

AVALIAÇÃO DO POTENCIAL MATRICIAL DE ÁGUA COM BASE NA TEXTURA DE SOLO SEMIÁRIDO E SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA

Eduardo E. de Figueiredo^{1} & José Junji Ota²*

Resumo – O potencial matricial de água no solo tem sido cada vez mais estabelecido por funções pedológicas com base na textura. Consiste da tensão e da condutividade hidráulicas que dependem da umidade e profundidade do solo, e governam processos relevantes do ciclo hidrológico. Uma avaliação do potencial matricial a partir de funções referenciadas na literatura com base na textura do solo e na simulação hidrológica se faz necessário. Neste artigo foram utilizadas as funções de Saxton e associados, e a função de Rawls e Brakensiek, ambas em termos dos percentuais de argila e areia, na determinação da condutividade hidráulica saturada e umidade residual. Ambas foram aplicadas nas funções de Brooks & Corey e VanGenuchten na determinação da condutividade hidráulica não saturada do solo de uma microbacia no semiárido do cariri paraibano, e na simulação do escoamento. A simulação hidrológica foi realizada através do modelo MOSEE que contém essas funções e métodos alternativos dos vários processos do ciclo hidrológico. Os resultados com as metodologias empregadas mostram-se consistentes quando comparados entre si e com dados da literatura. Evidenciam a geração do escoamento por excesso de saturação e de intensidade de chuva. Os escoamentos ajustados comparam bem com os observados.

Palavras-Chave – Potencial Matricial; Textura; Modelagem.

WATER MATRIX POTENTIAL EVALUATION BASED ON SOIL TEXTURE AND HYDROLOGIC SIMULATIONS

Abstract – The soil-water matrix potential have been increasingly established based on soil texture. It consists of the soil tension and hydraulic conductivity, which depend on the moisture and depth of the soil, and govern relevant processes of the hydrologic cycle. The evaluation of the matrix potential established by functions referred in the literature, and tested via hydrologic simulations is a necessary task. In this article the equations of Saxton et al, and Rawls and Brakensiek, both in terms of Clay and Sand percentages, were utilized to determine the saturated hydraulic conductivity and residual moisture content. Both of them were applied into the equations of Brooks & Corey and VanGenuchten for the determination of the unsaturated hydraulic conductivity of a micro basin soil in the semiarid cariri paraibano, and for the water discharge simulation. The hydrologic simulation was carried out with the model MOSEE that contains these functions of the matrix potential and alternative methods to the various hydrological processes. The matrix potential parameters show good consistency between them, and compare well with those from the literature. There is evidence that runoff generation is by excess of saturation and rainfall. The adjusted water discharges compare well with the observed ones.

Keywords – Potential Matricial; Textura; Escoamento.

¹ Universidade Federal de Campina Grande-PB, e-mail:eduardo.e.figueiredo@ufcg.edu.br.

² Universidade Federal do Paraná-PR, e-mail: ota.dhs@ufpr.br.

INTRODUÇÃO

O potencial matricial de água no solo, também conhecido como curva de retenção ou curva característica água-solo, constitui-se basicamente da tensão do solo, $\psi(\theta)$ e da condutividade hidráulica, $K(\theta)$, ambas dependentes da umidade, θ , e da profundidade do solo, Z . Tem larga importância na hidrologia (Chow et al., 1988) além de outras áreas. Independentemente da área, resume-se ao perfil da condutividade hidráulica não saturada do solo. A textura do solo (principalmente os teores de argila e areia) e sua densidade são as principais variáveis governantes. No entanto outros parâmetros (e.g., teor de matéria orgânica) podem ser relevantes dependendo do tipo de solo. Do ponto de vista da hidrologia, o interesse recai nas funções com base na textura haja vista a escala da bacia hidrográfica, o baixo custo de obtenção dos teores de argila e areia e o foco principal na geração dos escoamentos superficial, subsuperficial e de base. Em geral os solos são classificados em quatro grandes grupos hidrológicos (McCuen, 1982), A, B, C, D, variando desde areia (grupo A), sendo o mais permeável e condutor de água, até argila (D), o que mais retém água, sendo menos permeável e menos condutor. Assim, a curva de retenção de água no solo tem forte impacto no movimento de água no interior do solo e, por conseguinte, na formação do escoamento. Ademais, tem influência no processo de evapotranspiração haja vista que a relação entre a evapotranspiração real e a potencial (E_r/E_p) depende da tensão do solo que indica o teor de umidade disponível para realização do processo. Na presente pesquisa foram utilizadas metodologias para o cálculo da curva de retenção de água no solo, todas com base exclusivamente nos teores de argila e areia. Foram escolhidas as funções estabelecidas por Saxton et al (1986), Rawls & Brakensiek (1989), Brooks & Corey (1964) e VanGenuchten (1980), bastante referenciadas nas várias áreas de interesse. As funções foram acopladas ao modelo de simulação hidrológica MOSEE (Figueiredo & Parsons, 2010; Figueiredo & Ota, 2017) concebido de modo a considerar as variabilidades da bacia e dos processos envolvidos na geração dos escoamentos. Segue-se uma descrição resumida desta pesquisa e seus resultados.

O MODELO MOSEE

O modelo MOSEE é contínuo no tempo e distribuído no espaço através de sub-bacias (limitada a 20) nas quais o perfil do solo tem 3 camadas com espessuras h_A , h_B e h_C . Simula os principais processos do ciclo hidrológico. Haja vista que o modelo conta com metodologias alternativas para os vários processos considerados, apenas aquelas utilizadas na presente pesquisa são apresentadas.

EQUAÇÕES FUNDAMENTAIS

O movimento de água no interior do solo é regido fundamentalmente pela conservação da massa (continuidade) e momento (lei de Darcy para meio não saturado $q = -K(\theta)\partial H/\partial z$, com a carga total $H = \psi(\theta) + z$). Para fluxo unidimensional vertical suas formulações são mostradas abaixo:

$$\partial(\theta)/\partial(t) + \partial(q)/\partial(z) = 0 \quad (m^3/m^3/h) \quad \text{Continuidade} \quad (1)$$

$$q = -K(\theta)\partial[\psi(\theta)+h]/\partial(z) \quad (m^3/h/m^2) \quad \text{Momento} \quad (2)$$

Por substituição da equação (1) em (2) obtém-se a equação de Richards (1931):

$$\partial(\theta)/\partial(t) = -K(\theta)[\partial(\psi)/\partial(\theta).\partial(\theta)/\partial(z)+1] - \partial[E_r\psi(\theta)]/\partial(z) \quad (m^3/m^3/h) \quad (3)$$

O último termo da equação (3) representa a perda real de água do solo para a atmosfera por evapotranspiração. Admitindo-se na equação (3) um valor de umidade no tempo inicial, θ_t , pode-se calcular a condutividade hidráulica e a tensão do solo e, por conseguinte, a umidade no tempo $t+\Delta t$, ($\theta_{t+\Delta t}$). O cálculo de $K(\theta)$ pode ser feito com funções pedológicas em termos da textura do solo.

FUNÇÕES DO POTENCIAL E DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA

Foram escolhidas para esta pesquisa as funções empíricas de Saxton et al (1986) para o cálculo da tensão do solo $\psi(\theta)$ e da umidade saturada θ_s , de Rawls & Brakensiek (1989) para o cálculo da umidade residual θ_r (m^3/m^3) e as funções de Saxton et al (1986), de Brooks & Corey (1964) e de VanGenuchten (1980) para a condutividade hidráulica não saturada, $K(\theta)$.

Saxton et al (1986) estabeleceu a seguinte função do potencial matricial:

$$\psi(\theta) = A \cdot \theta^B \quad (\text{kPa}) \quad 10 \text{ kPa} < \psi < 1500 \text{ kPa} \quad (4)$$

com A e B na em termos dos percentuais de argila (%C) e areia (%S), i.e., $A = \exp[a + b(\%C) + c(\%S)^2 + d(\%S)^2(\%C)]$, $B = [e + f(\%C) + g(\%S)^2(\%C)]$ e os fatores $a = -4.396$; $b = -0.0715$; $c = -4.880 \times 10^{-4}$; $d = -4.285 \times 10^{-5}$; $e = -3.140$; $f = -2.22 \times 10^{-3}$; $g = -3.484 \times 10^{-5}$.

Para as tensões de murcha das plantas $\psi_{pm} = 1500 \text{ kPa}$ e da capacidade de campo $\psi_{cc} = 33,3 \text{ kPa}$ as umidades correspondentes θ_{pm} e θ_{cc} são determinadas com a equação (4). Para tensões $\psi < 10 \text{ kPa}$ considera-se que o solo está saturado ($\theta = \theta_s$), sendo θ_s ligeiramente menor que a porosidade, η_p (m^3/m^3). A porosidade pode ser estimada em termos de γ_s (peso específico do solo seco) e do peso específico do quartzo ($2,65 \text{ kgf/cm}^3$), $\eta_p = (2,65 - \gamma_s)/2,65$ e θ_s pela equação de Saxton et al (1986), $\theta_s = 0,332 - 0,0007251(\%S) + 0,1276 \times \log(\%C)$. Para a condutividade não saturada, eles propuseram a seguinte função:

$$K(\theta) = 2,778 \times 10^{-6} \exp\{p + q(\%S) + [r + t(\%s) + u(\%C) + v(\%C)^2](1/\theta)\} \quad (\text{m/s}) \quad (5)$$

com $p = 12,012$; $q = -7,55 \cdot 10^{-2}$; $r = -3,895$; $t = 3,671 \cdot 10^{-2}$; $u = -0,1103$; $v = 8,7546 \cdot 10^{-4}$; fazendo $\theta = \theta_s$ na equação a condutividade hidráulica saturada K_s pode ser determinada.

A função de Brooks & Corey (1964) é dada por:

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta \quad (\text{mm/h}) \quad (6)$$

na qual o fator empírico η é o expoente de Averjanov (1950) que fica entre 3,0 e 3,5 (Mualem, 1976) para quase todos os tipos de solo; a umidade residual, θ_r (m^3/m^3) é dada pela equação de Rawls & Brakensiek (1989) em termos da textura:

$$\theta_r = -0,0182482 + 0,00087269(\%S) + 0,00513488(\%C) + 0,02939286(\phi) - 0,00015395(\%C)^2 - 0,0010827(\%S)(\phi) - 0,00018233(\%C)^2(\phi)^2 + 0,00030703(\%C)^2(\phi) - 0,0023584(\phi)^2(\%C) \quad (7)$$

A função de VanGenuchten é dada pela seguinte equação:

$$K(\theta) = K_s S_e^{1/2} [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2 \quad (\text{mm/h}) \quad (8)$$

sendo S_e a saturação efetiva do solo (igual ao termo entre parêntesis na equação 6) e m um expoente empírico que varia com o tipo de solo.

FUNÇÕES DOS PROCESSOS HIDROLÓGICOS

Adiante são apresentadas as funções no modelo MOSEE interligadas ao potencial matricial de água no solo e importantes para o cálculo da intensidade da chuva que atinge o solo, que é dependente da interceptação (I_t) e das proporções de cobertura vegetal (C_v) e de rochas (C_r), $[i = (P/\Delta t)(1 - C_v - C_r) + (I_t/\Delta t)(C_v + C_r)]$, da evapotranspiração real, infiltração e escoamentos.

A função entre a evapotranspiração real e a potencial, E_r/E_p (Figura 1) é uma adaptação da relação sugerida por Feddes e Zaradny (1976), na qual pode ser notado que para tensões do solo abaixo do ponto de murcha ($\psi < -1500 \text{ kPa}$) não há realização de evapotranspiração já que as plantas não têm capacidade para extrair água do solo. Para valores da tensão maiores que o da

capacidade de campo ($\psi > -33,3$ kPa) o solo retém água suficiente para a planta realizar a evapotranspiração na taxa máxima ou potencial. Entre $-1500 < \psi < -33,3$ vale a equação a seguir, com a evapotranspiração potencial, E_p (mm) podendo ser estabelecida com dados observados (e.g., em tanque classe A) ou estimada; o coeficiente k_e é para considerar água encapsulada não sujeita ao processo (pode ser menor que 1 mas é tomado igual a 1 por não haver dados para sua comprovação).

$$E_a/E_p = k_e [(\psi_{pm} - \psi(\theta)) / (\psi_{pm} - \psi_{cc})] \quad (-) \quad (9)$$

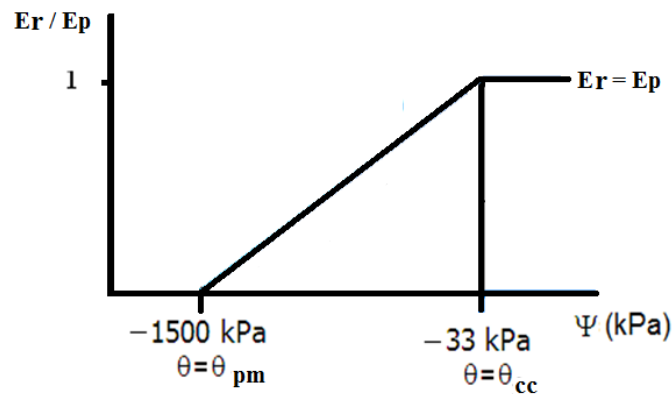


Figura 1 – Relação entre evapotranspiração atual e potencial (Adaptada de Feddes & Zaradny, 1976)

A infiltração de água através da superfície do solo é uma forma modificada da equação de Horton [$f = f_c + (f_o - f_c)e^{-kt}$] que estabelece a capacidade de infiltração variando com o tempo. Foi modificada (Figueiredo & Ota, 2017) de modo a levar em consideração a variação da umidade no lugar do tempo, haja vista que a umidade varia com o tempo segundo a equação (3).

$$f[\theta(t)] = f_c + (f_o - f_c)e^{-k[\theta(t)]} \quad (\text{mm/h}) \quad (10)$$

(f_o , f_c e k são fatores relacionados ao tipo de solo)

O escoamento superficial (Q_s) é gerado por excesso de intensidade (i) de chuva sobre a capacidade de infiltração do solo (f), com excedente $i - f$ para $i > f$, por excesso de umidade (θ) sobre a saturação do solo (θ_s), com excedente $\theta - \theta_s$ para $\theta > \theta_s$, ou ambos os casos. Assim, se $i > f$ e $\theta > \theta_s$ a vazão superficial é gerada pelos dois mecanismos, isto é:

$$Q_s = (10^3/3.6).A.[i - f(\theta(t))] + (10^7/60).A.(\theta - \theta_s).z_{sup}/\Delta t \quad (\text{l/s}) \quad (11)$$

com A em km^2 ; i e f em mm/h e z_{sup} (profundidade da camada superficial) em cm .

O escoamento subsuperficial (Q_{ss}) resulta da saturação da camada superficial do solo (geralmente a zona radicular ou vadosa) sendo calculado pela aplicação da equação de Darcy com carga h para $x = 0$ (cota de montante da bacia) e 0 para $x = L'$ (largura média da bacia normal ao canal de drenagem), isto é:

$$Q_{ss} = (10^{-7}/3.6)K_s[z_{sup}(\theta_s)]^2(L^2/2A) \quad (\text{l/s}) \quad (12)$$

com A em km^2 , K_s em mm/h e L (comprimento do trecho de rio) em km .

O escoamento subterrâneo (Q_{sb}) resulta da ocorrência de lençol subterrâneo acima do nível d'água do rio (neste caso o lençol contribui para o escoamento do rio) ou entre o leito do rio e o seu nível d'água (neste caso o rio contribui para o lençol); ambas as situações são calculadas através da equação de Darcy considerando as mesmas condições de contorno antes descritas.

$$Q_{sb} = (10^{-7}/3.6)K_s[(z_{rio} - h_{rio}) - z_{lençol}]^2(L^2/2A) \quad (\text{l/s}) \quad (13a)$$

$$Q_{sb} = -(10^{-7}/3.6)K_s[(z_{lençol} - (z_{rio} - h_{rio}))]^2(L^2/2A) \quad (\text{l/s}) \quad (13b)$$

A BACIA DO ESTUDO

Para o presente estudo foi escolhida uma microbacia de 6200 m² (M1) na bacia experimental de Sumé (BES), na região semiárida do cariri paraibano (Figura 2). Fez parte de um laboratório de campo consistindo de parcelas e microbacias, com e sem cobertura vegetal nativa (caatinga) que foi monitorado nos anos 80 e 90. Com base nos dados disponíveis nesta região foi possível a realização da modelagem do potencial matricial, da bacia e dos processos do ciclo da água (chuva, interceptação, infiltração, percolação e escoamentos). A microbacia 1 tem cobertura vegetal natural, registros de alturas e durações de chuvas, dados de evaporação potencial (tanque A) e características do perfil do solo, do tipo bruno não cálcico predominantemente (Cadier e Freitas, 1982; Cadier et al., 1983) com profundidade de ~50 cm em três horizontes (A, B e C), com teores de argila e areia de 15,77% e 50,2% (horizonte A) e 32,5% e 50,2% (horizonte B).

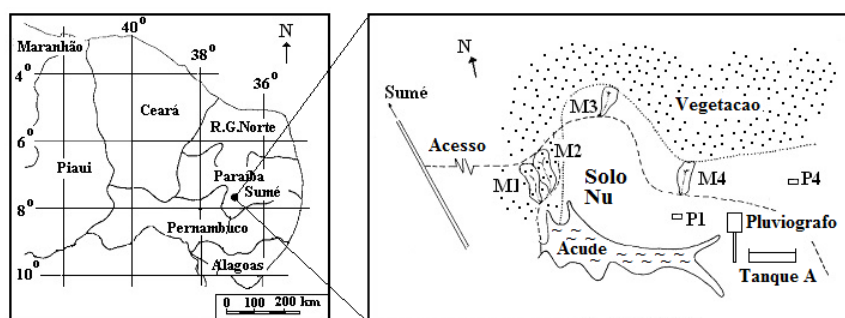


Figura 2: Bacia Experimental de Sumé (BES) no semiárido cariri paraibano (extraído de Figueiredo & Ota, 2017)

MODELAGEM E SIMULAÇÃO DOS ESCOAMENTOS

Bacia hidrográfica: A bacia foi dividida em 20 pequenas sub-bacias com $A_i = 310 \text{ m}^2$, extensões $L_i = 7,5 \text{ m}$, variação de cotas $\Delta H = 0,55 \text{ m}$ e três camadas de solo $h_A = 10 \text{ cm}$ e $h_B = h_C = 20 \text{ cm}$.

Intensidade da chuva: Para o cálculo da intensidade da chuva que atinge o solo foram adotadas uma altura de interceptação $I_t = 0,5 \text{ mm}$ e proporções de cobertura vegetal e de rochas $C_v = 0,8$ e $C_r = 0,0$. Sendo a microbacia escolhida vegetada, deve-se considerar que a vegetação natural pode não cobrir totalmente a bacia, mas certamente cobre as poucas pedras na superfície do solo.

Infiltração: Para o cálculo do volume infiltrado, os parâmetros da função de Horton foram ajustados com base em dados medidos nos solos da BES (Cadier & Freitas, 1982; Cadier et al., 1983). A Figura (3) mostra que os valores $f_0 = 120 \text{ mm/h}$ (obtido por extrapolação), $f_c = 30 \text{ mm/h}$ e $k = 2 \text{ h}^{-1}$ melhor ajustaram as capacidades de infiltração medidas.

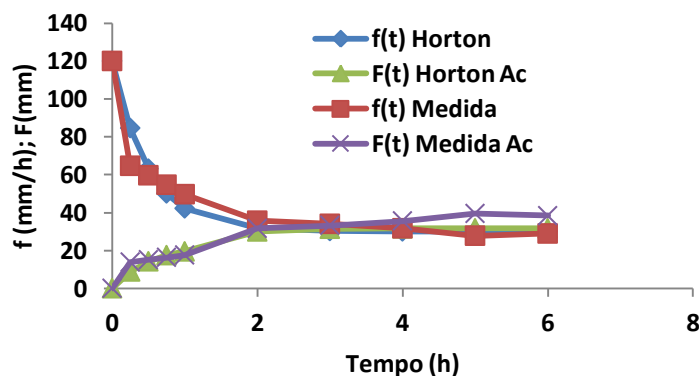


Figura 3 – Curvas de infiltração ajustadas (Ac=acumulada) às medições nos solos da BES

Potencial matricial: Os resultados obtidos com a aplicação das funções anteriormente apresentadas, em termos da textura do solo da BES, 15,77% e 50,2% (horizonte A) e 32,5% e 50,2% (horizonte B), estão indicados na Tabela 1. Conforme pode ser visto, as estimativas com as funções escolhidas aproximam-se razoavelmente dos valores médios, bem como de valores indicados na literatura (ver valores típicos em Chow et al., 1988). Os valores do expoente B da função de Saxton et al (1986) foram -5,077 e -8,338 (horizontes A e B). O expoente η (equação 6) foi fixado em 3,2, média dos valores sugeridos por Averjanov (Mualem, 1976) e o fator m (equação 8) com base no expoente B de Saxton et al (1986); $m = (B+1)/B = 0.8$ e $0,88$ (horizontes A e B).

Tabela 1 – Propriedades Hidráulicas dos horizontes A e B do solo da BES

Método	θ_s (m ³ /m ³)	θ_{cc} (m ³ /m ³)	θ_{pm} (m ³ /m ³)	θ_r (m ³ /m ³)	η (-)	K_s (m/day)
Saxton et al (1986) ⁽¹⁾	0.448	0.235	0.111			0.306
Saxton et al (1986) ⁽²⁾	0.488	0.289	0.183			0.057
Rawls & Brakensiek (1989) ⁽¹⁾		0.270	0.117	0.075	0.463	0.32
Rawls & Brakensiek (1989) ⁽²⁾		0.255	0.148	0.112	0.398	0.1
Medição ^{(1); (3)}	0.290	0.155	0.096	0.018	0.480	0.312
Medição ^{(1); (3)}	0.358	0.203	0.119	0.038	0.497	0.032

^{(1), (2)} = horizontes A e B; ⁽³⁾ Valores médios de várias fontes

Simulação hidrológica: A simulação dos escoamentos (equações 11 e 12) é dependente das condições de chuva e das funções $K(\theta)$ e $\psi(\theta)$. Os resultados destas funções são mostrados na Figura 4 com θ (equação 3) da simulação hidrológica. Nota-se que não há grandes diferenças entre as curvas do potencial matricial, geradas com as funções escolhidas, mas são ligeiramente diferentes com a função de Saxton et al (1986). A distribuição da umidade no tempo (Figura 5) indica uma rápida diminuição na camada superficial do solo a partir de um dado momento, aumenta ligeiramente na camada B mas não diminui com o tempo, e permanece inalterada na camada C. A distribuição de umidade no perfil do solo (Figura 6) confirma a pouca movimentação de água nas camadas B e C. Estes resultados evidenciam a geração do escoamento por excesso de saturação e de intensidade de chuva sobre a capacidade de infiltração (Figura 7), ou seja, do tipo Hortoniano. O ajuste dos escoamentos simulados, considerando como critério as laminas anuais e os picos do escoamento, mostrou-se razoável com laminas de 30,7 e 28,4 mm (simulada e observada) e picos de 46,5 e 46 mm (simulado e observado).

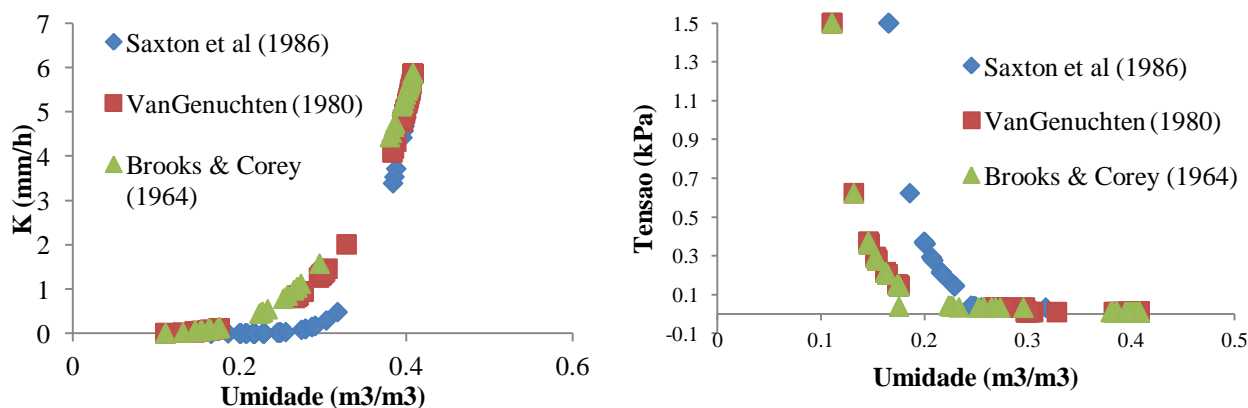


Figura 4 – Potencial Matricial Resultante da Simulação Hidrológica

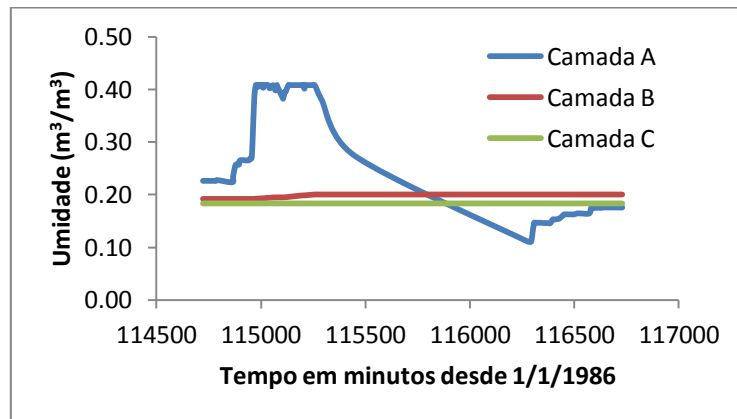


Figura 5 – Variação da umidade do solo durante o maior evento em 1986

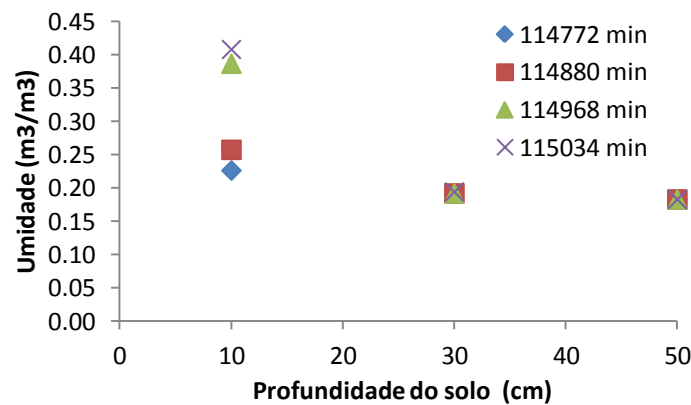


Figura 6 – Variação da umidade no perfil do solo durante o maior evento em 1986

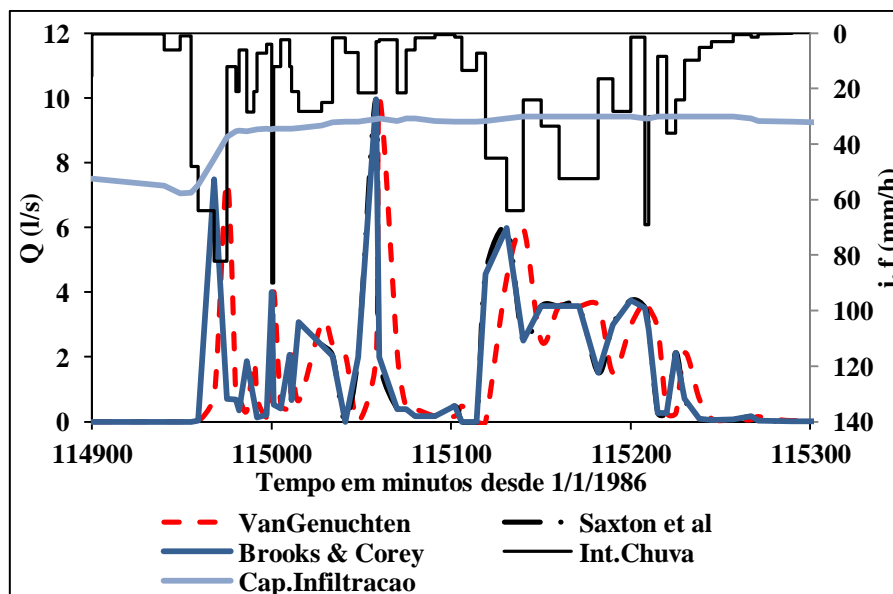


Figura 7 – Excesso de chuva sobre infiltração e Escoamentos Simulados com diferentes funções do Potencial Matricial

CONCLUSÕES

De acordo com os resultados desta pesquisa pode-se concluir que: a) as variáveis do potencial matricial calculadas pelas funções de Saxton et al (1986), Brooks & Corey (1964) e de

VanGenuchten (1980) não são discrepantes; b) a geração do escoamento é predominantemente por excesso de saturação da camada superficial e de intensidade de chuva sobre a capacidade de infiltração (Hortoniano), típico em regiões semiáridas; c) os escoamentos ajustados são consistentes e comparam bem com os observados.

AGRADECIMENTOS

Sinceros agradecimentos pelo apoio da UAEC/UFCG/CTRN/UFCG e do PPGERHA/UFPR.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AVERJANOV, S. F. (1950). About Permeability of Subsurface Soils in Case of Incomplete Saturation. *Eng. Collect.*, 7, 1950.
- BROOKS, R. H. E COREY, A T. (1964). Hydraulic properties of porous media. *Hydrol. Paper 3*, Colorado State Univ., Fort Collins, USA.
- CADIER, E. E FREITAS, B.J. (1982). *Bacia Experimental de Sumé: Primeira Estimativa dos Recursos de Água*. Recife, SUDENE. 195p.
- CADIER, E. FREITAS, B.J., E LEPRUN, J.C. (1983). *Bacia Experimental de Sumé - Instalação e Primeiros Resultados*. Série Hidrologia No. 16, SUDENE, Recife-Pe, Brazil. p. 89.
- CHOW, V.T., MAIDMENT, D.R. & MAYS, L.W. (1988). *Applied Hydrology*. McGraw Hill International Editions, New York, USA.
- FEDDES, R.A., KOWALIK, P., NEUMAN, S.P. & BRESLER, E. (1976). Finite difference and finite element simulation of field water uptake by plants. *Hydrol. Sci. Bull.* 21, 81–98.
- FIGUEIREDO, E.F & PARSONS, A.J. (2010). Incorporating pedotransfer functions into the MOSEE model to simulate runoff and soil erosion. *IAHS Publ.* 337, 353–360.
- FIGUEIREDO, E. F. & OTA, J. J. (2017). Modelagem hidrossedimentológica de uma micro-bacia vegetada no cariri paraibano. II Congresso de Hidrossedimentologia. Foz do Iguaçu.
- McCUEN, R.H. (1982). *A Guide to Hydrologic Analysis Using SCS Methods*. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, USA.
- MUALEM, Y. (1976). A New Model for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous Media. *Water Resources Research*, V 12, No 3.
- PACHEPSKY, YA & RAWLS, W.J. (Eds). (2004). *Development of Pedotransfer functions in Soil Hydrology*. Development in Soil Science. V 30. Elsevier.
- RAWLS, W. J. & BRAKENSIEK, D. L. (1989). Estimation of soil water retention and hydraulic properties. In: *Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling – Theory and Practice* (ed. by H. J. Morel-Seytoux), 275–300. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, The Netherlands.
- RICHARDS, L.A. (1931). Capillary Conduction of Liquids Through Porous Mediums, *Physics*, vol. 1, pp. 318-333.
- SAXTON, K.E., RAWLS, W.J., ROSEMBERGER, J.S. & PAPENDICK, R.I. (1986). Estimating generalized soil-water characteristics from texture. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50, 1031–1036.
- TEEPE, R., DILLING, H., & BEESE, F. (2003). Estimating water retention curves of forest soils from soil texture and bulk density. *Journal of Plant Nutrition & Soil Science*. Wiley.
- VAN GENUCHTEN, M. TH. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 982-998.