

Modelagem hidrológica e hidráulica de grande escala com propagação inercial de vazões

Hydrologic and hydraulic large-scale modeling with inertial flow routing

Paulo R.M. Pontes, Walter Collischonn, Fernando M. Fan, Rodrigo C. D. Paiva e Diogo C. Buarque

Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil
p.rogenes@gmail.com; collischonn@iph.ufrgs.br; fernando.fan@ufrgs.br; rodrigo.cdpaiva@gmail.com; diogo.buarque@gmail.com

Recebido: 25/03/15 - Revisado: 11/05/15 - Aceito: 29/06/15

RESUMO

Modelos hidrológicos são capazes de representar processos do ciclo hidrológico através de equações matemáticas. Dentre esses processos, a propagação de vazão nos rios é de grande importância, especialmente em bacias de grande escala. Em geral, o módulo de propagação de vazão implementado nos modelos hidrológicos é simplificado, sendo adotada uma versão da metodologia de onda cinemática, na maior parte dos casos. Apesar disso, modelos que utilizam essas metodologias produzem resultados aceitáveis na maioria das aplicações. Entretanto, bacias com rios de baixa declividade, com trechos sujeitos a remanso, ou com extensas planícies de inundação, podem não ser bem representados por metodologias de propagação simplificadas. Uma alternativa é o uso de modelos hidrodinâmicos para propagação de vazão. Entretanto, esses modelos necessitam de mais dados de entrada e possuem equacionamentos complexos. Uma opção de complexidade intermediária que pode ser adotada é utilizar uma aproximação das equações de Saint-Venant que despreza apenas o termo de inércia advectiva na equação dinâmica. Esta aproximação vem sendo chamada de modelo inercial, ou método inercial. Esse artigo apresenta uma proposta de uma nova versão do modelo hidrológico MGB-IPH, em que o módulo de propagação de vazões na rede de drenagem, originalmente baseado no método Muskingum-Cunge, é substituído pelo método inercial. Além disso, o artigo também apresenta uma forma de representar redes de drenagem com ilhas ou laços, e extensas áreas inundáveis. A bacia do rio Araguaia foi escolhida para testar a metodologia, por possuir rios com alta e baixa declividade e regiões de planície de inundação, como a Ilha do Bananal. Os resultados do modelo MGB-IPH com propagação Inercial foram comparados com a propagação por Muskingum-Cunge através de medidas de desempenho entre as vazões calculadas e observadas e mapas de inundação. Os resultados mostraram que utilizando o método inercial, o modelo MGB-IPH representa melhor os efeitos de atenuação da onda de cheia do que utilizando o método Muskingum-Cunge. Os mapas de inundação calculados pelo modelo MGB-IPH com o método de propagação inercial foram comparados com imagens do sensor MODIS mostrando que é possível representar, em escala regional, grandes regiões inundáveis como a Ilha do Bananal, mesmo sem dados detalhados de seções transversais e de topografia.

Palavras Chave: Propagação inercial. Modelo MGB-IPH. Planície de inundação.

ABSTRACT

Hydrological models are capable of representing basin scale processes through mathematic equations. Among them, flow routing is important, especially for large-scale basins. Flow routing methods used in hydrologic models are commonly simplified, and show satisfactory results in most cases. However, low slope rivers, rivers with backwater effects, or rivers with large flood plains cannot be well represented by simplified flow routing methods. An alternative for them is the full Saint-Venant equations model (hydrodynamic model). Nevertheless, this model demands more input data and its equations are more complex. An easier option than the full Saint-Venant equations model is the Inertial model, which ignores the inertial term from the Momentum equation. This paper presents an improvement of the MGB-IPH hydrologic model, where the simplified flow routing method is replaced by the Inertial model. Furthermore, this paper shows a methodology to represent island sand/ or bifurcations in rivers. The Araguaia river basin was selected as a case study due to its particular physical characteristics. Results of the MGB-IPH with Inertial flow routing model were compared to conventional MGB-IPH Muskingum-Cunge method results, and to observed flow data. General outcomes show that observed flow data are better represented by the new improved MGB-IPH model. Furthermore, the simulated flood plain areas were visually well represented in comparison with MODIS imagery.

Keywords: Hydrological models. Model MGB-IPH. Flood routing.

INTRODUÇÃO

Modelos hidrológicos capazes de representar matematicamente os diversos processos físicos como a transformação de chuva em escoamento, a evapotranspiração, o armazenamento de água no solo e nos aquíferos, e a propagação de ondas de cheias ao longo da rede de drenagem de bacias hidrográficas são ferramentas úteis em diversos tipos de análises hidrológicas. Entre os estudos em que são aplicados estes modelos estão: avaliação de impactos de mudanças e variabilidades climáticas sobre o regime hidrológico; análises do impacto de mudanças da vegetação ou do uso da terra sobre as vazões dos rios; previsões de vazões em tempo real e estimativa de vazões em locais sem dados.

Quanto à representação da variabilidade espacial os modelos hidrológicos podem ser do tipo Concentrado ou do tipo Distribuído. Os Modelos Concentrados representam a bacia de forma homogênea, como um único elemento. Já os Modelos Distribuídos procuram representar a variabilidade espacial das características hidrológicas através da subdivisão da bacia hidrográfica em diversas unidades menores que podem ser células regulares ou pequenas sub-bacias (PAZ et al., 2011).

A estrutura dos modelos hidrológicos distribuídos inclui, em geral, pelo menos dois módulos: um módulo de balanço hídrico no solo e geração de escoamento a partir da chuva; e um módulo de propagação de vazões ao longo da rede de drenagem.

Em geral, o módulo de propagação de vazão na rede de drenagem dos modelos hidrológicos distribuídos é relativamente simplificado, sendo que na maior parte dos casos é adotada alguma versão da metodologia da onda cinemática ou de métodos ainda mais simples como o modelo Muskingum (CHOW et al., 1988). Estes modelos simplificados produzem resultados aceitáveis na maior parte das aplicações, apesar de exigirem relativamente poucos dados de entrada. Entretanto, há certos tipos de rios e bacias hidrográficas em que as abordagens simplificadas adotadas nos módulos de propagação de vazão dos modelos hidrológicos não são adequadas. Este é o caso de rios de baixa declividade, rios com longos trechos submetidos ao remanso de barragens, rios com planícies de inundação, e rios das regiões litorâneas que sofrem os efeitos das marés (PAIVA; COLLISCHONN; TUCCI, 2011a).

Para resolver esses problemas, existem alguns modelos que utilizam, no seu módulo de propagação de vazões, as equações completas do escoamento unidimensional em rios (Equações de Saint-Venant). Exemplos deste tipo de abordagem são os modelos MGB-IPH com propagação hidrodinâmica (PAIVA; COLLISCHONN; TUCCI, 2011a) e o modelo MIKE SHE (THOMPSON et al., 2009). Entretanto, esta abordagem apresenta alguns inconvenientes, porque a solução das equações de Saint-Venant é mais complexa, resultado em códigos computacionais mais extensos e complicados.

Os modelos hidrodinâmicos baseados nas equações completas de Saint-Venant também exigem uma maior quantidade de dados de entrada, e quando aplicados em bacias de grande escala exigem um cuidadoso pré-processamento dos dados topográficos, conforme relatado por Paiva (2009).

Por estes motivos, é interessante considerar a possibi-

lidade de utilizar, em modelos hidrológicos distribuídos, uma abordagem intermediária entre os modelos mais simples (onda cinemática) e os modelos mais complexos (hidrodinâmicos, ou baseados nas equações de Saint Venant completas). Uma opção de complexidade intermediária que pode ser adotada é utilizar no módulo de propagação uma aproximação das equações de Saint-Venant que despreza apenas o termo de inércia advectiva na equação dinâmica. Esta aproximação vem sendo chamada de modelo inercial, ou modelo de inércia local (ALMEIDA et al., 2012; ALMEIDA; BATES, 2013; BATES; HORRITT; FEWTRELL, 2010; FAN et al., 2014).

O modelo inercial pode ser aplicado em rios de baixa declividade, em rios com trechos de reservatórios, e em rios sujeitos a efeitos de marés, apresentando resultados semelhantes aos modelos baseados nas equações completas de Saint-Venant, porém com um algoritmo e código computacional muito mais simples (FAN et al., 2014). Esses motivos têm feito com que esse modelo seja utilizado como melhor opção no módulo de propagação de vazões em pesquisas recentes (DOTTORI; TODINI, 2013; NEAL; SCHUMANN; BATES, 2012; YAMAZAKI; DE ALMEIDA; BATES, 2013).

No presente artigo, é descrita uma proposta de uma nova versão do modelo hidrológico MGB-IPH, apresentado inicialmente por Collischonn e Tucci (2001), e com suas versões mais recentes apresentadas por Paiva et al. (2012) e Fan e Collischonn (2014), em que o módulo de propagação de vazões na rede de drenagem, originalmente baseado no método Muskingum-Cunge, é substituído pelo método inercial. A abordagem adotada no modelo inercial segue metodologia apresentada, inicialmente, por Almeida et al. (2012), Almeida e Bates (2013) e Bates, Horritt e Fewtrell (2010), e posteriormente avaliada em testes hipotéticos por Fan et al. (2014).

No presente artigo também é apresentada uma forma de representar redes de drenagem com ilhas ou laços, e extensas áreas inundáveis, utilizando o método inercial.

Ao final, o artigo também descreve um teste de aplicação do modelo na bacia do rio Araguaia, afluente do rio Tocantins, nas regiões Centro-Oeste e Norte do Brasil. Esta bacia constitui um interessante teste para a metodologia proposta porque apresenta extensas áreas inundáveis, e trechos em que há bifurcação do rio principal, formando ilhas.

MODELO MGB-IPH

O modelo MGB-IPH (“Modelo Hidrológico de Grandes Bacias”), é um modelo distribuído (ou semi-distribuído), voltado para aplicações em grandes bacias hidrográficas com as típicas condições de disponibilidade de dados encontradas no Brasil (COLLISCHONN; et al 2007). O modelo MGB-IPH é um modelo hidrológico baseado em processos, o que significa que são utilizadas equações físicas e conceituais para simular o ciclo hidrológico continental.

Na versão atual do modelo MGB-IPH a bacia hidrográfica é dividida em pequenas unidades menores denominadas minibacias (FAN; COLLISCHONN, 2014).

Além disso, é adotada uma divisão da bacia em um

conjunto de Classes de Resposta Hidrológica (CRH), definidas, tipicamente, a partir da combinação de mapas de tipos de solos e mapas de tipos de vegetação, ou de classes de uso da terra.

A combinação das minibacias com as classes de resposta hidrológica (CRH) origina as Unidades de Resposta Hidrológica (URH), que são as regiões em que determinada CRH existe no interior de uma minibacia.

Os cálculos de balanço de energia para a estimativa de evapotranspiração (calculada por Penman-Monteith) e de balanço hídrico no solo são realizados em cada URH de cada minibacia. A propagação de vazão no interior de cada minibacia é realizada de forma simplificada utilizando reservatórios lineares simples, representando separadamente o escoamento superficial, sub-superficial e subterrâneo. Na rede de drenagem os cálculos de propagação da vazão são realizados utilizando o método de Muskingum-Cunge linear. Estes processos de cálculo estão descritos mais detalhadamente em Collischonn (2007). Além da propagação de vazões pelo método de Muskingum-Cunge, existe também uma versão do modelo que utiliza modelagem hidrodinâmica para propagação (PAIVA, 2009). O modelo MGB-IPH com propagação hidrodinâmica foi utilizado para uma série de pesquisas na bacia do rio Amazonas (PAIVA et al., 2011a; PAIVA et al., 2011b; PAIVA et al., 2011b; PAIVA et al., 2013b).

Na versão do modelo descrita no presente artigo, apenas o método de propagação de vazões na rede de drenagem foi modificado, tendo sido substituído o método de propagação Muskingum-Cunge pelo método inercial, conforme descrito adiante neste artigo. A adoção do método inercial exigiu também uma pequena alteração na metodologia de discretização espacial da bacia e, por este motivo, esta metodologia é descrita mais detalhadamente, juntamente com o novo método de propagação de vazão.

Discretização da bacia hidrográfica

Na versão original do modelo hidrológico, apresentada por Collischonn et al. (2007), adotava-se uma técnica de subdivisão da bacia hidrográfica em um grande número de células quadradas, com dimensões de 5 x 5 a 20 x 20 km. A técnica de subdivisão da bacia hidrográfica em células quadradas foi adotada em trabalhos como Ribeiro Neto et al. (2008), Silva et al. (2007) e Tucci e Collischonn (2005). Visando uma melhor representação da hidrografia, esta técnica de subdivisão da bacia foi, posteriormente, substituída por uma técnica de subdivisão da bacia em pequenas sub-bacias hidrográficas incrementais, que passaram a se denominar minibacias. As principais diferenças entre os métodos de discretização são discutidas no trabalho de Paz et al. (2011).

As aplicações do modelo MGB-IPH utilizando uma discretização em minibacias iniciaram em 2007, quando foram adotadas as ferramentas de análise do modelo digital de elevação do módulo Arc-Hydro, desenvolvido para o software ArcGIS (SCHETTINI et al., 2007). Desde então, a maior parte das aplicações do modelo MGB-IPH tem utilizado a técnica de discretização da bacia em minibacias, incluindo os trabalhos de Meller et al. (2014), Paiva (2009), Pereira, Kayser e Collischonn

(2012) e Fan e Collischonn (2014).

Na metodologia de discretização em minibacias adotada atualmente no modelo MGB-IPH, a definição das bacias hidrográficas e das minibacias é realizada com base em um modelo digital de elevação (MDE). Os dados de topografia normalmente usados para geração de informações necessárias para o uso do modelo MGB-IPH são provenientes do MDE da missão SRTM (Shuttle Radar Topography Mission - FARR et al., 2007).

No processo de discretização a partir do MDE são realizadas as etapas de remoção de depressões, geração de direções de fluxo, área de drenagem acumulada, definição da rede de drenagem e, finalmente, a subdivisão em sub-bacias ou minibacias (JENSON; DOMINGUE, 1988; PAIVA; COLLISCHONN; TUCCI, 2011a).

A etapa de processamento em que o mapa raster de área de drenagem acumulada é reclassificado, gerando o mapa raster da rede de drenagem (Figura 1a), é fundamental neste processo, pois controla o número de minibacias resultante (BUARQUE et al., 2009; FAN et al., 2013; JENSON; DOMINGUE, 1988; SORRIBAS; PONTES; COLLISCHONN, 2011). A reclassificação é realizada considerando um valor limite de área de drenagem (AL) a partir do qual considera-se que existe um curso de água.

A escolha do valor de AL influencia fortemente na rede de drenagem gerada, conforme discutido por Fan et al. (2013). Quando AL tem um valor relativamente baixo, o processamento gera uma rede com maior densidade de drenagem, e vice-versa.

A etapa seguinte, após a definição da rede de drenagem, é a segmentação da rede de drenagem em trechos de rio individuais. No processo tradicional, utilizado o pacote ArcHydro Tools (conforme FAN; COLLISCHONN, 2014), um trecho de rio é definido como um segmento da rede de drenagem localizado entre duas confluências sucessivas. Além disso, os segmentos da rede de drenagem localizados a montante da primeira confluência também são considerados trechos de rio. Uma minibacia é definida, então, como a bacia incremental que contribui diretamente para um trecho de rio. A Figura 1b ilustra o resultado da divisão da rede de drenagem da Figura 1a em trechos e a divisão da bacia hidrográfica em minibacias.

Um problema que pode ocorrer quando é aplicado este método de discretização é o surgimento de minibacias com trechos de rio muito longos, podendo causar problemas de estabilidade nos modelos de propagação. Para evitar isso a discretização proposta neste trabalho considera ainda um critério adicional de segmentação relacionado ao comprimento dos trechos de rio. Após uma discretização preliminar usando o método do Arc-Hydro, é realizada uma verificação se o comprimento do trecho de rio supera um limite definido pelo usuário (Δx_{lim}). Em caso positivo, o trecho de rio é subdividido em um número de sub-trechos adequado para que o problema não ocorra mais. O resultado é apresentado na figura 1c. O valor de Δx_{lim} visa manter a estabilidade dos modelos de propagação, sendo avaliado em trabalhos como Pontes e Collischonn (2015).

Um outro problema do método de discretização do Arc-Hydro é que a rede de drenagem gerada é dendrítica (ramificada), mas não contempla casos em que existem ilhas, ou laços fechados. Em muitos casos de rios de planície a rede de drenagem pode ser mais complexa, com múltiplos braços de rio

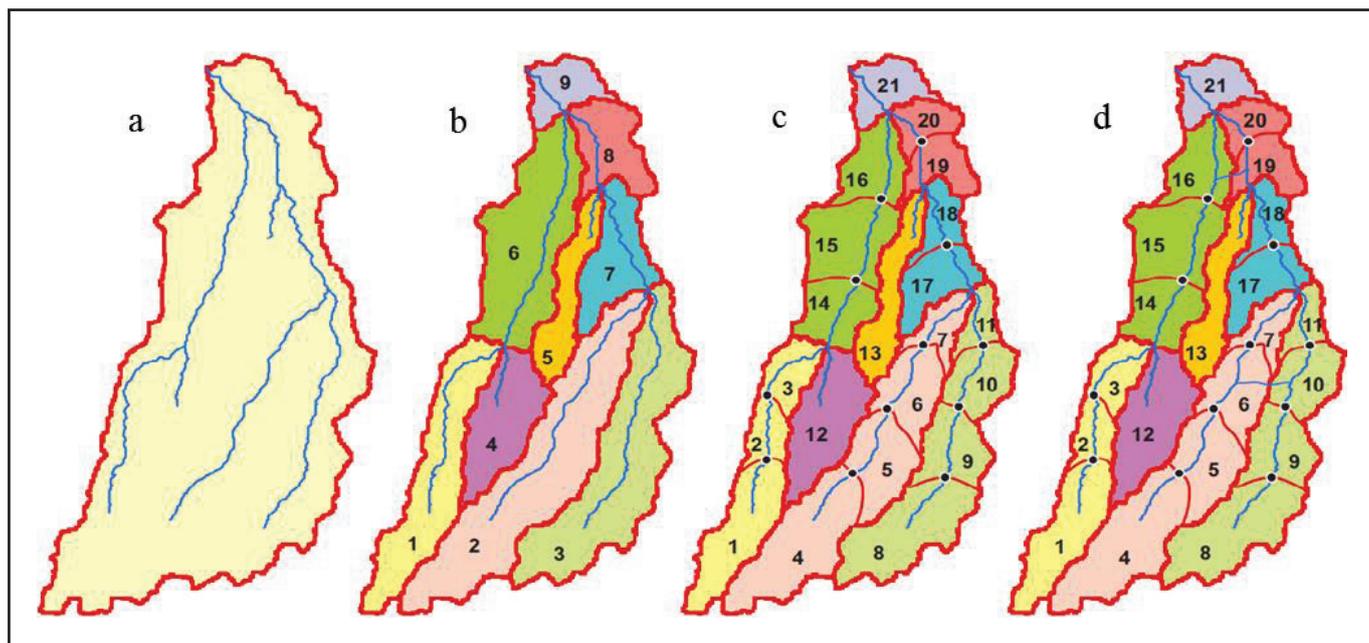


Figura 1 - Rede de drenagem hipotética gerada a partir de um valor de área de drenagem (a). Minibacias hipotéticas geradas pelo processo tradicional de delimitação de bacias (b). Minibacias hipotéticas geradas a partir da metodologia proposta nesse trabalho (c). Esquema de troca de água entre minibacias vizinhas (d) Atributos das minibacias

que se conectam formando ilhas. Um exemplo é apresentado na figura 1d, onde há um trecho de rio que liga diretamente o trecho de rio 6 ao trecho de rio 10, e um trecho de rio que liga diretamente o trecho de rio 16 ao 19.

Atributos das minibacias

Para cada minibacia da rede de drenagem são obtidos atributos adicionais relevantes para a simulação hidrológica, obtidos de forma semelhante ao que foi descrito em Paiva, Collischonn e Tucci (2011a). Entre estes atributos estão a área de drenagem local da minibacia; área de drenagem total acumulada; comprimento do trecho de rio; declividade do trecho de rio; comprimento do maior afluente no interior da minibacia; declividade do maior afluente no interior da minibacia; e código do trecho de rio localizado a jusante. Estes atributos podem ser obtidos diretamente a partir de pré-processamento do MDE.

Outros atributos relevantes são as características das seções transversais dos rios. Por simplicidade, considera-se que as seções transversais são retangulares, e que a largura e profundidade podem ser estimadas por curvas empíricas que relacionam estas variáveis com a área de drenagem (MEJIA; REED, 2011; PAIVA; COLLISCHONN; TUCCI, 2011a). O procedimento para obtenção dessas curvas, ou relações geomorfológicas, consiste em utilizar dados medidos de largura e profundidade de rio em diversos pontos com diferentes valores de área de drenagem (Ad). Nesse estudo foram utilizados os dados das estações fluviométricas da Agência Nacional de Águas.

$$Hr_{io_i} = \alpha Ad_i^\beta \tag{1}$$

$$Br_{io_i} = \gamma Ad_i^\theta \tag{2}$$

onde z é a profundidade da calha (m) na minibacia i , l_i é a largura da calha (m) na minibacia i , A_{d_i} é a área de drenagem (m^2) na minibacia i e os parâmetros α , β , γ e θ são os parâmetros do ajuste das equações do tipo potencial que relacionam profundidade do rio e área de drenagem e largura e área de drenagem.

A batimetria da várzea de inundação é obtida através de uma curva hipsométrica, relacionando a cota e a área (Figura 2). Esta curva é usada posteriormente para estimar a área alagada em cada minibacia para diferentes valores do nível da água. Um processo semelhante é utilizado nas pesquisas descritas por Paiva, Collischonn e Tucci (2011a) e Yamazaki et al. (2011).

A curva hipsométrica obtida desta forma em geral não contempla a parte submersa da topografia. Isto ocorre porque levantamentos hipsométricos disponíveis em larga escala, como o SRTM, são Modelos Digitais de Superfície, e não Modelos Digitais do Terreno. Por este motivo, é necessário realizar uma correção da curva hipsométrica, de forma a incluir ainda a incluir a parte submersa. A correção da curva hipsométrica é realizada considerando que o pixel com menor elevação do MDE corresponde ao nível da água, e que abaixo desse nível

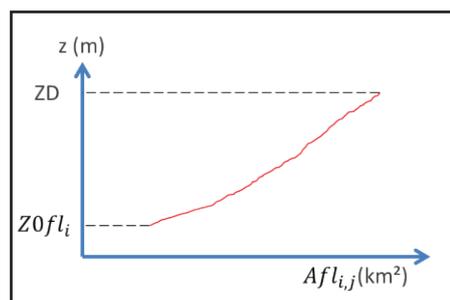


Figura 2 - Exemplo de curva hipsométrica relacionando cota e área alagada

está a calha do rio com a largura e a profundidade obtida da relação geomorfológica.

Para cada minibacia é obtida, ainda, uma relação entre cota e volume, na forma de uma tabela. O cálculo do volume é obtido através da integral da curva cota x área alagada, corrigida como descrito antes, de forma a incluir o volume da parte submersa da calha do rio. Essa integral é obtida considerando volumes incrementais na forma de trapézios.

Propagação de vazões com modelo inercial no modelo MGB-IPH

As equações da continuidade (equação 3) e dinâmica (equação 4) formam o conjunto de equações intitulado Equações de Saint-Venant:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial(Q^2/A)}{\partial x} + gA \frac{\partial h}{\partial x} = gAS_0 - gAS_f \quad (4)$$

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; e 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; g é aceleração da gravidade.

Na aproximação inercial, a equação 4 é simplificada, desprezando o segundo termo, que representa a inércia advectiva. Esse termo normalmente tem valores muito pequenos frente aos outros termos na maior parte das situações (MOUSSA; BOCQUILLON, 1996). Assim, a equação 4 é reescrita como:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + gA \frac{\partial h}{\partial x} - gAS_0 + gAS_f = 0 \quad (5)$$

A equação 5, por sua vez, é reescrita considerando que o valor de S_f pode ser estimado pela equação empírica de Manning, como mostra a equação 6:

$$S_f = \frac{Q \cdot |Q| \cdot n^2}{A^2 \cdot R^{4/3}} \quad (6)$$

em que S_f é a declividade da linha de atrito adimensional (TUCCI, 2005); Q é a vazão em m³.s⁻¹; A é a área em m²; R é o raio hidráulico em metros; e n o coeficiente de rugosidade de Manning (m^{-1/3}.s). O resultado é a equação 7:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + g(B \cdot h) \frac{\partial y}{\partial x} + g(B \cdot h) \frac{|Q| \cdot Q \cdot n^2}{(B \cdot h)^2 \cdot R^{4/3}} = 0 \quad (7)$$

em que o termo $\frac{\partial y}{\partial x}$ representa o módulo da vazão, e a adoção do produto permite representar a magnitude e o sinal da perda de energia devida ao atrito de forma correta na equação 7. Considerando que a seção transversal dos rios naturais pode ser representada por uma calha retangular e com largura B.

Além dessa consideração, rios naturais normalmente possuem sua largura muito maior que a profundidade da sua calha. Essa constatação permite aproximar o raio hidráulico R pela profundidade h. Logo, a equação 7 pode ser modificada e escrita como a equação 8:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + gBh \frac{\partial y}{\partial x} + g \frac{|Q| \cdot Q \cdot n^2}{h^{7/3}} = 0 \quad (8)$$

A equação da continuidade (equação 3) também pode ser reescrita como:

$$\frac{\partial V}{\partial t} = \sum Q_{in} - \sum Q_{out} \quad (9)$$

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.

As equações 8 e 9 são utilizadas no modelo MGB-IPH considerando uma discretização do rio em sub-trechos, de tal forma que cada minibacia possui um único sub-trecho de rio, como mostra a figura 1c. Adaptando o esquema numérico proposto por Bates, Horritt e Fewtrell (2010), considera-se que as variáveis h (profundidade), y (cota do nível da água) e Z (cota do fundo) são definidas nos centros dos subtrechos. A variável Q (vazão) é definida nos contornos de cada subtrecho, como é apresentado na figura 3.

No modelo inercial do MGB-IPH admite-se que cada minibacia tem apenas um trecho de rio, como no caso da minibacia A, representada na figura 3. A jusante da minibacia A está localizada a minibacia B. O nível da água no trecho de rio da minibacia A é y_i=z_i+h_i, e o nível da água no trecho de rio da minibacia B é y_{i+1}=z_{i+1}+h_{i+1}. A vazão de troca entre a minibacia A e a minibacia B é Q_i.

As seguintes aproximações numéricas são adotadas para representar as derivadas das equações 8 e 9:

$$\frac{\partial y}{\partial x} \cong \frac{y_{i+1}^t - y_i^t}{\Delta x_i} \quad (10)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} \cong \frac{Q_i^{t+\Delta t} - Q_i^t}{\Delta t} \quad (11)$$

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

em que o sobrescrito t ou t+Δt se refere ao tempo e o subscrito i ou i+1 se refere ao espaço.

Substituindo as aproximações das equações 10 e 11 na equação 8, e reorganizando os termos de forma a explicitar o valor da vazão no final do intervalo de tempo, obtém-se a equação 13:

$$Q_i^{t+\Delta t} = \left(\frac{((Q_i^t)^2 - g \cdot B \cdot \Delta t \cdot (hflow_i \cdot Sflow_i))}{\left(1 + \frac{g \cdot \Delta t \cdot hflow_i \cdot (|Q_i^t| \cdot n^2)}{B \cdot (hflow_i)^{10/3}} \right)} \right) \quad (13)$$

onde n é o coeficiente de Manning (m-1/3.s); a variável hflow_i (metros) refere-se à profundidade na seção transversal localizada entre a minibacia i e a minibacia i+1, e é estimada pela seguinte equação:

$$hflow_i = \max[y_i^t; y_{i+1}^t] - \max[Ztab_{i,1}; Ztab_{i+1,1}] \quad (14)$$

Na equação 13 o termo ϵ é a declividade da linha de água devido à perda de energia por atrito, e ϵ é estimado por:

$$Sflow_i = \frac{(y_{i+1}^t - y_i^t)}{\Delta x_i} \quad (15)$$

A aproximação da equação 12 é substituída na equação 9, obtendo-se a equação 16:

$$\frac{V_i^{t+\Delta t} - V_i^t}{\Delta t} = \sum Q_{in}^{t+\Delta t} - \sum Q_{out}^{t+\Delta t} \quad (16)$$

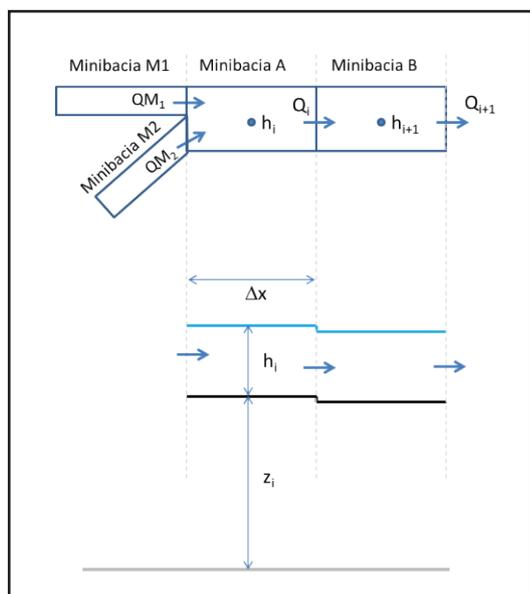


Figura 3 - Esquema de discretização das minibacias de comprimento Δx e das variáveis de vazão (Q e QM), profundidade (h) e nível (z) do modelo Inercial implementado no modelo hidrológico MGB-IPH

A partir de uma condição inicial em que são conhecidos todos os valores de y para qualquer minibacia i, a solução das cotas e vazões ao final do intervalo de tempo pode ser encontrada aplicando inicialmente a equação 13 em todas as minibacias e, posteriormente, a equação 16 em todas as minibacias.

Depois da aplicação da equação 16 o valor de $V_i^{t+\Delta t}$ é conhecido em todas as minibacias. Este valor é utilizado para

obter o nível da água, via interpolação da tabela cota – volume de cada minibacia. Assim, ao final do intervalo de tempo são conhecidos também os valores de $y_i^{t+\Delta t}$. Finalmente, os valores de profundidade de água nas minibacias são atualizados pela equação abaixo.

$$h_i^{t+1} = y_i^{t+1} - Ztab_{i,1} \quad (17)$$

Em todos os pontos de saída (exutórios) da bacia devem ser definidas condições de contorno. A condição de contorno mais simples que pode ser adotada é a definição de um nível da água constante ou variável no tempo, conforme exemplos apresentados em Fan et al. (2014).

O esquema numérico adotado é explícito, e, por isso, está sujeito a uma restrição do tamanho do intervalo de tempo adotado, para evitar instabilidade numérica. Na escolha do valor de Δt, deve ser respeitada a condição de Courant-Friedrichs-Levy (CFL), dada pela equação 18:

$$(\sqrt{gh}) \frac{\Delta t}{\Delta x} \leq 1 \quad (18)$$

em que g é a aceleração da gravidade (m.s⁻²); h é a profundidade (m); Δx é o comprimento do subtrecho de rio (m); e Δt é o passo de tempo de cálculo em segundos.

Isto significa que o intervalo de tempo de cálculo deve ser escolhido de forma a satisfazer a equação 19:

$$\Delta t = \alpha \frac{\Delta x}{\sqrt{gh}} \quad (19)$$

em que Δ é um valor menor ou igual a 1. Em aplicações anteriores com o mesmo esquema numérico, Bates, Horritt e Fewtrell (2010) e Yamazaki, de Almeida e Bates (2013) sugerem que o valor de Δ seja limitado a valores entre 0,3 e 0,9, para evitar instabilidade numérica. No presente artigo foi utilizado o valor de 0,9.

Uma importante vantagem do método inercial, na forma apresentada aqui, é que não é necessário que a rede de drenagem a ser simulada seja do tipo dendrítico, como na figura 1c. Casos em que a rede de drenagem é mais complexa, com ilhas ou laços, como apresentado na figura 1d, também podem ser representados adequadamente com o conjunto de equações 13 e 16.

ESTUDO DE CASO: A BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO ARAGUAIA

Como estudo de caso para os testes do método de propagação inercial no modelo hidrológico MGB-IPH foi selecionada a bacia hidrográfica do rio Araguaia (Figura 4a). Esta bacia reúne características de grande dimensão e de baixa declividade, que a tornam adequada para os testes.

O rio Araguaia, até sua confluência com o rio Tocantins, possui uma área de aproximadamente 380 mil km² e um comprimento de, aproximadamente, 2100 km (LATRUBESSE et al., 2009). Sua bacia hidrográfica está localizada nos estados de Mato Grosso, Goiás, Tocantins e Pará. Suas nascentes encontram-se

na Serra do Caiapó, entre os estados do Mato Grosso e Goiás.

A precipitação anual na bacia do Araguaia varia de 1400 até 2200 mm aproximadamente, entre os períodos de 1980 e 2010 (LATRUBESSE et al., 2009). O período chuvoso é concentrado nos meses de verão austral, ou seja, entre dezembro e março.

O período de cheias na bacia do Araguaia ocorre entre os meses de janeiro e maio e sua vazão média é de aproximadamente $6000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ no posto fluviométrico Araguatins (AQUINO; LATRUBESSE; SOUZA FILHO, 2009) (Figura 4b). Dentre os principais afluentes do Araguaia, estão o rio das Mortes e o rio Javaés, que possuem uma vazão média de $3000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ e $4000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ respectivamente (AQUINO; LATRUBESSE; SOUZA FILHO, 2009).

Uma característica que distingue o rio Araguaia é a extensa região inundável localizada na porção central da bacia, onde está localizada a Ilha do Bananal. A ilha é formada por uma divisão do fluxo do rio Araguaia durante as cheias, período em que parte da água segue na direção do rio Javaés, que é um afluente da margem direita do Araguaia. No período seco essa bifurcação deixa de existir devido à deposição de sedimentos no local da bifurcação (VALENTE; LATRUBESSE; FERREIRA, 2013).

Toda a região da Ilha do Bananal é uma planície inundável. Parte da inundação ocorre pela água transportada através dos rios, vinda de montante, e parte da inundação ocorre por processos locais, conforme Valente, Latrubesse e Ferreira (2013).

De acordo com análises baseadas em sensoriamento remoto realizadas por Hamilton, Sippel e Melack (2002), a máxima área sujeita a inundação na região da Ilha do Bananal é de 58,550

km^2 (aproximadamente 15% da área da bacia) e a inundação média de longo período é de $13,110 \text{ km}^2$ (aproximadamente 3% da área da bacia), incluindo áreas alagadas, rios e lagos.

Essa extensa planície influencia o comportamento hi-

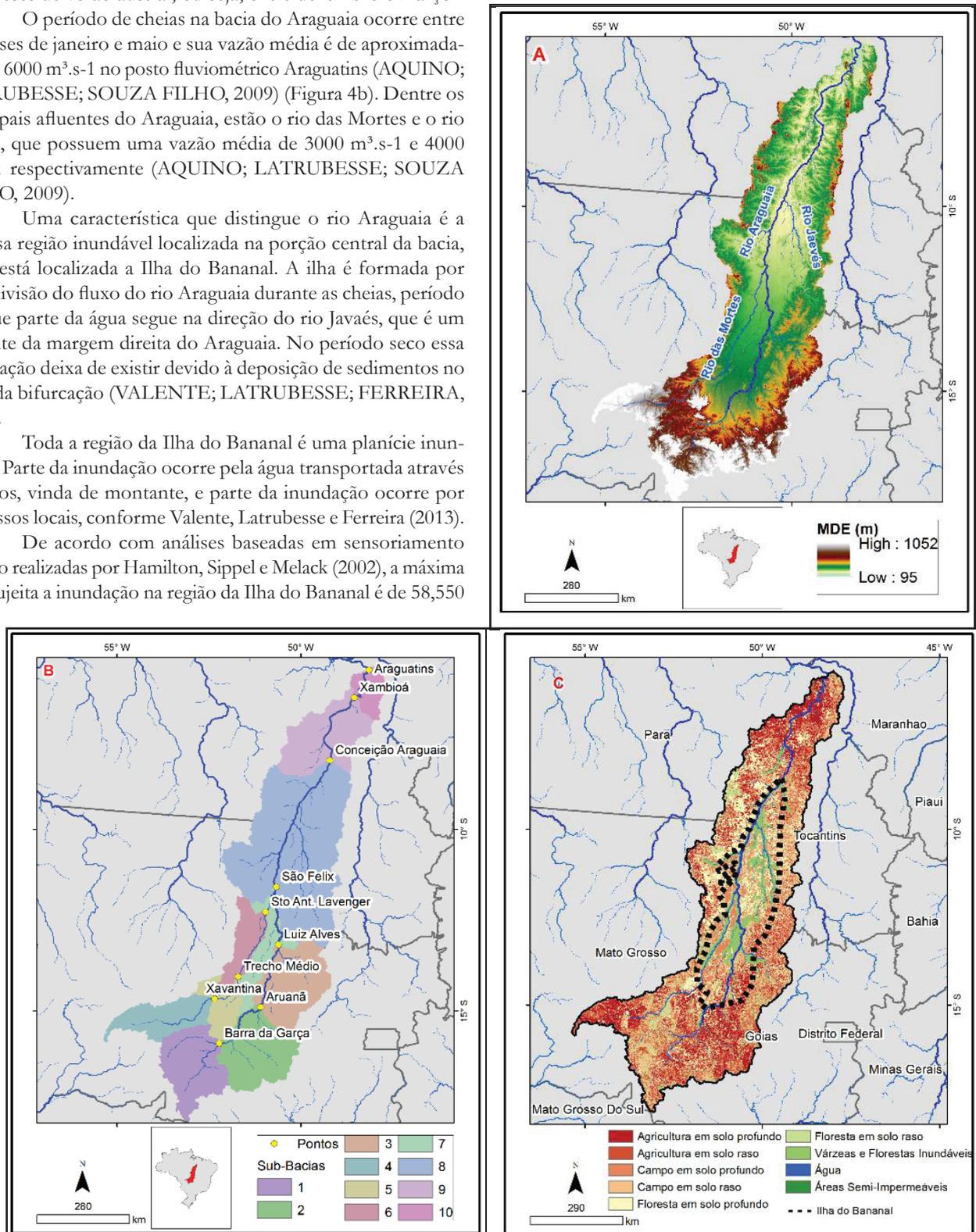


Figura 4 - Modelo numérico do terreno da bacia do Araguaia (a). Mapa de sub-bacias delimitadas a partir de postos fluviométricos (b). Mapa de classes de resposta hidrológica (vegetação e solo) e região da Ilha do Bananal (c)

drológico do rio retardando e amortecendo as cheias (AQUINO; LATRUBESSE; SOUZA FILHO, 2008).

Em função das suas características, a bacia do rio Araguaia constitui um desafio do ponto de vista da modelagem hidrológica, especialmente por causa das características da propagação da onda de cheia, que pode ser afetada pelas diferentes características dos rios da região. Além disso, o aprofundamento do conhecimento do comportamento hidrológico desta importante bacia é desejável, considerando sua importância no contexto nacional. Existem planos de construção de três usinas hidrelétricas de grande porte no próprio rio Araguaia e propostas de aproveitamento do rio para navegação em larga escala (ALMEIDA; PERES, 2007; ANTAQ, 2013).

Aplicação do MGB-IPH na bacia hidrográfica do Araguaia

A discretização da bacia do rio Araguaia foi baseada no Modelo Digital de Elevação (MDE) do SRTM (FARR et al., 2007), em uma versão deste MDE com resolução de 250 m (disponível em srtm.csi.cgiar.org). A partir deste MDE foram realizados os processos de remoção de depressões, definição de direções de escoamento, e definição da rede de drenagem.

Os parâmetros utilizados no processo de discretização são apresentados na tabela 1. O parâmetro AL corresponde ao limite de área de drenagem a partir do qual considera-se que existe um curso de água, e é escolhido com base em Fan et al. (2013).

O parâmetro Δx_{lim} corresponde máximo comprimento de um trecho de rio. A discretização é refinada até que este limite não seja superado. Esse valor foi escolhido visando manter o modelo estável satisfazendo a condição de de Courant-Friedrichs-Levy (CFL), como citado em Almeida e Bates (2013), Almeida et al. (2012), Bates, Horritt e Fewtrell (2010). O valor de Δx_{lim} é escolhido de acordo com testes realizados por Pontes e Collischonn (2015).

Além da divisão em minibacias, a bacia do rio Araguaia

Tabela 1 - Parâmetros utilizados na discretização

Parâmetro	Valor
AL	200 km ²
Δx_{lim}	5 km

Tabela 2 - Informações das estações utilizadas na calibração

Nome da estação	Rio	Código ANA	Área (km ²)
Barra do Garças	Araguaia	24700000	36800
Aruanã	Araguaia	25200000	76300
Luiz Alves	Araguaia	25950000	117000
Xavantina	Mortes	26100000	25300
Trecho Médio	Mortes	26200000	41100
Santo Antônio Leverger	Mortes	26300000	59300
São Felix	Araguaia	26350000	194000
Conceição do Araguaia	Araguaia	27500000	332000
Xambioá	Araguaia	28300000	377000
Araguatins	Araguaia	28850000	388000

foi dividida em sub-bacias, que são unidades maiores do que as minibacias, utilizadas principalmente para a calibração do modelo hidrológico. Para definição das sub-bacias foram considerados os dados de localização das estações fluviométricas obtidas da Agência Nacional de Águas (ANA) e disponíveis em hidroweb. ana.gov.br. Foram utilizadas 10 estações, apresentadas na tabela 2.

A bacia do Araguaia foi dividida em 6170 minibacias e 10 sub-bacias. As sub-bacias e os postos fluviométricos utilizados para delimitar as sub-bacias estão apresentados na figura 4b.

Num primeiro momento, a discretização da bacia resultou em uma rede de drenagem dendrítica, como a apresentada na figura 1c. Entretanto, essa rede de drenagem não representa completamente as características da região central da bacia, onde está localizada a extensa área inundável da Ilha do Bananal. Nesta região, caracterizada pela declividade extremamente baixa, o rio Araguaia e seus afluentes principais, como o rio das Mortes e o rio Javaés, extravasam durante as maiores cheias, e a água que inunda a planície pode se movimentar de forma difusa entre diferentes minibacias vizinhas. Para representar este fenômeno físico, considerou-se que a rede de drenagem é formada por três tipos de rios: 1) os rios identificados num processo convencional de definição de rede de drenagem (resultando numa rede de drenagem dendrítica); 2) trechos de rios que são reconhecidos em mapas de hidrografia e que resultam em uma rede de drenagem com ilhas; 3) canais efêmeros entre minibacias vizinhas que operam apenas durante as cheias.

Os rios do primeiro tipo foram identificados no processo normal de discretização. Nestes rios as características de largura e profundidade da calha foram obtidas a partir de relações geomorfológicas.

Um rio do segundo tipo foi identificado na conexão do rio Araguaia com o rio Javaés. A largura máxima deste trecho de rio foi estimada em aproximadamente 200 metros e a profundidade máxima em 5 metros, a partir de imagens do Google Earth.

Finalmente, rios de conexão efêmera foram acrescentados interligando todas as minibacias adjacentes na área inundável. A caracterização desta rede de drenagem complementar foi realizada da forma descrita no próximo item.

Rede de drenagem parametrizada em grandes planícies inundáveis

Em grandes planícies aluviais inundáveis há muitos casos em que a água que inunda a planície se movimenta de forma difusa, através de um grande número de canais efêmeros. Vários destes canais podem ser remanescentes do leito antigo do rio, ou meandros abandonados, e sua posição e conectividade em geral não é representada em mapas de hidrografia, nem em modelos digitais de elevação normalmente disponíveis.

Tomando por base a discretização normal de uma bacia em unidades menores, como células ou minibacias, o escoamento difuso pela planície de inundação constitui um desafio, porque pode ocorrer de forma que a água escoe de uma unidade (célula ou minibacia) para outra unidade que não está localizada a jusante.

Para representar este processo a rede de drenagem definida a partir da análise tradicional do MDE foi complementada, inserindo canais de ligação entre todas as minibacias adjacentes localizadas na área de planície. Para isto foi adotado um proce-

dimento em 3 etapas. Na primeira etapa foram identificadas as minibacias da planície. Na segunda etapa foram identificadas, para cada uma das minibacias localizadas na planície, as minibacias vizinhas que também estão localizadas na planície. Finalmente, na terceira etapa foram determinadas as características do canal de ligação entre as minibacias adjacentes da planície.

Para identificar a região de planície foi adotado um procedimento baseado na variabilidade da topografia interna de cada minibacia, através do desvio padrão dos dados de cota do MDE de cada minibacia. Como se esperava, minibacias com relevo mais acidentado apresentaram valores de desvio padrão mais alto, enquanto minibacias de regiões mais planas apresentaram valores de desvio padrão mais baixo. O valor de desvio padrão de 10 metros foi adotado como limite, e todas as minibacias com valor de desvio padrão inferior a este limite foram classificadas como minibacias de planície.

A figura 5 apresenta um mapa da bacia do rio Araguaia em que cada uma das minibacias foi colorida de acordo com o valor do desvio padrão da altitude interna a cada minibacia. Observa-se que uma extensa região no centro da bacia tem o valor de desvio padrão inferior a 10 metros.

Para representar a ligação lateral entre minibacias da planície considerou-se que todas as minibacias adjacentes localizadas na planície estão ligadas por um canal de 1 metro de largura. O comprimento deste canal foi calculado com base na equação abaixo:

$$L = \sqrt{\frac{A_1}{\pi}} + \sqrt{\frac{A_2}{\pi}} \quad (20)$$

onde L é o comprimento do canal em km; A_1 e A_2 são os valores de área das minibacias conectadas pelo canal.

A cota de fundo do canal de ligação entre minibacias

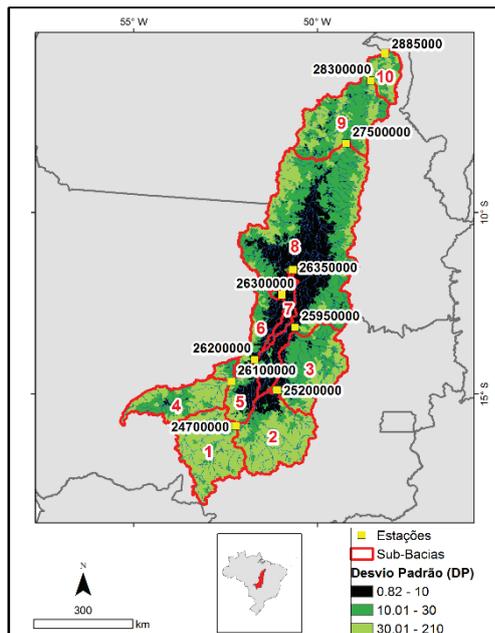


Figura 5 - Mapa de desvios padrão dos pixels da bacia do Araguaia e sub-bacias delimitadas nos postos fluviométricos

foi estimada com base no menor valor do MDE na região da fronteira entre as duas minibacias.

Esta forma parametrizada de representar o escoamento sobre a planície é semelhante a metodologia adotada por Paz et al. (2014). O valor da largura dos canais de ligação entre minibacias na planície, inicialmente estimado em 1 m, pode ser modificado de acordo com informações locais, ou por um processo de calibração. Entretanto, para os objetivos dessa pesquisa, o valor de 1 metro se mostrou satisfatório após a comparação das vazões simuladas e vazões observadas a jusante da região de interconexão das minibacias.

Outros parâmetros e dados do modelo

Na rede de drenagem principal (parte dendrítica da rede de drenagem) também foram definidas as características de largura, profundidade, e cota de fundo dos trechos de rio. Para a obtenção da largura e da profundidade, os parâmetros α , β , γ e θ das equações de relação geomorfológica (equações 1 e 2) foram 0,9; 0,19; 1,04 e 0,48 respectivamente. Como citado anteriormente, os parâmetros são obtidos do ajuste de uma equação potencial z que relaciona a profundidade e largura com a área de drenagem.

Para a geração das Classes de Respostas Hidrológicas foram utilizados mapas de tipo de solo (FAO, 2003), em escala 1:5,000,000, e uso do solo ou cobertura vegetal (ESA, 2010), com resolução de 300 metros. A união desses mapas gerou 9 CRH: Agricultura em solo raso, agricultura em solo profundo, floresta em solo raso, floresta em solo profundo, campo em solo raso, campo em solo profundo, várzeas e florestas inundáveis, áreas semi-impermeáveis e a classe água (Figura 4c).

Os dados de temperatura, insolação, umidade relativa do ar, velocidade do vento e pressão atmosférica, necessários para calcular a evapotranspiração no modelo MGB-IPH, foram obtidos do banco de dados do Climatic Research Unit (NEW et al., 2002), disponível em www.cru.uea.ac.uk.

Os dados de precipitação em intervalo de tempo diário foram obtidos dos postos pluviométricos disponíveis no banco de dados da Agência Nacional de Águas (ANA) e disponíveis em hidroweb.ana.gov.br.

Os dados climáticos oriundos do Climatic Research Unit e precipitação da Agência Nacional de Águas são interpolados pelo método inverso da distância ao quadrado para o centroide de cada minibacia gerada na discretização da bacia.

Avaliação e apresentação dos resultados

A avaliação e apresentação dos resultados foi dividida em duas etapas: 1) calibração e avaliação do modelo Inercial com base em dados de vazão; e 2) verificação da representação das áreas alagadas.

Calibração e avaliação do modelo

De acordo com a disponibilidade dos dados hidroclimatológicos, escolheu-se o período entre 01/02/1998 até 31/01/2004 para a simulação com o modelo MGB-IPH.

O processo de calibração dos parâmetros hidrológicos do modelo foi realizado utilizando o MGB-IPH com

propagação Muskingum-Cunge linear, devido ao tempo de processamento do modelo simplificado ser aproximadamente 10 vezes mais rápido que o modelo Inercial (4 minutos para o modelo Muskingum-Cunge contra 40 minutos para o modelo Inercial). A calibração dos parâmetros foi realizada de forma manual, sem o uso de algoritmos de otimização, objetivando manter os parâmetros hidrológicos semelhantes de acordo com o tipo e uso de solo da bacia.

A calibração do modelo hidrológico é possível de ser feita usando diferentes métodos de propagação de vazão nos rios porque os parâmetros calibráveis do modelo são exclusivamente dos processos de transformação chuva-vazão. Não são calibrados parâmetros hidráulicos da propagação de vazões nos rios.

Após a calibração do modelo, foi realizada uma verificação utilizando o modelo Inercial para o mesmo período de calibração. Essa verificação teve como objetivo analisar se a melhoria na representação do processo de propagação de vazão, advinda do modelo Inercial e da representação da planície de inundação, são capazes de gerar algum benefício em relação ao modelo simplificado.

As vazões simuladas foram comparadas com dados de vazões observadas (Figura 4b) oriundas das estações fluviométricas da Agência Nacional de Águas (ANA). As vazões simuladas foram avaliadas através de medidas de desempenho.

As medidas de desempenho consideradas foram: o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe das vazões simuladas e observadas (ENS); o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe dos logaritmos das vazões simuladas e observadas (ENSLog); e o erro relativo de volume total dos hidrogramas (ΔV).

$$ENS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (QC_i - QO_i)^2}{\sum_{i=1}^N (QO_i - QOm)^2} \quad (21)$$

$$ENSLog = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (\log(QC_i) - \log(QO_i))^2}{\sum_{i=1}^N (\log(QO_i) - \log(QOmLog))^2} \quad (22)$$

$$\Delta V = \frac{\sum_{i=1}^N QC_i - \sum_{i=1}^N QO_i}{\sum_{i=1}^N QO_i} \quad (23)$$

Onde QC_i é a vazão calculada num intervalo de tempo i ; QO_i é a vazão observada neste mesmo intervalo de tempo; N é o número de intervalos de tempo; e QOm é a média das vazões observadas no período de N intervalos de tempo e $QOmLog$ é a média dos logaritmos das vazões observadas no período de N intervalos de tempo.

Além das três medidas de desempenho citadas, também foi calculado o coeficiente "Delay Index" (DI) em cada ponto (PAIVA; COLLISCHONN; BUARQUE, 2011b) e o coeficiente Kling-Gupta (GUPTA et al., 2009). O DI é um índice que mede, em número de dias, a defasagem entre os hidrogramas. O DI é o número de dias de defasagem entre os hidrogramas para o qual a correlação entre a série observada e calculada é máxima. Um valor de DI igual a -3 significa que os hidrogramas calculados tendem a estar 3 dias adiantados em relação aos hidrogramas observados, especialmente na região dos picos das vazões. Um

valor de DI igual a +2 significa que os hidrogramas calculados estão atrasados em dois dias em relação aos observados. Quanto mais próximo de zero o valor de DI, menor é a diferença temporal entre os hidrogramas (PAIVA; COLLISCHONN; BUARQUE, 2011b).

O coeficiente Kling-Gupta (KGE) tem sido amplamente utilizado em pesquisas recentes sobre hidrologia e pode ser encontrado pela seguinte equação:

$$EKG = \sqrt{(r - 1)^2 + (\alpha - 1)^2 + (\beta - 1)^2} \quad (24)$$

Onde r é o coeficiente de correlação entre os dados simulados e observados de vazão; α é a razão entre o desvio padrão das vazões simuladas e das vazões observadas; e β é a razão entre as médias das vazões simuladas e das vazões observadas.

Mapas de inundação

O modelo calcula, a cada intervalo de tempo, não apenas a vazão em todos os trechos de rio, mas também o nível da água. Com base no nível da água calculado é possível estimar a área inundada a cada intervalo de tempo, comparando o NA com as cotas do MDE, em cada minibacia. As áreas do MDE com cotas inferiores ao NA, dentro de uma mesma minibacia, são consideradas inundadas. A profundidade da inundação em cada pixel do MDE pode ser calculada pela equação 25:

$$Hi = \max(Y_i - Z_{p,i}; 0.0) \quad (25)$$

em que Hi é a profundidade em cada pixel (m); Y_i é o nível de água calculado pelo modelo em cada minibacia (m); e $Z_{p,i}$ é a cota do pixel p pertencente à minibacia i (m).

Uma imagem do sensor "Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer" – MODIS – foi utilizada para avaliar visualmente o resultado dos mapas de inundação do modelo, mostrando o potencial do mesmo para gerar esse tipo de informação.

RESULTADOS

Calibração e avaliação do modelo

A calibração dos parâmetros hidrológicos do modelo MGB-IPH na bacia do rio Araguaia foi realizada utilizando como método de propagação de cheias o modelo Muskingum-Cunge sem consideração de planície de inundação. Posteriormente, o modelo MGB-IPH foi aplicado novamente, substituindo o método de propagação Muskingum-Cunge pelo modelo Inercial, mantendo o mesmo conjunto de parâmetros hidrológicos. Isto significa que as diferenças dos resultados entre as duas simulações são devidas apenas à modificação do método de propagação e a consideração da planície de inundação.

Os resultados das duas simulações, no período de 1998 a 2004, foram comparados com os dados de vazões observadas nos postos fluviométricos apresentados na Tabela 3. A Figura 6 apresenta os hidrogramas do período de 1999 a 2003 nos postos fluviométricos de Barra do Garças, São Félix do Araguaia e Conceição do Araguaia. Observa-se que no posto fluviométrico

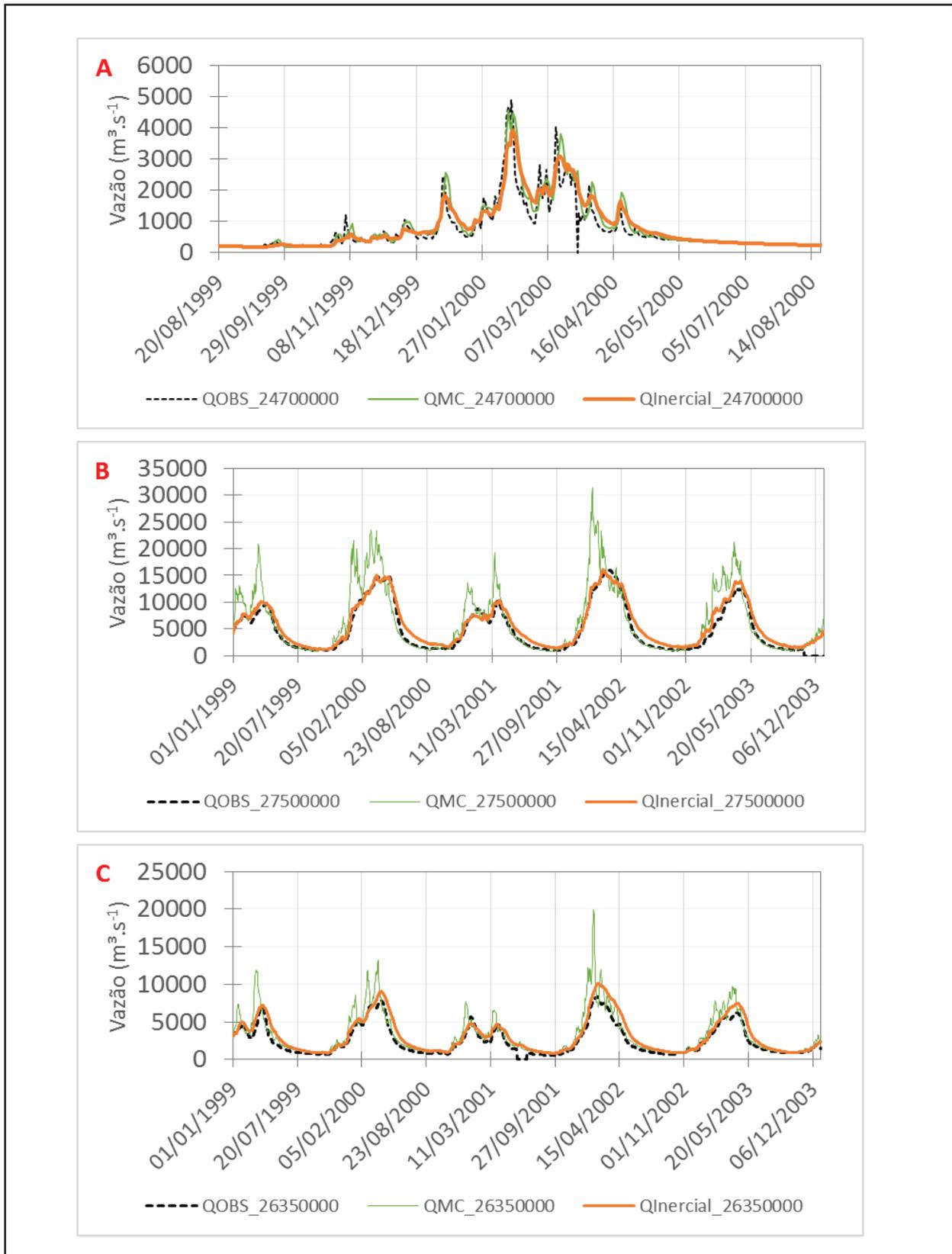


Figura 6 - Vazões observadas (linha cinza), calculada por Muskingum-Cunge (linha verde) e calculada pelo modelo Inercial (linha laranja) na sub-bacia 1, correspondente ao posto fluviométrico Barra do Garças (a); sub-bacia 8, correspondente ao posto fluviométrico Conceição do Araguaia (b) e sub-bacia 7, correspondente ao posto fluviométrico São Felix (c)

Tabela 3 - Medidas de desempenho calculadas entre os modelos e as vazões observadas nas 10 sub-bacias

Nome	Código	Área . 10 ³ (km ²)	ENS		EKG		ENSLog		ΔV		DI	
			MC	Inercia I	MC	Inercial	MC	Inercial	MC	Inercial	MC	Inercial
Barra do Garças	24700000	36.8	0.76	0.81	0.80	0.85	0.41	0.5	-2.57	-3.01	2	1
Aruanã	25200000	76.3	0.84	0.87	0.80	0.91	0.92	0.91	3.93	1.03	1	4
Luiz Alves	25950000	117	0.70	0.81	0.65	0.74	0.94	0.90	8.57	1.7	-1	15
Xavantina	26100000	25.3	0.24	0.45	0.46	0.58	0.58	0.61	0.93	0.77	2	3
Trecho Médio	26200000	41.1	0.61	0.69	0.60	0.65	0.79	0.78	-0.29	-0.52	1	2
Santo Antônio Lavenger	26300000	59.3	0.44	0.69	0.67	0.79	0.86	0.89	9.25	8.84	-5	2
São Felix	26350000	194	0.70	0.89	0.72	0.91	0.92	0.92	12.94	8.66	-10	8
Conceição do Araguaia	27500000	332	0.55	0.95	0.62	0.91	0.86	0.91	18.02	7.26	-17	3
Xambioá	28300000	377	0.63	0.92	0.63	0.86	0.85	0.73	28.98	18.28	-12	5
Araguatins	28850000	388	0.70	0.93	0.66	0.85	0.88	0.77	24.71	14.72	-10	5

de Barra do Garças (Figura 6a), cuja área de drenagem é 36.800 km², e que está localizado a montante da planície inundável da Ilha do Bananal, os resultados da simulação com os dois métodos de propagação (Muskingum-Cunge e Inercial) são relativamente próximos. Isto ocorre porque a bacia hidrográfica até este local tem um relevo relativamente mais pronunciado, com poucas regiões de planície adjacentes ao rio principal e seus afluentes. Por outro lado, os resultados em São Félix do Araguaia e Conceição do Araguaia apresentam muitas diferenças entre os dois métodos de propagação.

Em São Félix do Araguaia (Figura 6c) e em Conceição do Araguaia (Figura 6b) os resultados do modelo MGB-IPH com o método de propagação Inercial mostram hidrogramas com picos de cheia mais atenuados, que se ajustam mais aos dados observados do que os resultados com o método de propagação Muskingum-Cunge. Isto ocorre porque a partir do posto fluviométrico de Aruanã, aproximadamente, o rio Araguaia começa a percorrer uma área de planície com grandes extensões inundáveis que estão representadas quando é utilizado o método de propagação inercial, e não estão representadas quando é utilizado o método Muskingum-Cunge.

Resultados semelhantes foram gerados em todos os postos fluviométricos apresentados na Tabela 2, e avaliados utilizando as medidas de desempenho descritas no item anterior. Os valores das medidas de desempenho são apresentados na Tabela 3. Observa-se que os valores do coeficiente de Nash-Sutcliffe e do coeficiente EKG em todos os postos fluviométricos são melhores (mais próximos de 1) quando é utilizado o método de propagação inercial. A vantagem de utilizar o método de propagação inercial é destacadamente melhor em postos localizados a jusante da Ilha do Bananal, como Conceição do Araguaia, onde o coeficiente de Nash Sutcliffe passa de 0,55 para 0,95, e o coeficiente Kling-Gupta passa de 0,62 para 0,91.

O coeficiente de Nash-Sutcliffe dos logaritmos da vazão

não mostra diferenças muito grandes entre os dois métodos de propagação. Isto ocorre porque esta medida de desempenho é mais sensível a diferenças entre os hidrogramas na recessão e nas vazões de estiagem.

As diferenças de volume mostram pequenas diferenças nas bacias localizadas mais a montante, como Barra do Garças e Xavantina. Entretanto, em postos fluviométricos localizados mais a jusante estas diferenças aumentam. Nos postos fluviométricos localizados a jusante da principal área inundável (região da ilha do Bananal), como Conceição do Araguaia, Xambioá e Araguatins, os resultados mostram que o modelo MGB-IPH tende a superestimar mais fortemente os volumes quando é utilizado o método de propagação Muskingum-Cunge. Essa diferença se justifica porque, ao contrário do método Muskingum-Cunge, no método de propagação inercial é representada a inundação da planície e a evaporação direta das áreas inundadas. Entretanto, apesar do modelo inercial apresentar erros de volume menores que o modelo Muskingum-Cunge em Santo Antônio do Lavenger, São Felix, Conceição do Araguaia, Xambioá e Araguatins, os erros nestes locais ainda são relativamente altos. Esse resultado sugere que o processo de perdas de água na região da Ilha do Bananal, por evaporação ou retenção em lagos e meandros abandonados, ainda não está completamente representado.

Nas últimas duas colunas da Tabela 3 são apresentados resultados da medida de desempenho Delay Index (DI). O valor de DI corresponde, aproximadamente, ao erro do tempo do hidrogramas, medido em dias. Quando é usado o método de propagação Muskingum-Cunge o valor de DI tende a valores negativos, principalmente na parte inferior da bacia. Isto significa que os hidrogramas calculados estão adiantados no tempo em relação aos hidrogramas observados. No posto fluviométrico Conceição do Araguaia o valor de DI é -15 quando é utilizado o método Muskingum Cunge, indicando que os picos das cheias tendem a chegar 15 dias adiantados. Por outro lado, quando é

utilizado o método de propagação Inercial o valor de DI passa a ser 3, indicando que os picos das cheias tendem a chegar com atraso de 3 dias em relação aos dados observados de vazão. Analisando apenas os postos fluviométricos de maior área de drenagem, observa-se que o método de propagação inercial resulta em picos mais bem posicionados. Entretanto, em alguns casos o método inercial tem valores de DI muito grandes, indicando um atraso exagerado da onda de cheia, como no posto fluviométrico Luiz Alves. Mapas de inundação

Uma vantagem importante do método de propagação inercial frente ao Muskingum-Cunge é que o primeiro gera resultados de nível da água, a cada intervalo de tempo de cálculo, e em cada minibacia. Combinando essa informação com o MDE, é possível gerar mapas identificando as áreas inundadas num determinado instante de tempo.

No período simulado na bacia do rio Araguaia (1999 a 2004), o ano de 2002 apresentou o maior evento de cheia. Na estação fluviométrica Conceição do Araguaia, localizada a jusante da Ilha do Bananal, a vazão superou $15.000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Por esse motivo o ano de 2002 foi utilizado para avaliar os resultados do modelo MGB-IPH em termos do mapa de área inundada.

Foram gerados dois mapas de área inundada. O primeiro, com resultados do dia 18 de fevereiro de 2002, que corresponde ao período de cheia. Esta data foi escolhida porque coincide com a disponibilidade de uma imagem de satélite, o que permite a comparação dos resultados do modelo com uma estimativa

independente. O segundo mapa foi gerado com dados de nível simulado no dia 1º de Outubro de 2002, que corresponde ao período de estiagem. Os mapas correspondentes estão apresentados na Figura 7a (estiagem) e Figura 7b (cheia). Nos dois mapas os tons de azul representam os diferentes valores de profundidade de água acima da cota do MDE.

A área alagada calculada e apresentada na Figura 9b (período úmido) é de aproximadamente 48.000 km^2 , o que está coerente com os resultados apresentados por Hamilton et al. (2002) e Valente et al. (2013) que citam a máxima área alagada na região da Ilha do Bananal como sendo de 58 mil km^2 . A diferença pode estar relacionada ao fato de que em anos analisados por esses autores, as vazões máximas tenham sido maiores do que em 2002.

Ainda, uma imagem do sensor MODIS foi utilizada para avaliar visualmente o resultado do mapa de inundação do modelo (Figura 8a). A imagem utilizada abrange parte da bacia do Araguaia, mais precisamente na região da Ilha do Bananal, e sua data é referente ao dia 18/02/2002. Ela mostra uma grande região escura, que é a área inundada, no centro da imagem. Mais para o Sul, dentro da mesma imagem, as manchas vermelhas são áreas cobertas por nuvens.

A comparação entre o mapa de inundação calculado a partir do modelo e a imagem do MODIS é apresentada na Figura 8b. Observa-se que o mapa de inundação calculado pelo modelo é visualmente coerente com a zona inundada identificada na imagem de satélite.

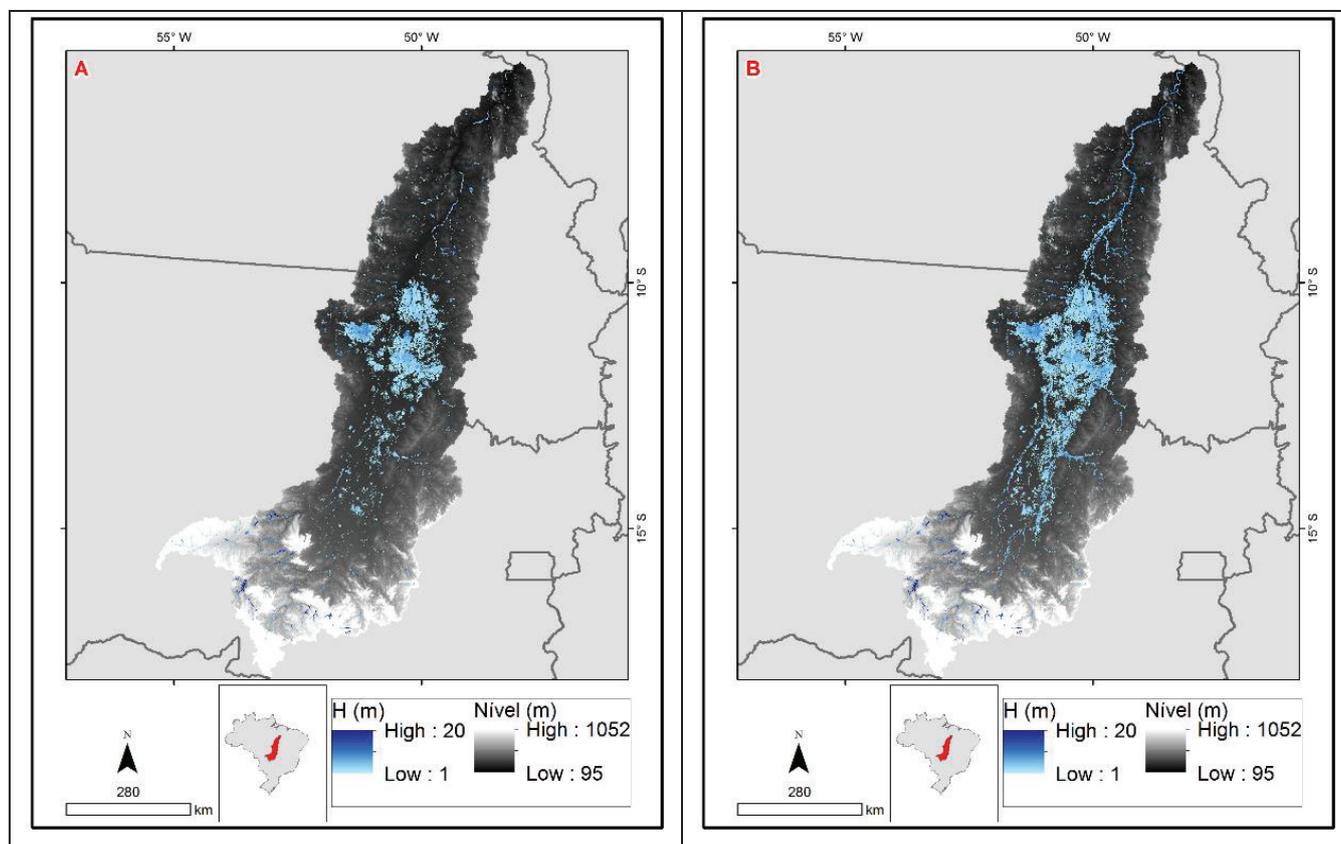


Figura 7 - Mapa de inundação na bacia do Araguaia no período seco (a). Mapa de inundação na bacia do Araguaia no período de cheia (b). Em ambos os mapas H representa a profundidade da água acima do nível do MDE

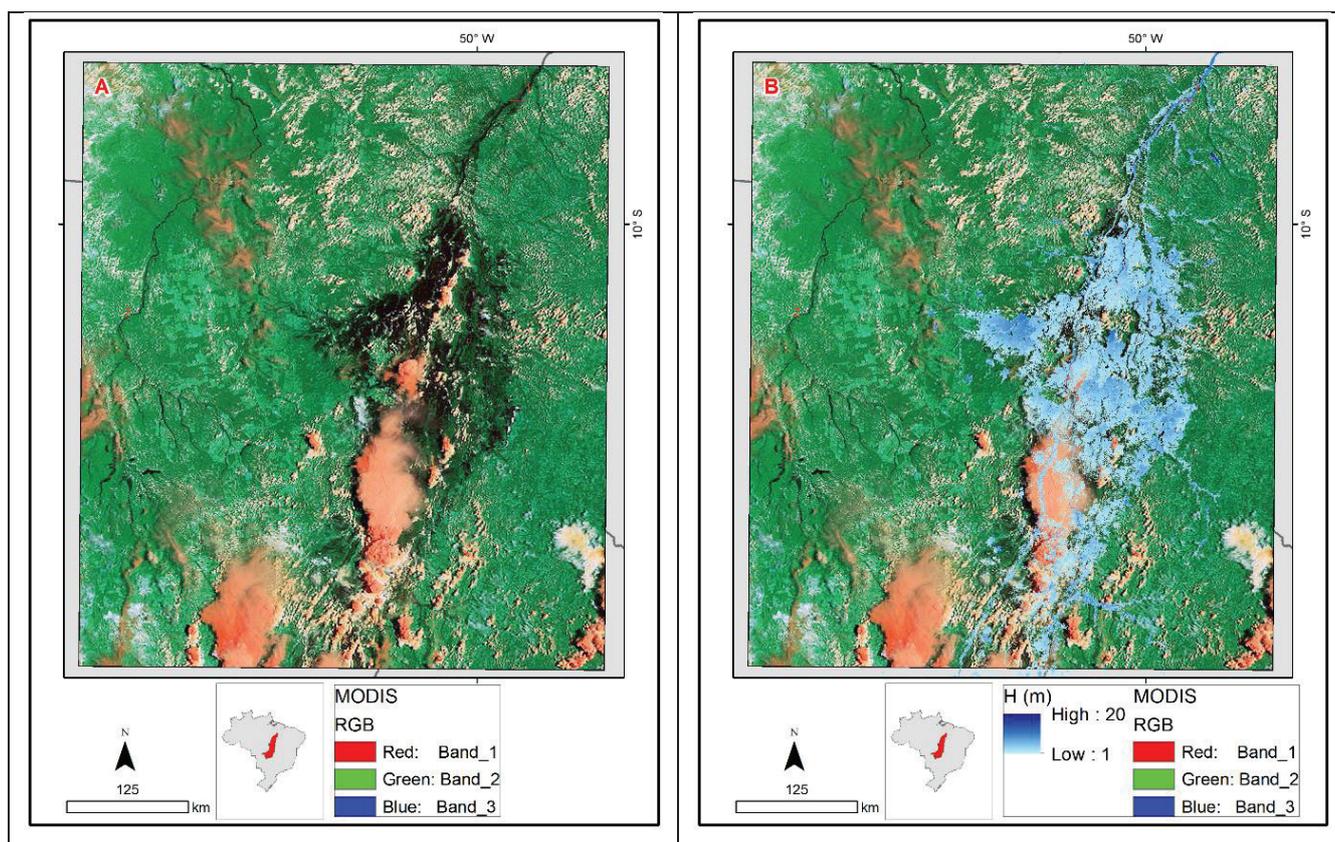


Figura 10 - Imagem do sensor MODIS para o dia 18/02/2002 (a). Mapa de inundação na bacia do Araguaia para o dia 18/02/2002 (b)

CONCLUSÕES

Nesse artigo foi apresentado um aperfeiçoamento do Modelo Hidrológico de Grandes Bacias, MGB-IPH, em que o módulo de propagação de vazão em rios, originalmente baseado no método Muskingum-Cunge, é substituído pelo método inercial, proposto inicialmente por Almeida et al. (2012), Almeida e Bates (2013) e Bates, Horritt e Fewtrell (2010) e posteriormente avaliado por Fan et al. (2014).

Além do aperfeiçoamento no modelo hidrológico, o artigo também apresenta alguns aperfeiçoamentos na metodologia de discretização do modelo hidrológico.

Foram realizados testes do modelo na bacia do rio Araguaia, onde existem regiões de baixa declividade, que constituem um obstáculo para os métodos de propagação de cheias simplificados, como o método Muskingum-Cunge, originalmente utilizado no MGB-IPH.

Os parâmetros hidrológicos do modelo MGB-IPH foram calibrados de forma manual utilizando o Muskingum-Cunge como modelo de propagação. Os resultados de vazão desse modelo foram posteriormente comparados com os resultados de vazão do modelo Inercial, utilizando o mesmo conjunto de parâmetros.

Os resultados da comparação entre os dois modelos mostraram que o modelo MGB-IPH com o método de propagação inercial tende a apresentar resultados semelhantes ou melhores que o modelo MGB-IPH com o método de propagação Muskingum-Cunge. O método Inercial apresentou como

principal vantagem a melhor representatividade das vazões em bacias com grandes planícies inundáveis. Isso ocorre porque o método inercial representa melhor os processos hidráulicos nos rios, e porque utilizando o método inercial foi possível simular os processos de inundação das planícies adjacentes aos rios.

Em bacias de declividade mais alta, o modelo MGB-IPH com método de propagação inercial apresentou resultados semelhantes aos obtidos com o método de propagação por Muskingum-Cunge. Este resultado é coerente com os resultados de testes realizados por Fan et al. (2014) em trechos de rio de alta declividade.

Além disso, o modelo conseguiu representar de forma satisfatória a área inundada referente a Ilha do Bananal quando comparado com os resultados obtidos por Hamilton, Sippel e Melack (2002) e Valente, Latrubesse e Ferreira. (2013) e por uma imagem do sensor MODIS. Isso mostra o potencial do modelo Inercial em representar regiões inundadas.

É importante citar que o uso de informações geomorfológicas mais detalhadas, como larguras e profundidades dos rios, pode contribuir para a melhoria dos resultados.

Nesse contexto, o uso de bases de dados globais de largura de rio que estão sendo disponibilizadas atualmente (e.g. YAMAZAKI et al., 2014) podem ser de grande utilidade para a diminuição da incerteza nos parâmetros de seção transversal dos rios, permitindo assim uma melhor estimativa das vazões.

Outro fator que pode influenciar nos resultados da modelagem são os erros associados ao MDE SRTM. Na América do Sul os erros entre o MDE e medições de GPS podem

superar 7 metros (JARIHANI et al., 2015).

O tempo de simulação é a principal desvantagem do modelo proposto. Utilizando o método de propagação inercial a simulação é cerca de 10 vezes mais lenta do que quando é utilizado o método de propagação Muskingum-Cunge. Essa diferença, no entanto, pode ser reduzida futuramente caso sejam exploradas as possibilidades de paralelização do método inercial. Esta alternativa será testada no futuro.

A partir desses resultados, que mostram o potencial do modelo proposto, novos trabalhos estão em desenvolvimento, em que o modelo MGB-IPH com propagação Inercial será validado em outras bacias de grande escala, incluindo toda a bacia hidrográfica do Rio da Prata.

AGRADECIMENTOS

O primeiro autor agradece ao CNPQ pela bolsa concedida durante a pesquisa.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, A.; PERES, F. C. Hidrovia Tocantins - Araguaia: Importância e Impactos Econômicos, Sociais e Ambientais, Segundo a Percepção dos Agentes Econômicos Locais. *RBRH — Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v.12 n.2 Abr/Jun 2007, p. 169-177. 2007.

ALMEIDA, G. A. M. DE, BATES P. Applicability Of The Local Inertial Approximation Of The Shallow Water Equations To Flood Modeling, *Water Resources Research*, v.49, n. 8, p. 4833-4844. 2013.

ALMEIDA, G. A. M. DE, P. BATES, J. E. FREER, AND M. SOUVIGNET. Improving The Stability Of A Simple Formulation Of The Shallow Water Equations For 2-D Flood Modeling, *Water Resources Research*, v. 48, n. 5. 2012

ANTAQ. Plano Nacional de Integração Hidroviária - Bacia do Tocantins-Araguaia - Relatório Executivo. 2013. 32 p.

AQUINO, S.; LATRUBESSE, E. M.; SOUZA FILHO, E. E. Relações entre o regime hidrológico e os ecossistemas aquáticos da planície aluvial do rio Araguaia. *Acta Sci. Biol. Sci. Maringá*, v. 30, n. 4, p. 361-369. 2008.

AQUINO, S.; LATRUBESSE, E. M.; SOUZA FILHO, E.E. Caracterização hidrológica e geomorfológica dos afluentes da bacia do Rio Araguaia. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 10, n. 1. 2009.

BATES, P. D., HORRITT M. S., FEWTRELL T. J. A Simple Inertial Formulation Of The Shallow Water Equations For Efficient Two-Dimensional Flood Inundation Modelling, *J. Hydrol.*, v. 387, p. 33–45.2010.

BUARQUE, D. C.; FAN, F. M.; PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W. Comparação de métodos para definir direções de escoamento a partir de modelos digitais de elevação. *RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. Porto Alegre, RS v. 14, n. 2, p. 91-103. 2009.

CHOW V.T., MAIDMENT D.R. AND MAYS L.W. *Applied hydrology*. Mcgraw-Hill International Editions, Civil Engineering Series, 1988.

COLLISCHONN, B. ; PAIVA, R. C. D. ; MEIRELLES, F. S. C. ; COLLISCHONN, W. ; FAN, F. M. ; CAMANO, E. 2011. Modelagem Hidrológica de Uma Bacia com Uso Intensivo de Água: Caso do Rio Quaraí-RS. *RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 16, p. 119-133, 2011.

COLLISCHONN, W., ALLASIA, D.G., SILVA, B.C., TUCCI, C.E.M. The MGB-IPH model for large-scale rainfall-runoff modeling. *Hydrological Sciences Journal*, v. 52, p. 878-895. 2007.

COLLISCHONN, W., HAAS, R., ANDREOLLI, I., TUCCI, C.E.M. Forecasting river Uruguay flow using rainfall forecasts from a regional weather-prediction model. *J. Hydrol.*, v. 305, p. 87-98. 2005.

DOTTORI, F.; TODINI, E. Testing a simple 2D hydraulic model in an urban flood experiment. *Hydrological Processes*, v. 27, p. 1301-1320. 2013.

ESA. GLOBCOVER 2009 - Products Description and Validation Report. European Space Agency (ESA), Université Catholique de Louvain. 2010. 30p.

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

FAN, F. M.; COLLISCHONN, W. Integração do Modelo MGB-IPH com Sistema de Informação Geográfica. *RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 19, p. 243-254. 2014.

FAN, F. M. ; COLLISCHONN, W. ; MELLER, A. ; BOTELHO, L. C. M . Ensemble streamflow forecasting experiments in a tropical basin: The São Francisco river case study. *Journal of Hydrology*, v. 519, p. 2906-2919. 2014.

FAN, F. M.; COLLISCHONN, W.; RIGO, D. Modelo analítico de qualidade da água acoplado com Sistema de Informação Geográfica para simulação de lançamentos com duração variada. *Engenharia Sanitária e Ambiental*, v. 18, p. 359-370, 2013.

FAN, F.M.; COLLISCHONN, W.; SORRIBAS, M.V.; PONTES, P.R.M. Sobre o início da rede de drenagem definida a partir dos modelos digitais de elevação. *RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 18, n. 3, p. 241-257. 2013.

- FAO. *The Digital Soil Map of The World*. Food and Agriculture Organization. The United Nations. Version 3.6. 2003.
- FARR, T.G.; CARO, E.; CRIPPEN, R.; DUREN, R.; HENSLEY, S.; KOBRICK, M.; PALLER, M.; RODRIGUEZ, E.; ROSEN, P.; ROTH, L.; SEAL, D.; SHAFFER, S.; SHIMADA, J.; UMLAND, J.; WERNER, M.; BURBANK, D.; OSKIN, M.; ALSDORF, D. (2007). The shuttle radartopography mission. *Reviews of Geophysics*, v. 45, n. 2, p. 241-262. 2007.
- GUPTA, H.V.; KLING, H.; YILMAZ, K.; MARTINEZ, G.F. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, v. 377, n. 1-2, p. 80-91. 2009.
- HAMILTON, S.K., SIPPEL, S.J., MELACK, J.M. Comparison of inundation patterns among South American floodplains. *Journal of Geophysical Research*, v. 107, n. 20. 2002.
- JARIHANI, A.; CALLOW, J.N.; MCVICAR, T.R.; VAN NIDELD, T.G.; LARSEN, J.R. Satellite-derived Digital Elevation Model (DEM) selection, preparation and correction for hydrodynamic modelling in large, low-gradient and data-sparse catchments. *Journal of Hydrology*, v. 524, p. 489-506. 2015.
- JENSON, S.K.; DOMINGUE, J. O. Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis. *Photogrammetric Engineering And Remote Sensing*, v. 54, n. 11, p. 1593-1600. 1988.
- LATRUBESSE, E. M.; AMSLER, M.L.; DE MORAIS, R. P.; AQUINO, S. The geomorphologic response of a large pristine alluvial river to tremendous deforestation in the South American tropics: The case of the Araguaia River. *Geomorphology*, v. 113, p. 239-252. 2009.
- MEJIA, A.I.; REED, S.M. Role of channel and floodplain cross-section geometry in the basin response. *Water Resources Research*, v. 47, n. 9. 2011.
- MELLER, A.; COLLISCHONN, W.; FAN, F. M.; BUARQUE, D. C.; PAIVA, R. C. D.; DIAS, P.; MOREIRA, D. Previsão de Cheias por Conjunto em Curto Prazo. *RBRH-Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 19, p. 33-49. 2014.
- MOUSSA, R.; BOCQUILLON, C. Criteria for the choice of flood-routing methods in natural channels. *Journal of Hydrology*, v.186, p.1-30. 1996.
- NEAL, J.; SCHUMANN, G.; BATES, P.D. A subgrid channel model for simulating river hydraulics and floodplain inundation over large and data sparse areas, *Water Resour. Res.*, v.48. 2012.
- NEW, M.; LISTER, D.; HULME, M.; MAKIN, I. A high-resolution data set of surface climate over global land areas. *Climate Res.*, v. 21. 2002.
- PAIVA, R. C. D. *Modelagem hidrológica e hidrodinâmica de grandes bacias. Estudo de caso: bacia do rio Solimões*. Dissertação (Dissertação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) – UFRGS, Porto Alegre. 2009. 182p.
- PAIVA, R.C.D., COLLISCHONN, W., TUCCI, C.E.M. Large scale hydrologic and hydrodynamic modeling using limited data and a GIS based approach. *Journal of Hydrology*, v. 406, p. 170–181. 2011a.
- PAIVA, R. C. D.; COLLISCHONN, W.; BUARQUE, D. C. Validation of a full hydrodynamic model for large-scale hydrologic modelling in the Amazon. *Hydrological Processes*, v. 27, n. 3, p. 333-346. 2011b.
- PAIVA, R.C.D., COLLISCHONN, W., BONNET, M.-P., BUARQUE, D.C., FRAPPART, F., CALMANT, S., MENDES, C.B. Large scale hydrologic and hydrodynamic modelling of the Amazon River basin. *Water Resour. Res.*, v. 49, n. 3, p. 1226-1243. 2013a.
- PAIVA, R.C.D., COLLISCHONN, W., BONNET, M.P., GONÇALVES, L.G.G., CALMANT, S., GETIRANA, A., SANTOS DA SILVA, J. Assimilating in situ and radar altimetry data into a large-scale hydrologic-hydrodynamic model for streamflow forecast in the Amazon, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, v.10, p.2879–2925. 2013b.
- PAZ, A. R.; BUARQUE, D. C. ; COLLISCHONN, W. ; VICTORIA, D. C. ; ANDRADE, R. G. . Discretização de modelos hidrológicos de grande escala: grade regular x minibacias. In: XIX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2011, Maceió. *Anais do XIX SBRH*, 2011.
- PAZ, A.R.; COLLISCHONN, W.; BRAVO, J.M.; BATES, P.D.; BAUGH, C. The influence of vertical water balance on modelling Pantanal (Brazil) spatio-temporal inundation dynamics. *Hydrological Processes*, v. 28, n. 10, p. 3539-3553. 2014.
- PEREIRA, M.; KAYSER, R. B.; COLLISCHONN, W. Integração do Modelo Hidrológico para Grandes Bacias MGB-IPH e Sistemas de Informação Geográfica para suporte à decisão de outorga de direito de uso da água. In: Rega: revista de gestión del agua de America Latina. Porto Alegre, RS. Vol. 9, n. 2 (jul./dez. 2012), p. 21-33.
- PONTES, P.R.M.; COLLISCHONN, W. O modelo Muskingum-Cunge Todini em rios com planície de inundação. *RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 20, n. 2, p. 298-309. 2015.
- RIBEIRO NETO, A.; TUCCI, C.E.M.; VIEIRA DA SILVA, R. C.; COLLISCHONN, W. Simulação na Bacia Amazônica com Dados Limitados: Rio Madeira. *RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 13, n. 3, p. 47-58. 2008.
- SCHETTINI, E.B.; COLLISCHONN, W.; MEIRELLES, F.S.C.; LARENTIS, D.; COLLISCHONN, B.; PAIVA, R.C.D. “Projeto

Twin-Latin – Bacia do Quaraí: *Modelo integrado chuva-vazão com balanço hídrico de açudes e lavouras*” Instituto de Pesquisas Hidráulicas – UFRGS, Porto Alegre. 2007.

SILVA, B.C.; TUCCI, C.E.M.; CLARKE, R. T.; COLLISCHONN, W.; DELGADO, M. C. Previsão Hidroclimática de Vazão de Curto Prazo na Bacia do Rio São Francisco. *RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 12, n. 3, p. 31-41. 2007.

SORRIBAS, M. V.; PONTES, P. R. M.; COLLISCHONN W. Buscando Áreas de Drenagem Mínima para Definição da Rede de Drenagem a partir da Litologia. XIX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. *Anais do XIX SBRH*, Maceió. 2011.

THOMPSON, J.R.; SORENSON, H.R.; GAVIN, H.; REFSGAARD, A. Application of the coupled MIKE SHE/ MIKE SHE 11 modeling system to a lowland wet grassland in southeast England. *Journal of Hydrology*, v. 293, n. 1-4, p. 151-179. 2004.

TUCCI, C. E. M. *Modelos Hidrológicos*. ABRH. – 2.ed. – Porto Alegre: Editora da UFRGS. 2005. 679 p.

TUCCI, C. E. M.; COLLISCHONN, W. Previsão Sazonal de Vazão na Bacia do Rio Uruguai 1: Ajuste e Verificação do Modelo Hidrológico Distribuído. *RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 10, n. 4, p. 43-59. 2005.

VALENTE, C.R.; LATRUBESSE, E. M.; FERREIRA, L.G. Relationships among vegetation, geomorphology and hydrology in the Bananal Island tropical wetlands, Araguaia River basin, Central Brazil. *Journal of South American. Earth Sciences*, v. 46, p. 150-160. 2013.

YAMAZAKI, D., KANAE, S., KIM, H., OKI, T. A physically n dynamics in a global river routing model. *Water Resour. Res.*, v. 47. 2011.

YAMAZAKI, D.; DE ALMEIDA, G. A. M.; BATES, P. D. Improving computational efficiency in global river models by implementing the local inertial flow equation and a vector-based river network map. *Water Resour. Res.*, v. 49. 2013.

YAMAZAKI, D.; O’LOUGHLIN, F.; TRIGG, M. A.; MILLER, Z. F.; PAVELSKY, T. M.; BATES, P. D. Development of the Global Width Database for Large Rivers. *Water Resources Research*, v. 50, n. 4, p. 3467-3480. 2014.

Contribuição dos autores

Paulo Rógenes Monteiro Pontes: Concepção inicial da pesquisa; desenvolvimento do modelo, proposição dos testes, simulação, análise dos resultados e produção do artigo.

Walter Collischonn: Concepção inicial da pesquisa; desenvolvimento do modelo, proposição dos testes, revisão do artigo e orientação.

Fernando Mainardi Fan: Desenvolvimento do modelo, revisão do artigo.

Rodrigo Paiva: Concepção inicial da pesquisa, desenvolvimento do modelo e revisão do artigo.

Diogo Buarque: Desenvolvimento do modelo e revisão do artigo.