

Modelo Hidrológico com Atualização de Estado Parte I: Modelagem Hidrológica

Ricardo Krauskopf Neto

Itaipu Binacional e Unioeste – PR

rkraus@itaipu.gov.br

Alexandre K. Guetter, Miriam Rita Moro Mine

Universidade Federal do Paraná

guetter.dhs@ufpr.br ; mrmine.dhs@ufpr.br

Recebido: 28/11/06 - revisado: 03/04/07 - aceito: 04/07/07

RESUMO

Este artigo apresenta parte dos principais resultados da dissertação de mestrado de Ricardo Krauskopf Neto, onde o modelo hidrológico chuva-vazão-propagação 3R foi usado para simular os processos hidrológicos em uma grande bacia no Estado do Paraná que contribui para o reservatório de Itaipu. O modelo 3R destina-se à simulação da vazão em grandes bacias a partir dos dados de chuva e evapotranspiração, sendo uma adaptação do modelo hidrológico operacional do US National Weather Service. A principal adaptação consistiu na redução, no modelo 3R, de cinco sub-camadas para duas camadas de solo, que simulam os processos de escoamento superficial, sub-superficial, percolação, evapotranspiração, de base e recarga do aquífero. A adaptação restringe a aplicação do modelo 3R a bacias maiores do que 2000 km², mas facilita o acoplamento de um componente de atualização de estado em tempo real que melhora significativamente a acurácia da previsão hidrológica de curto prazo. O estimador de estado assimila a vazão observada no exutório da bacia e a partir dela estima os erros associados aos dados de entrada e as incertezas na estrutura e nos parâmetros do modelo 3R, produzindo estados atualizados que melhoram a qualidade das previsões hidrológicas. Este artigo descreve o modelo 3R e sua aplicação à bacia do rio Ivaí, incluindo a descrição do procedimento de calibração e a avaliação dos erros de simulação hidrológica. No artigo seqüente (Parte II) são apresentados o estimador de estado, sua calibração e a avaliação do aumento da acurácia da previsão hidrológica.

Palavras-chave: *modelo hidrológico chuva-vazão-propagação; estimador de estado; Rio Ivaí.*

INTRODUÇÃO

O monitoramento da chuva e da vazão em uma bacia, associado a um modelo chuva-vazão-propagação calibrado com séries históricas, são componentes típicos de sistemas de previsão hidrológica aplicados às bacias do sistema elétrico brasileiro. Esperam-se erros nas previsões de vazão devidos aos seguintes fatores: (1) erros nas observações de vazão e precipitação; (2) erros na estimativa da chuva média sobre a bacia; (3) erros na formulação do modelo; (4) incerteza na estimativa dos parâmetros, devido às incertezas e inconsistências dos dados; (5) erros na estimativa de evaporação potencial. Por exemplo, havendo um viés para subestimar a chuva média na bacia, erros nas previsões de vazão se acumularão no tempo, em função da incapacida-

de do modelo chuva-vazão em reproduzir adequadamente o armazenamento da água no solo.

Embora não haja forma de se controlar a magnitude dos erros de dados de entrada e na estrutura e parâmetros do modelo, é possível minimizar seus impactos na previsão de vazões, pela assimilação da vazão observada em tempo real para atualizar os estados do modelo (armazenamentos dos reservatórios de solo e de propagação em canal) para o próximo passo de previsão. Com isto, se buscam eliminar os erros acumulados nos estados durante o período anterior ao da simulação. O dispositivo temático que realiza esta atualização é denominado estimador de estado. Os erros de todas as fontes são quantificados com base nas diferenças entre a vazão calculada pelo modelo e a vazão observada a cada passo de tempo.

Assim, em um modelo hidrológico chuva-vazão-propagação, a função do estimador de estado

é definir o conjunto de armazenamentos, no solo e no esquema de propagação, que geraria a simulação de vazão pelo modelo mais próxima da vazão observada no rio. A redução das diferenças entre as vazões simuladas e observadas não é tarefa trivial, devido à forte não-linearidade dos processos do ciclo hidrológico e às inúmeras fontes de erro que podem contaminar o processo.

Neste estudo foi desenvolvido um filtro de Kalman, que é um estimador de estado de mínima variância, para que se produza automaticamente, a partir dos dados observado e previsto de vazão, a melhor estimativa do estado (armazenamentos) real da bacia, para uso do modelo chuva-vazão-propagação 3R (Guetter et al., 1996).

O estudo está apresentado em dois artigos, sendo que neste se descrevem a bacia, a formulação e calibração do modelo hidrológico 3R e a análise das vazões simuladas. No segundo artigo se detalha a formulação do estimador de estado, o procedimento para calibração dos seus parâmetros e se analisam os ganhos de acurácia na previsão de vazões de curto prazo com a utilização do estimador de estado.

Os artigos apresentam os principais resultados da dissertação de mestrado de Ricardo Krauskopf Neto (Krauskopf Neto, 2005), que está disponível, via internet, na biblioteca digital da Universidade Federal do Paraná (UFPR) e onde todos os assuntos tratados nestes artigos foram abordados com maior detalhamento.

BACIA DO RIO IVAÍ

A seleção da bacia do rio Ivaí para este estudo foi motivada por: (1) estar na área de interesse da Itaipu Binacional; (2) apresentar características hidrológicas da transição entre as regiões Sul e Sudeste; (3) dispor de longo histórico de dados operacionais para a previsão de vazão de curto prazo.

O Ivaí é um rio exclusivamente paranaense, contribuinte da margem esquerda do rio Paraná. Integra a bacia incremental entre os aproveitamentos hidrelétricos de Porto Primavera e Itaipu, ambos no rio Paraná, e faz parte do sistema operacional de previsão de afluentes à Usina Hidrelétrica Itaipu.

A bacia apresenta área de drenagem de 36.587 km² e está localizada entre as latitudes 22,5°S e 25,5°S e longitudes 50,5°W e 54,0°W (DNAEE, 1985). Desenvolve-se por uma extensão de 786 km no sentido geral noroeste, sendo predominantemente norte no terço superior, noroeste no terço intermediário e oeste no terço final, conforme ilustrado na figura 1. A estação fluviométrica mais pró-

xima da confluência com o Rio Paraná é Novo Porto Taquara, cobrindo 34.432 km² (94,1% da área da bacia).

O ponto mais alto da bacia encontra-se na cota 1.240 m. As nascentes do rio dos Patos, que em conjunto com o Rio São João formam o Ivaí, têm uma altitude aproximada de 800 m, caindo para 500 m 50 km a jusante, na junção do rio São João. No trecho inicial, de 110 km tem declividade muito alta ($S=0,0067$). No trecho seguinte, de 400 km, a declividade é de $S=0,001$ e no final o rio percorre 276 km com declividade de $S=0,0002$, desaguardo no Rio Paraná na cota 225 m.

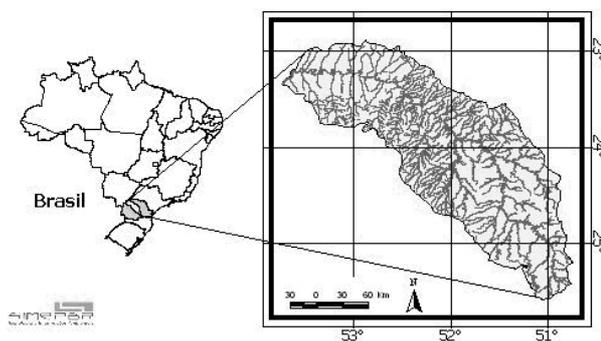


Figura 1 – Localização da Bacia do Rio Ivaí

A média anual de temperaturas varia entre 17°C na cabeceira do rio, no trecho leste da bacia, a 22°C em sua foz. Tanto a evapotranspiração como as chuvas variam espacialmente com a mesma tendência apresentada pelas temperaturas. A evapotranspiração potencial anual média aumenta de 850 mm/ano na cabeceira para 1.400 mm/ano na foz. As precipitações médias anuais aumentam ao longo da bacia, sendo 1.250 mm/ano nas nascentes e 1.750 mm/ano na foz. As chuvas são bem distribuídas ao longo do ano, mas o bimestre novembro-dezembro tende a ser o de maior precipitação, e o bimestre junho-julho o de menor precipitação.

A análise da geologia da bacia indica que seus terços superior e médio encontram-se sobre a formação Serra Geral, que compreende os extensos derrames basálticos da bacia do Paraná. Os processos de recarga e descarga de águas subterrâneas são dependentes das fraturas da rocha matriz e da ocorrência de diques de diabásio que cortam o substrato rochoso dos dois terços iniciais da bacia. No terço inferior da bacia o derrame basáltico é recoberto pelos arenitos eólicos e conglomerados da formação Caiuá. Portanto a heterogeneidade e anisotropia do meio subterrâneo afetam significativamente os pro-

cessos de infiltração e percolação em cada trecho da bacia.

A cobertura vegetal natural na bacia é composta por florestas subcaducifolia tropical e subtropical. No entanto, atualmente as matas foram quase que totalmente substituídas por culturas de soja e trigo.

A vazão média mensal do rio Ivaí no exutório da bacia é de $730 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (posto de Novo Porto Taquara), variando entre $501 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (agosto) e $829 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (janeiro). A vazão mínima mensal é quase uniforme ao longo do ano, variando entre $281 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (março) e $173 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (janeiro). As vazões máximas apresentam as maiores variações sazonais. Onze valores oscilam entre $1.675 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (setembro) e $2.966 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (junho), com a exceção notável do mês de agosto, com um valor significativamente menor ($1.032 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$). O Ivaí encontra-se na zona de transição entre os regimes hidrológicos do Sul e do Sudeste do Brasil. Assim, embora apresente uma tendência fracamente sazonal de ocorrência de vazões mais altas entre outubro e março e mais baixas entre abril e setembro, essa sazonalidade pode ser excedida pela forte variabilidade interanual das vazões. Os registros fluviométricos indicam que tanto os eventos extremos de enchente como os de estiagem podem ocorrer em qualquer mês do ano, conforme ilustra a figura 2.

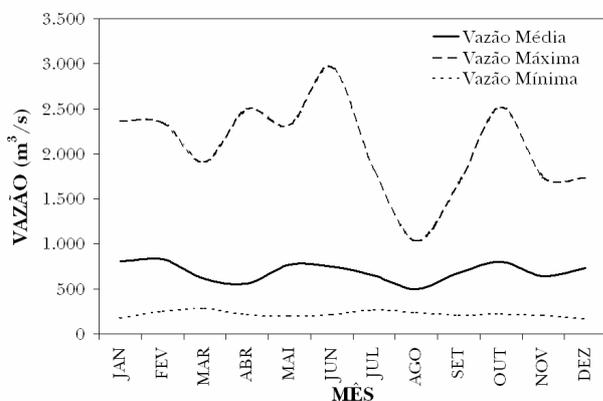


Figura 2 – Ciclo anual das vazões médias, máximas e mínimas do Rio Ivaí em Novo Porto Taquara

O MODELO HIDROLÓGICO 3R

O modelo 3R, cujo nome tem origem nas iniciais das palavras “rainfall-runoff-routing” (chuva-vazão-propagação), é uma adaptação, para a aplica-

ção em grandes bacias, do modelo Sacramento (Guetter et al., 1996).

O modelo Sacramento foi descrito por Burnash et al. (1973), Peck (1976) e Georgakakos e Smith (1990). Um sistema de previsão hidrológica operacional, com o uso do modelo de Sacramento, foi desenvolvido pelo Serviço Meteorológico Norte-Americano, sendo operado pelos escritórios regionais denominados de Centros de Previsão Hidrológica. A formulação do processo de transformação da chuva em vazão no modelo Sacramento consiste na representação do solo em duas camadas, a superior e inferior, cada qual composta por sub-camadas, modeladas por reservatórios não-lineares, para representação dos armazenamentos da água livre (gravitacional) e da água sujeita à tensão de capilaridade. No total, há cinco sub-camadas de solo. O modelo Sacramento não depende de escala, podendo simular tanto pequenas quanto grandes bacias. Todavia, a complexidade de sua formulação (cinco estados - armazenamentos dos reservatórios que representam as sub-camadas de solo - e dezesseze parâmetros de bacia) dificulta o desenvolvimento de um estimador de estado para uso com o modelo. Guetter adaptou a formulação do modelo Sacramento, representando cada camada de solo por um único reservatório não-linear e utilizando uma única cascata de reservatórios não-lineares para representar tanto o processo de laminação do escoamento superficial quanto a propagação em canal das contribuições de montante, denominando o modelo resultante de 3R (Guetter et al., 1996). Estas alterações reduziram a complexidade do modelo (dois estados e nove parâmetros de bacia), mas também diminuíram a capacidade de representar os detalhes dos processos de infiltração e percolação em pequenas bacias. Assim, o modelo 3R é indicado para uso em grandes bacias e para a resolução temporal de algumas horas, ou preferencialmente, para a resolução diária.

A estrutura do modelo 3R está ilustrada na figura 3, sendo a sua formulação e seus parâmetros detalhados em Krauskopf Neto (2005).

O modelo 3R é um modelo hidrológico determinístico, conceitual e com aplicação distribuída. Na versão distribuída para grandes bacias, o modelo 3R representa dois conjuntos de processos: (1) fase bacia, que é o balanço hídrico, na sub-bacia, da água nas duas camadas do solo, usando a chuva e evapotranspiração potencial como dado de entrada e gerando os escoamentos superficial, subsuperficial e de base; (2) fase canal, que responde pela laminação dos escoamentos produzidos pelo balanço hí-

drico na sub-bacias e pela propagação das contribuições das bacias de montante.

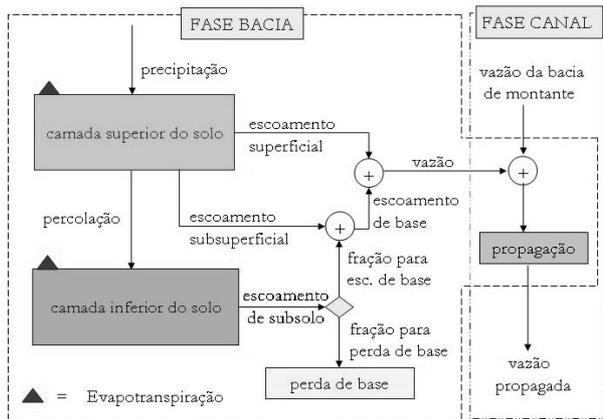


Figura 3 – Estrutura do modelo 3R

Armazenamentos do modelo 3R

Cada sub-bacia representada pelo modelo 3R apresenta $n + 2$ reservatórios, cujos armazenamentos são as variáveis de estado, sendo dois para a representação do armazenamento no solo na fase bacina e n , em cascata, para representação da propagação de vazões em canal. As variáveis de estado do modelo 3R são: X_1 = armazenamento na camada superior de solo, em mm; X_2 = armazenamento na camada inferior de solo, em mm; S_i = armazenamento do tramo i do trecho de canal, em mm, com i variando de 1 a n .

Fluxos do modelo 3R

Os fluxos da fase bacina do modelo 3R são definidos por unidade de área da bacina, sendo expressos como alturas de lâmina de água por unidade de tempo, por exemplo, em mm/dia. A camada superior do solo simula os processos hidrológicos rápidos, que dependem diretamente da ocorrência da chuva e da intensidade da evaporação potencial. O fluxo de entrada da camada superior do solo é a precipitação média sobre a área da bacina, que deve ser fornecida como dado de entrada para o modelo. A camada superior do solo produz quatro fluxos de saída: (1) escoamento superficial, que é proveniente ou da chuva que excede a capacidade de infiltração do solo não saturado, ou do excesso de precipitação em um trecho já saturado da bacina; (2) evapotranspiração da camada superior, que simula as perdas de umidade pela evaporação e a parcela de transpiração da camada superior; (3) escoamento subsuperficial, que é o escoamento na zona vadosa ou

aerada do solo, decorrente do gradiente lateral do grau de saturação do solo; (4) percolação, que é o fluxo vertical que transfere água da camada superior do solo para a inferior.

Os 3 primeiros fluxos dependem apenas do armazenamento da camada superior do solo, enquanto que o último é dependente do armazenamento na camada superior e do déficit de umidade da camada inferior.

A camada inferior do solo simula os processos hidrológicos mais lentos da bacina. O fluxo de entrada na camada inferior é a percolação e são produzidos três fluxos de saída: (1) fração do escoamento subterrâneo que contribui para o escoamento de base; (2) recarga do aquífero, que é fração do escoamento subterrâneo que provoca a subida do nível freático e que não aparece no exutório da bacina; (3) transpiração, que é a fração dominante das perdas de evapotranspiração na camada inferior do solo.

A somatória dos escoamentos superficial, subsuperficial e de base forma uma contribuição em marcha para o canal natural de drenagem, devendo ser propagada até o exutório da bacina pelo algoritmo que simula a fase canal do 3R. Caso a bacina simulada tenha outras bacias a montante, então a vazão propagada é composta pela soma dos escoamentos produzidos pela transformação chuva-vazão da fase bacina e pelas vazões afluentes das bacias de montante.

Equações governantes do modelo 3R

Krauskopf Neto (2005) detalhou as equações e parâmetros que estão sucintamente descritos nessa seção. O modelo chuva-vazão-propagação 3R é apresentado como um conjunto de equações diferenciais ordinárias que representam as variações temporais do armazenamento dos dois reservatórios de solo e dos reservatórios do algoritmo de propagação de vazões. Como as equações governantes representam as taxas de variação no tempo de cada variável de estado, se diz que o modelo é representado no espaço de estados. As variáveis de estado variam diretamente com o tempo. Os fluxos são funções dos armazenamentos, variando implicitamente com o tempo. As $n+2$ equações de estado do modelo 3R são:

$$\frac{dX_1(t)}{dt} = PREC - SR - INT - ET_1 - PR \quad (1)$$

$$\frac{dX_2(t)}{dt} = PR - ET_2 - GW \quad (2)$$

$$\frac{dS_1(t)}{dt} = (SR + BSF) \frac{A_{inc}}{A_{tot}} + QAFL \frac{86,4}{A_{tot}} - \beta(S_1)^m \quad (3)$$

$$\frac{dS_i(t)}{dt} = \beta(S_{i-1})^m - \beta(S_i)^m, \text{ para } i = 2, n \quad (4)$$

Os termos das equações (1) a (4) são: t = tempo; X₁ = armazenamento na camada superior do solo (mm); PREC = precipitação (mm/dia); SR = escoamento superficial (mm/dia); PR = percolação (mm/dia); ET₁ = evapotranspiração na camada superior do solo (mm/dia); INT = escoamento sub-superficial (mm/dia); X₂ = armazenamento na camada inferior do solo (mm); ET₂ = transpiração na camada inferior do solo (mm/dia); GW = escoamento subterrâneo (mm/dia); BSF = escoamento de base (mm/dia); S_j = armazenamento do tramo j da propagação de vazões (mm); QAFL = contribuição das sub-bacias de montante (m³s⁻¹); A_{inc} = área da sub-bacia modelada (km²); A_{tot} = área total da bacia modelada (km²); β = coeficiente linear do modelo de propagação (dia⁻¹); m = expoente do modelo de propagação (adimensional); n = número de reservatórios conceituais do algoritmo de propagação de vazões.

Os estados das equações (1) e (2) estão sujeitas às seguintes restrições de saturação:

$$0 \leq X_1 \leq X_1^0 \quad (5)$$

$$0 \leq X_2 \leq X_2^0 \quad (6)$$

onde: X₁⁰ = capacidade máxima da camada superior do solo (mm) e X₂⁰ = capacidade máxima da camada inferior do solo (mm). Os fluxos do modelo 3R são representados pelas equações (7) a (14):

$$SR = PREC \left(\frac{X_1}{X_1^0} \right)^{m_1} \quad (7)$$

$$INT = C_1 X_1 \quad (8)$$

$$ET_1 = PET \left(\frac{X_1}{X_1^0} \right) \quad (9)$$

$$PR = C_2 X_2 \left[1 + C_3 \left(1 - \frac{X_2}{X_2^0} \right)^{m_2} \right] \frac{X_1}{X_1^0} \quad (10)$$

$$ET_2 = (PET - ET_1) \left(\frac{X_2}{X_2^0} \right)^{m_3} \quad (11)$$

$$GW = C_2 X_2 \quad (12)$$

$$BSF = \left[\frac{1}{1 + \mu} \right] GW + INT \quad (13)$$

$$RCG = \left[\frac{\mu}{1 + \mu} \right] GW \quad (14)$$

onde PET = evapotranspiração potencial, e RCG = recarga do aquífero, ou perda da vazão de base, constituindo um fluxo que não integra o conjunto que é medido no posto fluviométrico no exutório da bacia. As tabelas 1 e 2 listam os parâmetros das fases bacia e canal do modelo 3R, respectivamente.

Tabela 1 – Parâmetros da fase bacia do modelo 3R

Parâmetro	Descrição	Unidade
X ₁ ⁰	Capacidade da camada inferior do solo	mm
X ₂ ⁰	Capacidade da camada superior do solo	mm
m ₁	Expoente da função de escoamento superficial	adimensional
C ₁	Taxa de recessão da camada superior do solo	dia ⁻¹
m ₂	Expoente da função de percolação	adimensional
m ₃	Expoente da função de transpiração	adimensional
C ₂	Taxa de recessão da camada inferior do solo	dia ⁻¹
C ₃	Coefficiente de aumento da percolação para o máximo gradiente vertical	adimensional
μ	Define fração de recarga do aquífero	adimensional

Para o presente estudo foi fixado que os dados têm resolução diária. Todavia, o modelo 3R pode ser aplicado para resoluções temporais maiores, de até 3 horas, desde que a bacia tenha área de drenagem superior a 2000 km². O limite de 2000 km² foi definido na prática, pelo uso do modelo em bacias de diversas escalas, e é devido à perda de capacidade de representação que a simplificação do mo-

delo hidrológico introduz, cuja importância diminui com o aumento da bacia.

Tabela 2 – Parâmetros da fase canal do modelo 3R

Parâmetro	Descrição	Unidade
β	Taxa de recessão da propagação	dia ⁻¹
M	Expoente da função de propagação	adimensional
N	Número de reservatórios conceituais na cascata	unidade

As equações de estado do modelo 3R são integradas numericamente com o uso do método de Runge-Kutta de 4ª Ordem (Press et al., 1986), a partir das condições iniciais dos armazenamentos dos reservatórios conceituais e da assimilação dos dados de entrada, que são os totais da chuva e evapotranspiração potencial médios na bacia, para cada intervalo de tempo. A integração é realizada com um número de passos variável em função da intensidade da precipitação, sendo que para os períodos sem chuva assume-se um número mínimo de passos para o intervalo de integração.

Calibração dos parâmetros

Os parâmetros do modelo 3R podem ser calibrados de forma manual ou automática. Para a calibração automática foi implementado o Método de Descida do Simplex no Espaço Multidimensional, desenvolvido por Nelder e Mead e descrito em Press et al. (1989), que é um método de otimização por busca direta e caracterizado pela sua grande robustez, embora não seja um otimizador global.

Um simplex é uma figura geométrica que consiste em uma casca de volume não nulo composta por K+1 pontos (vértices) em um espaço K-dimensional, com cada dimensão do espaço sendo definida pelos valores de um parâmetro a otimizar. Cada vértice do simplex é formado por um conjunto de valores dos parâmetros a otimizar e tem associado um valor da função objetivo (função a ser otimizada). Por questão de facilidade de implementação, no modelo 3R o simplex inicial é obtido definindo-se um primeiro conjunto de parâmetros (vértice de referência), sendo os outros vértices derivados do inicial pela alteração do valor de um único parâmetro, tocando-se um parâmetro diferente por vértice. Assim, cada vértice difere do inicial apenas no valor de um parâmetro, que é diferente para cada vértice.

Uma vez definido um simplex inicial e sua função objetivo, o método desloca o simplex no espaço de parâmetros em direção ao ótimo buscado. Quando a região do ótimo estiver contida no sim-

plex, seu volume é reduzido, convergindo para o ponto de ótimo. A busca do ótimo é implementada pela aplicação criteriosa de 3 movimentos simples do simplex: reflexão, expansão e contração. Em um problema de minimização, a reflexão é empregada para mover o vértice com maior valor da função objetivo na direção do restante dos vértices, a expansão é usada para mover o vértice de menor valor na direção oposta ao do conjunto dos vértices restantes e a contração é usada para reduzir o volume do simplex na direção do vértice de menor valor da função objetivo. A figura 4 exemplifica os movimentos realizados pelo simplex em um espaço bidimensional para determinar o valor ótimo de dois parâmetros.

A função objetivo definida para uso do Método do Simplex incorpora tanto o viés quanto as variâncias dos resíduos, estando representada nas equações (15) a (17).

$$FOBJ = \frac{1}{2} \left[\frac{\mu_{res}}{\mu_{obs}} + \frac{\sigma_{res}}{\sigma_{obs}} \right] \tag{15}$$

$$\mu_{res} = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N (Q_{mod} - Q_{obs}) \tag{16}$$

$$\sigma_{res} = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{j=1}^N [(Q_{mod} - Q_{obs}) - \mu_{res}]^2} \tag{17}$$

onde: FOBJ = função objetivo; Q_{mod} = vazão produzida pelo modelo 3R; Q_{obs} = vazão observada no exutório da bacia; N = número de dias da série usada na calibração; μ_{obs} = média da vazão observada; σ_{obs} = desvio padrão da vazão observada; μ_{res} = média dos resíduos; σ_{res} = desvio padrão dos resíduos.

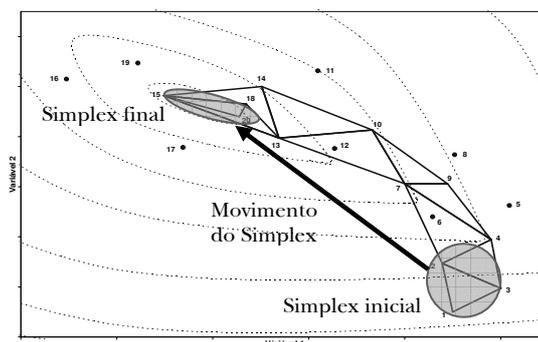


Figura 4 – Movimento do simplex em um espaço de dois parâmetros

A implementação da calibração automática com o uso do Método Simplex requer a modificação da rotina fornecida por Press et al. (1986) para inclusão de restrições aos movimentos do simplex, de forma que se evitem descontinuidades topológicas. Por exemplo, não se pode permitir a movimentação de um vértice do simplex para uma região do espaço de parâmetros onde o valor do parâmetro m_1 (equação 7) seja negativo, pois isto significaria admitir uma relação inversa entre armazenamento de água no solo e escoamento superficial, o que é fisicamente inconsistente.

DADOS HIDROLÓGICOS

Para este estudo foram selecionados cinco postos fluviométricos ao longo do rio Ivaí com mais de 30 anos de registros diários, listados de jusante para montante na tabela 3.

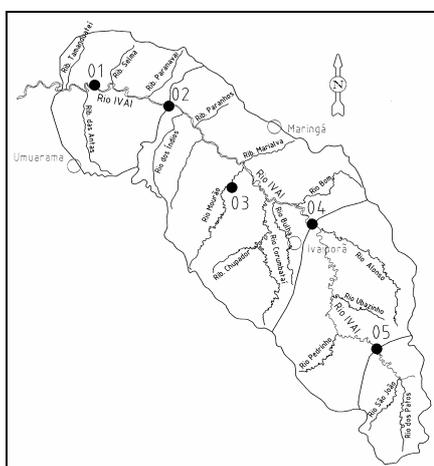


Figura 5 – Localização das cinco sub-bacias do rio Ivaí

Tabela 3 – Disponibilidade de dados fluviométricos

Pos-to	Código	Nome do Posto	Dados	
			Iní-cio	Fim
01	64693000	Novo Porto Taquara	1974	2004
02	64685000	Porto Paraíso do Norte	1953	2004
03	64673000	Quinta do Sol	1974	2004
04	64655000	Ubá do Sul	1967	2004
05	64625000	Tereza Cristina	1956	2004

As séries de vazões diárias resultaram da composição dos dados disponíveis na Itaipu Binacional e na Agência Nacional de Águas (ANA). A figura 5 ilustra a localização das sub-bacias, identi-

ficadas pelos números da tabela 3, sendo que os postos de Tereza Cristina (Nº 5) e Quinta do Sol (Nº 3) limitam as sub-bacias de cabeceira dos rios Ivaí e Mourão, respectivamente.

A tabela 4 lista as áreas de drenagem incrementais e totais das cinco sub-bacias.

Tabela 4 – Áreas de drenagem das sub-bacias do Rio Ivaí

Sub-bacia	Área Incremental (km ²)	Área Total (km ²)
Novo Porto Taquara	6.005	34.432
Porto Paraíso do Norte	14.192	28.427
Quinta do Sol	1.534	1.534
Ubá do Sul	9.129	12.701
Tereza Cristina	3.572	3.572

Foram selecionados os dados pluviométricos dos 20 postos usados pela área de Hidrologia de Operação da Itaipu Binacional para a realização de suas previsões diárias de afluência ao reservatório (figura 6). As limitações da rede pluviométrica para a modelagem chuva-vazão são: (1) não há nenhum posto nas sub-bacias de Tereza Cristina e de Ubá do Sul, ambas no terço superior do Ivaí, (2) há pelo menos sete postos na bacia do rio Piquiri, ao sul do Ivaí, que estão significativamente distantes da bacia modelada. Embora a rede selecionada não seja ideal para a modelagem hidrológica, ela reflete a disponibilidade real dos dados pluviométricos para uso operacional. As séries pluviométricas resultaram da composição dos dados provenientes de Itaipu, ANA, SIMEPAR e SUDERHSA, sendo que as duas últimas são instituições Paranaenses que operam redes hidrometeorológicas.

As estimativas diárias de precipitação média por sub-bacia foram obtidas com a aplicação do Método de Thiessen, a partir de um aplicativo disponível no Gerenciador de Dados Hidrometeorológicos (GDH) de Itaipu.

Os dados de evaporação potencial foram obtidos dos balanços climatológicos mensais de onze localidades na bacia do Rio Ivaí, apresentados em Sentelhas et al. (1999). A estimativa da evapotranspiração potencial média para cada sub-bacia também foi processada com a aplicação do Método de Thiessen, usando o mesmo aplicativo do GDH. A evapotranspiração diária resultou da desagregação das diferenças dos valores mensais de evapotranspiração potencial entre o início e final do mês de referência, proporcionalmente à seqüência de dias.

Os dados hidrométricos foram consistidos para gerar as curvas de descarga consolidadas. Os dados pluviométricos e fluviométricos diários foram consistidos para o período de 29 anos entre 01/01/1975 a 31/12/2003, em conformidade com os procedimentos detalhados por Krauskopf Neto (2005).

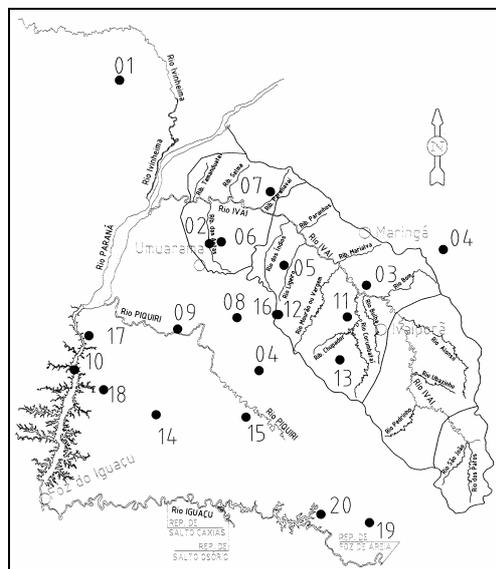


Figura 6 – Rede dos postos pluviométricos

Análise de consistência conjunta

A consistência conjunta dos dados fluviométricos, pluviométricos e da estimativa de evapotranspiração potencial diária foi analisada através da aplicação do modelo de balanço hídrico mensal apresentado em Guetter (1997). A figura 7 compara as estimativas do armazenamento mensal de água no solo para o período de 1975 a 2003, derivados para as sub-bacias de Novo Porto Taquara (foz do Ivaí), Ubá do Sul (trecho médio da bacia) e Tereza Cristina (cabeceira do Ivaí).

A variação mensal da água no solo foi obtida como o resíduo entre os fluxos de entrada e saída em cada sub-bacia, sendo o fluxo de entrada a chuva média na bacia e os fluxos de saída a evapotranspiração e a vazão do trecho incremental.

Os traços da estimativa de água no solo sugerem uma forte variabilidade interanual principalmente para os intervalos 1980-1983 e 1990-1993, que coincidem com vazões médias mensais significativamente elevadas em 1982 e 1992. Também é possível perceber o comportamento diferenciado da sub-bacia de montante, onde prevalece o escoamen-

to superficial em função da maior declividade e da menor camada de solo.

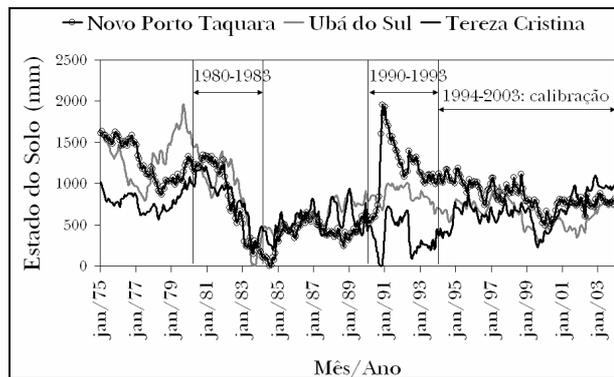


Figura 7 – Balanço mensal de água no solo

Por isto, é mais provável que a variabilidade observada signifique apenas que as séries de chuva e vazão não são conjuntamente consistentes nos intervalos de 1980-1983 e 1990-1993, ao invés de demonstrar a ocorrência de uma forte variabilidade interanual real. A razão é que a estimativa de água no solo é computada como um resíduo entre a chuva e a vazão da bacia incremental, e este resíduo se acumula no tempo para fornecer a estimativa de água no solo; havendo erros sistemáticos no monitoramento da chuva ou da vazão, mesmo que sejam pequenos, eles se acumulam no tempo provocando os fortes gradientes na estimativa do armazenamento no solo. A consequência direta desta análise de consistência conjunta é que se esses períodos forem incluídos na calibração do modelo, serão obtidos parâmetros espúrios para os fluxos de percolação e de vazão de base, que dependem diretamente das lentas variações da água armazenada na camada inferior do solo. Portanto, apesar do cuidado na análise de consistência aplicada para cada posto, não se pode usar toda a série de dados para a calibração e verificação do modelo.

ANÁLISE DOS RESULTADOS

Selecionou-se o período de 01/01/1994 a 31/12/2003 para a calibração do modelo 3R, onde tanto os eventos de enchente como de seca estão bem representados. A sub-bacia do Rio Mourão em Quinta do Sol não foi modelada, uma vez que ela é regularizada por um reservatório.

Os principais problemas para a modelagem foram: (1) rede pluviométrica esparsa; (2) falhas e

erros nos registros pluviométricos e fluviométricos. Estas duas dificuldades não são atributos exclusivos da bacia do Ivaí, sendo as mais freqüentemente encontradas no desenvolvimento de sistemas de previsões hidrológicas.

A sub-bacia do posto de Porto Paraíso do Norte foi calibrada primeiro, por representar a maior sub-bacia do Ivaí e ter a maior densidade de pluviômetros. Os parâmetros do modelo hidrológico obtidos para esta sub-bacia serviram de referência para a definição dos parâmetros das outras sub-bacias. Os resultados da calibração para Porto Paraíso do Norte produziram correlações entre vazões observadas e modeladas da ordem de $\rho=0,89$. Os parâmetros do modelo para cada sub-bacia foram obtidos por um procedimento de 3 passos: (1) estimativa manual dos parâmetros C1 e C2, por análise de recessão de hidrogramas; (2) utilização do Método Simplex de otimização para obtenção dos parâmetros restantes; (3) compatibilização manual dos parâmetros obtidos com os da bacia de referência. Os parâmetros obtidos são apresentados na Tabela 5.

Tabela 5 – Parâmetros calibrados

Parâmetro	Tereza Cristina	Ubá do Sul	Porto Paraíso do Norte	Novo Porto Taquara
X_1^0	100	100	200	250
X_2^0	450	550	650	850
C_1	0,010	0,012	0,012	0,012
C_2	0,006	0,008	0,008	0,008
C_3	4,00	4,00	4,00	3,50
m_1	1,00	0,80	1,30	1,30
m_2	2,20	2,20	2,20	2,00
m_3	1,30	1,30	1,50	1,00
m	1,00	1,00	1,00	1,00
β	1,00	1,00	1,00	1,00
μ	0,00	0,00	0,00	0,00

Apesar do esforço aplicado à calibração do modelo, alguns erros nas vazões modeladas foram significativos, conforme indicam as estatísticas dos resíduos ($Q_{mod}-Q_{obs}$) apresentados na tabela 6.

Os desvios padrão dos resíduos e das vazões observadas foram da mesma ordem de grandeza para as sub-bacias de Tereza Cristina e Ubá do Sul no terço superior do Ivaí. Conforme esperado, a modelagem das vazões apresentou erros proporcionalmente menores para as bacias mais próximas à foz (Porto Novo Taquara), sendo que as correlações entre vazões modeladas e observadas variaram entre

$\rho=0,67$ nas cabeceiras a $\rho=0,98$ na foz. As correlações nas sub-bacias de jusante são muito mais altas do que nas de cabeceira, porque na calibração se usou a série vazões observadas no trecho a montante como dado de entrada para a bacia de jusante. Dessa forma, com o uso da vazão observada a montante, as maiores incertezas estão nos processos chuva-vazão da bacia incremental e na formulação da propagação de cheias no trecho.

Tabela 6 – Estatísticas da calibração

Estatística (m^3s^{-1})	Tereza Cristina	Ubá do Sul	Porto Paraíso do Norte	Novo Porto Taquara
Média Q_{obs}	90	300	618	723
Desv. padrão Q_{obs}	128	365	583	619
Média Resíduo	-1,6	2,9	7,6	18,7
Desv. padrão Resíduo	100	194	262	135
Correlação adimensional	0,67	0,85	0,89	0,98

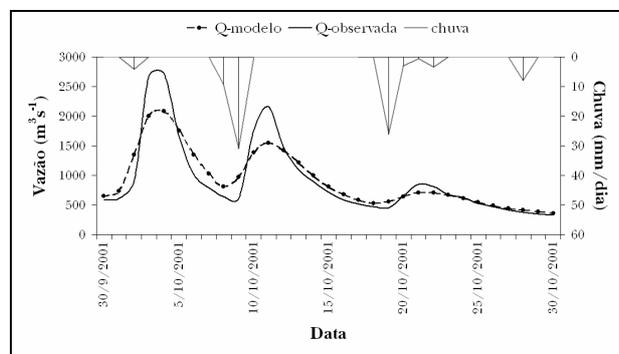


Figura 8 – Intercomparação entre o hidrograma observado e simulado para Porto Paraíso do Norte

Os erros na estimativa da chuva na bacia foram identificados como sendo a causa da reduzida acurácia da vazão modelada pelo processo chuva-vazão-propagação. O número e a localização dos postos pluviométricos foram inadequados para estimar corretamente a chuva nas bacias. Por exemplo, analisando-se os hidrogramas e pluviogramas simultâneos nas bacias de cabeceira (Tereza Cristina

e Quinta do Sol), se notou um grande número de casos de subida do hidrograma sem que houvesse registro de chuva antecedente e de registros de chuvas sem houvesse alguma mudança na tendência da recessão do hidrograma.

Os hidrogramas modelados reproduziram adequadamente os tempos para pico dos observados, a não-linearidade da transformação chuva-vazão e a recessão, mas subestimaram significativamente os picos das enchentes, conforme o hidrograma ilustrativo da figura 8. Note-se que embora os dois primeiros eventos chuvosos tivessem aproximadamente a mesma magnitude, o pico do primeiro hidrograma foi significativamente maior que o do segundo. O modelo 3R capturou esse tipo de não-linearidade, mas subestimou a magnitude dos picos em 40% nesses dois casos. Esta subestimação foi sistemática. Por exemplo, em Novo Porto Taquara as vazões de pico foram subestimadas em 76 dos 96 hidrogramas com pico superior a $1.000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

CONCLUSÕES

O objetivo desse trabalho foi verificar a implementação de um sistema de previsão hidrológica para as grandes bacias do setor hidrelétrico brasileiro, fundamentado na aplicação do modelo 3R. A bacia do Rio Ivaí, com de 36.587 km^2 , que contribui diretamente para a afluência ao reservatório de Itaipu, no Rio Paraná, foi selecionada para o estudo. A bacia foi discretizada em cinco sub-bacias incrementais, variando entre 1.534 km^2 e 14.192 km^2 .

Para o estudo, foram utilizadas séries de 29 anos de dados de precipitação e vazão para a bacia do Rio Ivaí. As séries de dados de chuva, vazão e as curvas de descarga foram cuidadosamente revisadas e consistidas com o uso dos procedimentos convencionais. Adicionalmente, foi desenvolvido um modelo auxiliar de balanço hídrico para análise da consistência conjunta das séries mensais de chuva, vazão incremental e evapotranspiração potencial em cada bacia. Foram identificadas inconsistências centradas nos períodos hidrológicamente úmidos na bacia do Ivaí (1982-1983 e 1992). As inconsistências se manifestaram através de uma queda muito significativa no volume de água armazenado no solo logo após o final de um período com vazões muito altas. Interpreta-se a queda significativa do armazenamento como sendo um indicador de que em períodos muito úmidos a chuva foi subestimada, ou então a vazão foi superestimada. Essas inconsistências entre chuva e vazão em períodos muito úmidos afetam diretamente a calibração dos parâmetros do modelo que

reproduzem a vazão de base e recarga do aquífero. Havendo um “salto” no armazenamento da água no solo, então as equações diferenciais do modelo serão incapazes de simular tal discontinuidade.

A análise de consistência conjunta das séries observadas de chuva e vazão identificou o período de 1994-2003 como tendo erros pequenos o suficiente para que fosse usado na calibração do modelo 3R.

A formulação e os procedimentos de calibração do modelo 3R foram descritos, e as discrepâncias entre vazões modeladas e observadas foram analisadas para quatro das cinco sub-bacias do Ivaí. Os erros da vazão modelada foram significativos nas sub-bacias de cabeceira, uma vez que os dados pluviométricos foram transpostos de regiões próximas. A carência de dados pluviométricos nas regiões de cabeceira são muito comuns em grandes bacias.

Os hidrogramas simulados pelo modelo 3R nas bacias com disponibilidade de pluviômetros reproduziram o tempo de pico e a não-linearidade da relação chuva-vazão dos hidrogramas observados. Todavia, as vazões de pico foram sistematicamente subestimadas.

A inclusão de um estimador de estado reduz a magnitude dos erros de previsão, pois trata explicitamente dos erros das observações. Os conceitos do estimador de estado e seus resultados para a bacia do Ivaí são apresentados na Parte II deste trabalho (Krauskopf Neto et al., 2006).

REFERÊNCIAS

- BURNASH, R.J.C., FERRAL, R.L., & MCGUIRE, R.A. (1973). A generalized streamflow simulation system-conceptual modeling for digital computers. *Technical Report*. NOAA, NWS and state of California Department of Water Resources, Joint Federal-State River Forecast Center, Sacramento, California, 204 pp.
- DNAEE - DEPARTAMENTO NACIONAL DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA (1985). Boletim fluviométrico série F-6.03 – Bacias dos rios Ivaí, Piquiri e Paraná.
- GEORGAKAKOS, K. P. & SMITH, G.F. (1990). On improved operational hydrologic forecasting: results from WMO Real-Time Forecasting Experiment. *Journal of Hydrology*, 114, 17-45.
- GUETTER, A. K.; GEORGAKAKOS, K. P.; TSONIS, A. A. (1996). Hydrologic applications of satellite data: 2. Flow simulation and soil water estimates. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 101, No D21, 26.527-26.538.
- GUETTER, A.K., (1997). Balanço Hídrico Mensal e Estimativa da Água no Solo para a Bacia do Alto Iguazu. Anais

- do XII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 16-20 Novembro, Vitória, Espírito Santo, Brasil (CD mídia), 10 pp.
- KRAUSKOPF NETO, R., (2005). Atualização de modelos chuva-vazão-propagação com estimadores de estado. *Dissertação de Mestrado*, UFPR, Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental, Curitiba, Brasil.
- KRAUSKOPF NETO, R., GUETTER, A.K. & MINE, M.R.M., (2007). Modelo Hidrológico com Atualização de Estado, Parte II: Estimador de Estado. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, no prelo.
- PECK, E. L., (1976). Catchment modeling and initial parameter estimation for the National Weather Service River Forecast Systems. *NWS HYDRO-31*. NOAA, NWS, Office of Hydrology, Silver Springs, Maryland, EUA
- PRESS, W. H., FLANNERY, B.P., TEUKOLSKY, S.A. & VETTERLING, W.T. (1986). *Numerical recipes: the art of scientific computing*, Cambridge University Press, EUA, 818 pp.
- SENTELHAS, P.C.; PEREIRA, A.R.; MARIN, F.R.; ANGELOCCI, L.R.; ALFONSI, R.R.; CARAMORI, P.H.; SWART, S. (1999) *Balanços Hídricos Climatológicos do Brasil - 500 balanços hídricos de localidades Brasileiras*. Piracicaba: ESALQ, CD-ROM.
- formulation, its calibration and the estimates of the increased hydrologic forecasting accuracy.*
- Key-words: rainfall-runoff-routing hydrologic model, state estimator, Ivai River*

Hydrologic Model with State Update

Part I: Hydrologic modeling

ABSTRACT

The 3R rainfall-runoff-routing model was used to simulate the hydrologic processes for a large basin in Southern Brazil that flows into Itaipu Reservoir. The 3R model was adapted from the hydrologic operational model applied by the US National Weather Service, to simulate streamflows generated by large basins, which use rainfall and potential evaporation as input data. The 3R model simplified the parameterization of the soil hydrologic processes, reducing the five original soil reservoirs to two soil layers and the set of seventeen parameters to only nine. Due to the reduction of the complexity of soil processes, the 3R model application is restricted to large basins (larger than 2000 km²). The parameterization complexity reduction enhances the feasibility of developing a state estimator which significantly improves the accuracy of short-term hydrologic forecasting. The state estimator formulation takes into account the input data errors and model parameter uncertainty to update the states with the real-time observed streamflow assimilation. Hereinafter the 3R model formulation and calibration are described for the Ivai River basin, emphasizing the input data error estimation. The companion paper describes the state estimator