

José M. A. Silva¹Fernando F. Pruski¹Lineu N. Rodrigues²Roberto A. Cecílio³

Modelo para obtenção do hidrograma de escoamento superficial em bacias hidrográficas. 1. Desenvolvimento e análise de sensibilidade

RESUMO

Desenvolveu-se um modelo para obter o hidrograma de escoamento superficial em bacias hidrográficas considerando tanto o escoamento em encostas como em canais. O modelo usa a equação de intensidade, duração e frequência na análise de eventos extremos ou o pluviograma correspondente ao evento em estudo na análise de eventos específicos e a equação de Green-Ampt-Mein-Larson para estimar a taxa de infiltração. A taxa de escoamento superficial é estimada considerando o modelo de ondas cinemáticas, no qual o hidrograma para cada célula é obtido somando-se o hidrograma produzido na célula com os provenientes das células contribuintes. O modelo é mais sensível à umidade de saturação, umidade inicial, armazenamento superficial, potencial matricial na frente de umedecimento e condutividade hidráulica do solo e menos sensível ao coeficiente de rugosidade e à interceptação pela cobertura vegetal.

Palavras-chave: modelagem hidrológica, hidrologia, recursos hídricos

Model to obtain the runoff hydrogram in watersheds. 1. Development and sensitivity analysis

ABSTRACT

A model was developed to estimate the runoff hydrogram in watersheds for hill slope and channel. The model uses the intensity-duration-frequency equation to calculate the extreme rainfall intensity and the Green-Ampt-Mein-Larson equation to estimate the infiltration rate. The runoff is calculated using the kinematic wave model and the hydrogram for each cell is obtained summing the hydrogram produced on the cell with those that come from the cells that contribute with runoff for the cell in analysis. The model is more sensible to the soil saturation moisture content, initial soil moisture, surface storage, matrix potential at wetting front and soil hydraulic conductivity, and less sensible to the surface roughness and canopy interception.

Key words: hydrologic modeling, hydrology, water resources

¹ Dep. de Eng. Agrícola, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa/MG, 36570-000, jmarcio@gprh.ufv.br, fpruski@ufv.br

² EMBRAPA Cerrados, BR 020, km 18, Rod. Brasília/Fortaleza, Caixa postal 08223, 73301-970, Planaltina/DF, lineu@cpac.embrapa.br

³ Dep. de Eng. Rural, Universidade Federal do Espírito Santo, Alto Universitário, s/n, cx postal 16, Guararema, Alegre/ES, 29500-000, racecilio@yahoo.com.br

INTRODUÇÃO

A água existente na terra distribui-se por três reservatórios principais: os oceanos, os continentes e a atmosfera, entre os quais existe uma circulação contínua, denominada ciclo hidrológico. Componente deste ciclo, o escoamento superficial ocorre quando a água originada de uma chuva escoar livremente sobre a superfície do solo (Prakash et al., 1996). Entre os inconvenientes do escoamento superficial, destacam-se a erosão do solo e o assoreamento dos cursos d'água (Garcia et al., 2003).

A utilização desordenada e o mau gerenciamento dos recursos hídricos geram prejuízos tão grandes que, atualmente, problemas sociais e ambientais de grande relevância advêm da disponibilidade e da qualidade da água. Para o adequado planejamento dos recursos hídricos, é necessário que se disponha de instrumentos que permitam a quantificação de sua disponibilidade hídrica. Nesse sentido, os modelos hidrológicos constituem mecanismos de suporte essenciais para a concretização desta meta.

Nos últimos anos, o aumento da atenção dada aos problemas ambientais tem resultado na demanda por modelos hidrológicos mais versáteis, capazes de representar de forma mais precisa os processos hidrológicos, considerando inclusive a variabilidade espacial (Bronstert & Plate, 1997). Os modelos são ferramentas importantes para esse fim, pois podem ser usados para analisar a eficiência, os riscos e os benefícios não apenas de práticas de manejo e uso do solo (Spruill et al., 2000), como também do manejo racional de zonas ripárias, principalmente em regiões de clima semiárido, visando o controle da erosão e a produção de água na bacia hidrográfica.

De acordo com Palacios-Vélez et al. (1998), a demanda por modelos que permitam melhor previsão hidrológica aumenta com a notificação de prejuízos causados por inundações. O desenvolvimento de melhores modelos, entretanto, requer um esforço contínuo da pesquisa e da comunidade acadêmica, uma vez que estes modelos necessitam de informações consistentes sobre precipitação, escoamento, topografia, solo, entre outras.

Diante da importância da adequada representação do escoamento superficial no manejo de bacias hidrográficas e considerando a carência de modelos realmente representativos das condições edafoclimáticas brasileiras, este trabalho foi realizado com os objetivos de desenvolver um modelo físico que permita calcular o balanço hídrico e o hidrograma de escoamento superficial, tanto em posições situadas na encosta como nos canais de drenagem de bacias hidrográficas, e realizar a análise de sensibilidade do modelo aos parâmetros que interferem no escoamento superficial.

MATERIAL E MÉTODOS

O modelo, desenvolvido em ambiente de programação Delphi e orientado para a plataforma Windows, permite o cálculo do balanço hídrico e a obtenção do hidrograma de escoamento superficial, da vazão máxima e do volume escoado para qualquer posição de uma bacia hidrográfica, consi-

derando os processos de: precipitação, evapotranspiração (estimada pelo método de Penman-Monteith), interceptação pela cobertura vegetal (ICV) (Woolhiser et al., 1990; Morgan et al., 1998; Ehlers, 1989), armazenamento superficial (ARM) (Onstad, 1984), infiltração da água no solo (obtida pela equação de Green-Ampt-Mein-Larson - GAML (Mein & Larson, 1973)) e escoamento superficial, utilizando o modelo de ondas cinemáticas (Tucci, 2004).

O modelo permite considerar a variação espacial desses processos ao longo de uma bacia hidrográfica e requer imagens temáticas relativas ao modelo digital de elevação do terreno (MDE), das direções de escoamento e da rede de drenagem numérica.

Na estimativa do escoamento superficial, considera-se que cada célula funciona como um plano de escoamento com valores de declividade, direção de escoamento e rugosidade específicos e que cada célula tem como entradas o escoamento advindo das células adjacentes e o excesso de precipitação gerado nela própria, o qual corresponde à diferença entre a precipitação e a infiltração após o preenchimento da interceptação pela cobertura vegetal e do armazenamento superficial. Desta forma, o hidrograma resultante de uma célula é obtido pela soma do hidrograma advindo(s) da(s) célula(s) contribuinte(s) com o gerado na própria célula. A Figura 1 representa, esquematicamente, o procedimento utilizado, onde as setas indicam a direção de escoamento e as células em preto, a rede de drenagem.

Esse procedimento recursivo é aplicado a todas as células e permite obter o hidrograma de escoamento superficial na célula de interesse. A obtenção de cada um desses hidrogramas é detalhada a seguir.

A geração do hidrograma na célula é realizada com base na metodologia do balanço hídrico, proposta por Pruski et al. (2001). Com o início da chuva, inicia a interceptação pela cobertura vegetal. Após o preenchimento da interceptação pela cobertura vegetal, a água atinge o solo, elevando sua umidade e diminuindo a capacidade de infiltração. Quando a intensidade de chuva excede essa capacidade de infiltração, a água acumula na sua superfície, fase denominada armazenamento superficial. Uma vez que a capacidade deste armazenamento é excedida, inicia-se o escoamento superficial.

A intensidade de precipitação pode ser obtida a partir da equação de intensidade, duração e frequência da precipitação (IDF) ou a partir de um pluviograma.

Considerando a equação IDF, a precipitação total (PT, em mm) é calculada pela equação:

$$PT = \int_0^t \frac{i_t}{60} dt \quad (1)$$

em que i_t é intensidade instantânea de precipitação (mm h^{-1}) e t , duração da precipitação, minutos.

A intensidade instantânea de precipitação, correspondente à variação da precipitação com o tempo, é obtida com a equação (Pruski et al., 2001):

$$i_t = \frac{KT^a}{(t+b)^c} \left(1 - \frac{ct}{t+b}\right) \quad (2)$$

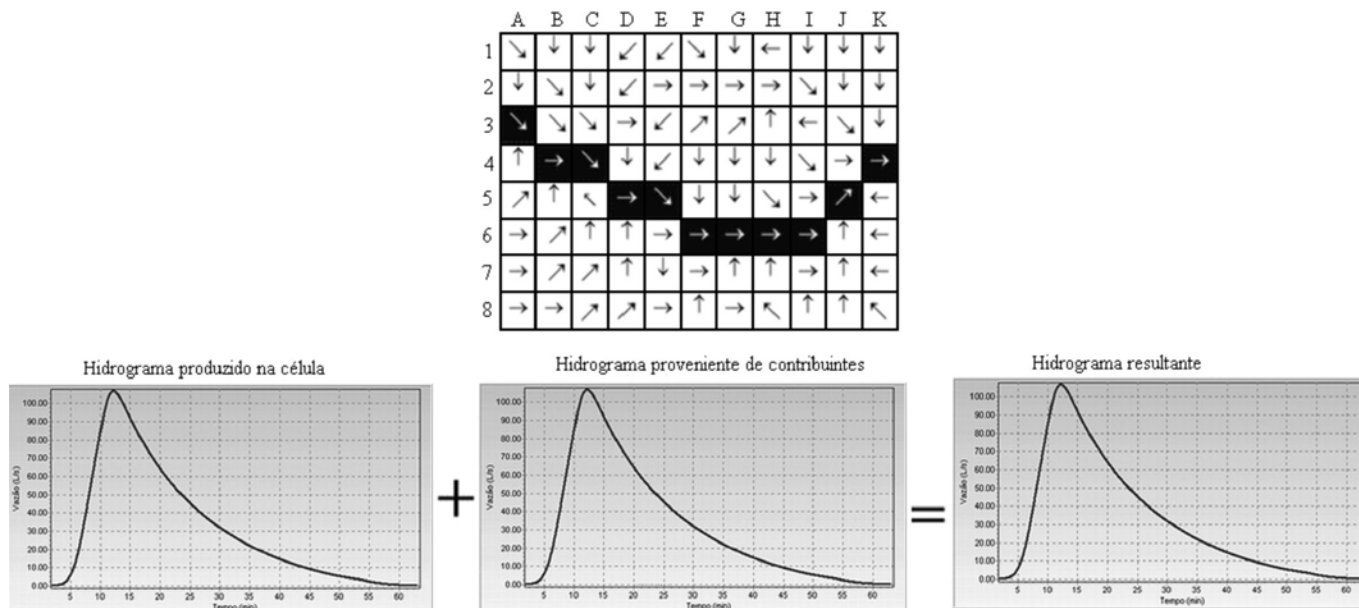


Figura 1. Representação esquemática do processo de soma dos hidrogramas para a obtenção do hidrograma resultante em uma célula.

Figure 1. Schematic representation of the process for addition of hydrographs to obtain the hydrograph resultant in a cell.

em que T é período de retorno da precipitação (anos) e K , a , b , c , parâmetros relativos à localidade, adimensional.

Toda a precipitação é retida pela cobertura vegetal até o momento em que o total precipitado se iguala à lâmina de ICV, sendo essa duração (t_{ICV} , min) calculada pela equação:

$$\int_0^{t_{ICV}} \frac{i_i}{60} dt = ICV \quad (3)$$

No instante em que a lâmina relativa à ICV é preenchida, a precipitação passa a ser transformada em infiltração, de modo que a taxa de infiltração (T_i) é igual à intensidade de precipitação (i_i). Essa condição é mantida até que $i_i \geq T_i$, expressa pela equação de GAML:

$$T_i = K_s \left(1 + \frac{(\theta_s - \theta_i) S_w}{I} \right) \quad (4)$$

em que K_s é condutividade hidráulica do solo saturado (mm h^{-1}), θ_s , unidade de saturação do solo ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$), θ_i , unidade inicial do solo ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$), S_w , potencial matricial médio na frente de umedecimento do solo (mm.c.a.) e I , infiltração acumulada, milímetros.

A infiltração acumulada do instante em que a precipitação atinge o solo até o início do empoçamento de água sobre a superfície do solo é estimada pela equação:

$$I = \int_{t_{ICV}}^{t_{ARM}} \frac{i_i}{60} dt \quad (5)$$

em que t_{ARM} é o tempo de início da fase de armazenamento, minutos.

No tempo t_{ARM} , inicia o empoçamento da água sobre a superfície do solo, que começa somente a partir do momento

em que $i_i \geq T_i$.

O tempo no qual todo o armazenamento é preenchido (t_{PRE} , min) é calculado por:

$$ARM = \int_{t_{ARM}}^{t_{PRE}} \frac{i_i}{60} dt - \int_{t_{ARM}}^{t_{PRE}} \frac{T_i}{60} dt \quad (6)$$

Em t_{PRE} , tem início o escoamento superficial e, para cada tempo t , sua taxa de ocorrência é:

$$q_{ES} = \frac{i_i - T_i}{3,6} 10^{-6} \quad (7)$$

em que q_{ES} é a taxa de ocorrência do escoamento superficial produzida na célula, metros por segundo.

A taxa de infiltração durante o período de ocorrência do escoamento superficial continua sendo expressa pela equação de GAML, e o cálculo da infiltração acumulada é realizada pela metodologia proposta por Hachum & Alfaro (1977):

$$I = I_r + S_w (\theta_s - \theta_i) \ln \left(\frac{S_w (\theta_s - \theta_i) + I}{S_w (\theta_s - \theta_i) + I_r} \right) + K_s \Delta t \quad (8)$$

em que I_r é lâmina infiltrada até o tempo de empoçamento (mm) e Δt , intervalo de tempo considerado, minutos.

A vazão de escoamento produzida na célula de interesse, expressa em termos de vazão por unidade de largura, é obtida multiplicando a taxa de escoamento pela área da célula:

$$q = q_{ES} Ac \quad (9)$$

em que q é vazão de escoamento por unidade de largura produzida na célula ($\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{m}^{-1}$) e Ac , área da célula, metros quadrados.

A percolação profunda é obtida pela equação:

$$P_p = I - (CC - \theta_i)Z \quad 10$$

em que P_p é percolação profunda (mm), CC, capacidade de campo ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) e Z, profundidade do sistema radicular, centímetros.

Para obter o hidrograma de escoamento superficial das células que contribuem com escoamento para uma célula de interesse localizada na encosta, utiliza-se o seguinte procedimento:

- identificam-se as células que contribuem com escoamento para a célula de interesse, utilizando as informações sobre as direções de escoamento contidas na respectiva imagem;
- calculam-se os hidrogramas produzidos em cada uma das células contribuintes aplicando o procedimento descrito no item anterior; e
- somam-se os hidrogramas advindos das células contribuintes considerando o deslocamento do escoamento sobre a superfície do terreno.

O hidrograma oriundo das células que contribuem com escoamento é obtido com o uso do modelo de ondas cinemáticas, que é expresso por (Tucci, 2004; Bras, 1990):

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = i_i - T_i \quad \text{e} \quad S_o = S_f \quad (11)$$

em que h é profundidade do escoamento (m), t , tempo (s), q , vazão por unidade de largura na direção do escoamento ($\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{m}^{-1}$), x , direção do escoamento (m), S_o , declividade da superfície do solo (m m^{-1}) e S_f , declividade da linha de energia, milímetro por milímetro.

O modelo de ondas cinemáticas considera a declividade da linha de energia igual à declividade da superfície do solo, assumindo uma seção transversal média de escoamento. Com a utilização de equações normalmente usadas para condições de regime uniforme, obtêm-se as relações entre a vazão e a profundidade de escoamento, expressas por:

$$q = \alpha h^\beta \quad (12)$$

em que a e b , utilizando-se a equação de Manning, podem ser expressos como:

$$\alpha = \sqrt{S_o} / n \quad \text{e} \quad \beta = 5/3 \quad (13)$$

em que n é o coeficiente de rugosidade do terreno, $\text{s m}^{-1/3}$.

O processo de solução da equação 11 é realizado utilizando-se o algoritmo proposto por Bras (1990).

A evapotranspiração foi estimada para proceder à correção da lâmina de água presente no solo, utilizando a equação:

$$LA_i = LA_{i-1} - E_{Trc} \quad (14)$$

em que LA_i é lâmina de água no solo no dia i até a profundidade considerada (mm), LA_{i-1} , lâmina de água no solo no dia $i-1$ até a profundidade considerada (mm) e E_{Trc} , evapotranspiração real da cultura, milímetro.

O valor máximo de LA_i corresponde à condição em que a umidade do solo é a capacidade de campo e o valor mínimo de LA_i ao ponto de murcha permanente do solo.

O valor de E_{Trc} é obtido pela equação

$$E_{Trc} = K_c K_s E_{T_o} \quad (15)$$

em que K_c é coeficiente da cultura (adimensional), K_s , coeficiente de umidade do solo (adimensional) e E_{T_o} , evapotranspiração potencial da cultura de referência, milímetro.

O valor de K_s é obtido pela equação

$$K_s = \frac{\ln(\theta_i - PMP + 1)}{\ln(CC - PMP + 1)} \quad (16)$$

em que PMP é o ponto de murcha permanente, milímetro.

Para a estimativa da evapotranspiração, utiliza-se o método de Penman-Monteith (Monteith, 1965) com base na rotina de cálculo apresentada por Williams (1995).

A modelagem do escoamento superficial no canal foi realizada utilizando-se o modelo de ondas cinemáticas, expresso por (Tucci, 2004; Bras, 1990):

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \quad (17)$$

em que A é seção transversal do escoamento (m^2) e Q , vazão total do escoamento no canal, metro cúbico por segundo.

O escoamento superficial no canal é obtido pela soma dos hidrogramas advindos das seções a montante da seção do canal considerada e dos hidrogramas oriundos da encosta. A identificação do trajeto do escoamento no canal é realizada a partir das informações relativas à rede de drenagem contidas na imagem que contém a rede de drenagem numérica.

A equação 17 é resolvida utilizando-se o processo proposto por Bras (1990).

Os valores dos parâmetros α e β da equação 17 dependem da seção transversal do canal. Para a seção triangular, os valores de α e β são iguais a:

$$\alpha = \frac{\sqrt{S} / n}{\sqrt[2/3]{\frac{2(\sqrt{m_1^2 + 1} + \sqrt{m_2^2 + 1})^2}{m_1 + m_2}}} \quad \text{e} \quad \beta = \frac{4}{3} \quad (18)$$

em que m_1 e m_2 são os inversos das declividades das paredes laterais do canal triangular.

Para a seção trapezoidal, a obtenção dos parâmetros α e β requer o ajuste de uma equação potencial do tipo:

$$Q = \alpha A^\beta \quad (19)$$

Na análise de sensibilidade do modelo, foi considerada uma condição padrão de ocupação da bacia correspondente a: ICV = 1,0 mm; ARM = 1,98 mm; $n = 0,120 \text{ s m}^{-1/3}$; $\theta_s = 0,410 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$; $\theta_i = 0,245 \text{ cm}^3 \text{cm}^{-3}$; $K_s = 68 \text{ mm h}^{-1}$; e $S_w = 61,6 \text{ mm}$. A análise de sensibilidade foi conduzida em relação a esses parâmetros, por meio da variação da variável em análise e manutenção das demais com valor igual à condição padrão, considerando precipitação com o perfil demonstrado na Figura 2.

Assim, cada um dos parâmetros de entrada foi alterado isoladamente, mantendo-se os demais constantes, a fim de verificar mudanças nos resultados obtidos, calculando-se, posteriormente, o índice de sensibilidade do modelo aos parâmetros de entrada (IS) por meio da equação 20, proposta Nearing et al. (1990).

$$IS = \frac{\frac{R_1 - R_2}{R_{12}}}{\frac{E_1 - E_2}{E_{12}}} \quad (20)$$

em que R_1 é resultado obtido com o modelo para o menor valor de entrada, R_2 , resultado obtido com o modelo para o maior valor de entrada, R_{12} , média dos resultados obtidos com o menor e o maior valores de entrada, E_1 , menor valor de entrada, E_2 , maior valor de entrada e E_{12} , média dos valores de entrada.

O valor de IS representa a mudança normalizada gerada na saída do modelo para uma mudança normalizada na entrada dos dados. Quanto maiores os índices, mais sensível é o modelo ao parâmetro, enquanto valores próximos a zero indicam que o modelo não apresenta sensibilidade. O sinal de IS indica a relação entre o valor de entrada e o resultado, de modo que valores negativos indicam que o valor de entrada e o resultado são inversamente proporcionais, enquanto valores positivos indicam que estes são diretamente proporcionais.

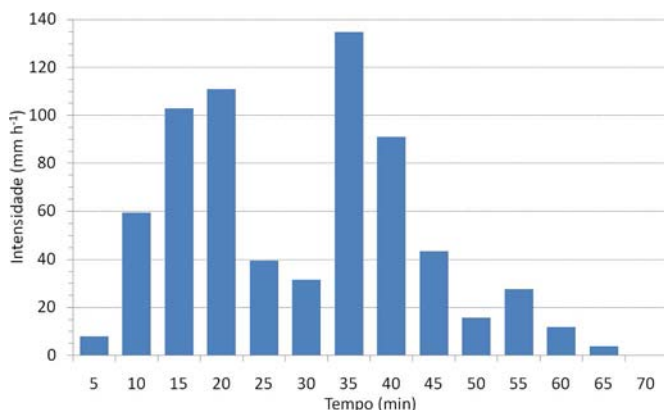


Figura 2. Pluviograma relativo à precipitação considerada na análise de sensibilidade.

Figure 2. Rainfall hydrograph considered in the sensitivity analysis.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

O modelo foi mais sensível, tanto para a vazão quanto para o volume escoado, ao parâmetro θ_s , seguido pelos parâmetros θ_i , ARM, S_w , K_s , n e ICV (Tabela 1).

O valor de IS em relação a θ_s foi igual a -17,5 para a vazão e -15,7 para o volume escoado. No entanto as alterações provocadas em K_s foram as de maior impacto no escoamento superficial, uma vez que, em decorrência dos processos normalmente associados à determinação destes dois fatores, a incidência de erros na determinação de K_s é maior que na

Tabela 1. Índices de sensibilidade da vazão máxima e do volume escoado aos diversos fatores que interferem no escoamento superficial

Table 1. Sensitivity indexes of the maximum flow and runoff volume to the parameters that affect surface runoff

Parâmetro	E_1	E_2	Vazão ($10^{-3} \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)			Volume (m^3)		
			R_1	R_2	IS	R_1	R_2	IS
θ_w	0,410	0,441	31,9	7,1	-17,5	15,59	4,26	-15,7
θ_i	0,245	0,270	31,9	70,1	7,7	15,59	32,61	7,3
ARM	1,98	2,41	31,9	8,6	-5,9	15,59	5,03	-5,2
S_w	57,0	61,6	48,1	31,9	-5,2	22,84	15,59	-4,9
K_s	34,0	68,0	574,5	31,9	-2,7	393,75	15,59	-2,8
n	0,12	0,20	31,9	13,2	-1,7	15,59	9,66	-0,9
ICV	0,76	1,0	33,3	31,9	-0,2	16,22	15,59	-0,1

determinação de θ_s . De acordo com Mesquita et al. (2007), há inúmeras referências na literatura comprovando que os valores de condutividade hidráulica saturada em uma área podem ser muito distintos, assumindo grande amplitude total e elevados coeficientes de variação.

O parâmetro ICV apresentou os menores valores de IS, pois sua ação é restrita apenas ao início da precipitação, quando a água ainda não atingiu o solo. A diminuição no escoamento superficial com o aumento de ICV deve-se ao fato de que a cobertura vegetal provoca redução no volume de água precipitado que atinge o solo. A redução do volume que atinge o solo acarreta menor elevação da umidade do solo e, consequentemente, a manutenção da capacidade de infiltração mais elevada, reduzindo o escoamento superficial.

Durante a fase de armazenamento superficial, que apresentou IS de -5,9 para a vazão e -5,2 para o volume, ocorrem abstrações relativas ao escoamento superficial potencial que decorrem tanto do volume de água retido sobre a superfície do solo como da própria infiltração ocorrida até o completo preenchimento do microrelevo do terreno. Durante esse preenchimento, a superfície do terreno continua a reter a água sobre a superfície do solo, permitindo, assim, aumento da lâmina infiltrada, o que colabora para diminuir a taxa de infiltração antes do escoamento superficial. As alterações realizadas nos valores de ARM influenciam na lâmina infiltrada, visto que, para maiores valores, serão necessários maiores valores de lâmina precipitada para preenchê-lo.

O coeficiente de rugosidade de Manning (IS de -1,7 e -0,9 para a vazão e o volume, respectivamente) interfere no deslocamento da água sobre a superfície do terreno. Esse coeficiente promove a redução da velocidade do escoamento, aumentando o tempo para a ocorrência da infiltração. Assim, em superfícies mais rugosas (maiores coeficientes de rugosidade), ocorre maior infiltração da água. Esse coeficiente promove também o retardamento do escoamento superficial, interferindo na vazão máxima. Desta forma, aumento deste coeficiente acarreta diminuição dos valores de vazão e volume.

Apesar de θ_s apresentar a maior sensibilidade, a alteração em K_s teve maior efeito nos resultados obtidos pelo modelo (Figura 3). Redução de 50% no valor de K_s acarretou aumento de 1.700,9% na vazão máxima, que variou de $31,9 \times 10^{-3} \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ a $574,5 \times 10^{-3} \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

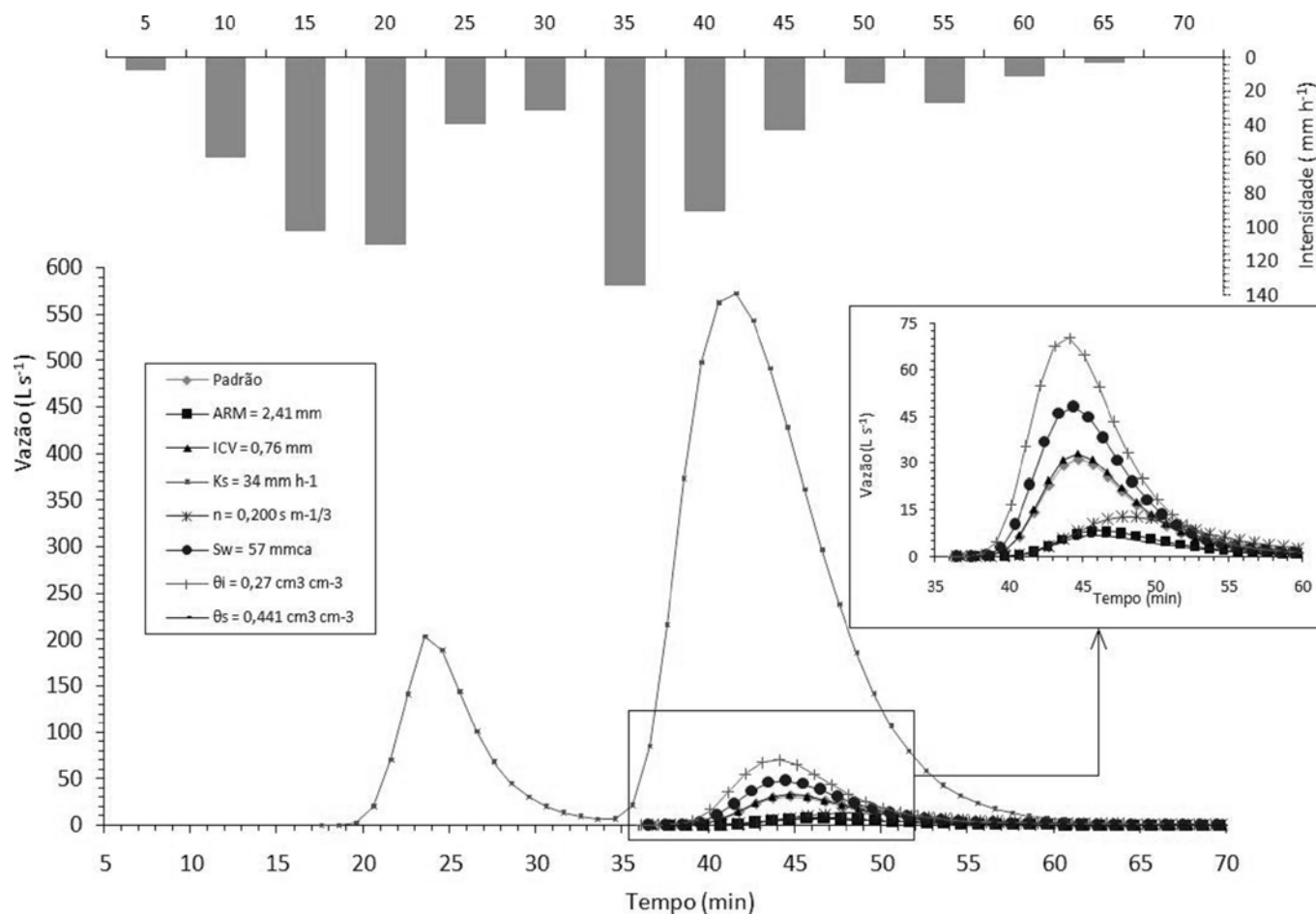


Figura 3. Hidrogramas gerados na análise de sensibilidade, considerando a variação da variável em análise e mantidos os outros parâmetros constantes.

Figure 3. Hydrographs calculated to the sensitivity analysis, considering variation in the analyzed variables and with the other parameters kept constant.

Observou-se influência de K_s no comportamento do hidrograma (Figura 3). A redução desta variável causou adiantamento do início do escoamento superficial, fato não observado nas outras combinações, em decorrência do alto valor de K_s utilizado, pois grande parte da precipitação ocorrida nos instantes iniciais é utilizada para promover o empoçamento na superfície do solo e preencher o armazenamento superficial. Nessa situação, ocorreu decréscimo da vazão de escoamento após 23 minutos, com posterior aumento a partir dos 35 minutos até a vazão de pico, fato relacionado à redução da intensidade de precipitação nesse intervalo de tempo. Esse fato não ocorreu nas demais simulações, uma vez que, para as condições em que foram realizadas essas outras simulações, durante o período inicial da ocorrência da precipitação, toda a água ainda infiltrava no solo e não havia escoamento superficial.

CONCLUSÕES

O modelo desenvolvido apresenta grande potencial de aplicação e permite, para um evento de precipitação, determinar o hidrograma de escoamento superficial em qualquer posição da bacia hidrográfica considerando o efeito da interceptação pela cobertura vegetal, do armazenamento superficial e

das características físicas do solo e, desta forma, potencializa a análise do impacto da utilização de diferentes cenários de ocupação da bacia hidrográfica na produção do escoamento superficial.

A vazão máxima e o volume escoado apresentam maior sensibilidade à umidade de saturação de campo, à umidade inicial, ao armazenamento superficial, ao potencial matricial na frente de umedecimento e à condutividade hidráulica do solo saturado e menor sensibilidade ao coeficiente de rugosidade e à interceptação pela cobertura vegetal.

LITERATURA CITADA

- Bras, R.L. *Hydrology: an introduction to hydrological sciences*. New York: Addison-Wesley Publishing Company. 1990. 643p. (Addison-Wesley Series in Civil Engineering).
- Bronstert, A.; Plate, E.J. Modelling of runoff generation and soil moisture dynamics for hillslopes and micro-catchments. *Journal of Hydrology*, v. 198, p.177-195, 1997.
- Ehlers, W. Transpiration efficiency of oat. *Agronomy Journal*, v.81, p.810-817, 1989.
- Garcia, A.R.; Machado, C.C.; Silva, E.; Souza, A.P.; Pereira, R.S. Volume de enxurrada e perda de solo em estradas florestais em condições de chuva natural. *Revista Árvore*, v.27, n.4, p.535-542, 2003.

- Hachum, A.Y.; Alfaro, J.F. Water infiltration and runoff under rain applications. *Soil Science Society of America Journal*, v.41, p.960-6, 1977.
- Mein, R.G., Larson, C.L. Modeling infiltration during a steady rain. *Water Resources Research*, v.9, n.2, p.384-394, 1973.
- Mesquita, M.G.B.F.; Moraes, S.O.; Peruchi, F.; Tereza, M.C. Alternativa para caracterização da condutividade hidráulica saturada do solo utilizando probabilidade de ocorrência. *Ciência Agrotécnica*, v. 31, n. 6, p. 1605-1609, 2007.
- Monteith, J.L. Evaporation and environment. In: G.E. Fogg (ed.) *Symposium of the Society for Experimental Biology, The State and Movement of Water in Living Organisms*, Vol. 19, Academic Press, Inc., NY, 1965. p.205-234.
- Morgan, R.P.C.; Quinton, J.N.; Rickison, R.J. EUROSEM: a user guide. Version 2. Silsoe, 1998. 86p.
- Nearing, M.A.; Deer-Ascough, L.; Laflen, J.M. Sensitivity analysis of the WEPP hillslope profile erosion model. *Transactions of the ASAE*, v.33, n.3, p.839-840, 1990.
- Onstad, C.A. Depressional storage on tilled soil surfaces. *Transactions of the ASAE*, v.27, p.729-732, 1984.
- Palacios-Vélez, O.L.; Gandoy-Bernasconi, W.; Cuevas-Renaud, B. Geometric analysis of surface runoff and the computation order of unit elements in distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*, v.211, p.266-274, 1998.
- Prakash, A.; Heggen, R.J.; Ponce, V.M.; Replogle, J.A.; Riggs, H.C. Runoff, streamflow, reservoir yield and water quality. In: Wootton, T.P.; Cecilio, C.B.; Fowler, L.C.; Hui, S.L. (ed.). *Hydrology handbook*. 2. ed. New York: ASCE, 1996. p.331-436.
- Pruski, F.F.; Rodrigues, L.N.; Silva, D.D. Modelo hidrológico para estimativa do escoamento superficial em áreas agrícolas. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.5, n.2, p.301-307, 2001.
- Spruill, C.A.; Workman, S.R.; Taraba, J.L. Simulation of daily and monthly stream discharge from small watersheds using the SWAT model. *Transactions of the ASAE*, v.43, n.6, p.1431-1439, 2000.
- Tucci, C.E.M. Fundamentos do escoamento não permanente. In: Tucci, C. E. M. (org.). *Hidrologia: ciência e aplicação*. 3.ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS/ABRH, 2004. 943p. (Coleção ABRH de Recursos Hídricos, vol. 4.).
- Williams, J.R. The EPIC model. In: Singh, V.P. (ed.) *Computer models of watershed hydrology*. Highlands Ranch: Water Resource Publications, 1995. p.909-1000.
- Woolhiser, D.A., Smith, R.E., Goodrich, D.C. KINEROS: a kinematic runoff and erosion model: documentation and user manual. Washington: United States Department of Agriculture/Agricultural Research Service, 1990. 130p. (Report ARS-77).