

# MODELO HIDROLÓGICO DA BACIA DO ALTO PARAGUAI

Daniel G.Allasia<sup>1</sup>, Walter Collischonn<sup>1</sup>, Carlos Eduardo Morelli Tucci<sup>1</sup>, Andréa Germano;  
Bruno Collischonn<sup>1</sup>, Nicolás Failache<sup>1</sup>

**Resumo:** Este artigo apresenta algumas etapas do desenvolvimento do Modelo Hidrológico da Bacia do Alto Paraguai, desenvolvido no contexto do projeto Implementação de Práticas de Gerenciamento Integrado de Bacias Hidrográficas para o Pantanal e a Bacia do Alto Paraguai, ou simplesmente, GEF Pantanal. O modelo foi desenvolvido para as principais sub-bacias da região do Planalto, que drenam para a planície Pantaneira: Alto Paraguai, Cuiabá, São Lourenço, Piquiri/Itiquira, Taquari, Aquidauana e Miranda (representando uma área de bacia total da ordem de 140.000km<sup>2</sup>). O modelo será ser utilizado para previsão de vazão em tempo real, previsão de vazão sazonal, estimativa de disponibilidade hídrica em locais sem dados e análise de impactos da construção e operação de múltiplas obras hidráulicas sobre o regime hidrológico. Os resultados obtidos mostraram que um modelo de grandes bacias baseado em características físicas pode apresentar bons resultados e permitir seu uso na estratégia de conjunto de bacias deste porte.

**Abstract :** This paper presents some stages of the development of the Hydrological Model of the Upper Paraguay Basin, developed as a part of the “Integrated Administration Practices Implementation in the Pantanal and High Paraguay Hydrological Basin” project, or simply, “GEF Pantanal”. The model was developed for the main sub-basins of the “planalto” areas, that drain into the Pantanal, i.e., for the rivers Paraguay, Cuiabá, São Lourenço, Piquiri/Itiquira, Taquari, Aquidauana and Miranda (representing a total basin area of about 140,000 km<sup>2</sup>). Applications of the model include real time flow forecast, seasonal flow forecast, estimative of water availability in places with scarce data and analysis of impacts of the construction and operation of multiple hydraulic structures on the hydrological regime. The obtained results showed that a model based on physical characteristics shows good results and allow its use in a strategic development of a basin of this magnitude.

**Palavras chave** – rio Paraguai, BAP, modelo hidrológico

---

<sup>1</sup> Instituto de Pesquisas Hidráulicas – Universidade Federal de Rio Grande do Sul – Av. Bento Gonçalves 9500 - UFRGS, Caixa Postal 15029, CEP 91501-970, Porto Alegre. hidrologia@gmx.net.

## INTRODUÇÃO

O rio Paraguai é um dos principais rios da bacia do Prata, a segunda maior bacia da América do Sul e a quinta maior do mundo. De todos os rios que formam a bacia do Prata, o rio Paraguai é o que penetra mais em direção ao centro do sub-continente. A Bacia do Alto Paraguai (BAP), que finaliza na desembocadura do rio Apa, na fronteira entre Brasil e Paraguai, pode ser dividido em uma região alta, denominada Planalto, e uma região baixa e plana, denominada Pantanal, que é temporariamente e parcialmente inundada pelo rio Paraguai e pelos seus principais afluentes todos os anos (Figura 1).



**Figura 1. Região do Planalto e Pantanal na Bacia do Alto Paraguai (GEF Pantanal, 2003)**

Em toda a região é o ritmo ditado pelas águas que rege a vida natural e também as atividades humanas, que, historicamente, têm sido fortemente influenciadas pelos condicionantes hidrológicos (Costa, 1999).

O Pantanal é utilizado para a pecuária e apresenta também uma grande importância do ponto de vista ecológico e turístico. A baixa densidade demográfica aliada às extensas planícies inundáveis, aos lagos permanentes e temporários e à regularidade dos pulsos de cheia, constitui um excelente refúgio para a fauna.

Eventuais alterações da qualidade da água e do regime hidrológico do Planalto podem ter impactos importantes na região do Pantanal. Entre estas alterações deve ser lembrada a alteração do ciclo de pulsos de cheias pela construção de obras hidráulicas como barragens, cujo impacto individual é pouco perceptível, mas que, em conjunto, podem provocar modificações no regime hidrológico.

As alterações antrópicas sobre a vegetação natural da bacia também podem ter impactos hidrológicos. O Planalto, a partir da década de 1960, passou por profundas modificações causadas pela ocupação humana, especialmente a substituição da vegetação original por pastagens e por cultivos agrícolas. Estas alterações podem ter contribuído para a modificação do regime hidrológico e da produção de sedimentos nas bacias dos rios que correm para o Pantanal (Bordas, 1996).

Nestas últimas décadas, a região também sofreu os impactos da variabilidade climática, passando por um período extremamente seco durante a década de 60 e por um período extremamente úmido a partir do início da década de 1970 (Galdino et al., 1997; Collischonn et al., 2001).

A caracterização de impactos, assim como o desenvolvimento de estudos, é prejudicado pela falta de informação hidrológica. Atualmente, estão em funcionamento na bacia 86 estações fluviométricas e 92 postos pluviométricos, que, em termos de densidade de rede, representa um posto fluviométrico a cada 2.953 km<sup>2</sup> e um posto pluviométrico a cada 2.760 km<sup>2</sup>, que é muito inferior à recomendação da Organização Meteorológica Mundial (OMM), que é de um posto a cada 250 Km<sup>2</sup>, e é inferior até mesmo à densidade recomendada pela OMM para situações de extrema falta de recursos (um posto a cada 1.000 km<sup>2</sup>).

Neste estudo é apresentada a aplicação de um modelo hidrológico distribuído, desenvolvido com formulações físicas, que transforma precipitação observada em vazão para diferentes locais da bacia hidrográfica. Este modelo permitirá melhor gerenciar a bacia hidrográfica quanto a previsão de vazão e a estimativa de disponibilidade hídrica em locais sem informações.

## **O MODELO HIDROLÓGICO**

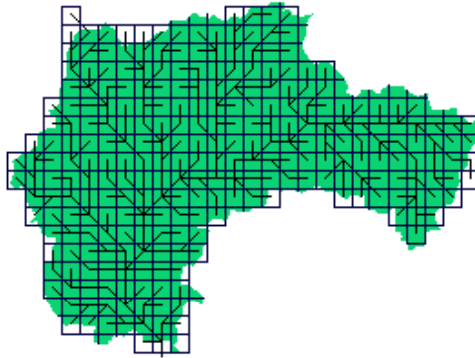
O modelo hidrológico distribuído utilizado é denominado MGB, foi desenvolvido para a simulação de grandes bacias (Collischonn, 2001; Collischonn e Tucci, 2001). A estrutura do modelo, descrito aqui, foi baseada na estrutura dos modelos LARSIM (Bremicker, 1998) e VIC-2L (Wood et al., 1992; Liang et al., 1994; Lohmann et al. 1998), com algumas adaptações. O módulo de balanço de água no solo foi simplificado, o módulo de evapotranspiração foi desenvolvido de acordo com os textos de Shuttleworth (1993) e Wigmosta et al. (1994), e a metodologia de Muskingun-Cunge, na forma descrita por Tucci (1998), foi utilizada no módulo de escoamento na rede de drenagem.

O modelo é composto dos seguintes módulos: balanço de água no solo; evapotranspiração; escoamentos: superficial, sub-superficial e subterrâneo na célula; escoamento na rede de drenagem.

A bacia é sub-dividida em células quadradas ligadas entre si (Figura 2) por canais de drenagem (células de aproximadamente, 10 x 10 Km). Em cada célula as características de uso de solo, cobertura vegetal e tipo de solo sintetizadas nos denominados blocos de uso do solo (Figura

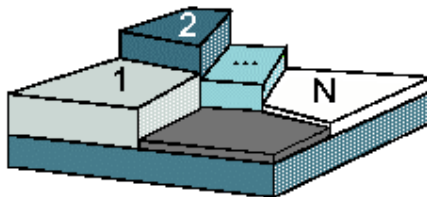
3). Os blocos de uso não consideram a localização de cada tipo de uso dentro da célula. Assim, uma célula pode ter em sua área interna 10% de florestas, 60% de pastagens, 5% de uso urbano e 25% de superfície líquida, como um lago. Cada uma destas frações de uso é denominada bloco. Um bloco é caracterizado por uma série de parâmetros, como o armazenamento máximo no solo e o índice de área foliar (IAF) da vegetação.

Os dois primeiros algoritmos ou módulos do modelo (balanço de água no solo e evapotranspiração) ocorrem em cada bloco de cada célula, o terceiro módulo (escoamento na célula) é o processo horizontal de fluxo no interior da célula até a rede de drenagem e o quarto módulo é o processo horizontal de fluxo ao longo da rede de drenagem.



**Figura 2. Bacia hidrográfica dividida em células quadradas ligadas por linhas representando a rede de drenagem.**

As variáveis precipitação, temperatura, umidade relativa, insolação, velocidade do vento e pressão atmosférica em uma célula são obtidas por interpolação dos postos com dados mais próximos.



**Figura 3. Célula do modelo dividida em N blocos de uso, tipo e cobertura do solo.**

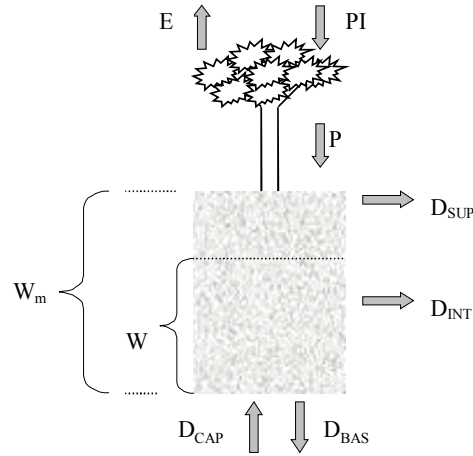
### Balanço de água no solo

O balanço hídrico no solo é realizado de maneira independente para cada bloco de uso, utilizando as características e os parâmetros do bloco. A Figura 4 e a equação 1 descrevem o balanço na camada de solo.

$$W_2 = W + P - T - D_{SUP} - D_{INT} - D_{BAS} + D_{cap} \quad (1)$$

onde:  $W_2$  [mm] é o armazenamento na camada de solo ao final do intervalo de tempo;  $W$  [mm] é o armazenamento na camada de solo ao início do intervalo de tempo;  $P$  [mm] é a precipitação

incidente (PI) menos a interceptação (I) ao longo do intervalo de tempo;  $T$  [mm] é a evapotranspiração da água da camada de solo ao longo do intervalo de tempo;  $D_{SUP}$  [mm] é o escoamento superficial ao longo do intervalo de tempo (drenagem rápida);  $D_{INT}$  [mm] é o escoamento sub-superficial ao longo do intervalo de tempo (drenagem lenta);  $D_{BAS}$  [mm] escoamento subterrâneo ao longo do intervalo de tempo (drenagem muito lenta);  $D_{cap}$  [mm] é o fluxo do reservatório subterrâneo para a camada superficial do solo. O intervalo de tempo considerado é de 1 dia.



**Figura 4. Esquema do balanço de água vertical na camada de solo.**

O chamado “escoamento superficial” é, na realidade, um escoamento rápido, ou direto. O termo  $D_{SUP}$ , que representa o escoamento superficial, é calculado considerando que toda a chuva que cair sobre uma porção de solo já saturada de umidade irá gerar escoamento superficial. O modelo considera que existe uma relação entre  $W$ , que é o estado de armazenamento atual da camada de solo, e a porcentagem de área saturada. Os detalhes desta relação, dos conceitos resultantes e da formulação das equações foram apresentados por Todini (1996).

O escoamento superficial, ou direto, é calculado por:

$$D_{SUP} = P - (W_m - W) \quad (2)$$

quando  $\delta \leq 0$  e por

$$D_{SUP} = P - (W_m - W) + W_m \cdot (\delta)^{b+1} \quad (3)$$

quando  $\delta > 0$

onde

$$\delta = \left[ \left( 1 - \frac{W}{W_m} \right)^{\frac{1}{b+1}} - \frac{P}{(b+1) \cdot W_m} \right]$$

e  $W$  [mm] é o armazenamento na camada do solo;  $W_m$  [mm] é o armazenamento máximo na camada do solo;  $b$  [ - ] é um parâmetro adimensional que representa a não-uniformidade da

capacidade de armazenamento do solo no bloco;  $P$  [mm] é a precipitação menos a interceptação e  $D_{SUP}$  [mm] é o escoamento superficial (drenagem rápida).

O escoamento sub-superficial é obtido por uma relação não linear com o armazenamento na camada de solo (equação 4), baseada na equação da condutividade hidráulica do solo de Brooks e Corey (Rawls et al., 1993).

$$D_{INT} = K_{INT} \cdot \left( \frac{W - W_Z}{W_m - W_Z} \right)^{(3+2/XL)} \quad (4)$$

Nesta relação  $W_Z$  [mm] é o limite de armazenamento para haver escoamento sub-superficial;  $K_{INT}$  [mm] é o parâmetro de escoamento sub-superficial;  $XL$  [-] é o índice de porosidade do solo (parâmetro) e  $D_{INT}$  [mm] é o escoamento sub-superficial. O parâmetro  $K_{INT}$  é calibrado e o índice  $XL$  é fixado em 0,4, que é uma média para diferentes tipos de solo (Rawls et al., 1993).

O escoamento subterrâneo é calculado por uma equação simples, linear com relação ao armazenamento no solo.

$$D_{BAS} = K_{BAS} \cdot \frac{(W - W_c)}{(W_m - W_c)} \quad (5)$$

onde  $W_c$  [mm] é o limite de armazenamento no solo para haver escoamento subterrâneo;  $K_{BAS}$  [mm] é o parâmetro de escoamento subterrâneo e  $D_{BAS}$  [mm] é o escoamento subterrâneo.

Quando  $W$  é menor do que  $W_z$ , não há escoamento sub-superficial, e quando  $W$  é menor do que  $W_c$ , não há escoamento subterrâneo. Normalmente  $W_z$  e  $W_c$  são fixados em um décimo de  $W_m$ , e não são considerados na calibração.

Em alguns casos, quando o armazenamento do solo é baixo, pode ocorrer a transferência de água do reservatório subterrâneo para a camada de solo. Esta possibilidade visa permitir ao modelo simular situações em que as águas subterrâneas voltem a ser disponibilizadas para a evapotranspiração. A equação 3.6 descreve o fluxo ascendente.

$$D_{cap} = \frac{W_c - W}{W_c} \cdot DM_{cap} \quad (6)$$

onde:  $W_c$  [mm] é o limite de armazenamento para haver fluxo ascendente;  $D_{cap}$  [mm] fluxo ascendente e  $DM_{cap}$  [mm] máximo fluxo ascendente para o solo (parâmetro do modelo).

### **Evapotranspiração**

O modelo calcula a evaporação e transpiração pela equação de Penman – Monteith, de modo semelhante ao utilizado por Wigmosta et al. (1994). Esta formulação tem uma forte base física, o que permite representar as alterações de evapotranspiração associadas às mudanças de uso do solo, embora para isso sejam necessários dados específicos para cada tipo de vegetação, que não estão normalmente disponíveis.

### Escoamento na célula

Os termos  $D_{SUP}$ ,  $D_{INT}$  e  $D_{BAS}$ , referem-se ao escoamento que deixa a camada de solo, conforme mostra a Figura 5. Este escoamento não atinge instantaneamente a rede de drenagem, mas sofre retardo e amortecimento ainda no interior da célula. Estes efeitos são representados no modelo pela passagem do escoamento por reservatórios lineares, conforme a Figura 5. O escoamento superficial vai para o reservatório superficial, o escoamento sub-superficial vai para o reservatório sub-superficial e o escoamento subterrâneo vai para o reservatório subterrâneo. É nestes reservatórios que o escoamento dos diferentes blocos de uso e cobertura vegetal se encontram.

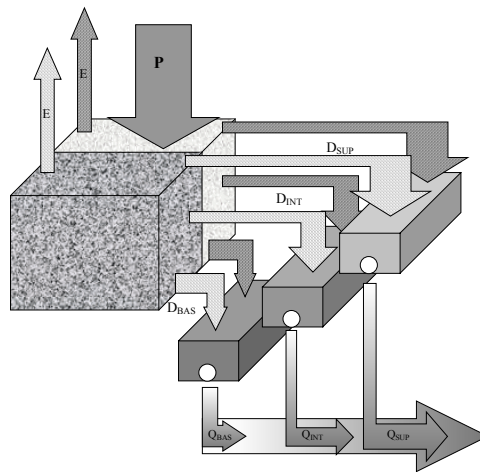
Cada um dos reservatórios é representado matematicamente por uma equação de reservatório linear simples. A soma dos valores de  $Q_{SUP}$ ,  $Q_{INT}$  e  $Q_{BAS}$  é o escoamento da célula.

$$Q_{SUP} = \frac{1}{TK_S} \cdot V_{SUP} \quad (7)$$

$$Q_{INT} = \frac{1}{TK_I} \cdot V_{INT} \quad (8)$$

$$Q_{BAS} = \frac{1}{TK_B} \cdot V_{BAS} \quad (9)$$

onde  $Q_{SUP}$  [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ] é a vazão de saída do reservatório superficial;  $Q_{INT}$  [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ] é a vazão de saída do reservatório sub-superficial;  $Q_{BAS}$  [ $m^3 \cdot s^{-1}$ ] é a vazão de saída do reservatório subterrâneo;  $V_{SUP}$  [ $m^3$ ] é o volume no reservatório superficial;  $V_{INT}$  [ $m^3$ ] é o volume no reservatório sub-superficial;  $V_{BAS}$  [ $m^3$ ] é o volume no reservatório subterrâneo;  $TK_S$  [s] parâmetro de retardo do reservatório superficial;  $TK_I$  [s] parâmetro de retardo do reservatório sub-superficial;  $TK_B$  [s] parâmetro de retardo do reservatório subterrâneo.



**Figura 5. Esquema de escoamento no interior de uma célula com dois blocos.**

O valor do parâmetro  $TK_B$  pode ser obtido analisando os períodos de recessão do hidrograma e em alguns locais da bacia. As equações 10 e 11 mostram como é obtido o valor de  $TK_B$  a partir de dados observados.

$$TK_B = C_B \cdot 86400 \quad (10)$$

$$C_B = \frac{ND}{\ln\left(\frac{Q_{ND}}{Q_0}\right)} \quad (11)$$

onde  $C_B$  [dias] é o parâmetro de retardo do reservatório subterrâneo;  $ND$  é o número de dias do período de recessão do hidrograma;  $Q_0$  é a vazão no início da recessão e  $Q_{ND}$  é a vazão no final da recessão.

Os valores de  $TK_S$  e  $TK_I$  são obtidos considerando as características do relevo no interior da célula. A calibração é complementar a um processo de regionalização, proposto por Bremicker (1998), que relaciona os parâmetros de retardo às características do relevo no interior da célula. Para isto é necessário contar com um modelo numérico do terreno com resolução espacial bastante inferior à resolução espacial do modelo hidrológico.

Nas aplicações apresentadas neste trabalho, a resolução do modelo hidrológico é de 10 x 10 Km, enquanto a resolução dos modelos numéricos do terreno (MNT) é de 1 x 1 Km ou 100 x 100 m. Para cada célula do modelo é calculado um tempo de retardo característico, que é corrigido durante a calibração por um coeficiente de ajuste adimensional. O tempo de retardo característico é obtido pela equação de Kirpich, utilizando a diferença entre o ponto mais alto e o mais baixo do MNT encontrados dentro da célula do modelo considerada.

$$TK_S = C_S \cdot T_{ind} \quad (12)$$

$$TK_I = C_I \cdot T_{ind} \quad (13)$$

onde:  $T_{ind}$  [s] é o tempo de retardo característico da célula;  $C_S$  é um parâmetro adimensional para calibração do escoamento superficial e  $C_I$  é um parâmetro adimensional para calibração do escoamento sub-superficial.

$$T_{ind} = 3600 \cdot \left(0,868 \cdot \frac{L^3}{\Delta H}\right)^{0,385} \quad (14)$$

onde  $L$  [Km] é a largura da célula e  $\Delta H$  [m] é a diferença de altura entre os extremos mais alto e mais baixo da célula.

Os tempos de retardo do escoamento no interior da célula nada tem a ver com a propagação ao longo da célula. As equações 10 a 12 servem para calcular a propagação do escoamento gerado no interior da célula. A propagação através dos principais rios é realizada de forma independente como se descreve a seguir.



## **Escoamento na rede de drenagem**

O modelo realiza a propagação nos trechos de rio utilizando o método de Muskingum-Cunge (Tucci, 1998), que relaciona a vazão de saída de um trecho de rio em um intervalo de tempo qualquer, às vazões de entrada e saída no intervalo de tempo anterior e à vazão de entrada no intervalo atual.

Os parâmetros do modelo Muskingum-Cunge são calculados com base nos dados de comprimento, declividade, rugosidade e largura média dos trechos de rio. O comprimento e a declividade são obtidos de mapas topográficos. A largura é obtida com base em uma relação com a área de drenagem válida para a bacia e a rugosidade é estimada com base em observações locais, fotografias e informações sobre material do leito.

O intervalo de tempo diário utilizado no modelo é sub-dividido em intervalos menores durante a propagação por Muskingum-Cunge na rede de drenagem, considerando o intervalo de tempo ideal para a propagação apresentar precisão no tempo viagem e no amortecimento do hidrograma, conforme descrito em Tucci (1998).

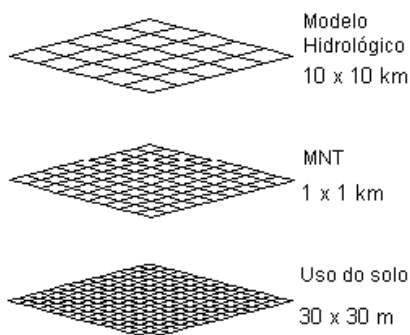
## **Preparação de dados de entrada**

Um modelo distribuído utiliza, em geral, uma grande quantidade de dados, que o torna difícil de manipular. Os dados de entrada de um modelo distribuído podem ser obtidos de fontes como imagens de satélites e modelos digitais do terreno, e é praticamente indispensável o uso de um SIG (Sistema de Informações Geográficas) para o processamento dos dados de entrada, mesmo que a simulação não ocorra dentro do ambiente do SIG (Mendes, 1996).

Boa parte do trabalho de preparação de dados é o processamento de imagens de sensoriamento remoto e de arquivos georeferenciados, porém nem todas as funções necessárias para a execução deste processamento estão disponíveis em programas comerciais de SIG. Ao longo deste trabalho foi utilizado o programa IDRISI (Eastman, 1995) para o tratamento e classificação de imagens e para operações simples com planos de informação. Para outras etapas do processamento de dados georeferenciados foram desenvolvidos programas específicos ou aperfeiçoadas rotinas já utilizadas pelos autores (Collischonn et al., 1999), não disponíveis na versão do IDRISI utilizada.

Os dados utilizados pelo modelo, como imagens de sensoriamento remoto classificadas e modelos numéricos do terreno (MNT), estão disponíveis, normalmente, com uma resolução espacial superior àquela utilizada no modelo (Figura 6). Por exemplo, enquanto o modelo utiliza células de 10 x 10 Km, aproximadamente, as imagens LANDSAT TM estão disponíveis em resolução de 30 x 30 m, e o MNT disponibilizado pela Agência Atmosférica e Oceânica dos Estados Unidos (NOAA), para o mundo inteiro, tem células de 1 x 1 Km. Considerando estas resoluções, dentro de uma célula

do modelo existem cerca de 100.000 informações sobre o uso do solo e 100 informações sobre a altitude do terreno.



**Figura 6. Resolução do modelo hidrológico frente à resolução das informações utilizadas.**

A variabilidade topográfica, interna a uma célula do modelo, é informada ao modelo através dos valores de altitude máxima e mínima existentes no MNT na área da célula.

Desta forma a informação disponível em resolução maior é levada em conta, e não é desperdiçada, e a resolução do modelo hidrológico distribuído é mantida em valores adequados para a simulação de grandes bacias, mesmo em microcomputadores.

### **Calibração dos parâmetros do modelo**

Existem dois tipos de parâmetros no modelo: fixos e calibráveis. Os parâmetros fixos têm valores que podem ser medidos ou que não interferem profundamente nos resultados. O índice de área foliar (IAF), por exemplo, é considerado um parâmetro fixo. Os valores do IAF são obtidos da bibliografia, e não podem ser calibrados, embora apresentem variação ao longo do tempo. O índice de porosidade do solo (XL) é considerado um parâmetro fixo porque exerce pouca influência sobre os resultados.

Os parâmetros do modelo que não são considerados fixos, podem ser calibrados por bloco e por sub-bacia. Isto significa que é possível modificar um parâmetro, como o armazenamento máximo no solo ( $W_m$ ), do bloco de uso florestas, por exemplo, em todas as células de uma determinada sub-bacia. Em outras palavras, todas as células de uma sub-bacia têm o mesmo valor do parâmetro de um determinado bloco.

As sub-bacias são escolhidas de acordo com a disponibilidade de dados fluviométricos, pois são os dados fluviométricos que permitem a calibração dos parâmetros.

Os parâmetros considerados na calibração são:  $C_S$  e  $C_I$ ;  $K_{INT}$ ;  $K_{BAS}$ ;  $W_m$  e  $b$ . Em algumas situações também são incluídos neste grupo os parâmetros  $W_c$  e  $DM_{CAP}$ .

A calibração do modelo hidrológico foi realizada utilizando o algoritmo MOCOM-UA (Yapo et al, 1998), que considera múltiplos objetivos, o que é especialmente interessante em modelos

distribuídos de grandes bacias, porque nestes modelos é possível comparar os resultados em diferentes pontos na bacia.

A qualidade da calibração é verificada em todos os locais com dados disponíveis pela obtenção de valores de duas funções objetivo: o coeficiente de Nash das vazões calculadas e observadas ( $R^2$ ) e a diferença entre volumes calculados e observados ( $\Delta V$ ). As equações abaixo apresentam a definição destas funções:

$$R^2 = 1 - \frac{\sum (Q_{obs}(t) - Q_{cal}(t))^2}{\sum (Q_{obs}(t) - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (15)$$

$$R^2_{log} = 1 - \frac{\sum (\text{Log } Q_{obs}(t) - \text{Log } Q_{cal}(t))^2}{\sum (\text{Log } Q_{obs}(t) - \overline{\text{Log } Q_{obs}(t)})^2} \quad (16)$$

$$\Delta V = \frac{\sum (Q_{cal}(t)) - \sum (Q_{obs}(t))}{\sum (Q_{obs}(t))} \quad (17)$$

onde:  $Q_{obs}(t)$  é a vazão observada no intervalo de tempo  $t$ ;  $Q_{cal}(t)$  é a vazão calculada no intervalo de tempo  $t$ ; e  $\Sigma$  indica o somatório para todos os intervalos de tempo  $t$ .

## RESULTADOS

### Dados das bacias hidrográficas

As características pedológicas das bacias analisadas foram obtidas a partir das informações contidas nos volumes 25, 26 e 27, do Projeto RADAMBRASIL (Ministério das Minas e Energia, 1983).

Do ponto de vista do comportamento hidrológico, os principais solos da bacia são as areias quartzosas, os latossolos, os podzois, os cambissolos e os solos litólicos.

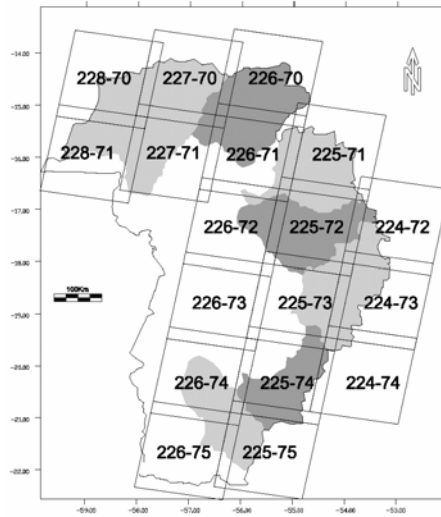
Os solos litólicos são especialmente interessantes do ponto de vista hidrológico porque são rasos, pouco permeáveis e porque ocorrem em áreas de grande declividade. Em consequência estes solos geram grande quantidade de escoamento superficial, que chega rapidamente aos rios e contribui fortemente com os principais picos de cheia.

Os solos mais profundos, como os latossolos e as areias quartzosas, por outro lado, apresentam um comportamento hidrológico oposto, gerando pouco ou nenhum escoamento superficial e muito escoamento de base. Em áreas planas e de solos profundos, como as áreas dos latossolos que ocorrem no topo das chapadas, não há evidência de escoamento superficial. Isto significa que a fração de água da chuva que não é devolvida à atmosfera por evapotranspiração infiltra no solo até camadas mais profundas, indo recarregar o aquífero.

Existe uma forte relação entre os tipos de solos e os usos do solo na BAP. As regiões de latossolo, por exemplo, são quase totalmente utilizadas para a agricultura. As áreas de areias

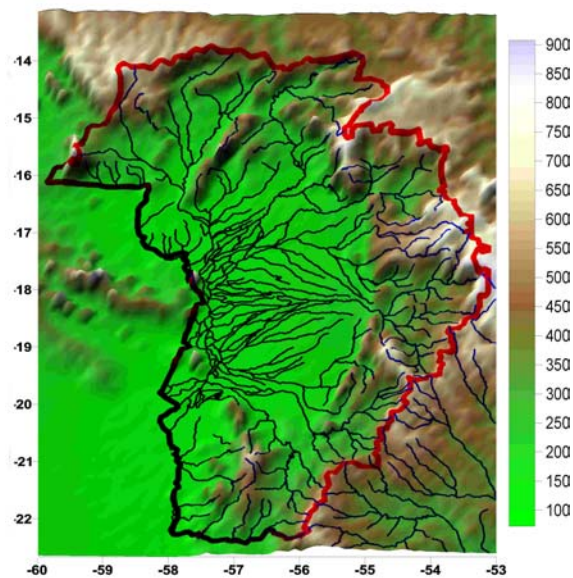
quartzosas e de cambissolos são utilizadas para a pecuária e, em alguns casos, permanecem com a cobertura original de cerrado.

Para análise da cobertura foram utilizadas imagens de satélite Landsat TM e ETM, de resolução 30m, a partir do banco de dados *Global Land Cover Facility* da Universidade de Maryland (disponível em <http://glcf.umiacs.umd.edu>). Foram coletadas imagens de toda extensão da bacia do Alto Paraguai com datas entre 1986 e 2003 (Figura 7).



**Figura 7. Cobertura das imagens de satélite na BAP.**

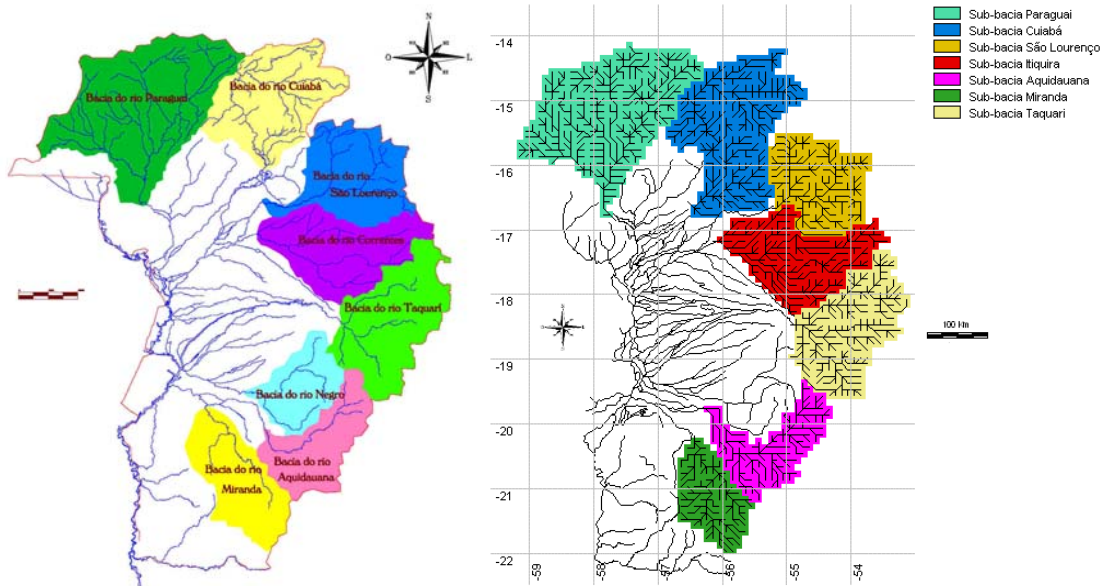
As informações topográficas foram obtidas do modelo numérico do terreno, em resolução de 90 m, obtido a partir de altimetria via radar, realizada e disponibilizada pela NASA (<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>).



**Figura 8. Relevo da Bacia do Alto Paraguai.**

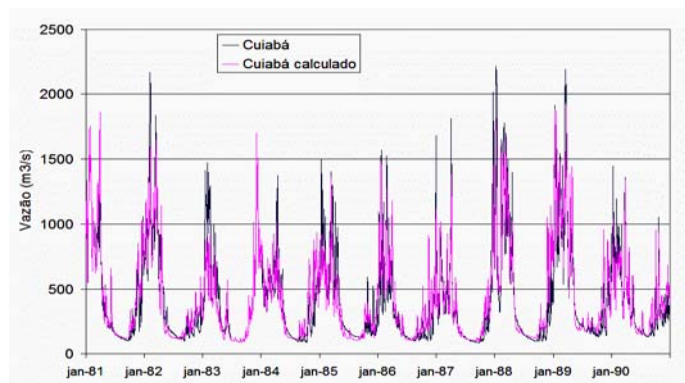
## Calibração do modelo

O modelo foi calibrado independentemente para cada uma das macrobacias do Planalto da BAP: Alto Paraguai, Cuiabá, São Lourenço, Piquiri/Itiquira, Taquari, Aquidauana e Miranda (Figura 9), utilizando sempre o período de tempo com melhor conjunto de dados hidrológicos disponíveis.



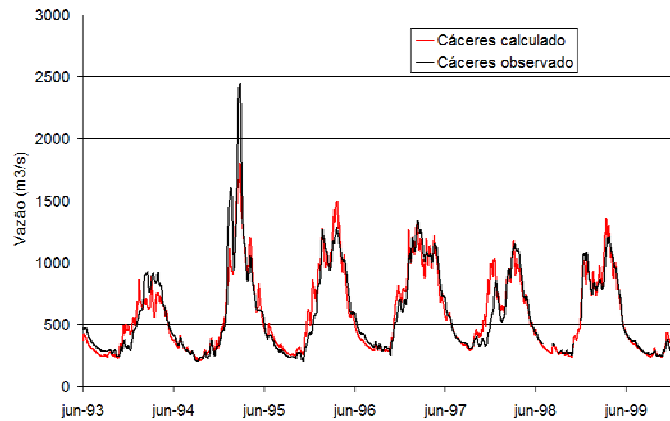
**Figura 9. Macrobacias do Planalto da BAP e discretização adotada.**

O modelo foi calibrado na Bacia do Rio Cuiabá no período de janeiro de 1980 a dezembro de 1990. Na Figura 10 são apresentados os hidrogramas calculado e observado no rio Cuiabá em Cuiabá, no período de abril de 1981 a dezembro de 1990. O comportamento geral do hidrograma é razoavelmente bem ajustado, embora a influência da escassez de dados pluviométricos possa ser percebida claramente nos casos de picos de vazão mal ajustados.



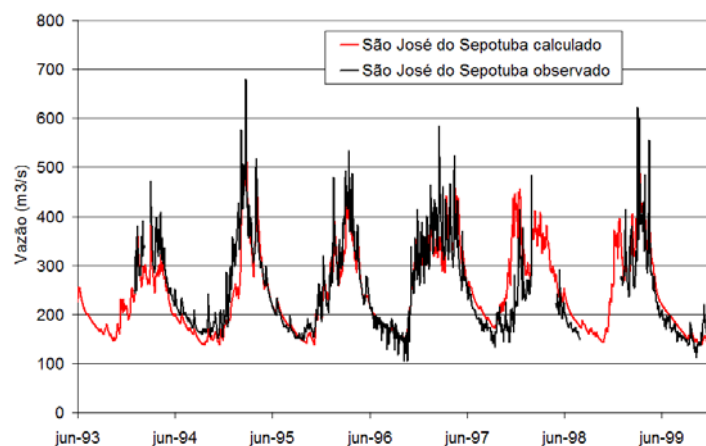
**Figura 10. Hidrogramas de vazão diária calculada e observada do rio Cuiabá em Cuiabá, de abril de 1981 a dezembro de 1990.**

Na Figura 11 são apresentados os hidrogramas calculado e observado no rio Paraguai no posto fluviométrico de Cáceres, no período de junho de 1993 a dezembro de 1999. O comportamento geral do hidrograma é muito bem ajustado, embora a maior cheia deste período, ocorrida em 1995, tenha sido mal reproduzida.



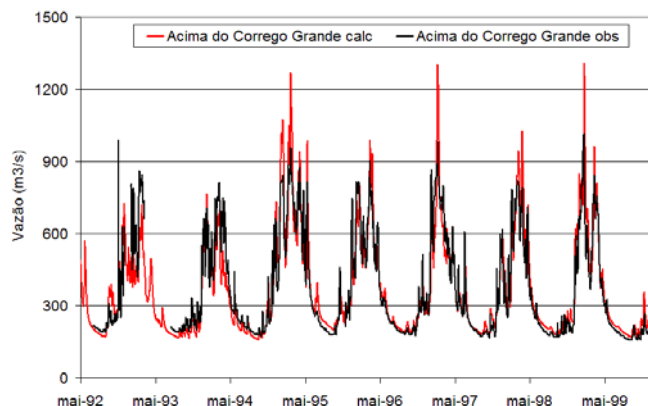
**Figura 11. Hidrogramas de vazão diária calculada e observada do rio Paraguai no posto Cáceres, de maio de 1993 a dezembro de 1999.**

O rio Sepotuba apresenta um comportamento hidrológico bastante diferenciado do rio Paraguai. A vazão de base no rio Sepotuba, sustentada pelos aquíferos, é relativamente mais alta do que nas outras bacias da região. Os hidrogramas observados do rio Sepotuba mostram flutuações artificiais da vazão, resultantes da operação de uma ou mais PCHs, não incluídas por falta de dados sobre a sua operação. Mesmo assim, os resultados da calibração do modelo nesta bacia são aceitáveis, como se observa na Figura 12.



**Figura 12. Hidrogramas de vazão diária calculada e observada do rio Sepotuba no posto São José do Sepotuba, de junho de 1993 a dezembro de 1999.**

Na Figura 13 são apresentados os hidrogramas calculado e observado no rio São Lourenço, no posto Acima do Córrego Grande, no período de abril de 1992 a dezembro de 1999. O comportamento geral do hidrograma é bem ajustado, embora ocorra superestimativa das vazões máximas. Isto ocorre, em parte, porque a curva chave do posto Acima de Córrego Grande não é bem definida para vazões acima de  $800 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ , que correspondem à cota em que inicia o transbordamento da seção.



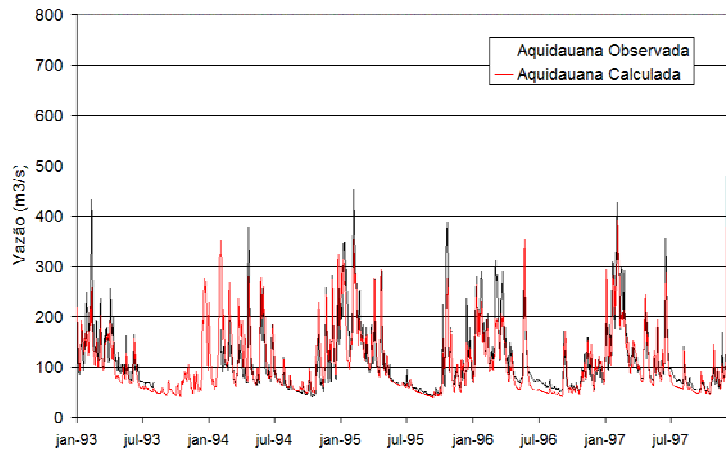
**Figura 13. Hidrogramas de vazão diária calculada e observada do rio São Lourenço no posto Acima do Córrego Grande, de maio de 1992 a dezembro de 1999.**

Na Figura 14 são apresentados os hidrogramas calculado e observado no rio Aquidauana em Aquidauana, no período de janeiro de 1993 a dezembro de 1997. O comportamento geral do hidrograma é razoavelmente bem ajustado. Por exemplo, o maior pico de cheia deste período, ocorrido no dia 5 de dezembro de 1997, foi muito bem reproduzido no hidrograma calculado.

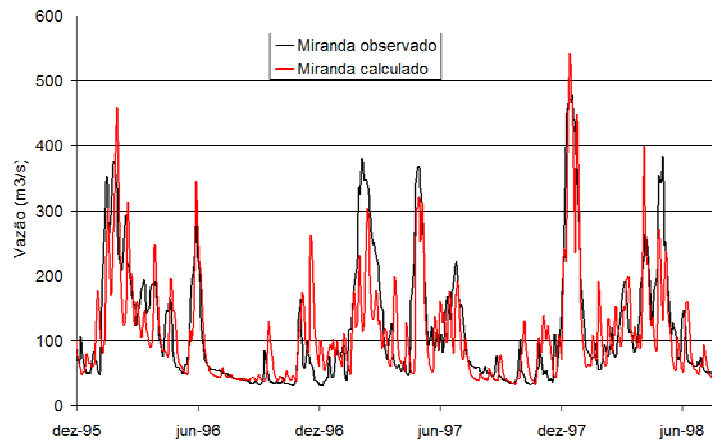
Na Figura 15 são apresentados os hidrogramas calculado e observado no rio Miranda no posto fluviométrico da cidade de Miranda, no período de dezembro de 1995 a julho de 1998. Observa-se que a sazonalidade das vazões não é tão clara como nas bacias localizadas mais ao norte, como a do rio Cuiabá e a do rio Paraguai, por exemplo. Alguns picos de vazão são superestimados e outros são subestimados, o que é, possivelmente, consequência da má qualidade dos dados de chuva e da baixa densidade dos postos pluviométricos na bacia.

### **APLICAÇÕES POTENCIAIS**

O gerenciamento dos recursos hídricos da bacia do rio Paraguai necessita de ferramentas que permitam a melhoria das informações para a tomada de decisão quanto à outorga do uso da água, identificar os impactos resultantes dos usos e para o alerta de inundações ribeirinhas. O modelo hidrológico MGB, cuja calibração nas bacias do Planalto foi apresentada neste artigo, é uma das ferramentas que pode ser utilizada neste contexto. As aplicações potenciais identificadas para o modelo são descritas nos itens seguintes.



**Figura 14. Hidrogramas de vazão diária calculada e observada do rio Aquidauana em Aquidauana, de janeiro de 1993 a dezembro de 1997.**



**Figura 15. Hidrogramas de vazão diária calculada e observada do rio Miranda em Miranda, de dezembro de 1995 a agosto de 1998.**

### **Aplicações para avaliar disponibilidade de água em processos de outorga**

O gerenciamento deste recurso exige o conhecimento da sua disponibilidade e de como esta disponibilidade varia no tempo e no espaço. Um dos instrumentos que vem sendo utilizados no gerenciamento de recursos hídricos no Brasil é a outorga

No processo de outorga é necessário conhecer a disponibilidade hídrica em uma determinada seção de um rio. Esta disponibilidade depende das características do rio e da bacia e dos usos consuntivos existentes a montante. A disponibilidade também é limitada pelos usos já outorgados a jusante e montante, e pela vazão que deve ser deixada no rio para a sustentabilidade dos ecossistemas.

Os dados de vazão são medidos em postos fluviométricos relativamente dispersos pela bacia. Raramente existe um posto fluviométrico, com série relativamente longa, nas proximidades do ponto em que a informação de disponibilidade é desejada. Para suprir esta carência de dados no local desejado, normalmente se utiliza alguma metodologia de regionalização de vazões. A



regionalização de vazões pode ser uma simples relação linear entre a vazão e a área ou uma relação mais completa, envolvendo outras variáveis além da área, como a precipitação média anual, e a declividade da bacia (Tucci, 2002).

Uma forma alternativa de estimar vazões em locais sem dados é utilizar um modelo hidrológico distribuído de base física, que pode ser calibrado utilizando séries de vazão em locais com dados, e pode ser utilizado para gerar séries de vazão em qualquer ponto da bacia. As vantagens desta abordagem são:

- considerar a influência das mesmas variáveis normalmente utilizadas na regionalização (área de drenagem, precipitação média anual) e, ainda, outras variáveis introduzidas no modelo, como tipos de solos, tipos de vegetação, relevo e características geológicas;
- utilizar, no processo de calibração, séries vazão fragmentadas, aumentando, assim, o conjunto de dados de vazão incluídos no processo de regionalização.

Em aplicações anteriores do modelo MGB em outras bacias, a sua utilização como ferramenta de regionalização foi testada com resultados bastante satisfatórios, considerando vazões de referência como a  $Q_{90}$  e a  $Q_{50}$  (Collischonn e Tucci, 2004).

### **Aplicações para avaliar impactos no regime hidrológico**

O Pantanal é uma região extraordinariamente dependente do regime hidrológico. O ecossistema da região depende das cheias e estiagens que ocorrem ciclicamente. Quaisquer alterações no regime hidrológico das bacias do planalto deverão ter como consequência mudanças no padrão sazonal de cheias e vazantes no Pantanal.

A implementação de uma obra como uma usina hidrelétrica requer um estudo de impacto ambiental bastante detalhado. Entretanto, não é conhecido o impacto de um conjunto de pequenas obras distribuídas em diversos rios da bacia.

Os reservatórios existentes e planejados podem ser incluídos no modelo hidrológico desenvolvido e apresentado neste trabalho, e a sua operação poderá ser simulada, permitindo, desta forma, gerar cenários de alterações do regime hidrológico dos principais afluentes ao Pantanal.

Da mesma forma podem ser avaliados os impactos decorrentes das mudanças de uso do solo na bacia. Neste caso a incerteza é maior, em função da falta de dados sobre o comportamento hidrológico dos diferentes solos e dos diferentes tipos de vegetação (natural e plantada).

### **Aplicações para simular a qualidade da água em grande escala**

Algumas bacias do Planalto passam por um processo de deterioração da qualidade da água dos principais rios. Este é o caso, por exemplo, do rio Cuiabá e do rio Miranda e seus afluentes.

Estes rios recebem grandes quantidades de poluentes oriundos de fontes pontuais (lançamentos de esgotos industriais ou domésticos) e de fontes difusas (nutrientes e coliformes originados pelo escoamento superficial em áreas agrícolas e urbanas). O modelo hidrológico MGB pode ser adaptado para simular, em conjunto com a quantidade de água, a sua qualidade. Uma recente aplicação do modelo foi realizada simulando as características da qualidade d'água (OD, DBO, Nitrogênio, Fósforo e Coliformes fecais) proveniente de fontes difusas e pontuais na bacia do rio Taquari – Antas, no RS (Larentis et al., 2003). Neste caso pode-se avaliar impactos na qualidade da água através de cenários de crescimento ou redução de fontes de poluição, ou cenários de inclusão de reservatórios nos rios da bacia.

### **Aplicações para previsão de vazões e níveis**

Algumas regiões da BAP sofrem com as inundações, tanto em áreas urbanas como em áreas rurais. Os prejuízos destas inundações podem ser reduzidos significativamente mediante um sistema de previsão de vazões em tempo real. Adicionalmente, o sistema pode ser utilizado nas estiagens para previsão de níveis para navegação, permitindo a navegação com segurança.

Uma outra aplicação possível é a utilização do modelo a fim de prever a vazão afluente aos reservatórios da bacia, otimizando o uso d'água e a produção de energia.

A previsão gerada pelo MGB pode ser melhorada significativamente se o modelo é utilizado em conjunto com um modelo de previsão climática, como realizado anteriormente (Andreoli, 2003), permitindo o aumento da antecedência da previsão e dispondo de mais tempo para a tomada de decisões.

### **CONCLUSÕES**

Este trabalho apresenta algumas etapas do desenvolvimento de um modelo hidrológico para a bacia do Alto Paraguai. O modelo foi aplicado e calibrado com sucesso para as bacias do Planalto da BAP. O modelo MGB foi capaz de reproduzir satisfatoriamente os hidrogramas nas distintas bacias, mostrando-se extremamente útil na previsão de vazões em locais sem dados, embora existam sérias carências de dados de chuva na bacia.

A estrutura flexível do modelo permitirá a sua utilização como ferramenta de gerenciamento em uma grande quantidade de problemas, como a quantificação dos impactos resultantes dos usos e obras hidráulicas, permitir a melhoria das informações para a tomada de decisão quanto à outorga do uso da água, alerta de inundações ribeirinhas, gerenciamento da navegação, avaliação da qualidade d'água e impactos da mudança no uso do solo.

## Referências bibliográficas

- Andreolli, I. 2003 *Previsão de vazão em tempo real com base na previsão meteorológica na bacia do rio Uruguai*. Dissertação de mestrado. IPH UFRGS. Porto Alegre.
- Bordas, M. P. 1996 The Pantanal: An ecosystem in need of protection. *International Journal of Sediment Research* Vol. 11 No. 3 pp. 34-39.
- Bremicker, M. 1998 *Aufbau eines Wasserhaushaltsmodells für das Weser und das Ostsee Einzugsgebiet als Baustein eines Atmosphären-Hydrologie-Modells*. Dissertation Doktorgrad, Geowissenschaftlicher Fakultät der Albert-Ludwigs-Universität. Freiburg. Juli.
- Collischonn, W. 2001 *Simulação hidrológica de grandes bacias*. Tese de Doutorado. IPH – UFRGS.
- Collischonn, W.; Tucci, C. E. M. 2001 Simulação hidrológica de grandes bacias. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*. Vol. 6 No. 1.
- Costa, M. F. 1999 *História de um país inexistente: O Pantanal entre os séculos XVI e XVIII*. Kosmos, São Paulo, 277pp.
- Galdino, S.; Clarke, R. T.; Padovani, C.R.; Soriano, B. M. A.; Vieira, L. M. 1997 Evolução do regime hidrológico na planície do baixo curso do rio Taquari – pantanal. *Anais xii simpósio brasileiro de recursos hídricos*, vitória es.
- GEF PANTANAL, 2003. Site do projeto. <http://www.ana.gov.br/gefap/>
- Larentis, D.; Collischonn, W.; Tucci, C. E. M.; Cobalchini, M. S. 2003 Modelo de qualidade de água para planejamento em grandes bacias. *XV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. Curitiba, 13p.
- Liang, X.; Lettenmaier, D. P.; Wood, E. F.; Burges, S. J. 1994 A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. D7, pp. 14415-14428.
- Lohmann, D.; Raschke, E; Nijssen, B.; Lettenmaier, D. P. 1998 Regional scale hydrology: I. Formulation of the VIC-2L model coupled to a routing model. *Hydrological Sciences Journal*, Vol. 43 No. 1; pp. 131-141.
- Mato Grosso do Sul, 2000 *Qualidade das águas superficiais da bacia do Alto Paraguai 1996 – Relatório Técnico*. Governo do Estado do MS. Campo Grande, 145 p.
- Mendes, C. A. B. 1996 *Modelling of pollutant distribution in surface runoff in ungauged catchments using geographical information systems*. Thesis. Department of Geography, University of Bristol. Bristol.
- Rawls, W. J.; Ahuja, L. R.; Brakensiek, D. L.; Shirmohammadi, A. 1993 *Infiltration and soil water movement* In: Maidment, D. *Handbook of hydrology*.

- Shuttleworth, W. J. 1993 *Evaporation* In: Maidment, D. R. *Handbook of hydrology* McGraw-Hill  
New York
- Todini, E. 1996. The ARNO rainfall – runoff model. *Journal of Hydrology*, Vol. 175 pp. 293-338.
- Tucci, C. E. M. 1998. *Modelos hidrológicos*. ABRH Editora da UFRGS. Porto Alegre. 669p.
- Tucci, C. E. M. 2002. Regionalização de vazões. Editora da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 256pp.
- Wigmosta, M. S.; Vail, L. W.; Lettenmaier, D. P. 1994 A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resources Research* Vol 30 No. 6 pp. 1665-1679.