

INFILTRAÇÃO DA ÁGUA NO SOLO: UMA GENERALIZAÇÃO

PAULO LEONEL LIBARDI
Engenheiro Agrônomo

Orientador
Prof. Dr. Klaus Reichardt

Dissertação apresentada à Escola Superior de
Agricultura "Luiz de Queiroz" da Universida-
de de São Paulo, para obtenção do título de
Mestre.

PIRACICABA
SÃO PAULO
BRASIL
1973

Dedico

Aos meus pais
e aos meus irmãos

AGRADECIMENTOS

O autor agradece ao Dr. Klaus Reichardt por seu interesse e dedicação constantes na orientação geral deste trabalho, e a todos que, de uma maneira ou de outra, contribuíram para sua realização.

Nossos agradecimentos também a Comissão Nacional de Energia Nuclear pela bolsa de estudos concedida e ao Centro de Energia Nuclear na Agricultura pelas facilidades oferecidas.

I N D I C E

página

INTRODUÇÃO E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	01
TEORIA	04
Infiltração horizontal	05
Infiltração vertical	09
MATERIAL E MÉTODO	11
Preparação dos solos e empacotamento	11
Determinação da umidade e densidade global dos solos	12
Procedimento experimental durante a infiltração	12
Difusividade da água do solo	13
Curvas características da água do solo	16
Condutividade hidráulica	16
Constante de generalização	16
DADOS OBTIDOS	18
Infiltração horizontal	18
Infiltração vertical	32
DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	35
Infiltração horizontal	35
Infiltração vertical	38
CONCLUSÃO	40
RESUMO	41
SUMMARY	42
BIBLIOGRAFIA	43

LISTAS DAS FIGURAS

		<u>página</u>
Figura 1	- Esquema da geometria utilizada na colimação da radiação gama	13
Figura 2	- Esquema da coluna de solo acoplada ao reservatório de água	14
Figura 3	- Distância da fonte da água à frente de molhamento versus a raiz quadrada do tempo para infiltração horizontal nos cinco solos .	19
Figura 4	- Distância adimensional (para $L=1$) da fonte da água à frente de molhamento versus a raiz quadrada do tempo generalizado para infiltração horizontal nos cinco solos . . .	21
Figura 5	- Valores experimentais da difusividade da água no solo (pontos) e aproximações exponenciais (linhas retas) para os cinco solos .	23
Figura 6	- Valores experimentais da difusividade da água no solo generalizado (pontos) e aproximação exponencial (linha reta) para os cinco solos	24
Figura 7	- Valores da variável de Boltzmann generalizada experimentais (pontos) e calculados (linha) dos cinco solos	25
Figura 8	- Valores de umidade experimentais (pontos) e calculados (linhas) para a infiltração horizontal nos cinco solos	26
Figura 9	- Curvas de retenção da água do solo, dos cinco solos	27

Figura 10	-	Curvas de retenção da água do solo generalizadas, dos cinco solos	28
Figura 11	-	Valores de condutividade hidráulica em função da umidade calculados para os cinco solos	29
Figura 12	-	Valores de condutividade hidráulica generalizada em função do potencial matricial generalizado para os cinco solos	30
Figura 13	-	Valores de condutividade hidráulica generalizada em função da umidade adimensional para os cinco solos	31
Figura 14	-	Distância da fonte da água à frente de molhamento versus a raiz quadrada do tempo para infiltração vertical nos cinco solos	33
Figura 15	-	Valores de umidade experimentais (pontos) e calculados (linhas) para a infiltração vertical nos cinco solos	34

LISTA DAS TABELAS

página

Tabela 1	-	Valores das constantes de generalização horizontal (λ_h) e vertical (λ_v), das densidades globais médias das amostras ($\bar{d}'g$), das umidades de saturação (θ_s) e de solo seco ao ar (θ_o), para os cinco solos.	20
Tabela 2	-	Valores dos desvios da infiltração acumulada calculada em relação a infiltração acumulada medida ($\delta\%$) encontrados na infiltração horizontal e vertical dos cinco solos	37

INTRODUÇÃO E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O movimento contínuo da água nas suas diversas fases, da Atmosfera para a Terra e seu retorno à Atmosfera, é chamado de ciclo hidrológico. Uma das etapas deste ciclo é aquela em que a água é absorvida pela superfície do solo; a esse processo reserva-se o nome de infiltração.

A infiltração na superfície terrestre é um fenômeno que toma cada vez mais importância na manutenção da vida na Terra, em decorrência da expansão tecnológica e demográfica, que gera uma demanda crescente pela água de superfície e de subsuperfície.

Para o crescimento vegetal e conseqüentemente para a produção agrícola, um dos principais fatores envolvidos é a disponibilidade de água, portanto, o estudo e a compreensão do papel que a infiltração desempenha nesta disponibilidade é de grande e real interesse.

Numerosos pesquisadores têm procurado descrever o movimento

da água em solos. Tradicionalmente, em solos saturados, esse movimento tem sido descrito através da lei de *DARCY (1856)*, estendida por *BUCKINGHAM (1907)* para solos não saturados. Nos últimos anos, devido ao desenvolvimento de melhores técnicas de medida dos parâmetros físicos do solo, um grande impulso tem sido dado às investigações neste sentido. Esses parâmetros são principalmente a condutividade hidráulica e a difusividade da água no solo. Uma revisão completa dos diversos métodos de laboratório e de campo para a determinação destes parâmetros, em solos não saturados, é encontrada em *KLUTE (1972)*.

No presente trabalho, a determinação da difusividade da água no solo foi feita pelo método de *BRUCE e KLUTE (1956)* que se mostrou um dos mais viáveis, devido ao emprego da técnica nuclear de atenuação da radiação gama na medida da umidade e densidade dos solos (*GURR 1962, RAWLINS 1961, DAVIDSON et al. 1963a, DAVIDSON, 1965, GARDNER 1965, REICHARDT 1965, etc*). A condutividade hidráulica foi calculada indiretamente através da curva de retenção e da difusividade da água no solo.

Através do uso da relação de Darcy na equação da continuidade (*RICHARDS 1931*) muitas investigações teóricas (*KLUTE 1952; PHILIP 1955, 1957, 1967; KLUTE et al. 1965; PARLANGE 1971a, 1971b, 1973; etc*) e experimentais, tanto em laboratório (*DAVIDSON et al. 1963b, KLUTE et al. 1965, THAMES e EVANS 1968, REICHARDT et al. 1972, etc*) como no campo (*NIELSEN et al. 1961, HANKS e BOWERS 1963, NIELSEN et al. 1967, NORUM e GRAY 1970, NIELSEN et al. 1972, etc*) têm sido realizadas para esclarecer o processo de infiltração da água no solo. Apesar de todos estes esforços vários aspectos do problema permanecem sem solução.

Um problema que tem merecido a atenção de vários pesquisadores é a generalização das equações que descrevem o movimento da água no solo, com a finalidade de simplificar seu uso. A primeira tentativa nesse sentido foi feita por *MILLER e MILLER (1955a, 1955b, 1956)* que introduziram o conceito de "meio similar" em estudos de

fluxo capilar e mostraram, teoricamente, que seria possível descrever o movimento de água em diferentes solos com uma única equação generalizada. Dois meios são considerados similares se todos os detalhes geométricos microscópicos de um deles diferirem do outro simplesmente por um fator constante. Essa constante foi por eles denominada comprimento característico microscópico e que aqui denominaremos de constante de generalização. Esse conceito tem sido testado por vários autores (*KLUTE e WILKSON 1958, WILKSON e KLUTE 1959, ELRICK et al. 1959*) e em geral nenhuma concordância tem sido encontrada entre a teoria e o experimento quando se utilizaram solos reais, de modo que essa teoria foi praticamente abandonada.

REICHARDT et al. (1972) sugeriram uma modificação na determinação da constante de generalização e conseguiram resultados satisfatórios para a referida teoria em experimentos de infiltração horizontal da água no solo. Com base neste trabalho, *PARLANGE (1973)* propôs uma generalização de sua teoria de infiltração horizontal (*PARLANGE 1971a*) quando a difusividade aumenta exponencialmente com a umidade.

O objetivo do presente trabalho é estender a referida teoria (*REICHARDT 1972*) para o estudo da infiltração vertical da água do solo. A infiltração vertical é mais complexa que a infiltração horizontal devido à influência do potencial gravitacional. Por outro lado, sua importância na prática é fundamental em estudos de irrigação. Uma equação generalizada para descrever a infiltração vertical em qualquer solo é portanto de utilidade indiscutível.

TEORIA

A equação diferencial geral que descreve o movimento da água em um solo pode ser derivada combinando simplesmente a lei de Darcy com a equação da continuidade (RICHARDS, 1931).

Para fluxo não saturado em solo homogêneo a equação de Darcy pode ser escrita como

$$\vec{q} = -K(\theta) \nabla \psi \quad \dots (1)$$

onde \vec{q} é a densidade de fluxo ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$), K a condutividade hidráulica do solo ($\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$), ψ o potencial total da água do solo (cm) e θ a umidade do solo ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$, isto é, cm^3 de água por cm^3 de solo). O sinal negativo indica que o fluxo ocorre em sentido contrário ao gradiente de potencial $\nabla \psi$.

O potencial total da água do solo é a soma de uma série de componentes sendo que no caso da infiltração da água em um solo, as principais são a matricial ζ (cm) e a gravitacional z (cm), as ou-

tras podendo ser desprezadas. Levando isso em conta na expressão (1) e também que o potencial matricial seja uma função unívoca de θ a equação de Darcy pode ser expressa de uma outra maneira (CHILDS e COLLIS-GEORGE 1950):

$$\vec{q} = -\{D(\theta) \nabla\theta + K(\theta) \nabla z\} \quad \dots (2)$$

onde D é a difusividade da água no solo ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$),

$$D(\theta) = K(\theta) \frac{\partial \zeta}{\partial \theta} \quad \dots (3)$$

Por outro lado, a equação da continuidade aplicada a um elemento de volume do solo onde se procede a infiltração, tem a seguinte forma:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla \cdot \vec{q} \quad \dots (4)$$

onde t é o tempo (s).

Portanto substituindo (1) e (2) em (4) resulta, respectivamente:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot [K(\theta) \nabla \psi] \quad \dots (5)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot [D(\theta) \nabla \theta + K(\theta) \nabla z] \quad \dots (6)$$

que são as duas equações diferenciais mais gerais que regem o movimento da água em solo homogêneo.

Infiltração horizontal

Para o caso do movimento da água no solo na direção horizon

tal onde não existe a influência da gravidade, isto é, o potencial gravitacional é nulo, as equações (5) e (6) se tornam respectivamente:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K(\theta) \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right] \quad \dots (7)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] \quad \dots (8)$$

Considerando-se uma coluna de solo homogêneo com umidade inicial constante θ_0 na qual é aplicada e mantida uma umidade θ_s na extremidade da coluna onde $x = 0$, a água passa a infiltrar no solo e a umidade θ será uma função do ponto considerado x e do tempo t . Deste modo, a equação (8) estará sujeita às seguintes condições inicial e de contorno:

$$\theta = \theta_0, \quad x > 0, \quad t = 0 \quad \dots (9)$$

$$\theta = \theta_s, \quad x = 0, \quad t > 0 \quad \dots (10)$$

$$\theta = \theta_0, \quad x = \infty, \quad t > 0 \quad \dots (11)$$

A solução que satisfaz a equação (8) e as condições (9), (10) e (11) pela técnica das variáveis separáveis (SCHWARTZENDRUBER 1969) pode ser escrita na forma:

$$x = \phi(\theta) t^{1/2} \quad \dots (12)$$

onde $\phi(\theta)$ é chamada variável de Boltzmann a qual pode ser obtida experimentalmente ou por solução numérica a partir dos valores da difusividade da água no solo (PHILIP 1955).

Observando as equações (7) e (8) notamos que as grandezas envolvidas na descrição do movimento da água no solo são: umidade

θ , coordenada horizontal de posição x , tempo t , potencial matricial ζ , condutividade hidráulica K e difusividade da água no solo D , as quais variam de solo para solo.

Com o intuito de descrever o movimento da água nos diferentes solos com o uso de uma única equação generalizada, necessita-se generalizar primeiro estes parâmetros característicos de cada solo, e isto pode ser feito através da utilização de variáveis adimensionais. Assim pode-se definir uma unidade adimensional ω por

$$\omega = \frac{\theta - \theta_0}{\theta_s - \theta_0} \quad \dots (13)$$

e uma coordenada de posição adimensional X por

$$X = \frac{x}{L} \quad \dots (14)$$

onde L é um comprimento macroscópico arbitrário.

MILLER e MILLER (1956) em sua teoria do meio similar através da definição de um comprimento característico microscópico λ_i generalizaram o potencial matricial e a condutividade hidráulica de um solo i através da utilização de variáveis adimensionais, da seguinte maneira:

$$\zeta^* = \frac{\lambda_i \rho g \zeta_i}{\sigma} \quad \dots (15)$$

$$K^* = \frac{\eta K_i}{\lambda_i^2 \rho g} \quad \dots (16)$$

Similarmente a partir destas duas generalizações pode-se derivar para o mesmo solo i um tempo e uma difusividade adimensionais:

$$t^* = \frac{\lambda_i \sigma t_i}{\eta L^2} \quad \dots (17)$$

$$D^* = \frac{\eta D_i}{\lambda_i \sigma} \quad \dots (18)$$

onde os símbolos com asterisco representam as variáveis ou parâmetros generalizados, adimensionais, respectivos, σ é a tensão superficial da água, g é a aceleração da gravidade e η é a viscosidade da água.

Nestas condições as equações (7) e (8) se tornam, respectivamente:

$$\frac{\partial \omega}{\partial t^*} = \frac{\partial}{\partial X} \left[K^*(\omega) \frac{\partial \zeta^*}{\partial X} \right] \frac{1}{(\theta_s - \theta_o)} \quad \dots (19)$$

$$\frac{\partial \omega}{\partial t^*} = \frac{\partial}{\partial X} \left[D^*(\omega) \frac{\partial \omega}{\partial X} \right] \quad \dots (20)$$

sujeitas às condições

$$\omega = 0 \quad , \quad X > 0 \quad , \quad t^* = 0 \quad \dots (21)$$

$$\omega = 1 \quad , \quad X = 0 \quad , \quad t^* > 0 \quad \dots (22)$$

$$\omega = 0 \quad , \quad X = \infty \quad , \quad t^* > 0 \quad \dots (23)$$

A solução da equação (20) será portanto:

$$X = \phi^*(\omega) \sqrt{t^*} \quad \dots (24)$$

e os gráficos de X versus $\sqrt{t^*}$ devem ser idênticos para os diferentes solos.

REICHARDT et al (1972) determinaram os comprimentos característicos microscópicos λ_i para os diferentes solos tomando arbitrariamente

riamente um solo como padrão para o qual o valor de λ foi considerado unitário e os valores λ_i para os outros solos foram calculados tomando o quadrado da razão entre o coeficiente angular (m_i) da curva x versus $t^{1/2}$ do solo i e o coeficiente angular (m_s) da curva x versus $t^{1/2}$ do solo padrão, isto é,

$$\lambda_i = \left(\frac{m_i}{m_s} \right)^2 \quad \dots (25)$$

Com os valores de λ_i calculados desta maneira, *REICHARDT et al* (1972) verificaram que a teoria de Miller e Miller do meio similar funcionou satisfatoriamente somente para a generalização da equação (8). Como a determinação de λ_i proposta por estes autores não passa de um artifício matemático sem possuir base fundamentada em teoria, chamaremos este coeficiente de constante de generalização.

Infiltração Vertical

Neste caso onde a gravidade exerce papel preponderante, as equações (5) e (6) tomam as seguintes formas, respectivamente:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial z}{\partial z} + K(\theta) \right] \quad \dots (26)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} + K(\theta) \right] \quad \dots (27)$$

Sob as mesmas condições do estudo da infiltração horizontal com a diferença de que agora a coluna é colocada na posição vertical, *PHILIP* (1957) chegou a seguinte solução para a equação (27):

$$z = \phi t^{1/2} + \chi t + \Omega t^{3/2} + \dots \quad \dots (28)$$

Na tentativa de aqui também encontrar uma equação generalizada para descrever o fenômeno nos diferentes solos e sendo o potencial gravitacional o único parâmetro novo que aparece, deve-se procurar generalizá-lo. Uma vez que os potenciais são grandezas que se somam ($\psi = \zeta + z$), se o potencial matricial foi generalizado segundo a equação (15), um procedimento semelhante deve ser feito com o potencial gravitacional, isto é:

$$z^* = \frac{\lambda_i \rho g z_i}{\sigma} \quad \dots (29)$$

Assim fazendo, as equações (26) e (27) se tornam respectivamente:

$$\frac{\partial \omega}{\partial t^*} = \frac{\partial}{\partial Z} \left[K^*(\omega) \frac{\partial \zeta^*}{\partial Z} + K^*(\omega) \frac{\partial z^*}{\partial Z} \right] \cdot \frac{1}{(\theta_s - \theta_0)} \quad \dots (30)$$

$$\frac{\partial \omega}{\partial t^*} = \frac{\partial}{\partial Z} \left[D^*(\omega) \frac{\partial \omega}{\partial Z} \right] + \frac{1}{(\theta_s - \theta_0)} \cdot \frac{\partial}{\partial Z} \left[K^*(\omega) \frac{\partial z^*}{\partial Z} \right] \quad \dots (31)$$

Note-se que a equação (31) não se tornou generalizada pois ela não ficou independente do tipo de solo como a equação (20). Isto porque $(\theta_s - \theta_0)$ varia de solo para solo. Ainda pelo fato de $\partial z^*/\partial Z$ ser diferente da unidade e uma função de λ_i , a equação (31) não é idêntica à equação (27) e uma solução idêntica à equação (28) não pode ser obtida diretamente.

MATERIAL E MÉTODO

Preparação dos solos e empacotamento

Os solos utilizados foram Podzólico Vermelho Amarelo Var. Piracicaba (PVA), Litossol - substrato argilito (Li-ag), Mediterrânico Vermelho Amarelo (M), Latossol Vermelho escuro - fase arenosa (LE_a) e Regossol (R) os quais depois de secos à sombra, foram peneirados em peneira de malha 1 mm. Todas as amostras utilizadas pertencem do horizonte Ap.

O empacotamento foi feito em cilindros de plástico acrílico de 50 cm de comprimento e 5,65 cm de diâmetro interno sendo de 3 mm a espessura da parede. Esse cilindro (principal) é aberto numa extremidade e fechado na outra por intermédio de papel-filtro. Na extremidade aberta fixa-se temporariamente, por meio de fita adesiva, outro cilindro (adicional) de 30 cm de comprimento com o mesmo diâmetro e espessura da parede do cilindro principal. Esse sistema de cilindros (cilindro principal + cilindro adicional) é colocado na posição vertical para enchimento e empacotamento.

Para o enchimento, um funil, com haste de comprimento igual ao do sistema de cilindros, é nele introduzido para seu preenchimento com solo seco ao ar. Depois, o funil é levantado vagarosamente permitindo a passagem do solo para o sistema de cilindros com uma separação mínima das partículas de solo.

Uma vez cheio, procede-se ao empacotamento batendo-se na coluna com um martelo de borracha até que nenhuma variação de volume do solo seja percebida; o excesso de solo existente no cilindro adicional é removido por sua retirada.

Determinação da umidade e densidade global dos solos

A densidade global (g de material sólido por cm^3 de solo) e a umidade θ do solo foram medidas pela técnica de atenuação da radiação gama (DAVIDSON, 1963a; REICHARDT 1965) sendo que o feixe colimado da radiação foi obtido utilizando-se a geometria esquematizada na Figura 1.

A distribuição da densidade global serviu como critério para avaliação da homogeneidade das colunas de solo.

A fonte de radiação gama de ^{137}Cs possui uma atividade aproximada de 100 mCi. O sistema de detecção é constituído de um espectrômetro gama monocanal acoplado a um cristal cintilador $\text{NaI}(\text{Tl})$, tipo plano, de 2x2 polegadas, de fabricação "Nuclear Enterprises". O orifício de colimação, tanto da fonte como do detector é quadrado e suas dimensões são 2x2 mm.

Procedimento experimental durante a infiltração

Para a infiltração da água no solo utilizou-se um aplicador de água que consiste de um suporte de plástico acrílico contendo um pequeno reservatório de água (Figura 2).

Ao aplicador é conectado um tubo graduado cheio de água cons

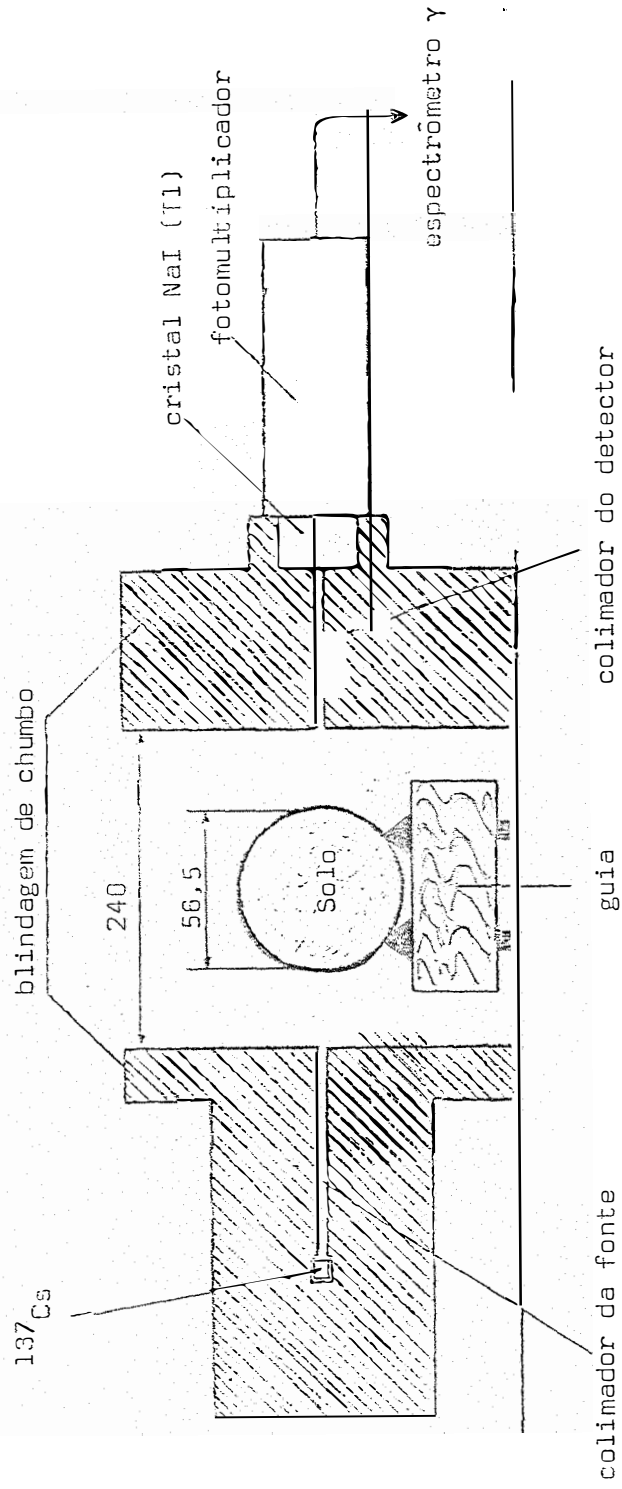


Figura 1 - Esquema da geometria utilizada na colimação da radiação gama

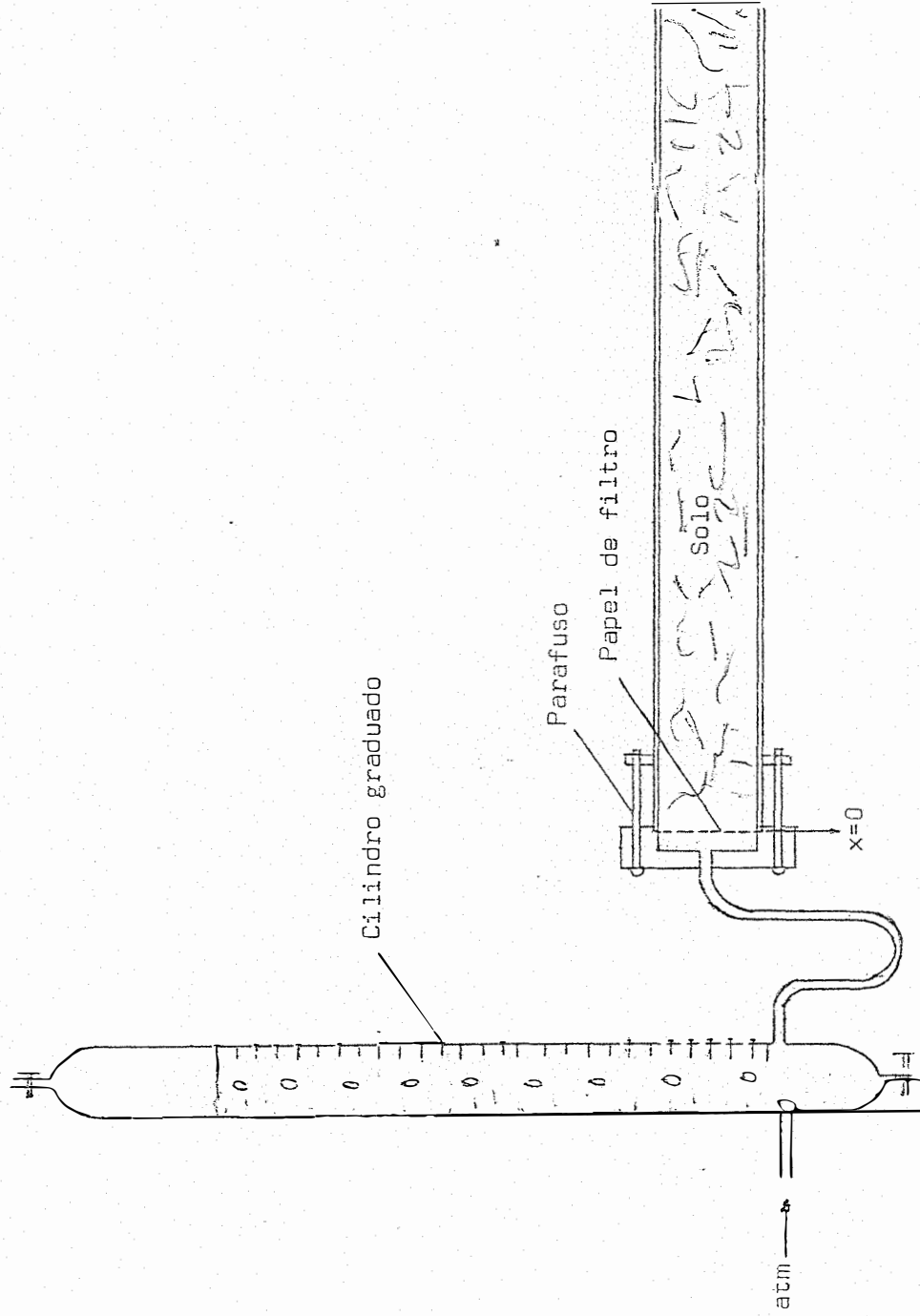


Figura 2 - Esquema da coluna de solo acoplada ao reservatório de água

truído de tal maneira a permitir que a água penetre no solo a uma pressão constante. Neste experimento a pressão que se utilizou foi de -5,0 cm de coluna da água (Figura 2) medida a partir do centro da coluna que possuía um diâmetro interno de 5,65 cm.

A infiltração horizontal foi feita com a coluna de solo já instalada na geometria esquematizada na Figura 1 e, em instantes arbitrários, mediu-se a umidade do solo ao longo da coluna movendo-a perpendicularmente ao feixe de radiação. Na infiltração vertical, a coluna de solo foi montada verticalmente fora da geometria, onde se procedeu a infiltração. Depois de um determinado tempo, interrompeu-se o fornecimento de água colocando rapidamente a coluna dentro da geometria na posição horizontal e, semelhantemente, a umidade pôde ser medida.

Durante o processo de infiltração o volume de água infiltrado pôde ser medido diretamente no cilindro quadrado e medidas das distâncias à frente de molhamento foram feitas visualmente com auxílio de uma régua.

Difusividade da água do solo

Os valores da difusividade da água do solo foram obtidos pelo método de *BRUCE e KLUTE (1956)*. Estes pesquisadores, através da técnica de variáveis separáveis para a solução da equação (8) sujeita às condições (9), (10) e (11) chegaram à seguinte expressão para $D(\theta)$.

$$D(\theta) = - \frac{1}{2t_0} \frac{dx}{d\theta} \int_{\theta_0}^{\theta} x \, d\theta \quad \dots (32)$$

Pela aplicação da equação (32), conhecido o perfil de umidade horizontal θ versus x em um dado instante t_0 pode-se calcular $D(\theta)$ para qualquer θ entre θ_0 e θ_s . As tangentes às curvas do per-

fil de umidade $dx/d\theta$ foram obtidas graficamente.

Curvas características da água do solo

As curvas características da água do solo $\zeta = \zeta(\theta)$ ou curvas de retenção foram feitas por molhamento até tensões de 250 cm de água, em funis de placa porosa fabricados por JENA-GLAS, tipo 25D4, isto é, de média porosidade. Com este procedimento pretende-se minimizar o efeito da histerese, mais pronunciado para baixos teores de umidade. As amostras de solo foram compactadas em pequenos anéis de plástico acrílico fechados na extremidade inferior com papel absorvente a fim de sustentar o solo e permitir bom contacto entre o solo e a placa porosa. A umidade % peso do solo foi determinada pelo método da estufa e transformada em umidade % volume através da densidade global da amostra no anel.

Para tensões superiores a 250 cm os dados foram obtidos por secamento devido a dificuldades experimentais. Estas determinações foram feitas em "panela de pressão" e membrana de Richards. As umidades % volume foram calculadas da mesma forma.

Condutividade hidráulica

Os valores de condutividade hidráulica foram obtidos através da equação (3), isto é, com os dados da difusividade hidráulica obtidos pela técnica de *BRUCE e KLUTE (1956)* e a tangente a curva de retenção $\partial\zeta/\partial\theta$. Aqui também as tangentes às curvas de retenção foram obtidas graficamente.

Constante de generalização

As constantes de generalização utilizadas para generalizar a condutividade hidráulica, o potencial matricial e gravitacional, o tempo e a difusividade da água do solo, dos cinco solos em estudo

foram determinadas pelo método proposto por *REICHARDT et al* (1972) através da expressão (25). O solo escolhido como padrão foi o Litossol - substrato argilito.

DADOS OBTIDOS

Infiltração horizontal

Os coeficientes de regressão linear dos gráficos da distância da fonte de água em função da raiz quadrada do tempo (Figura 3) foram maiores do que 0,999 para todos os solos, mostrando que a equação (8) com sua solução (12) descreveram adequadamente o movimento de água nestas amostras. Com este gráfico calcularam-se os valores de λ_1 para os cinco solos. Estes valores, juntamente com outras características das colunas de solo utilizadas são apresentadas na Tabela 1.

Por intermédio das equações (13) e (17) calcularam-se os valores das distâncias adimensionais X (para $L=1$) e do tempo generalizado t^* e fez-se o gráfico de X versus $\sqrt{t^*}$ (Figura 4) no qual obteve-se um coeficiente de correlação de 0,99 o que comprova a validade da equação generalizada (24).

Com os perfis de umidade experimentais determinaram-se os valores da difusividade da água do solo $D(\theta)$ pelo método de *BRUCE*

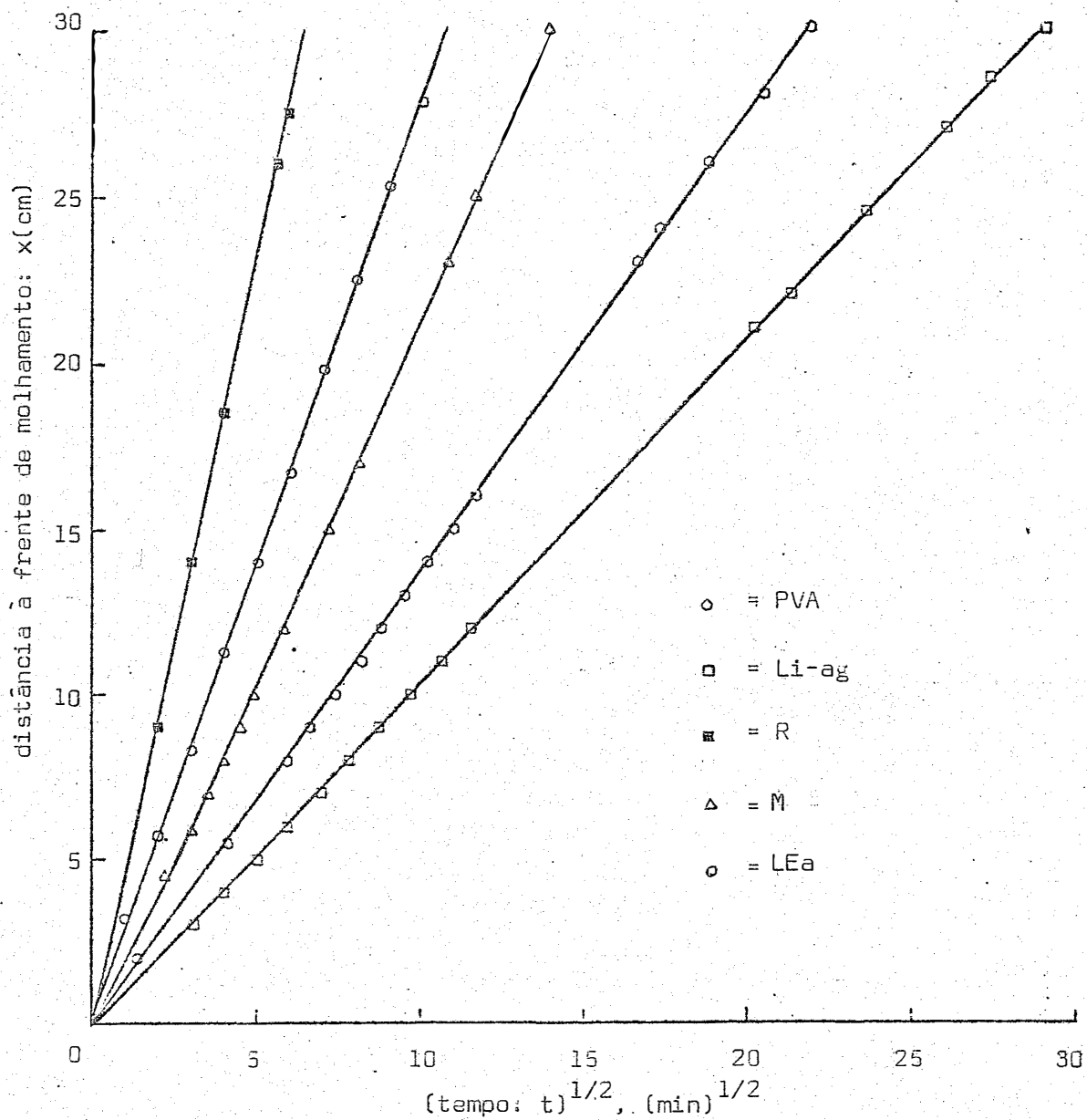


Figura 3 - Distância da fonte da água à frente de molhamento versus a raiz quadrada do tempo para infiltração horizontal nos cinco solos.

Tabela 1 - Valores das constantes de generalização horizontal (λ_i) e vertical (λ_{iv}), das densidades globais médias das amostras (\bar{d}_g), das umidades de saturação (θ_s) e de solo seco ao ar (θ_o), para os cinco solos.

Solo	λ_i	λ_{iv}	\bar{d}_g (g/cm ³)	θ_s (cm ³ .cm ³)	θ_o (cm ³ .cm ³)
PVA	1,7577	5,6766	1,66	0,360	0,020
Li-ag	1,0000	4,0878	1,24	0,500	0,100
R	20,6688	72,6223	1,60	0,375	0,025
M	4,4918	6,1316	1,36	0,440	0,070
LEa	7,1310	29,5325	1,57	0,380	0,020

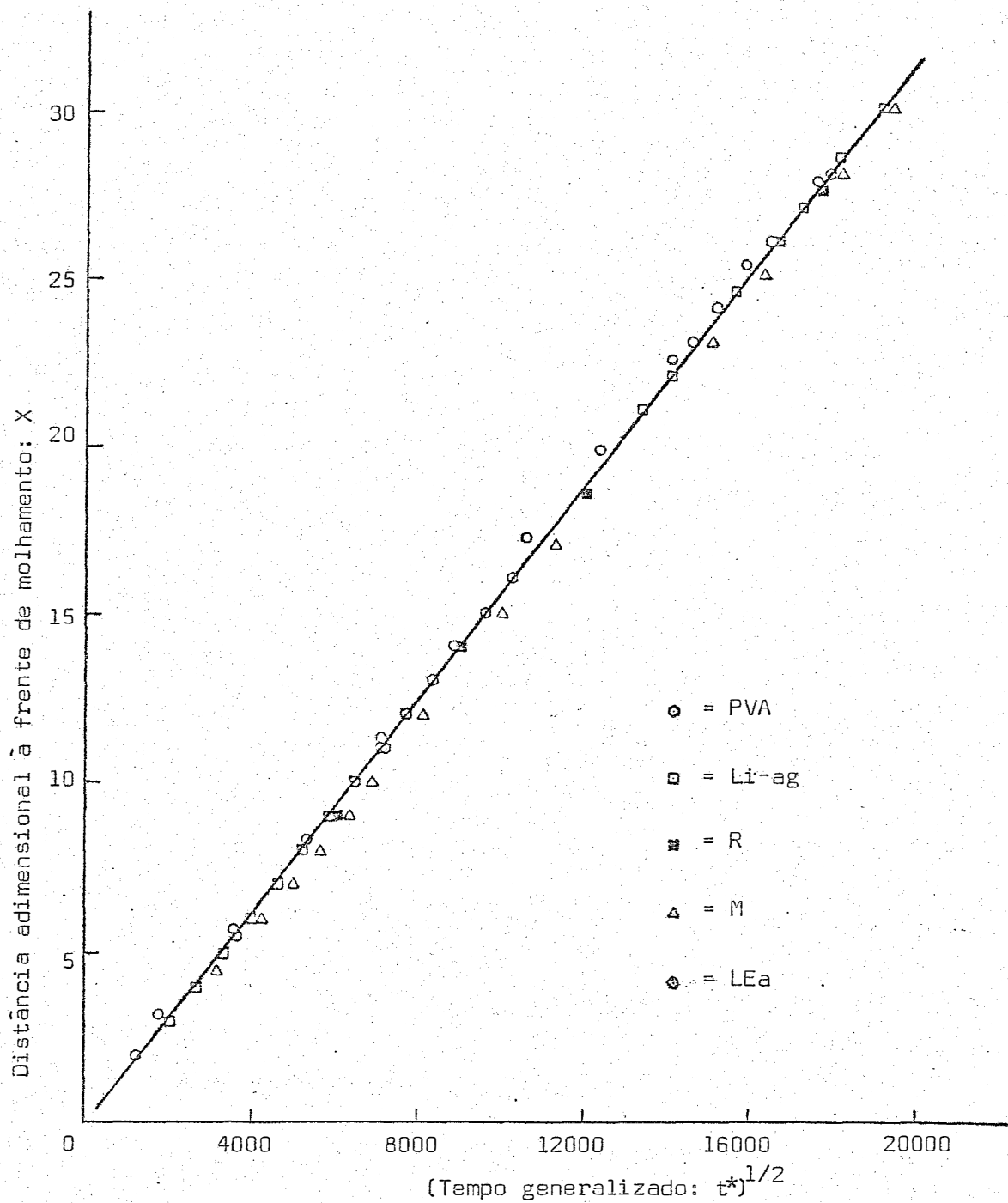


Figura 4 - Distância adimensional (para $L = 1$) da fonte da água à frente de molhamento versus a raiz quadrada do tempo generalizado para infiltração horizontal nos cinco solos.

e *KLUTE (1956)* os quais estão apresentados em função da umidade θ e aproximados para exponenciais (linhas retas pontilhadas) na Figura 5, sendo que os coeficientes de regressão linear encontrados foram maiores que 0,96. O gráfico da difusividade generalizada D^* em função da umidade generalizada ω para os cinco solos (Figura 6) mostra a precisão desse processo de generalização para esse parâmetro. Aqui o coeficiente de correlação encontrado foi de 0,990.

Os valores de $\phi^*(\omega)$ aplicáveis a todos os solos foram calculados usando a função generalizada $D^*(\omega)$ a partir da linha sólida apresentada na Figura 6 pelo método proposto por *PHILIP (1955)*. O gráfico de ϕ^* em função de ω é apresentado na Figura 7 onde os pontos são os valores de ϕ^* plotados como uma função de ω , obtidos dos perfis de umidade experimentais, usando as equações (14) e (17).

Baseando-se na função $\phi^*(\omega)$ e através do uso das equações (13) e (17) calcularam-se os perfis de umidade para os cinco solos em estudo e os resultados aparecem na Figura 8 onde se pode notar boa concordância entre os perfis medidos (pontos) e calculados.

As curvas de retenção de umidade dos cinco solos utilizados estão apresentadas na Figura 9. Usando variáveis generalizadas de ζ através da equação (15) verificou-se que esses solos não podem ser representados por uma única função $\zeta^* = \zeta^*(\omega)$ (Figura 10).

Usando os valores de difusividade apresentados na Figura 5 e as curvas características dos solos calcularam-se os valores de condutividade hidráulica através da equação (3) e os resultados estão representados na Figura 11. Através da equação (16) calcularam-se os valores de condutividade hidráulica generalizada K^* e fez-se o gráfico de K^* versus ζ^* (Figura 12) e K^* versus ω (Figura 13). Esses resultados mostram, em discordância com *REICHARDT et al (1972)*, que esse conceito de meio similar funciona para a generalização da condutividade hidráulica para os solos estudados.

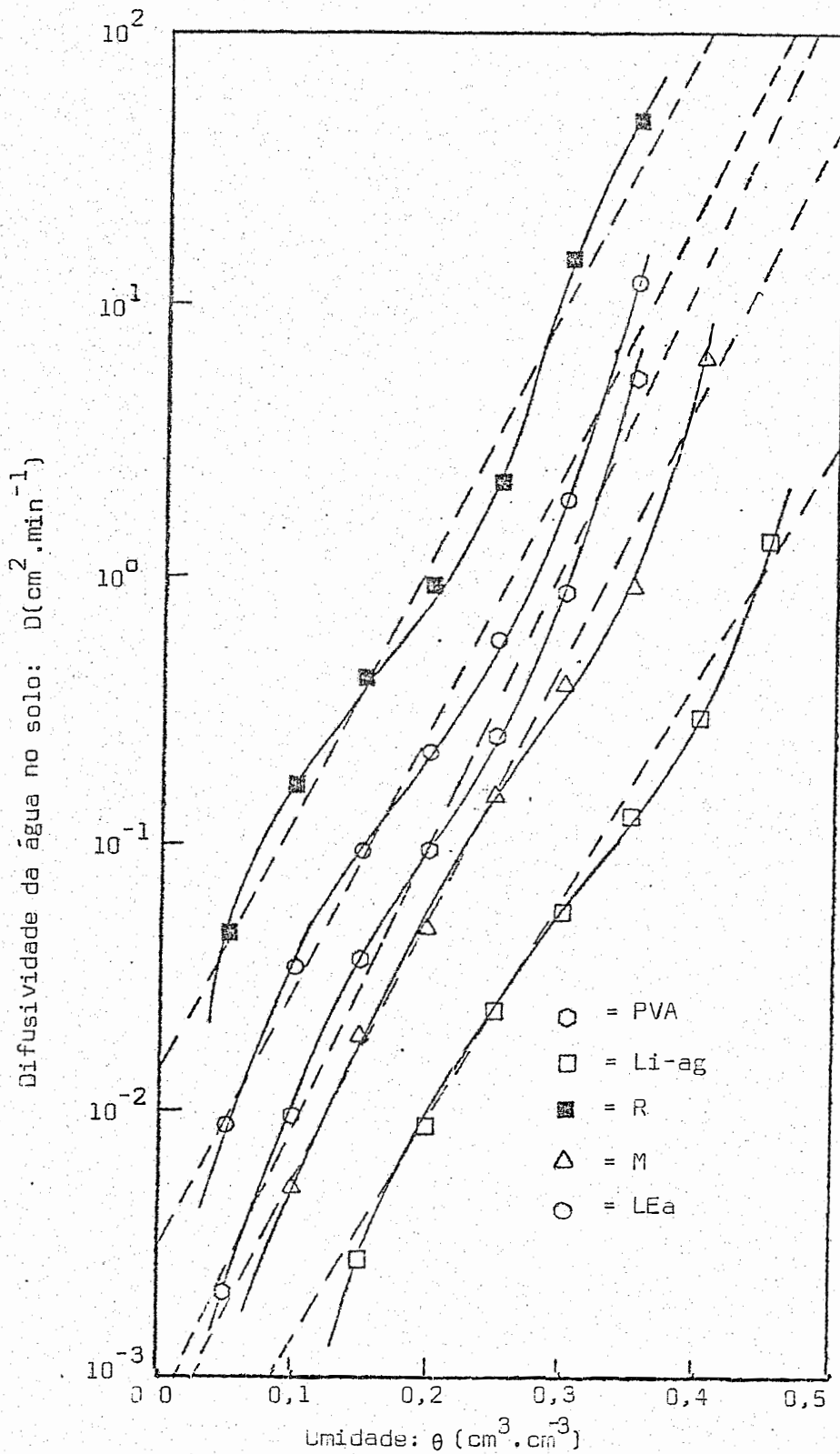


Figura 5 - Valores experimentais da difusividade da água no solo (pontos) e aproximações exponenciais (linhas retas) para os cinco solos.

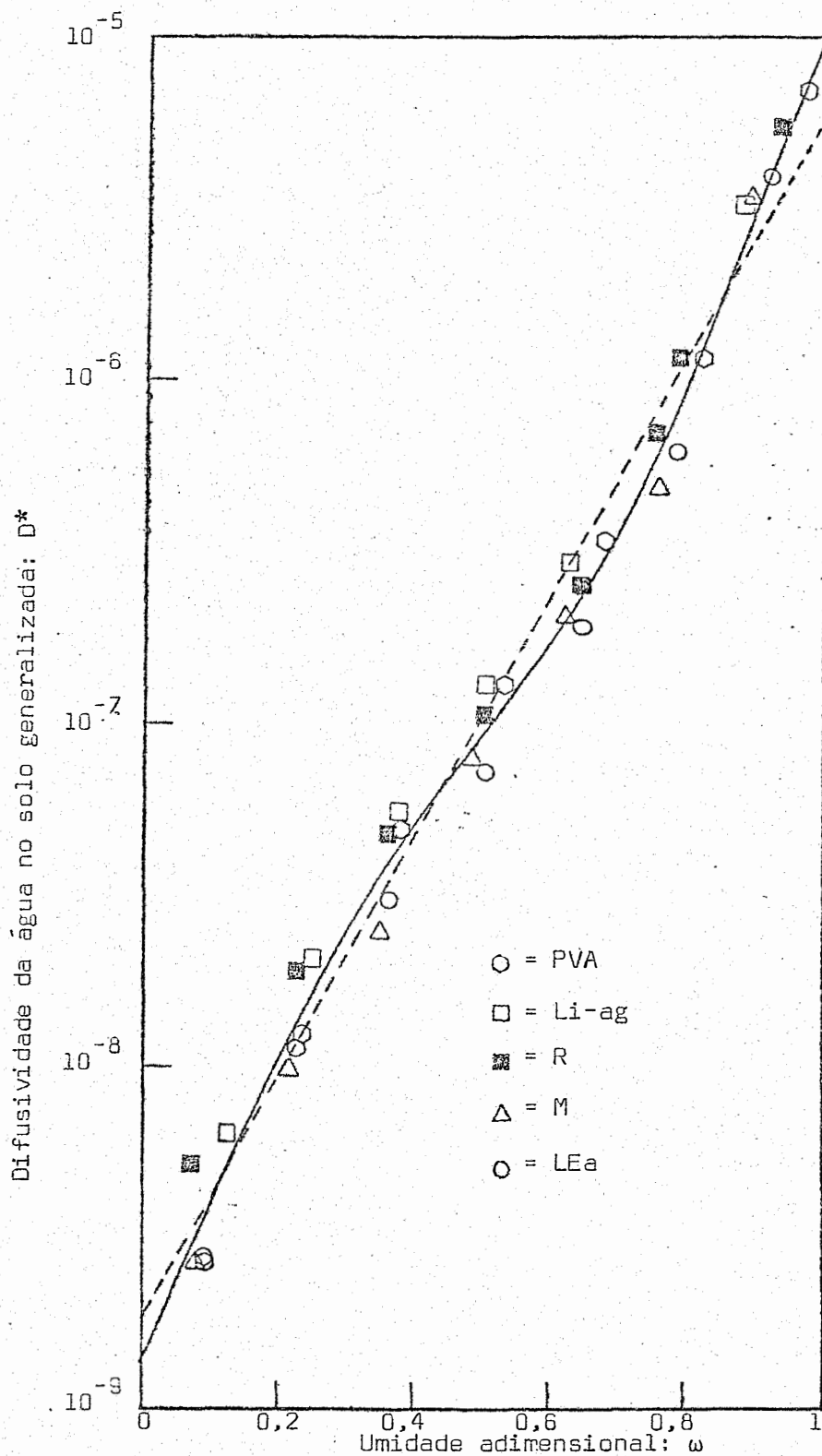


Figura 6 - Valores experimentais da difusividade da água no solo generalizada (pontos) e aproximação exponencial (linha reta) para os cinco solos.

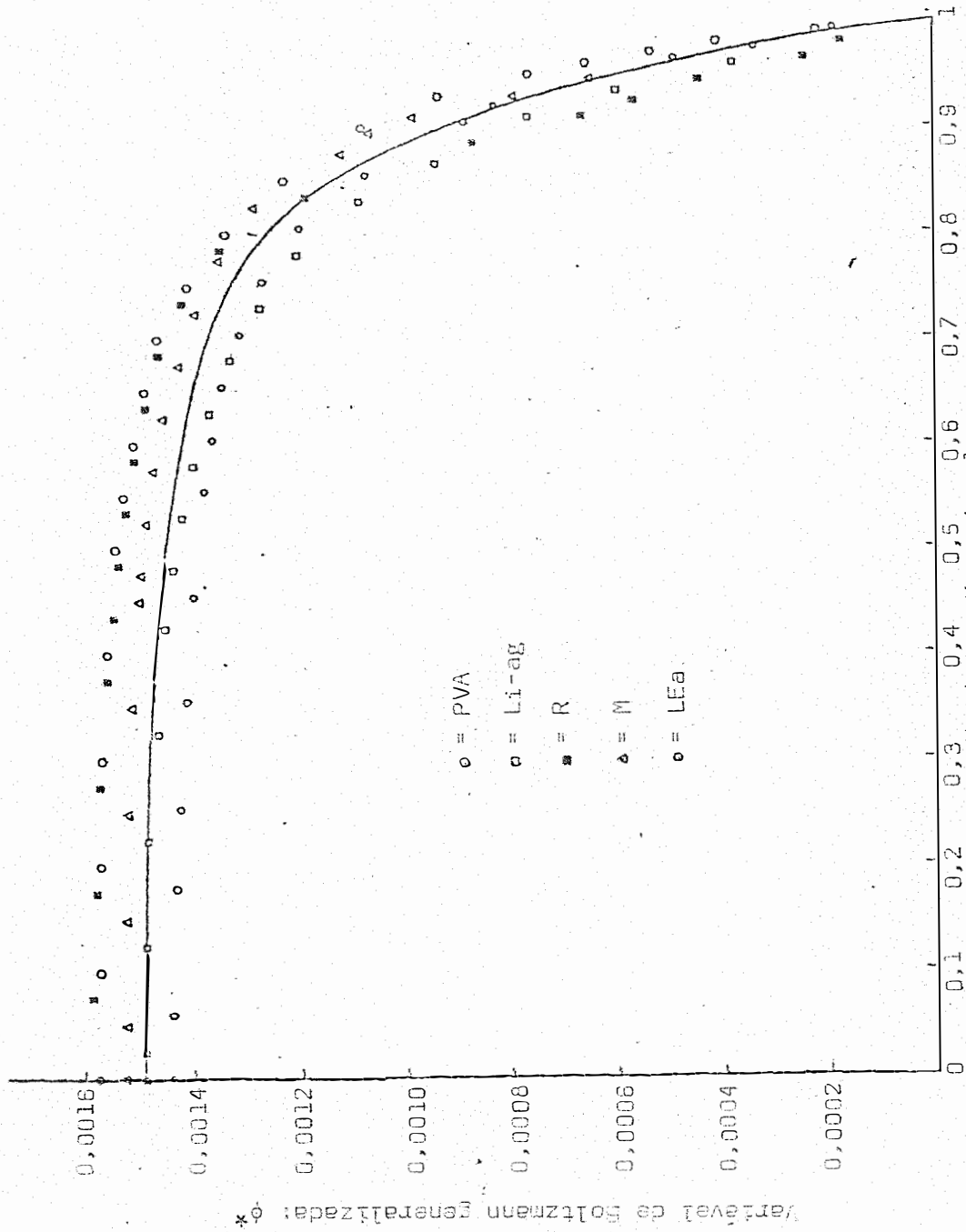


Figura 7 - Valores da variável de Boltzmann generalizada experimental (pontos) e calculados (linha) dos cinco solos.

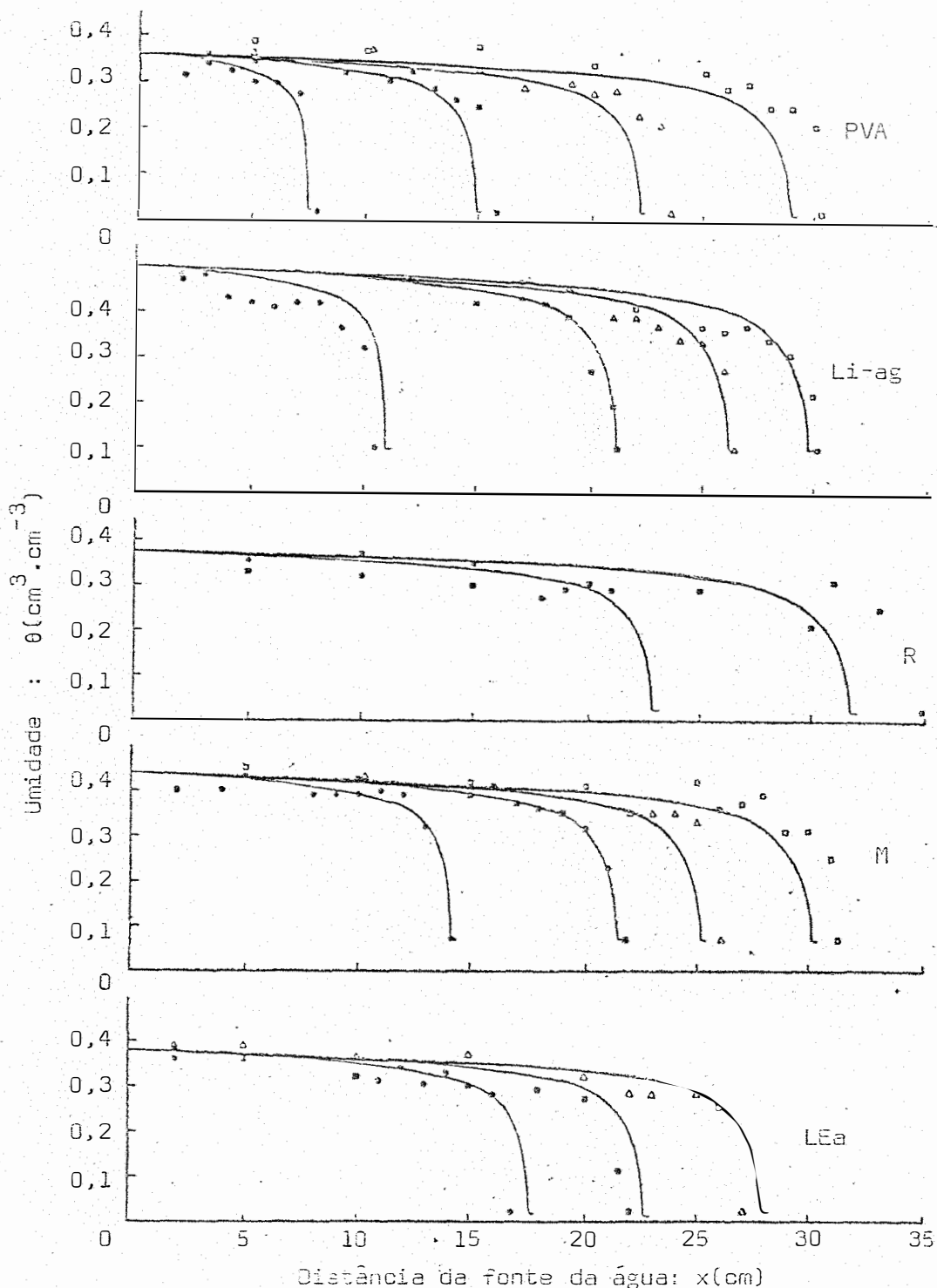


Figura 8 - Valores de umidade experimentais (pontos) e calculados (linhas) para a infiltração horizontal nos cinco solos.

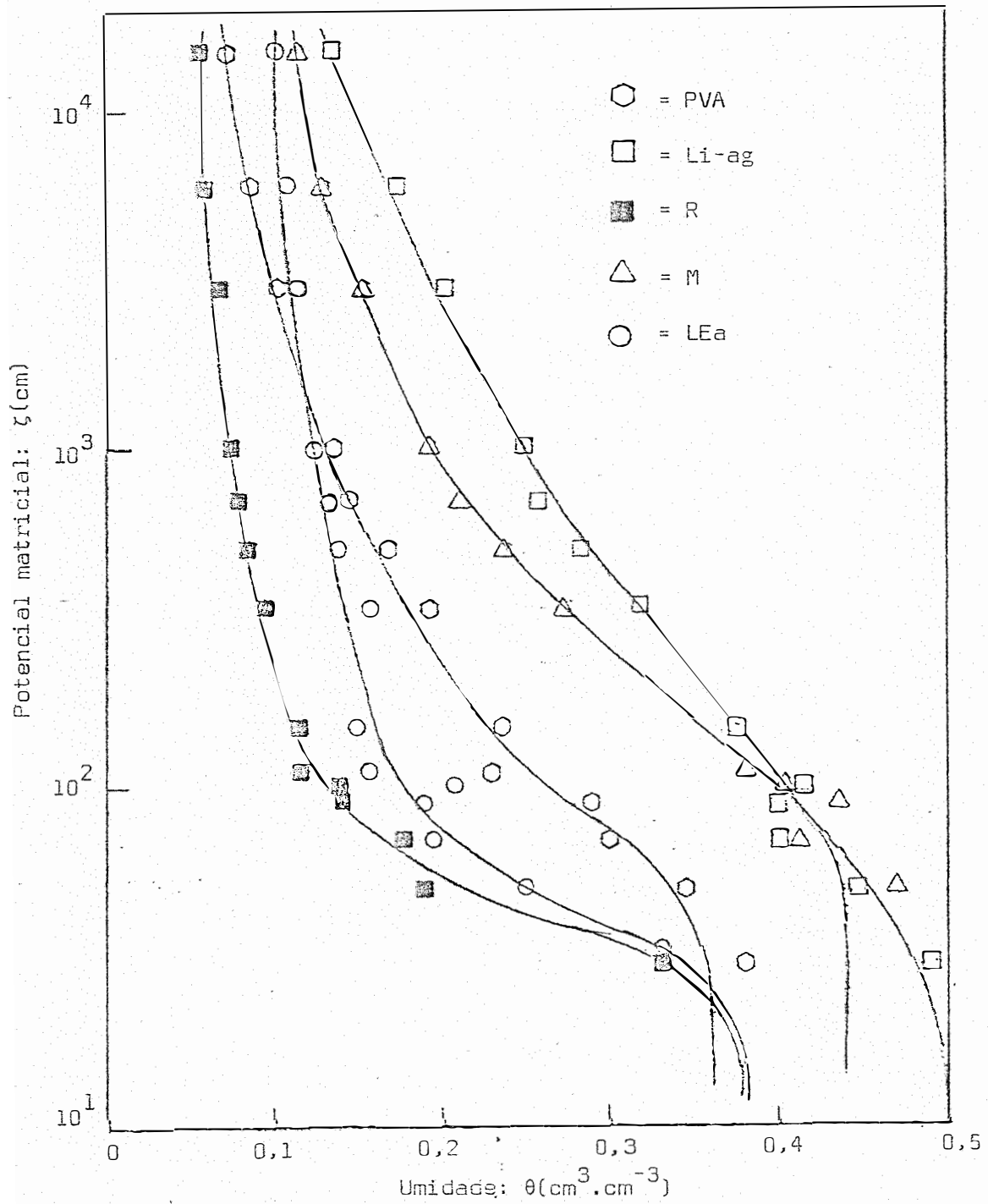


Figura 9 - Curvas de retenção da água do solo, dos cinco solos.

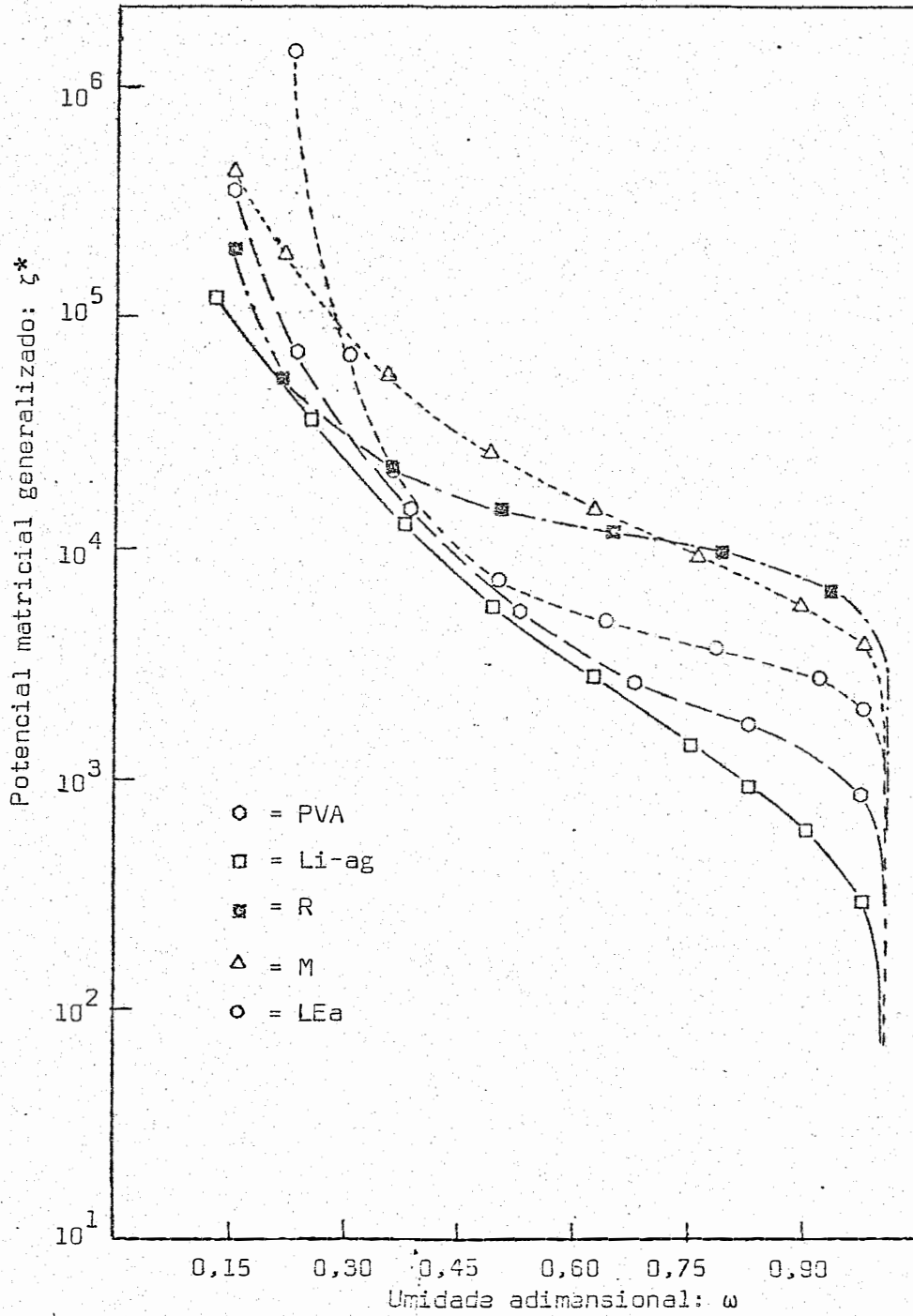


Figura 10 - Curvas de retenção da água do solo generalizadas, dos cinco solos.

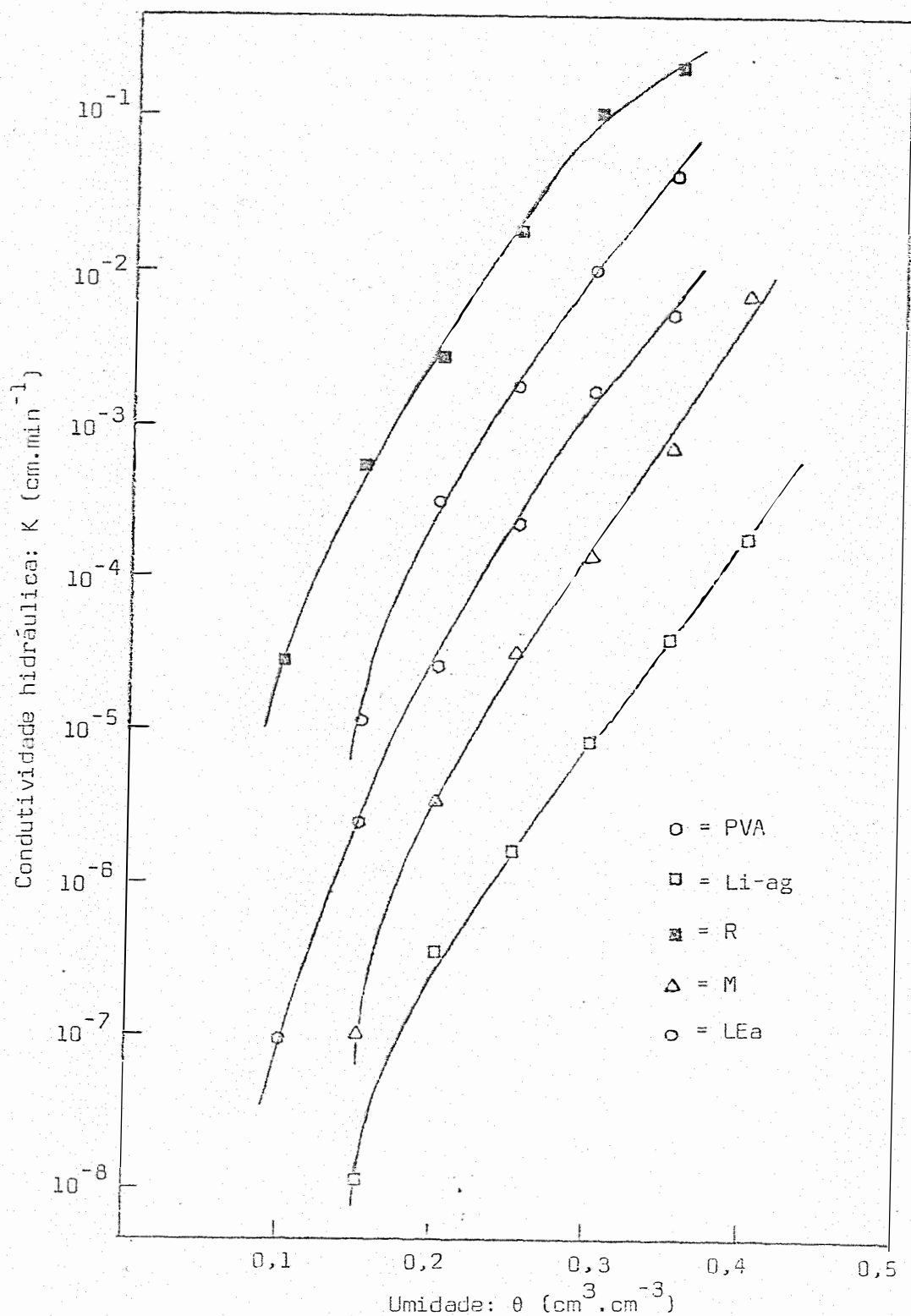


Figura 11 - Valores de condutividade hidráulica em função da umidade calculados para os cinco solos.

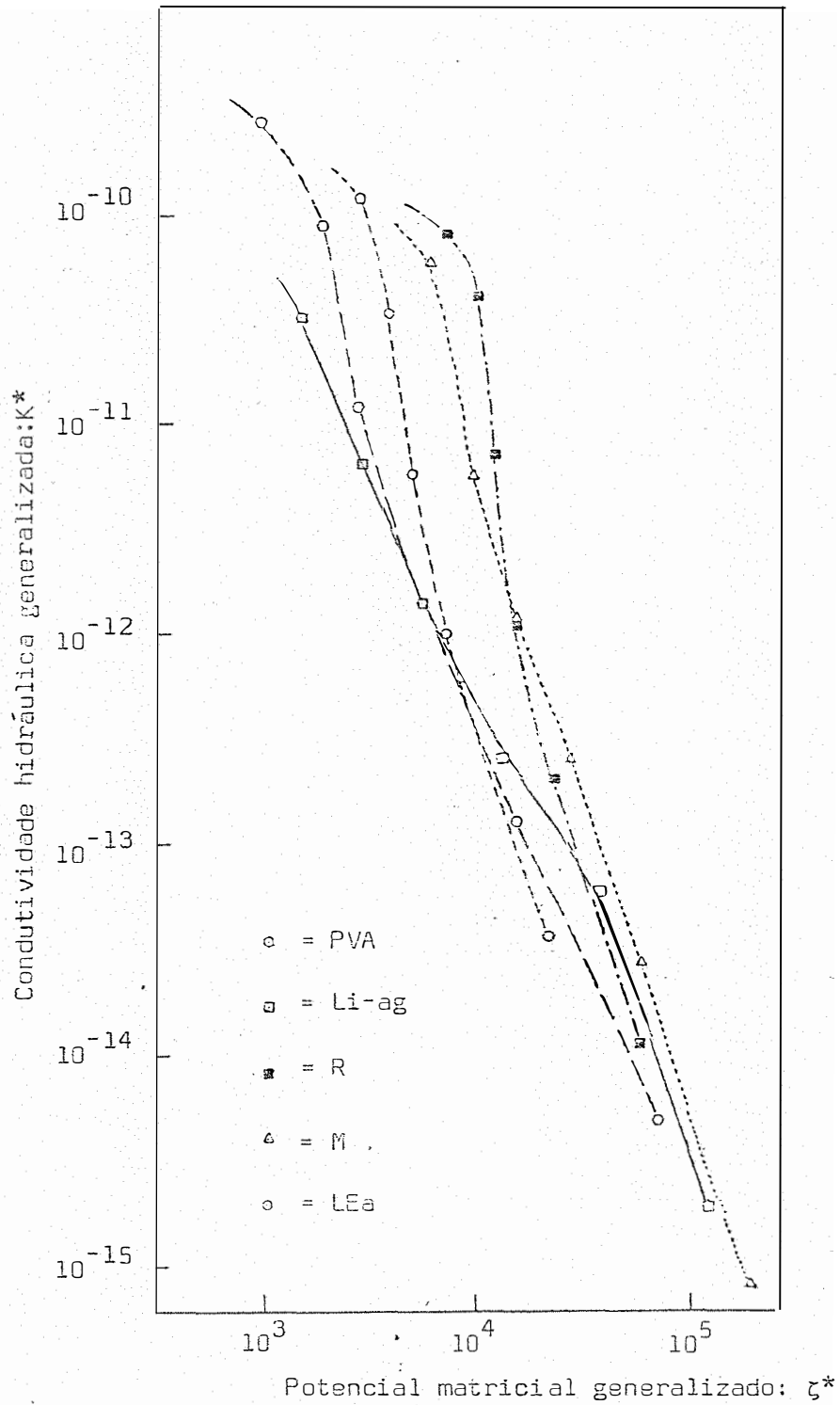


Figura 12 - Valores de condutividade hidráulica generalizada em função do potencial matricial generalizado para os cinco solos.

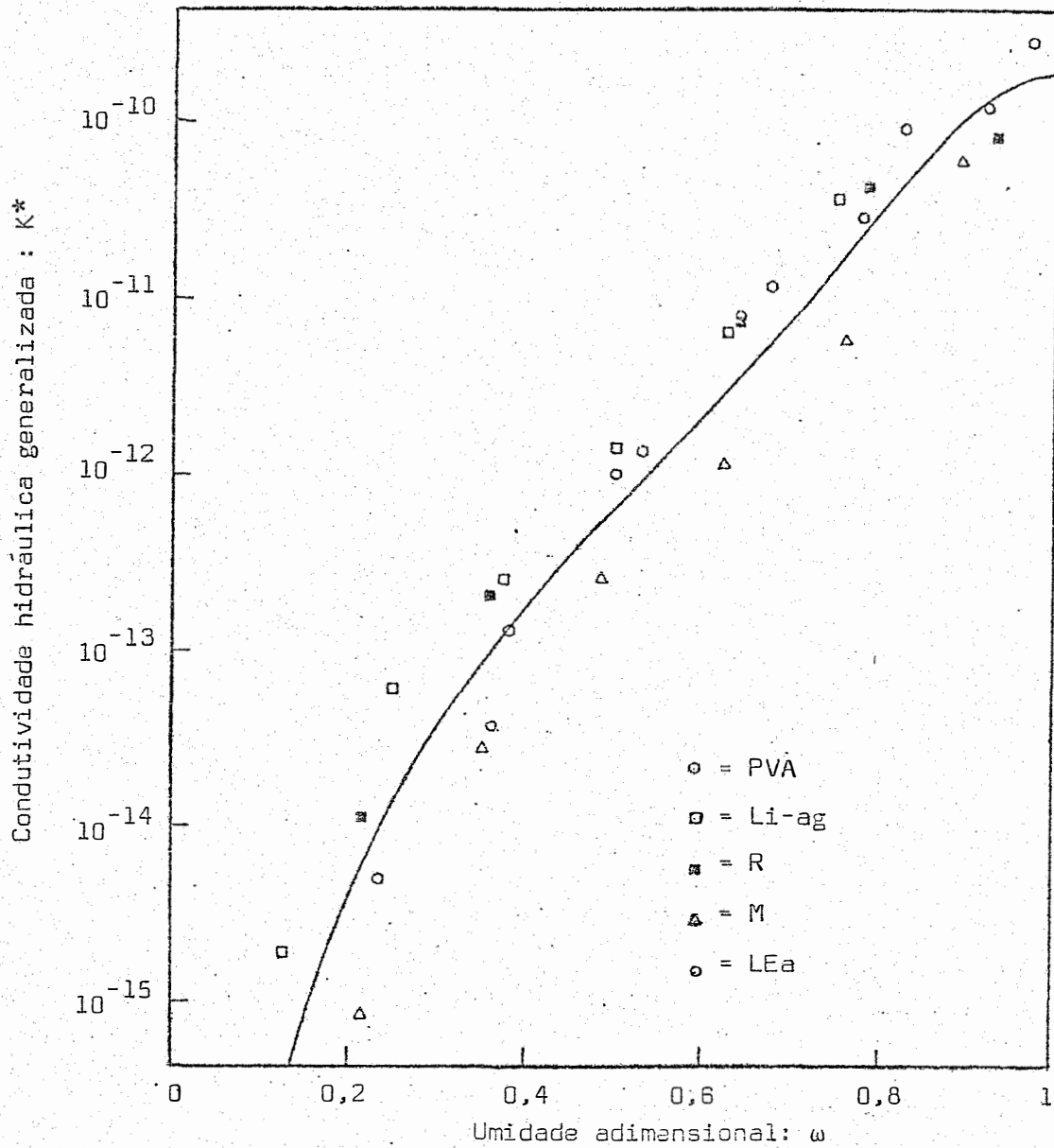


Figura 13 - Valores de condutividade hidráulica generalizada em função da umidade adimensional para os cinco solos.

Infiltração Vertical

Neste trabalho foi possível uma generalização para o fluxo vertical porque observou-se que o avanço da frente de molhamento também foi proporcional a raiz quadrada do tempo, porém com uma velocidade maior. Isso pode ser visualizado na Figura 14 onde os coeficientes de regressão linear foram maiores do que 0,998.

Neste caso, a série dada pela equação (28) pode ser substituída por uma equação semelhante à equação (12). Isto significa dizer que a infiltração vertical comporta-se como a horizontal em um solo mais rápido. Desta maneira, com o gráfico da Figura 3 e o gráfico da Figura 14 calcularam-se os valores de λ_i verticais (λ_{iv}) os quais se encontram na Tabela 1 juntamente com os λ_i horizontais.

Assim, com base na função $\phi^*(\omega)$ apresentada na Figura 7 e usando as equações (13) e (17) pôde-se calcular os perfis de umidade verticais, cujos resultados medidos (pontos) e calculados, também em boa concordância, podem ser vistos na Figura 15.

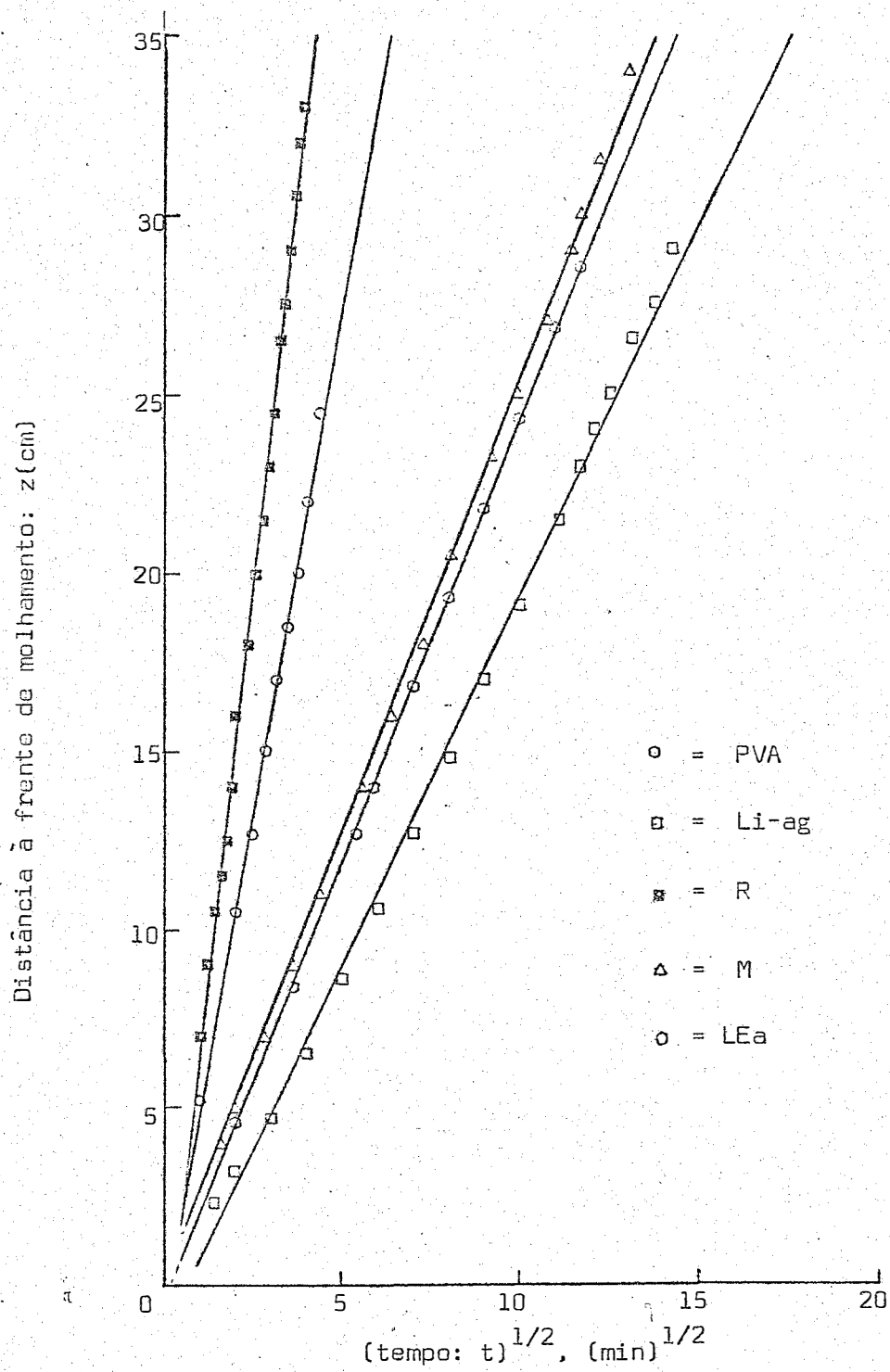


Figura: 14 - Distância da fonte da água à frente de molhamento versus a raiz quadrada do tempo para infiltração vertical nos cinco solos.

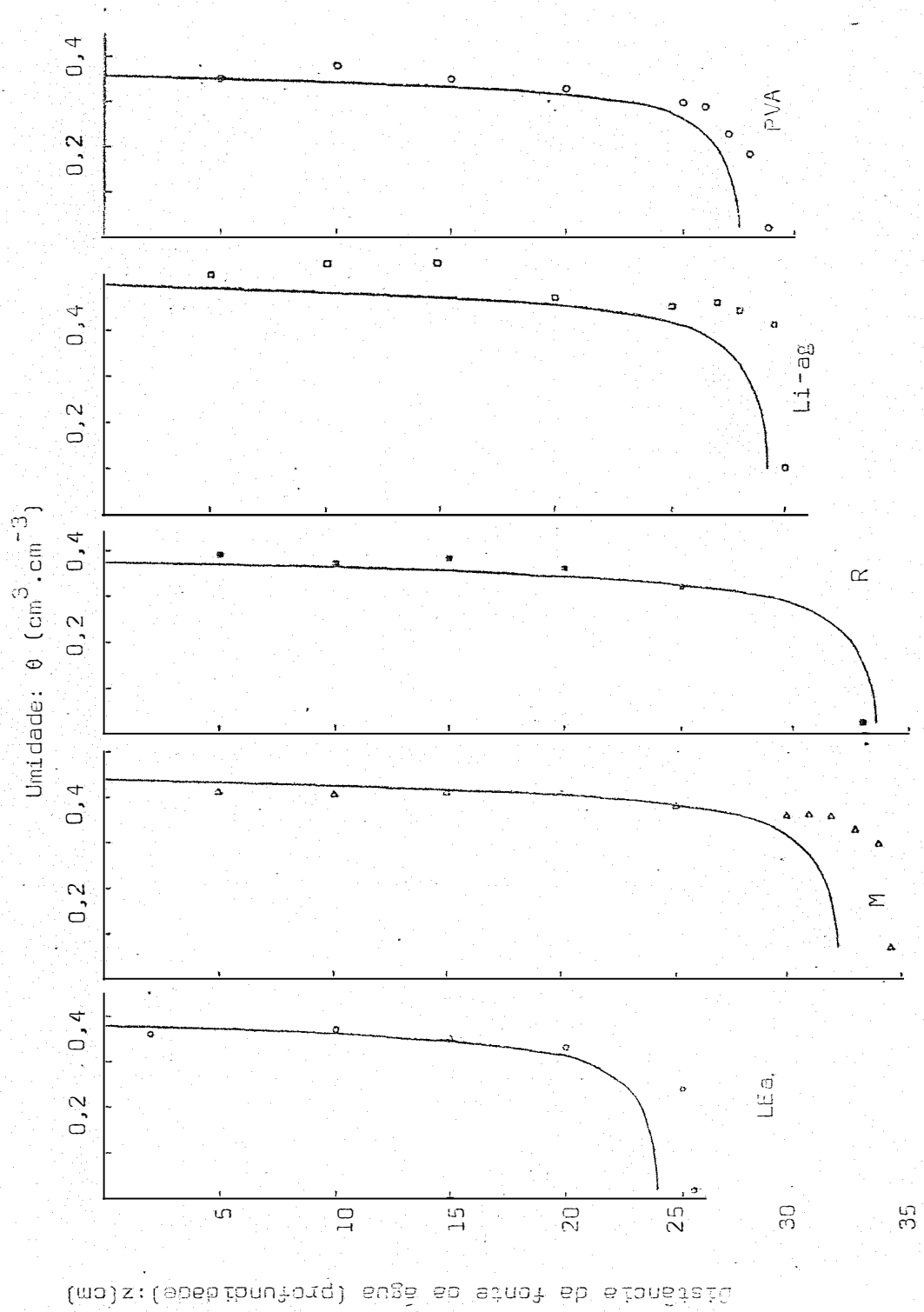


Figura 15 - Valores de umidade experimentais (pontos) e calculados (linhas) para a infiltração vertical nos cinco solos.

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Infiltração horizontal

A técnica de generalização baseada no conceito de meio similar introduzida por *MILLER e MILLER (1956)*, com a modificação proposta por *REICHARDT et al (1972)* na determinação do comprimento característico microscópico só é válida (*REICHARDT et al, 1972*) quando (a) os gráficos de x versus \sqrt{t} forem lineares e (b) os gráficos de D versus ω tiverem a mesma forma para todos os solos diferindo somente de um fator λ . De acordo com a maioria dos dados publicados sobre infiltração horizontal, existe uma grande evidência de que a condição (a) é satisfeita para a maioria dos solos homogêneos secos ao ar, com a água infiltrando perto da saturação. O mesmo não pode ser dito para a condição (b), pois $D(\theta)$ depende de $\phi(\theta)$ (e vice-versa), de maneira que só se pode esperar similaridade nas relações D versus θ se os perfis de umidade durante a infiltração horizontal nos diferentes solos tiverem formas similares. Os dados mostrados

na Figura 4 e 6 indicam que para os solos estudados as condições (a) e (b) foram satisfeitas, respectivamente.

Deste modo, pôde-se calcular a função generalizada $\phi^*(\omega)$ (Figura 7), a partir da qual pode-se prever os perfis de umidade para todos os solos em quaisquer tempos (Figura 8).

Calculando-se os desvios $\delta\%$ entre os perfis medidos e os perfis calculados utilizando $\phi^*(\omega)$ nos diferentes solos (Figura 8) através da expressão:

$$\delta\% = \frac{|\Delta I|}{I_m} \times 100 \quad \dots(33)$$

onde ΔI é a diferença entre a infiltração acumulada calculada (I_c) e a infiltração acumulada medida (I_m), obtiveram-se os valores apresentados na Tabela 2. Analisando esses valores verifica-se que a concordância entre os perfis medidos e calculados é realmente excelente para todos os tempos, visto que o maior desvio encontrado foi de 11,2%.

Por outro lado, a despeito dos altos coeficientes de correlação linear obtidos para os gráficos de difusividade em função da umidade, tanto para cada solo individualmente (Figura 5) como para todos em conjuntos (Figura 6), pode-se notar que as curvas têm aproximadamente a forma de um "S". Fazendo-se uma melhor análise nos dados de *REICHARDT et al* (1972) e de muitos outros da literatura, verifica-se que esse fenômeno sempre acontece. Isso mostra que realmente o fenômeno parece não ser exponencial, de maneira que a melhor curva a ser utilizada é aquela em forma de "S". Isso, se torna particularmente importante para valores de θ , próximos à saturação onde utilizando a curva exponencial subestima-se os valores de D os quais, nesta região são os mais importantes para a obtenção da curva $\phi = \phi(\theta)$ ou $\phi^* = \phi^*(\omega)$. Em vista disso, a aproximação exponencial poderia ser utilizada desde que, ao invés de se utilizar a reta de regressão obtida por técnica estatística, utiliza-se a me

Tabela 2 - Valores dos desvios da infiltração acumulada calculada em relação a infiltração acumulada medida ($\delta\%$) encontrados na infiltração horizontal e vertical dos cinco solos.

SOLO	$\delta\%$				
	PERFIS HORIZONTAIS				PERFIL VERTICAL
	1º	2º	3º	4º	
PVA	3,4	8,3	9,6	11,2	8,8
Li-ag	10,4	1,8	0,9	1,2	10,7
R	0,6	8,5	-	-	2,0
M	0,3	1,9	5,1	7,8	9,9
LEa	2,6	3,2	0,7	-	9,1

lhor reta que represente a função $D(\theta)$ para os valores próximos à saturação. Tal procedimento diminui a precisão dos valores de D para umidades baixas, mas este fato não traz implicações na determinação de $\phi^*(\omega)$. Esta aproximação foi feita no presente trabalho e obteve-se uma curva idêntica a $\phi^*(\omega)$ indicada na Figura 7.

A utilização de uma exponencial simplifica muito o problema principalmente depois dos trabalhos de *PARLANGE (1971a, 1971b, 1973)* que apresentam uma expressão analítica para o cálculo do perfil de umidade, desde que a difusividade possa ser representada analiticamente e preferencialmente como uma exponencial.

Observando os dados de condutividade hidráulica generalizada (Figura 13) nota-se, como uma primeira aproximação, que o processo de generalização aqui utilizado, ao contrário do que afirmaram *REICHARDT et al (1972)*, funcionou razoavelmente bem para os cinco solos estudados. Fazendo-se uma análise mais crítica dos valores de condutividade obtidos por *REICHARDT et al (1972)*, pode-se concluir que seus dados também poderiam, similarmente, ser aproximados para uma única curva $K^* = K^*(\omega)$. Os dados de condutividade hidráulica generalizada apresentados por aqueles autores variam de um fator 10 aproximadamente para valores de $\omega > 0,4$. e sua aplicação implicaria em um erro da mesma ordem de grandeza. De qualquer forma, como uma primeira aproximação a generalização poderia ser utilizada. No presente trabalho os dados de condutividade generalizada diferiram de um fator 5 aproximadamente. A grande exigência desses autores ao afirmarem que o conceito do meio similar não funcionou para a generalização da condutividade hidráulica, deve ter sido apoiada no fato de para a difusividade, a generalização ter sido extremamente boa.

Infiltração Vertical

O processo iterativo de *PHILIP (1955)* utilizado para o cálculo de $\phi^*(\omega)$ é feito através dos valores de difusividade e como

$D(\theta)$ depende da forma do perfil de umidade horizontal (BRUCE e KLU-TE, 1956), logicamente $\phi(\theta)$ vai depender da forma do perfil de umidade.

Como o perfil de umidade vertical tem forma diferente do perfil de umidade horizontal devido a influência da gravidade, não seria permissível, a princípio, a partir da função generalizada $\phi^*(\omega)$ obtida só com perfis horizontais calcular os perfis verticais.

Entretanto, pelo fato das curvas z versus \sqrt{t} , para a infiltração vertical, terem sido lineares com altos coeficientes de correlação (Figura 14) e devido a impossibilidade de se obter uma solução imediata para a equação (31), tentou-se aplicar à infiltração vertical o mesmo raciocínio empregado na infiltração horizontal para o cálculo dos perfis de umidade.

Fazendo-se o cálculo dos desvios entre os perfis medidos e calculados utilizando $\phi^*(\omega)$ através da expressão (33) (ver Tabela 2) verifica-se que essa tentativa deu muito bom resultado para os solos em estudo pois que o maior desvio encontrado foi de 10,7%, isto é, da mesma ordem de grandeza do desvio encontrado na infiltração horizontal. Em termos práticos, então, esta aproximação pode ser de grande importância na estimativa da infiltração acumulada e do avanço da frente de molhamento, em perfis verticais.

CONCLUSÕES

Com o presente estudo pode-se verificar que a generalização da descrição analítica do movimento da água no solo proposta por *REICHARDT et al (1972)* para o processo de infiltração horizontal de água em solo é válida para os solos estudados. A previsão da infiltração acumulada variou de 0,3 a 11,2%. A técnica de generalização pôde ser estendida ao processo de infiltração vertical sendo que a previsão da infiltração acumulada variou de 2,0 a 10,7%.

As curvas generalizadas da difusividade da água no solo da condutividade hidráulica e da variável de Boltzmann permitem as estimativas destas características hídricas para qualquer solo mineral homogêneo.

RESUMO

No presente trabalho estudou-se o processo de infiltração da água no solo, utilizando-se colunas homogêneas com o objetivo de generalizar as equações que descrevem o movimento da água no solo. Utilizando uma constante de generalização e variáveis adimensionais foi possível a generalização das equações de movimento de água para ambos processos de infiltração: horizontal e vertical. No estudo foram utilizadas amostras de perfis de cinco solos do Estado de São Paulo. São apresentados dados de condutividade hidráulica e difusividade da água generalizadas, que permitem estimativas destas características para outros solos minerais. Medidas da umidade e densidade das colunas de solos utilizadas foram feitas pela técnica da atenuação da radiação gama.

SUMMARY

In the present paper the process of infiltration of water into soils is studied with the objective of finding general soil water movement equations that would describe the process in different soils. With the aid of a generalization constant and of dimensionless variables the generalization was possible for both horizontal and vertical infiltration. Five soils of the State of São Paulo have been used. Generalized hydraulic conductivity and soil-water diffusivity data are presented. The possibility of estimation of these hydraulic characteristics for other mineral soils is also shown. Measurements of water contents and bulk densities have been made by gamma-ray attenuation.

BIBLIOGRAFIA

- BRUCE, R.R. and A.KLUTE - 1956.* Measurement of soil moisture diffusivity. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 20: 458-462.
- BUCKINGHAM, E. - 1907.* Studies on the movement of soil moisture. U. S. Dept. Agr. Bur. Soils Bull. 38.
- CHILDS, E.C. and N. COLLIS-GEORGE - 1950.* Permeability of porous materials. Proc. Royal Soc. (London) 201A: 392-399.
- DARCY, H. - 1856.* Les Fontaines Publique de la Ville de Dijon, p. 592. Victor Dalmont. Paris
- DAVIDSON, J.M. - 1965.* The dependence of soil water uptake and release upon the applied pressure increment. PhD. Dissertation. University of California, Davis
- DAVIDSON, J.M., J.W. BIGGAR and D.R. NIELSEN - 1963a.* Gamma radiation attenuation for measuring bulk density and transient water flow in porous materials. Jour. of. Geoph. Research 68: 4777-4783.

- DAVIDSON, J.M., D.R.NIELSEN and J.W.BIGGAR - 1963b. The measurement and description of water flow through Columbia silt loam and Hesperia sandy loam. *Hilgardia* 34: 601-617.
- ELRICK, D.E., J.H.SCANDRETT and E.E.MILLER - 1959. Tests of capillary flow scaling. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 23: 329-332.
- GARDNER, W.H. - 1965. Water content. In "Methods of Soil Analysis" (C.A.Black, ed.) Part 1, pp. 82-127. Amer. Soc. Agron., Madison, Wisconsin.
- GURR, C.G. - 1962. Use of the gamma rays in measuring water content and permeability in unsaturated columns of soil. *Soil Sci.* 94: 224-229.
- HANKS, R.J. and S.A.BOWERS - 1963. Influence of variations in the diffusivity - water content relation on infiltration. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 263-265.
- KLUTE, A. - 1952. Some theoretical aspects of the flow of water in unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 16: 144-147.
- KLUTE, A. and G.E.WILKINSON - 1958. Some tests of the similar media concept of capillary flow: I. Reduced capillary conductivity and moisture characteristic data. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 22: 278-281.
- KLUTE, A., F.D.WHISLER and E.J.SCOTT - 1965. Numerical solution of the nonlinear diffusion equation for water flow in a horizontal soil column of finite length. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 29: 353-358.
- MILLER, E.E. and R.D.MILLER - 1955a. Theory of capillary flow: I. Practical implications. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 19: 267-271.
- MILLER, E.E. and R.D.MILLER - 1956. Physical theory for capillary flow phenomena. *Jour. Appl. Phys.* 27: 324-332.

- MILLER, R.D. and E.E.MILLER - 1955b. Theory of capillary flow. II. Experimental information. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 19: 271-275.
- NIELSEN, D.R., D.KIRKHAM and W.R.VAN WIJK - 1961. Diffusion equation calculations of field soil water infiltration profiles. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 25: 165-168.
- NIELSEN, D.R., J.W.BIGGAR and R.J.MILLER - 1967. Field observations of infiltration and soil water redistribution. Transactions of Amer. Soc. Agric. Eng. 10: 382-387.
- NIELSEN, D.R., J.W. BIGGAR and J.C.COREY - 1972. Application of flow theory to field situations. Soil Sci. 133: 254-263.
- NORUM, D.I., A.M.ASCE and D.M.GRAY - 1970. Infiltration equations from rate-of-advance data. Jour. of the Irrigation and Drainage Division. Proceedings of the Amer. Soc. of Civil Eng. 96(IR2): 111-119.
- PARLANGE, J.Y. - 1971a. Theory of water-movement in soils: I. One dimensional absorption. Soil Sci. 111: 134-137.
- PARLANGE, J.Y. - 1971b. Theory of water-movement in soils: 2. One dimensional infiltration. Soil Sci. 111: 170-174.
- PARLANGE, J.Y. - 1973. Horizontal infiltration of water in soils. A theoretical interpretation of recent experiments. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 37: 329-330.
- PHILIP, J.R. - 1957. Numerical solution of equation of the diffusion type with diffusivity concentration - dependent II. Aust. Jour. of Phys. 10: 29-42.
- PHILIP, J.R. - 1955. Numerical solution of equations of the diffusion type with diffusivity concentration dependent. Trans. Faraday Soc. 51: 885-892.
- PHILIP: J.R. - 1967. The theory of adsorbtion in aggregated media. Aust. Jour. Soil Res. 6: 1-19.

RAWLINS, S.L. - 1961. A theoretical and experimental examination of the validity of the diffusion analysis as applied to unsaturated flow of soil water. Ph.D.Dissertation, Washington State University, Pullman.

REICHARDT, K. - 1965. Uso da radiação gama na determinação da densidade aparente e da umidade do solo. Tese de Doutoramento, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Piracicaba.

REICHARDT, K., D.R.NIELSEN and J.W.BIGGAR - 1972. Scaling of horizontal infiltration into homogeneous soils. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 36: 241-245.

RICHARDS, L.A. - 1931. Capillary conduction of liquids through porous media. Physics 1: 318-333.

SWARTZENDRUBER, D. - 1969. The flow of water in unsaturated soils
In "Flow through porous media" (R.J.M. De Wiest, ed.)pp.
Academic Press, New York.

THAMES, J.L. and D.D.EVANS - 1968. An analysis of the vertical infiltration of water into soil columns. Water Resources Research. 4: 817-828.

WILKINSON, G.E. and A. KLUTE - 1959. Some tests of the similar media concept of capillary flow. II. Flow systems data. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 23: 434-437.