

GRADIENTE UNITÁRIO DO POTENCIAL HIDRÁULICO COMO FONTE DE ERRO NA OBTENÇÃO DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA EM SOLO NÃO-SATURADO¹

CELSON LUIZ PREVEDELLO², KLAUS REICHARDT³, DIVONZIL GONÇALVES CORDEIRO, EVANISA
FÁTIMA REGINATO QUEVEDO MELO e MARIANE SCHEFFER⁴

RESUMO - Com base na técnica do perfil instantâneo foi conduzido um experimento de redistribuição da água em colunas de solo homogêneo, visando avaliar a magnitude dos erros envolvidos na obtenção da condutividade hidráulica em função da umidade, quando se adota a aproximação do gradiente de potencial hidráulico unitário. Concluiu-se que dentro dos limites de umidade ocorridos no experimento, os erros na obtenção da condutividade hidráulica pela adoção do gradiente unitário foram crescentes com o decréscimo da umidade, chegando a subestimá-la em até 73%.

Termos para indexação: método do perfil instantâneo, redistribuição da água no solo, colunas de solo, umidade do solo.

UNIT GRADIENT OF THE HYDRAULIC POTENTIAL AS A SOURCE OF ERROR IN OBTAINING THE HYDRAULIC CONDUCTIVITY OF AN UNSATURATED SOIL

ABSTRACT - Water redistribution within homogeneous soil columns was evaluated by the instantaneous profile method. This experiment was conducted to quantify the errors associated with measurements of the hydraulic conductivity as a function of soil water when the assumption of unit gradient of the hydraulic potential is adopted. Within the range of soil water contents of the experiment, the errors increased with a decrease in water contents. Unsaturated hydraulic conductivity was underestimated by as much as 73%.

Index terms: instantaneous profile method, soil water redistribution, soil water content, soil columns.

INTRODUÇÃO

Em experimentos laboratoriais ou de campo que envolvem o estudo da dinâmica da água em solos não saturados em condições transientes, a técnica do perfil instantâneo é largamente utilizada, todavia com muitas variações, nas análises dos dados, uma vez que as condições de contorno não necessitam ser constantes ou conhecidas em detalhes (Klute, 1972). Richards & Weeks (1953) foram, provavelmente, os primeiros a utilizarem essa técnica em experimentos de campo para obterem a condutividade hidráulica em função da umidade. Essa mesma técnica foi utili-

zada posteriormente por Nielsen et al. (1962, Bavel et al. (1968), Hillel et al. (1972), Cho et al. (1977) e outros, com a diferença de que a umidade do solo em função da profundidade e do tempo de redistribuição da água era medida com auxílio da técnica de moderação de nêutrons, e não gravimetricamente, como originalmente utilizada por Richards & Weeks (1953). São muitos os trabalhos encontrados na literatura, todos variando em detalhes, mas com o mesmo princípio em comum, ou seja, a aplicação da técnica do perfil instantâneo. Finalmente, uma variante nessa técnica, é a de se considerar gradiente de potencial hidráulico unitário uma aproximação que tem sido explorada por Black et al. (1969), Davidson et al. (1969) e Libardi et al. (1980), entre outros, os quais a recomendam em solos identificados como homogêneos.

Utilizando a técnica do perfil instantâneo num experimento de redistribuição da água em colunas de solo homogêneo, este trabalho teve por objetivo ava-

¹ Aceito para publicação em 13 de setembro de 1993.

² Prof. - Titular, Dep. de Eng., e Tecnol. Rurais, SCA, Universidade Federal do Paraná (UFPR), CEP 80001-000 Curitiba, PR.

³ Prof. - Titular Dep. de Física e Meteorol., ESALQ, USP. CEP 13400-000 Piracicaba, SP.

⁴ No Curso de Pós-Graduação em Agronomia, Área de concentração "Ciência do Solo", SCA, UFPR.

liar a magnitude dos erros envolvidos na obtenção da condutividade hidráulica em função da umidade, quando se adota a aproximação do gradiente de potencial hidráulico unitário.

MATERIAL E MÉTODOS

A equação diferencial que governa o movimento da água no solo, na direção vertical, é:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial h}{\partial z} \right]$$

onde:

θ : é a unidade ($\text{cm}^3 / \text{cm}^3$);

t: é o tempo (h);

K: é a condutividade hidráulica (cm/h);

h: é o potencial hidráulico do solo (cm.H₂O);

z: é a coordenada de posição (cm).

A integração da equação (1) entre $z=0$ (superfície do solo) e $z=z$ (profundidade de interesse), produz:

$$\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = K(\theta) \frac{\partial h}{\partial z} \Big|_{z=z} - K(\theta) \frac{\partial h}{\partial z} \Big|_{z=0}$$

Se a superfície do solo ($z=0$) é coberta com uma lona de plástico, de tal modo que somente o processo de redistribuição da água ocorra após o solo ter sido saturado, então a equação (2) se simplifica e pode ser utilizada para obtenção da condutividade hidráulica como uma função da umidade, ou seja:

$$K(\theta)_{z=z} = \frac{\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz}{\frac{\partial h}{\partial z} \Big|_{z=z}}$$

A equação (3) tem sido amplamente utilizada na obtenção da relação funcional $K(\theta)$, como por exemplo, Ogata & Richards (1957), Nielsen et al. (1962), Bavel et al. (1968), Hillel et al. (1972), Cho et al. (1977), Prevedello & Prevedello (1987), entre outros.

Outros autores, como Black et al. (1969), Davidson et al. (1969) e Libardi et al. (1980), por exemplo, verificando ou admitindo a ocorrência de gradiente de potencial hidráulico unitário ($\partial h / \partial z = 1$) durante o processo de redistribuição da água em solos homogêneos, simplificaram a equação (3), considerando apenas o seu numerador, facilitando, com isso, os procedimentos experimentais, por dispensar o uso de tensiômetros ou curvas de retenção de água.

Neste trabalho, o experimento foi conduzido em condições controladas no laboratório de Física de Solos do Setor de Ciências Agrárias da UFPR. O solo utilizado foi um latossolo Vermelho-Escuro, textura argilosa, do Município de Ponta Grossa (PR), coletado a 70 m da margem direita da rodovia BR 376, Km 96. A profundidade de coleta foi entre 50 e 80 cm. Após secagem ao ar, o solo foi peneirado em malha de 2 mm e acondicionado em onze colunas de PVC com 110 cm de altura e 5 cm de diâmetro interno. Em todas as colunas verticalmente dispostas, foram deixados 7 cm livres de solo na superfície, a fim de facilitar a manutenção de uma carga hidráulica de 5 cm, a qual foi obtida através de um frasco de Mariotte. Nas extremidades inferiores foi fixado um tecido de modo a sustentar o solo, sem, contudo, oferecer resistência ao fluxo por ocasião da determinação da condutividade hidráulica saturada. Essa determinação foi realizada aplicando-se a equação de Darcy para cada coluna, após ela ter sido previamente saturada, e atingida a condição de regime de fluxo permanente, ou seja, quando a variação do nível de água no frasco de Mariotte se mantinha constante no tempo. A partir daí, a infiltração de água era interrompida, e a contagem do tempo de redistribuição iniciada no momento em que o excesso de água na superfície era drenado. Também nesse momento a superfície do solo era coberta com uma proteção de plástico, para evitar que o processo de evaporação ocorresse. Para cada coluna foi estabelecido um tempo de redistribuição, de água, na seguinte ordem: 0, 1667; 0,3334; 0,75; 1,5; 3; 6; 12; 24; 48 e 96 horas.

Transcorrido cada tempo, a coluna era posicionada horizontalmente, efetuando-se a retirada de amostras nas profundidades de 5; 15; 25; 35; 45; 55; 65; 75 e 85 cm, para determinação da umidade. Os potenciais matriciais (ψ_m) nas mesmas profundidades foram obtidos através da curva de retenção de água no solo, elaborada através da mesa de tensão, utilizando-se o solo previamente peneirado e acon-

dicionado em cilindros de 5 cm de diâmetro e 4 cm de altura, nas tensões de 20; 40; 60; 100; 1.440; 180 e 220 cm de H_2O , com seis repetições por tensão. A partir desses dados, a relação funcional entre K e θ foi obtida para as profundidades de 15; 35; 55 e 75 cm, de acordo com o método descrito por Hillel et al. (1972), para os dois seguintes casos: (i) através dos valores medidos de $\partial h/\partial z$ na equação (3), e (ii) pela adoção de $\partial h/\partial z=1$ na mesma equação.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

A Fig. 1 mostra a curva de retenção de água para o solo considerado no experimento, e as Tabelas 1 e 2, respectivamente, os valores de θ e Ψ_m , obtidos nas diversas profundidades e tempos de redistribuição. O valor médio da condutividade hidráulica saturada do solo nas onze colunas em regime de fluxo permanente, foi de 35, 8865 $cm \cdot h^{-1}$. Esse valor aparece na Tabela 3 para todas as profundidades consideradas, além dos outros valores de condutividade calculados nos dois casos: (i) através dos valores medidos de $\partial h/\partial z$ na equação (3), e (ii) pela adoção de $\partial h/\partial z=1$, ou seja, $k(\theta) = S_0^2 (\partial \theta / \partial t) = dz$.

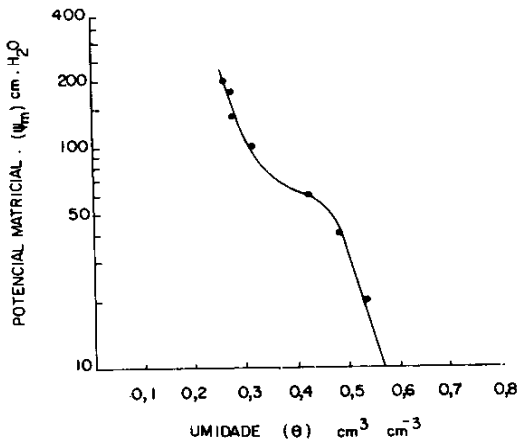


FIG. 1. Curva característica da água de um Latossolo Vermelho Escuro, textura argilosa, utilizado no experimento. Cada ponto representa média de 6 repetições.

TABELA 1. Valores de umidade em função da profundidade e tempo de redistribuição da água em um Latossolo Vermelho Escuro, textura argilosa.

Tempo hora	Profundidade (cm)										
	z=5	z=15	z=25	z=35	z=45	z=55	z=65	z=75	z=85	z=95	
.3334	.4510	.4725	.5010	.5100	.5260	.5140	.5350	.5400	.5450	.5400	
.75	.4310	.4570	.4880	.4940	.5045	.4800	.5100	.5245	.5250	.5345	
1.50	.3975	.4340	.4550	.4560	.4745	.4440	.4825	.4970	.5025	.5275	
3.0	.3600	.3950	.4075	.4075	.4340	.4050	.4480	.4700	.4850	.5210	
6.0	.3290	.3600	.3665	.3700	.3975	.3770	.4165	.4340	.4770	.5120	
12.0	.3090	.3340	.3380	.3420	.3700	.3560	.3900	.4050	.4550	.5000	
24.0	.2980	.3175	.3175	.3225	.3455	.3390	.3720	.3830	.4350	.4850	
48.0	.2975	.3075	.3045	.3100	.3320	.3280	.3550	.3550	.4170	.4320	

A Fig. 2 relaciona os valores de K em função de θ para todas as profundidades nos casos (i) e (ii), onde as equações utilizadas para o ajuste, em ambos os casos, foi do tipo $\ln y = a + b(\ln x)$, como sugerem Gardner (1960), Hillel (1971), Prevedello et al. (1981), entre outros. Como se observa, a dispersão dos pontos no primeiro caso é algo menor do que no segundo, o que evidencia a importância da contribuição dos valores medidos de $\partial h/\partial z$, já que a unicidade da função $K(\theta)$ é esperada em solo homogêneo, inde-

pendentemente da profundidade. Por outro lado, para verificar se os coeficientes angulares das duas regressões lineares estimam a mesma população de dados, isto, é, para testar a hipótese de igualdade desses coeficientes, foi aplicado o teste t, segundo Zar (1974), ou seja:

$$t = \frac{b_1 - b_2}{\frac{(S^2y.x)p}{(\sum x^2)_1} + \frac{(S^2y.x)p}{(\sum x^2)_2}}$$

onde:

b_1 e b_2 : são os coeficientes angulares das equações de regressão consideradas;

$(S^2y.x)p$: é a soma dos quadrados médios dos resíduos das duas equações combinadas;

e
 $(\sum x^2)_1$ e $(\sum x^2)_2$: são as somas dos quadrados das diferenças $\ln x - \ln \bar{x}$ dos casos (i) e (ii), respectivamente, sendo x o valor de cada variável independente, e \bar{x} , o valor médio deles.

No caso, o valor de t da equação (4) resultou em 2,44, o qual é maior do que o valor crítico de $t=1,668$ (Zar, 1974), rejeitando, com 68 graus de liberdade e 5% de significância, a hipótese de igualdade entre os dois coeficientes angulares. Desse modo, desde que as funções $K_1(\theta)$ e $K_2(\theta)$ da Fig. 2 expressam diferentes populações de dados, foi possível estabelecer

TABELA 2. Valores do potencial matricial da água no solo em função da profundidade e tempo de redistribuição da água em um Latossolo Vermelho Escuro, textura argilosa.

Tempo	Profundidade (cm)				
	$z = 5$	$z = 25$	$z = 45$	$z = 65$	$z = 85$
hora	cmH ₂ O				
0,3334	- 55,0	- 37,5	- 23,5	- 19,0	- 16,0
0,75	- 60,0	- 45,0	- 34,5	- 31,0	- 23,0
1,50	- 66,5	- 55,0	- 50,0	- 47,5	- 35,0
3,00	- 77,5	- 65,0	- 59,0	- 57,0	- 46,5
6,00	- 88,5	- 76,0	- 67,0	- 63,0	- 49,8
12,00	- 100,0	- 86,0	- 73,5	- 69,2	- 54,5
24,00	- 111,0	- 95,0	- 82,5	- 74,0	- 59,0
48,00	- 122,0	- 104,00	- 88,3	- 79,5	- 62,7

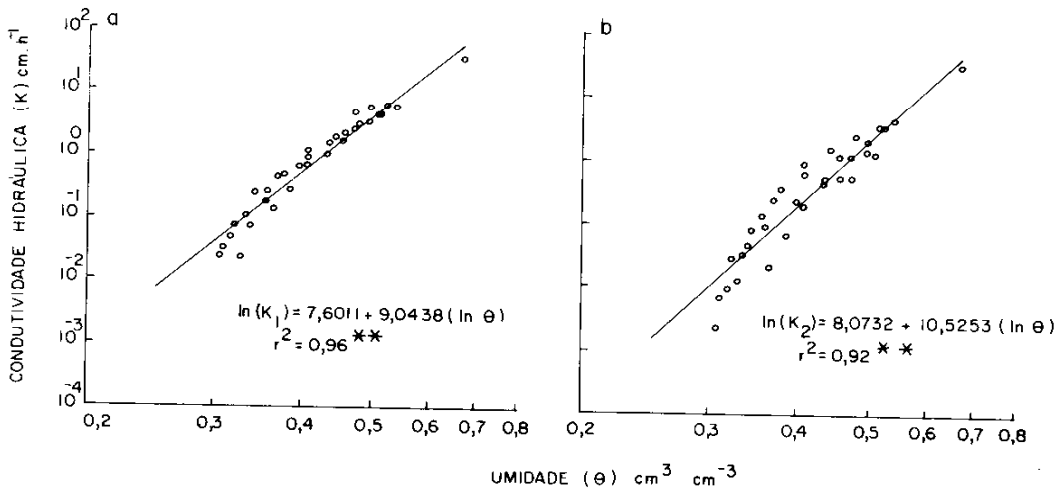


FIG. 2. Valores do potencial matricial da água no solo em função da profundidade e tempo de redistribuição da água em um Latossolo Vermelho Escuro, textura argilosa.

TABELA 3. Parâmetros hidráulicos para obtenção dos valores de condutividade a partir de gradientes de potencial hidráulico medidos, K_1 , e pela adoção de gradiente unitário, K_2 , em função da profundidade, umidade e tempo de redistribuição da água em um Latossolo Vermelho-Escuro, textura argilosa.

z	tempo	$S_0^c(\partial\theta/\partial t) dz=K_2$	$\partial h/\partial z$	K_1	θ
cm	h	cm/h	cm/cm	cm/h	cm ³ /cm ³
	0,0000	35,8865	1,00	35,8865	0,6679
	0,3334	0,5486	0,13	4,3888	0,4275
	0,75	0,5572	0,25	2,2288	0,4570
	1,5	0,4356	0,43	1,0130	0,4340
15	3,0	0,2400	0,38	0,6316	0,3950
	6,0	0,0956	0,38	0,2516	0,3600
	12,0	0,0322	0,30	0,1073	0,3340
	24,0	0,0092	0,20	0,0460	0,3175
	48,0	0,0024	0,10	0,024	0,3075
	0,0000	35,8865	1,00	35,8865	0,6679
	0,3334	1,3029	0,30	4,3430	0,5100
	0,75	1,4829	0,48	3,0894	0,4940
	1,5	1,2044	0,75	1,6059	0,4560
35	3,0	0,6311	0,70	0,9016	0,4075
	6,0	0,2456	0,55	0,4465	0,3700
	12,0	0,0856	0,38	0,2253	0,3430
	24,0	0,0272	0,38	0,0716	0,3225
	48,0	0,0069	0,22	0,0314	0,3100
	0,0000	35,8865	1,00	35,8865	0,6679
	0,3334	3,5831	0,78	4,5937	0,5140
	0,75	2,5287	0,83	3,0466	0,4800
	1,5	1,6267	0,88	1,8485	0,4440
55	3,0	0,9489	0,90	1,0543	0,4050
	6,0	0,3711	0,80	0,4638	0,3770
	12,0	0,1361	0,79	0,1723	0,3560
	24,0	0,0456	0,48	0,0786	0,3390
	48,0	0,0128	0,56	0,0229	0,3280
	0,0000	35,8865	1,00	35,8865	0,6679
	0,3334	4,7146	0,85	5,5466	0,5400
	0,75	3,3430	0,60	5,5717	0,5245
	1,5	2,1467	0,38	5,6492	0,4970
75	3,0	1,2378	0,48	2,5788	0,4700

Continua...

Tabela 3. Continuação.

z	tempo	$S_0^c(\partial\theta/\partial t) dz=K_2$	$\partial h/\partial z$	K_1	θ
cm	h	cm/h	cm/cm	cm/h	cm ³ /cm ³
	6,0	0,5078	0,34	1,4935	0,4340
	12,0	0,1883	0,27	0,6974	0,4050
	24,0	0,0664	0,25	0,2656	0,3830
	48,0	0,0211	0,16	0,1319	0,3650

os erros cometidos pela segunda com relação à primeira, dentro da variação de umidade na qual as duas regressões foram estabelecidas. Esses erros são mostrados na Tabela 4. Como se observa, os erros na condutividade hidráulica pela adoção do gradiente unitário são crescentes com o decréscimo da umidade, chegando a subestimá-la em até 73%. Isso é lógico, porque com o aumento no tempo de redistribuição da água no solo, o gradiente de potencial matricial, $\partial\psi_m/\partial z$, cresce em importância, e esse fato não é considerado quando se adota gradiente unitário, particularmente nos meios porosos de textura argilosa.

TABELA 4 - Erros percentuais cometidos na estimativa da condutividade hidráulica pela adoção do gradiente de potencial hidráulico unitário, K_1 , em relação à obtida a partir dos gradientes medidos, K_2 , dentro da variação de umidade verificada no experimento.

K_1	K_2	$\frac{K_2}{K_1} - 1$	θ
	cm/h	%	cm ³ /cm ³
51,98	45,83	-11,83	0,667
19,71	14,83	-24,76	0,600
3,79	2,18	-42,48	0,500
0,5038	0,2078	-58,75	0,400
0,0374	0,0101	-73,00	0,300

CONCLUSÃO

Dentro dos limites de umidade ocorridos no experimento, os erros na obtenção da condutividade hidráulica pela adoção do gradiente unitário do potencial foram crescentes com o decréscimo de umidade, chegando a subestimá-la em até 73%.

REFERÊNCIAS

- BAVEL, C. H. M. van; STIRK, G. B.; BRUST, K. J. Hydraulic properties of a clay loam soil and the field measurement of water uptaken by roots. I. Interpretation of water content and pressure profiles. **Proceedings Soil Science Society of America**, Madison, v. 32, p. 310-317, 1968.
- BLACK, T. A.; GARDNER, W. R.; THURTELL, G. W. The prediction of evaporation, drainage and soil water storage for a bare soil. **Proceedings Soil Science Society of America**, Madison, v.33, p.655-660, 1969.
- CHO, T.; NOMURA, W; YANO, T.; SKIKASHO, S.; INOUE, M. **The use of neutron moisture meter in studies of soil water regimes - water management in a sand dune area**. Tottori: Faculty of Agriculture, Tottori University, 1977. 48p.
- DAVIDSON, J. M.; STONE, L. R.; NIELSEN, D. R.; LARUE, M. E. Field measurement and use of soil properties. **Water Research**, Washington, v. 5,p. 1312-1321, 1969.
- GARDNER, W. R. Soil water relations in arid and semi-arid conditions. **Arid Zone Research**, New York, v. 15, p.31-61, 1960.
- HILLEL, D. **Soil and water: physical principles and processes**. New York: Academic Press, 1971. 288p.
- HILLEL, D.; KRENTOS, V. D.; STYLIANOU, Y. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. **Soil Science**, Baltimore, v. 114, p. 395-400, 1972.
- KLUTE, A. The determination of the hydraulic conductivity and diffusivity on unsaturated soils. **Soil Science**, Baltimore, v. 113, p. 264-276, 1972.
- LIBARDI, P. L.; REICHARDT, K.; NIELSEN, D. R.; BIGGAR, J. W. Simple field methods for estimating soil hydraulic conductivity. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 44, p. 3-7, 1980.
- NIELSEN, D. R.; DAVIDSON, J.M.; BIGGAR, J. W.; MILLER, R.J. Water movement through Panoche clay soil. **Hilgardia**, Berkeley, v. 42, p. 491-506, 1962.
- OGATA, G.; RICHARDS, L. S. Water content changes following irrigation of a bare field soil that is protected from evaporation. **Proceedings Soil Science Society of America**, Madison, v. 21, p. 355-356, 1957.
- PREVEDELLO, B. M. S.; PREVEDELLO, C. L.; LIBARDI, P. L. Simplificação analítica do método do perfil instantâneo para obtenção da condutividade hidráulica não saturada em condições de campo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 5, p. 93-97, 1971.
- PREVEDELLO, C. L.; PREVEDELLO, B. M. S. Emprego da função "spline" cúbica na obtenção da condutividade hidráulica em solo não saturado. **Revista do Setor de Ciências Agrárias**, Curitiba, v. 9, p. 121-132, 1987.
- RICHARDS, S. J.; WEEKS, L. V. Capillary conductivity values from moisture yield and tension measurements on soil columns. **Proceedings Soil Science Society of America**, Madison, v. 17, p. 206-208, 1953.
- ZAR, J. H. **Biostatistical analysis**. Englewood Cliffs: Prentice-Hall, 1974. 640p.