

## Simulação Hidrológica de Rios com Grandes Planícies de Inundação

**Adriano Rolim da Paz**

Depto de Engenharia Civil e Ambiental, CT/UFPB  
adrianorpaz@yahoo.com.br

**Walter Collischonn, Carlos E. M. Tucci**

Instituto de Pesquisas Hidráulicas – IPH/UFRGS  
collischonn@iph.ufrgs.br, tucci@iph.ufrgs.br

Recebido: 18/01/10 - revisado: 14/04/10 - aceito: 25/08/10

---

---

### RESUMO

A simulação matemática do escoamento em rios tem sido realizada principalmente com modelos unidimensionais (1D) acoplados ou não a células de armazenamento na planície. Para o caso de rios com grandes planícies de inundação, o extravasamento de água do canal para a planície e a propagação da inundação na planície governam a passagem da onda de cheia. Caso o interesse do estudo seja representar esses processos, métodos tradicionais não são adequados e uma abordagem recente tem sido proposta, baseada no acoplamento de um modelo 1D para simular o escoamento na calha principal e um modelo tipo raster para simular o escoamento bidimensional na planície. Este artigo apresenta um sistema computacional de simulação desenvolvido com esse propósito, com exemplo de aplicação à Bacia do Alto Paraguai. Os resultados obtidos indicam excelente reprodução do regime de vazões nas calhas dos rios e a simulação do padrão espaço-temporal de inundações na planície (Pantanal) bastante coerente. As áreas de inundação permanente são ditadas pela água extravasada dos canais principais, enquanto a ocorrência de precipitação é responsável pelo pulso de inundação sazonal, o que ressalta a importância da incorporação dos processos hidrológicos verticais na modelagem da planície.

**Palavras-chave:** modelagem hidrológica, Pantanal, pulso de inundação, hidráulica computacional.

---

---

### INTRODUÇÃO

A modelagem matemática vem sendo empregada desde o século XIX para representar o escoamento da água em sistemas hidrológicos, através de equações matemáticas derivadas da mecânica dos fluidos (Abbott, 1979; Cunge et al., 1981). Simplificações na representação matemática são adotadas conforme a disponibilidade de dados, a capacidade do modelo em produzir informações apropriadas para responder às questões formuladas, as características do sistema modelado e a disponibilidade de recursos computacionais, de tempo e de material humano (Fread, 1992).

No caso de rios com planícies de inundação, diversas abordagens têm sido empregadas para a modelagem hidrológica. O método mais comum é a adoção de modelos de propagação unidimensionais (1D), como modelos de difusão ou hidrodinâmicos. Seções transversais compostas são utilizadas para incluir a representação das planícies e de áreas de armazenamento de água.

Outra abordagem bastante utilizada é o uso de modelos de células de armazenamento para a representação do escoamento na planície, sendo acoplado ou não a um modelo 1D aplicado aos canais principais. Cada célula é delimitada em função de feições topográficas e características hidráulicas locais. As células funcionam como áreas de armazenamento, trocando água com outras células com as quais se conectam e com o canal principal do rio conforme a diferença de níveis d'água.

A aplicação de modelos 1D ou de células, acoplados entre si ou não, têm gerado resultados satisfatórios em termos da reprodução do regime de vazões nos rios. Tais abordagens permitem simular o efeito de retardo e amortecimento da onda de cheia devido à planície de inundação de forma razoável. Mapas de inundação no plano horizontal podem ser gerados com base na interpolação do nível da água das seções transversais.

Caso o interesse seja representar os padrões espaço-temporais de inundação sobre a planície, as abordagens mencionadas podem não ser adequadas, principalmente se a planície tem dimensões da or-

dem de dezenas de vezes superior à largura do canal. Por assumir que o escoamento ocorre apenas no sentido longitudinal do curso d'água, por não representar os fluxos independentes na planície e nem a interação canal-planície, métodos 1D não são adequados para a representação da propagação da inundação sobre a planície (Hunter et al., 2007; Verwey, 2005).

Modelos hidrodinâmicos bi (2D) ou tridimensionais (3D) também podem ser aplicados para simular as inundações em planícies através das equações de Navier-Stokes quando integradas ou não na vertical, respectivamente (Horritt e Bates; 2002; Stewart et al.; 1999; Nicholas e McLelland, 2004). Entretanto, a aplicação de modelos hidrodinâmicos 2D ou 3D a sistemas de rios e planícies pode se tornar inviável em função de problemas numéricos decorrentes da complexidade da topografia da planície, com degraus e declividades locais acentuadas, das profundidades muito pequenas, do processo de secagem/inundação e da dificuldade em compatibilizar discretização do canal e da planície (Beffa e Connell, 2001).

Uma alternativa desenvolvida recentemente para a simulação de planícies de inundação é constituída pela combinação de modelos 1D para a representação do escoamento na calha principal e um modelo tipo raster para o escoamento bidimensional sobre a planície (Bates e De Roo, 2000; Verwey, 2005; Wilson et al., 2007).

O modelo 2D do tipo raster discretiza toda a planície em uma grade de elementos regularmente espaçados, os quais têm funcionamento análogo ao das células de armazenamento. Apesar de semelhante ao modelo de células em vários aspectos, a forma de discretizar a planície traz uma série de vantagens ao modelo raster: discretização automática dos elementos; incorporação da variabilidade espacial da topografia e rugosidade; facilidade de integração com outros planos de informação em ambiente de Sistemas de Informação Geográfica (SIG); melhoria na representação da propagação da inundação. É possível simular a inundação se propagando de forma gradual no espaço bidimensional, com possibilidade de seguir múltiplos caminhos preferenciais conforme a topografia representada através de um Modelo Digital de Elevação (MDE).

Quando se trata de sistemas de drenagem complexos, constituídos por redes de rios e planícies de grande escala (da ordem de milhares de quilômetros quadrados), surgem dificuldades adicionais para a modelagem acoplada 1D/2D: escassez de dados para caracterização física; necessidade de incorporação de processos hidrológicos verticais;

restrição do custo computacional; estabelecimento da conexão topológica entre canais e planície; dificuldade de validação dos resultados.

Este artigo apresenta um sistema de simulação hidrológica de rios com grandes planícies de inundação. Tal sistema foi desenvolvido visando representar os padrões espaço-temporais de inundação na planície, o escoamento na planície, o regime de vazões na calha do rio, as trocas laterais de água canal-planície e os processos verticais de precipitação e evapotranspiração na planície. Como exemplo de aplicação, são apresentados alguns resultados da simulação da Bacia do Alto Paraguai, compreendendo o rio Paraguai e principais tributários na região do Pantanal. A descrição completa do sistema de simulação e dos resultados do estudo de caso é apresentada em Paz (2010).

## ESCOAMENTO EM PLANÍCIES DE INUNDAÇÃO

O extravasamento de água do rio para a planície é uma conseqüência natural do regime hidrológico. Durante a maior parte do tempo, correspondente às épocas de estiagem e de cheias moderadas, o escoamento está limitado ao canal principal do rio e é predominantemente unidimensional na direção do curso d'água.

Em eventos de cheia de grande intensidade, ocorre o aumento do nível da água acima das margens do canal e o extravasamento do escoamento para a planície, que pode inundar extensas áreas. A planície passa a atuar tanto como área de armazenamento temporário quanto conduzindo o escoamento. Pequenos acréscimos no nível da água significam grandes aumentos na área inundada e na área transversal ao escoamento.

A partir do extravasamento para a planície, a complexidade do escoamento aumenta significativamente (Cunge et al., 1981), devido aos processos de turbulência, desenvolvimento de tensões de cisalhamento e transferência de água do canal para a planície com o subsequente retorno (Stewart et al., 1999; Knight e Shiono, 1996).

Em alguns casos, pode ocorrer a inundação de extensas áreas e o surgimento de escoamentos independentes do fluxo principal no canal. Parte do volume extravasado do canal pode ficar armazenado na planície e não retornar ao fluxo principal do rio, sendo perdido por evapotranspiração e infiltração,

ou retornar parcialmente com a passagem de uma nova onda de cheia.

As trocas de água entre canal e planície e o escoamento na planície comandam a propagação da onda de cheia, cujo deslocamento é lento e se estende por um longo período de tempo. Ocorrem inundações tanto devido à propagação da onda de cheia de montante como também devido às condições locais de chuva e hidrológicas.

Os caminhos preferenciais de escoamento ao longo da planície podem conduzir a água de volta ao canal em pontos mais a jusante ou a lagos e depressões distantes do canal. Em regiões bastante planas, o escoamento pode seguir sobre a planície e alcançar diretamente o corpo d'água receptor da bacia, sem passar pela seção do canal que representa seu exutório.

Do ponto de vista ecológico, a ocorrência periódica de cheias e o armazenamento de água na planície têm múltiplos efeitos (Postel e Richter, 2003; Poff et al., 1997; Junk et al., 1989): aporte de nutrientes da planície para o rio, aumento da oferta de nichos reprodutivos e alimentares para a fauna, influência sobre toda a produtividade do ecossistema, limitação da abundância e distribuição de espécies, regulação da integridade ecológica do ecossistema etc.

## SISTEMA DE MODELAGEM DESENVOLVIDO

### Visão geral

O sistema de simulação desenvolvido consiste na combinação de um modelo hidrodinâmico 1D para simular o escoamento no canal principal e um modelo tipo raster para a simulação da inundação da planície (Figura 1). Dois módulos adicionais são utilizados para representar o balanço hídrico vertical na planície e para fazer as trocas de vazão entre canal e planície. A contribuição de bacias a montante da região simulada é considerada como condição de contorno no modelo 1D, seja com dados observados ou através do acoplamento *off-line* do modelo hidrológico chuva-vazão MGB-IPH (Collischonn et al., 2007).

Enquanto o escoamento está confinado ao canal principal, o modelo 1D propaga as vazões ao longo da rede de canais. Quando o nível da água sobe, ocorre o transbordamento de água do canal para a planície. Paralelamente, o módulo de balanço vertical simula a entrada de água na planície por

meio de precipitação e a perda de água através de evapotranspiração e infiltração. O acúmulo de água decorrente do balanço vertical também inunda e escoam pela planície.

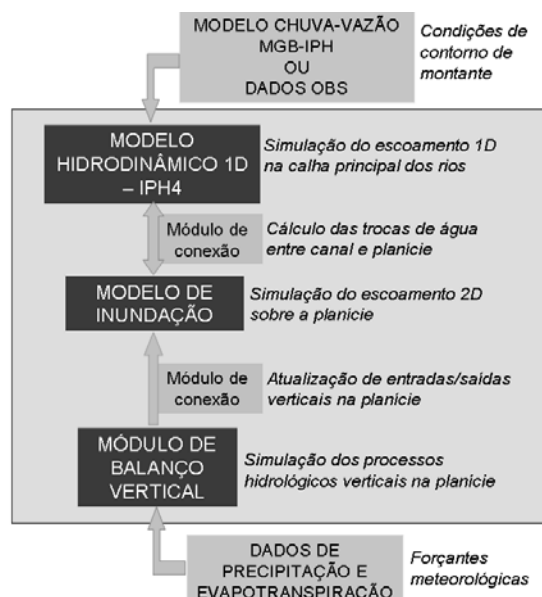


Figura 1 - Visão geral do sistema de simulação hidrológica de rios e planícies.

O escoamento sobre a planície segue de forma independente do escoamento do canal, sendo simulado pelo modelo 2D raster. Mesmo durante as cheias, o modelo 1D continua simulando apenas o escoamento ao longo dos canais principais, contabilizando as vazões trocadas com a planície sob a forma de vazões laterais.

### Modelagem dos canais principais

O escoamento no canal principal do rio é simulado com o modelo hidrodinâmico unidimensional IPH4 (Tucci, 1978; Tucci, 1998). Tal modelo resolve as equações completas de Saint Venant usando um método de diferenças finitas, com um esquema implícito resolvido por um processo de eliminação de Gauss modificado.

Como o escoamento simulado é apenas no canal principal, as seções transversais representadas no modelo 1D se restringem à região definida pela transição entre canal e planície em cada margem. Vazões trocadas com a planície são tratadas como contribuição lateral na equação da continuidade.

**Modelagem da planície**

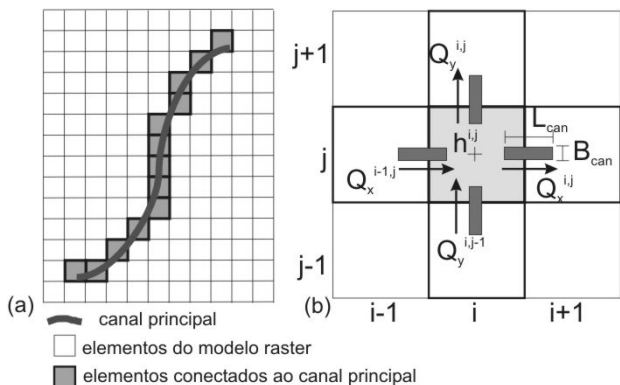
O modelo 2D raster de planície desenvolvido nesta pesquisa segue em linhas gerais as formulações do modelo LISFLOOD-FP (Bates e De Roo, 2000), com variações principalmente quanto às trocas de água entre elementos da planície e entre planície e canal principal, a consideração de armazenamento de água no solo e a consideração de perdas/ganhos devido aos processos verticais de precipitação e evapotranspiração.

A planície é discretizada em elementos retangulares interconectados (Figura 2). A variação de volume ao longo do tempo em um determinado elemento é função do balanço entre aportes e saídas, incluindo as trocas laterais com elementos vizinhos e com o canal principal, o volume de água perdido para o reservatório do solo (infiltração) e as trocas verticais via precipitação e evapotranspiração.

O nível d'água  $h$  em um elemento  $ij$  no instante de tempo  $t+\Delta t$  é expresso da seguinte forma:

$${}^{t+\Delta t}h^{i,j} = {}^t h^{i,j} + \frac{({}^t Q_x^{i-1,j} - {}^t Q_x^{i,j} + {}^t Q_y^{i,j-1} - {}^t Q_y^{i,j} + {}^t Q_{cp}^{i,j}) \cdot \Delta t} {\Delta x \cdot \Delta y} + {}^t h_{vert}^{i,j} + {}^t h_{solo}^{i,j} \quad (1)$$

onde  ${}^t h_{vert}^{i,j}$  representa o resultado do balanço vertical (precipitação menos evapotranspiração) e  ${}^t h_{solo}^{i,j}$  representa o volume livre ou de vazios no reservatório do solo, ambos expressos em lâmina de água;  ${}^t Q_x$  e  ${}^t Q_y$  são as vazões trocadas com os elementos vizinhos nas direções  $x$  e  $y$ , respectivamente (Figura 2);  ${}^t Q_{cp}^{i,j}$  é a vazão trocada com o canal principal;  $\Delta x$  e  $\Delta y$  são as dimensões do elemento.



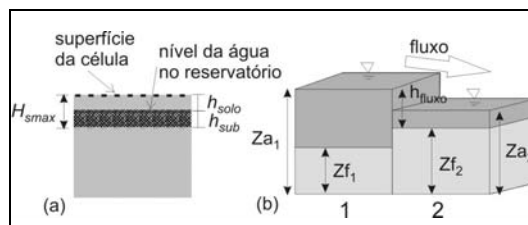
**Figura 2 - (a) Discretização da planície no modelo raster; (b) Vazões de troca via canais entre os elementos da planície no modelo raster.**

O reservatório do solo é considerado no modelo de inundação explicitamente como uma demanda ou perda de água da planície. A formação de lâmina de água sobre a superfície de um elemento da planície, isto é, a inundação, ocorre somente a partir do momento que o reservatório do solo desse elemento é completamente preenchido com água. Dessa forma, o termo  $h_{solo}$  representa o volume disponível para ser ocupado com água e não o volume de água no reservatório da célula (Figura 3-a). A capacidade máxima desse reservatório é  $H_{smax}$  e o volume atual é representado por  $h_{sub}$ , ambos expressos em lâmina de água.

A vazão trocada entre dois elementos é calculada empregando a equação de Manning, com uma discretização numérica no tempo e no espaço da seguinte forma:

$${}^t Q_x^{i,j} = \pm \frac{{}^t h_{fluxo}^{5/3}} {n_{can}} \left( \frac{|{}^t h^{i,j} - {}^t h^{i+1,j}|} {L_{can}} \right)^{1/2} \cdot B_{can} \quad (2)$$

onde  ${}^t h_{fluxo}$  é a profundidade disponível para escoamento entre os elementos  $(i,j)$  e  $(i+1,j)$  no instante  $t$ , entre os quais a vazão está sendo calculada;  ${}^t h^{i,j}$  é a lâmina de água no elemento  $ij$  no instante  $t$ ;  $n_{can}$ ,  $B_{can}$  e  $L_{can}$  são, respectivamente, o coeficiente de Manning, a largura e o comprimento do canal de ligação entre os elementos.



**Figura 3 - (a) Reservatório de água no solo de um elemento da planície no modelo raster de inundação; (b) Determinação da profundidade disponível para escoamento entre dois elementos do modelo raster:  $Za$  se refere à cota do nível da água e  $Zf$  à cota do fundo;  $h_{fluxo} = \text{Max}(Za_1, Za_2) - \text{Max}(Zf_1, Zf_2)$ .**

Os parâmetros relativos ao canal de ligação entre elementos podem ser combinados em um único parâmetro, denominado fator de condutância hidráulica, dado por:

$$f_{ch} = B_{can} / (n_{can} \sqrt{L_{can}}) \quad (3)$$

A profundidade  $h_{fluxo}$  no cálculo da vazão entre dois elementos é definida como a diferença entre o maior dos níveis d'água dos dois elementos e a maior elevação do fundo (Figura 3-b).

A precipitação é um dado de entrada variável ao longo do tempo e do espaço e fornecida ao modelo sob a forma de lâmina de água a cada passo de tempo (diário, por exemplo) e para cada elemento da planície. Tal informação é gerada por interpolação a partir de dados de pluviômetros ou outras fontes, como estimativas obtidas por sensores remotos ou geradas por modelos numéricos de circulação da atmosfera.

A evapotranspiração potencial ( $ET_{pot}$ ) em cada elemento da planície ao longo do tempo também é um dado de entrada. Enquanto há lâmina de água sobre a superfície do elemento (ou seja, ele está inundado), a evapotranspiração real ( $ET_{real}$ ) ocorre à taxa máxima igual ao valor potencial. Quando não há lâmina de água superficial, ocorre evapotranspiração da água armazenada no reservatório do solo, mas segundo uma taxa inferior à potencial. Nesse caso, a evapotranspiração real é calculada linearmente proporcional ao volume de água no reservatório do solo:

$$se \ h^{i,j} > 0 \Rightarrow {}^{t+\Delta t}ET_{real}^{i,j} = {}^{t+\Delta t}ET_{pot}^{i,j} \quad (4)$$

$$se \ h^{i,j} \leq 0 \Rightarrow {}^{t+\Delta t}ET_{real}^{i,j} = {}^{t+\Delta t}ET_{pot}^{i,j} \cdot \left( \frac{{}^t h_{sub}^{i,j}}{H_{smax}} \right) \quad (5)$$

### Trocas de água canal-planície

As trocas de água entre canal e planície podem ocorrer para todas as seções transversais dos canais principais e para os elementos da planície conectados a elas. Essas trocas são determinadas em função da diferença de nível da água entre canal e planície e da cota de vertimento ( $Z_{vert}$ ).

O valor de  $Z_{vert}$  representa o maior obstáculo que precisa ser vencido para permitir a conexão hidráulica entre canal e planície em um determinado ponto do canal. Seja  $Z_{mcan}$  a cota da margem do canal e  $Z_{fplan}$  a cota da superfície do elemento da planície,  $Z_{vert}$  é dada por:

$$Z_{vert} = \max(Z_{mcan}, Z_{fplan}) \quad (6)$$

São utilizadas equações de vertedor simples ou afogado para determinar a vazão de troca entre o canal principal e os elementos da planície, conforme a situação relativa entre os níveis de água.

No instante de tempo  $t$ , simula-se o escoamento na calha principal com o modelo 1D por  $1\Delta t_{canal}$  ou seja, até o instante  $t+\Delta t_{canal}$ . Analogamente, simula-se o modelo de planície  $np$  vezes até completar  $1\Delta t_{canal}$  (até atingir o instante  $t+\Delta t_{canal}$ ), sendo  $np = \Delta t_{canal} / \Delta t_{plan}$ . Em ambas as simulações (da calha e da planície), são usadas como perdas ou ganhos de água as vazões de troca canal-planície calculadas no instante  $t$ .

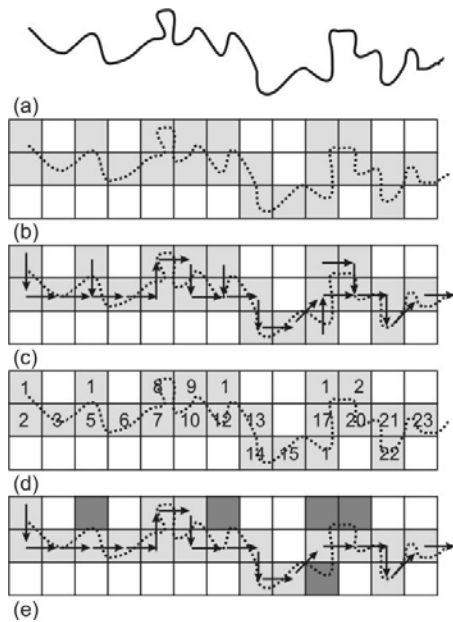
Ao final do instante  $t+\Delta t_{canal}$  são calculadas as novas vazões de troca entre os dois sistemas, que serão usadas nas próximas rodadas dos modelos até o instante  $t+2\Delta t_{canal}$ .

### Preparação das informações

Para a modelagem hidráulica 1D dos canais principais, são necessários dados relativos à discretização dos canais em trechos, comprimentos e declividades dos trechos, seções transversais, parâmetros, condições de contorno e condições iniciais. São geradas seções transversais por interpolação linear caso a quantidade de seções com dados disponíveis seja insuficiente.

O modelo raster de planície requer basicamente um modelo digital de elevação para representar a topografia da planície, parâmetros e condições iniciais. As condições de contorno dos elementos da planície são consideradas todas do tipo fechada, isto é, considera-se fluxo nulo.

A maior parte do esforço de preparação dos dados reside no estabelecimento da conexão entre canais principais e planície. O passo inicial é gerar uma representação da rede de rios em formato raster, com resolução espacial igual ao modelo de planície (Figura 4). Esse procedimento é realizado pela conversão de vetor para raster do traçado dos rios, obtido por digitalização de imagens Landsat por exemplo, e geração de direções de fluxo e áreas acumuladas de drenagem a partir do MDE. Esses dois planos de informação são gerados tomando apenas os pixels que representam a drenagem, através do método descrito por Jenson e Domingue (1988) modificado pela introdução de um fator aleatório para o tratamento de áreas planas (Fairfield e Leymarie, 1991; Paz e Collischonn, 2008).



**Figura 4 - (a) Drenagem vetorial; (b) Drenagem convertida para raster (pixels cinza); (c) Direções de fluxo; (d) Áreas acumuladas de drenagem expressas em quantidade de pixels; (e) Drenagem raster com caminhamento único pixel a pixel (pixels escuros foram excluídos da drenagem raster original).**

A partir das direções de fluxo e áreas acumuladas, obtém-se uma representação raster dos rios composta por um caminhamento único pixel a pixel. Sobre essa rede de drenagem raster, é feita a locação das seções transversais e identificados os elementos da planície com conexão direta aos canais. A discretização espacial do canal normalmente é superior à resolução do modelo raster, de modo que conectado a um determinado trecho do canal podem existir diversos elementos da planície.

Ao final, são estabelecidas as topologias da rede de rios e da planície, fazendo-se a numeração das seções transversais, sub-trechos de rio e elementos da planície. O detalhamento completo dos procedimentos de preparação das informações de entrada é descrito em Paz (2010).

### Sistema computacional e paralelização

O sistema de simulação foi desenvolvido em linguagem de programação FORTRAN 90, sendo constituído por módulos preparatórios das informações de entrada e do módulo de simulação propriamente.

No módulo de simulação, foi introduzida a paralelização através do método de processamento

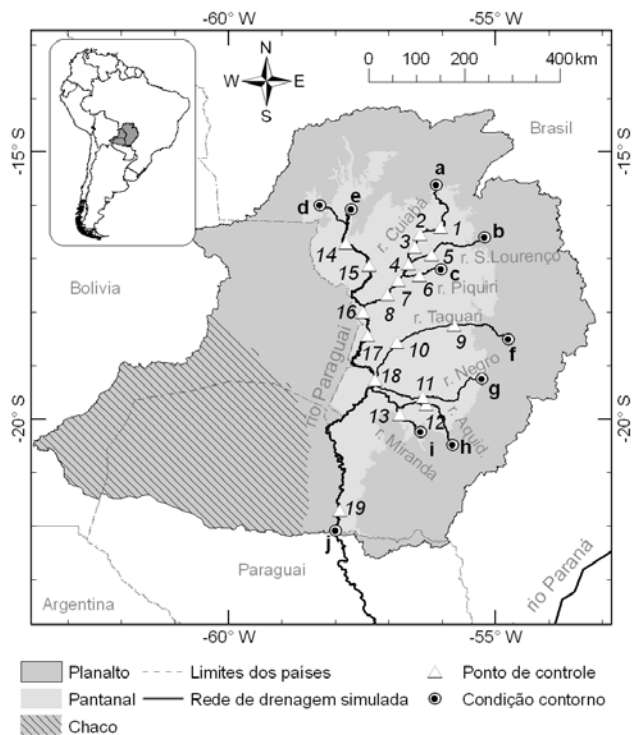
paralelo com arquitetura de memória compartilhada denominado OpenMP (Open specifications for Multi-Processing) (Chapman et al., 2008; Hermanns, 2002). O uso de OpenMP permite fazer com que rotinas computacionais que normalmente funcionam de forma seqüencial sejam executadas de forma paralela, valendo-se de computadores dotados de vários processadores.

Foram paralelizados dois ciclos de cálculos do modelo de inundação: o cálculo do nível de água em cada elemento e o cálculo das vazões de troca entre os elementos.

## SIMULAÇÃO DA BACIA DO ALTO PARAGUAI

### Área de estudo e período de simulação

A área de estudo é a Bacia do Alto Paraguai (BAP), definida como a área de contribuição à seção do rio Paraguai logo a jusante da afluência do rio Apa, na fronteira entre Paraguai e Brasil (Figura 5), estimada em torno de 600.000 km<sup>2</sup>.



**Figura 5 - Localização da Bacia do Alto Paraguai e postos fluviométricos utilizados como condição de contorno ou ponto de controle.**

A BAP é parte da Bacia do rio da Prata e é composta por três regiões de características bem distintas: Planalto (260.000 km<sup>2</sup>), Pantanal (140.000 km<sup>2</sup>) e Chaco (200.000 km<sup>2</sup>). O Planalto compreende as áreas de maior elevação da bacia, com cotas entre 200 m e 1400 m, as quais se concentram nas porções leste e norte. O Pantanal está situado na porção central da bacia, compreendendo áreas baixas e complexas redes de drenagem, onde ocorrem cheias periódicas.

O Chaco é a porção mais a oeste da bacia, já fora dos limites de terras brasileiras, caracterizada por um baixo índice pluviométrico e por ser tipicamente endorréica, sem um sistema de drenagem bem definido (Tucci et al., 2005).

O período de simulação compreende de set/1995 a dez/2006 e foi escolhido por ser uma época recente e com disponibilidade de dados fluviométricos e pluviométricos.

### Sub-bacias do Planalto

As sub-bacias contribuintes do Planalto têm áreas de drenagem variando de 2.800 a 32.600 km<sup>2</sup> e foram consideradas na modelagem como condições de contorno do modelo hidrodinâmico 1D (Tabela 1).

Foram utilizados dados de vazão observada disponíveis no sistema HidroWEB/ANA. As falhas nessas séries históricas foram preenchidas com vazões calculadas pelo modelo hidrológico distribuído MGB-IPH (Collischonn et al., 2007; Collischonn e Tucci, 2001), ajustado no estudo desenvolvido por Tucci et al. (2005).

### Canais principais no Pantanal

A rede de drenagem representada no modelo 1D compreende o rio Paraguai e seus principais afluentes: rio Juru, na margem direita do rio Paraguai, e rios Cuiabá, São Lourenço, Piquiri, Taquari, Negro, Aquidauana e Miranda na margem esquerda. Tanto para o rio Paraguai quanto para os tributários, a extensão representada no modelo 1D exclui os trechos no Planalto e abrange apenas os trechos dentro do Pantanal. Ao total, são 3.965 km de rios simulados no modelo 1D, sendo 1.250 km do Rio Paraguai e 2.715 km dos tributários.

A disponibilidade de dados de seções transversais é bastante limitada para os tributários do rio Paraguai (total de 19), além das incertezas quanto à informação do zero da régua e dos dados em si. Foram geradas seções intermediárias por interpolação linear, procurando manter o espaçamento entre

duas seções consecutivas quaisquer em torno de 5 km, seguindo procedimento descrito em Paz et al. (2010).

Para o rio Paraguai há a disponibilidade de 310 perfis transversais. Trata-se de um conjunto de informações suficiente para a caracterização da calha do rio Paraguai no trecho em estudo, não sendo necessária a interpolação para geração de seções adicionais.

**Tabela 1 – Postos fluviométricos utilizados como condições de contorno na modelagem dos canais principais do Rio Paraguai e afluentes.**

(*) Código	Nome	Rio	Área de drenagem (km <sup>2</sup> )
(a) 66260001	Cuiabá	Cuiabá	24.668
(b) 66460000	Acima Córrego Grande	São Lourenço	23.327
(c) 66600000	São Jerônimo	Piquiri	9.215
(d) 66072000	Porto Espiridião	Juru	6.221
(e) 66070004	Cáceres	Paraguai	32.574
(f) 66870000	Coxim	Taquari	28.688
(g) 66886000	Perto Bocaína	Negro	2.807
(h) 66945000	Aquidauana	Aquidauana	15.350
(i) 66910000	Miranda	Miranda	15.502
(j)	-	Paraguai	594.092

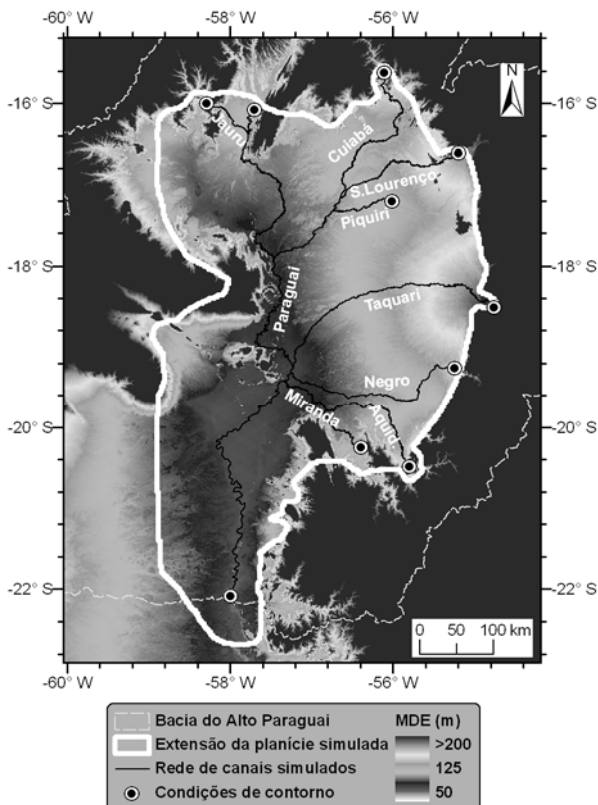
\* Referência na Figura 5: de (a) até (i) são os pontos tomados como condições de contorno de montante; (j) indica o ponto tomado como condição de contorno de jusante (seção a jusante da confluência do rio Apa), considerando declividade da linha de energia paralela à declividade do fundo.

O modelo hidrodinâmico 1D foi utilizado com um passo de tempo de cálculo ( $\Delta t_{rio}$ ) de 1 h. Embora valores maiores possam ser utilizados sem prejuízo dos resultados e com o benefício de redução do tempo de processamento, esse valor foi definido tendo em vista a forma como ocorre o acoplamento com o modelo de inundação da planície.

Como o passo de tempo do modelo de planície ( $\Delta t_{plan}$ ) é da ordem de minutos e a troca de água rio-planície é atualizada apenas ao final de cada  $\Delta t_{canal}$ , o modelo de planície roda durante  $np$  passos de tempo ( $np = \Delta t_{canal} / \Delta t_{plan}$ ) com valores constantes de aporte ou perda de água para os canais de drenagem. A adoção de um valor de  $\Delta t_{canal}$  mais próximo de  $\Delta t_{plan}$  minimiza o efeito dessa simplificação.

### Planície de inundação no Pantanal

A extensão da planície de inundação representada no modelo de inundação foi definida com base na delimitação das bacias contribuintes do Planalto, no MDE e na localização dos postos fluviométricos tomados como condição de contorno do modelo 1D. Ao total, foi estabelecida para simulação uma área de 219.514 km<sup>2</sup> (Figura 6).



**Figura 6 - Modelo digital de elevação da Bacia do Alto Paraguai e delimitação da área da planície representada no modelo de inundação.**

Foi adotada uma discretização em uma grade regular de 0,02° x 0,02°, totalizando 46.741 elementos. Em unidades planas, a discretização equivale a células de dimensões em torno de 2 km. O valor da elevação do terreno em cada elemento da planície foi definido por reamostragem do MDE proveniente do SRTM, cuja resolução é de 90 m, utilizando o método de interpolação do vizinho mais próximo. Para o balanço vertical na planície, foi definido um passo de tempo ( $\Delta t_{vert}$ ) de 1 dia, considerado adequado para representar os processos modelados com a metodologia adotada.

Os dados de precipitação foram preparados a partir da interpolação a nível diário dos dados de 105 postos pluviométricos. Como dados de evapotranspiração potencial, foram consideradas as estimativas geradas pelo modelo hidrológico MGB-IPH ajustado à Bacia do Alto Paraguai por Tucci et al. (2005). Para cada célula do modelo MGB-IPH, de dimensões 0,1° x 0,1°, foram tomadas as estimativas diárias de  $ET_{pot}$  para o *patch* água, que representa a condição de evaporação potencial da lâmina de água no modelo de inundação. Tais dados de  $ET_{pot}$  foram interpolados para a grade do modelo de inundação usando o método do inverso do quadrado das distâncias (Paz, 2010).

Como condição inicial no modelo de inundação, foi considerada a planície totalmente seca. O passo de tempo de cálculo foi adotado como  $\Delta t_{plan} = 120$  s, de modo a não gerar instabilidades numéricas nas simulações.

### Procedimento de ajuste dos modelos

Inicialmente, foi adotado um valor único do coeficiente de Manning para todos os trechos de rio simulados no modelo 1D, considerando um valor recomendado na literatura para o tipo de canais estudado ( $n = 0,035$ ; Chow, 1959, 1964). Com essa configuração no modelo 1D, foram realizadas várias simulações variando-se os valores dos parâmetros do modelo de inundação  $f_{ch}$  e  $H_{smax}$ , assumidos uniformes sobre a planície em cada simulação.

Os resultados desse primeiro conjunto de rodadas foram analisados quanto à sensibilidade do modelo de planície aos seus parâmetros, considerando tanto os padrões de inundação simulados quanto o efeito deles sobre os hidrogramas calculados. Foram selecionados os valores de  $H_{smax} = 1$  m e  $f_{ch} = 50$ , que corresponde a, por exemplo,  $n_{can} = 0,05$ ,  $B_{can} = 50$  m e  $L_{can} = 500$  m (Equação 3).



Tabela 2 – Postos fluviométricos utilizados como pontos de controle na modelagem dos canais principais.

Referência na Fig. 5	Código	Nome	Rio	NS*	NSlog*	EV(%)*
1	66280000	B. Melgaço	Cuiabá	0,94	0,97	-5,8
2	66340000	P. Cercado	Cuiabá	0,91	0,92	-4,6
3	66360000	S. João	Cuiabá	0,82	0,84	-8,8
4	66370000	I. Camargo	Cuiabá	0,78	0,80	-13,5
5	66470000	S. J. Borireu	São Lourenço	0,92	0,94	4,9
6	66650000	S. J. Piquiri	Piquiri	0,75	0,82	8,9
7	66710000	P. Taiamã	Cuiabá	0,90	0,92	-2,1
8	66750000	P. Alegre	Cuiabá	0,82	0,85	8,3
9	66880000	S. Gonçalo	Taquari	**	**	**
10	66885000	P. Rolom	Taquari	**	**	**
11	66890000	F. R. Negro	Negro	**	**	**
12	66950000	P. Ciríaco	Aquidauana	0,76	0,83	-3,5
13	66920000	T. Fogo	Miranda	**	**	**
14	66090000	Descalvados	Paraguai	0,91	0,92	-5,0
15	66120000	P. Conceição	Paraguai	0,63	0,62	7,6
16	66800000	Amolar	Paraguai	0,67	0,72	6,3
17	66810000	S. Francisco	Paraguai	0,70	0,73	-2,0
18	66895000	P. Manga	Paraguai	0,82	0,76	2,5
19	67100000	P. Murtinho	Paraguai	0,61	0,65	-6,1

\* Estatísticas calculadas considerando o período de 1dez1997 a 31dez2006, à exceção dos postos P. Manga e P. Murtinho, cujo período foi de 1dez2000 a 31dez2005 para retirar influência das condições iniciais.

\*\* Estatísticas não calculadas por indisponibilidade de dados observados.

Mantendo os parâmetros da planície com os valores definidos na etapa anterior, procedeu-se à calibração do modelo hidrodinâmico através da comparação entre hidrogramas observados e calculados e da análise das trocas de vazão lateral canal-planície em 19 pontos de controle (Tabela 2). As estatísticas utilizadas foram o coeficiente de Nash-Sutcliffe aplicado às vazões (NS) e ao logaritmo das vazões (NSlog) e o erro de volume (EV).

## RESULTADOS

### Regime de vazões nos canais principais

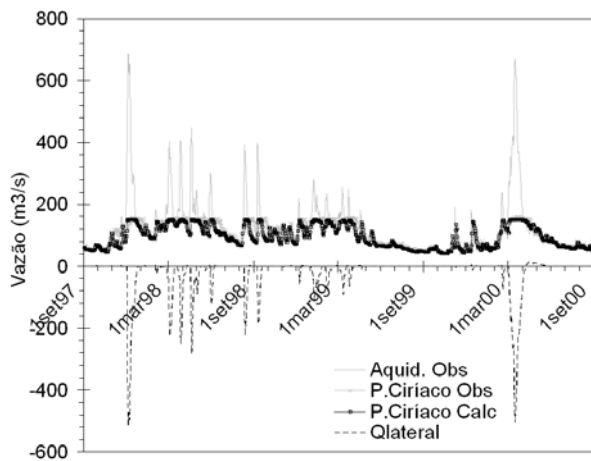
Os valores ajustados do coeficiente de Manning nos canais principais variam de 0,012 a 0,055 ao longo do rio Paraguai e de 0,02 a 0,055 nos afluentes. De modo geral, os valores obtidos estão coerentes com aqueles ajustados na modelagem apresentada por Paz et al. (2010) usando o modelo HEC-RAS e com os valores de referência citados em Chow (1959, 1964). Ressalta-se, entretanto, que o valor

mínimo de 0,012 do coeficiente de Manning, obtido para os trechos do rio Paraguai entre Descalvados e Porto Conceição e entre Porto São Francisco e Porto da Manga, é inferior àqueles mencionados por Chow (1959, 1964). Entre outros fatores, o ajuste de tal coeficiente com base na comparação entre hidrogramas observados e calculados compensa incertezas nos dados dos perfis transversais da calha do rio. Estudo posterior deverá ser desenvolvido para investigar essas relações entre parâmetros e incertezas nos dados.

A qualidade do ajuste do modelo hidrodinâmico 1D aplicado aos canais principais é considerada excelente em termos das estatísticas resultantes (Tabela 2). Para os tributários do rio Paraguai, foi obtido um coeficiente NS superior a 0,75 e de NSlog superior a 0,80. O valor absoluto do erro de volume foi inferior a 10%, à exceção do posto Ilha Camargo com um erro de -13,5%.

Para o rio Paraguai, os valores de NS e NSlog foram superiores a 0,60 e o valor absoluto de EV foi inferior à 8% em todos os pontos de controle com dados observados disponíveis.

O trecho de 230 km do rio Aquidauana entre Aquidauana e Porto Ciríaco exemplifica a qualidade do desempenho na representação do regime de vazões nos canais. O modelo foi capaz de simular a grande perda de vazão do canal para a planície, a qual atinge picos de até 500 m<sup>3</sup>/s durante as maiores cheias. Nos períodos de estiagem, foram simuladas vazões nulas de troca canal-planície. Na Figura 7 são apresentados os hidrogramas observados nos dois postos, o hidrograma calculado em Porto Ciríaco e o hidrograma de vazões laterais canal-planície calculado para o referido trecho.



**Figura 7 - Vazões observadas em Aquidauana, observadas e calculadas em P. Ciríaco e vazão lateral no trecho entre esses postos (valor negativo indica sentido canal para planície).**

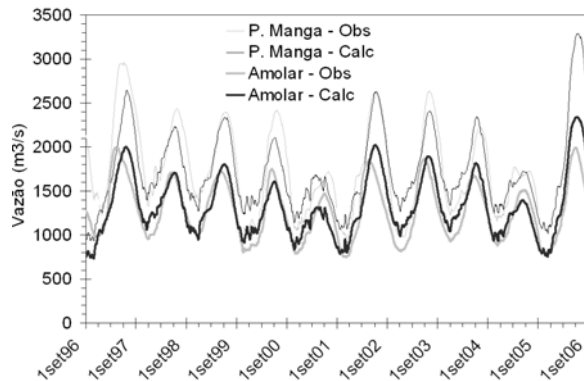
O extravasamento para a planície faz com que o hidrograma em Porto Ciríaco apresente um patamar de vazão máxima em torno de 150 m<sup>3</sup>/s, enquanto as vazões máximas em Aquidauana se aproximam de 700 m<sup>3</sup>/s. Esse patamar foi bem representado no hidrograma calculado com o modelo hidrodinâmico. As estatísticas do ajuste em Porto Ciríaco são NS = 0,76, NSlog = 0,83 e EV = -3,5%, confirmando o bom ajuste.

No rio Paraguai, foi simulado um predomínio de perdas de água do canal para a planície desde Cáceres até Porto Conceição. De Cáceres até a afluição com o rio Jauru, ocorreram perdas laterais com picos de até 500 m<sup>3</sup>/s durante as cheias. Esses picos foram de até 400 m<sup>3</sup>/s no trecho Jauru-Descalvados e de até mais de 600 m<sup>3</sup>/s entre Descalvados e Porto Conceição.

No trecho a jusante de Porto Conceição até o posto Porto São Francisco, o predomínio foi de aporte lateral da planície para o canal do rio Para-

guai. A montante de Amolar, ocorrem picos de ganho de água da planície de até 300 m<sup>3</sup>/s, enquanto no trecho entre Amolar e P. S. Francisco esses picos foram de até 500 m<sup>3</sup>/s. Nesses dois trechos, o aporte de água simulado ocorre ao longo de todo ano.

Para ilustrar a qualidade da representação do regime de vazões no rio Paraguai, são mostrados os hidrogramas observados e calculados nos postos Amolar e Porto da Manga (Figura 8). Devido à contribuição do rio Cuiabá, 22 km a montante de Amolar, as vazões observadas nesse posto alcançam picos de até quase 2.000 m<sup>3</sup>/s. O ajuste do modelo nesse posto foi satisfatório, obtendo-se NS = 0,67, NSlog = 0,72 e o erro de volume aproximadamente 6,3%. Há dificuldade em reproduzir as vazões de pico, ocorrendo superestimativas de até 17% como na cheia de 2006 ou subestimativas de até 9% como na cheia de 2005. Há a tendência também de superestimar as vazões de recessão.



**Figura 8 - Vazões observadas e calculadas em Amolar e P. Manga no rio Paraguai.**

Em P. Manga o ajuste do modelo hidrodinâmico obteve estatísticas NS = 0,82, NSlog = 0,76 e EV = 2,5%. Houve a tendência do modelo em subestimar as vazões de pico e superestimar as vazões no período de recessão, mas em menor grau do que as tendências verificadas no posto Amolar.

### Inundação na planície

Com o modelo de inundação foi simulado um total de áreas inundadas no Pantanal que alcança de 100 a 126 mil km<sup>2</sup> durante o período de cheias (Figura 9). Na estiagem, a área inundada se reduz até um limiar em torno de 35 a 45 mil km<sup>2</sup>. Tem-se um aumento de 2,2 a 3,6 vezes a extensão total da inundação entre os períodos seco e de cheia.

Estimativas feitas por Hamilton et al. (1996), a partir de imagens do sensor SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer, satélite Nimbus-7) referentes ao período de 1979 a 1987, indicaram um total de áreas inundadas variando de 10 a 110 mil km<sup>2</sup>. As áreas máximas de inundação do referido estudo têm valores bem semelhantes com os valores obtidos nesta pesquisa. A diferença principal é que nas estimativas de Hamilton et al. (1996) a área inundada fica reduzida a uma extensão bem menor durante o período seco. A configuração das manchas de inundação simuladas varia a cada ano conforme a ocorrência de precipitações, condições anteriores de inundação na planície e devido às variações nas intensidades das contribuições das sub-bacias do Planalto.

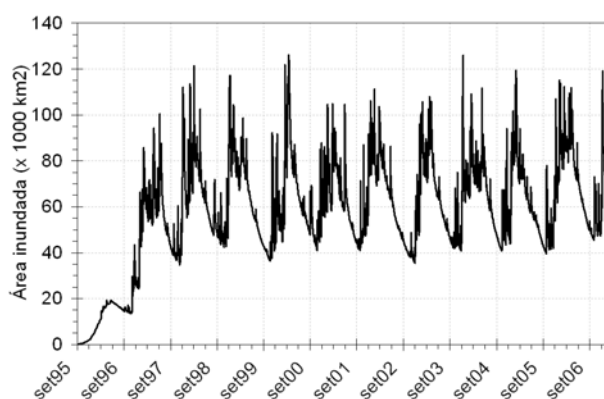


Figura 9 - Total de áreas inundadas simuladas no Pantanal.

Os mapas de inundação apresentados na Figura 10 ilustram o padrão de inundações típico simulado ao longo do pulso de inundação. Ao longo de todo ano, observam-se áreas inundadas de forma quase permanente. Essas áreas são inundadas devido principalmente ao extravasamento de água dos canais principais para a planície e configuram o padrão principal de inundações no Pantanal. Como exemplos dessas áreas tem-se a região no entorno da afluição do rio Cuiabá ao rio Paraguai e desse ponto para jusante ao longo das margens do rio Paraguai até a afluição dos rios Negro e Miranda, além da região do leque aluvial do rio Taquari.

A ocorrência de precipitação aumenta a contribuição nas áreas de inundação permanente. O principal efeito das chuvas, entretanto, é tornar a inundação generalizada sobre a planície, embora com lâminas d'água bem inferiores àquelas das áreas permanentes. No mês de março/2000, a inun-

dação abrangeu quase toda a extensão do Pantanal, sendo que mais de 85% da extensão da planície simulada esteve com lâmina d'água superior a 2 cm.

## CONCLUSÕES

Neste artigo foi apresentado um sistema computacional de simulação para representar matematicamente o comportamento hidrológico em sistemas complexos de rios e planícies de grande escala. Como exemplo de aplicação, foi simulada a Bacia do Alto Paraguai no período de set/1995 a dez/2006, abrangendo um total de 3.965 km de canais e 219.514 km<sup>2</sup> de planícies.

Esse exemplo de aplicação demonstrou que a abordagem proposta constitui satisfatoriamente uma forma de simular e representar o regime hidrológico e os pulsos de inundação em rios com grandes planícies e com escassez de dados.

Foram analisados o regime de vazões e variação de nível d'água nos canais de drenagem e os padrões de inundação em termos de manchas de inundação e áreas inundadas. Pela comparação com dados observados ou estimados em outros estudos, a conclusão geral é que os resultados foram bastante satisfatórios e validam o sistema computacional proposto. Destaca-se a capacidade de representar o grande volume de água trocado entre canais principais e planícies de inundação.

O sistema de modelagem desenvolvido se baseia em métodos descritos na literatura, mas com várias adaptações específicas para tratar com maiores escalas de tempo e espaço. Por exemplo, a inclusão dos processos verticais na planície na modelagem, mesmo de forma simplificada, é uma abordagem inovadora em relação aos demais exemplos de simulação de inundação de planície com modelos tipo raster. Os resultados obtidos da aplicação à Bacia do Alto Paraguai indicam que levar em conta os processos verticais é fundamental para simular a ocorrência de cheias locais devido à precipitação e o pulso de inundação entre os períodos de cheia e seca.

A consideração de canais de ligação entre elementos da planície e de reservatórios do solo são outras duas inovações no sistema de modelagem desenvolvido em relação às abordagens anteriores. Duas modificações que têm fundamentação na realidade física dos processos representados. Além disso, a ocorrência de trocas laterais entre elementos da planície via canais de largura mais estreita que a dimensão dos elementos evitou maiores problemas com instabilidades numéricas, por haver maior con-

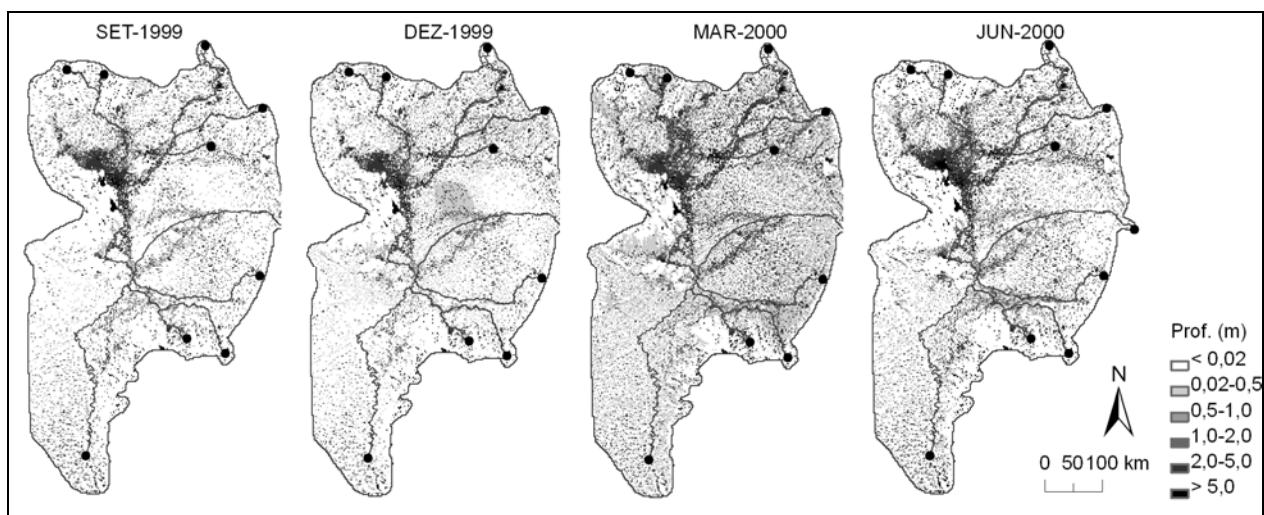


Figura 10 - Manchas de inundação simuladas nas datas 1/set/99, 1/dez/99, 1/mar/00 e 1/jun/00.

trole no volume de água trocado a cada passo de tempo. A desvantagem dessa abordagem é a dificuldade de definição e ajuste desses parâmetros com base nas características físicas da planície ou por comparação entre os resultados e observações.

Continuando o estudo da modelagem das inundações no Pantanal, estudos posteriores deverão focar o ajuste dos parâmetros com base na comparação entre manchas de inundação simuladas e estimadas por sensores orbitais.

## AGRADECIMENTOS

Ao CNPq, pela concessão de bolsa de Doutorado ao 1º autor para a realização desta pesquisa.

## REFERÊNCIAS

ABBOTT, M. B. Computational hydraulics - Elements of the theory of free surface flows. Pitman Advanced Publishing Program. Londres (Inglaterra), 326 p., 1979.

BATES, P. D.; DE ROO, A. P. A simple raster-based model for flood inundation simulation. *Journal of Hydrology*, 236, p. 54-77, 2000.

BEFFA, C.; CONNELL, R. J. Two-dimensional flood plain flow I: model description. *Journal of Hydrologic Engineering*, 6(5), p. 397-405, 2001.

CHAPMAN, B.; JOST, G.; VAN DER PAAS, A. R. Using OpenMP – portable shared memory parallel programming. The MIT Press. Massachusetts (EUA), 378 p., 2008.

CHOW, V. T. Open-Channel Hydraulics. McGraw-Hill. New York (EUA), 680 p., 1959.

CHOW, V. T. Handbook of Applied Hydrology. A Compendium of Water-Resources Technology. McGraw-Hill. New York (EUA), cap. 7, p. 25-26, 1964.

COLLISCHONN, W.; ALLASIA, D.; SILVA, B. C.; TUCCI, C. E. M. The MGB-IPH model for large scale rainfall runoff modeling. *Hydrological Sciences Journal*, 52(5), p. 878-895, 2007.

COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Modelagem hidrológica de grandes bacias. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 6(1), p. 15-35, 2001.

CUNGE, J. A.; HOLLY, F. M.; VERWEY, A. Practical Aspects of Computational River Hydraulics. Pitman Publishing. Boston (EUA), 420 p., 1981.

FAIRFIELD, J.; LEYMARIE, P. Drainage networks from grid digital elevation models. *Water Resources Research*, 27(5), p. 709-717, 1991.

FREAD, D. L. Flow Routing. In: Maidment, D. R. (ed.). *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill, 1992.

HAMILTON, S. K.; SIPPEL, S. J.; MELACK, J. M. Inundation patterns in the Pantanal wetland of South America determined from passive microwave remote sensing. *Archive Für Hydrobiologie*, 137(1), p. 1-23, 1996.

HERMANN, M. Parallel Programming in Fortran 95 using OpenMP. Universidad de Madrid. Madrid (Espanha), 75 p., 2002.

- HORRITT, M. S.; BATES, P. D. Evaluation of 1D and 2D numerical models for predicting river flood inundation. *Journal of Hydrology*, 268, p. 87-99, 2002.
- HUNTER, N. M.; BATES, P. D.; HORRITT, M. S.; WILSON, M. D. Simple spatially-distributed models for predicting flood inundation: a review. *Geomorphology*, 90, p. 208-225, 2007.
- JENSON, S. K.; DOMINGUE, J. O. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 54(11), p. 1593-1600, 1988.
- JUNK, W. J.; BAYLEY, P. B.; SPARKS, R. E. The Flood Pulse Concept in River-Floodplain-Systems. *Canadian Special Publications for Fisheries and Aquatic Sciences*, 106, p. 110-127, 1989.
- KNIGHT, D. W.; SHIONO, K. River channel and floodplain hydraulics. In: Anderson, M. G.; Walling, D. E.; Bates, P. D. *Floodplain Processes*. John Wiley & Sons. Chichester (Inglaterra), 658 p., c. 5, 1996.
- NICHOLAS, A. P.; MCLELLAND, S. J. Computational fluid dynamics modelling of three-dimensional processes on natural river floodplains. *Journal of Hydraulic Research*, 42(2), p. 131-143, 2004.
- PAZ, A. R. Simulação hidrológica de rios com grandes planícies de inundação. Tese de Doutorado, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 235 p., 2010.
- PAZ, A. R.; BRAVO, J. M.; ALLASIA, D.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Large-scale hydrodynamic modeling of a complex river network and floodplains. *Journal of Hydrologic Engineering*, 15(2), p. 152-165, 2010.
- PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W. Derivação de rede de drenagem a partir de dados do SRTM. *Revista Geográfica Acadêmica*, 2(2), p. 84-95, 2008.
- POFF, N. L.; ALLAN, J. D.; BAIN, M. B.; KARR, J. R.; PRESTEGAARD, K. L.; RICHTER, B. D.; SPARKS, R. E.; STROMBERG, J. C. The natural flow regime: a paradigm for river conservation and restoration. *Bioscience*, 47(11), p. 769-784, 1997.
- POSTEL, S.; RICHTER, B. *Rivers for life: managing water for people and nature*. Island Press. Washington (EUA), 253 p., 2003.
- STEWART, M. D.; BATES, M. D.; ANDERSON, M. G.; PRICE, D. A.; BURT, T. P. Modelling floods in hydrologically complex lowland river reaches. *Journal of Hydrology*, 223, p. 85-106, 1999.
- TUCCI, C. E. M. Hydraulic and Water Quality Model for a River Network. Tese de Doutorado, Colorado State University, EUA, 218 p., 1978.
- TUCCI, C. E. M. Modelos Hidrológicos. 2ª edição. Editora da UFRGS. Porto Alegre. 678 p., 1998.
- TUCCI, C. E. M.; VILLANUEVA, A.; COLLISCHONN, W.; ALLASIA, D. G.; BRAVO, J.; COLLISCHONN, B. Projeto de Implementação de Práticas de Gerenciamento Integrado de Bacia Hidrográfica para o Pantanal e Bacia do Alto Paraguai, Subprojeto 5.4 – Modelo Integrado de Gerenciamento Hidrológico da Bacia do Alto Paraguai, ANA/GEF/PNUMA/OEA, Porto Alegre, 554 p., 2005.
- VERWEY, A. Hydroinformatics support to flood forecasting and flood management. In: The Fourth Inter-Celtic Colloquium on Hydrology and Management of Water Resources, IAHS-AISH, Guimarães (Portugal), 2005.
- WILSON, M.; BATES, P.; ALSDORF, D.; FORSBERG, B.; HORRITT, M. Modeling large-scale inundation of Amazonian seasonally flooded wetlands. *Geophysical Research Letters*, 34, L15404, 2007.

### ***Hydrologic Simulation Of Rivers With Large Floodplains***

#### **ABSTRACT**

*The mathematical simulation of river flow routing has been performed mostly using one-dimensional (1D) models coupled or not with floodplain storage cells. For rivers with large floodplains, the overflow of water from the main channel to the floodplains and the propagation of inundation are the main governing factors of flood wave routing. If the modeling study aims at representing these processes, traditional methods are not adequate. A more recent approach has been proposed, based on coupling a 1D model for channel flow routing and a raster-based model for two-dimensional floodplain inundation routing. This paper presents a computational simulation system developed for this purpose, and its application to the Upper Paraguay river basin. The results obtained show an excellent reproduction of the flow regime in the main channels and the coherent simulation of inundation patterns in space and time. Permanently flooded areas are governed by water exchanged from the main channels, while precipitation plays the key role for the seasonal flood pulse, highlighting the importance of incorporating vertical hydrological processes to floodplain modeling.*

**Key-words:** *hydrologic modeling, Pantanal, flood pulse, computational hydraulics.*