

Análise do Efeito da Variabilidade Espacial da Precipitação na Modelagem do Escoamento numa Bacia Experimental no Semi-árido Nordeste

Victor Moisés de Araújo Medeiros, Lúcio Flávio Ferreira Moreira, Antonio Marozzi Righetto

Programa de Pós-graduação em Engenharia Sanitária /UFRN

victormois@bol.com.br, lucio@ct.ufrn.br, righetto@ct.ufrn.br

Recebido: 28/04/06 – revisado: 04/09/06 – aceito: 24/05/07

RESUMO

Neste trabalho analisa-se o efeito da variabilidade espacial da precipitação na modelagem do escoamento numa bacia experimental (2,108 km²) situada na região do semi-árido Potiguar (Seridó). Para isso, foi usado o modelo hidrológico chuva-vazão CHDM, originalmente desenvolvido para regiões semi-áridas. A bacia foi discretizada em 143 elementos (planos e canais) utilizando a ferramenta computacional IDRISI32. A calibração dos parâmetros do modelo foi feita levando em conta o melhor nível de ajuste entre os hidrogramas observados (calha Parshall instalada na bacia) e calculados em três eventos. Com a distribuição espacial da precipitação calculou-se o índice de variabilidade para cada combinação evento-arranjo espacial de postos. Esse índice foi usado neste estudo como parâmetro para medir a habilidade na representação espacial da chuva na bacia. Os resultados atestam que os dados de precipitação de um único posto resultam numa representação inadequada do comportamento espacial da chuva na bacia, anulando o importante efeito da variabilidade. No processo de calibração observou-se que o coeficiente de variação (nível de ajuste do modelo) reflete a capacidade de representação da variabilidade espacial da chuva e das suas características, o que depende do arranjo espacial dos postos. Assim, a incerteza na modelagem do escoamento para eventos de média a alta magnitude está relacionada com a densidade, arranjo espacial dos postos e sua relação com as características espaciais do evento, ou seja, numa relação de difícil previsibilidade.

Palavras-chave: *variabilidade espacial, precipitação, modelagem, semi-árido.*

INTRODUÇÃO

As regiões de clima semi-árido estão sujeitas aos efeitos sazonais de grande importância do ponto de vista hidrológico, notadamente a precipitações de alta intensidade. A precipitação se constitui num elemento chave para a compreensão dos processos hidrológicos de uma bacia hidrográfica. Nesse contexto, a análise do comportamento espaço-temporal do evento chuvoso é fundamental na modelagem do processo chuva-vazão, uma vez que o escoamento superficial e sua distribuição na bacia é o resultado das características da chuva.

Estudos recentes demonstram que, tanto na pequena como na grande escala, o aumento das incertezas na modelagem hidrológica e suas consequências na previsão do escoamento superficial se devem principalmente à limitação na capacidade de representar as características da precipitação no tempo e no espaço (Goodrich, 1990; Faurès et al., 1995; Chaubey et al., 1999). Nesse sentido, o estudo de Faurès et al. (1995) analisou o impacto da distribuição espacial da precipitação na modelagem do

escoamento numa pequena bacia no semi-árido dispondo de uma densa rede de postos de medição. Utilizando um modelo chuva-vazão do tipo distribuído, a bacia foi discretizada em elementos (planos e canais) a partir das suas características físicas. A intensidade da chuva no tempo e espaço em cada elemento foi obtida usando um método de interpolação linear do valor da intensidade entre três postos e o centro de gravidade do elemento. O modelo foi calibrado ajustando a condutividade hidráulica saturada e o coeficiente de Manning. Os resultados obtidos serviram para mostrar que o efeito da variabilidade espacial da precipitação pode representar variações importantes na previsão do escoamento em bacias de clima semi-árido. Além disso, parece indicar que a resposta hidrológica de pequenas bacias inseridas em regiões de precipitação convectiva sofre a influência da variabilidade espacial da chuva.

Utilizando dados de dois postos distantes 300 metros como entrada de um modelo chuva-vazão em três pequenas bacias (áreas entre 0,4 e 4,4 ha), Goodrich (1990) observou que, quando usados individualmente, os dados podiam gerar hidrogra-

mas bem diferentes. No seu estudo, admitiu a hipótese de que o aumento no número de postos reduziria a incerteza na modelagem do escoamento, o que seria explicado pelo aumento na representação da variabilidade espacial da chuva, com a compensação parcial do termo aleatório relacionado com os erros de medição.

Por sua vez, Creutin e Obled (1982) concluíram que, em regiões sujeitas à precipitação com alta variabilidade espacial, o uso de técnicas de interpolação mais sofisticadas poderia resultar numa estimativa mais precisa das características da chuva. Goodrich et al. (1995) observaram que, apesar da importância da variabilidade espacial da precipitação no processo de geração do escoamento, sobretudo nos casos de origem convectiva, a chuva poderia ser considerada uniforme na modelagem hidrológica de pequenas bacias, onde geralmente se dispõe de um único posto de medição. Nesses casos, os parâmetros do modelo seriam calibrados com base na chuva uniforme distribuída na área da bacia.

Osborn et al. (1972), utilizando os dados de uma bacia experimental no Arizona com uma densa rede de postos, concluíram que, mesmo em bacias menores que 1,6 km² a distribuição espaço-temporal da chuva tem um efeito importante no volume escoado e na vazão máxima.

Levando-se em conta a natureza variável do evento chuvoso em regiões semi-áridas, Smith e Schreiber (1973, 1974) ressaltaram a importância da análise estatística das variáveis relacionadas com o domínio espacial da precipitação ao longo da duração do evento a partir dos registros da chuva nos postos pluviográficos distribuídos na bacia.

Vários estudos investigaram o impacto da variabilidade da precipitação frente à capacidade inerente da bacia em amortecer e retardar o escoamento [Obled et al. (1994), Bell e Moore (2000) e Woods e Sivapalan (1999)]. Utilizando dados de bacias localizadas em regiões de clima temperado, esses estudos mostraram que os efeitos relativos aos processos de transferência superam a variabilidade na distribuição da chuva. Nesses casos, o uso de modelos concentrados mais simples não resultaria em prejuízos nos resultados obtidos.

Nessa linha de investigação, algumas questões podem ser consideradas: a) em que condições seria possível desprezar o efeito da variabilidade espacial da chuva na modelagem do escoamento? b) como medir a confiabilidade de um modelo chuva-vazão com base nos dados de chuva na bacia?

Atualmente, os modelos chuva-vazão-sedimentos do tipo distribuído têm sido amplamen-

te usados em diferentes aplicações: previsão hidrológica, proteção do meio ambiente, dimensionamento de estruturas hidráulicas, etc. Esses modelos podem utilizar uma base de dados georeferenciada em ambiente computacional tipo CAD, com a geração de mapas contendo diferentes níveis de informação espacialmente distribuída na área da bacia.

O objetivo deste trabalho é analisar o efeito da variabilidade espacial da precipitação na modelagem do escoamento usando um modelo chuva-vazão do tipo distribuído, numa pequena bacia situada no semi-árido nordestino. Foram utilizados os dados de três postos pluviográficos distribuídos na área da bacia e de uma calha de medição do escoamento tipo Parshall instalada numa seção próxima do exutório (Figura 1). O modelo usado no estudo foi o CHDM (Catchment Hydrology Distributed Model) desenvolvido por Lopes et al. (1992; 1993).

REPRESENTAÇÃO DOS MODELOS HIDROLÓGICOS

Os modelos hidrológicos podem ter uma representação genérica do tipo,

$$S = f(E, P, t) + \varepsilon \quad (1)$$

S representa a matriz dos processos objetos da modelagem, E representa a matriz dos dados de entrada do modelo e que variam em função do tempo t (precipitação, por exemplo), f é um conjunto de relações funcionais, P é o vetor do conjunto de parâmetros, cujos valores são obtidos mediante processo de calibração tomando como base eventos observados e ε é a componente aleatória.

As fontes de incerteza dos parâmetros geralmente estão relacionadas com: a) falhas na capacidade de representação dos processos físicos na bacia; b) limitação na metodologia de cálculo usada na obtenção dos parâmetros. O termo do erro (ε) representa a diferença entre o que ocorre na realidade (S) e a previsão obtida pelo modelo (Θ) em função do tempo t,

$$\Theta = f(E, P, t) \quad (2)$$

Mesmo nos casos em que os dados de entrada e os parâmetros do modelo sejam conhecidos, os resultados obtidos não devem se ajustar fielmente

aos dados observados, uma vez que o modelo é uma aproximação simplificada de um processo complexo. Além disso, dados de entrada inconsistentes na modelagem do escoamento vão gerar resultados diferentes da realidade. Os dados de entrada normalmente usados nos modelos chuva-vazão são a intensidade da chuva, enquanto que as saídas são identificadas no hidrograma simulado pelo modelo na seção próxima do exutório da bacia.

Assim, os dados de entrada do modelo podem ser considerados consistentes quando a distribuição espacial da chuva em cada ponto da bacia em função do tempo é conhecida. De acordo com Troutman (1983), dados de entrada inconsistentes em geral estão associados a um número de postos de medição menor do que o necessário.

INCERTEZA ASSOCIADA À PRECIPITAÇÃO

A variabilidade dos valores dos parâmetros do modelo associada à distribuição espacial da precipitação é aqui denominada incerteza. Ela pode ser definida quantitativamente através dos seguintes parâmetros estatísticos: erro médio (EM), erro relativo (ER), erro padrão (EP) e coeficiente de variação (CV), definidos pelas seguintes expressões,

$$EM = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O) \quad (3)$$

$$ER = \frac{EM}{Obs} \quad (4)$$

$$EP = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O)^2} \quad (5)$$

$$CV = \frac{EP}{Obs} \quad (6)$$

P_i representa a variável calculada, O é a variável observada, Obs representa a média dos dados observados e n é o número dos pares de dados ($i=1, \dots, n$).

Freimund (1992) estimou um erro potencial médio de 10% na modelagem do escoamento associado aos erros na coleta e no tratamento dos dados de chuva, bem como na relação cota-descarga na seção do exutório.

ÁREA DE ESTUDO

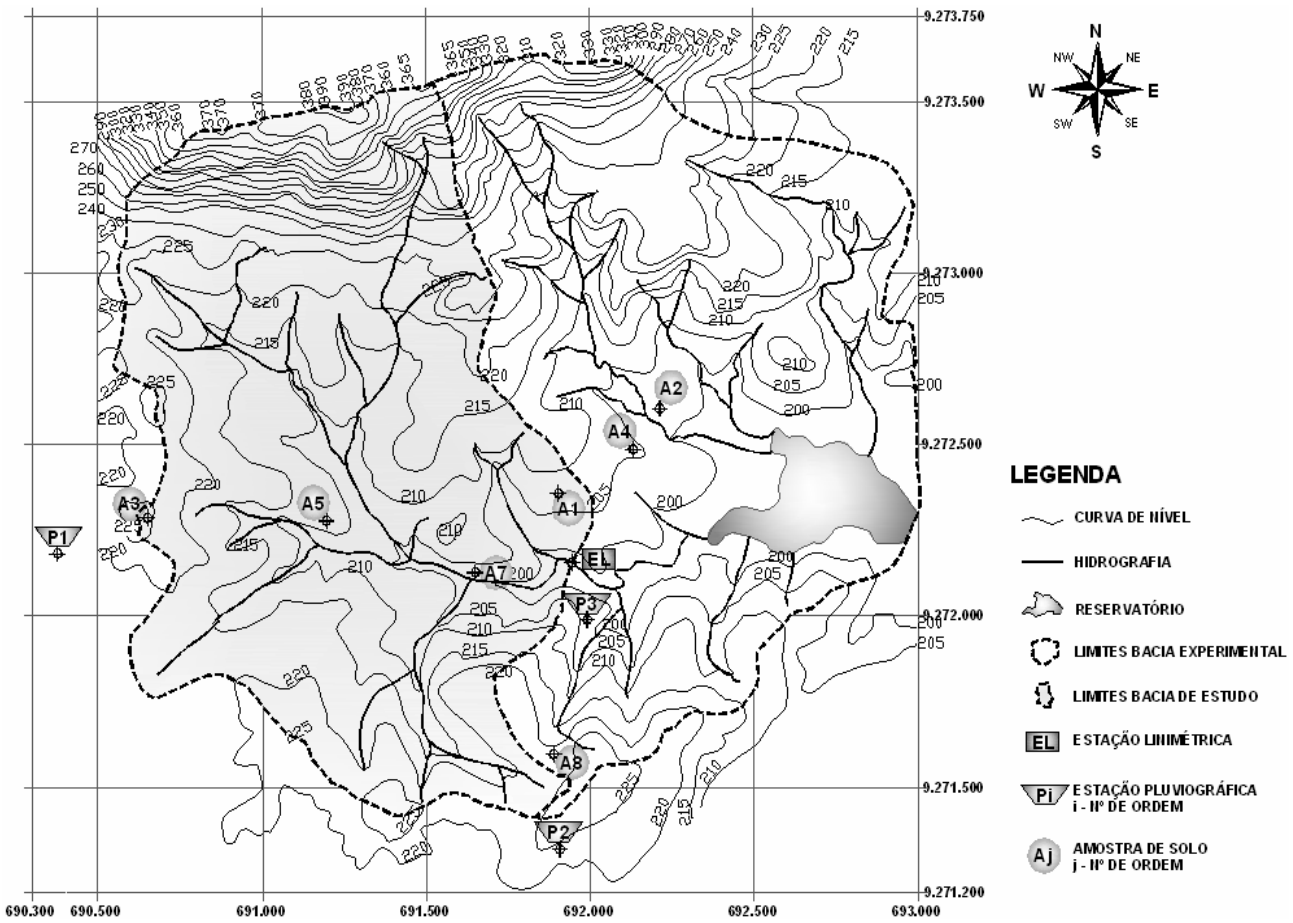
Este estudo utilizou os dados observados na Bacia Experimental de Serra Negra do Norte (BESNN), área de 2,108 km², situada na região do Seridó Potiguar (coordenadas 6°34'42",S e 37°15'56",W), a 300 quilômetros da cidade de Natal no sentido oeste. A referida bacia integra a Estação Ecológica do Seridó, área ambientalmente protegida pelo IBAMA, atualmente apresentando condição original de fauna e flora.

A bacia de estudo está inserida no divisor de águas da bacia do rio Seridó. Apresenta relevo montanhoso, solos rasos e pedregosos, além de uma rede de pequenos canais, com alto potencial erosivo. A formação montanhosa situada ao norte da bacia ocupa aproximadamente 15% da sua área. O solo da região é do tipo luvisolo crômico, escuros e castanhos, de textura areno-siltosa. A vegetação é composta de plantas xerófilas, com Caatinga dos tipos arbórea, arbustiva e herbácea. A topografia da bacia e a localização dos postos de medição de chuva e vazão estão apresentados na Figura 1.

Com o objetivo de monitorar as variáveis hidrológicas, foram instalados na bacia três postos pluviográficos, além de um dispositivo de medição do escoamento (calha Parshall), acoplados a um sistema automático de leitura e registro de dados em intervalos de cinco minutos.

Uma vez armazenados, os dados são transferidos para um módulo de memória portátil e convertidos em formato de planilha eletrônica MS Excel.

Este estudo tem como base a análise de três eventos ocorridos nos meses de janeiro e fevereiro/2004. A análise dos registros possibilitou obter variáveis hidrológicas da bacia: tempo de atraso (intervalo entre os centros de gravidade do pluviograma e do hidrograma correspondente) e tempo de concentração (intervalo entre o final da chuva e o ponto de inflexão do hidrograma correspondente), cujos valores são apresentados na Tabela 1. As diferenças nos valores dos coeficientes de deflúvio refletem a condição de umidade antecedente do solo. O coeficiente de deflúvio associado ao evento 1 reflete a condição de umidade no início da estação chuvosa. O tempo de concentração da bacia, por sua vez, variou entre 38 e 47 minutos, enquanto que o tempo de atraso variou entre 21 e 43 minutos. Os gráficos dos eventos, apresentados nas Figuras 2(a), 2(b) e 2(c), correspondem aos eventos 1, 2 e 3. É possível observar a variabilidade espacial da intensidade da precipitação e do hidrograma gera



do pelo escoamento. A distribuição temporal da intensidade segue a mesma tendência nos três eventos observados, com um aumento gradativo da intensidade ao longo da duração, alcançando o pico no final do evento.

Tabela 1 - Dados hidrológicos dos eventos observados

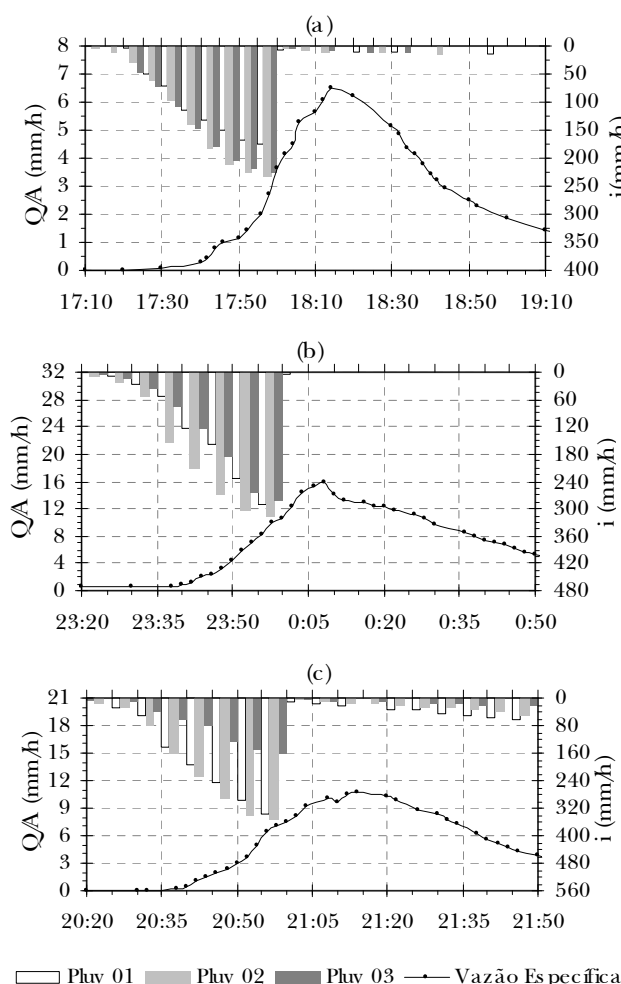
| Índices hidrológicos | EVENTO | | |
|------------------------------|----------|----------|----------|
| | 1 | 2 | 3 |
| Data | 30/01/04 | 31/01/04 | 04/02/04 |
| Duração (min) | 35 | 185 | 45 |
| Total precipitado (mm) | 93,7 | 88 | 126,7 |
| Tempo de atraso (min) | 43 | 21 | 28 |
| Tempo de Concentração (min) | 47 | 38 | 39 |
| Vazão Máxima (mm/h) | 3,83 | 9,32 | 6,32 |
| Coefficiente de Deflúvio (%) | 6,6 | 14,8 | 9,9 |

O levantamento das propriedades hidráulicas do solo foi feito mediante ensaios de infiltração utilizando permeâmetro de disco com carga constante, visando obter experimentalmente a condutividade hidráulica saturada em oito pontos distribuídos na bacia. Além disso, a análise em laboratório de amostras inalteradas de solo, coletadas em condições de saturação a 0,15 m de profundidade, permitiu a determinação do peso específico aparente e porosidade. Por sua vez, a classificação da textura do solo foi feita com base no triângulo de textura de solo da USDA (Departamento de Agricultura dos Estados Unidos). A umidade do solo foi obtida utilizando o método gravimétrico, com secagem das amostras em estufa. Os dados obtidos estão apresentados na Tabela 2.

Tabela 2 - Parâmetros hidráulicos do solo da bacia.

| Amostra | $\gamma_{\text{apar.}}$ (g/cm ³) | Φ | θ (%) | K_{sat} (mm/h) | Textura |
|---------|---|--------|--------------|-------------------------|---------------------|
| 1 | 1,75 | 0,31 | 2,9 | 43,2 | Areia silto-arenosa |
| 2 | 1,74 | 0,31 | 3,4 | 26,3 | Areia silto-arenosa |
| 3 | 1,67 | 0,34 | 2,5 | 54,0 | Areia argilosa |
| 4 | 1,64 | 0,35 | 6,3 | 61,2 | Areia argilosa |
| 5 | 2,03 | 0,20 | 5,4 | 4,7 | Areia orgânica |
| 6 | 1,88 | 0,26 | 7,9 | 14,4 | Areia silto-arenosa |
| 7 | 1,67 | 0,34 | 2,2 | 154,8 | Areia |
| 8 | 1,93 | 0,24 | 6,6 | 54,0 | Areia silto-arenosa |

$\gamma_{\text{apar.}}$ representa o peso específico aparente da amostra, Φ é a porosidade, θ representa o índice de umidade da amostra de solo, K_{sat} é a condutividade hidráulica saturada do solo.



Figuras 2(a), 2(b) e 2(c). Eventos utilizados no estudo.

MODELO HIDROLOGICO

A modelagem do escoamento foi feita utilizando o algoritmo computacional CHDM (Lopes et al., 1992; 1993). Trata-se de um modelo chuva-vazão-sedimentos, eventual, do tipo distribuído, originalmente desenvolvido para regiões semi-áridas. Considera os processos físicos de transferência na bacia, o que permite analisar o comportamento espaço-temporal dos processos chuva-vazão. O modelo utiliza o conceito hortoniano de geração do fluxo, o qual associa o fluxo ao volume de precipitação que não se infiltra no solo e se transfere para as áreas situadas a jusante pela ação da gravidade. Nele, o processo de infiltração no perfil do solo é simulado usando o modelo de infiltração de Green-Ampt (1910), conforme a seguinte equação,

$$f_c = k_{\text{sat}} \left[1 + \frac{|\Psi|(\Phi(S_{\text{max}} - S_i))}{F} \right] \quad (7)$$

onde f_c representa a capacidade de infiltração do solo (L/T), k_{sat} é a condutividade hidráulica saturada do solo (L/T), Ψ é a tensão de sucção efetiva média na franja de infiltração (L), Φ é a porosidade do solo, $S_{\text{max}} = \theta_s/\Phi$ representa o índice máximo de saturação do solo, $S_i = \theta_i/\Phi$ é o nível de saturação do solo no início do evento e F representa a infiltração acumulada ao longo do evento. O modelo associa a infiltração à capacidade de transferência da água no solo (condutividade hidráulica), cujo valor vai diminuindo durante o evento à medida que a franja de infiltração se desloca para baixo, saturando o perfil do solo e reduzindo a capacidade de infiltração.

A representação do escoamento nos planos e canais é feita utilizando as equações de Saint-Venant definidas em derivadas parciais, desprezando os efeitos da inércia. Nos planos, o escoamento superficial pode ser considerado semelhante a um canal de grande largura, no qual o raio hidráulico se aproxima à profundidade (h). A vazão por unidade de largura do canal, q (L³/T/L), é expressa por,

$$q = \frac{Q}{B} = \frac{1}{n} h h^{\frac{2}{3}} S^{\frac{1}{2}} \quad (8)$$

onde n representa o coeficiente de resistência de Manning (L⁻⁶), S é a declividade do fundo do canal (L/L). Fazendo $\alpha = S^{1/2}/n$ e $m = 5/3$, temos,

$$q = \alpha \cdot h^m \quad (9)$$

Combinando a expressão anterior com a equação da continuidade em derivadas parciais, temos,

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \alpha m h^{m-1} \frac{\partial h}{\partial x} = r(x, t) \quad (10)$$

Para os canais, o escoamento não permanente é representado pela combinação da equação da continuidade de um trecho de canal que recebe a contribuição lateral dos planos e dos canais situados a montante, definida pela expressão,

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q(x, t) \quad (11)$$

onde A representa a área da seção transversal (L^2), Q é a vazão no canal (L^3/T) e q é a contribuição lateral por unidade de largura do canal ($L^3/T/L$). De acordo com a condição cinemática, a vazão Q pode ser expressa como uma função da área da seção transversal. Assim, temos que,

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{dQ}{dA} \frac{\partial A}{\partial x} = q(x, t) \quad (12)$$

Por sua vez, a relação entre vazão e área da seção transversal, pode ser definida pela expressão,

$$Q = \alpha R^{m-1} A \quad (13)$$

As equações do modelo são resolvidas usando o método iterativo de Newton e das diferenças finitas com quatro vértices.

No processo de modelagem, a bacia foi discretizada obedecendo à topografia e a rede de drenagem natural existente, sendo dividida em 143 elementos, 102 planos e 41 canais. As variáveis geométricas de cada elemento foram definidas utilizando a ferramenta computacional IDRISI32. Assim, a discretização foi feita a partir do modelo digital do terreno e do mapa de declividades da bacia. Os parâmetros hidráulicos do solo foram assim determinados: a. ensaios de infiltração no campo (condutividade hidráulica efetiva); b. análise de amostras de solo em laboratório (textura, porosidade, umidade); c. uso de função de transferência pedológica para obtenção da curva característica do

solo (tensão da água no solo em função da umidade).

O levantamento de campo com o sistema global de posicionamento (GPS) permitiu obter a geometria dos taludes dos canais em diferentes trechos da rede. Além disso, foram usados mapas temáticos gerados em estudos anteriores referentes à pedologia e cobertura vegetal. Cada elemento foi identificado através de um código de controle em função da pedologia, seção transversal e cobertura vegetal.

Partiu-se da hipótese de que a precipitação se distribui uniformemente em cada elemento. Além disso, cada plano foi definido mediante parâmetros hidrológicos homogêneos. Na montagem do esquema de discretização, o modelo admite que um determinado plano possa receber, no máximo, a contribuição de três planos adjacentes. Um canal, por sua vez, pode receber a contribuição de dois canais situados a montante.

Dados de entrada do modelo CHDM

Os dados de entrada do modelo CHDM englobam uma série de informações relativas à bacia e ao evento analisado, podendo ser assim divididos:

A. Dados da bacia

- Número de elementos discretizados
- Número de estações pluviométricas
- Comprimento do maior caminho de fluxo (m)
- Duração da simulação (min)
- Intervalo de tempo de simulação do modelo Δt (min)
- Temperatura da água ($^{\circ}C$)
- Fator de ponderação de distância no esquema numérico (varia entre zero e um)
- Fator de ponderação de tempo no esquema numérico (varia entre zero e um)

B. Dados do elemento de discretização

- Geometria: comprimento (m), largura (m), declividade (%) e inclinação dos taludes dos canais (varia entre zero e um)
- Posição dos elementos situados a montante
- Parâmetro de resistência ao escoamento: coeficiente de Manning
- Parâmetros hidráulicos do solo: condutividade hidráulica efetiva (mm/h), tensão da

água no solo (mm), porosidade (%), níveis de saturação máxima e mínima (%)

- Fator de ponderação da precipitação medida em cada pluviômetro (exclusiva aos planos)

C. Dados do evento de precipitação

- Lâmina precipitada acumulada no tempo em cada estação pluviométrica

O cálculo da precipitação na bacia baseou-se nos dados observados em cada um dos três postos de medição. Além disso, a análise do comportamento espaço-temporal da chuva admitiu a hipótese de que a variação da intensidade da chuva entre os postos obedecia a uma função linear. Assim, o peso de cada posto de medição em relação ao elemento foi assim obtido: a) determinou-se a posição do centro de gravidade de cada plano em coordenadas geográficas; b) o cálculo do peso foi feito utilizando o método do inverso da distância, descrito na expressão,

$$P_{i,j} = \frac{1}{\sum_{j=1}^n \frac{1}{D_{i,j}}} \quad (14)$$

$P_{i,j}$ representa o peso da estação de ordem i no plano de ordem j , $D_{i,j}$ representa a distância entre o posto de ordem i e o plano de ordem j e n é o número de postos. As distâncias $D_{i,j}$ entre os postos de medição e os planos foram obtidas a partir das coordenadas espaciais no plano (x,y) , de acordo com a expressão,

$$D_{i,j} = \sqrt{(x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2} \quad (15)$$

x_i, y_i e x_j, y_j representam as coordenadas do centro geométrico do plano de ordem j e do posto de medição de ordem i , respectivamente. Foram, assim, obtidos os valores dos pesos em cada posto para cada evento analisado.

Calibração dos parâmetros do modelo

Os parâmetros do modelo foram calibrados para cada um dos eventos, tomando como base as possíveis combinações de funcionamento dos três postos de medição de chuva, denominados neste

estudo de pluv 1, pluv 2 e pluv 3. Assim, as combinações possíveis são 1-2, 1-3, 2-3 e 1-2-3.

O modelo CHDM não dispõe de algoritmo de calibração automática dos parâmetros, o que exigiu um processo manual usando o método iterativo por tentativa. Assim, para cada condição de medição dos dados pontuais da chuva, foram realizadas simulações com o objetivo de estimar os parâmetros que resultavam no melhor ajuste entre os hidrogramas observado e calculado pelo modelo, tomando como base os valores de vazão máxima e do volume escoado. O critério de ajuste utilizado foi a minimização das funções objetivo do erro relativo e do coeficiente de variação, conforme descritas nas expressões (4) e (6), respectivamente, aplicadas aos valores das descargas líquidas calculada e observada.

Os parâmetros de entrada usados nas simulações do modelo refletem propriedades hidráulicas do solo e são apresentados na Tabela 2. Por outro lado, os parâmetros sujeitos a calibração refletem a condição de umidade do solo [umidade no início do evento (θ_i), nível máximo de saturação do solo (S_{max})] e de resistência ao escoamento [coeficiente de Manning (n), fator de redução da declividade dos planos (k)]. Foram feitas séries de simulações para cada combinação possível de funcionamento dos postos e evento. Partindo-se de valores médios dos parâmetros a serem calibrados, seus valores eram alterados para mais e para menos obedecendo a uma porcentagem de 5%. Na Figura 3 são apresentados os valores do coeficiente de Manning obtidos mediante calibração para cada combinação de posto pluviográfico e evento.

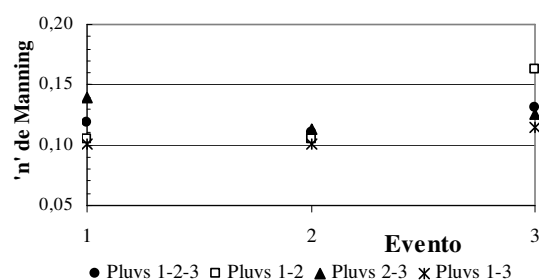


Figura 3 - Coeficiente de resistência de Manning para diferentes condições de representação da tormenta.

Variabilidade da Precipitação

A variabilidade espaço-temporal da chuva tem um efeito importante nos processos de geração e transferência de água e sedimentos na bacia. Com

o objetivo de estimar a variabilidade da chuva na bacia, foi utilizado um índice de variabilidade que leva em conta a lâmina precipitada em cada posto durante o evento, proposto por Smith et al. (2004), conforme a expressão,

$$\sigma_t = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N P_i^2}{N} - \left(\frac{\sum_{i=1}^N P_i}{N}\right)^2} \quad (16)$$

onde σ_t é o desvio padrão da chuva estimada pelo modelo e precipitada na bacia no instante t , P_i é a chuva precipitada no elemento de ordem i , N é o número total de elementos na bacia. Com base nos valores obtidos para o desvio padrão, pode-se calcular o índice de variabilidade da precipitação para o evento, conforme a expressão,

$$IVP = \frac{\sum \sigma_t P_t}{\sum P_t} \quad (17)$$

RESULTADOS

Os eventos apresentados na Tabela 1 e Figuras 2(a), 2(b) e 2(c) ocorreram num intervalo de seis dias, apresentando totais médios precipitados variando entre 88 e 127 milímetros e tempos de duração entre 35 e 185 minutos. As intensidades máximas pontuais [210 mm/h (evento 1), 290 mm/h (evento 2) e 280 mm/h (evento 3)] caracterizam tormentas de clima semi-árido [Faurès et al. (1995), Goodrich (1990)]. No que se refere aos hidrogramas gerados em cada evento, o seu comportamento pode ser atribuído aos seguintes fatores: a) distribuição espaço-temporal da tormenta na bacia; b) condição de umidade antecedente do solo; c) efeito da precipitação nas áreas geradoras de escoamento e de infiltração; d) efeito produzido pela vegetação. Na análise da variabilidade espacial da precipitação (IVP) proposta por Smith et al. (2004), o gráfico da Figura 4 demonstra que a habilidade na descrição espaço-temporal da chuva está relacionada com o padrão de medição da tormenta (número e do arranjo espacial dos postos). Além disso, considerando que IVP quantifica a distribuição da chuva em cada elemento durante o evento, o gráfico indica que a variabilidade na distribuição da chuva depende das características do evento. Observou-se que essa variabilidade não poderia ser detec-

tada caso houvesse um único posto [Faurès et al. (1995)]. Nesse caso, o resultado mais provável seria o aumento da incerteza na previsão do escoamento.

Este estudo parte da hipótese de que a melhor representação da variabilidade espacial da tormenta está associada à maior densidade de postos na bacia, ou seja, a combinação 1-2-3 [Faurès et al. (1995); Lopes et al. (1993)]. Isso torna possível analisar o efeito do padrão de medição (número e arranjo espacial dos postos) na representação da variabilidade espacial da chuva. O gráfico da Figura 4 mostra que as combinações [evento 1; postos 2-3], [evento 2; postos 1-3] e [evento 3; postos 1-2] não representaram satisfatoriamente o comportamento espaço-temporal da chuva na bacia. O gráfico aponta também para a existência de uma relação entre capacidade de representação da chuva e arranjo espacial dos postos na bacia. Tal relação, no entanto é imprevisível, pois depende das características do evento. A variabilidade espacial da chuva na área de estudo está relacionada com o movimento de ascensão e circulação das massas de ar decorrentes do relevo montanhoso de parte da área da bacia.

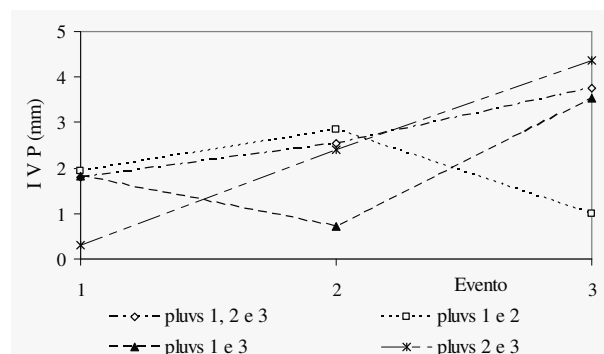


Figura 4 - Índice de variabilidade da precipitação em função das diferentes combinações de evento e arranjo espacial dos postos.

Efeito da variabilidade da precipitação no escoamento

Foram feitas simulações utilizando os dados do posto 3, situado mais próximo do centro de gravidade da bacia. Os resultados obtidos na simulação resultaram em valores que estavam fora da faixa considerada aceitável para os parâmetros. Assim, julgou-se mais conveniente concentrar o estudo nas combinações de dois e três postos.

O gráfico da Figura 5 apresenta os coeficientes de variação (CV) de cada combinação de ar-

ranjo espacial de postos de medição e evento. O CV foi obtido usando a expressão (6) para o melhor ajuste possível entre os hidrogramas observado e calculado pelo modelo. Observa-se que CV variou num intervalo entre 0,20 (evento 1) e 1,10 (evento 3). É possível observar que o comportamento de CV reflete o efeito das características da precipitação e do arranjo espacial dos postos. Observa-se também que os menores níveis de incerteza (0,2) estão associados ao evento 1 com os 3 postos e postos 1-2. A comparação dos gráficos das Figuras 4 e 5 permite observar que, para a combinação [evento 3; postos 1-2], o erro na representação da variabilidade espacial da chuva (Figura 4) resultou num aumento da incerteza na previsão pelo modelo (Figura 5). No entanto, essa tendência não se repetiu nas outras combinações que também apresentaram erros de representação espaço-temporal da chuva [evento 1; postos 2-3], [evento 2; postos 1-3].

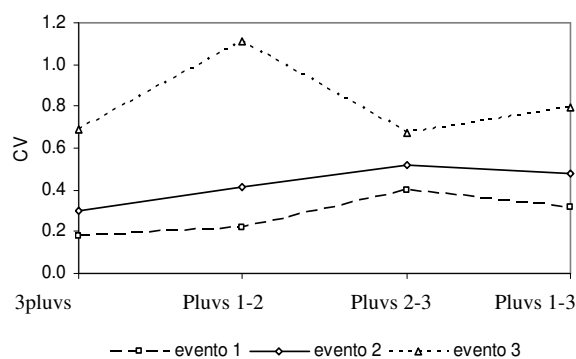
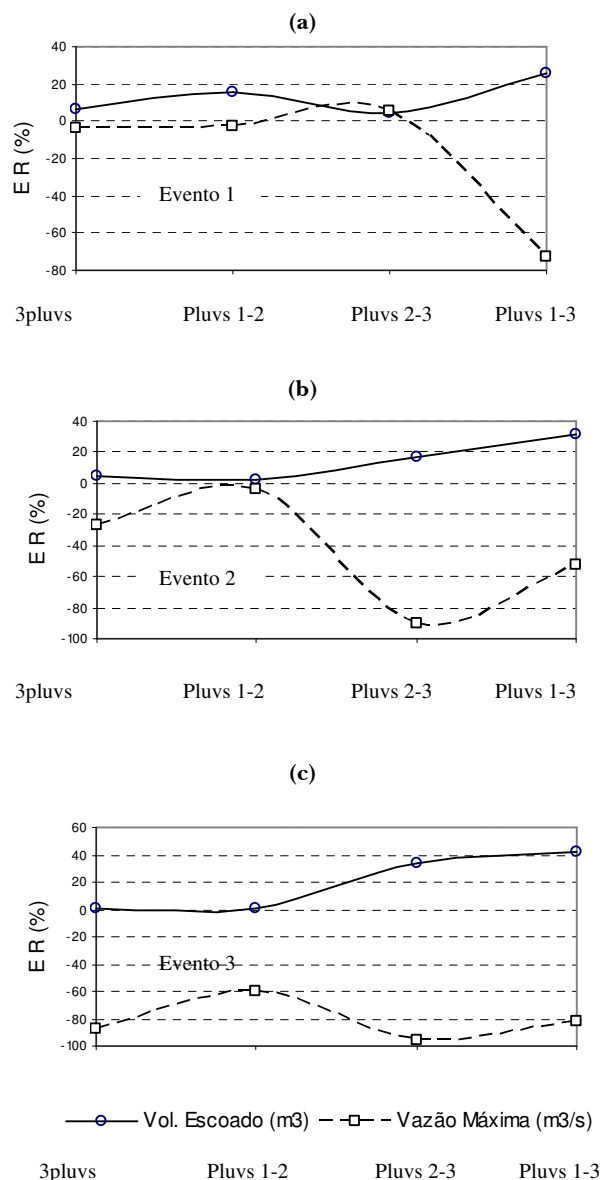


Figura 5 - Coeficiente de variação na previsão do escoamento para as combinações de arranjo espacial dos postos.

Efeito da variabilidade da precipitação na resposta da bacia

A análise da incerteza associada à distribuição espacial da chuva foi feita tomando como base a vazão máxima (Q_p) e o volume escoado na bacia (ES). Definiu-se como incerteza a falha na previsão da resposta hidrológica da bacia pelo modelo quando comparada com os dados observados. Assim, para cada combinação de evento e arranjo espacial dos postos, foram obtidos os valores das variáveis Q_p e ES que permitissem o melhor ajuste possível entre os hidrogramas. Em seguida, calculou-se o erro relativo, conforme expressão (4), o que permitiu obter os gráficos das Figuras 6(a), 6(b) e 6(c).

De acordo com os resultados obtidos, é possível observar, de um modo geral, uma tendência à superestimação do volume escoado e subestimação da vazão de pico. Além disso, as maiores incertezas estiveram associadas com a vazão máxima para os eventos 2 e 3 (90% e 100% respectivamente). Observa-se, assim, o efeito da inconsistência na leitura da precipitação, refletida no arranjo espacial dos postos, na incerteza da resposta da bacia, conforme mencionada por Troutman (1983), muito embora isso ocorra de maneira imprevisível.



Figuras 6(a), 6(b) e 6(c) - Erro relativo na previsão do escoamento (volume escoado e vazão máxima) para as combinações de arranjo espacial dos postos.

A incerteza está associada à distribuição espacial dos postos (posição geográfica) e sua relação com a distribuição da chuva. Observou-se uma tendência ao aumento da incerteza com a redução no número de postos, o que confirma resultados obtidos em estudos anteriores [Faurès et al. (1995); Lopes et al. (1993)]. A rede formada por três postos (pluvs 1, 2 e 3) apresentou os menores erros relativos (próximos de zero) para o evento 1 (com exceção da combinação 1-3) e evento 2 (com exceção das combinações 2-3 e 1-3). A análise dos resultados obtidos parece indicar que o aumento da incerteza na previsão do escoamento na bacia está relacionado com a inabilidade (falha) do modelo em captar o comportamento espaço-temporal da chuva, sendo esse um fator de natureza imprevisível, associada às características do próprio evento.

CONCLUSÕES

A análise do efeito da variabilidade espaço-temporal da precipitação na modelagem do escoamento na bacia experimental localizada no semi-árido nordestino, utilizando modelo chuva-vazão-sedimentos tipo distribuído permitiu se chegar às seguintes conclusões:

- a) A utilização dos dados de precipitação de um único posto produziu uma representação inadequada do comportamento da chuva na bacia, o está relacionado com a ausência do efeito da variabilidade espaço-temporal;
- b) As séries de simulações realizadas permitiram observar que, de um modo geral, o nível de ajuste entre os hidrogramas está relacionado com a representação da variabilidade espacial da chuva, o que, por sua vez, depende do padrão de medição (densidade e arranjo espacial dos postos);
- c) O efeito da variabilidade espacial da tormenta na resposta hidrológica revelou que a incerteza na modelagem do escoamento está relacionada com a densidade e com o arranjo espacial dos postos (e sua relação com a distribuição da chuva), o que assume um caráter imprevisível. De um modo geral, os menores níveis de incerteza estão associados à maior densidade de postos na bacia.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq/MCT) e à Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP/MCT) pelo apoio ao desenvolvimento deste projeto.

REFERÊNCIAS

- BELL, V. A., MOORE, R. J., 2000. The sensitivity of catchment runoff models to rainfall data at different spatial scales. *Proceedings of the Conference on Hydrology and Earth System Sciences, Special issue on HYREX: the Hydrological Radar Experiment*, 4, 653-667.
- CHAUBEY, I., HAAN, C. T., GRUNWALD, S. AND SALISBURY, J. M., 1999. Uncertainty in the model parameters due to spatial variability of rainfall. *Journal of Hydrology*, 220, 48-61.
- CREUTIN, J. D., OBLED, C., 1982. Objective analysis and mapping technics for rainfall fields: an objective comparison. *Water Resources Research*, 18(2), 413-431.
- FAURÈS, J. M., GOODRICH, D. C., WOOLHISER, D. A. AND SOROOSHIAN, S., 1995. Impact of small-scale rainfall variability on runoff modeling. *Journal of Hydrology*, 173 (1995), 309-326.
- FREIMUND, J. R., 1992. Potential error in hydrologic field data collected from small semi-arid watersheds. M. S. Thesis. University of Arizona. Tucson. AZ.
- GOODRICH, D. C., 1990. Geometric simplification of a distributed rainfall-runoff model over a range of basin scales. Ph. D. Dissertation. University of Arizona. Tucson. AZ.
- GOODRICH, D. C., FAURÈS, J. M., WOOLHISER, L. A. LANE, L. J., SOROOSHIAN, S., 1995. Measurement and analysis of small-scale convective storm rainfall variability. *Journal of Hydrology*, 173, 283-308.
- GREEN, W. H., AMPT, G. A., 1910. Studies on soil physics. 1: the flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Science*, 4, 1-24.
- LOPES, V. L., 1996. On the effect of uncertainty in spatial distribution of rainfall on catchment modeling. *Catena*, 28, 107-119.
- LOPES, V. L., FFOLLIOTT, P. F., 1992. Modeling sediment processes on small watersheds: a conceptual framework. I. Broad shallow flow processes. *J. Sed. Res.*, 7, 21-44.
- LOPES, V. L., FFOLLIOTT, P. F., 1993. Modeling sediment processes on small watersheds: a conceptual framework. II. Concentrated flow processes. *J. Sed. Res.*, 8, 1-23.

- M.B. SMITH, M. B., KOREN, V. I., ZHANG, Z., REED, S. M., PAN, J. J., MOREDA, F., 2004. Runoff response to spatial variability in precipitation: an analysis of observed data. *Journal of Hydrology*, 298, 267-286.
- OBLED, C, WEDLING, J, BEVEN, K., 1994. The sensitivity of hydrological models to rainfall patterns: an evaluation using observed data. *Journal of Hydrology*, 159, 305-333.
- OSBORN, H. B., LANE, L. J., HUNDLEY, J. F., 1972. Optimum gaging of thunderstorm rainfall in southeastern Arizona. *Water Resources Research*, 8(1), 259-265.
- SMITH, R. E., SCHREIBER, H. A., 1973. Point processes of thunderstorm rainfall. 1. Distribution of rainfall events. *Water Resources Research*, 9, 871-884.
- SMITH, R. E., SCHREIBER, H. A., 1974. Point processes of thunderstorm rainfall. 1. Rainfall depth probabilities. *Water Resources Research*, 10, 418-426.
- SMITH, M. B., KOREN, V. I., ZHANG, Z., REED, S. M., PAN, J.-J., MOREDA, F., 2004. Runoff response to spatial variability in precipitation: an analysis of observed data. *Journal of Hydrology*, 298, 267-286.
- TROUTMAN, J. M., 1983. Runoff prediction errors and bias in parameter estimation induced by spatial variability of precipitation. *Water Resources Research*, 19, 791-810.
- WOODS, R., SIVAPALAN, M., 1999. A synthesis of space-time variability in storm response: rainfall, runoff response and routing. *Water Resources Research*, 35, 2469-2485.

parameter to evaluate the capacity of rainfall spatial characteristics measurement. The results showed that only the data of a single rainfall gauge were inappropriate to represent rainfall spatial behavior since it neglects the spatial variability effect. During calibration it was seen that the model adjustment level (CV) reflects the capacity to represent spatial variability of rainfall and its characteristics, which is affected by gauge density and spatial arrangement. Finally, runoff modeling uncertainty for events of medium to high magnitudes was affected by gauge density and spatial arrangement (and its relationship to rainfall characteristics), with an unpredictable relationship.

Key-words: spatial variability, rainfall, modeling, semi-arid.

Analysis of the Effect of Spatial Variability of Rainfall in Modeling Runoff in an Experimental Basin in the Northeastern Semi-Arid

ABSTRACT

The main goal of this paper was to analyze the effect of spatial variability of rainfall, when modeling runoff in an experimental monitored watershed (2,108 km²) located in a semiarid region (Seridó Potiguar), state of Rio Grande do Norte-Brazil. To accomplish this, the CHDM rainfall-runoff hydrologic model was used, a model originally developed for semiarid regions. Watershed modeling was conceived by using computational tools (IDRISI 32); the study area was divided into 143 elements (planes and channels). Model parameter calibration was obtained by applying the best fit method between observed (Parshall flume) and calculated hydrograph data. Rainfall spatial distribution, modeled by using the inverse of distance method, was used to calculate the rainfall spatial variability index for each combination of event-spatial arrangement gauges. This index was used in this study as a pa-