C E N A

BC-016

GENERALIZAÇÃO DO MOVIMENTO DA ÁGUA NO SOLO: I. INFILTRAÇÃO HORIZONTAL

P.L. Libardi
K. Reichardt

30 de março de 1 974

BOLETIM CIENTIFICO

C E N A
BIBLIOTECA
N.o 2966 ex. 1

CENTRO DE ENERGIA NUCLEAR NA AGRICULTURA
USP-CNEN

ESCOLA SUPERIOR DE AGRICULTURA "LUIZ DE QUEIROZ"
PIRACICABA-SP
- BRASIL -

CENA - BIBLIOTECA
Data 17 MAI 1974
Procedência
Preço
Doação Cena - Imprensa

ÍNDICE

página

RESUMO 01

SUMMARY 02

1. INTRODUÇÃO 03

2. TEORIA 05

3. MATERIAL E MÉTODO 10

4. DADOS OBTIDOS 12

5. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS 22

6. CONCLUSÕES 26

7. BIBLIOGRAFIA 27

GENERALIZAÇÃO DO MOVIMENTO DA ÁGUA NO SOLO: I. INFILTRAÇÃO HORIZONTAL*

Paulo L. Libardi-Pesquisador-CENA
Klaus Reichardt-Depto.Física e Meteorologia-ESALQ

R E S U M O

No presente trabalho estudou-se o processo de infiltração da água no solo, utilizando-se colunas de solo homogêneo 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 o processo de infiltração horizontal. No estudo foram utilizadas amostras de perfis de cinco solos do Estado de S. 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.

---

* - Resumo apresentado à XXVI Reunião Anual da SBPC, Recife, 10-17 de julho de 1 974.

Recebido para publicação em 18 de fevereiro de 1 974.

CENA
Biblioteca

GENERALIZATION OF SOIL-WATER MOVEMENT:

I. HORIZONTAL INFILTRATION

S U M M A R Y

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 horizontal infiltration. Five soils of the State of São Paulo have been used. Generalized hidraulic 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.

1. INTRODUÇÃO

Em todo ramo da Ciência pura aplicada à Agricultura, as pesquisas geralmente se iniciam por soluções de problemas eminentemente teóricos que envolvem condições diversas daquelas que ocorrem na natureza. Assim surgem pesquisas de laboratório, onde se procura atender a estas condições específicas, que progressivamente nos permitem a compreender tudo aquilo que acontece em condições naturais de campo. Com isso, consegue-se visualizar a complexidade do problema com uma base bem fundamentada, e as situações mais práticas e mais reais poderão ser melhor interpretadas, com o que, recomendações mais racionais e científicas poderão ser inferidas.

Assim, dentro do campo de Física de Solos, numerosos pesquisadores têm procurado modelos para descrever o movimento da água em solos. Tradicionalmente, em solos saturados, esse movimento tem sido descrito através da equação de *DARCY (1856)*, extendida por *BUCKINGHAM (1907)* para solos não saturados. Desta forma, através do uso da equação de Darcy ou equação de Darcy-Buckingham e da equação da continuidade *(RICHARDS, 1931)* muitas investigações teóricas e experimentais, tanto em laboratório como no campo 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 diferir do outro simplesmente por um fator constante. Essa constante foi por eles deno

minada 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.

No presente trabalho a infiltração horizontal de água é estudada em cinco solos do Estado de São Paulo, também com base na constante de generalização acima citada.

2. TEORIA

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

Para fluxo horizontal não saturado em solo homogêneo, na direção x(cm), a equação de Darcy pode ser escrita como

$$\vec{q} = - K(\theta) \frac{\partial \Psi}{\partial x} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (1)$$

onde $\vec{q}$ é a densidade de fluxo ($cm^3.cm^{-2}.s^{-1}$), K a condutividade hidráulica do solo ($cm.s^{-1}$) que é uma função da umidade do solo θ ($cm^3.cm^{-3}$) e Ψ o potencial total da água do solo (cm). O sinal negativo indica que o fluxo ocorre em sentido contrário ao gradiente de potencial $\partial\Psi/\partial x$.

Considerando o potencial total da água do solo Ψ constituido apenas da componente matricial ζ(cm) e que ela seja uma função unívoca de θ, a equação de Darcy pode ser expressa de uma outra maneira *(CHILDS e COLLIS-GEORGE 1950)*:

$$\vec{q} = - D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (2)$$

onde D é a difusividade da água no solo ($cm^2.s^{-1}$), definida por

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

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

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial \vec{q}}{\partial x} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (4)$$

onde t é o tempo (s).

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

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left[K(\theta) \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right] \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (5)$$

e

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (6)$$

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

Considerando-se uma coluna de solo homogêneo com umidade inicial constante θ_o 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 (6) estará sujeita às seguintes condições inicial e de contorno:

$$\theta = \theta_o \quad , \quad x > 0 \quad , \quad t = 0 \quad \ldots\ldots\ldots \quad (7)$$

$$\theta = \theta_s \quad , \quad x = 0 \quad , \quad t > 0 \quad \ldots\ldots\ldots \quad (8)$$

$$\theta = \theta_o \quad , \quad x = \infty \quad , \quad t > 0 \quad \ldots\ldots\ldots \quad (9)$$

A solução que satisfaz a equação (6) e as condições (7), (8) e (9) pela técnica das variáveis separáveis *(SCHWARTZENDRUBER 1969)* pode ser escrita na forma:

$$x = \phi(\theta)\, t^{1/2} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (10)$$

onde $\phi(\theta)$ é chamada variável de Boltzmann a qual pode ser obtida experimentalmente, por solução numérica a partir dos valores da difu-

sividade da água no solo *(PHILIP 1955)* ou analiticamente em alguns casos especiais *(PARLANGE 1971a)*.

Observando as equações (5) e (6) 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, e os parâmetros condutividade hidráulica K e difusividade da água no solo D, os 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 estas grandezas e parâmetros característicos de cada solo, e isto pode ser feito através da utilização de variáveis adimensionais. Assim pode-se definir uma umidade adimensional ω por

$$\omega = \frac{\theta - \theta_o}{\theta_s - \theta_o} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (11)$$

e uma coordenada de posição adimensional X por

$$X = \frac{x}{L} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (12)$$

onde L é um comprimento macroscópio 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:

$$\zeta^* = \frac{\lambda_i \rho g \zeta_i}{\sigma} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (13)$$

$$K^* = \frac{\eta K_i}{\lambda_i^2 \rho g} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (14)$$

Similarmente a partir destas duas generalizações pode-se derivar pa

ra o mesmo solo i um tempo e uma difusividade adimensionais:

$$t^* = \frac{\lambda_i \sigma t_i}{\eta L^2} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (15)$$

$$D^* = \frac{\eta D_i}{\lambda_i \sigma} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (16)$$

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

Nestas condições a equação (6) se torna

$$\frac{\partial \omega}{\partial t^*} = \frac{\partial}{\partial X}\left[D^*(\omega) \frac{\partial \omega}{\partial X} \right] \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad (17)$$

sujeitas às condições

$$\omega = 0 \quad , \quad X > 0 \quad , \quad t^* = 0 \quad \ldots \quad (18)$$

$$\omega = 1 \quad , \quad X = 0 \quad , \quad t^* > 0 \quad \ldots \quad (19)$$

$$\omega = 0 \quad , \quad X = \infty \quad , \quad t^* < 0 \quad \ldots \quad (20)$$

A solução da equação (17) será portanto:

$$X = \Phi^*(\omega) \sqrt{t^*} \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (21)$$

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 um solo como padrão para o qual o valor de λ foi considera

do 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,

$$\lambda_i = \left[\frac{m_i}{m_s} \right]^2 \quad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \quad (22)$$

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 (6). Como a determinação de λ_i proposta por estes autores não passa de um artifício matemático sem possuir base fundamentada em teoria, chamamos este coeficiente de constante de generalização.

CENA
2966 ex. 1
Biblioteca

3. MATERIAL E MÉTODO

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

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, 1963)*.

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 NaI(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.

Para a infiltração da água no solo utilizou-se um aplicador de água conectado um tubo graduado cheio de água construído de tal maneira a permitir que a água penetrasse no solo a uma pressão constante. Neste experimento a pressão que se utilizou foi de -5,0 cm de coluna de água medida a partir do centro da coluna que possuia um diâmetro interno de 5,65 cm. Detalhes das geometrias podem ser encontradas em *LIBARDI e REICHARDT (1973a)*.

(*) - Boletim nº 12 - Comissão de Solos.

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

Os valores da difusividade da água do solo foram obtidos pelo método de *BRUCE e KLUTE (1956)* descritas em *LIBARDI e REICHARDT (1973a)*.

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 2504, 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. Após o equilíbrio a umidade % peso do solo foi determinada pelo método da estufa e transformada em umidade % volume através da densidade global da amostra do anel. Para cada potencial utilizou-se de uma nova amostra.

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

Os valores de condutividade hidráulica foram obtidos através da equação (3), isto é, com os dados da difusividade hidráulica e a tangente a curva de retenção $\partial\zeta/\partial\theta$. Aqui também as tangentes às curvas de retenção foram obtidas graficamente *(LIBARDI e REICHARDT, 1973b)*.

As constantes de generalização utilizadas para generalizar a condutividade hidráulica, o potencial matricial, o tempo e a difusividade da água no solo, dos cinco solos em estudo foram determinadas pelo método proposto por *REICHARDT et al (1972)* através da expressão (22). O solo escolhido como padrão foi o Litossol - substrato argilito.

4. DADOS OBTIDOS

Os coeficientes de regressão linear dos gráficos da distância da fonte de água em função da raíz quadrada do tempo (Figura 1) foram maiores do que 0,999 para todos os solos, mostrando que a equação (6) com sua solução (10) descreveram adequadamente o movimento de água nestas amostras. Com este gráfico calcularam-se os valores de λ_i para os cinco solos. Estes valores, juntamente com outras características das colunas de solo utilizadas são apresentados na Tabela 1.

Por intermédio das equações (12) e (15) 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 2) no qual obteve-se um coeficiente de correlação de 0,99 o que comprova a validade da equação generalizada (21).

Com os perfis de umidade experimentais determinaram-se os valores da difusividade da água do solo D(θ) pelo método de *BRUCE e KLUTE (1956)* os quais estão apresentados em *LIBARDI e REICHARDT (1973a)*. O gráfico da difusividade generalizada D* em função da umidade generalizada ω para os cinco solos (Figura 3) mostra a precisão desse processo de generalização para esse parâmetro. Aqui o coeficiente de correlação encontrado foi de 0,990.

Os valores de $\Phi^*(\theta)$ aplicáveis a todos os solos foram calculados usando a função generalizada $D^*(\theta)$ a partir da linha sólida apresentada na Figura 3 pelo método proposto por *PHILIP (1955)*. O gráfico de Φ^* em função de ω é apresentado na Figura 4 onde os pontos são os valores de Φ^* plotados como uma função de ω, obtidos dos perfis de umidade experimentais, usando as equações (12) e (15).

Baseando-se na função $\Phi^*(\omega)$ e através do uso das equações (11) e (12) calcularam-se os perfis de umidade para os cinco solos em estudo e os resultados aparecem na Figura 5 onde se pode notar boa concordância entre os perfis medidos (pontos) e calculados.

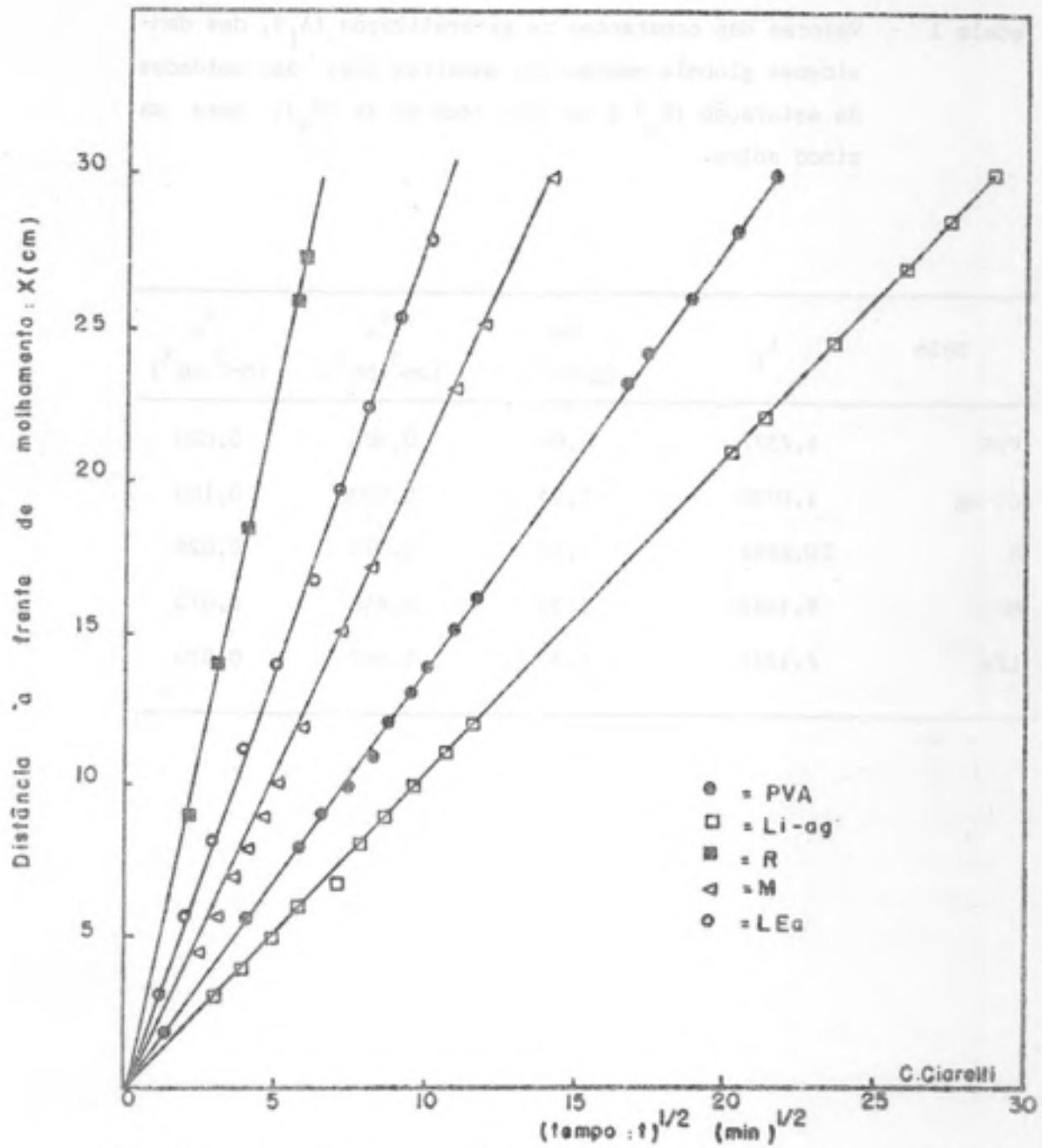


FIGURA_1 – Distância da fonte da água à frente de molhamento versus a raiz quadrada do tempo para infiltração horizontal nos cinco solos.

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

Solo	λ_i	$\bar{dg}$ (g/cm^3)	θ_s ($cm^3.cm^3$)	θ_o ($cm^3.cm^3$)
PVA	1,7577	1,66	0,360	0,020
Li-ag	1,0000	1,24	0,500	0,100
R	20,6688	1,60	0,375	0,025
M	4,4918	1,36	0,440	0,070
LEa	7,1310	1,57	0,380	0,020

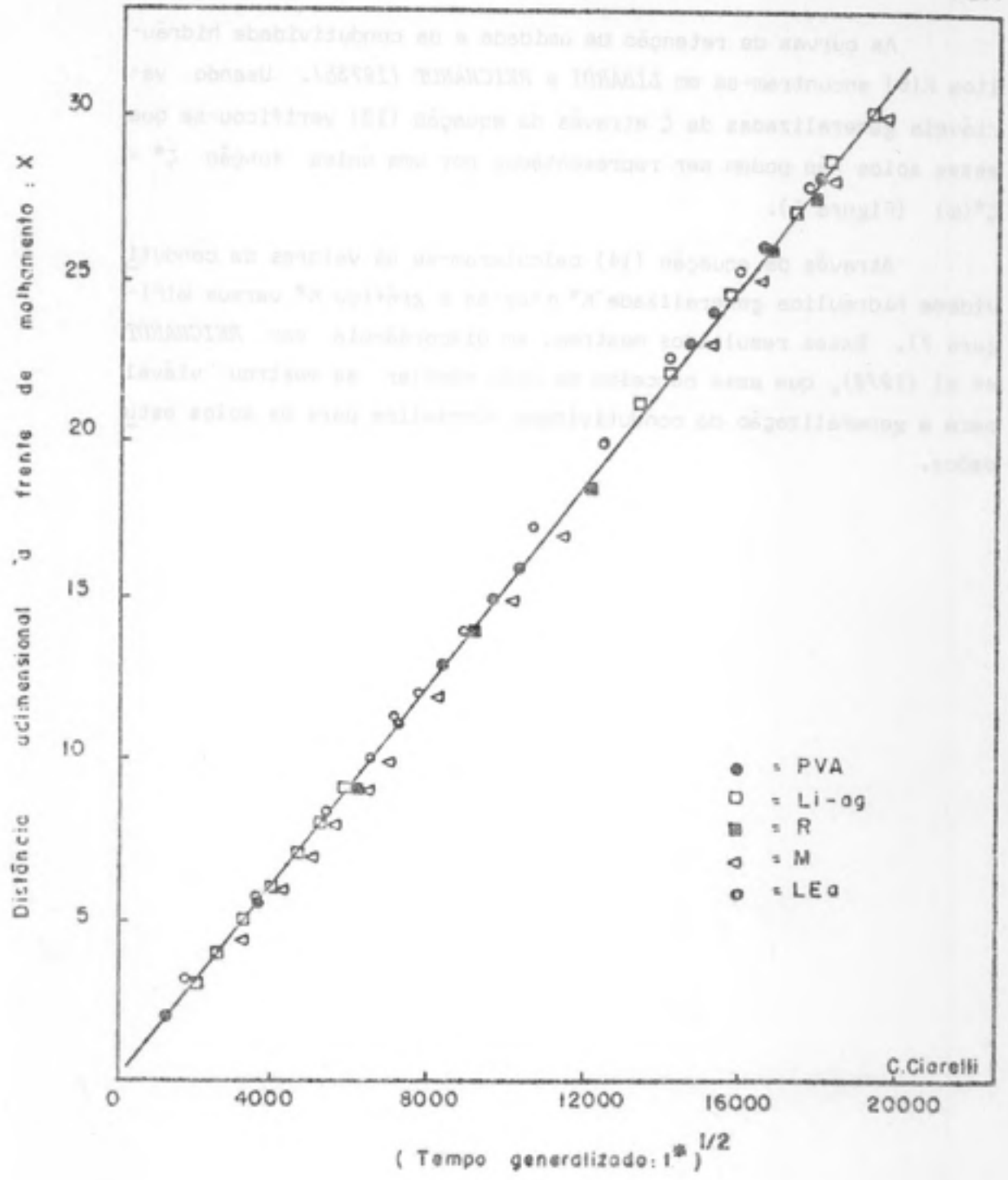


FIGURA .2 - Distância adimensional (para L = 1) da fonte da água à frente de molhamento versus a raiz quadrada do tempo generalizado para infiltração horizontal nos cinco solos.

As curvas de retenção de umidade e da condutividade hidráulica $K(\theta)$ encontram-se em *LIBARDI e REICHARDT (1973b)*. Usando variáveis generalizadas de ζ através da equação (13) verificou-se que esses solos não podem ser representados por uma única função $\zeta^* = \zeta^*(\omega)$ (Figura 6).

Através da equação (14) calcularam-se os valores de condutividade hidráulica generalizada K^* e fez-se o gráfico K^* versus ω (Figura 7). Esses resultados mostram, em discordância com *REICHARDT et al (1972)*, que esse conceito de meio similar se mostrou viável para a generalização da condutividade hidráulica para os solos estudados.

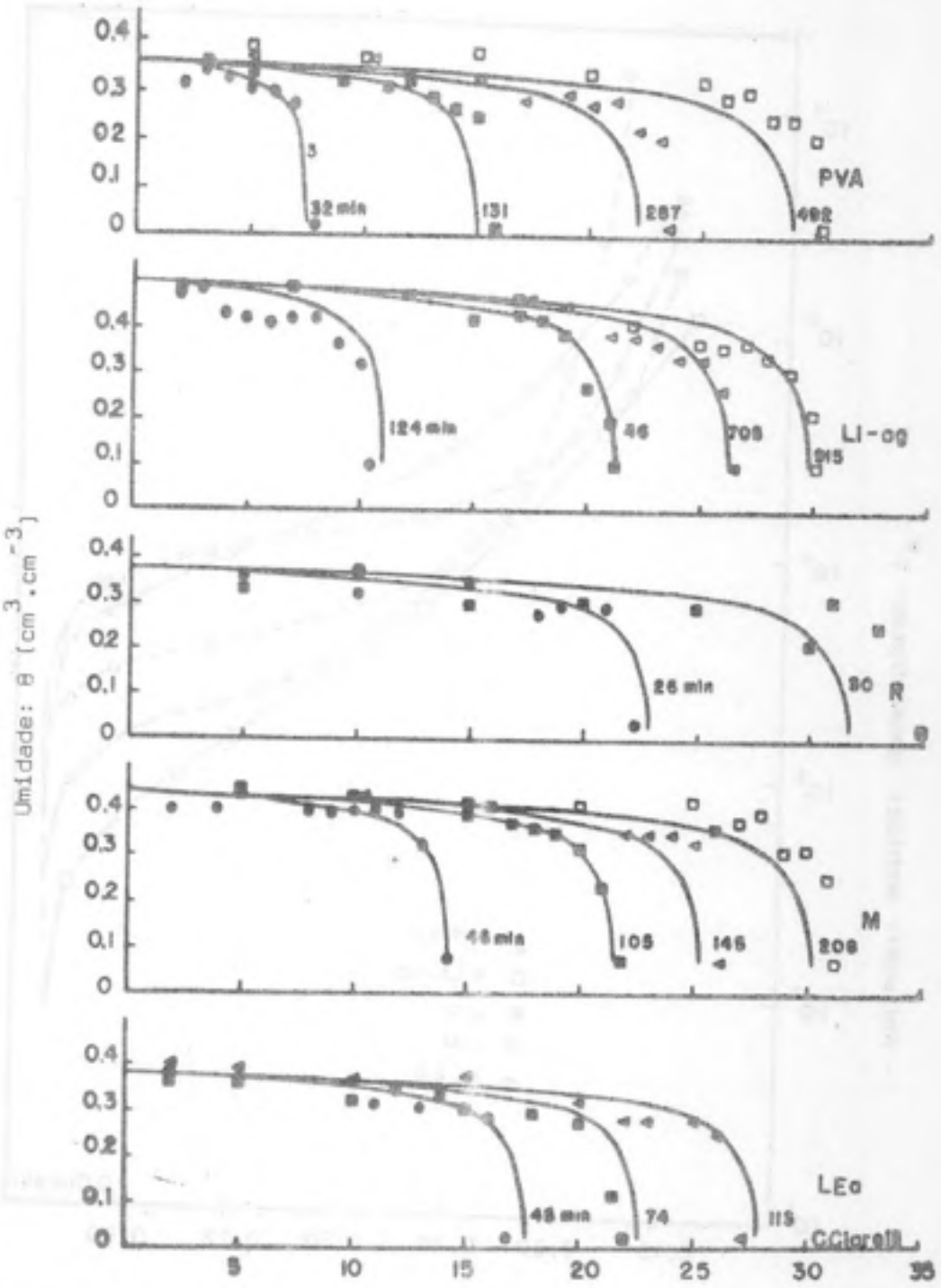


Figura 5 - Valores de umidade experimentais (pontos) e calculados (linhas) para a infiltração horizontal nos cinco solos.

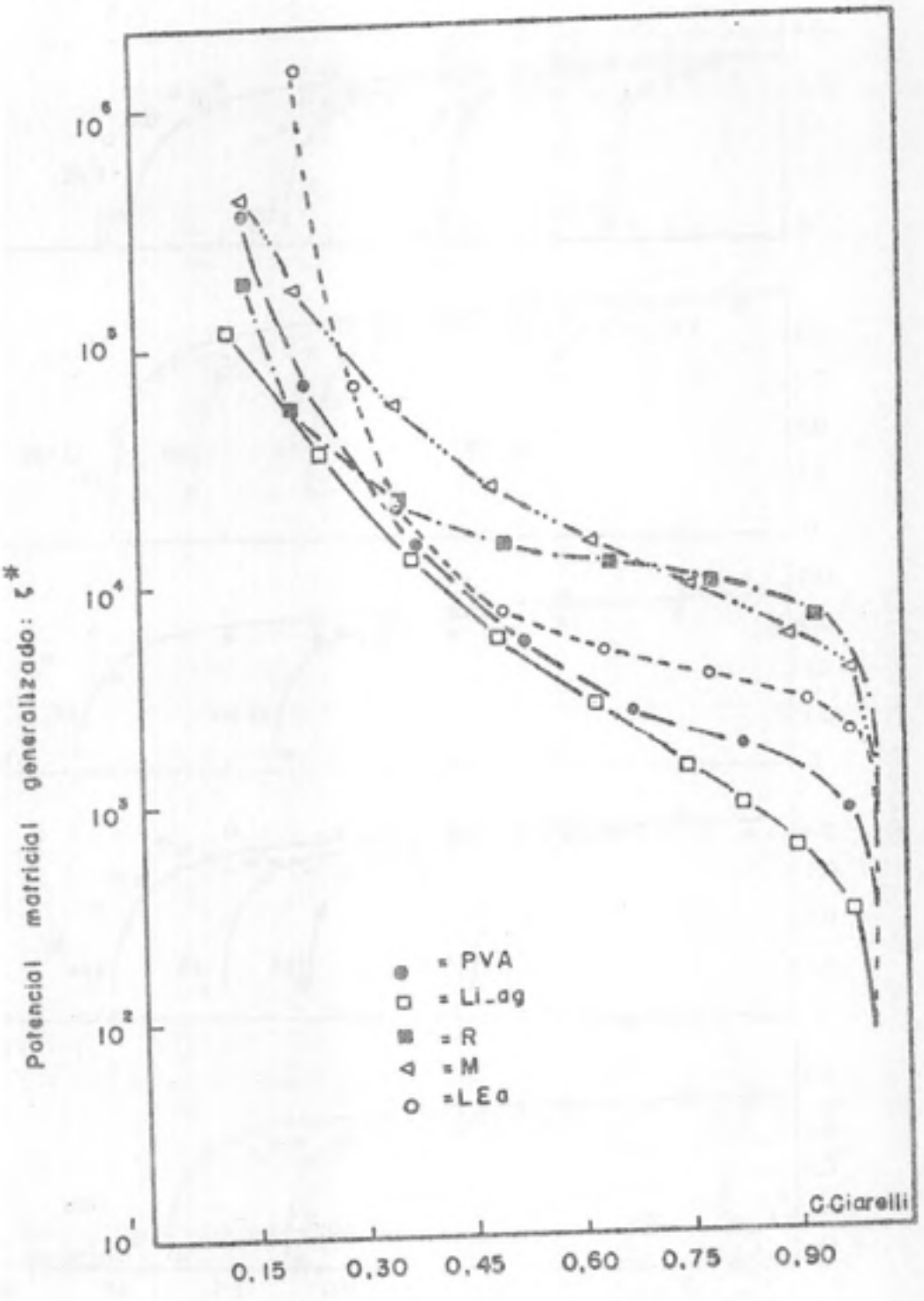


FIGURA-6-Curvas de retenção da água do solo generalizadas para os cinco solos.

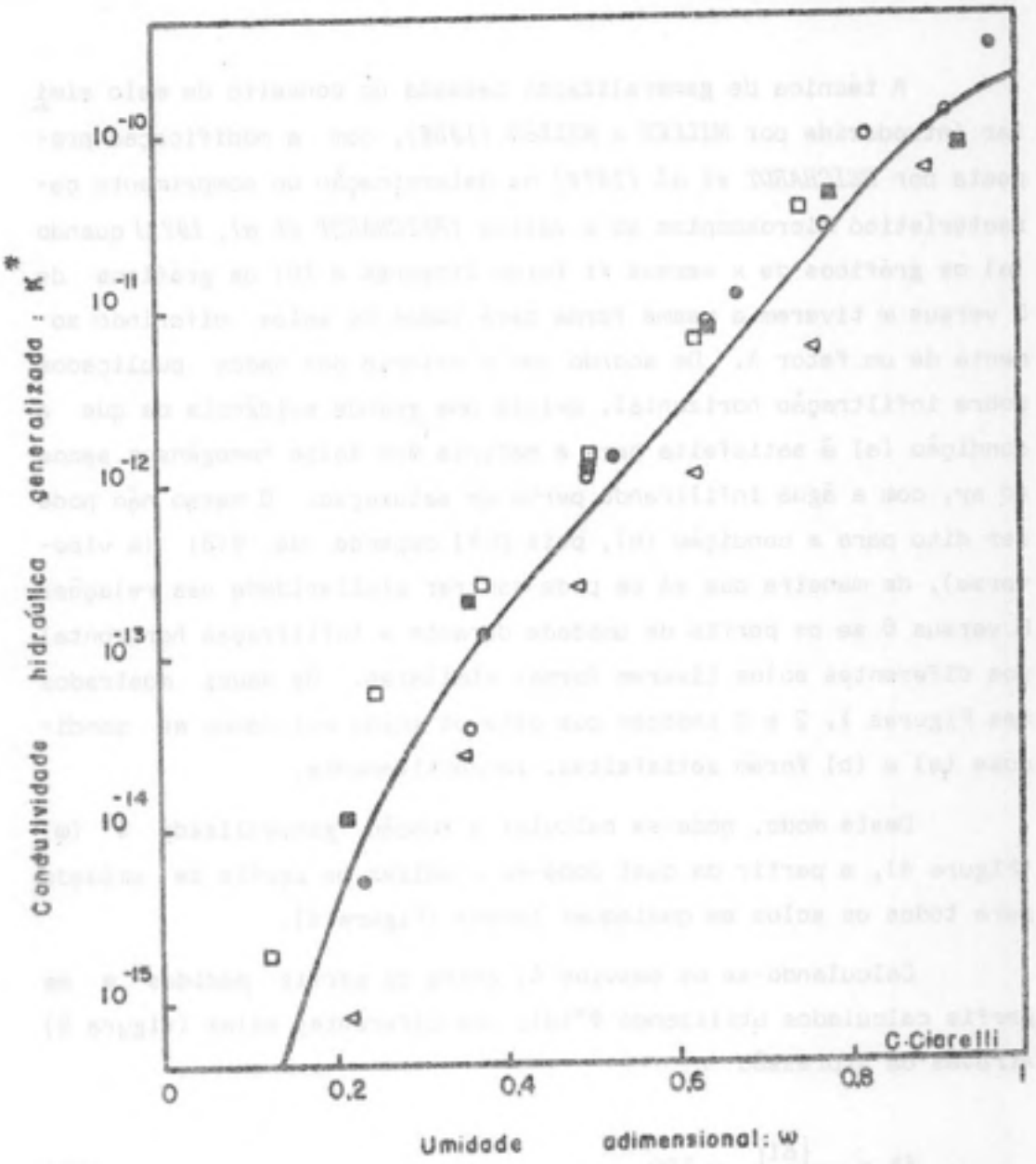


FIGURA _ 7 - Valores de condutividade hidráulica generalizado em função da umidade adimensional para os cinco solos.

5. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

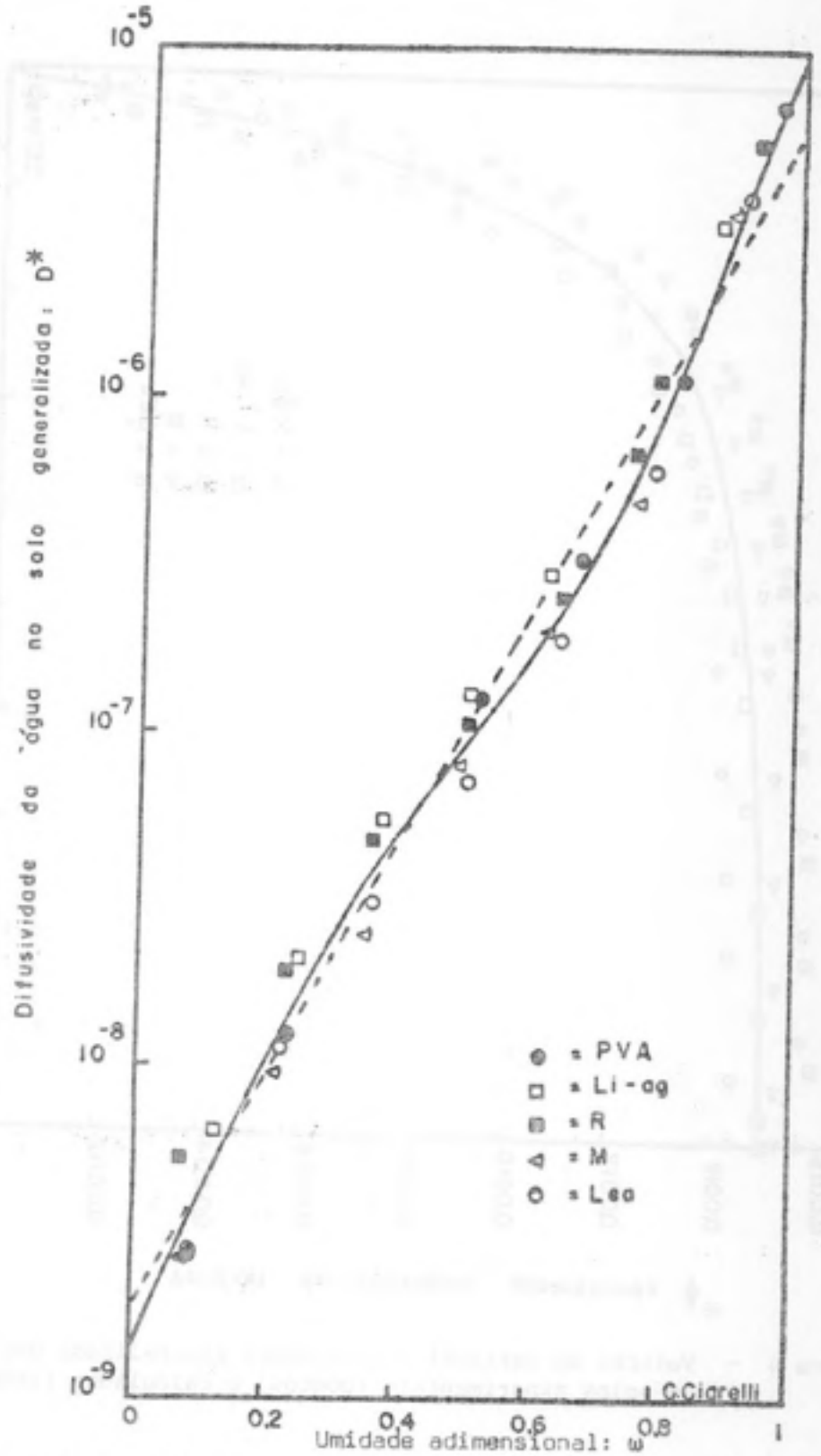
A técnica de generalização baseada no conceito de meio similar introduzida por *MILLER e MILLER (1956)*, com a modificação proposta por *REICHARDT et al (1972)* na determinação do comprimento característico microscópico só é válida *(REICHARDT et al, 1972)* quando (a) os gráficos de x versus $\sqrt{t}$ 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 nas Figuras 1, 2 e 3 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 4), a partir da qual pode-se predizer os perfis de umidade para todos os solos em quaisquer tempos (Figura 5).

Calculando-se os desvios $\delta\%$ entre os perfis medidos e os perfis calculados utilizando $\Phi^*(\omega)$, nos diferentes solos (figura 5) através da expressão

$$\delta\% = \frac{|\Delta I|}{I_m} \times 100 \qquad \ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots (23)$$

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 exce-



CENA Biblioteca

Figura 3 - Valores experimentais da difusividade da água no solo generalizada (pontos) e aproximação exponencial (linha reta) para os cinco solos.

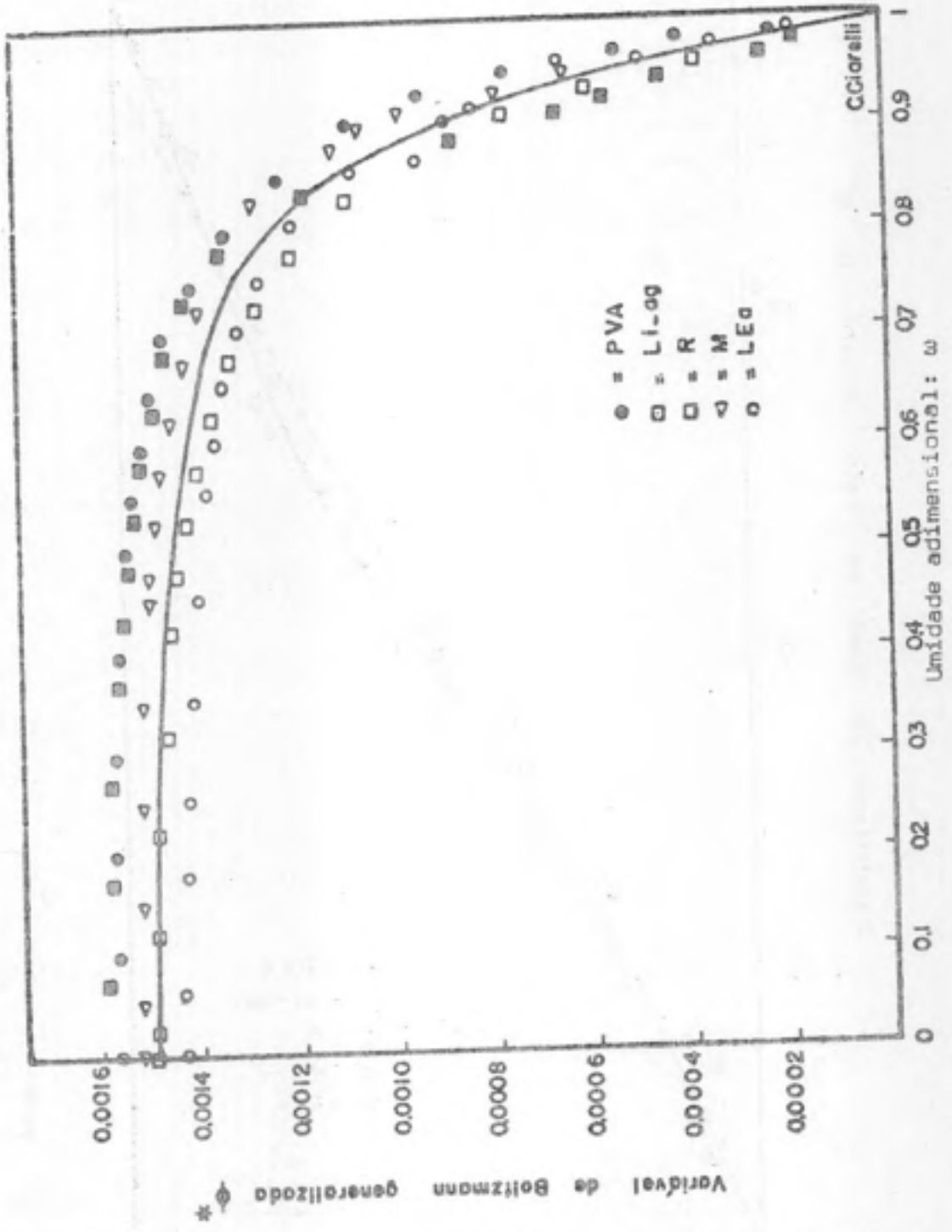


Figura 4 - Valores da variável de Boltzmann generalizada dos cinco solos experimentais (pontos) e calculados (linha).

Tabela 2 - Valores dos desvios da infiltração acumulada calculada em relação a infiltração acumulada medida (δ%) encontrados na infiltração horizontal dos cinco solos.

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

lente 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 como para todos em conjuntos (Figura 3), 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, utilize-se a melhor 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 4.

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 7) 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 era viável para a generalização da condutividade hidráulica, deve ter sido apoiada no fato de para a difusividade, a generalização ter sido extremamente boa.

CENA
Biblioteca

6. 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%.

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.

7. 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., J.M. BIGGAR and D.R.NIELSEN - 1963. Gamma radiation attenuation for measuring bulk density and transient water flow in porous materials. Jour. of Geoph. Research 68: 4777-4783.

ELRICK, D.E., J.H. SCANDRETT and E.E. MILLER - 1959. Tests of capillary flow scaling. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 23: 329-332.

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.

LIBARDI, P.L. e K. REICHARDT - 1973a. Características hídricas de 5 (cinco) solos do Estado de São Paulo: I. Difusividade da água no solo. O Solo, CALQ, Ano LXV (nº 1): 7-13.

LIBARDI, P.L. e K. REICHARDT - 1973b. Características hídricas de 5 (cinco) solos do Estado de São Paulo. II. Curvas de retenção e condutividade hidráulica. O Solo, CALQ, Ano LXV(nº 2) 7-12.

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.

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. Amer. Proc. 37: 329-330.

PHILIP, J.R. - 1955. Numerical solution of equations of the diffusion type with diffusivity concentration dependent. Trans. Faraday Soc. 51: 885-892.

REICHARDT, K., D.R. NIELSEN and J.W. BIGGAR - 1972. Scalling 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.

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.