



Revista Brasileira de Ciência do Solo

ISSN: 0100-0683

revista@sbcs.org.br

Sociedade Brasileira de Ciência do Solo
Brasil

JONG van LIER, Q. de; LIBARDI, P. L.
VARIABILIDADE DOS PARÂMETROS DA EQUAÇÃO QUE RELACIONA A CONDUTIVIDADE
HIDRÁULICA COM A UMIDADE DO SOLO NO MÉTODO DO PERFIL INSTANTÂNEO
Revista Brasileira de Ciência do Solo, vol. 23, núm. 4, 1999, pp. 1005-1014
Sociedade Brasileira de Ciência do Solo
Viçosa, Brasil

Disponível em: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=180218348029>

- Como citar este artigo
- Número completo
- Mais artigos
- Home da revista no Redalyc

redalyc.org

Sistema de Informação Científica
Rede de Revistas Científicas da América Latina, Caribe, Espanha e Portugal
Projeto acadêmico sem fins lucrativos desenvolvido no âmbito da iniciativa Acesso Aberto

VARIABILIDADE DOS PARÂMETROS DA EQUAÇÃO QUE RELACIONA A CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA COM A UMIDADE DO SOLO NO MÉTODO DO PERFIL INSTANTÂNEO⁽¹⁾

Q. de JONG van LIER⁽²⁾ & P. L. LIBARDI⁽³⁾

RESUMO

A condutividade hidráulica é uma das mais importantes propriedades do solo para estudos que envolvem a infiltração da água, o movimento da água dentro do perfil, bem como para as raízes das plantas e para a drenagem interna. O conhecimento da função condutividade hidráulica versus umidade ($K(\theta)$) é essencial para esses estudos; no entanto, a informação disponível sobre a variabilidade dos parâmetros empíricos dessa função é escassa. Com o objetivo de conhecer a variabilidade desses parâmetros, realizaram-se, neste trabalho, em doze locais do mesmo solo, observações da condutividade hidráulica em função da umidade do solo pelo método do perfil instantâneo, dentro de uma área de 1.000 m². A equação utilizada para $K(\theta)$ foi $K = K_0 \cdot \exp[\gamma(\theta - \theta_0)]$, em que K_0 e θ_0 são os valores de K e θ , respectivamente, para o tempo zero de redistribuição da água. As medições de umidade e potencial mátrico foram feitas ao longo de 50 dias, aproximadamente, em nove profundidades entre 0,2 e 1,0 m. Os resultados mostraram que coeficientes de variação em torno de dois a três foram obtidos para os valores de K_0 na maioria das profundidades e que os valores de γ apresentaram coeficientes de variação menores, em torno de 0,2 a 0,5, maiores na superfície e menores em profundidade. Concluiu-se que os valores de umidade versus tempo ajustaram-se muito bem a uma equação potencial e os de potencial total versus profundidade muito bem a uma equação polinomial de segundo grau. Os resultados indicaram que a relação de K versus θ , determinada pelo método do perfil instantâneo em uma área de alguns metros quadrados, não foi representativa de área muito maior.

Termos de indexação: Equação de Richards, tensiômetros, sonda de nêutrons.

⁽¹⁾ Recebido para publicação em janeiro de 1999 e aprovado em junho de 1999.

⁽²⁾ Professor Doutor do Departamento de Ciências Exatas, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz - ESALQ/USP. Caixa Postal 9, CEP 13418-900 Piracicaba (SP). Bolsista do CNPq.

⁽³⁾ Professor Titular do Departamento de Ciências Exatas, ESALQ/USP. Bolsista do CNPq.

SUMMARY: *PARAMETER VARIABILITY OF THE EQUATION RELATING HYDRAULIC CONDUCTIVITY TO SOIL WATER CONTENT USING THE INSTANTANEOUS PROFILE METHOD*

Hydraulic conductivity is one of the most important soil properties for studies dealing with infiltration, water movement within the soil profile and to plant roots and internal drainage. The availability of the function hydraulic conductivity x soil water content ($K(\theta)$) is essential to these studies. However, little is known about the variability of the empirical parameters of this function. Aiming to contribute with information on the variability of these parameters, a study is described in which observations of hydraulic conductivity as a function of soil water content by the instantaneous profile method were made in twelve locations within an area of 1000 m². The equation used for $K(\theta)$ was $K = K_0 \exp[\gamma(\theta - \theta_0)]$, in which K_0 and θ_0 are K and θ values, respectively, for zero time of water redistribution. The measurements of soil water content and matric potential were performed for about 50 days in nine depths between 0.2 and 1.0 m. Results show coefficients of variation of about two to three for the majority of depths for the K_0 values, while values for γ showed lower variation coefficients, between 0.2 and 0.5, the higher occurring close to the surface and the lower ones at greater depths. It is concluded that soil water content data fit very well to time by a potential equation, while total water potential fits very well to depth by a second order polynomial equation. Results suggest that a relationship between K and θ , determined by the instantaneous profile method in an area of a few square meters, is not representative for a much larger area than that where it was determined.

Index terms: Richards' equation, tensiometers, neutron probe.

INTRODUÇÃO

Entre as propriedades físicas do solo, a condutividade hidráulica é uma das mais importantes quando se estudam fenômenos que, de alguma forma, estão ligados ao movimento da água no solo. Dessa maneira, no contexto da agronomia, a condutividade hidráulica tem especial importância em estudos que envolvem a infiltração da água no solo (Kunze & Nielsen, 1983; Swartzendruber, 1987; Wolfe et al., 1988), o movimento da água dentro do perfil de solo e para as raízes das plantas (Gardner & Ehlig, 1962; Hainsworth & Aylmore, 1986, 1989; Jong van Lier & Libardi, 1997) e a drenagem interna da água no solo (Freire, 1979; Libardi & Saad, 1994). Com exceção de algumas situações específicas, o solo agrícola revela umidade inferior à saturação e, pela existência de uma função crescente entre condutividade e umidade, o valor da condutividade hidráulica sob a condição saturada é sempre superior ao das condições não saturadas, para o mesmo solo. Conhecer a função condutividade hidráulica versus umidade ou, simplesmente, função $K(\theta)$, torna-se, portanto, essencial para esses estudos.

Diversos trabalhos abordam a variabilidade espacial das propriedades hídricas do solo, como os de Warrick & Nielsen (1980), Vieira et al. (1981), Bouma et al. (1989), Moraes & Libardi (1993) e Logsdon & Jaynes (1996). A síntese desses trabalhos leva a concluir que as propriedades hídricas do solo,

como a condutividade hidráulica, a capacidade de infiltração e a própria umidade, têm variabilidade espacial muito alta.

Alguns trabalhos foram desenvolvidos determinando a função $K(\theta)$ e a sua variabilidade com utilização de um permeâmetro de Guelph (Reynolds & Zebchuk, 1996; Russo et al., 1997). Por ele, determina-se a função $K(\theta)$ para o solo bem próximo à saturação.

Para determinar a função $K(\theta)$ da saturação até umidades menores, utiliza-se o método de perfil instantâneo, constante da literatura da década de 60 (Watson, 1966) e aperfeiçoado e simplificado por Hillel et al. (1972) e Libardi et al. (1980). A vantagem do método está no fato de basear-se em medições diretas no campo. A desvantagem está no investimento alto de tempo e mão-de-obra, especialmente em solos com camadas adensadas ou compactadas, onde o processo de drenagem é muito lento. É por essa razão que são muito poucos os relatos sobre determinações de $K(\theta)$ pelo método de perfil instantâneo com número maior de repetições. A informação disponível sobre a variabilidade e confiabilidade de tais medições é, portanto, escassa, concordando com a afirmação de Govindaraju et al. (1992) de que os métodos baseados na equação de Richards, como o do perfil instantâneo, embora teoricamente corretos, acarretam grandes problemas em sua aplicação, em virtude da exigência de dados de entrada difíceis de ser obtidos com precisão.

É comum encontrar estudos sobre balanço hídrico que se baseiam em apenas uma medida da condutividade hidráulica, considerada válida para uma área experimental inteira (Libardi & Saad, 1994). Conforme alegaram Webster & Oliver (1992), a elaboração de um semivariograma de propriedade do solo com menos de 50 dados observados é de reduzido valor, sendo necessário um mínimo de aproximadamente 200 para uma análise confiável. O número 200, estimado por esses autores, está sujeito a correções, considerando a variabilidade da medida em questão. A condutividade hidráulica do solo está, reconhecidamente, entre as propriedades físicas do solo com a mais alta variabilidade. Warrick & Nielsen (1980) apresentaram dados mostrando coeficiente de variação da ordem de 100%, para a condutividade hidráulica do solo saturado, e da ordem de 400%, para a condutividade hidráulica do solo a uma umidade 40% inferior à saturação. Sendo assim, 200 observações provavelmente ainda seriam um número pequeno para análise desse tipo.

Considerando o grande e necessário número de observações, no presente estudo, não se pôde objetivar uma análise geoestatística. Porém, pretendeu-se conhecer a variabilidade de medições da relação entre condutividade hidráulica e umidade do solo pelo método do perfil instantâneo por meio da realização de um número relativamente grande de observações desse tipo dentro de uma área pequena.

MATERIAL E MÉTODOS

Fundamentos teóricos

No método do perfil instantâneo, procura-se uma solução para a equação de Richards:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \frac{\partial \psi_t}{\partial z} \right) \quad (1)$$

em que θ ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) é a umidade volumétrica, t (h) é o tempo, K ($\text{m}^2 \text{h}^{-1} \text{kPa}^{-1}$) é a condutividade hidráulica, ψ_t (kPa) é o potencial total da água e z (m) é a coordenada vertical de posição. Integrando a equação de Richards com relação à profundidade z , entre os limites $z = 0$ e $z = z$, com as seguintes condições de contorno:

$$z = 0; t > 0; q = 0$$

$$z = z; t > 0; q = q_z$$

obtm-se:

$$\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = K(\theta) \frac{\partial \psi_t}{\partial z} \Big|_z = q_z \quad (2)$$

ou, rearranjando

$$K(\theta) \Big|_z = \frac{\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz}{\frac{\partial \psi_t}{\partial z} \Big|_z} = \frac{\frac{\partial h_z}{\partial z}}{\frac{\partial \psi_t}{\partial z}} \quad (3)$$

em que h_z ($\text{m}^3 \text{m}^{-2}$) é a armazenagem de água no solo entre a superfície ($z = 0$) e a profundidade z . Por meio de medidas simultâneas de umidade e de potencial total ao longo do perfil de solo durante a redistribuição da água, determinam-se a variação de armazenagem h_z com o tempo t e o gradiente de ψ_t ao longo de z que aparecem na equação 3 e, então, o valor de $K(\theta)$.

Normalmente, os valores de $K(\theta)$ apresentam uma relação exponencial com a umidade, de maneira que a função $K(\theta)$ pode ser expressa pela equação

$$K(\theta) = K_0 e^{\gamma(\theta - \theta_0)} \quad (4)$$

em que γ é uma constante adimensional e K_0 ($\text{m}^2 \text{h}^{-1} \text{kPa}^{-1}$) e θ_0 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) são valores de K e θ no tempo zero de redistribuição.

Métodos de campo

O trabalho experimental de campo foi realizado durante os meses de junho e julho de 1995, numa área do campus "Luiz de Queiroz" em Piracicaba (SP). Constou de 12 pontos de observação, em uma grade de 3 x 4 pontos numa área de 1.000 m^2 (Figura 1). Nessa figura, verifica-se que a distância entre os locais de observação nos pontos extremos da área (entre ponto 1 e 12, ou 4 e 9) é de pouco mais de 50 m.

Próximo ao local, foi aberta uma trincheira para descrição pedológica do solo e para a retirada de amostras indeformadas para a determinação da densidade do solo nos diferentes horizontes. O solo, que apresenta uma sequência de horizontes A_p - B_t - B_w , com densidade de quase 1.600 kg m^{-3} no A_p e entre 1.200 e 1.400 kg m^{-3} nas camadas mais profundas (Quadro 1), foi classificado como Terra Roxa Estruturada latossólica. O declive no local é inferior a 0,01 m m^{-1} .

Em cada ponto foram instalados nove tensiômetros para a medição do potencial mátrico e um tubo de acesso de alumínio para sonda de nêutrons para a determinação da umidade. Os tensiômetros, com manômetro de mercúrio, foram instalados com as suas cápsulas porosas a cada 0,1 m de profundidade entre 0,2 e 1,0 m.

A sonda de nêutrons (503 Hydroprobe da CPN Corporation) era munida com uma fonte de $^{241}\text{Am}/\text{Be}$

de intensidade radioativa de 1,85 GBq. O tempo de cada contagem foi de 30 s e, em cada profundidade, foram feitas três contagens por observação, obtendo-se valores típicos da ordem de grandeza de $2,5 \cdot 10^4$. A contagem da sonda de nêutrons foi expressa em

termos de uma contagem relativa à contagem dentro da blindagem da própria sonda, determinada após cada série de observações, resultando em valores típicos em torno de $1,35 \cdot 10^4$.

Para determinar a relação entre a contagem relativa (CR) e a umidade do solo, utilizaram-se as equações lineares determinadas por Moraes et al. (1998), obtidas para cada profundidade por meio de amostragens simultâneas com a leitura da sonda em algumas datas ao longo da execução do experimento, em diferentes pontos de medição.

Instalados os tensiômetros e tubos de acesso, uma chapa de ferro galvanizado foi cravada no solo em volta de cada ponto de observação até à profundidade de aproximadamente 0,20 m, permitindo a manutenção de uma lâmina de água no local, de tal modo que o solo no local se tornasse tão úmido quanto possível. Atingida a condição quase saturada, verificada pela leitura dos tensiômetros, a infiltração foi interrompida sendo a superfície do solo coberta com duas camadas de lona plástica, satisfazendo, assim, a primeira condição de contorno. A partir desse momento ($t = 0$), a umidade do solo e o potencial mátrico, a cada 0,1 m de profundidade, foram monitorados por meio de leituras com a sonda de nêutrons e dos tensiômetros. O intervalo entre duas leituras variou de uma hora, no início do experimento, a dois dias, no fim do experimento, quando o processo já havia se tornado muito lento, ocorrendo, aproximadamente, 50 dias ou 1.200 h após o início do experimento.

Assim, para cada ponto de observação, obteve-se um conjunto de potenciais mátricos e umidades em nove profundidades, para uma série de tempos.

Análise computacional

As leituras de cada um dos 12 locais foram analisadas, utilizando um programa de computador desenvolvido no âmbito deste trabalho, cujo procedimento é apresentado a seguir:

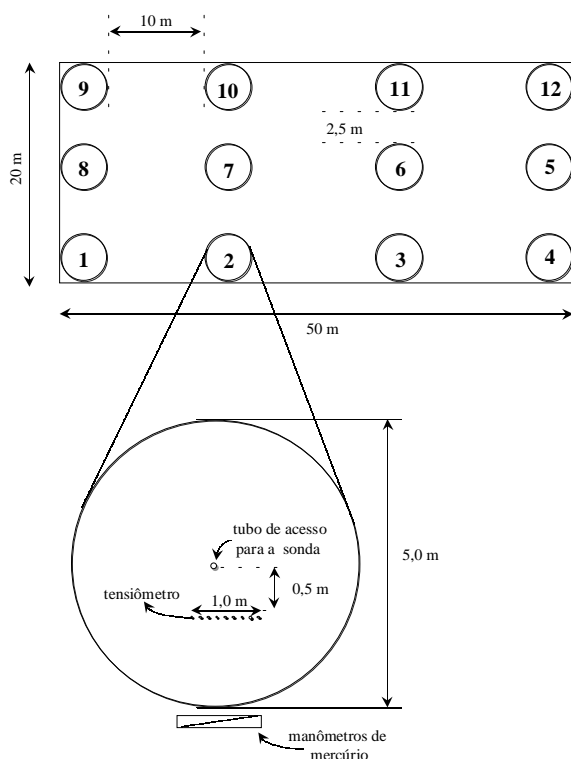


Figura 1. Esquema da área experimental mostrando a localização relativa dos doze locais de observação e, em detalhe, a configuração de um local de observação.

Quadro 1. Caracterização pedológica do solo da área experimental, no campus “Luiz de Queiroz”, classificado como Terra Roxa Estruturada latossólica

Característica analisada	Horizonte				
	Ap	Bt ₁	Bt ₂	Bw ₁	Bw ₂
Profundidade (m)	0-0,20	0,20-0,76	0,76-1,13	1,13-1,30	1,30-1,65+
Textura	argilosa	argilosa	argilosa	argilosa	argilosa
Estrutura	deformada	blocos subarredondados pequenos	blocos subarredondados médios	blocos subangulares médios	blocos subangulares médios
Cerosidade	ausente	forte	moderada	ausente	ausente
Densidade do solo (kg m ⁻³)	1.560	1.380	1.230	1.210	1.230

Os valores de θ em função do tempo (t , h) são ajustados, para cada profundidade, à equação

$$\theta = n_z t^{m_z} \quad (5)$$

em que m_z e n_z são os coeficientes de ajuste da equação. m_z é adimensional, e a unidade de n_z é h^{-m_z} . Em função da equação 5, tem-se que

$$\left. \frac{\partial \theta}{\partial t} \right|_z = n_z m_z t^{m_z-1} \quad (6)$$

e, com base nessa equação, estima-se o termo $\partial h_z / \partial t$ da equação 3, pela expressão

$$\frac{\partial h_z}{\partial t} = \sum_{i=1}^z z_i \left. \frac{\partial \theta}{\partial t} \right|_i = \sum_{i=1}^z z_i n_i m_i t^{m_i-1} \quad (7)$$

em que z_i (m) é a espessura da camada i . A partir da soma dos valores dos potenciais mátrico e gravitacional obtém-se o potencial total da água no solo (ψ , kPa) em cada tempo e profundidade, o qual é ajustado, para cada tempo, à equação

$$\psi_t = p_t + q_t z + r_t z^2 \quad (8)$$

em que p_t (kPa), q_t (kPa m⁻¹) e r_t (kPa m⁻²) são os coeficientes de ajuste da equação. Em função da equação 8, tem-se que

$$\left. \frac{\partial \psi_t}{\partial z} \right|_t = q_t + 2r_t z \quad (9)$$

Por meio das equações 7 e 9, calculam-se, para cada t e z , os dois elementos do membro direito da equação 3, obtendo o valor de $K(\theta)$ para a umidade correspondente. A partir do conjunto de pares de dados (K , θ) assim obtidos, estimam-se os parâmetros K_0 e γ da equação 4 por meio de regressão linear, tomando como

variável dependente o $\ln[K(\theta)]$ e como variável independente o $\theta - \theta_0$, pois a equação 4 equivale a

$$\ln[K(\theta)] = \ln[K_0] + \gamma(\theta - \theta_0) \quad (10)$$

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Análise computacional

Os dados obtidos ajustaram-se muito bem às equações 5 e 8, com valores de R^2 maiores do que 0,9 para todos os casos da equação 5 e para 93% dos casos da equação 8. Nas figuras 2 e 3, são mostrados exemplos dos pontos observados e linhas ajustadas para essas equações. Em consequência dos altos valores de R^2 , tem-se bastante segurança da confiabilidade dos valores de $\partial \theta / \partial t$ e $\partial \psi_t / \partial z$, calculados com base nessas equações.

O ajuste dos valores de K e θ à equação 10, para as nove profundidades avaliadas, também resultou em valores de R^2 muito altos (Quadro 2). Apenas para as primeiras duas profundidades avaliadas (0,2 e 0,3 m), os coeficientes de ajuste médio foram menores que 0,99. Na profundidade de 0,2 m, o menor valor observado foi de 0,454 e, na de 0,3 m, o menor valor foi de 0,775. Na figura 4, é mostrado um exemplo de um ajuste a essa equação. Os valores dos parâmetros γ e K_0 , resultantes desses ajustes, mostraram-se, porém, muito variáveis (Quadro 3), confirmando tendência de alta variabilidade, como encontrada por Vieira et al. (1981) e Bouma et al. (1989). Por exemplo, numa mesma profundidade de 0,3 m, ocorreram valores para K_0 da ordem de grandeza de $10^{-8} \text{ m}^2 \text{ h}^{-1} \text{ kPa}^{-1}$ (local 10) a $10^2 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1} \text{ kPa}^{-1}$ (local 4). Para o γ , a variação foi da ordem de 200 a 6.000, para a mesma profundidade. Tal fato, revelado para as demais profundidades, mostrou variabilidade

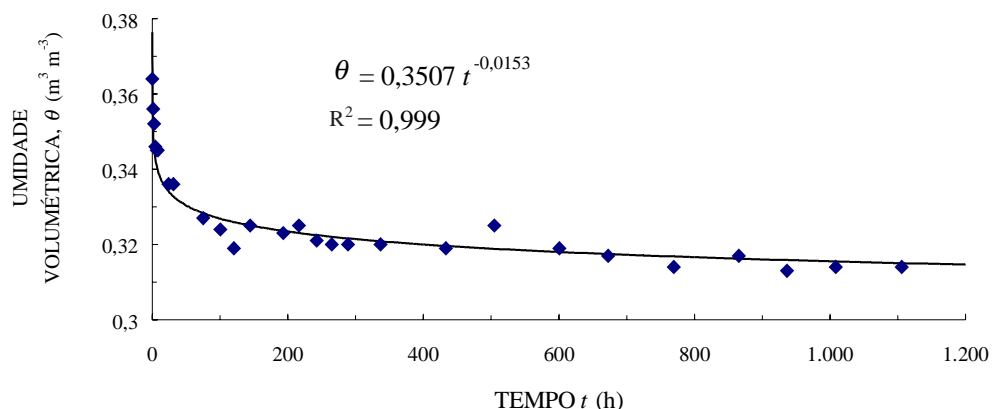


Figura 2. Ajuste à equação 5 dos dados do local 9 e profundidade de 0,8 m.

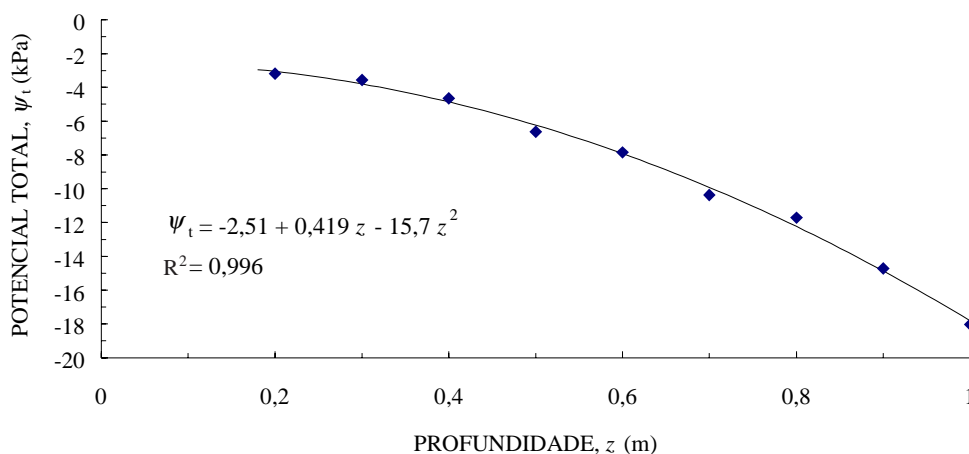


Figura 3. Ajuste à equação 8 dos dados do local 9 e tempo de 110,3 h.

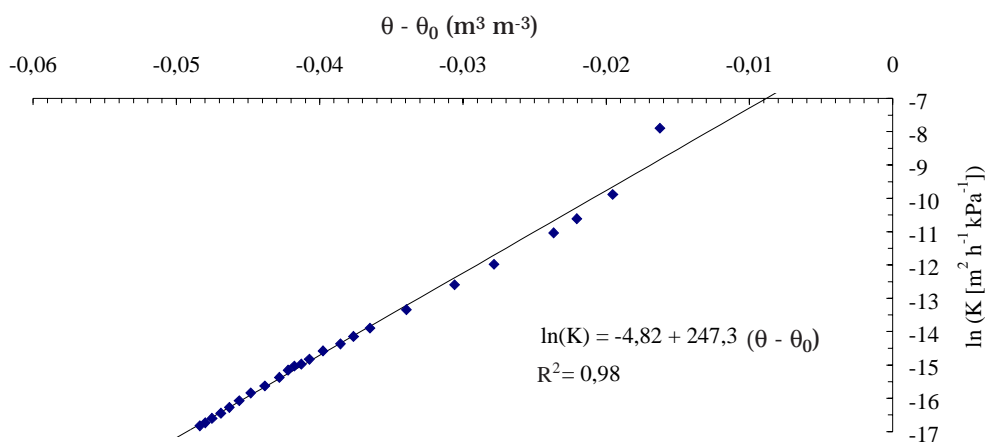


Figura 4. Ajuste à equação 10 dos dados do local 9 e profundidade de 0,8 m.

Quadro 2. Coeficientes de determinação do ajuste dos valores de $K(\theta)$ e θ à equação 10, para as nove profundidades e doze locais avaliados

Profundidade	Coeficiente de determinação médio
m	
0,2	0,786
0,3	0,965
0,4	0,997
0,5	0,999
0,6	0,999
0,7	0,997
0,8	0,998
0,9	0,996
1,0	0,997

muito alta da propriedade em estudo, mesmo em distâncias pequenas. Coeficientes de variação foram da ordem de grandeza de 1 para γ e de 3 para K_0 , ou seja, o desvio-padrão desses parâmetros foi uma e três vezes, respectivamente, maior que a sua média (Quadro 4).

Observando os dados do quadro 3, apesar de o experimento ter durado quase dois meses, em várias profundidades, notadamente nas de 0,5, 0,6 e 0,7 m, quase não ocorreu redução da umidade do solo. Tal fato põe em questão a confiabilidade da aplicação do método nestes casos, como também pode ter afetado a calibração da sonda de nêutrons. Com o objetivo de eliminar valores menos confiáveis para a análise dos resultados, admitiu-se, como critério, que a faixa de umidade ($\Delta\theta$, $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) disponível para a determinação deveria ter sido maior que 0,03.

Quadro 3. Valores dos parâmetros γ , K_0 ($\text{m}^2 \text{h}^{-1} \text{kPa}^{-1}$) e θ_0 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) das equações 4 e 10, para as nove profundidades e doze locais avaliados, e a variação da umidade ao longo do experimento ($\Delta\theta$, $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) disponível para a determinação. Observações com fundo cinza referem-se aos locais em que $\Delta\theta$ foi inferior ou igual a $0,03 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$

Local		Profundidade (m)								
		0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
1	γ	149	262	828	853	644	549	545	396	213
	K_0	$8,58 \cdot 10^{-3}$	$5,10 \cdot 10^{-2}$	$9,67 \cdot 10^{-1}$	$1,20 \cdot 10^{-1}$	$1,59 \cdot 10^{-2}$	$9,25 \cdot 10^{-2}$	$4,75 \cdot 10^{-2}$	$1,93 \cdot 10^{-2}$	$1,04 \cdot 10^{-1}$
	θ_0	0,427	0,388	0,377	0,383	0,388	0,406	0,363	0,356	0,383
	$\Delta\theta$	0,13	0,07	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,07
2	γ	196	385	490	1042	1563	921	668	537	420
	K_0	$4,51 \cdot 10^{-4}$	$2,79 \cdot 10^{-3}$	$2,31 \cdot 10^{-3}$	$7,00 \cdot 10^{-3}$	$1,41 \cdot 10^{-3}$	$2,20 \cdot 10^{-3}$	$2,15 \cdot 10^{-3}$	$7,42 \cdot 10^{-3}$	$7,56 \cdot 10^{-3}$
	θ_0	0,410	0,382	0,397	0,412	0,415	0,426	0,382	0,384	0,386
	$\Delta\theta$	0,10	0,09	0,04	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03
3	γ	239	1045	848	789	1057	480	291	259	232
	K_0	$6,72 \cdot 10^{-1}$	$5,15 \cdot 10^1$	$7,10 \cdot 10^{-2}$	$2,20 \cdot 10^{-1}$	$3,19 \cdot 10^{-1}$	$6,60 \cdot 10^{-1}$	$7,81 \cdot 10^{-1}$	$7,25 \cdot 10^{-1}$	$9,32 \cdot 10^{-1}$
	θ_0	0,444	0,377	0,393	0,409	0,412	0,435	0,403	0,411	0,413
	$\Delta\theta$	0,13	0,06	0,03	0,01	0,03	0,03	0,05	0,06	0,07
4	γ	335	360	305	445	340	184	169	154	130
	K_0	$1,24 \cdot 10^4$	$6,76 \cdot 10^2$	$5,74 \cdot 10^1$	$5,67 \cdot 10^{-1}$	$9,25 \cdot 10^{-2}$	$7,45 \cdot 10^{-2}$	$4,21 \cdot 10^{-2}$	$4,73 \cdot 10^{-2}$	$5,04 \cdot 10^{-2}$
	θ_0	0,458	0,434	0,456	0,433	0,438	0,470	0,420	0,417	0,423
	$\Delta\theta$	0,14	0,10	0,08	0,04	0,06	0,08	0,08	0,08	0,10
5	γ	196	786	1157	2348	1738	690	418	311	258
	K_0	$5,00 \cdot 10^{-3}$	4,61	$1,01 \cdot 10^1$	$1,88 \cdot 10^{-2}$	$5,13 \cdot 10^{-2}$	$1,07 \cdot 10^{-2}$	$1,34 \cdot 10^{-3}$	$5,10 \cdot 10^{-3}$	$3,77 \cdot 10^{-2}$
	θ_0	0,436	0,408	0,430	0,418	0,419	0,430	0,382	0,390	0,395
	$\Delta\theta$	0,10	0,05	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04	0,05	0,05
6	γ	225	451	495	813	922	536	428	276	203
	K_0	$6,79 \cdot 10^{-2}$	$4,49 \cdot 10^{-2}$	$2,99 \cdot 10^{-2}$	$2,22 \cdot 10^{-2}$	$8,98 \cdot 10^{-4}$	$6,98 \cdot 10^{-4}$	$1,89 \cdot 10^{-3}$	$3,70 \cdot 10^{-3}$	$4,97 \cdot 10^{-3}$
	θ_0	0,425	0,374	0,403	0,412	0,408	0,422	0,378	0,385	0,385
	$\Delta\theta$	0,13	0,08	0,05	0,02	0,02	0,03	0,03	0,04	0,06
7	γ	118	487	543	907	775	537	409	299	240
	K_0	$4,69 \cdot 10^{-3}$	$4,15 \cdot 10^{-3}$	$1,44 \cdot 10^{-2}$	$3,19 \cdot 10^{-2}$	$8,58 \cdot 10^{-3}$	$2,72 \cdot 10^{-3}$	$1,03 \cdot 10^{-2}$	$1,05 \cdot 10^{-2}$	$1,40 \cdot 10^{-2}$
	θ_0	0,439	0,388	0,400	0,400	0,401	0,406	0,363	0,372	0,357
	$\Delta\theta$	0,11	0,05	0,04	0,02	0,02	0,02	0,03	0,05	0,05
8	γ	124	524	1002	1055	1133	554	380	309	268
	K_0	1,03	1,38	$3,03 \cdot 10^{-3}$	$6,84 \cdot 10^{-3}$	$1,41 \cdot 10^{-3}$	$7,38 \cdot 10^{-4}$	$1,52 \cdot 10^{-3}$	$1,32 \cdot 10^{-3}$	$3,28 \cdot 10^{-3}$
	θ_0	0,479	0,401	0,407	0,413	0,416	0,429	0,385	0,387	0,390
	$\Delta\theta$	0,21	0,09	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,05
9	γ	442	960	674	732	526	321	247	207	181
	K_0	$2,87 \cdot 10^{-4}$	$2,67 \cdot 10^{-5}$	$1,73 \cdot 10^{-3}$	$9,30 \cdot 10^{-5}$	$1,18 \cdot 10^{-3}$	$3,35 \cdot 10^{-3}$	$7,71 \cdot 10^{-3}$	$1,28 \cdot 10^{-2}$	$7,36 \cdot 10^{-3}$
	θ_0	0,438	0,392	0,403	0,397	0,398	0,403	0,364	0,380	0,386
	$\Delta\theta$	0,06	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07
10	γ	276	6128	3691	1888	920	332	316	235	216
	K_0	$1,00 \cdot 10^{-2}$	$2,62 \cdot 10^{-8}$	$3,24 \cdot 10^{-8}$	$7,03 \cdot 10^{-9}$	$7,88 \cdot 10^{-5}$	$5,63 \cdot 10^{-4}$	$5,17 \cdot 10^{-4}$	$2,30 \cdot 10^{-3}$	$2,75 \cdot 10^{-3}$
	θ_0	0,449	0,406	0,410	0,402	0,405	0,428	0,376	0,389	0,387
	$\Delta\theta$	0,11	0,03	0,02	0,01	0,02	0,03	0,06	0,05	0,05
11	γ	49	574	5973	-3855	1596	536	332	210	159
	K_0	$4,14 \cdot 10^{-4}$	1,84	5,50	$8,47 \cdot 10^{-2}$	$2,56 \cdot 10^{-2}$	$4,67 \cdot 10^{-3}$	$5,11 \cdot 10^{-3}$	$1,30 \cdot 10^{-2}$	$1,84 \cdot 10^{-2}$
	θ_0	0,434	0,394	0,418	0,406	0,409	0,419	0,372	0,381	0,401
	$\Delta\theta$	0,15	0,06	0,03	0,01	0,01	0,03	0,06	0,07	0,08
12	γ	168	248	405	764	560	329	322	265	221
	K_0	3,99	$1,00 \cdot 10^{-1}$	1,14	$1,60 \cdot 10^{-1}$	$1,52 \cdot 10^{-2}$	$4,94 \cdot 10^{-3}$	$2,97 \cdot 10^{-3}$	$4,25 \cdot 10^{-3}$	$3,02 \cdot 10^{-3}$
	θ_0	0,461	0,408	0,432	0,421	0,422	0,437	0,385	0,389	0,392
	$\Delta\theta$	0,19	0,08	0,05	0,02	0,04	0,04	0,06	0,09	0,05

Quadro 4. Médias e coeficientes de variação (cv) dos parâmetros γ , K_0 ($\text{m}^2 \text{h}^{-1} \text{kPa}^{-1}$), θ_0 ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) das equações 4 e 10; coeficientes de variação (C.V.) dos valores de K_0 corrigidos para a menor umidade inicial observada na profundidade ($K_{0\text{-corr.}}$, $\text{m}^2 \text{h}^{-1} \text{kPa}^{-1}$); coeficientes de correlação (r) da relação entre θ_0 e K_0 , para as nove profundidades e doze locais avaliados, para todos os locais e para aqueles em que a variação da umidade ao longo do experimento ($\Delta\theta$) foi superior a $0,03 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$

Local		Profundidade (m)								
		0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
Média (Todos)	γ	210	1017	1368	648	981	497	377	288	228
	K_0	$1,03 \cdot 10^3$	$6,13 \cdot 10^1$	6,27	$1,03 \cdot 10^{-1}$	$4,44 \cdot 10^{-2}$	$7,15 \cdot 10^{-2}$	$7,53 \cdot 10^{-2}$	$7,10 \cdot 10^{-2}$	$9,88 \cdot 10^{-2}$
	θ_0	0,442	0,396	0,410	0,409	0,411	0,426	0,381	0,387	0,392
C.V. (Todos)	γ	0,50	1,60	1,25	2,34	0,46	0,39	0,35	0,35	0,32
	K_0	3,46	3,17	2,62	1,58	2,04	2,63	2,96	2,91	2,67
	θ_0	0,041	0,042	0,051	0,031	0,031	0,042	0,044	0,041	0,042
Média ($\Delta\theta > 0,03$)	γ	210	512	447	445	450	278	299	261	211
	K_0	$1,03 \cdot 10^3$	$7,36 \cdot 10^1$	$1,17 \cdot 10^1$	$5,67 \cdot 10^{-1}$	$5,39 \cdot 10^{-2}$	$2,76 \cdot 10^{-2}$	$1,20 \cdot 10^{-1}$	$8,43 \cdot 10^{-2}$	$1,07 \cdot 10^{-1}$
	θ_0	0,442	0,395	0,418	0,433	0,430	0,437	0,386	0,387	0,392
C.V. ($\Delta\theta > 0,03$)	γ	0,50	0,48	0,21	-	0,35	0,29	0,26	0,26	0,20
	K_0	3,46	2,89	2,18	-	1,01	1,47	2,43	2,67	2,57
	$K_{0\text{-corr.}}$	1,30	3,12	0,99	-	1,35	1,73	2,52	3,12	3,19
	θ_0	0,041	0,045	0,062	-	0,027	0,076	0,050	0,045	0,044
(Todos)	r	0,64	0,21	0,37	0,32	0,35	0,29	0,37	0,42	0,46
($\Delta\theta > 0,03$)	r	0,64	0,58	0,99	-	1,00	0,91	0,63	0,46	0,45

Calcularam-se, então, médias e coeficientes de variação, considerando apenas os valores obtidos com $\Delta\theta > 0,03$. O quadro 4 mostra que os coeficientes de variação de γ e K_0 , principalmente os de γ , reduziram consideravelmente quando adotado esse procedimento, apresentando valores em torno de 0,5, nas camadas superiores do solo, e em torno de 0,25, nas camadas inferiores. Os valores indicam que a maior fonte de variabilidade nas relações matemáticas entre K e θ está no valor da condutividade hidráulica do solo saturado (K_0). A alta variabilidade dos parâmetros indica que a utilização de apenas uma medida da condutividade hidráulica para uma área maior pode resultar em erros muito grandes quando se pretende, por exemplo, determinar a drenagem profunda ou o balanço hídrico do solo.

A dificuldade na determinação de K_0 tem sua origem, entre outros, na heterogeneidade dos valores de θ_0 nos 12 locais. O valor de K_0 num local de observação refere-se ao θ_0 daquele local, que pode ser diferente do θ_0 de outro local. Verificou-se uma correlação positiva entre os valores de K_0 e θ_0 (Quadro 4), principalmente quando considerados apenas os valores obtidos em locais com $\Delta\theta > 0,03$. Com a finalidade de investigar se as variações de θ_0 foram determinantes para a variabilidade em K_0 ,

verificou-se se, comparando os valores de K para um mesmo θ , a variabilidade diminui. Para tal, calculou-se pela equação 4, por profundidade e para todos os pontos de observação com $\Delta\theta > 0,03$, o valor de K para a menor θ_0 observada naquela profundidade (Quadro 4). Alguns valores, principalmente nas camadas superficiais, mostraram-se menores do que os determinados com os K_0 não corrigidos, mas os coeficientes de variação calculados dessa forma até aumentaram, indicando não depender da fonte da variação de K_0 da variação de θ_0 .

Graficamente, as funções K versus θ podem ser observadas na figura 5. Nessa figura, onde as linhas grossas referem-se às regressões feitas com $\Delta\theta > 0,03$, verifica-se uma variação muito maior na inclinação das linhas (γ) nas profundidades de 0,2 e 0,3 m que nas profundidades de 0,8 a 1,0 m. Esse fato, também observado no quadro 4, evidencia que os problemas na determinação da função K - θ relacionados com a variabilidade dos resultados obtidos podem ser mais expressivos nas camadas mais superficiais do que nas mais profundas. Como as camadas mais superficiais são de maior interesse em estudos de balanço hídrico e da relação solo-planta, determinações da função K versus θ devem sempre ser analisadas, considerando essa grande variabilidade.

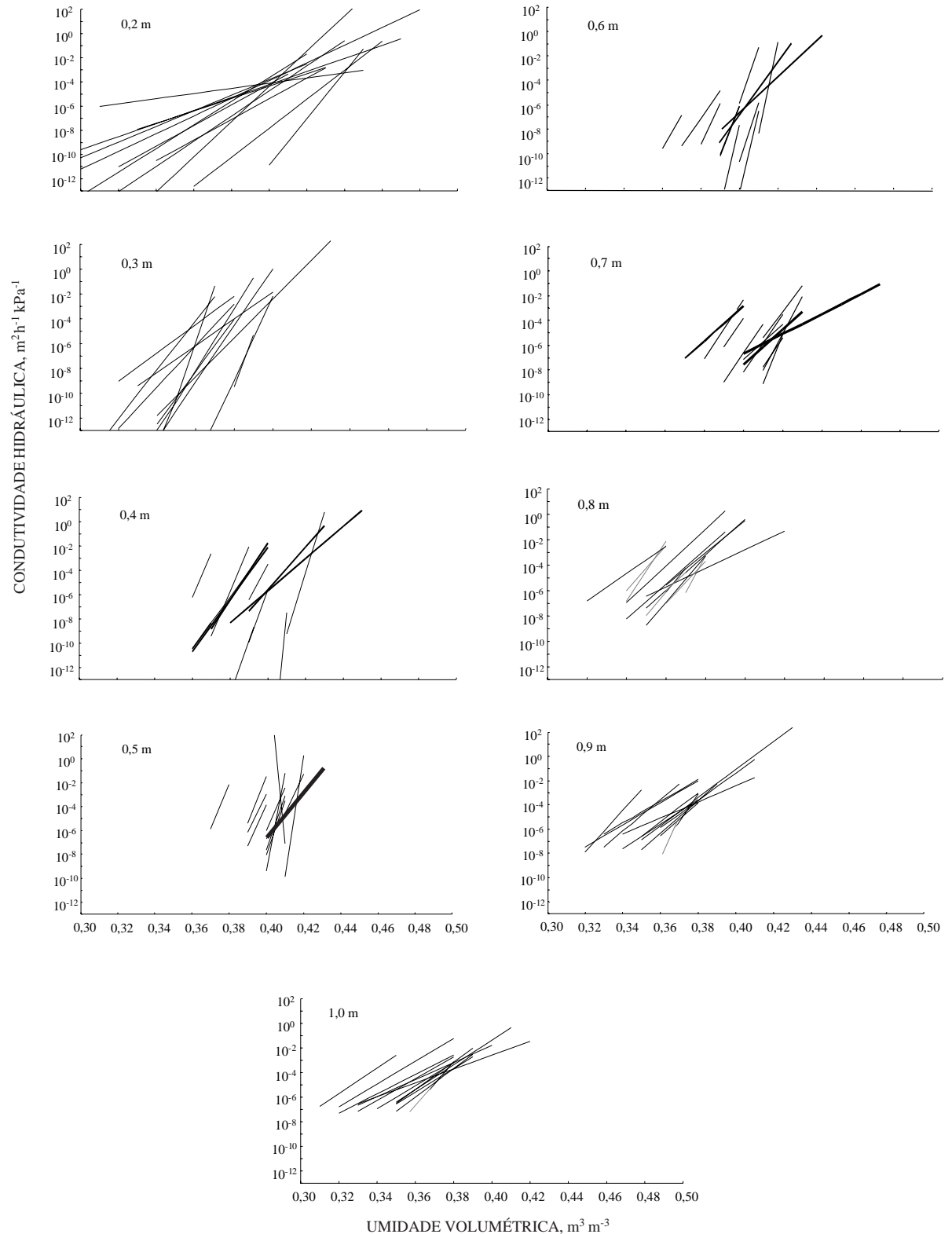


Figura 5. Condutividade hidráulica em função da umidade para os 12 locais avaliados. Linhas finas indicam observações nas quais a variação da umidade ao longo do experimento ($\Delta\theta$) foi inferior ou igual a 0,03; linhas grossas referem-se a observações com $\Delta\theta > 0,03$.

CONCLUSÕES

1. Os valores de umidade versus tempo no experimento de drenagem interna ajustam-se muito bem ($R^2 > 0,9$ para todos os casos avaliados) a uma equação potencial.

2. No experimento de drenagem interna, os valores de potencial total versus profundidade, em determinado tempo, ajustam-se muito bem ($R^2 > 0,9$ para mais que 90% dos casos avaliados) a uma equação polinomial de segundo grau.

3. Os valores de K e θ ajustam-se muito bem à equação 4 para as camadas subsuperficiais; em alguns casos, o seu ajuste é inferior para as camadas menos profundas.

4. As grandes diferenças ocorridas entre repetições de determinações da função $K(\theta)$, pelo método do perfil instantâneo devem-se, em menor grau, a diferenças entre os valores de γ encontrados e, principalmente, à variabilidade muito grande dos valores de K_0 estimados por esse método, consequência, entre outros, das diferenças nos valores de θ_0 .

5. Uma relação de K versus θ determinada pelo método do perfil instantâneo, em uma área de alguns metros quadrados, não é representativa para uma área muito maior que aquela onde foi determinada, principalmente para as camadas superficiais do solo.

LITERATURA CITADA

- BOUMA, J.; JONGMANS, A. & STEIN, A. Characterizing spatially variable hydraulic properties of a boulder clay deposit in the Netherlands. *Geoderma*, 45:19-29, 1989.
- FREIRE, J.C. Condutividade hidráulica e capacidade de campo de Latossolo Roxo distrófico não saturado. *R. Bras. Ci. Solo*, 3:73-77, 1979.
- GARDNER, W.R. & EHLIG, C.F. Some observations on the movement of water to plant roots. *Agron. J.*, 54:453-456, 1962.
- GOVINDARAJU, R.S.; KAVVAS, M.L.; ROLSTON, D.E. & BIGGAR, J. Error analyses of simplified unsaturated flow models under large uncertainty in hydraulic properties. *Water Res. Res.*, 28:2913-2924, 1992.
- HAINSWORTH, J.M. & AYLMOORE, L.A.G. Water extraction by single plant roots. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50:841-848, 1986.
- HAINSWORTH, J.M. & AYLMOORE, L.A.G. Non-uniform soil water extraction by plant roots. *Plant Soil*, 113:121-124, 1989.
- HILLEL, D.A.; KRENTOS, V.K. & STILIANOV, Y. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. *Soil Sci.*, 114:395-400, 1972.
- JONG van LIER, Q. & LIBARDI, P.L. Extraction of soil water by plants: development and validation of a model. *R. Bras. Ci. Solo*, 21:535-542, 1997.
- KUNZE, R.J. & NIELSEN, D.R. Comparison of soil water infiltration profiles obtained experimentally and by solution of Richards equation. *Soil Sci.*, 135:342-349, 1983.
- LIBARDI, P.L.; REICHARDT, K.; NIELSEN, D.R. & BIGGAR, J.W. Simplified field methods for estimating the unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44:3-6, 1980.
- LIBARDI, P.L. & SAAD, A.M. Balanço hídrico em cultura de feijão irrigada por pivô central em Latossolo Roxo. *R. Bras. Ci. Solo*, 18:529-532, 1994.
- LOGSDON, S.D. & JAYNES, D.B. Spatial variability of hydraulic conductivity in a cultivated field at different times. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60:703-709, 1996.
- MORAES, S.O. & LIBARDI, P.L. Variabilidade da água disponível de uma Terra Roxa Estruturada latossólica. *Sci. Agric.*, 50:404-412, 1993.
- MORAES, S.O.; LIBARDI, P.L. & MARCIANO, C.R. Seleção da curva de calibração de sonda de nêutrons mais adequada ao longo do perfil do solo. *R. Bras. Ci. Solo*, 1999.
- REYNOLD, W.D. & ZEBCHUK, W.D. Hydraulic conductivity in a clay soil: two measurement techniques and spatial characterization. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60:1679-1685, 1996.
- RUSSO, D.; RUSSO, I. & LAUFER, A. On the spatial variability of parameters of the unsaturated hydraulic conductivity. *Water Res. Res.*, 33:947-956, 1997.
- SWARTZENDRUBER, D. A quasi-solution of Richards equation for the downward infiltration of water into soil. *Water Res. Res.*, 23:809-817, 1987.
- VIEIRA, S.R.; NIELSEN, D.R. & BIGGAR, J.W. Spatial variability of field-measured infiltration rate. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45:1040-8, 1981.
- WARRICK, A.W. & NIELSEN, D.R. Spatial variability of soil physical properties in the field. In: HILLEL, D., ed. *Applications of soil physics*. New York, Academic Press, 1980. p.319-344.
- WATSON, K.K. An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. *Water Res. Res.*, 2:709-15, 1966.
- WEBSTER, R. & OLIVER, M.A. Sample adequately to estimate variograms of soil properties. *J. Soil Sci.*, 43:177-192, 1992.
- WOLFE, M.L.; LARSON, C.L. & ONSTAD, C.A. Hydraulic conductivity and Green-Ampt Infiltration modeling for tilled soils. *Trans. Am. Sci. Agric. Eng.*, 31:1135-1140, 1988.