

DETERMINAÇÃO DE DIFUSIVIDADE E CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DURANTE A INFILTRAÇÃO HORIZONTAL¹

Lourival F. Cavalcante²
Benjamin Fernandez³
Klaus Reichardt⁴

RESUMO

Difusividade $D(\theta)$ e condutividade hidráulica não saturada $K(\theta)$ foram calculadas para quatro profundidades de um solo Terra Roxa Estruturada (Alfissol) da Estação Experimental da Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Piracicaba - São Paulo. A difusividade $D(\theta)$ foi estimada através do método de BRUCE e KLU^{TE} (1956) e a condutividade hidráulica não saturada $K(\theta)$ a partir da relação difusividade-tangente da curva característica de umidade.

Os resultados deste estudo assinalam que as diferenças na velocidade de avanço da frente de molhamento entre as diferentes camadas obedeceram as variações texturais e estruturais do solo que determinaram, por sua vez, variações nas proporções de poros transmissores de água. Tanto a difusividade $D(\theta)$ quanto a condutividade hidráulica não saturada $K(\theta)$ foram baixas, como consequência dos elevados teores de argila, baixos de matéria orgânica e, em geral, valores de densidade global que indicaram algum grau de compactação do solo. As diferenças observadas entre camadas foram produto das variações na textura e estrutura do solo, que afetaram marcantemente as propriedades transmissoras de água do solo, sob condições de não saturação.

Palavras chaves: Curva de retenção de água do solo, difusividade, condutividade hidráulica não saturada.

-
- (1) Colaboração do "Projeto Feijão do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA) Piracicaba, SP., subvencionado pela Comissão Nacional de Energia (CNEN) e o Centro de Ciências Agrárias - UFPb.
 - (2) Prof. Colaborador - Departamento de Solos e Engenharia Rural - CCA-UFPb
 - (3) Prof. Visitante - Departamento de Solos e Engenharia Rural - CCA-UFPb
 - (4) Professor da ESALQ e Pesquisador junto ao CENA - Centro de Energia Nuclear na Agricultura.

SUMMARY

DETERMINATION OF DIFFUSIVITY AND HIDRAULIC CONDUCTIVITY DURING HORIZONTAL INFILTRATION

Water infiltration, diffusivity $D(\theta)$ and soil hydraulic conductivity K are parameters of a great deal of interest in hydrologic research, specially for agricultural purposes.

Herein diffusivity as a function of soil-water content $D(\theta)$ was computed for 4 depths of an alfissol from Piracicaba, São Paulo, by using the method developed by BRUCE & KLUTE (1956) Unsaturated hydraulic conductivity $K(\theta)$ on the other hand, was estimated from diffusivity and the slope of the soil-water retention curve.

The experimentally determined $D-\theta$ and $K-\theta$ relations confirmed the often suggested semi-logarithmic linearity.

Values of $D(\theta)$ and $K(\theta)$ were, in general, low as influenced by the high clay content of the soil profile and its rather high bulk density values which indicated a somewhat degree of compaction. Variations among soil depths were due to textural and structural differences that affected their properties to transmit fluids under unsaturated conditions.

Key words: Soil-water retention curve, diffusivity, unsaturated hydraulic conductivity.

INTRODUÇÃO

As pesquisas sobre uso, aplicação e manejo de água, principalmente com fins agrícolas, envolvem o conhecimento de uma série de parâmetros físico-hídricos do solo que influenciam as suas propriedades transmissoras de água, tanto em condições de saturação quanto em função do conteúdo de umidade. Isto faz com que o fluxo de água em meios porosos não saturados seja bastante complexo e sua descrição matemática se torne difícil. BRUTSAERT (1967) revisou os diferentes métodos para calcular condutividade hidráulica, as bases utilizadas nos cálculos e os resultados de testes experimentais, concluindo que o problema principal é avaliar a relação condutividade hidráulica-conteúdo de água do solo. Outros autores (JACKSON et alii, 1965; NIELSEN et alii, 1960; GREEN e CORY, 1971) apresentam informações contraditórias acerca da precisão das estimativas de condutividade hidráulica.

Devido à condutividade hidráulica em função do conteúdo de água $K(\theta)$ constituir um parâmetro básico na dinâmica da água do solo, sua quantificação se torna indispensável no cálculo de fluxo de água, como assinalam REICHARDT (1974) e MILLAR (1975, 1978) quando afirmam que a condutividade hidráulica é a propriedade física de maior destaque na capacidade de transmissão de água de um solo.

O objetivo deste trabalho foi calcular difusividade $D(\theta)$ através do método

do de BRUCE e KLUTE (1956) e condutividade hidráulica não saturada $K(\theta)$ segundo a metodologia descrita por KLUTE (1972) e LIBARDI (1974).

MATERIAL E MÉTODOS

O solo utilizado neste estudo foi Terra Roxa Estruturada (alfissol) da Estação Experimental da Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Piracicaba, São Paulo. As amostras de solo para as determinações de difusividade foram coletadas às profundidades de 0 - 30; 30 - 60; 60 - 90 e 90 - 120 cm, nas quais, depois de secas ao ar e passadas em peneira de 1 mm, determinou-se:

I. Homogeneidade do Solo

Para a determinação da homogeneidade do solo, as amostras foram acondicionadas em colunas de material acrílico de 5,65 cm de diâmetro interno e 92 cm de comprimento, procurando empacotá-las às densidades que apresentavam no seu estado natural. Em seguida, aplicou-se a técnica de atenuação de radiação gama, descrita por DAVIDSON et alii (1963) e REICHARDT e LIBARDI (1973) para os cálculos da variação da densidade às diferentes profundidades.

II. Conteúdo Inicial de Água do Solo

Com o propósito de avaliar o efeito da umidade do solo na infiltração e no avanço da frente de molhamento, determinou-se o conteúdo de água de cada uma das camadas imediatamente antes da aplicação de água.

III. Infiltração de Água

À medida que avançava a água através do solo, no interior das colunas, realizaram-se leituras do avanço da frente de molhamento em função do tempo. Assim, obteve-se três perfis de umidade, como mostra CAVALCANTE (1978).

IV. Difusividade

A partir dos perfis de umidade, calculou-se a difusividade mediante a seguinte relação:

$$D(\theta) = - \frac{1}{2t_0} \cdot \frac{dx}{d\theta} \int_{\theta_0}^{\theta_1} x \, d\theta \quad (1)$$

onde $D(\theta)$ é a difusividade, t_0 é o tempo de infiltração de água no solo e $dx/d\theta$ é o gradiente do conteúdo de água.

V. Curva de Retenção de Água do Solo

Obedecendo as mesmas condições impostas pela teoria no ítem I, os valores da umidade em função do potencial matricial $\Psi_m = \Psi_m(\theta)$ foram obtidos por desorção a 15 potenciais matriciais previamente estabelecidos, mediante funis de placa porosa e extratores a pressão com placas porosas de 1, 3 e 15 bares.

VI. Condutividade Hidráulica não Saturada

Obtidos os valores da difusividade $D(\theta)$ e das tangentes $(d\Psi \text{ m/d}\theta)$ da curva característica, calculou-se a condutividade hidráulica não saturada $K(\theta)$ para cada conteúdo de umidade (θ) através da seguinte equação:

$$K(\theta) = \frac{D(\theta)}{d\Psi \text{ m/d}\theta} \quad (2)$$

VII. Conteúdos de Argila e Matéria Orgânica

Os teores de argila e de matéria orgânica das diferentes camadas do solo foram extraídos da publicação "Spatial variability of physical properties of a tropical soil: I Geometric properties" de REICHARDT et alii (1976). Os citados pesquisadores caracterizam, em termos de suas propriedades físicas, o solo sob consideração às profundidades de 15; 45; 75; 105; 135 e 165 cm, sendo que as quatro primeiras correspondem aos pontos médios das camadas utilizadas neste estudo.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

A distribuição dos valores de densidade global ao longo do perfil do solo encontra-se na Figura 1 e indica uma boa homogeneização das amostras, uma vez que os coeficientes de variação obtidos foram 1,89; 1,96; 1,82 e 1,87% para as profundidades de 0-30, 30-60, 60-90 e 90-120 cm, respectivamente.

Na Figura 2 mostram-se os dados do avanço da frente de molhamento com a raiz quadrada do tempo (x vs. $t^{1/2}$). Os conteúdos de argila, matéria orgânica e umidade inicial das diferentes camadas do solo apresentam-se no Quadro 1. Verifica-se que o solo apresentou a menor velocidade do avanço da frente de molhamento na camada compreendida entre 30-60 cm, o que se deve aos seus maiores valores de densidade aparente ($1,485 \text{ g cm}^{-3}$) e de argila (60,20%) que determinaram uma mais baixa porosidade total, com uma menor proporção de poros não capilares (macroporos). Por outro lado, a maior velocidade do avanço da frente de molhamento correspondeu ao extrato de 90-120 cm, o que é uma consequência de sua maior densidade aparente ($1,270 \text{ g cm}^{-3}$) e comparativamente baixo teor de argila (54,20%) em relação ao resto das camadas subsuperficiais do perfil. As profundidades de 0-30 e 60-90 cm apresentaram velocidades de avanço da frente de água intermediárias, que estão refletindo a influência, só ou combinada, da densidade aparente e dos conteúdos de argila e matéria orgânica. Assim, a mais baixa movimentação de água na camada superficial, que é a que possui o menor conteúdo de argila e o maior de matéria orgânica, deriva, fundamentalmente, de uma compactação acentuada ($d_g = 1,450 \text{ g cm}^{-3}$) provocada pelo excessivo tráfego de maquinaria agrícola e o cultivo intensivo do solo. Não se apreciou um efeito do conteúdo inicial de água no avanço da frente de molhamento. Com efeito, a camada de 60-90 cm, que tinha a maior percentagem de água (0,07) foi a que apresentou uma das menores velocidades do avanço da frente úmida. As restantes camadas possuíram teores de água muito semelhantes, indicando que suas variações na velocidade do avanço da frente de molhamento não foram influenciadas pela quantidade de água presente no

início do processo de infiltração. Uma análise da Figura 3 (a, b, c, d) mostra graficamente as diferenças nas taxas de movimentação da água nas diferentes camadas do solo. Com efeito, observa-se que, para um mesmo espaço percorrido pela água, por exemplo 20 cm, o maior tempo gasto (610 min) correspondeu à camada de 30 - 60 cm e o menor (80 min) à de 90 - 120 cm. Noutras palavras, o tempo gasto em percorrer 20 cm foi quase oito vezes superior nesta última. Por outro lado, na Figura 4 (curva de retenção de água) verifica-se que neste solo a maior capacidade de retenção e armazenamento de água correspondeu à camada 30 - 60 cm e que para qualquer tensão aplicada, ou potencial matricial Ψ_m , o conteúdo de água θ é maior que para os outros extratos. Isto, que é uma consequência de seu maior conteúdo de argila, como encontraram REICHARDT e LIBARDI (1976) estaria reforçando o assinalado anteriormente, vale dizer, a menor velocidade de avanço da frente de molhamento da camada de 30 - 60 cm.

Os valores de difusividade $D(\theta)$ apresentam-se no Quadro 2 e na Figura 5. Em geral, observa-se que eles são baixos, o que está em acordo com seus altos teores de argila. Os menores valores corresponderam ao extrato de 30 - 60 cm e os maiores ao de 90 - 120 cm. Em geral, a difusividade seguiu a mesma tendência do avanço da frente de molhamento; por isto, a discussão feita para este ítem é perfeitamente válida para aquela característica hídrica do solo. Assim, constatou-se, mais uma vez, que as propriedades transmissoras do solo foram influenciadas por suas características texturais e estruturais, que determinaram importantes variações na porosidade total, bem como na proporção de poros transmissores de água.

No Quadro 2 e na Figura 6 apresentam-se os dados de condutividade hidráulica não saturada $K(\theta)$ calculados a partir dos valores da difusividade $D(\theta)$ e das tangentes da curva característica $\frac{d\Psi_m}{d\theta}$. Aprecia-se que, de uma maneira generalizada, os valores de $K(\theta)$ são baixos, o que, como no caso da difusividade, dever-se-ia às restritas propriedades do solo para transmitir fluidos. As variações entre camadas seguem os padrões impostos pelas características texturais e estruturais já analisadas, isto é, os menores valores corresponderam à camada 30 - 60 cm e os mais altos, à compreendida entre 90 e 120 cm. Os extratos de 0 - 30 e 60 - 90 cm possuem valores intermediários, destacando-se a extremamente baixa condutividade da camada 30 - 60 cm, até mesmo para altos conteúdos de umidade (θ).

Uma simples análise estatística dos valores de $D(\theta)$, $K(\theta)$ e Ψ_m , em função do conteúdo de umidade, demonstrou que todos eles correlacionam em forma altamente significativa com o conteúdo de água do solo. A associação encontrada é do tipo curvilínea (exponencial) e segue a função $Y = ae^{bX}$. No Quadro 3 apresentam-se as equações exponenciais e os coeficientes de determinação, com os seus respectivos níveis de significância, para as 4 profundidades estudadas. Aprecia-se que, com exceção da camada de 60 - 90 cm, tanto os coeficientes de determinação quanto os de correlação foram significativos ao nível de 1%. O extrato de 60 - 90 cm só apresentou significância ao nível de 5%. Observa-se, também, que para qualquer um dos parâmetros determinados não existe uma equação única que possa descrever o processo, o que se deve à variabilidade, às vezes bastante acentuada, de suas características físicas e conteúdo de matéria orgânica.

CONCLUSÕES

A velocidade de avanço da frente de molhamento nas diferentes camadas do solo dependeu, fundamentalmente, de suas características texturais e estruturais que determinaram, em maior ou menor grau, a presença de poros transmissores de água. A menor velocidade da frente de umidade foi atingida pela camada de 30-60 cm e se deve ao seu maior teor de argila (60,20%) e mais alto valor de densidade aparente ($1,485 \text{ g cm}^{-3}$). A maior, por outro lado, correspondeu ao extrato compreendido entre 90 - 120 cm e é uma consequência de sua menor densidade global ($1,270 \text{ g cm}^{-3}$) e, comparativamente, baixo teor de argila. A pequena taxa de avanço da frente de molhamento observada na camada superficial, que possui a maior quantidade de matéria orgânica (2,29%) e o maior baixo teor de argila (40,80%) deve-se a uma excessiva compactação ($\rho_g = 1,450 \text{ g cm}^{-3}$) provocada pelo cultivo intensivo do solo. Não se apreciou influência do conteúdo inicial de água das diferentes camadas na velocidade de avanço da frente de água.

Os valores de difusividade são, em geral, baixos, e variam, principalmente, em função do conteúdo de argila e da densidade aparente do solo. Os menores valores corresponderam ao extrato de 30 - 60 cm; no entanto, os maiores à camada de 90 - 120 cm. De uma maneira generalizada, eles seguiram a mesma tendência da velocidade do avanço na frente de umidade, como se previa.

A condutividade hidráulica não saturada, estimada a partir dos dados de difusividade e das tangentes da curva característica, é baixa, ainda a altos conteúdos de umidade. Isto está assinalando as restritas propriedades transmissoras de água do solo sob condições de não saturação.

Uma simples análise estatística dos valores de $D(\theta)$, $K(\theta)$ e Ψ_m , em função do conteúdo de água (θ) demonstrou que todos eles se correlacionam em forma altamente significativa com a última. A associação encontrada foi do tipo exponencial.

QUADRO I

VALORES DE DENSIDADE GLOBAL (g/cm^3) E DE CONTEÚDOS DE ARGILA E MATÉRIA ORGÂNICA (%) EM FUNÇÃO DA PROFUNDIDADE DO SOLO

PROF.	DENSIDADE GLOBAL	COEFICIENTE DE VARIAÇÃO	ARGILA	MAT. ORGÂNICA	UMIDADE INICIAL
cm	g/cm^3		%		cm^3/cm^3
0 - 30	1,45	1,89	40,80	2,29	0,031
30 - 60	1,49	1,96	60,20	1,10	0,048
60 - 90	1,38	1,82	57,63	0,74	0,070
90 - 120	1,27	1,87	54,20	0,73	0,046

QUADRO 2

VALORES MÉDIOS DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA $\bar{k}(\theta)$ cm/dia E DA DIFUSIVIDADE DA ÁGUA DO SOLO $\bar{D}(\theta)$ cm²/dia
OBTIDOS DURANTE O PROCESSO DE INFILTRAÇÃO

UMIDADE (θ)	0 - 30	30 - 60	60 - 90	90 - 120
cm ³ . cm ⁻³	$\bar{k}(\theta)$	$\bar{D}(\theta)$	$\bar{k}(\theta)$	$\bar{D}(\theta)$
0,300	$5,52 \times 10^{-3}$	27,36	$6,30 \times 10^{-4}$	$2,34 \times 10^{-4}$
0,350	$4,82 \times 10^{-2}$	180,15	$1,90 \times 10^{-3}$	$8,64 \times 10^{-3}$
0,400	$2,51 \times 10^{-1}$	414,29	$1,59 \times 10^{-2}$	$1,69 \times 10^{-1}$
0,450	$8,9 \times 10^{-1}$	1.492,69	$2,09 \times 10^{-1}$	$5,92 \times 10^{-1}$
0,500	$33,1 \times 10^{-1}$	5.910,87	$27,5 \times 10^{-1}$	$20,8 \times 10^{-1}$
			$22,61$	$1,00 \times 10^{-1}$
			$52,32$	$9,60 \times 10^{-1}$
			$205,37$	$49,0 \times 10^{-1}$
			$394,17$	$64,0 \times 10^{-1}$
			$3.035,33$	$165,5 \times 10^{-1}$
				120,73
				306,91
				801,17
				1.732,41
				4.413,34

QUADRO 3

RESULTADOS DA ANÁLISE ESTATÍSTICA DOS VALORES DE DIFUSIVIDADE D(θ), CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA K(θ) E PRESSÃO P EM FUNÇÃO DO CONTEÚDO DE UMIDADE (θ) DO SOLO

PARÂMETRO	EQUAÇÃO	r ²	cm
DIFUSIVIDADE	D(θ) = 0,02 e ^{25,70 θ}	0,99**	0 - 30
	D(θ) = 0,11 e ^{16,55 θ}	0,93**	30 - 60
VERSUS UMIDADE	D(θ) = 0,02 e ^{23,64 θ}	0,97**	60 - 90
	D(θ) = 0,59 e ^{17,86 θ}	0,99**	90 - 120
CONDUTIVIDADE	K(θ) = 6,33 x 10 ⁻⁷ e ^{31,42 θ}	0,99**	0 - 30
	K(θ) = 8,93 x 10 ⁻⁹ e ^{38,32 θ}	0,94**	30 - 60
VERSUS UMIDADE	K(θ) = 1,56 x 10 ⁻⁷ e ^{31,65 θ}	0,72*	60 - 90
	K(θ) = 1,35 x 10 ⁻⁴ e ^{24,23 θ}	0,91**	90 - 120
PRESSÃO	P(θ) = 315,89 x e ^{-18,62θ}	0,92**	0 - 30
	P(θ) = 1.104,59 x e ^{-19,45θ}	0,93**	30 - 60
VERSUS UMIDADE	P(θ) = 1.962,26 x e ^{-22,73θ}	0,92**	60 - 90
	P(θ) = 578,80 x e ^{-20,62θ}	0,90**	90 - 120

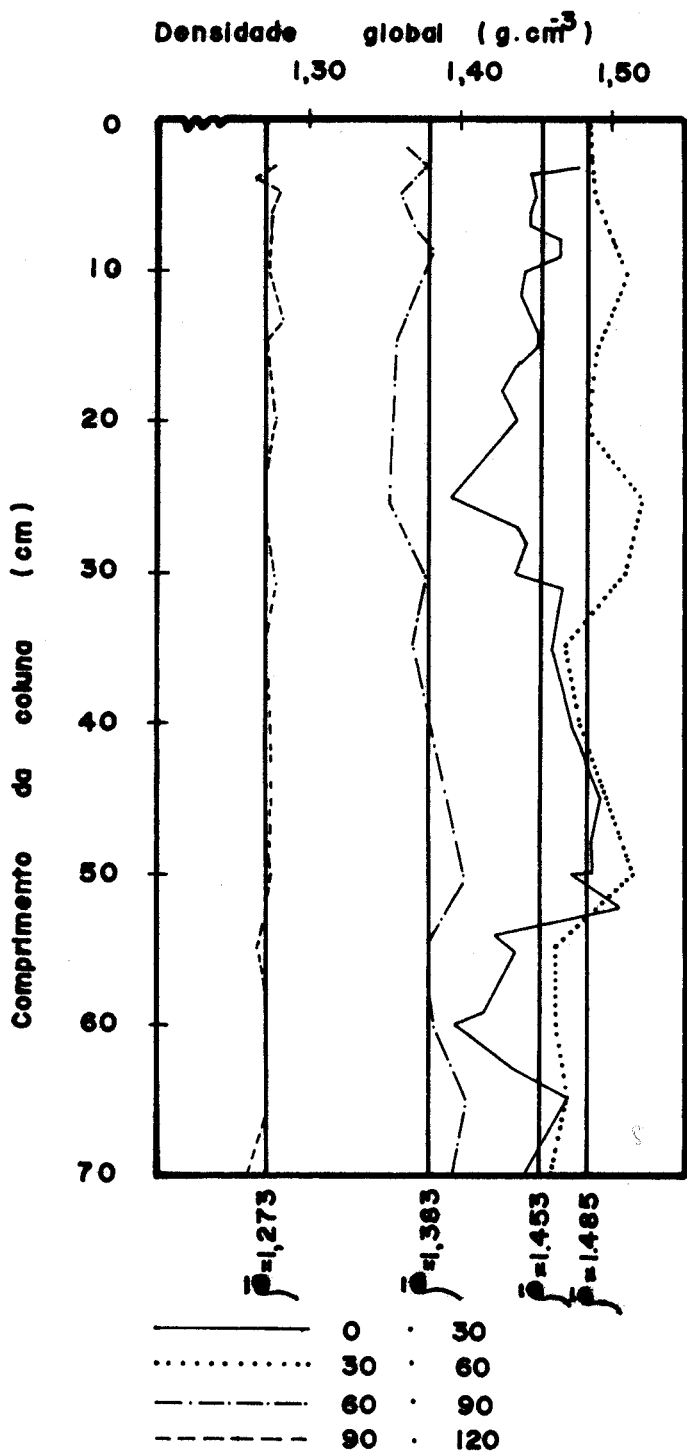


Fig - 1 Distribuição da densidade global ao longo das colunas de solo

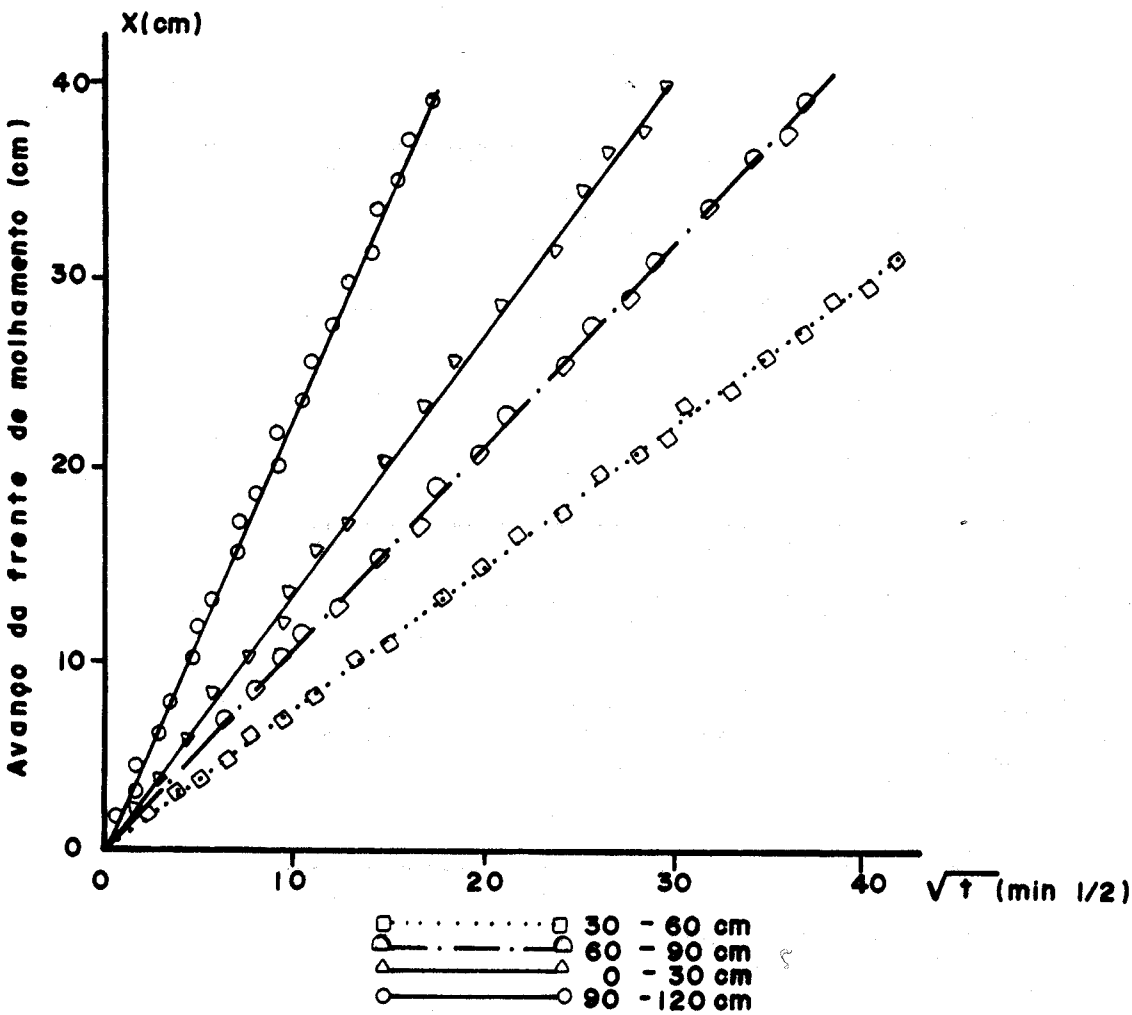


Fig - 2 Avanço da frente de molhamento com a raiz quadrada do tempo.

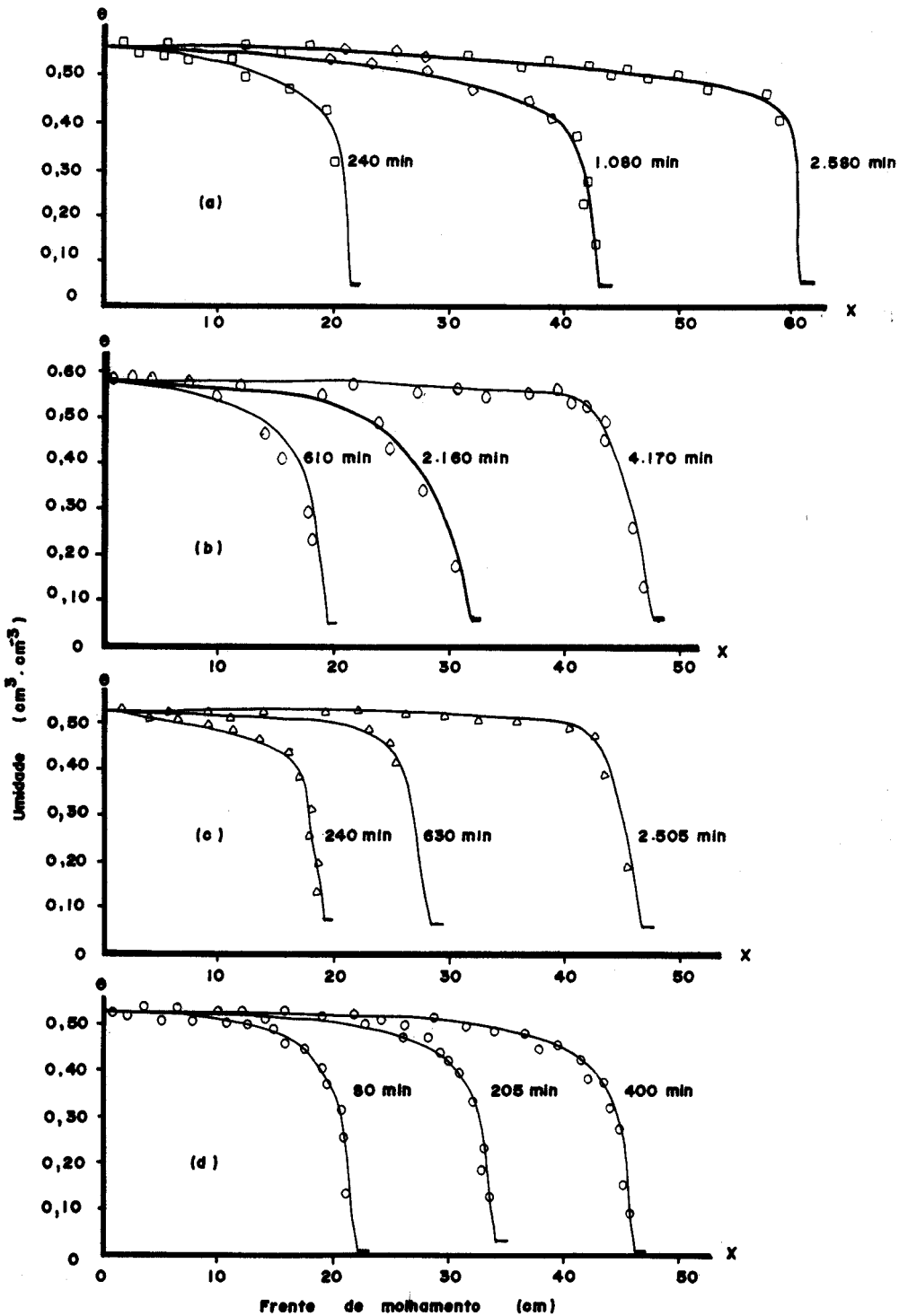


Fig. 3 - Perfis da distribuição da umidade (θ) com o avanço da frente de molhamento (X) para as profundidades de 0-30 (a); 30-60(b); 60-90(c) e 90-120 cm (d).

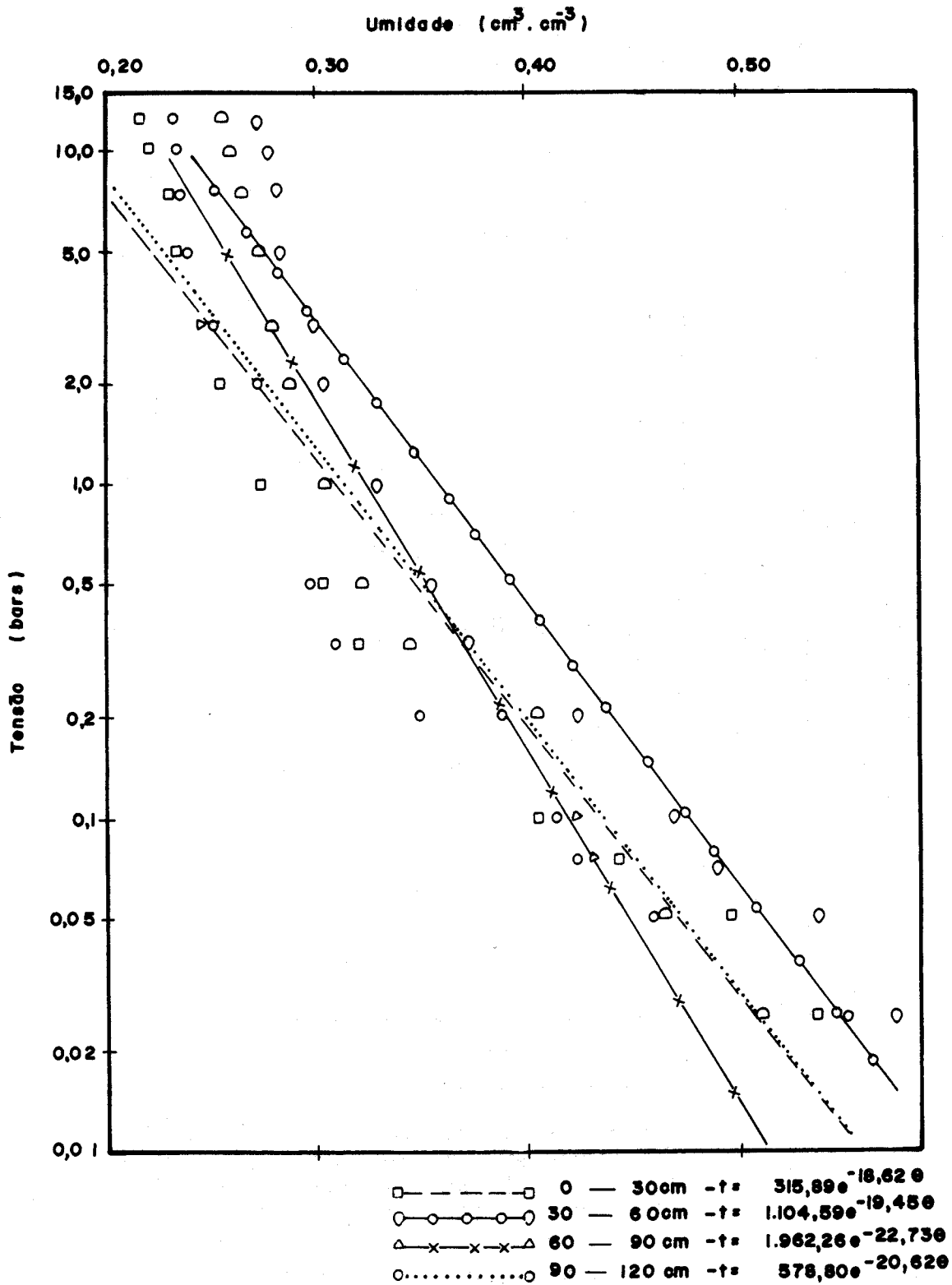


Fig. - 4. Curvas características da umidade do solo.

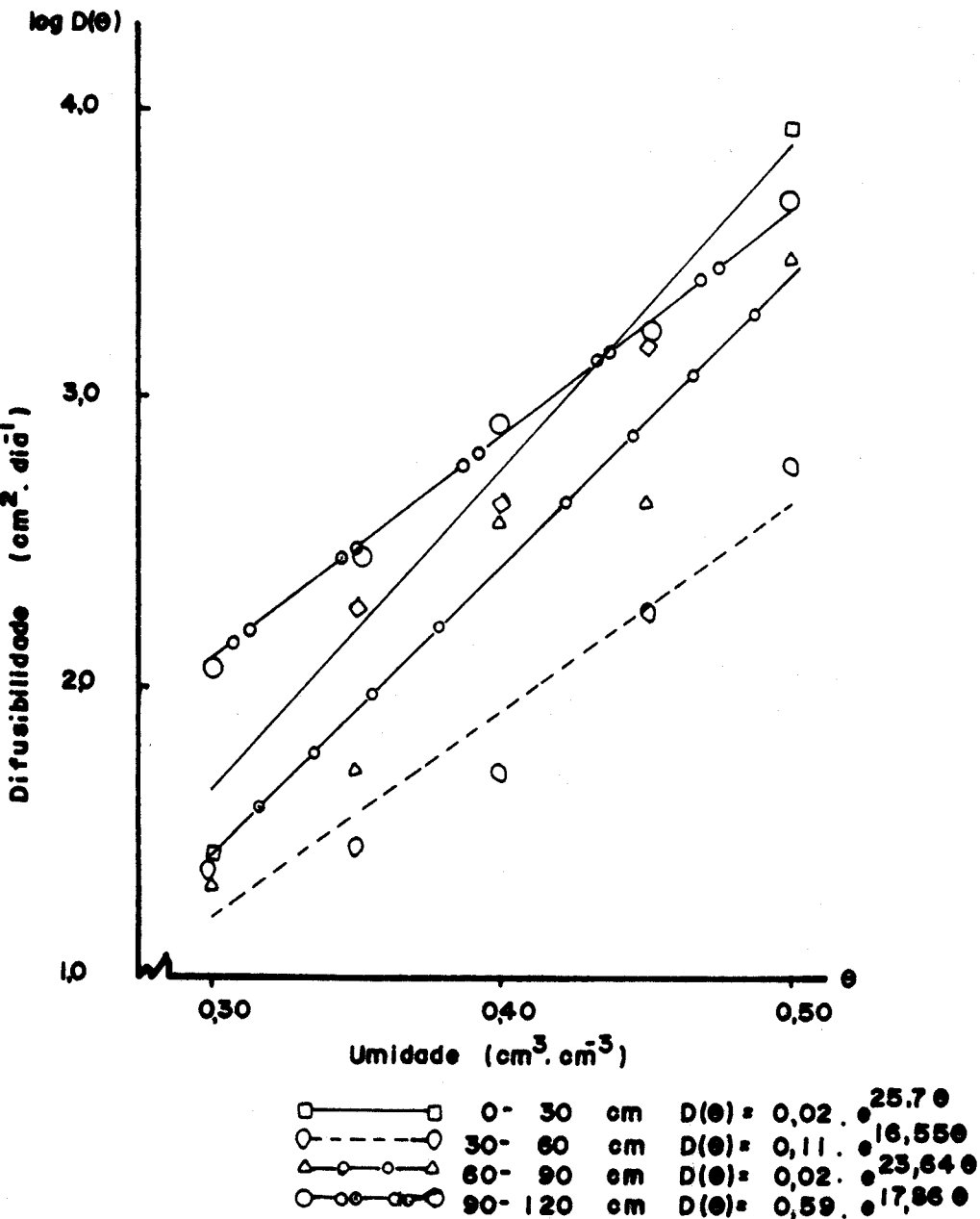


Fig - 5 Curva representativa da difusibilidade da água do solo.

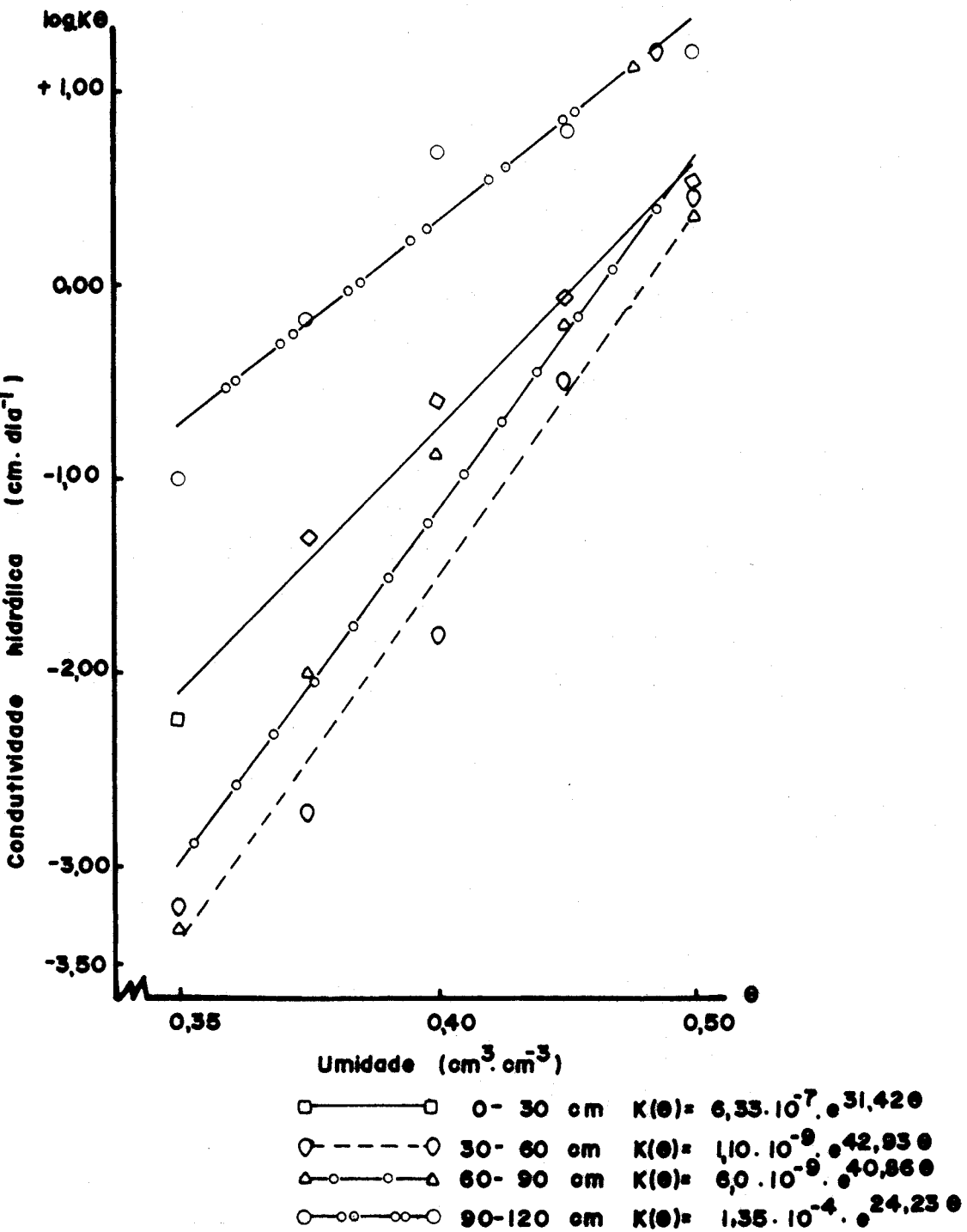


Fig - 6 Curva representativa da condutividade hidráulica do solo.

LITERATURA CITADA

- BRUCE, R.R. Hydraulic conductivity evaluation of the soil profile from soil water retention. J. Soil Sci., 36(4): 555-561, 1972.
- BRUCE, R.R. & KLUTE, A. Measurements of soil moisture diffusivity. Soil Sci. Soc. of Amer. Proc., 20: 458-462, 1956.
- BRUTSAERT, WILFRED. Some methods of calculation of unsaturated permeability. Trans. ASAE., 10: 400-404, 1967.
- CAVALCANTE, F.L. Determinação da condutividade do solo durante a redistribuição de água. Dissertação de Mestrado. CENA/ESALQ/USP. Piracicaba - SP, 1978.
- DAVIDSON, J.M.; BIGGAR, J.W & NIELSEN, D.R. Gamma radiation attenuation for measuring bulk density and transient water flow density in porous materials. J. Geoph. Res., 68: 4777-4783, 1963.
- GREEN, R.E. & COREY, J.C. Calculation of hydraulic conductivity: a further evaluation of some predicted methods. Soil. Sci. Soc. Amer. Proc., 25(1): 3-8, 1971.
- JACKSON, R.D.; REGINATO, R.J. & VAN BAVEL, C.H.M. Comparison of measured and calculated hydraulic conductivity on unsaturated soils. Water Resources Res., 1: 375-380, 1965.
- KLUTE, A. The determination of the hydraulic conductivity and diffusion of unsaturated soils. Soil Sci., 113: 264-276, 1972.
- LIBARDI, P.L. Infiltração da água no solo: Uma generalização. Piracicaba - SP., Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", 1974. (Tese apresentada à ESALQ para obtenção do grau de Mestre).
- MILLAR, A.A. Condutividade capilar de um solo derivado de cinzas vulcânicas. Turrialba, 25(4): 448-449, 1975.
- MILLAR, A.A. Drenagem de terras agrícolas: Bases agrônômicas. McGraw - Hill do Brasil Ltda, 1ª Ed., 1978. 276 p.
- NIELSEN, D.R.; KIRKHAM, D. & PERRIER, E.R. Soil capillary conductivity: Comparison of measured and calculated values. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 24(2): 157-160, 1960.
- REICHARDT, K. Determinação da condutividade hidráulica em condições de campo pa

ra a estimativa da drenagem profunda em balanço hídrico. BD. - 015, CENA, Piracicaba, SP., 1974.

REICHARDT, K.; GROHMAN, F.; LIBARDI, P.L. & QUEIROZ, S.V. Spacial variability of physical properties of a tropical soil: I Geometric properties. BT - 004. CENA, Piracicaba, SP., 1976.

REICHARDT, K. & LIBARDI, P.L. A new equation for the estimation os soil - water diffusivity. FAO/IAEA Symposium on isotopes and radiation technique in studies of soil physics irrigation. Vienna, Austria, 1973.

REICHARDT, K. & LIBARDI, P.L. Physical characterization of a tropical field site in Brazil. CENA/ESALQ/USP. Piracicaba, SP. (no prelo), 1976.