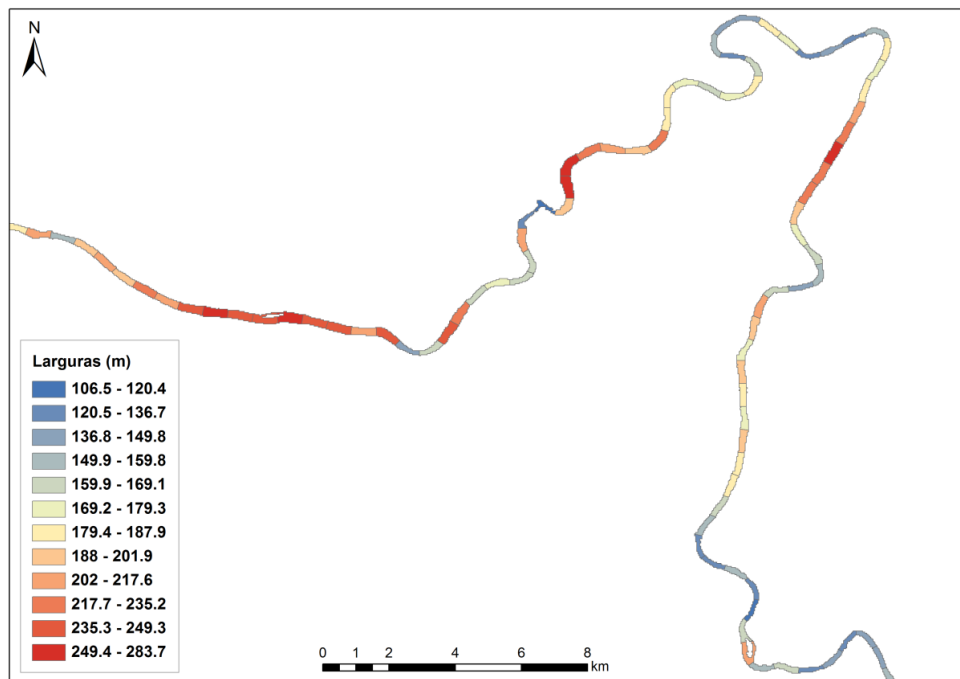


Figura 16. Larguras geradas a partir do método proposto.

Da mesma maneira a Figura 17 indica que os resultados da aplicação da do RiverSides são coerentes. Neste método os resultados estão bem mais discretizados, com cada célula apresentado uma medida de largura. Porém, quando pensamos em aplicações em modelos hidrológicos como o MGB-IPH, devemos informar uma largura média para cada trecho. Logo, para poder extrair as informações deste segundo resultado, foi feita a conversão do arquivo matricial de saída em shapefile. O mesmo pode então ser interseccionado com o mesmo *buffer* utilizado para extrair as larguras pelo método aqui proposto. Assim foi possível extrair a média da largura das células dentro de cada trecho de *buffer* e, desta forma, comparar os resultados entre as duas metodologias.

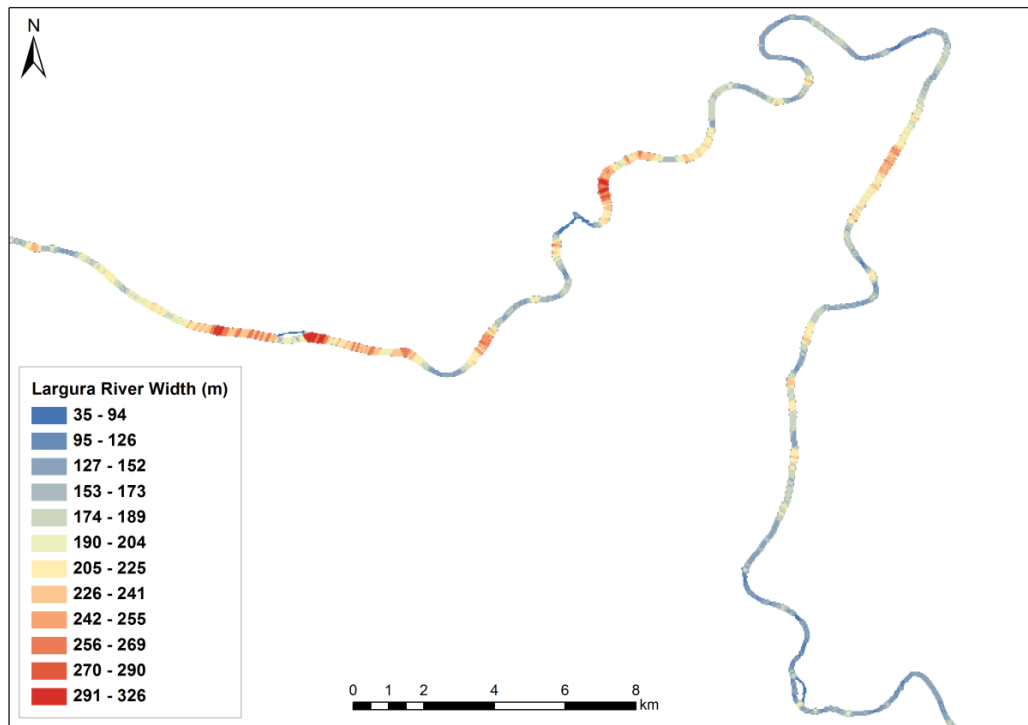


Figura 17. Larguras extraídas com uso da ferramenta RiverSides.

A Figura 18 apresenta a diferença entre as larguras por trecho extraídas com o método aqui proposto com aquelas calculadas com o RiverSides. A média da diferença entre os dois métodos na figura apresentada ficou em 9,97 metros, uma diferença baixa levando-se em consideração que a largura média nesse local é aproximadamente 185 metros.

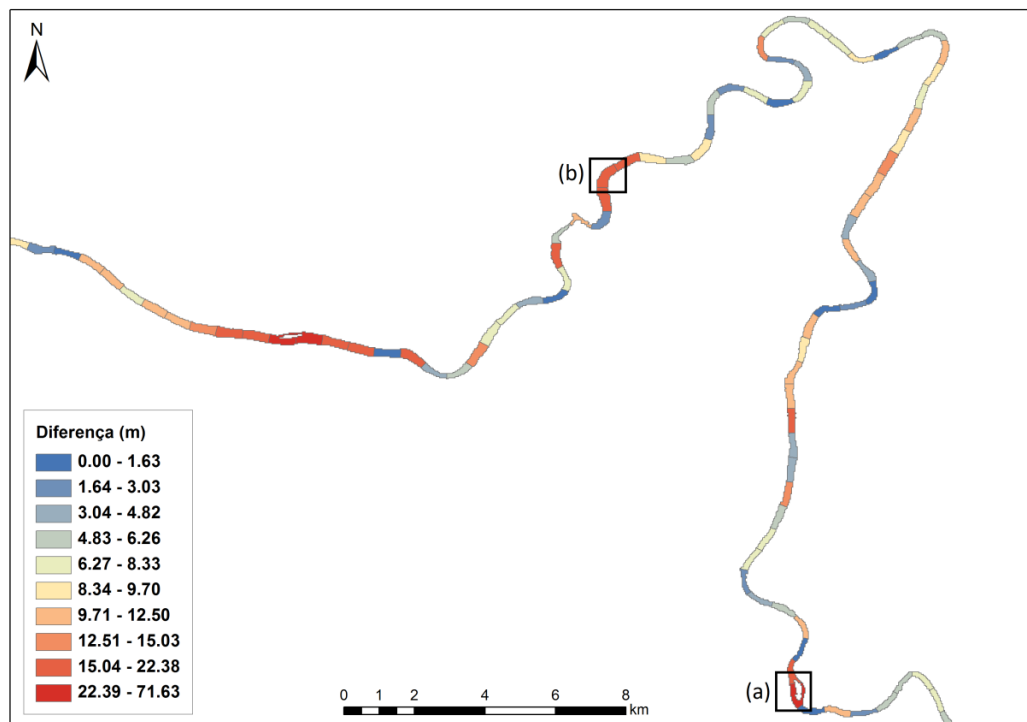


Figura 18. Diferença entre as larguras calculadas entre os dois métodos utilizados.

Porém o que se percebe é que nos locais onde ocorrem as maiores diferenças, como o trecho “a” destacado da Figura 18 a diferença entre os resultados chega aos 71,6 metros. Isto ocorre pela presença de ilhas que, quando processadas pela ferramenta RiverSides, levam a divisão de larguras para cada lado. Embora na prática este resultado possa ser considerado correto quando pensamos em modelos hidrológicos devemos considerar todo o espaço que a água tem disponível para fluir. Assim se informarmos para um modelo apenas a largura de um ou outro lado da ilha estaremos subestimando o tamanho da seção disponível.

Para avaliar se o método proposto neste trabalho gerou resultados mais aplicáveis foram feitas medições no trecho “a” onde a largura do rio em uma determinada seção atravessou de um lado a outro da ilha sem contar o pedaço com solo exposto conforme mostra a Figura 19. A média destas 20 transversais resultou em uma largura efetiva de 197,4 metros. Neste mesmo trecho a largura obtida pela divisão da área pelo comprimento resultou em 206,4 metros enquanto que pela média da largura nas células o resultado foi de 134,9 metros.



Figura 19. Medições transversais realizadas manualmente sobre um trecho com ilha.

Quanto ao trecho “b” da Figura 18 onde não existe ilha o resultado da divisão da área pela largura forneceu um excelente resultado, retornando em 260,6 metros de largura frente 260,5 metros retirados da média de 14 transversais feitas manualmente. Já a média das larguras calculadas com o método sugerido por Jardim (2015) foi de 242,7 metros o que ainda é um bom resultado pois o erro é inferior a 7%. Contudo o tempo de processamento para esta máscara de água ficou em cerca de 20 minutos com o RiverSides enquanto que com o método aqui sugerido a largura foi obtida de forma quase instantânea considerando-se os passos de criação do *buffer*, *intersecte* divisão da área pelo comprimento com o ArcGIS®.

6.2 Conclusão

A metodologia aqui apresentada permite a extração de larguras em qualquer local onde é possível extrair uma máscara de água com resultados muito satisfatórios. Apesar da simplicidade do método, este não foi encontrado na literatura pelo autor deste trabalho nem

a comparação dos seus resultados com outras metodologias de cálculo automático. A incorporação desta abordagem em modelos hidrológicos pode ser realizada facilmente pela intersecção da máscara com minibacias como aquelas extraídas pelo pacote de ferramentas IPH-Hydro Tools (Siqueira et. al, 2015) para utilização no MGB-IPH. Este pacote é particularmente indicado por possuir uma metodologia de definição das minibacias que as delimita em intervalos pré-definidos de comprimento do rio, funcionando como o *buffer* aqui utilizado. Desta maneira é possível padronizar o comprimento pelo qual a área da máscara será dividida para definição das larguras.

Os próximos passos ao longo deste trabalho pretendem avaliar, dentre os demais objetivos, se esta metodologia proposta para definição da largura além de se aproximar da largura real, como foi mostrado, também serviria para fins de modelagem hidrológica com foco na correta representação da celeridade de ondas de cheia. Também se pretende determinar se esta igualmente pode ser empregada para trechos longos de rios, com algumas centenas de quilômetros.

6.3 Exemplos de estimativa de geometria hidráulica por otimização da relação entre celeridade e vazão

A fim de testar a metodologia proposta no capítulo 4.1 além de validar os resultados do capítulo 5.1 quanto à extração de larguras, tendo em vista a modelagem hidrológica, optou-se por trabalhar com o mesmo segmento de 115 km do rio Piquiri entre as estações Novo Porto 2 e Balsa Santa Maria, além de outros 4 trechos em outros rios. São eles o rio Cuibá, rio Miranda, rio Piracicaba e rio Iguaçu. Estes segmentos estão localizados na Figura 20. A escolha destes trechos se deu principalmente pela presença de postos telemétricos, um no início e outro no fim do trecho, com dados de vazão em intervalo de tempo horário.



Figura 20. Localização dos trechos estudados para extração dos parâmetros da calha.

6.3.1 Estudo de Caso 1: Rio Piquiri

De posse dos dados horários de vazão das estações Novo Porto 2 e Balsa Santa Maria plotou-se ambas as séries utilizando o software Comparador de Hidrogramas, disponível na página do Grupo de Pesquisas em Hidrologia de Grande Escala (HGE). A visualização dos dados é mostrada na Figura 21.

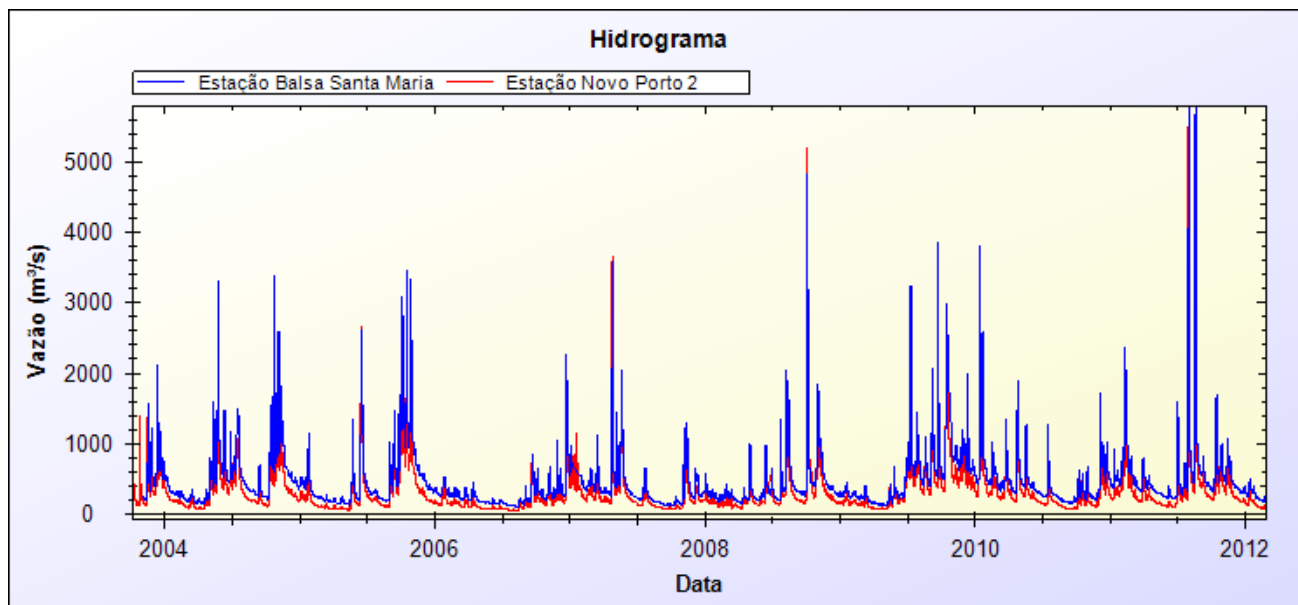


Figura 21. Hidrogramas horários das estações Novo Porto 2 e Balsa Santa Maria.

Uma vez visualizadas as séries de vazões buscaram-se picos de vazão relativamente isolados em que a correspondência entre o pico no posto fluviométrico de montante e o pico no posto fluviométrico de jusante fosse clara e evidente, como mostra o exemplo da figura 10.

Selecionou-se então 40 picos de cheia no rio Piquiri e, para cada um, foi observada a diferença temporal entre um pico que ocorrera em Novo Porto 2 até a chegada em Balsa Santa Maria. Sabendo-se que a distância entre as duas estações é de aproximadamente 115km foi possível estimar a velocidade de propagação da onda de cheia pela divisão desta distância pelo tempo de viagem observado. Os resultados de celeridade observados são apresentados na Tabela 1 e plotados no gráfico da Figura 21.

Tabela 1. Vazões de pico (m³/s), intervalo de tempo entre elas e celeridades calculadas (m/s) com as duas estações utilizadas.

Q-P.Novo	Q-Balsa	Delta t (h)	Celeridade Observada
347	404	21	1.52
783	891	16	2.00
792	868	16	2.00
928	1005	15	2.13
1051	1026	16	2.00
1088	1297	12	2.66
1134	1265	14	2.28
1181	1251	12	2.66
1232	1307	14	2.28

1261	1457	15	2.13
1294	1428	14	2.28
1313	1321	13	2.46
1337	1418	11	2.90
1390	1575	12	2.66
1488	1574	13	2.46
1527	1700	14	2.28
1561	1793	10	3.19
1671	1973	11	2.90
1711	1871	10	3.19
1792	1910	12	2.66
1848	2096	12	2.66
1853	2025	12	2.66
1889	2043	13	2.46
1950	2037	11	2.90
2007	2358	11	2.90
2143	2222	11	2.90
2962	3117	12	2.66
3012	3300	12	2.66
3147	3227	13	2.46
3651	3577	15	2.13
3686	3787	15	2.13
3727	3833	13	2.46
3850	2871	14	2.28
4026	4099	14	2.28
4669	4974	16	2.00
4932	5960	17	1.88
5173	4804	16	2.00
5223	5739	18	1.77
5623	5751	16	2.00
5642	5739	17	1.88

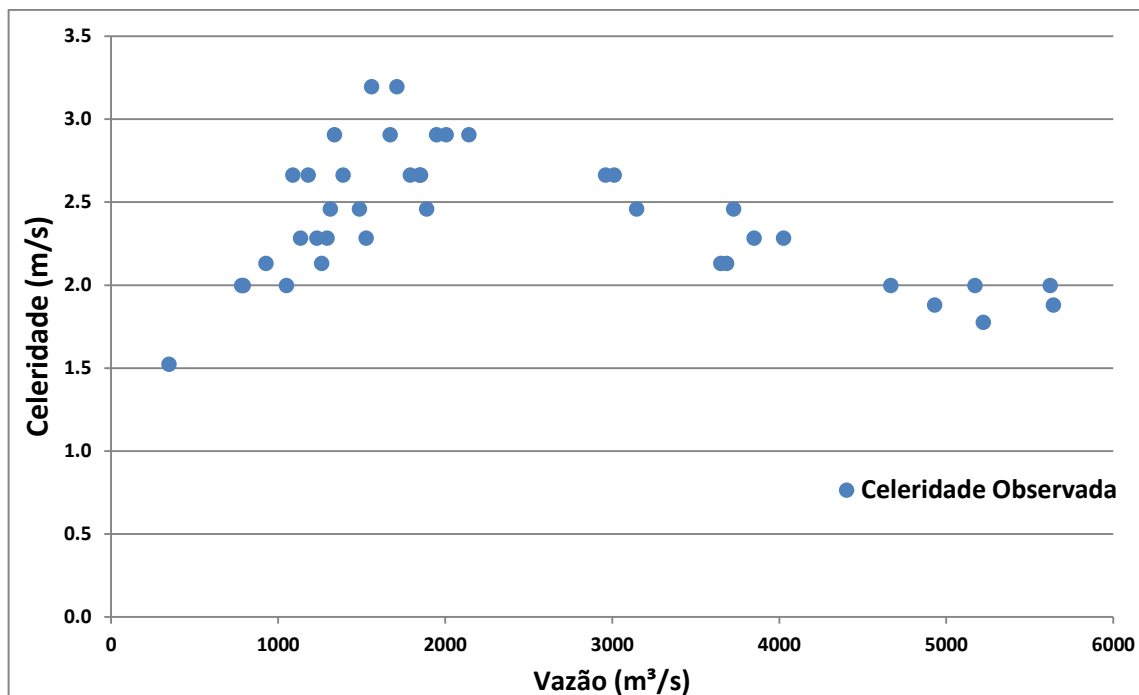


Figura 22. Relação celeridade-vazão observada norio Piquiri.

Observa-se na Figura 22 como o comportamento da celeridade em relação à vazão segue o comportamento previsto por Wong e Laurenson (1983). Inicialmente a celeridade cresce com o aumento da vazão enquanto o escoamento ocorre na calha menor do rio, até atingir um valor máximo, a partir do qual a celeridade começa a decair em função do extravasamento da calha menor e inundação da planície. De acordo com os dados observados é possível inferir que neste trecho do rio Piquiri ocorre o extravasamento da calha por volta dos 2000 m³/s.

Para a propagação da vazão o trecho de 115 km entre as duas estações foi dividido em 23 segmentos de 5 km como mostra a Figura 23 tendo sido propagada a vazão em cada sub-trecho. Já a declividade da linha d'água foi extraída com a utilização do SRTM com resolução espacial de 30 metros de forma que esta foi definida como a diferença de cota inicial e final de cada segmento dividido pela extensão de 5 km. A Figura 24 apresenta as cotas extraídas do SRTM em cada ponto destacado na Figura 23.

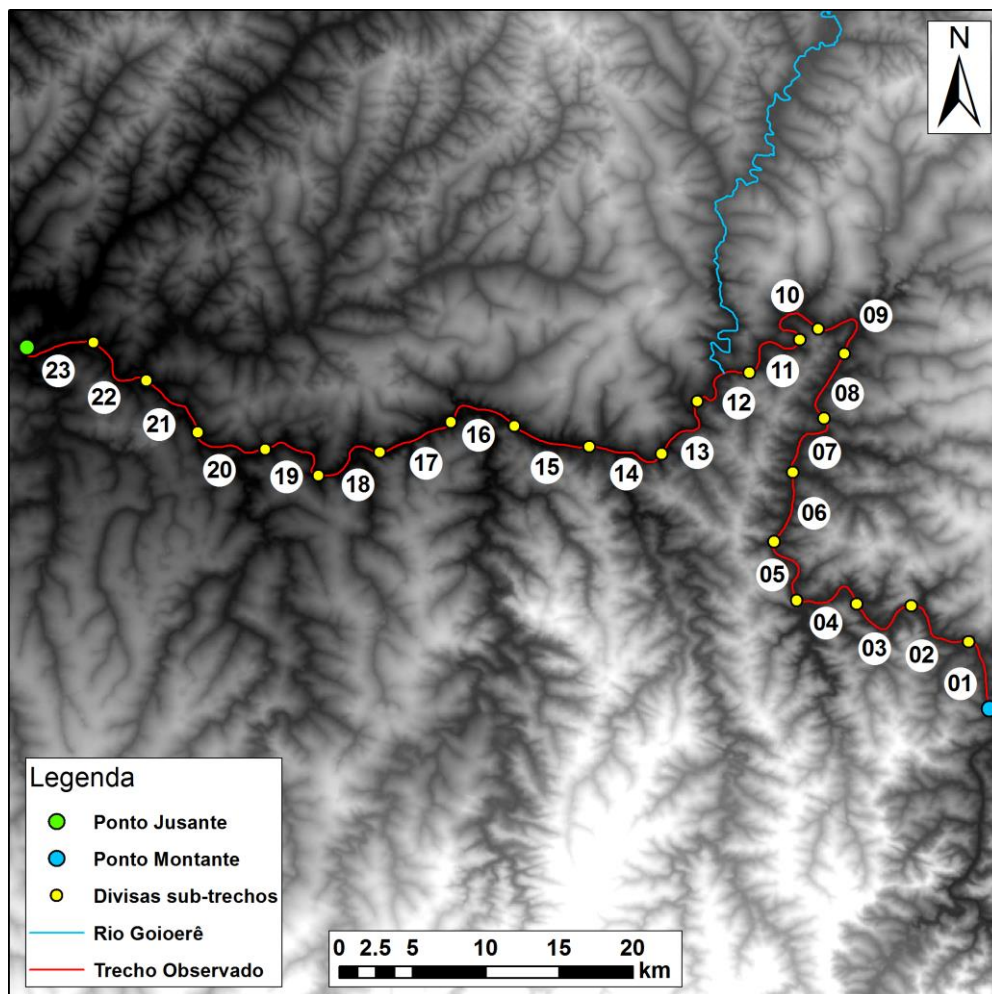


Figura 23. Localização das estações telemétricas e subdivisão do eixo de rio traçado sobre o MDE.

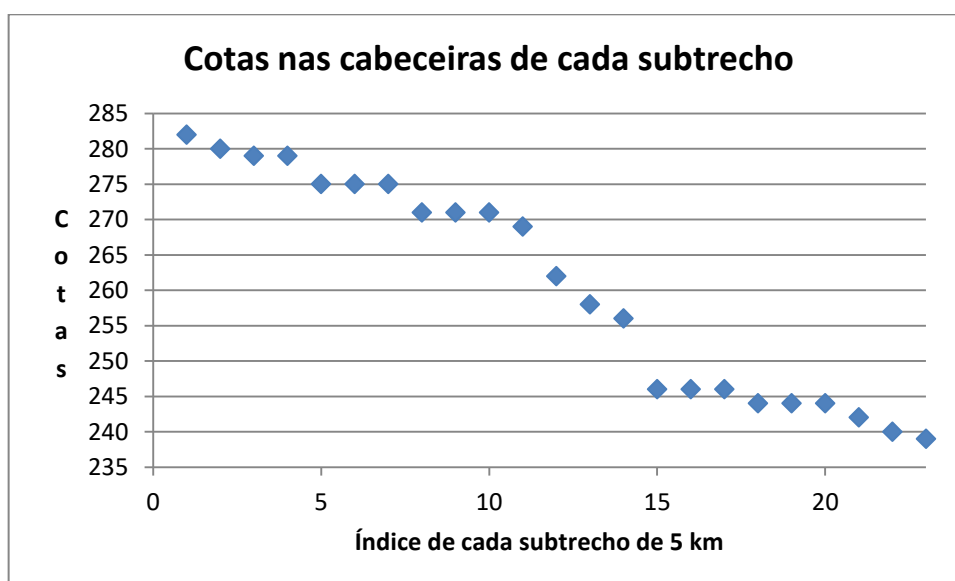


Figura 24. Cotas de cada sub-trecho do estudo de caso 1, no rio Piquiri.

Para representar o aporte de vazão decorrente da entrada do rio Goioerê dentro do trecho estudado foi inserida uma entrada constante de 50 m³/s referente à vazão média deste rio no sub-trecho de número 12. Testes realizados mais a frente, porém, demonstraram que a existência ou não deste aporte lateral não surtia efeitos significativos sobre a geometria final extraída em virtude do baixo valor frente às vazões de pico.

Por fim foram criados 40 hidrogramas sintéticos de acordo com a equação 17, com vazões de pico idênticas às vazões de pico observadas. A vazão de base foi estipulada em 37,65 m³/s com base nos dados observados, enquanto o parâmetro beta que representa a “espessura” do hidrograma foi ajustado em 30, com base no ajuste feito com os dados observados.

Os dados de entrada para rodar o algoritmo SCE-UA foram definidos como 4 parâmetros a serem ajustados (largura, profundidade, número de Manning e ângulo de abertura da planície), 64 complexos e como critério de parada foi estipulado um número máximo de 200 interações. Já as faixas de valores dentre as quais os parâmetros a serem ajustados poderiam variar foram fixados em:

- De 20 a 2000 metros para a largura (W);
- De 0,5 a 20 metros para a profundidade (H);
- De 0,025 a 0,045 para o coeficiente de Manning (n);
- De 0,01° a 90° para o ângulo de abertura após a saída da calha (a).

Esses intervalos foram estabelecidos com o intuito de permitir uma ampla gama de valores que os parâmetros da calha ilustrados na Figura 25 poderiam assumir.

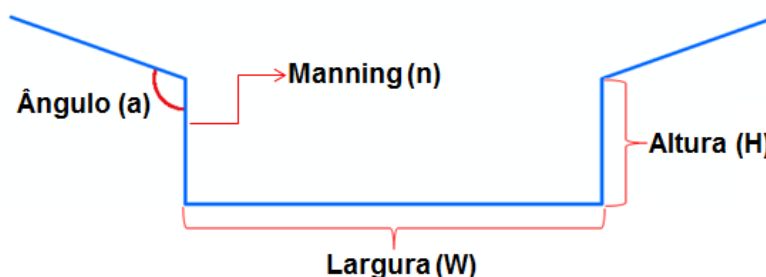


Figura 25. Parâmetros da calha a serem otimizados.

6.3.2 Resultados do estudo de caso 1

Apesar de ter sido utilizado um grande número de complexos (64) para a busca do conjunto de parâmetros que minimizasse a função objetivo, a programação resultou em diferentes geometrias e assim diferentes valores de FO, ainda que próximos entre si. Desta maneira para encontrar os valores ideais que gerassem a menor diferença entre celeridades

observadas e calculadas o programa foi rodado automaticamente 150 vezes, sendo cada rodada com 200 iterações com 70 conjuntos de parâmetros cada. Assim foram testados no total 2.100.00 conjuntos de larguras, profundidades, ângulos de abertura e coeficientes de Manning.

Ambas as estações utilizadas possuem séries de dados de descarga provenientes do portal Hidroweb da Agência Nacional de Águas. A estação Novo Porto 2 possui dados desde 1978 até 2015 enquanto que Balsa Santa Maria possui informações desde 1969. A partir destes dados foi possível constatar que as profundidades máximas registradas ao longo de toda a série foram de 6,31 em Balsa Santa Maria em 06 de novembro de 1997 enquanto que em Novo Porto 2 a máxima registrada foi de 6,65 em 23 de abril de 1986.

Já para inferir qual seria a largura efetiva de todo o trecho utilizou-se a mesma máscara e metodologia descritas no Capítulo 4 deste trabalho. Assim a área total da máscara de água entre as duas estações foi calculada em aproximadamente 21.765.390 m². Dividindo-se esta área pelo comprimento total de 115 km chegamos à largura de 189,3 m.

Os parâmetros que compõem a calha que resultou na menor função objetivo são apresentados na Tabela 2 enquanto que a Figura 26 apresenta os resultados de celeridades calculadas versus vazão bem como as observadas. Percebe-se que não apenas foi possível representar o comportamento da celeridade, porém que os valores do conjunto de parâmetros que minimizou a diferença entre observada e calculada são muito coerentes com os valores medidos em campo ou mesmo com a metodologia proposta no Capítulo 4. Além disso, o ângulo de abertura “a” de 1,64° retornado pela programação representa, de fato, uma planície de inundação, conforme se esperava.

Tabela 2. Resumo dos resultados encontrados para o estudo de caso 1.

Parâmetro	Largura – W(m)	Altura – H(m)	Ângulo - a	Manning - n
Observado	189,3	6,65	-	-
Intervalo de busca	20 – 1000	0,5 - 20	0,01° – 90°	0,025 – 0,045
Calculado	180,8	7,01	1,64°	0,0338

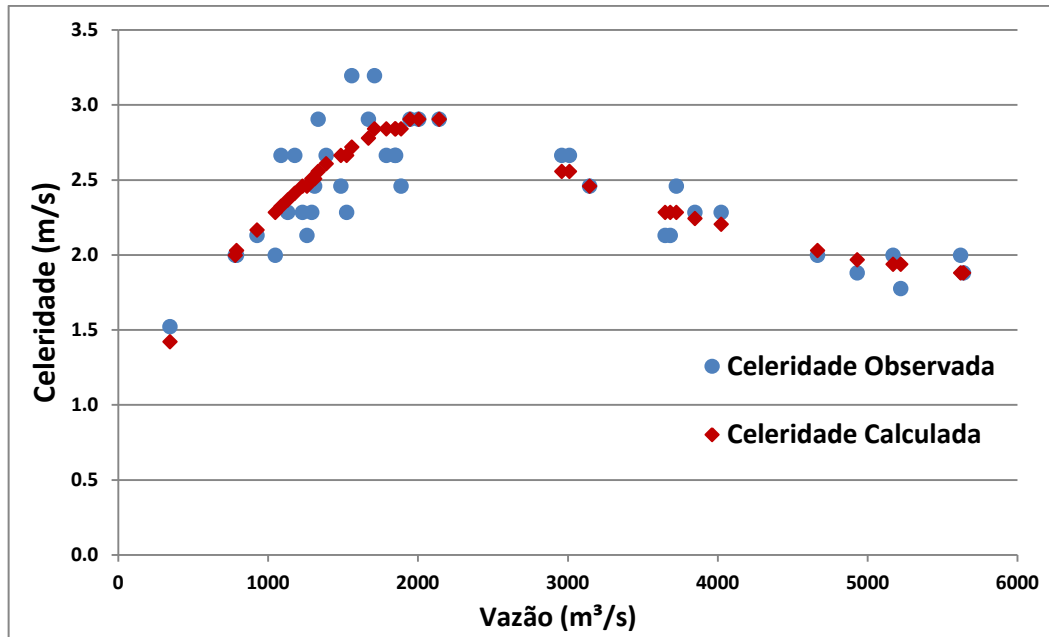


Figura 26. Celeridades observadas e calculadas em relação à vazão no estudo de caso 1.

Os hidrogramas de saída do modelo podem ser observados na Figura 27. Nessa Figura observa-se que a partir do momento em que há o extravasamento da calha a partir da vazão de pico de 2143 m³/s os hidrogramas passam a ter a assimetria negativa, conforme destacado no trabalho de Fleischmann et al. (2016).

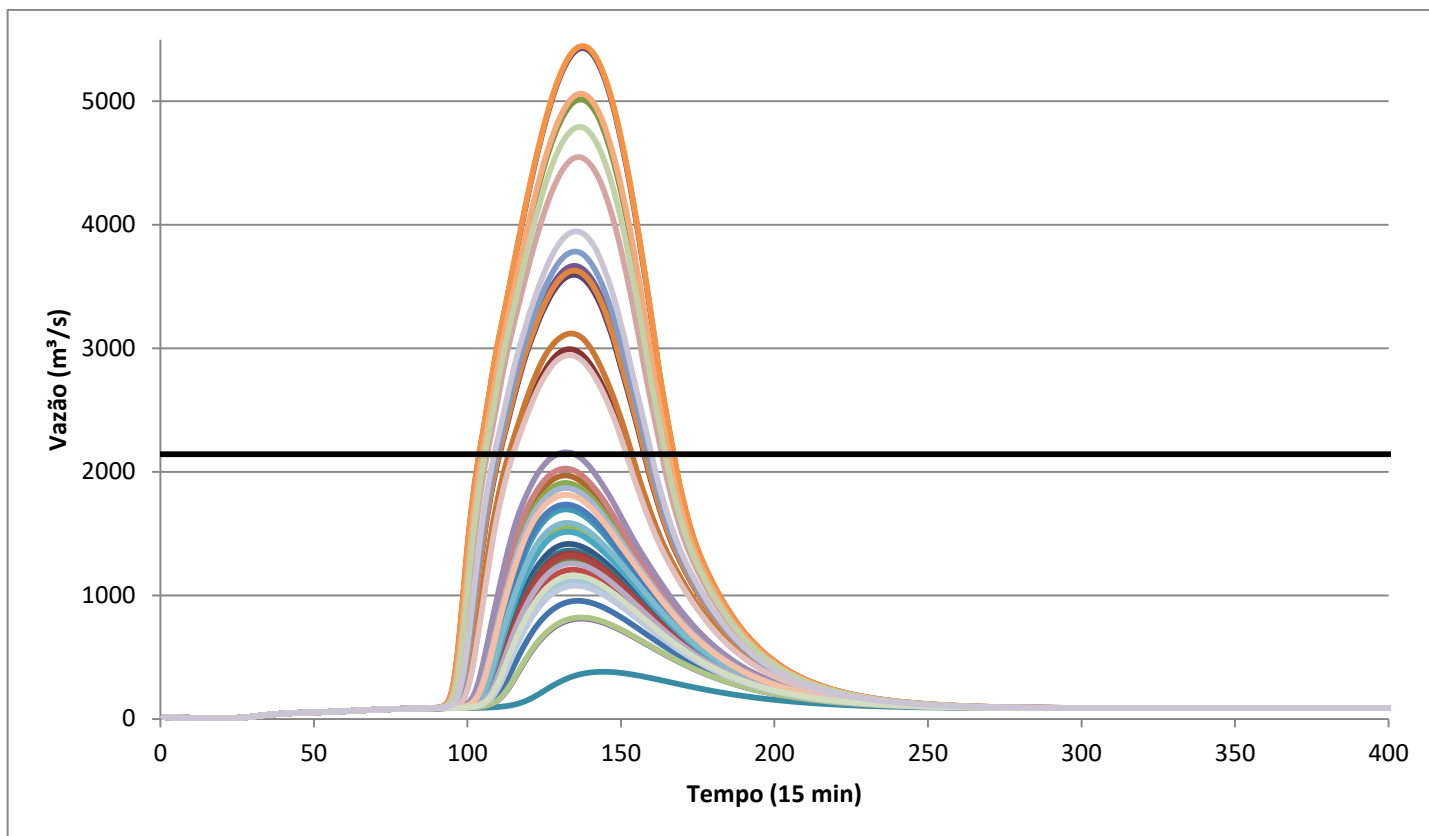


Figura 27. Hidrogramas de saída do modelo para o estudo de caso 1 no rio Piquiri com destaque para o valor de 2143 m³/s.

Já a Figura 28 mostra um hidrograma de entrada com pico de 5623 m³/s, o hidrograma de saída do modelo e aquele observado de Balsa Santa Maria da qual a diferença do tempo de pico para o de 5623 m³/s foi utilizado para obter a celeridade. Nessa figura observa-se como a existência da planície de inundação afeta o hidrograma de Balsa Santa Maria, atribuindo a este a assimetria negativa. Ao mesmo tempo a figura mostra como a representação da planície de inundação pelo modelo foi capaz de resultar no mesmo comportamento. Aqui a diferença na vazão de pico simulada se deve pela falta da contribuição lateral, que foi desconsiderada no modelo.

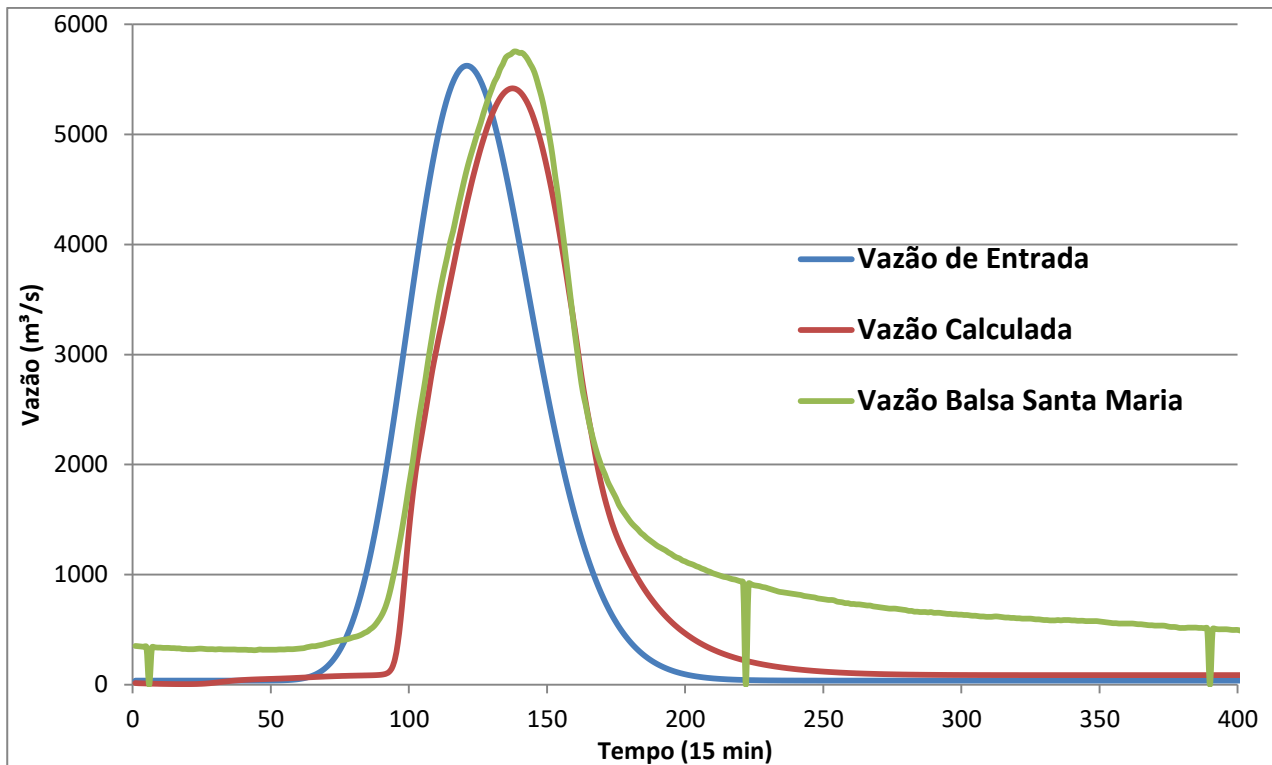


Figura 28. Vazões de entrada, calculada e observada na estação Balsa Santa Maria.

6.3.3 Estudo de Caso 2: Rio Cuiabá

No rio Cuiabá no estado do Mato Grosso foram utilizadas duas estações telemétricas para definir o trecho analisado. São elas as estações Cuiabá, a montante no par de coordenadas $56^{\circ}3'18''\text{O}/15^{\circ}38'32''\text{S}$, e Barão do Melgaço, a jusante no par $55^{\circ}53'44''\text{O}/16^{\circ}13'59''\text{S}$. Estas estações estão distantes cerca de 135 km uma da outra seguindo pelo rio Cuiabá. O hidrograma de ambas é mostrado na Figura 29 sendo o período observado de agosto de 2011 à outubro de 2016.

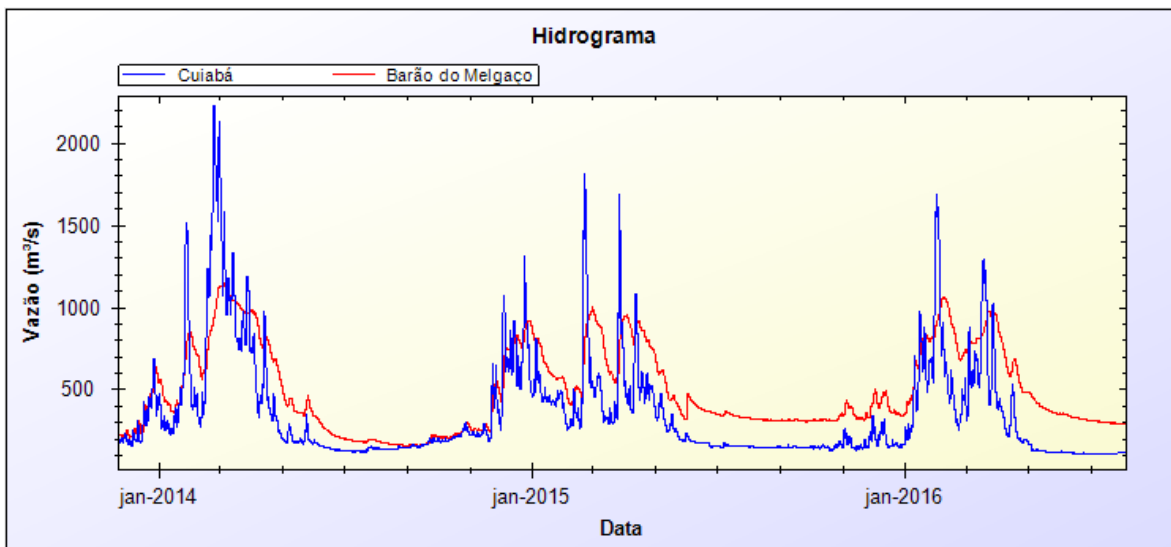


Figura 29. Hidrogramas observados das estações Cuiabá e Barão do Melgaço.

É interessante observar que no hidrograma da estação de Cuiabá não é observado o efeito de atenuação justamente por não haver até ali grandes áreas inundáveis. Porém em Barão do Melgaço, a jusante, observa-se a redução das vazões de pico pelo extravasamento da calha entre as estações. A observação do tempo de deslocamento de 32 destes picos permitiu a estimativa da celeridade conforme mostra a Figura 30.

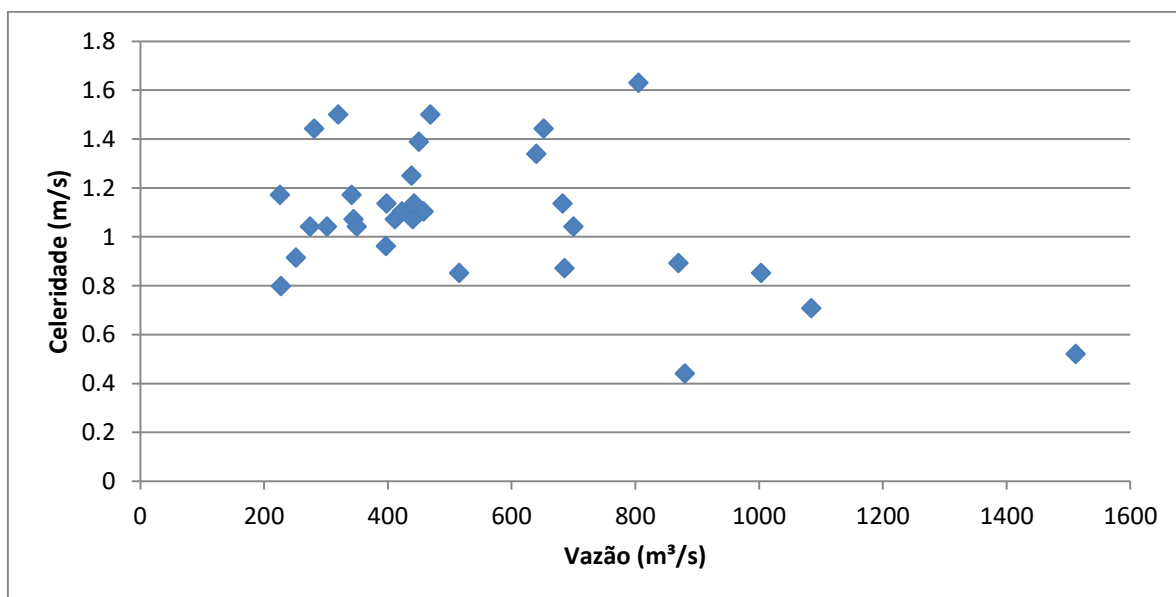


Figura 30. Celeridade versus vazão observada no trecho do rio Cuiabá.

A rede de drenagem entre os dois postos telemétricos foi dividida em 27 sub-trechos iguais de 5 km para os quais foi feita a propagação dos hidrogramas sintéticos gerados com a equação 17. Os picos foram os mesmos utilizados a partir da estação Cuiabá para a estimativa da celeridade, a vazão de base foi 140 m³/s, o parâmetro beta foi ajustado em 7 e

o tempo de pico foi na hora 120. A declividade de cada trecho foi novamente retirada dos dados do SRTM de 30 metros conforme mostra a Figura 31. Nela é visível a existência de longos percursos de baixa declividade que favorecem o extravasamento da calha.

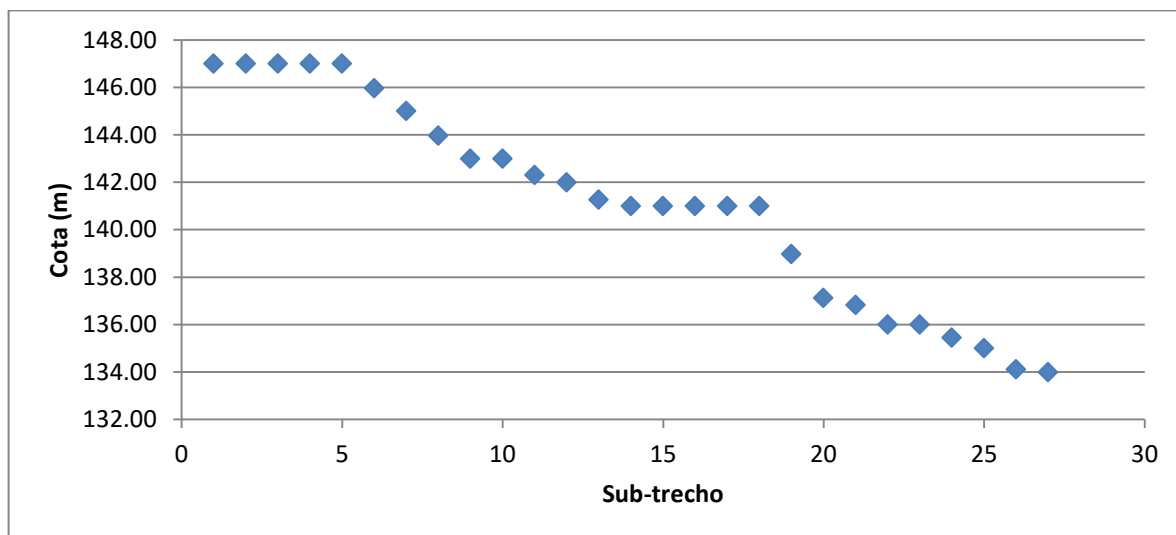


Figura 31. Cotas de cada sub-trecho do estudo de caso 2 no rio Cuiabá.

Além dos 4 parâmetros de entrada para o algoritmo SCE-UA, foram utilizados 64 complexos e como critério de parada foi estipulado um número máximo de 350 interações. As faixas de valores dentre as quais os parâmetros a serem ajustados poderiam variar foram fixados em:

- De 0,1 a 500 metros para a largura (W);
- De 0,1 a 40 metros para a profundidade (H);
- De 0,01 a 0,045 para o coeficiente de Manning (n);
- De 0,01° a 90° para o ângulo de abertura após a saída da calha (a).

6.3.4 Resultados do estudo de caso 2

Das duas estações utilizadas para o cálculo da celeridade apenas Barão do Melgaço possui dados de descarga a partir do qual se observou a profundidade registrada de 6,15 metros para uma largura de 123,43 metros em 25 de abril de 2015. Já para a estimativa da largura efetiva da calha foi feita a divisão da área de uma máscara de água vetorizada manualmente pelo comprimento de 135 quilômetros. Uma vez que a área da máscara foi de 19.565.070 metros a largura calculada foi de 144,92 metros.

Diferentemente do teste realizado para o rio Piquiri a utilização de 64 complexos para este estudo de caso resultou na convergência para o mesmo conjunto de parâmetros todas as vezes em que foi rodado o modelo e no valor de 1.594 para a função objetivo. Os

resultados são apresentados na Tabela 3 enquanto a Figura 32 apresenta a celeridade calculada pelo modelo. Observa-se que novamente o modelo foi capaz de representar o comportamento da celeridade com a vazão através do ajuste da calha.

Tabela 3. Resumo dos resultados encontrados para o estudo de caso 2.

Parâmetro	Largura – W(m)	Altura – H(m)	Ângulo – a	Manning - n
Observado	144.92	6.15	-	-
Intervalo de busca	0.1 – 500	0.1 - 40	0.1° – 90°	0.01 – 0.045
Calculado	112.18	6.51	1.64°	0.0404

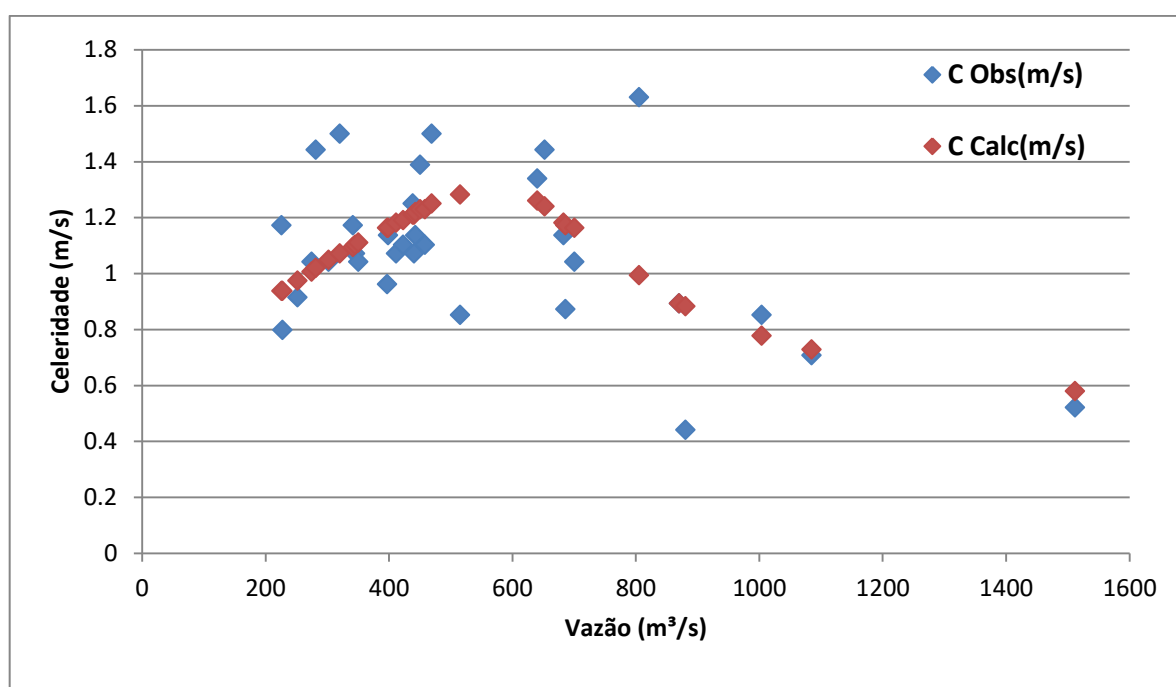


Figura 32. Celeridades observadas e calculadas em relação à vazão para o estudo de caso 2.

6.3.5 Estudo de Caso 3: Rio Miranda

A definição do segmento estudado para estudo no rio Miranda, no Mato Grosso do Sul, foi aquele compreendido entre as estações Estrada MT 738, a montante no par20°45'42"S/ 56° 5'27"O, e Miranda, a jusante em 20°14'26"S/ 56°23'57"O. Estas estações estão separadas em cerca de 177 km ao longo do eixo do rio e algumas das suas vazões em nível horário de cada estação são apresentadas na Figura 34. Nota-se como este local possui forte influência da planície que “tomba” a maioria dos hidrogramas da estação Miranda para o lado direito, caracterizando a assimetria negativa.

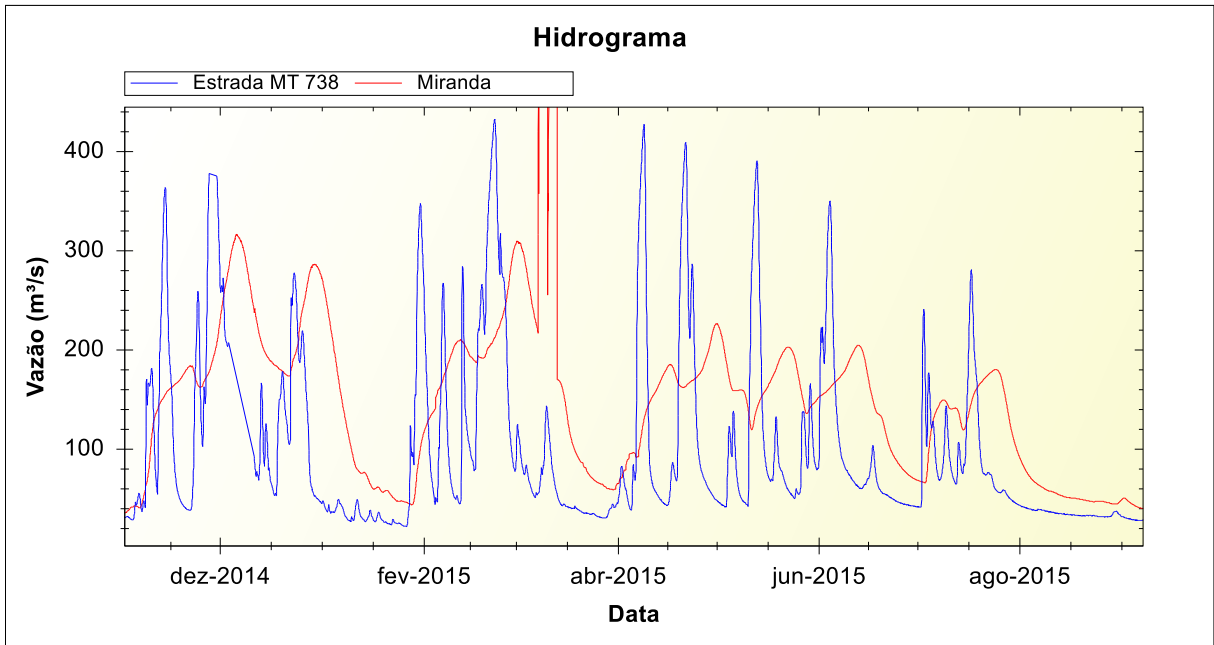


Figura 33. Hidrogramas observados das estações Estrada MT 738 e Miranda.

Através da análise de 12 picos de cheia em cada uma das duas estações chegou-se à relação celeridade vazão apresentada na Figura 34. O comportamento apresentado denota o forte efeito da planície com a maioria das celeridades inferiores às das vazões mais baixas o que indica que para os picos analisados boa parte deles acarretaram na inundação da planície.

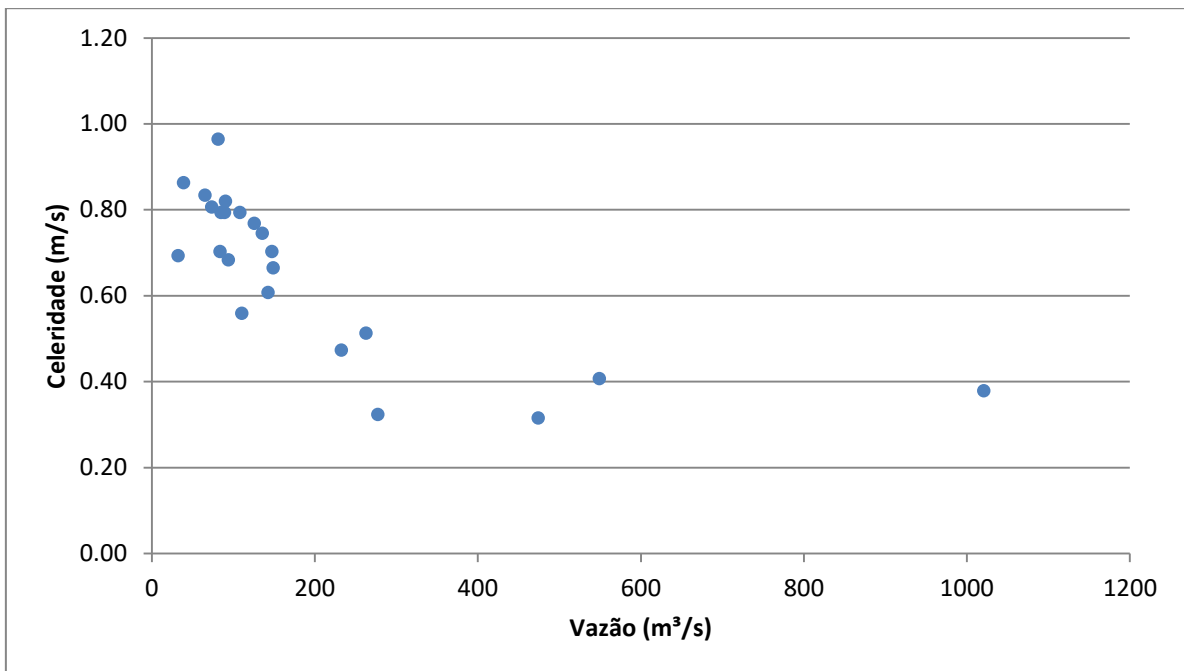


Figura 34. Celeridade versus vazão observada no trecho do rio Miranda.

Para este caso o trecho principal foi segmentado em 36 sub-trechos de aproximadamente 5,5 km nos quais foi feita a propagação. A declividade média de cada um é apresentada na Figura 35, conforme extraída do SRTM de 30 metros. Como era de se esperar pelo comportamento da celeridade esta é uma região de baixíssima declividade ao longo de praticamente todo o percurso, ficando na ordem de 0,15 metros por quilômetro.

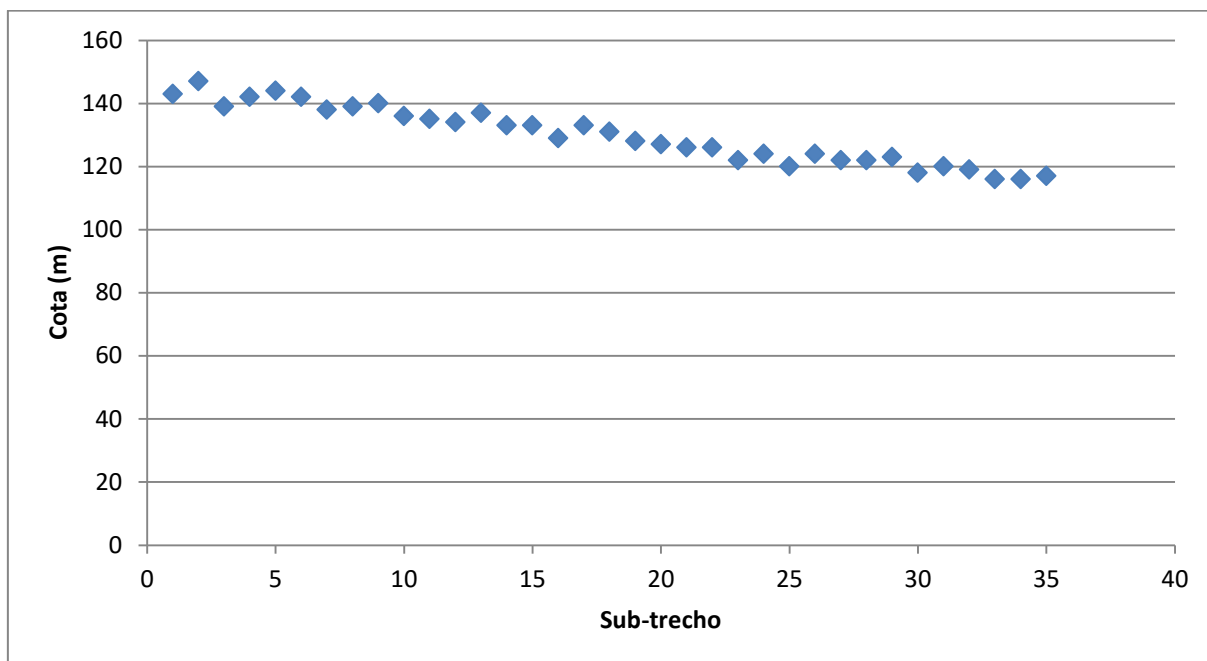


Figura 35. Cotas de cada sub-trecho do estudo de caso 3 no rio Miranda.

Para alimentar o modelo foram consideradas além destas declividades uma vazão de base de 27 m³/s, tempo de pico de 120 horas e um beta de 80 para geração dos hidrogramas sintéticos, seguindo a equação 17. Para o algoritmo SCE-UA foram utilizados 64 complexos para buscar convergir o resultado ao fim de 350 iterações.

As faixas de variação dos quatro parâmetros calibráveis foram:

- De 1,0 a 200 metros para a largura (W);
- De 0,1 a 20 metros para a profundidade (H);
- De 0,01 a 0,045 para o coeficiente de Manning (n);
- De 0,01° a 90° para o ângulo de abertura após a saída da calha (a).

Para estimar a largura efetiva deste trecho foi criada uma máscara de água com uso de imagens do Landsat 8 através da composição das bandas 4, 5 e 6 e do classificador automático Isoseg do ArcGIS®. Esta máscara teve área de cerca de 8019116 m² e dividindo-se este valor pelos 177.000 metros de extensão do segmento resultou em uma largura efetiva de 45,31m.

Ambas estações Estrada MT 738 e Miranda possuem informações de descarga disponível no portal Hidroweb. Analisando apenas as profundidades para as larguras medidas entre 40 e 50 metros observam-se os máximos de 2.65 metros na estação Estrada MT 738 e 2.7 em Miranda.

6.3.6 Resultados do estudo de caso 3

Neste estudo de caso o algoritmo SCE-UA foi capaz de encontrar uma única função objetiva mínima que reduziu a diferença entre celeridades observadas e calculadas. Esta teve valor de 0.1366 e os parâmetros que a minimizaram são apresentados na Tabela 4. Já as celeridades calculadas são apresentadas na Figura 36.

Tabela 4. Resumo dos resultados encontrados para o estudo de caso 3.

Parâmetro	Largura – W(m)	Altura – H(m)	Ângulo - a	Manning - n
Observado	45.31	2.7	-	-
Intervalo de busca	1 – 200	0.1 - 20	0.01° – 90°	0.01 – 0.045
Calculado	44.01	2.54	0.96°	0.0369

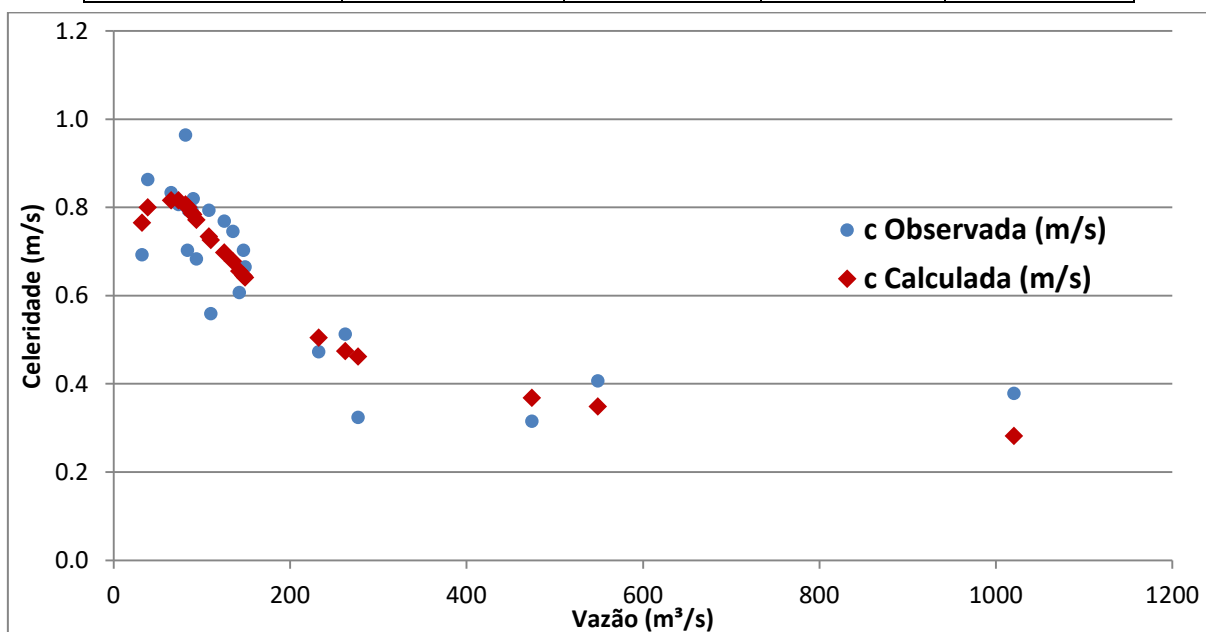


Figura 36. Celeridades observadas e calculadas em relação à vazão para o estudo de caso 3.

A análise dos parâmetros encontrados frente aos observados demonstra quão perto a calibração pela celeridade foi capaz de chegar. Assim, se olharmos para a celeridade calculada podemos inferir que o extravasamento ocorre próximo aos 70 m³/s. Essa informação é algo que seria difícil de constatar se fosse buscada através apenas dos

valores observados de celeridade em virtude da nuvem de pontos que ocorre para as vazões mais baixas.

A Figura 37 mostra os hidrogramas de saída do modelo. Nela observa-se o forte efeito da existência da planície sobre a forma do hidrograma, principalmente para as vazões mais altas que tem a assimetria muito pronunciada tal qual visto nos dados observados.

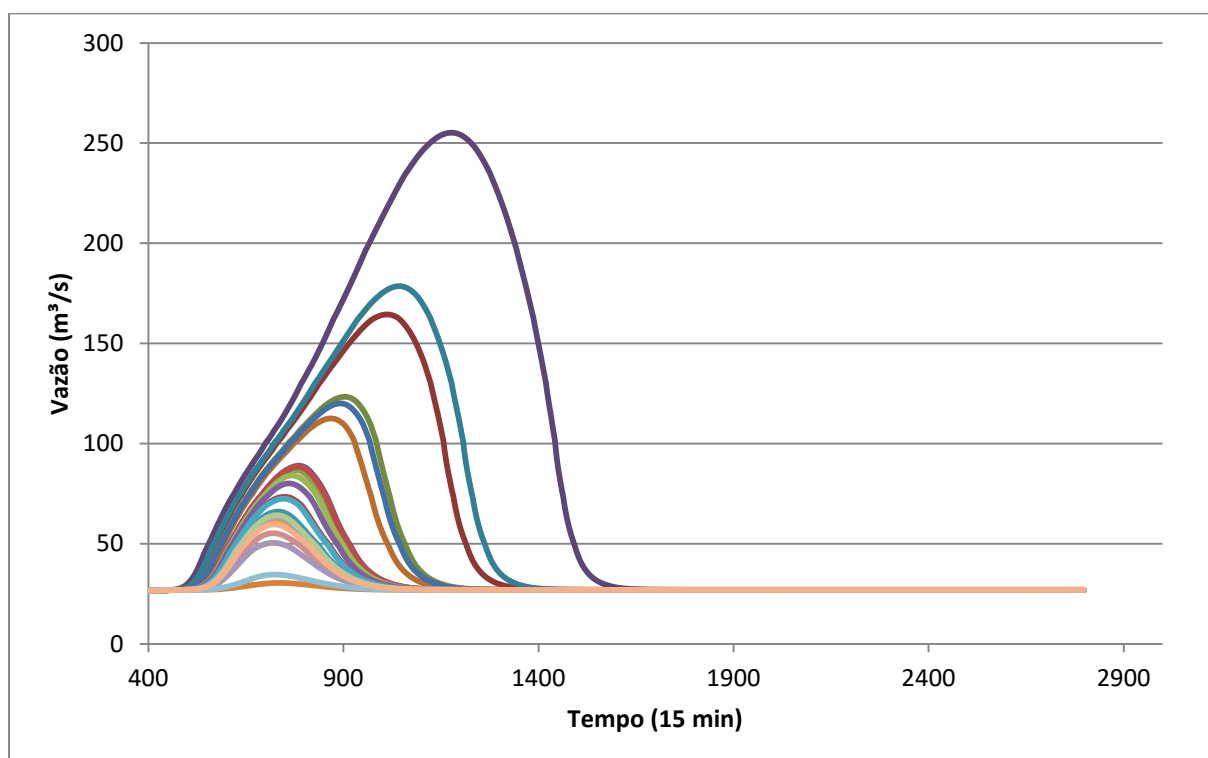


Figura 37. Vazões de saída do modelo para o estudo de caso 3, no rio Miranda.

6.3.7 Estudo de Caso 4: Rio Piracicaba

Neste estudo de caso foi aplicada a metodologia de otimização dos parâmetros da calha para um trecho do rio Piracicaba, no estado de São Paulo. Este segmento foi definido pelas estações telemétricas 62705000, a montante no par de coordenadas $47^{\circ}39'20''\text{O}/22^{\circ}43'45''\text{S}$, e a estação 62714000, a jusante no par $47^{\circ}46'33.105''\text{O}/22^{\circ}41'43.237''\text{S}$. Estas estão separadas por apenas 26 quilômetros de distância sobre o rio Piracicaba, tornando este o menor trecho de rio dos estudos de caso apresentados neste trabalho. Neste trecho existe a cidade de Piracicaba na parte mais a montante onde existem registrados diferentes casos de inundação como em 1983 e mais recentemente nos primeiros meses de 2011 e 2017.

Os dados destas estações foram obtidos a partir do portal Gestor PCD da ANA sendo eles discretizados a nível de minutos o que exigiu adaptar o Comparador de Hidrogramas para que este conseguisse ler essa informação. A Figura 38 apresenta ambos

hidrogramas para o período de julho de 2015 a agosto de 2017, caracterizando assim também o menor período de dados disponíveis dos estudos aqui apresentados.

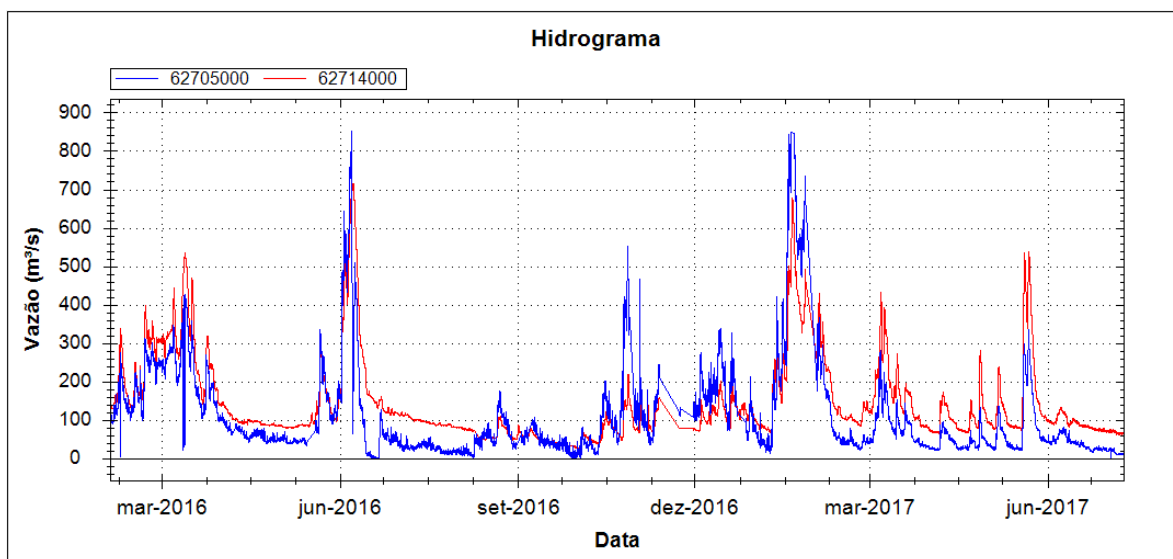


Figura 38. Hidrogramas observados das estações 62705000 e 62714000 no rio Piracicaba.

Observa-se que possivelmente existe algum erro nos dados no período entre agosto e dezembro de 2016 visto que vazões não tão altas da estação 62705000 estão maiores que as da 62714000, algo que não se esperaria sem que houvesse perda de água para a planície. Esta falha restringiu ainda mais o período disponível visto que este intervalo não foi considerado para extrair a celeridade.

Ainda assim foi possível extrair uma relação $c \times Q$ com o comportamento esperado para locais onde ocorrem inundações conforme mostra a Figura 39. Isto foi facilitado pelo fato de os dados estarem discretizados em minutos, o que tornou os picos mais facilmente identificáveis e permitiu a diferenciação melhor entre o tempo de ocorrência de um a montante e o respectivo a jusante.

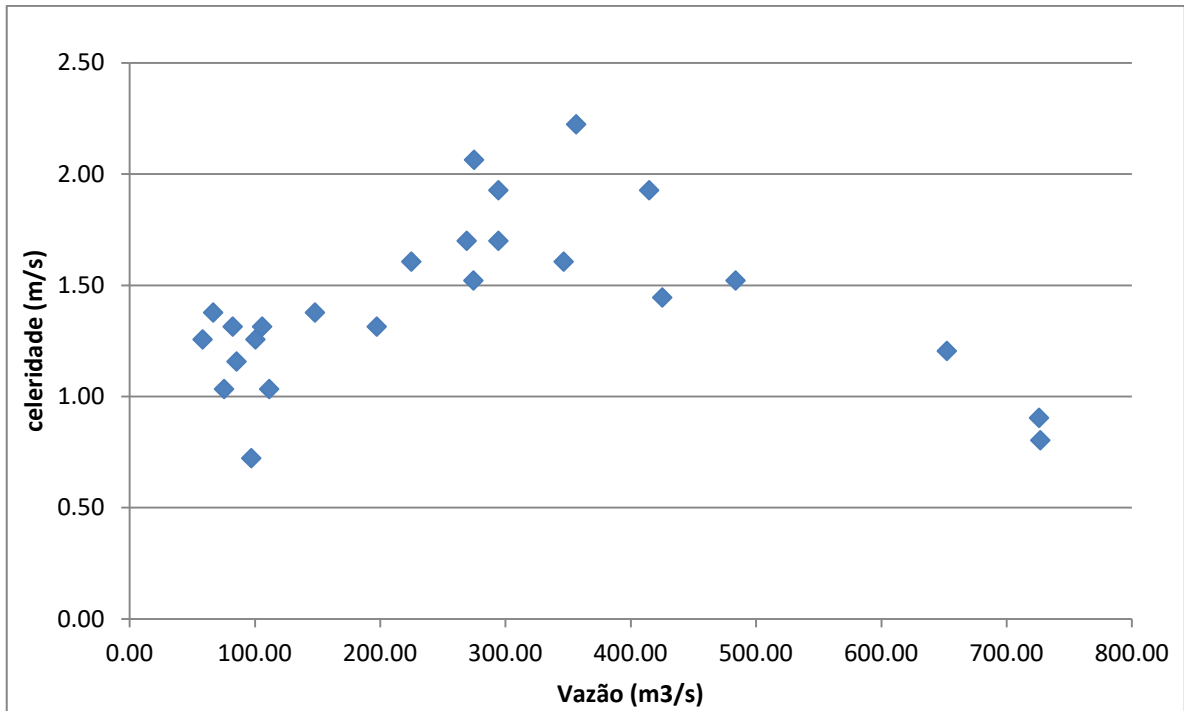


Figura 39. Celeridade versus vazão observada no trecho do rio Piracicaba.

Neste exemplo, em função da curta distância entre as estações optou-se por segmentá-la em 26 sub-trechos de 1km . Para cada um foi extraída a declividade com base nas imagens do SRTM de 30 metros, porém neste caso as cotas nos limites de cada trecho geraram uma nuvem de pontos tal qual mostrada na Figura 40. Assim foi adotado para cada sub-trecho uma declividade média de 0,3m/km.

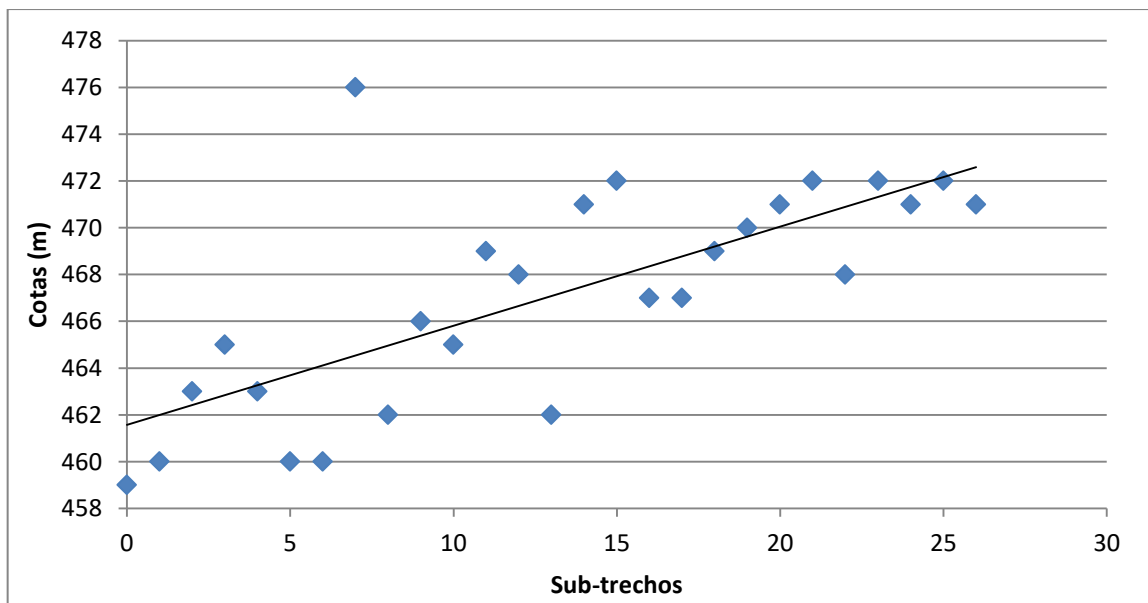


Figura 40. Cotas de cada sub-trecho do estudo de caso 4 no rio Piracicaba.

Para formulação dos hidrogramas sintéticos de entrada foi considerada uma vazão de base de 20 m³/s conforme verificado nos hidrogramas observados, uma constante beta de 35 e um tempo de pico de 120 horas. Já o número de complexos do algoritmo SCE-UA foi definido como 64 e foram feitas 300 iterações até a parada. As faixas de valores dentre as quais os parâmetros a serem ajustados poderiam variar foram fixados em:

- De 1,0 a 200 metros para a largura (W);
- De 0,1 a 20 metros para a profundidade (H);
- De 0,01 a 0,045 para o coeficiente de Manning (n);
- De 0,01° a 90° para o ângulo de abertura após a saída da calha (a).

Para a estimativa da largura efetiva do trecho estudado foi digitalizada manualmente uma máscara de água sobre a imagem do *Basemap* do ArcGIS®. Esta teve uma área total de 1.905.392 metros, resultando em uma largura efetiva de 73,28 metros.

Infelizmente nenhuma das duas estações utilizadas para estimar a celeridade possuíam informações de descarga para poder obter a profundidade real. Porém, de acordo com informações do Sistema de Telemetria do Consórcio Intermunicipal das Bacias dos Rios Piracicaba, Capivari e Jundiá o rio Piracicaba começa a transbordar quando o nível atinge 4,70 metros.

6.3.8 Resultados do estudo de caso 4

Em um primeiro momento, ao deixar o parâmetro da largura livre na faixa pré-estabelecida o algoritmo não estabilizou em uma mesma função objetivo nem com a utilização de 500 iterações. Os valores encontrados para a FO variavam em torno de 0,9885 sem fixar nele. As larguras encontradas variavam próximas aos 47 metros, a profundidade 6.3, manning em torno de 0,0423 e ângulo de abertura da planície perto de 5,2°. Além de longes dos observados, o valor do coeficiente de manning foge um pouco da literatura, ficando um pouco acima do esperado.

Desta maneira foram feitos dois testes: um fixando a largura em 73 metros conforme o estimado pela divisão da área da máscara pelo comprimento do trecho; e outro reduzindo a faixa de variação da largura entre 60 e 80 metros. Para estes dois casos observou-se a convergência das funções objetivos, mesmo quando utilizados apenas 16 complexos. A Tabela 5 mostra os diferentes resultados encontrados.

Tabela 5. Resumo dos resultados encontrados para o estudo de caso 4.

Parâmetro	Largura – W(m)	Altura – H(m)	Ângulo - a	Manning - n	FO
Observado	73,28	4,7	-	-	-
1<W<200	47.04	6,32	5,18	0,0423	0,9885
W=73	73	4,27	2,09	0,0344	0,9929
60<W<80	62,04	4,74	3,31	0,0365	0,9426

O teste que resultou na menor função objetivo foi aquele no qual a largura pôde variar entre 60 e 80 metros, com valor de 0.9426. Apesar de a largura ter ficado um pouco longe da estimada com a divisão da área pelo comprimento a profundidade encontrada ficou muito próxima daquela informada como altura de extravasamento. Por outro lado a fixação em 73 metros tem a largura idêntica ao estimado via sensoriamento mas uma profundidade menor do que a observada. A Figura 41 apresenta as celeridades observadas e calculadas para os testes realizados.

Analisando a Figura 41 percebe-se que para os três casos as celeridades não ficaram muito distantes das observadas, representando claramente o efeito da equifinalidade levantada por Grimaldi et. al (2018). Porém, ao permitir a variação maior da largura (1<W<200) as celeridades acabaram ficando mais baixas que nos demais no momento do extravasamento da calha, por volta dos 400 m³/s.

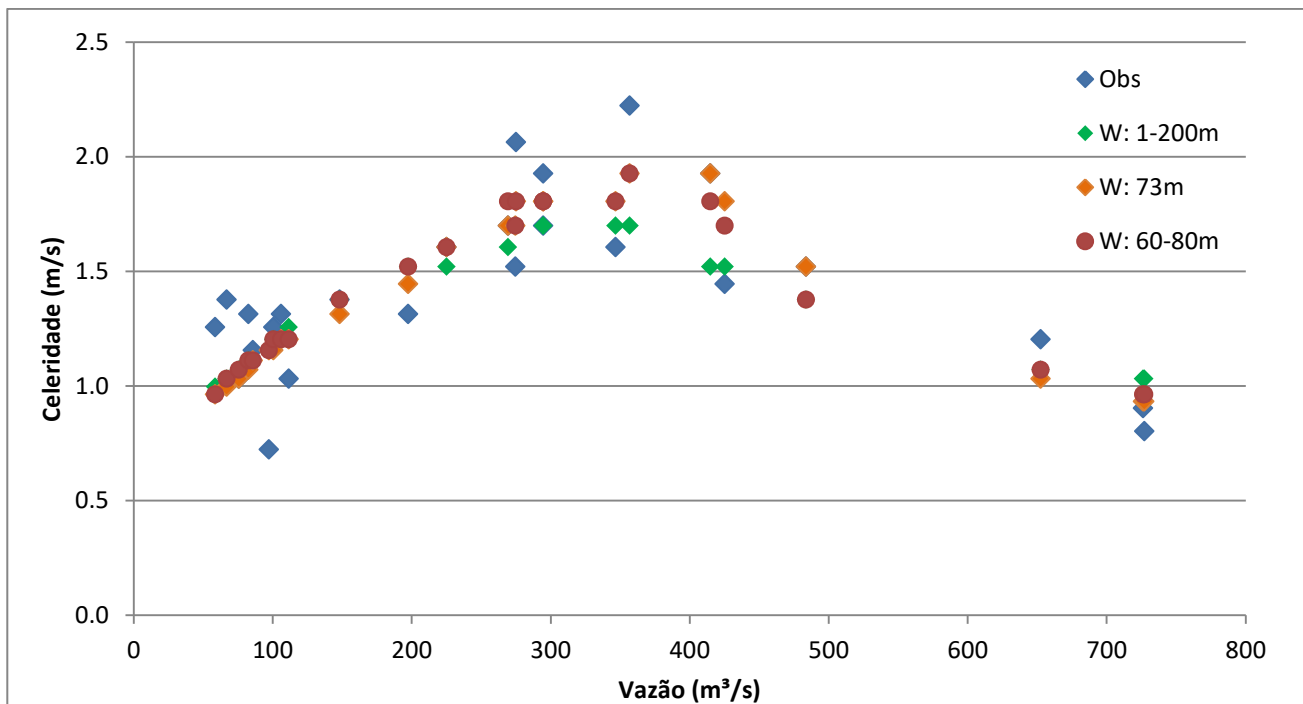


Figura 41. Celeridades observadas e calculadas em relação à vazão para o estudo de caso 4.

Desta maneira este estudo de caso demonstrou como a inserção prévia da estimativa da largura pôde não apenas permitir que o algoritmo convergisse mas também que os valores dos parâmetros encontrados se aproximassem bastante daqueles observados. Em particular, a profundidade ficou muito próxima daquela observada da calha cheia quando a faixa de valores para a largura variar ficou próxima ao seu valor estimado.

6.3.9 Estudo de Caso 5: Rio Iguazu

Neste estudo de caso no rio Iguazu foi trabalhado o trecho de aproximadamente 115 km entre as estações Porto Capanema, a montante no par de coordenadas 53°54'37"O/25°36'47"S, e Hotel Cataratas, localizado junto às Cataratas do Iguazu no par de coordenadas 54°22'55"O/ 25°42'58"S. Os dados das duas estações foram obtidos a partir do Hidroweb e são apresentados nas Figuras 42 e 43. Nelas é possível perceber a influência que a operação das barragens localizadas a montante destes pontos exerce sobre os hidrogramas, com uma série de picos de vazão sequenciais. Além disso não é percebido olhando apenas os hidrogramas assimetrias que denotem a presença de planícies de inundação.

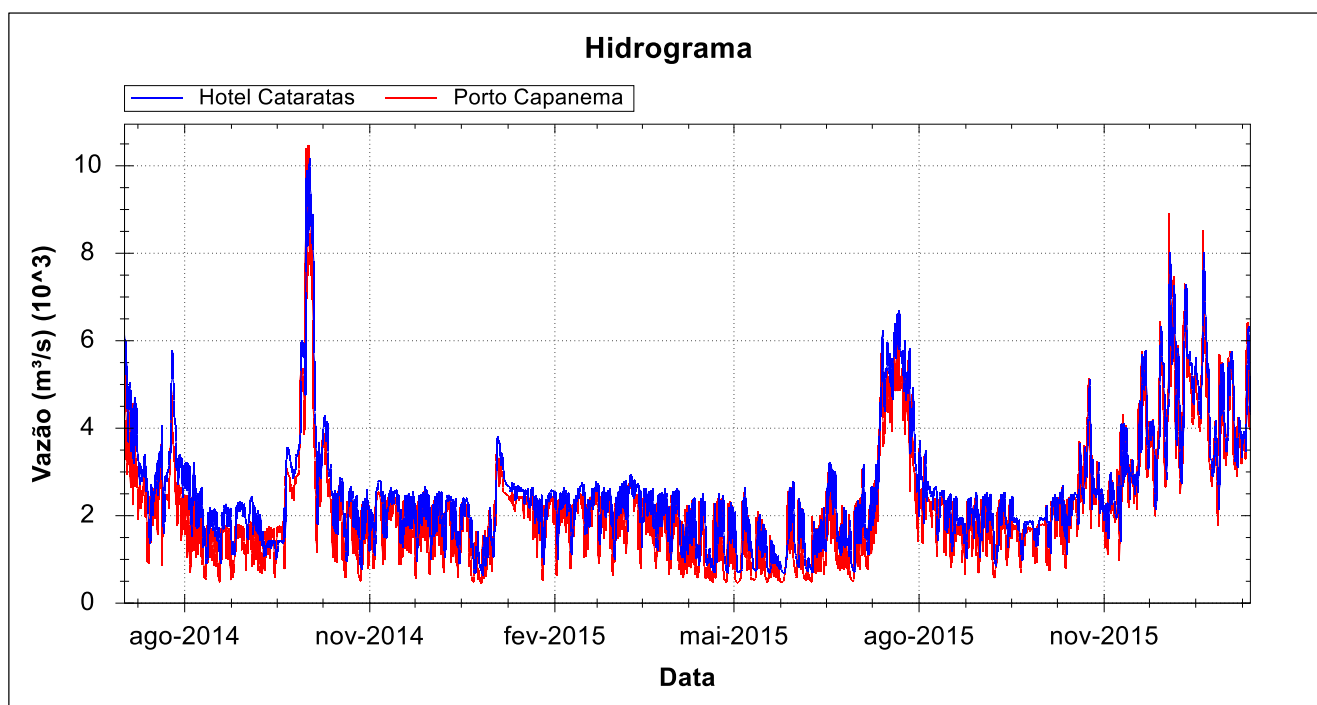


Figura 42. Hidrogramas observados das estações Porto Capanema e Hotel Cataratas no rio Iguazu.

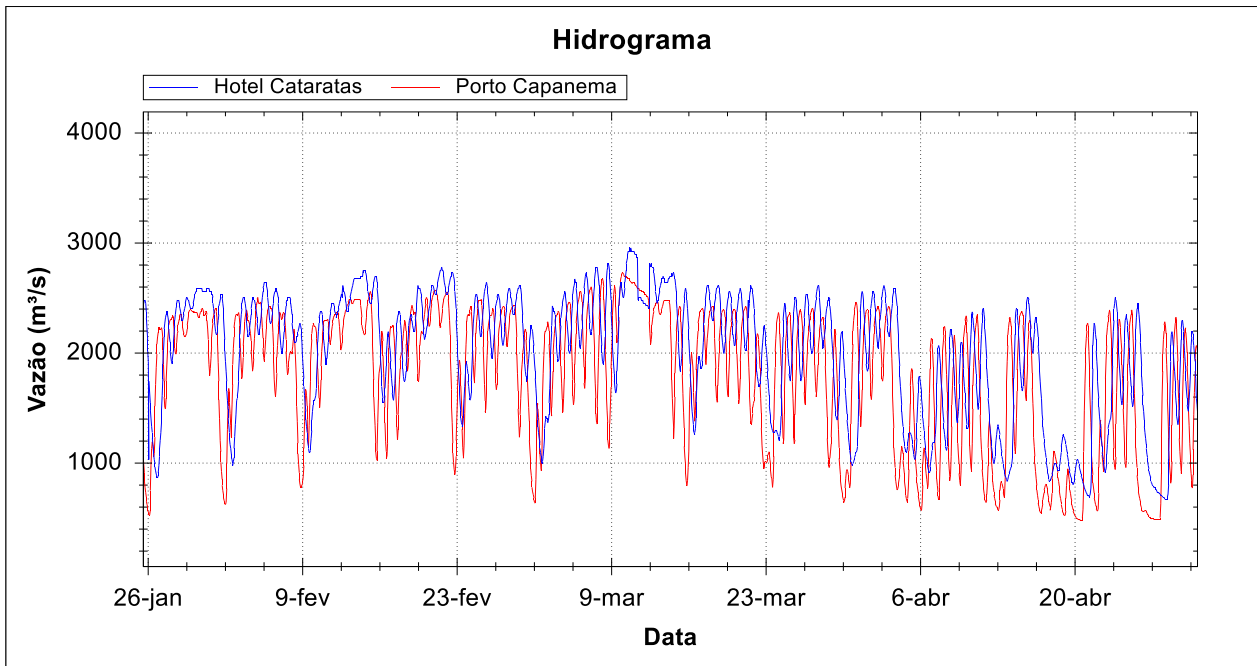


Figura 43. Zoom sobre os hidrogramas observados das estações Porto Capanema e Hotel Cataratas no rio Iguaçu.

A partir destes hidrogramas foram estimadas celeridades de 89 picos de vazão. A relação cxQ é apresentada na Figura 44. De fato como era esperado praticamente não existe evidências de inundações neste trecho de rio uma vez que a celeridade tende apenas a subir com a vazão. A única exceção são duas vazões mais altas, em torno dos 10.000 m³/s. Porém idealmente deveriam existir mais informações para vazões nesta faixa e superiores a elas para confirmar a presença de extravasamento da calha.

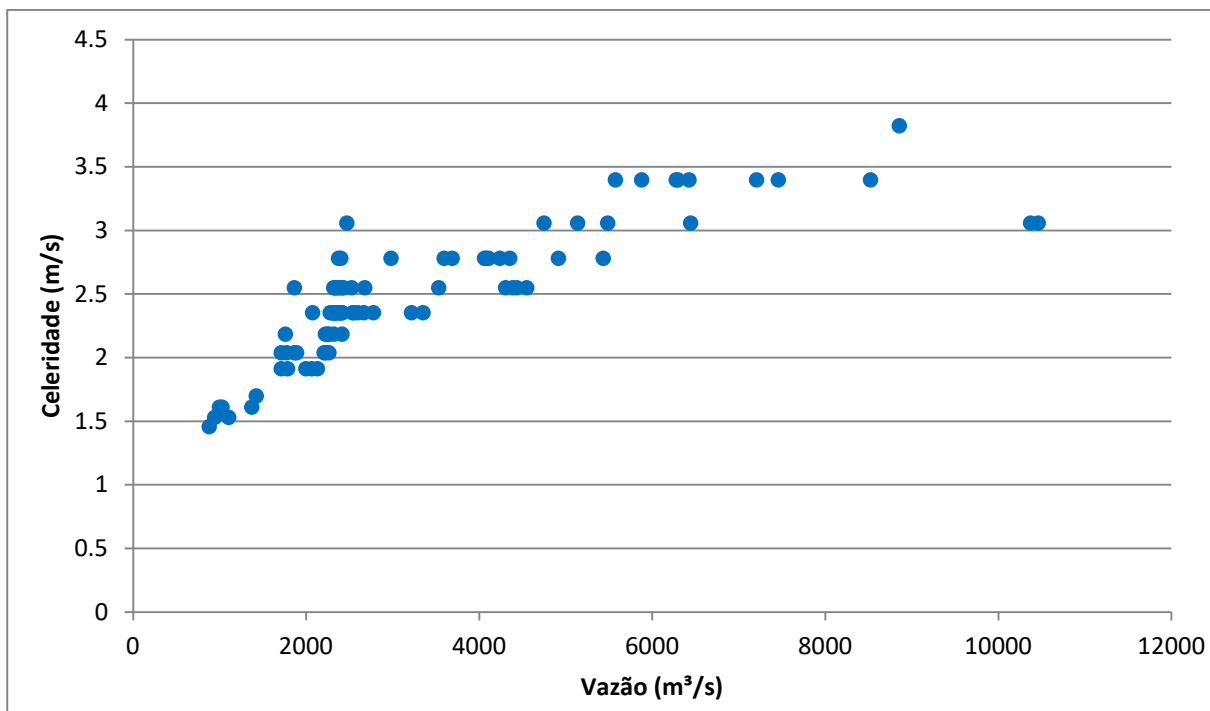


Figura 44. Celeridade versus vazão observada no trecho do rio Iguaçu.

A fim de rodar o modelo para tentar replicar este comportamento dividiu-se o trecho de 115 km em 23 segmentos de 5 km para os quais as declividades são apresentadas na Figura 45. Percebe-se que neste caso a variação das cotas de um segmento para outro é no geral maior do que nos estudos de caso anteriores, o que contribui para que não ocorram inundações pelo aumento da velocidade da água. Neste trecho de rio a celeridade pode alcançar valores de até 4 m/s, bem superior aos outros casos estudados.

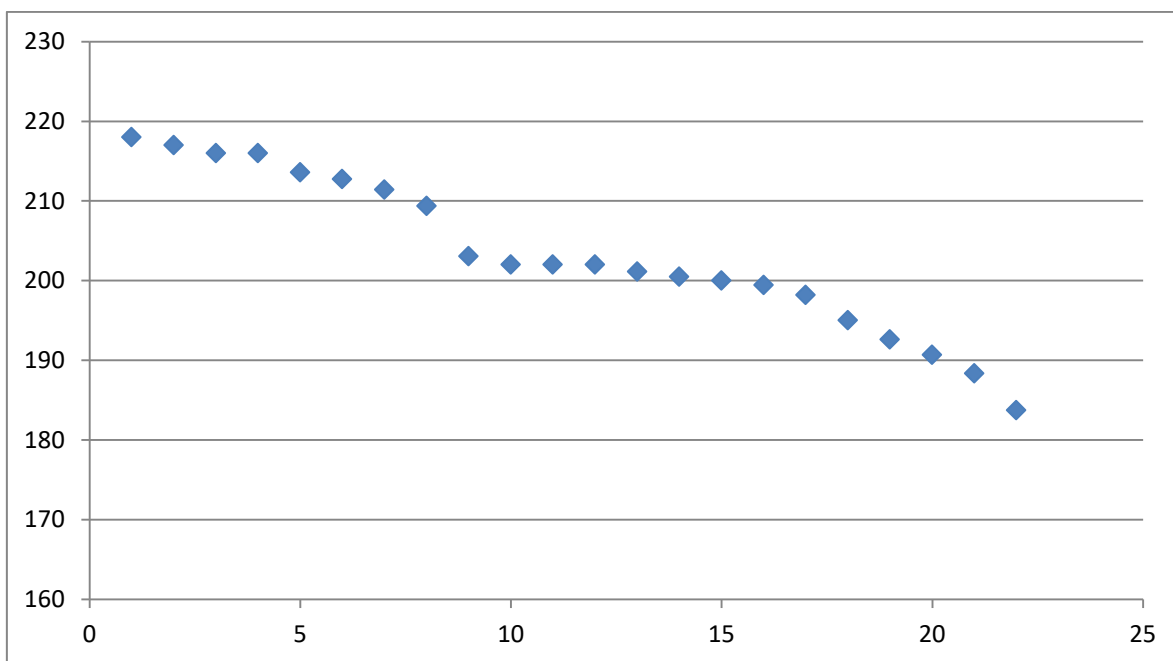


Figura 45. Cotas de cada sub-trecho do estudo de caso 5 no rio Iguaçu.

A largura efetiva do canal foi calculada com base numa máscara de água gerada a partir de imagens do Landsat 8 com a classificação automática. Esta máscara teve área de 85.589.430 metros que dividido pelo comprimento de 115 quilômetros resultou em uma largura efetiva de 778 metros. Já a profundidade varia entre um máximo de 7,65m na estação Porto Capanema e 16,47 na estação Hotel Cataratas de acordo com seus dados de descarga.

Os parâmetros utilizados para criação dos hidrogramas de entrada foram um beta de 110, vazão de base de 461,6 m³/s e tempo de pico de 120 horas. Foram utilizados 64 complexos e 500 iterações no algoritmo SCE-UA. Com base nos valores observados, as faixas dentre as quais os parâmetros a serem ajustados poderiam variar foram fixados em um primeiro momento em:

- De 100 a 1200 metros para a largura (W);
- De 0,3 a 40 metros para a profundidade (H);
- De 0,01 a 0,07 para o coeficiente de Manning (n);
- De 0,01° a 90° para o ângulo de abertura após a saída da calha (a).

6.3.10 Resultados do estudo de caso 5

Com a faixa de valores para os quais a largura poderia variar permitindo uma ampla gama de valores o algoritmo não chegou a convergir sempre para a mesma FO. O menor valor registrado para a função foi de 3,58, porém, para esta, a largura encontrada ficou muito distante da observada para o trecho, tendo sido retornado 168 metros, 600 a menos

do que a estimada. Ainda o valor do coeficiente de manning ficou extremamente alto, em 0,0635. Já a profundidade e o ângulo de abertura da planície foram 8,74m e 44° respectivamente.

Para tentar encontrar um conjunto de valores mais condizentes com os observados foi fixada a largura em 778 metros, valor este que havia sido estimado pela máscara de água. Contudo, ao rodar o modelo com esta modificação, a profundidade estimada passou a ficar muito baixa em relação à observada, tendo o algoritmo retornado 2,25 metros e um manning de 0,0235. O valor do ângulo de abertura da planície foi 57,24° enquanto que o valor mínimo da função objetivo neste caso ficou em 4,46. A Tabela 6 apresenta estes valores encontrados enquanto a Figura 46 mostra as celeridades retornadas pelo programa.

Tabela 6. Resumo dos resultados encontrados para o estudo de caso 5.

Parâmetro	Largura – W(m)	Altura – H(m)	Ângulo - a	Manning - n	FO
Observado	778	7,65-16,47	-	-	-
400<W<1200	168	8,74	44,00°	0,0635	3,5807
W=778	778	2,25	57,24°	0,0235	4,4596

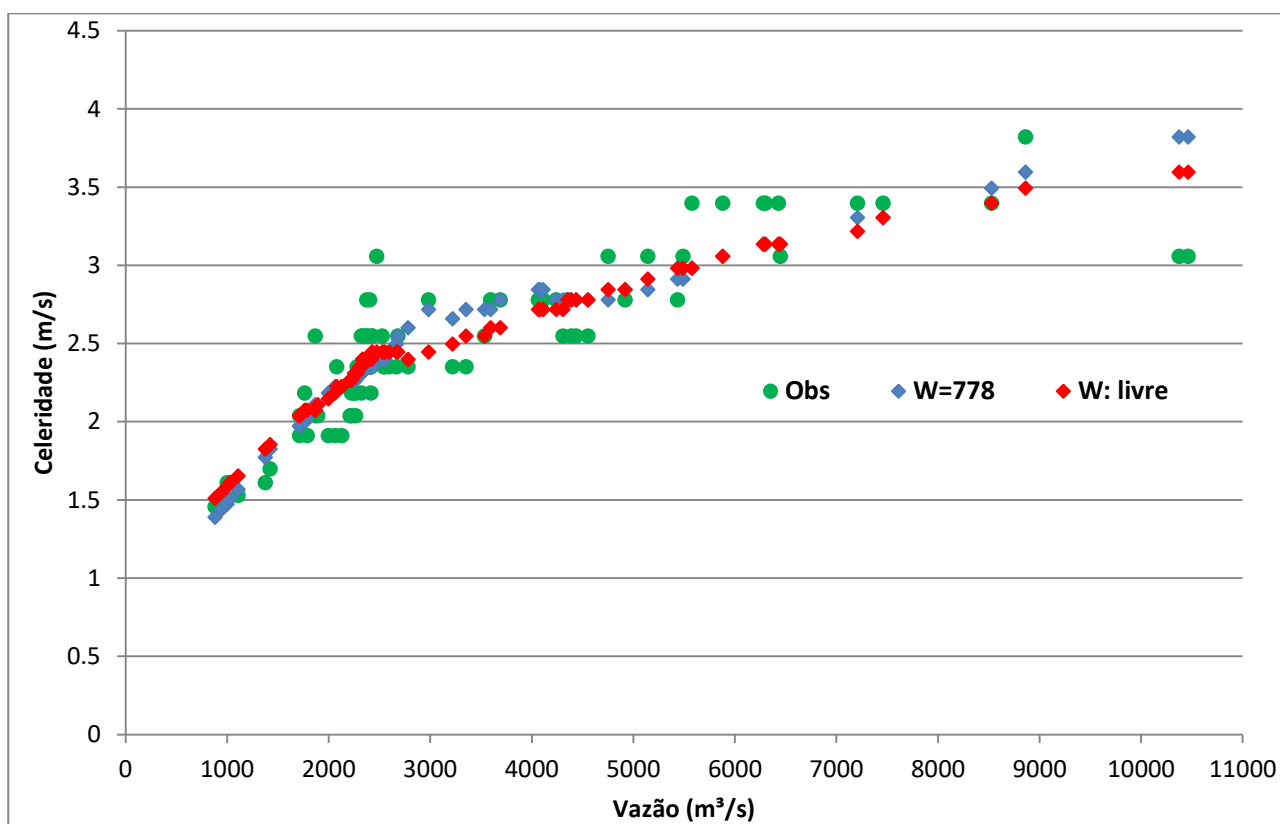


Figura 46. Celeridades observadas e calculadas em relação à vazão para o estudo de caso 5.

Analisando as celeridades retornadas se nota como, mesmo com conjuntos de parâmetros tão diferentes entre si, ambos foram capazes de representar o comportamento e valores das observadas. Uma explicação possível para isto é que a falta de um ponto de curvatura como aqueles observados nos casos com inundação confere muitas combinações de profundidade, largura e manning que retornem as mesmas celeridades. Uma observação interessante é que para ambos os casos os ângulos de abertura da planície foram muito altos. No caso em que a largura ficou livre para variar, a vazão extravasou a partir de 2700 m³/s mas logo voltou a subir em função deste alto ângulo de abertura. O mesmo ocorre por volta dos 3000 m³/s no teste feito com a largura fixa em 778.

7 Conclusão

O presente trabalho se propôs a responder o questionamento se seria possível, apenas alterando os parâmetros que compõem uma calha retangular simples de rio, representar os valores e comportamento da relação celeridade-vazão para um determinado trecho de rio que apresenta planície de inundação. Para isto foi proposta a combinação da propagação inercial associada ao algoritmo SCE-UA para gerar um conjunto de parâmetros que atendesse a esse objetivo. Dados observados de vazão e a utilização do MDE do SRTM com resolução de 30 metros foram os únicos necessários para aplicação da metodologia.

Os resultados encontrados mostram que não só foi possível estimar os valores de celeridade observada para os estudos de caso avaliados, mas também que o próprio conjunto de parâmetros ficou muito próximo dos valores observados em medições em campo para os casos em que havia extravasamento da calha do rio. Os resultados das melhores larguras obtidas nestes casos também serviram para validar o método proposto no Capítulo 4 para definição da largura efetiva em um grande trecho de rio tendo em vista a modelagem.

Da mesma forma a incorporação prévia da largura obtida pelo sensoriamento no momento de definir as faixas de variação deste parâmetro possibilitou a melhoria da função objetivo e na estimativa da profundidade para o caso do rio Piracicaba. Além disto, este passou a convergir para uma mesma função objetivo que foi menor do que aquela que se havia chegado mantendo uma grande faixa de variação da largura. O resultado também mostra como a estimativa da largura efetiva do rio pelo método proposto via sensoriamento remoto também é adequado para simulação hidrológica.

Ainda, a adoção de uma calha retangular simples mostrou-se suficiente para estimar a celeridade quando associada a uma planície de inundação. Esta representação também permitiu que os hidrogramas de saída das simulações passassem a apresentar a forma típica observada naqueles locais, com a assimetria negativa a partir das vazões que levaram ao transbordamento da calha.

Contudo, a metodologia proposta para estimativa dos parâmetros efetivos da calha não foi eficiente para o caso onde não havia o efeito de uma planície de inundação, no trecho do rio Iguaçu. Isto ocorreu possivelmente pela existência de um grande número de conjuntos de parâmetros que resultam nas mesmas celeridades, evidenciando o efeito de equifinalidade.

O surgimento de diferentes produtos do sensoriamento remoto e a previsão de lançamento do satélite SWOT estimulam a aplicação futura das metodologias aqui apresentadas com uso destes em virtude dos ótimos resultados encontrados nos trechos inundáveis. O SWOT em particular fornecerá, dentre outras informações, máscaras de água e informações de nível dos rios, informações diretamente associadas às metodologias aqui empregadas uma vez que seria possível estimar a celeridade de ondas de cheia também a partir de níveis.

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLASIA, D. et al. Use of large basin simulation model MGB-IPH in Brazil, paper presented at Symposium S7. 6 (New distributed modeling approaches and methods for testing models against observations). **VII IAHS Scientific Assembly, Foz do Iguaçu (PR), Brazil**, 2005.

ALLEN, George H.; PAVELSKY, Tamlin M. Patterns of river width and surface area revealed by the satellite-derived North American river width data set. **Geophysical Research Letters**, v. 42, n. 2, p. 395-402, 2015.

ALSDORF, Douglas E.; RODRÍGUEZ, Ernesto; LETTENMAIER, Dennis P. Measuring surface water from space. **Reviews of Geophysics**, v. 45, n. 2, 2007.

BALLESTEROS-CÁNOVAS, J. A. et al. An integrated approach to flood risk management: a case study of Navaluenga (Central Spain). **Water resources management**, v. 27, n. 8, p. 3051-3069, 2013.

BATES, Paul D.; HORRITT, Matthew S.; FEWTRELL, Timothy J. A simple inertial formulation of the shallow water equations for efficient two-dimensional flood inundation modelling. **Journal of Hydrology**, v. 387, n. 1-2, p. 33-45, 2010.

BIANCAMARIA, Sylvain et al. Large-scale coupled hydrologic and hydraulic modelling of the Ob river in Siberia. **Journal of Hydrology**, v. 379, n. 1-2, p. 136-150, 2009.

BIEGER, Katrin et al. Development and evaluation of bankfull hydraulic geometry relationships for the physiographic regions of the United States. **JAWRA Journal of the American Water Resources Association**, v. 51, n. 3, p. 842-858, 2015.

BRAVO, J. M. et al. Coupled hydrologic-hydraulic modeling of the Upper Paraguay River basin. **Journal of hydrologic engineering**, v. 17, n. 5, p. 635-646, 2011.

BRAVO, J. M. et al. Coupled hydrologic-hydraulic modeling of the Upper Paraguay River basin. **Journal of hydrologic engineering**, v. 17, n. 5, p. 635-646, 2011.

BUARQUE, Diogo Costa. Simulação da Geração e do Transporte de Sedimentos em Grandes Bacias: Estudo de caso do rio Madeira. 2015.

CASTELLARIN, Attilio et al. Optimal cross-sectional spacing in Preissmann scheme 1D hydrodynamic models. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 135, n. 2, p. 96-105, 2009.

CARROLL, M. L. et al. A new global raster water mask at 250 m resolution. **International Journal of Digital Earth**, v. 2, n. 4, p. 291-308, 2009.

CARPENTER, Theresa M.; GEORGAKAKOS, Konstantine P. Discretization scale dependencies of the ensemble flow range versus catchment area relationship in distributed hydrologic modeling. **Journal of Hydrology**, v. 328, n. 1-2, p. 242-257, 2006.

CHATTERJEE, Chandranath; FÖRSTER, Saskia; BRONSTERT, Axel. Comparison of hydrodynamic models of different complexities to model floods with emergency storage areas. **Hydrological Processes: An International Journal**, v. 22, n. 24, p. 4695-4709, 2008.

CHE, Daniel; MAYS, Larry W. Development of an optimization/simulation model for real-time flood-control operation of river-reservoirs systems. **Water resources management**, v. 29, n. 11, p. 3987-4005, 2015.

CHIANG, Po-Kuan; WILLEMS, Patrick. Model conceptualization procedure for river (flood) hydraulic computations: case study of the Demer River, Belgium. **Water resources management**, v. 27, n. 12, p. 4277-4289, 2013.

CHOW, Ven Te. **Open-channel hydraulics**. New York: McGraw-Hill, 1959.

COLLISCHONN, Walter. Simulação hidrológica de grandes bacias. 2001.

DAVID, Cédric H. et al. River network routing on the NHDPlus dataset. **Journal of Hydrometeorology**, v. 12, n. 5, p. 913-934, 2011.

DAVIS, Lawrence. **Handbook of genetic algorithms**. 1991.

DINGMAN, S. Lawrence. **Fluvial hydraulics**. Oxford University Press, 2009.

DINIZ, L. da S. Calibragem de modelos hidrológicos. **Sistemas inteligentes: aplicações a recursos hídricos e ciências ambientais**. Org. por Galvão, CO e Valença, MJS, ABRH, ed. UFRGS, Porto Alegre, RS, p. 151-164, 1999.

DUAN, Qingyun. A global optimization strategy for efficient and effective calibration of hydrologic models. 1991.

DUAN, Qingyun; SOROOSHIAN, Soroosh; GUPTA, Vijai. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. **Water resources research**, v. 28, n. 4, p. 1015-1031, 1992.

FALTER, D. et al. Continuous, large-scale simulation model for flood risk assessments: proof-of-concept. **Journal of Flood Risk Management**, v. 9, n. 1, p. 3-21, 2016.

FAN, Fernando Mainardi; COLLISCHONN, Walter. Integração do modelo MGB-IPH com sistema de informação geográfica. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 19, n. 1, p. 243-254, 2014.

FAN, Fernando Mainardi et al. Avaliação de um método de propagação de cheias em rios com aproximação inercial das equações de Saint-Venant. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 19, n. 4, p. 137-147, 2014.

FELDER, Guido; ZISCHG, Andreas; WEINGARTNER, Rolf. The effect of coupling hydrologic and hydrodynamic models on probable maximum flood estimation. **Journal of hydrology**, v. 550, p. 157-165, 2017.

FENG, Min et al. A global, high-resolution (30-m) inland water body dataset for 2000: First results of a topographic–spectral classification algorithm. **International Journal of Digital Earth**, v. 9, n. 2, p. 113-133, 2016.

FLEISCHMANN, Ayan S. et al. On river-floodplain interaction and hydrograph skewness. **Water Resources Research**, v. 52, n. 10, p. 7615-7630, 2016a.

FLEISCHMANN, Ayan Santos. Processos hidrológicos e hidráulicos em grandes áreas inundáveis: assimetria de hidrogramas e simulação matemática. 2016b.

FOERSTER, Saskia; CHATTERJEE, Chandranath; BRONSTERT, Axel. Hydrodynamic simulation of the operational management of a proposed flood emergency storage area at the Middle Elbe River. **River research and applications**, v. 24, n. 7, p. 900-913, 2008.

FU, Lee-Lueng et al. The SWOT (Surface Water and Ocean Topography) Mission: spaceborne radar interferometry for oceanographic and hydrological applications. In: **OCEANOBS'09 Conference**. 2009.

GUIDA, Ross J. et al. Strategic floodplain reconnection for the Lower Tisza River, Hungary: Opportunities for flood-height reduction and floodplain-wetland reconnection. **Journal of Hydrology**, v. 521, p. 274-285, 2015.

GOLBERG, David E. Genetic algorithms in search, optimization, and machine learning. Addison Wesley. **Reading**, 1989.

GRIMALDI, S. et al. Effective representation of river geometry in hydraulic flood forecast models. **Water Resources Research**, v. 54, n. 2, p. 1031-1057, 2018.

HENDERSON, Francis Martin. **Open channel flow**. 1966.

HODGES, Ben R. Challenges in continental river dynamics. **Environmental modelling & software**, v. 50, p. 16-20, 2013.

HOHENTHAL, Johanna et al. Laser scanning applications in fluvial studies. **Progress in Physical Geography**, v. 35, n. 6, p. 782-809, 2011.

HOLLAND, John Henry. **Adaptation in natural and artificial systems: an introductory analysis with applications to biology, control, and artificial intelligence**. MIT Press, 1992.

HORNING, Ned et al. **Remote sensing for ecology and conservation: a handbook of techniques**. Oxford University Press, 2010.

HUANG, Shaochun et al. Evaluation of an ensemble of regional hydrological models in 12 large-scale river basins worldwide. **Climatic Change**, v. 141, n. 3, p. 381-397, 2017.

HUANG, Shaochun; HATTERMANN, Fred F. Coupling a global hydrodynamic algorithm and a regional hydrological model for large-scale flood inundation simulations. **Hydrology Research**, v. 49, n. 2, p. 438-449, 2018.

HUTTON, Christopher J. et al. On the effects of improved cross-section representation in one-dimensional flow routing models applied to ephemeral rivers. **Water resources research**, v. 48, n. 4, 2012.

JARDIM, Pedro Frediani. *Extração e avaliação de larguras de rios a partir de imagens de satélite*. 2015.

JENSEN, John R. **Remote sensing of the environment: An earth resource perspective 2/e**. Pearson Education India, 2007.

JIA, Yanhong et al. Integrating hydraulic equivalent sections into a hydraulic geometry study. **Journal of Hydrology**, v. 552, p. 407-420, 2017.

JULIEN, P. Y. et al. River mechanics. **River mechanics.**, Cambridge University Press, 2002.

KAUFFELDT, Anna et al. Technical review of large-scale hydrological models for implementation in operational flood forecasting schemes on continental level. **Environmental Modelling & Software**, v. 75, p. 68-76, 2016.

KOREN, Victor et al. Hydrology laboratory research modeling system (HL-RMS) of the US national weather service. **Journal of Hydrology**, v. 291, n. 3-4, p. 297-318, 2004.

LAGANIER, O. et al. A coupling of hydrologic and hydraulic models appropriate for the fast floods of the Gardon River basin (France). **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 14, n. 11, p. 2899-2920, 2014.

LE NGO, Long et al. Implementation and comparison of reservoir operation strategies for the Hoa Binh reservoir, Vietnam using the MIKE 11 model. **Water Resources Management**, v. 22, n. 4, p. 457-472, 2008.

LERAT, Julien et al. Towards robust methods to couple lumped rainfall–runoff models and hydraulic models: A sensitivity analysis on the Illinois River. **Journal of Hydrology**, v. 418, p. 123-135, 2012.

LIAN, Yanqing et al. Coupling of hydrologic and hydraulic models for the Illinois River Basin. **Journal of hydrology**, v. 344, n. 3-4, p. 210-222, 2007.

LIGHTHILL, Michael James; WHITHAM, G. B. On kinematic waves I. Flood movement in long rivers. **Proc. R. Soc. Lond. A**, v. 229, n. 1178, p. 281-316, 1955.

MARTINEZ, Carlos Antonio Echeverria. Calibração automática de modelo hidrológico com algoritmo baseado no comportamento de formigas. 2014.

MCCABE, Matthew F. et al. The future of Earth observation in hydrology. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 21, n. 7, p. 3879-3914, 2017.

MCFEETERS, Stuart K. The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features. **International journal of remote sensing**, v. 17, n. 7, p. 1425-1432, 1996.

MEJIA, A. I.; REED, S. M. Evaluating the effects of parameterized cross section shapes and simplified routing with a coupled distributed hydrologic and hydraulic model. **Journal of hydrology**, v. 409, n. 1-2, p. 512-524, 2011.

MENDES, C. A. B.; Cirilo, J. A. Geoprocessamento em Recursos Hídricos Princípios, Integração e Aplicação - 2a. revisada e ampliada. 2. ed. Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos,. v. 1. 535p., 2013.

MOORE, Robert J.; BELL, Victoria A.; JONES, David A. Forecasting for flood warning. **Comptes Rendus Geoscience**, v. 337, n. 1-2, p. 203-217, 2005.

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

NATURAL ENVIRONMENT RESEARCH COUNCIL (GREAT BRITAIN). **Flood Studies Report in Five Volumes**. NERC, 1975.

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

NEAL, Jeffrey C. et al. Efficient incorporation of channel cross-section geometry uncertainty into regional and global scale flood inundation models. **Journal of Hydrology**, v. 529, p. 169-183, 2015.

NELDER, John A.; MEAD, Roger. A simplex method for function minimization. **The computer journal**, v. 7, n. 4, p. 308-313, 1965.

NOVO, Evelyn M. L. M. Sensoriamento remoto: princípios e aplicações. 4ª edição. São Paulo: Blucher, 2010.

OLIVEIRA, Aline Meyer et al. Compreendendo ondas de cheia: análise da relação entre celeridade e vazão em rios brasileiros. **Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos (22.: Florianópolis, 2017). Anais [recurso eletrônico]. [Porto Alegre: ABRH, 2017]**, 2017.

PAIVA, Rodrigo Cauduro Dias de. Modelagem hidrológica e hidrodinâmica de grandes bacias estudo de caso: bacia do rio Solimões. 2009.

PAIVA, Rodrigo C. D.; COLLISCHONN, Walter; BUARQUE, Diogo Costa. Validation of a full hydrodynamic model for large-scale hydrologic modelling in the Amazon. **Hydrological Processes**, v. 27, n. 3, p. 333-346, 2013.

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

PATRO, Shivananda et al. Hydrodynamic modelling of a large flood-prone river system in India with limited data. **Hydrological Processes: An International Journal**, v. 23, n. 19, p. 2774-2791, 2009.

PAVELSKY, Tamlin M.; SMITH, Laurence C. RivWidth: A software tool for the calculation of river widths from remotely sensed imagery. **IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters**, v. 5, n. 1, p. 70-73, 2008.

PAZ, Adriano Rolim da. Simulação hidrológica de rios com grandes planícies de inundação. 2010.

PAZ, Adriano Rolim da et al. Large-scale modelling of channel flow and floodplain inundation dynamics and its application to the Pantanal (Brazil). **Hydrological processes**, v. 25, n. 9, p. 1498-1516, 2011.

PEKEL, Jean-François et al. High-resolution mapping of global surface water and its long-term changes. **Nature**, v. 540, n. 7633, p. 418, 2016.

PERUMAL, Muthiah; RAJU, Kittur G. Ranga. Field applications of a variable-parameter Muskingum method. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 6, n. 3, p. 196-207, 2001.

PIDWIRNY, Michael. Remote Sensing, The Encyclopedia of Earth. 2013 Disponível em: <http://www.eoearth.org/view/article/155700/>. Acessado em 13 de dezembro de 2017.

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

PONTES, Paulo R. M.; Collischonn, W. ; Paiva, R. C. D. ; Fan, F. M. ; Buarque, D. C. Aspectos sobre a hidrodinâmica fluvial e planície de inundação na bacia hidrográfica do rio Araguaia. In: XXI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Brasília-DF. Anais do XXI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. RS: ABRH. 2015b.

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

PRICE, Roland K. Volume-conservative nonlinear flood routing. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 135, n. 10, p. 838-845, 2009.

RESZLER, Christian; BLÖSCHL, Günter; KOMMA, Jürgen. Identifying runoff routing parameters for operational flood forecasting in small to medium sized catchments/Identification de paramètres de propagation d'écoulement pour la prévision opérationnelle de crue au sein de bassins versants de petite à moyenne taille. **Hydrological sciences journal**, v. 53, n. 1, p. 112-129, 2008.

SALEH, Firas et al. Impact of river bed morphology on discharge and water levels simulated by a 1D Saint–Venant hydraulic model at regional scale. **Journal of hydrology**, v. 476, p. 169-177, 2013.

SAMUELS, P. G. Cross section location in one-dimensional models. In: **International Conference on river flood hydraulics**. Wiley Chichester, 1990. p. 339-350.

SILVA, J. S. Altimetria espacial aplicada aos estudos de processos hídricos em zonas úmidas da bacia Amazônica. **UFRJ/COPPE, Rio de Janeiro**, 2010.

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

SRIWONGSITANON, Nuchanart; BALL, James E.; CORDERY, I. A. N. An investigation of the relationship between the flood wave speed and parameters in runoff-routing models. **Hydrological sciences journal**, v. 43, n. 2, p. 197-213, 1998.

TANG, X.; KNIGHT, D. W.; SAMUELS, P. G. Wave speed–discharge relationship from cross-section survey. In: **Proceedings of the Institution of Civil Engineers-Water and Maritime Engineering**. Thomas Telford Ltd, 2001. p. 81-96.

TODINI, E. A mass conservative and water storage consistent variable parameter Muskingum-Cunge approach. **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**, v. 4, n. 3, p. 1549-1592, 2007.

TRIGG, Mark A. et al. Floodplain channel morphology and networks of the middle Amazon River. **Water Resources Research**, v. 48, n. 10, 2012.

TUCCI, Carlos E. M. **Modelos Hidrológicos**. 2. ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS ABRH GWP, v. 1. 678p, 2005.

UNISDR. **Making Development Sustainable: The Future of Disaster Risk Management**, Global Assessment Report on Disaster Risk Reduction. 2015.

VESTENA, Leandro Redin. A importância da hidrologia na prevenção e mitigação de desastres naturais The importance of hydrology in the prevention and mitigation of natural disasters. **Ambiência**, v. 4, n. 1, p. 151-162, 2009.

VRUGT, Jasper A. et al. Effective and efficient algorithm for multiobjective optimization of hydrologic models. **Water Resources Research**, v. 39, n. 8, 2003.

WILSON, Matthew et al. Modeling large-scale inundation of Amazonian seasonally flooded wetlands. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 15, 2007.

WMO. Integrated Flood Management Concept Paper. World Meteorological Organization (WMO), No. 1047, 32 p., 2009.

WMO, (2011). Manual on flood forecasting and warning. World Meteorological Organization. WMO Publications, 142 p., 2011.

WONG, Tony HF; LAURENSEN, Eric M. Wave speed–discharge relations in natural channels. **Water Resources Research**, v. 19, n. 3, p. 701-706, 1983.

XU, Hanqiu. Modification of normalised difference water index (NDWI) to enhance open water features in remotely sensed imagery. **International journal of remote sensing**, v. 27, n. 14, p. 3025-3033, 2006.

YAMAZAKI, Dai et al. Development of the global width database for large rivers. **Water Resources Research**, v. 50, n. 4, p. 3467-3480, 2014.

YAPO, Patrice Ogou; GUPTA, Hoshin Vijai; SOROOSHIAN, Soroosh. Multi-objective global optimization for hydrologic models. **Journal of hydrology**, v. 204, n. 1-4, p. 83-97, 1998.