

INFILTRAÇÃO DA ÁGUA EM SOLOS HOMOGÊNEOS: NOVO CONCEITO

SIDNEIDE MANFREDINI

Orientador: KLAUS REICHARDT

Dissertação apresentada à Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", da Universidade de São Paulo, para obtenção do título de Mestre em Energia Nuclear na Agricultura.

PIRACICABA
Estado de São Paulo - Brasil
Outubro, 1977

Aos meus pais,

Ao Tio Renato,

Tia Nivia e

Tia Nidia

AGRADECIMENTOS

- Ao Dr. Klaus Reichardt, por ter colocado a meu dis-
por toda sua experiência científica;
- Ao Klaus, pelo muito que contribuiu para minha for-
mação pessoal neste três anos de convivência;
- À Comissão Nacional de Energia Nuclear pela Bolsa de
estudos concedida e ao Centro de Energia Nuclear na
Agricultura pelas facilidades oferecidas;
- A Paulo Leonel Libardi, pelas sugestões apresentadas
e Milton Anraku pela elaboração das figuras.

Í N D I C E

	<u>Página</u>
1. RESUMO	01
2. INTRODUÇÃO E REVISÃO DE LITERATURA	02
3. MATERIAL E MÉTODO	05
3.1. Teoria do método.	07
3.1.1. Equação diferencial que define o movi- mento horizontal da água no solo	07
3.1.2. Equação diferencial que defini o movi- mento vertical da água no solo	13
3.1.3. Novo conceito sobre a infiltração da água no solo	20
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.	23
4.1. Infiltração horizontal.	23
4.2. Infiltração vertical.	26
5. CONCLUSÕES	33
6. SUMMARY.	34
7. BIBLIOGRAFIA	35

LISTA DE FIGURAS

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
01	- Distância da fonte de água a frente de molhamento nos processos de infiltração vertical (V) e Horizontal (H).	24
02	- Valores de umidade experimentais (pontos) e teóricos (linhas) para a infiltração horizontal	25
03	- Valores de umidade para a infiltração vertical em terra roxa estruturada (t = 102 min)	27
04	- Valores de umidade para infiltração vertical em podzólico vermelho amarelo, var. Marília (t = 113 min)	28
05	- Confronto entre os valores experimentais e teóricos do avanço da frente de molhamento no processo de infiltração vertical para a Terra Roxa Estruturada	30
06	- Confronto entre os valores experimentais e teóricos do avanço da frente de molhamento no processo de infiltração vertical para o podzólico vermelho amarelo, var. Marília..	31

1. RESUMO

Um novo conceito para a descrição analítica do processo de infiltração de água em solos homogêneos, é apresentado. Este conceito, a partir da definição de uma "*difusividade gravitacional*" permite a generalização dos casos de infiltração horizontal e vertical.

A eficiência do novo conceito na descrição do processo de infiltração, para intervalos de tempo curtos e intermediários é comprovada através de experimentos realizados em colunas de solo homogêneas.

As vantagens da utilização deste conceito generalizado são evidenciadas pelo confronto entre os perfis de umidade por ele estimados, os obtidos segundo a solução numérica proposta por PHILLIP (1955, 1957) e os experimentais.

2. INTRODUÇÃO E REVISÃO DE LITERATURA

A compreensão e descrição da forma em que se dão as mudanças no conteúdo de água no solo, sob o efeito de chuvas, irrigação, evapotranspiração e drenagem, torna-se imprescindível na resolução de algumas importantes questões da agricultura moderna, tais como: suprimento adequado de água às diferentes culturas; determinação da erosão potencial de uma determinada área; contaminação do lençol freático com nutrientes utilizados comumente na adubação, herbicidas, inseticidas e etc.

Experimentos com colunas de solo homogêneas, sob condições restritas de laboratório, vêm sendo desenvolvidas por muitos pesquisadores (*DAVIDSON et alii*, 1963; *KLUTE et alii*, 1958; *THAMES e EVANS*, 1968), no intuito de se obterem inferências que possibilitem a interpretação dos fenômenos que ocorrem na interação água-solo em condições de campo.

Em solo saturado, o movimento da água tem si-

do tradicionalmente descrito pela lei de *DARCY* (1856), estendida por *BUCKINGHAM* (1907) para solos não saturados.

Através do uso da lei de *DARCY* na equação de continuidade (*RICHARDS*, 1931), muitas investigações teóricas (*KLUTE*, 1952; *KLUTE et alii*, 1965; *PARLANGE*, 1971a, 1971b, 1973) vêm sendo realizadas. *PHILLIP* (1955) propôs, utilizando a técnica de diferenças finitas, uma solução numérica para a estimativa da variável de Boltzmann, que define o movimento de infiltração horizontal.

Utilizando-se da mesma técnica, *PHILLIP* (1957) desenvolveu um método numérico para a estimativa de perfis de umidade durante o processo de infiltração vertical, assumindo que a solução neste caso tivesse a forma de uma série convergente e que a infiltração vertical se desse inicialmente com a mesma velocidade que a horizontal.

Experimentos de infiltração vertical de água em colunas homogêneas de solo seco ao ar (*LIBARDI e REICHARDT*, 1974 e *QUEIROZ*, 1975) elaboradas com amostras de oito solos tropicais de diferentes texturas, indicam uma relação linear entre o avanço da frente de molhamento e a raiz quadrada do tempo, para intervalos de tempo razoavelmente longos, sendo o coeficiente angular para o caso vertical geralmente maior do que o coeficiente angular para o caso horizontal. Isto torna uma solução na forma de uma série no tempo, como aquela

proposta por *PHILLIP*, inadequada para descrever o fenômeno.

Um problema que tem merecido a obtenção de vários pesquisadores é a generalização das equações que descrevem o movimento da água no solo, com a finalidade de simplificar seu uso. *REICHARDT e LIBARDI (1974) e REICHARDT et alii (1975)*, baseados em experimentos de infiltração horizontal em solo não saturado, apresentam equações generalizadas para a estimativa da difusividade e condutividade hidráulica, onde estes coeficientes são proporcionais ao coeficiente angular da curva x_f vs. $t^{1/2}$.

Considerando os resultados dos experimentos anteriormente mencionados, pode-se deduzir que a equação diferencial que descreve o processo de infiltração para tempos intermediários, deve ser do mesmo tipo para qualquer das duas direções do fluxo e que as diferenças entre o avanço da frente de molhamento devem ser devidos a aparentes diferenças nos coeficientes de transmissão, causadas pela influência do potencial gravitacional.

No presente trabalho é apresentado um novo conceito para a descrição analítica do processo de infiltração de água em solos homogêneos. O conceito permite generalizar os casos de infiltração horizontal e vertical, utilizando uma definição nova de "*difusividade gravitacional da água*".

3. MATERIAL E MÉTODO

Foram utilizados para este experimento os solos Terra Roxa Estruturada (Alfisol) e Podzólico Vermelho Amarelo, var. Marília (Alfisol) de acordo com a *COMISSÃO DE SOLOS (1960)*.

Estes solos secos ao ar e posteriormente passados por peneira com malha de 1 mm, foram acondicionados homogeneamente em colunas de lucite. A homogeneidade, ao longo destas colunas, foi constatada pela técnica da atenuação γ descrita por *FERRAZ (1974)*, utilizando uma fonte de ^{137}Cs e um detector de NaI(Tl).

Um reservatório de água foi conectado em uma das extremidades da coluna de forma que a água infiltrasse livremente. Na outra extremidade foram feitos pequenos orifícios que permitissem a livre saída do ar.

Durante o processo de infiltração mediu-se o

avanço da frente de molhamento (x_f) em função do tempo (t). Desta forma foram estabelecidos os gráficos de x_f vs. $t^{1/2}$.

Os valores de difusividade hidráulica $D(\theta)$ ($\text{cm}^2 \cdot \text{seg}^{-2}$), foram estimados segundo a forma generalizada proposta por REICHARDT e LIBARDI (1974):

$$D(W) = 1,462 \times 10^{-5} \text{ mi}^2 \exp (8,087 W)$$

onde,

m_i = tangente à curva x vs. $t^{1/2}$;

W = umidade normalizada segundo a expressão:

$$(\theta - \theta_o) / (\theta_s - \theta_o), \text{ onde,}$$

θ_s = umidade de saturação do solo;

θ_o = umidade do solo seco ao ar.

Os valores de condutividade hidráulica $K(\theta)$ ($\text{cm} \cdot \text{seg}^{-1}$) foram estimados pela equação generalizada proposta por REICHARDT et alii (1975):

$$K(W) = 1,942 \times 10^{-12} \text{ mi}^4 \exp (- 12,325 W^2 + 29,061 W)$$

Durante o processo de infiltração foram ainda feitas medidas de umidade do solo pela técnica de atenuação γ ,

obtendo-se assim os perfis experimentais de umidade (θ) em diferentes tempos (t).

3.1. Teoria do método

3.1.1. Equação diferencial que define o movimento horizontal da água no solo

Tem-se que o movimento horizontal da água em uma coluna de solo mantida em condições de não saturação é dada pela seguinte equação:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] \dots \dots \dots (1)$$

sendo x (cm) a coordenada de posição horizontal.

Considerando-se que o solo no interior da coluna esteja seco ao ar com uma umidade inicial θ_0 e seja mantido saturado, θ_s , em $x = 0$ (entrada da água) teremos durante o processo de infiltração as seguintes condições de contorno:

$$\begin{aligned} \theta &= \theta_0, \quad x > 0, \quad t = 0 \\ \theta &= \theta_s, \quad x = 0, \quad t > 0 \\ \theta &= \theta_0, \quad x = \infty, \quad t > 0 \end{aligned} \quad (2)$$

A solução para a equação (1) sujeita às condições de contorno (2) é dada por:

$$x = \varnothing (\theta) t^{1/2} \dots \dots \dots (3)$$

onde $\varnothing(\theta)$ é a variável de Boltzmann (cm.sec^{-1/2}).

PHILLIP (1955) desenvolveu uma solução numérica para a estimativa de $\varnothing(\theta)$, a partir dos valores de difusividade da água no solo, que será descrita a seguir.

A equação (3), é obtida pela técnica das variáveis separáveis, aplicada ao problema de valor de contorno definido pelas equações (1) e (2) e em seu desenvolvimento $\varnothing(\theta)$ deve obedecer à equação diferencial:

$$-\frac{\varnothing}{2} \frac{d\theta}{d\theta} = \frac{d}{d\theta} \left(D \frac{d\theta}{d\theta} \right) \dots \dots \dots (4)$$

Multiplicando-se ambos os lados da equação (4) por $d\theta/d\theta$, tem-se:

$$-\frac{\varnothing}{2} = \frac{d}{d\theta} \left(D \frac{d\theta}{d\theta} \right) \dots \dots \dots (5)$$

sujeita às condições:

$$\begin{aligned} \theta = \theta_s, \quad \varnothing = 0 \\ \theta = \theta_o, \quad \varnothing = \infty \end{aligned} \dots \dots \dots (6)$$

Isto implica em que quando,

$$\theta \rightarrow \theta_0, \quad d\theta/d\phi \rightarrow 0 \dots \dots \dots (7)$$

Rearranjando a equação (5) e integrando no intervalo θ_0 a θ , obtêm-se:

$$\int_{\theta_0}^{\theta} \phi \, d\theta = - 2D \, d\theta/d\phi \dots \dots \dots (8)$$

A partir da equação (8) e através da técnica de diferenças finitas, PHILLIP elaborou um esquema, passo a passo, para o cálculo numérico de $\phi(\theta)$. Para tanto o intervalo total de unidade (θ_0 a θ_s) deverá ser dividido em n pequenos intervalos iguais $\delta\theta$. O valor da função ϕ para um valor θ_{r+1} qualquer, será dado por:

$$\phi_{r+1} - \phi_r = 2 \frac{D_{r+1/2}}{I_{r+1/2}} \dots \dots \dots (10)$$

onde r é um número inteiro que varia de 0 a n , e

$$D_{r+1/2} = D(\theta_{r+1/2}) = \frac{D(\theta_r) + D(\theta_{r+1})}{2}$$

Através de um artifício matemático pode-se chegar à seguinte relação:

$$I_{r + 1/2} - I_{r - 1/2} = - \phi_r \cdot \cdot \cdot \cdot \cdot \cdot \cdot (11)$$

Os passos a serem seguidos para a obtenção dos valores de ϕ correspondentes a cada θ no intervalo de θ_0 a θ_s , através das equações (10) e (11) são os seguintes:

a) Tabula-se em ordem decrescente os valores de $D_{r + 1/2}$.

b) Adota-se inicialmente os valores de:

$$\phi_0 = 0$$

$$I_{0 + 1/2} = 2n \sqrt{\frac{D'}{\pi}}$$

onde:

n = número de intervalos $\delta\theta$ adotados.

$$D' = 2 \frac{\delta\theta}{(\theta_s - \theta_0)^2} \sum D_{r + 1/2} (\theta_{r + 1/2} - \theta_0)$$

c) Utilizando-se a equação (10), com os valores do item (b), obtém-se o valor de ϕ_1 , qual seja:

$$\phi_1 - 0 = 2 \frac{D_{0 + 1/2}}{I_{0 + 1/2}}$$

d) O valor de $I_{1 + 1/2}$ será dado por (1):

$$I_{1 + 1/2} = I_{0 + 1/2} - \phi_1$$

c) Com o valor de $I_{1 + 1/2}$ voltamos à equação (10) e determinamos ϕ_2 . Pelas substituições sucessivas dos valores obtidos através das equações (10) e (11), obtém-se uma tabela de valores de ϕ_2 e $I_{r + 1/2}$.

d) Comparação do $I_n - 1/2$ (obtido) com o $I_{n-1/2}^*$ (calculado)

$$I_n^* - 1/2 = \frac{\phi_n}{2} + 2 \frac{D_n - 1/2}{\phi_n} \cdot A(x)$$

onde:

$$x = \frac{\phi_n}{2 \sqrt{D_n - 1/2}}, \text{ e}$$

$A(x)$ para valores de $0 \leq x \leq 3$ será dado por:

$$A(x) = \frac{2 x \exp(-x^2)}{\pi^{1/2} \operatorname{erfc} x} - 2 x^2$$

$A(x)$ para valores de $x > 3$, será dado por:

$$A(x) = 1 - \frac{1}{2x^2} + \frac{10}{(2x^2)^2} - \frac{74}{(2x^2)^3} + \frac{706}{(2x^2)^4} - \frac{8162}{(2x^2)^5} + \frac{108830}{(2x^2)^6} + \dots$$

$$I_n - 1/2 - I_n^* - 1/2 = \Delta$$

e) Determina-se então um novo $I_{O + 1/2}$

$$(I_{O + 1/2})_2 = I_{O + 1/2} - \Delta/2$$

f) Com este novo valor de $I_{O + 1/2}$ retorna-se ao procedimento (c), construindo-se nova tabela de ϕ_r e $I_r + 1/2$.

A operação deverá ser repetida até que se chegue a:

$$I_n - 1/2 - I_n^* - 1/2 = 0$$

Tem-se desta forma os valores definitivos de ϕ_r

3.1.2. Equação diferencial que define o movimento vertical da água no solo

A infiltração vertical da água no solo sofre a ação do potencial gravitacional z, transformando a equação (1), em:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial h}{\partial z} + K(\theta) \right] \dots \dots \dots (12)$$

onde z é a coordenada de posição vertical.

Sabendo-se que:

$$D(\theta) = K(\theta) \, dh/d\theta \, (\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}),$$

a equação (12) pode ser reescrita da seguinte forma:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} + K(\theta) \right] \dots \dots \dots (13)$$

A solução proposta por PHILLIP (1957) para a equação (13), sujeita às condições de contorno (2), trocando-se x por z, baseia-se no método das aproximações sucessivas e pode ser escrita na forma:

$$z = \phi t^{1/2} + \chi t + \psi t^{3/2} + \Omega t^2 + \dots \dots \dots (14)$$

sendo a primeira aproximação;

$$z' = \varnothing t^{1/2} + \chi t$$

onde χ é definido por:

$$\chi = \frac{d}{d\theta} \left(P \frac{d\chi}{d\theta} \right) + \frac{dK}{d\theta} \dots \dots \dots (15)$$

e

$$P = D(d\theta/d\varnothing)^2$$

A integral de (15) fica sendo então:

$$\int_{\theta_0}^{\theta} \chi d\theta = P d\chi/d\theta + (K - K_0) \dots \dots \dots (16)$$

sujeita às seguintes condições:

$$\theta = \theta_s, \quad \chi = 0$$

segunda aproximação,

$$z'' = \varnothing t^{1/2} + \chi t + \psi t^{3/2}$$

sendo ψ definido por:

$$\frac{3}{2} \psi = \frac{d}{d\theta} \left[P \frac{d\psi}{d\theta} - Q \right] \dots \dots \dots (17)$$

onde,

$$Q(\theta) = D \frac{d\theta}{d\phi} \left[\frac{dx}{d\phi} \right]^2$$

A integral de (17), fica sendo então:

$$\frac{3}{2} \int_{\theta_0}^{\theta} \psi d\theta = P \frac{d\psi}{d\theta} - Q \dots \dots \dots (18)$$

sujeita às condições:

$$\theta = \theta_s, \psi = 0$$

terceira aproximação:

$$z''' = \phi t^{1/2} + \chi t + \psi t^{3/2} + \Omega t^2$$

sendo Ω definido por:

$$2 \int_{\theta_n}^{\theta} \Omega d\theta = P \frac{d\Omega}{d\theta} - R \dots \dots \dots (19)$$

onde:

$$R(\theta) = D \frac{d\theta}{d\phi} \cdot \frac{dx}{d\phi} \left[2 \frac{d\psi}{d\phi} \cdot \left(\frac{dx}{d\phi} \right)^2 \right]$$

ou seja:

$$R(\theta) = Q \left[2 \frac{d\psi}{dx} - \frac{dx}{d\phi} \right]$$

Novas aproximações conduziriam a novas funções de tal forma que o momento da água no solo pode então ser definido por uma série:

$$z = \varnothing t^{1/2} + \chi t + \psi t^{3/2} + \Omega t^2 + \dots + f_m(\theta) t^{m/2} + \dots$$

sendo $f_m(\theta) t^{m/2}$ dada por:

$$\frac{1}{2^m} \int_{\theta_0}^{\theta} f_m d\theta = P \frac{d(f_m)}{d\theta} - R_m$$

Por serem os valores das funções que compõem esta série, sensivelmente decrescentes, de tal forma que o efeito de novas funções sobre o valor de z seria de amplitude igual ou menor ao próprio erro introduzido pelas aproximações inerentes à computação das funções anteriores, pode-se reduzi-la a (14).

A tabulação dos valores de χ_r , será conseguida pelo uso alternativo das equações (20) e (21), da mesma forma que no ítem 3.1.1.

$$\chi_{r+1} - \chi_r = \frac{- \left[\frac{\beta_{r+1/2}^{\chi}}{\delta\theta} + I_{r+1/2} \right]}{\frac{\alpha_{r+1/2}}{(\delta\theta)^2} - \frac{1}{8}} \dots (20)$$

onde,

$$\beta_{r+1/2}^{\chi} = K_0 - K_{r+1/2}, \quad e$$

$$\alpha_{r+1/2} = D_{r+1/2} \frac{(\delta\theta)^2}{(\phi_r - \phi_{r+1})^2}$$

$$I_{r+1/2} - I_{r-1/2} = -\chi_r, \quad \dots, \quad (21)$$

O procedimento formal para a tabulação dos valores de χ_r , será:

a) Tabula-se os valores de $\beta_{r+1/2}^{\chi}$ e $\alpha_{r+1/2}$,

b) Adota-se inicialmente os valores de,

$$\chi_0 = 0 \quad e \quad I_{0+1/2} = 0$$

c) Através da utilização alternativa das equações (20) e (21), constrói-se uma tabela de χ_r e $I_{r+1/2}$, conotando-se por χ'_r e $I'_{r+1/2}$,

d) Retorna-se ao procedimento c, desta feita, utilizando inicialmente os valores:

$$\chi_0 = 0, \quad I_{0 + 1/2} = -1$$

e desprezando-se os valores tabulados de

$\beta_{r + 1/2}^{\chi} / \delta\theta$, fazendo com que:

$$\frac{\beta_{r + 1/2}^{\chi}}{\delta\theta} = 0$$

Denotar os novos valores de χ_r e $I_{r + 1/2}$ por

$$\chi_r'' \text{ e } I_{r + 1/2}''.$$

e) Os valores reais de χ_r serão dados por:

$$\chi_r = \chi_r' - I_{1/2} \cdot \chi_r''$$

onde,

$$I_{1/2} = I_{n - 1/2}' / I_{n - 1/2}''$$

f) Para se testar possíveis erros de computação, basta que se retorne ao procedimento (d), utilizando o valor de $I_{1/2}$ obtido no ítem (e).

Os valores de χ_r assim obtidos devem coincidir com os já existentes.

A função ψ é estimada seguindo a mesma sequência de passos, ficando as equações (20) e (21) adaptadas para:

$$\psi_{r+1} - \psi_r = \frac{- \left[\frac{\beta_{r+1/2}^{\psi}}{\delta\theta} + I_{r+1/2} \right]}{\frac{\alpha_{r+1/2}}{(\delta\theta)^2} - \frac{1}{8}}$$

onde,

$$\beta_{r+1/2}^{\psi} = D_{r+1/2} \frac{\delta\theta}{\phi_r - \phi_{r+1}} \left(\frac{\chi_r - \chi_{r+1}}{\phi_r - \phi_{r+1}} \right)^2, \text{ e}$$

$$I_{r+1/2} - I_{r-1/2} = \psi_r$$

Para a estimativa da função Ω , faz-se meramente a adaptação das equações (20) e (21), utilizando os valores tabulados de:

$$\beta_{r+1/2}^{\Omega} = \beta_{r+1/2}^{\psi} \left[2 \frac{\psi_r - \psi_{r+1}}{\chi_r - \chi_{r+1}} - \frac{\chi_r - \chi_{r+1}}{\phi_r - \phi_{r+1}} \right]$$

Como pode-se observar pela descrição, a utilização deste método, mesmo com o auxílio de computador, se faz por demais morosa.

Outra limitação do método, quando da estimativa de perfis ou umidade no movimento vertical, segundo o próprio autor, seria o fator tempo. Para intervalos de tempos muito grandes, a série (14) não mais representaria o fenômeno de infiltração, porque os termos χt , $\psi t^{3/2}$ e Ωt^2 passariam a exercer maior influência.

3.1.3. Novo conceito sobre a infiltração da água no solo

Tomando-se por base a equação que descreve o movimento vertical da água no solo (13) e multiplicando-se e dividindo-se $K(\theta)$ por $\partial\theta/\partial z$, obtém-se:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial\theta}{\partial z} + K(\theta) \frac{\partial z}{\partial\theta} \frac{\partial\theta}{\partial z} \right] \dots \dots \dots (22)$$

Assumindo-se que o avanço da frente de molhamento é constante com o tempo, a seguinte aproximação pode ser utilizada:

$$\frac{\partial z}{\partial\theta} \approx \frac{dz}{d\theta}$$

e, definindo uma "difusividade gravitacional" por:

$$D^*(\theta) = K(\theta) \frac{dz}{d\theta}$$

a equação (22) se reduz a:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \{ [\bar{D}(\theta) + D^*(\theta)] \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z} \} \dots \dots \dots (23)$$

ou

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D_{ap}(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] \dots \dots \dots (24)$$

A equação (24), sujeita às condições de contorno (2), fornece uma solução do mesmo tipo da equação (3), ou seja:

$$z = \phi_v(\theta) t^{1/2}$$

$D(\theta)$ é o produto de $K(\theta)$ e $dh/d\theta$. A condutividade hidráulica é fortemente dependente de θ , sendo máxima na saturação; $dh/d\theta$ representa a variação do potencial matricial por unidade de variação de umidade do solo, sendo em geral, tanto maior quanto menor θ . Este fato torna a influência de θ sobre D não tanto pronunciada como no caso de K .

$dz/d\theta$ tem um valor máximo em $z = 0$ e decresce à medida que θ diminui, independentemente de z . Portanto, a importância de D^* deve ser maior para altos teores de θ e dependente da forma do perfil θ vs. z de cada solo.

Definindo α como a relação entre a difusividade aparente D_{ap} e a difusividade horizontal D , uma solução geral pode ser escrita para ambos os casos, infiltração horizontal e vertical:

$$\alpha^2 = \frac{D_{ap}(\theta)}{D(\theta)} \dots \dots \dots (25)$$

$$x = \alpha^2 \phi(\theta) t^{1/2} \dots \dots \dots (26)$$

sendo que para o caso de infiltração horizontal $\alpha = 1$,

Para o caso de infiltração vertical, α poderá ser determinado experimentalmente, dividindo-se o coeficiente angular da curva z vs. $t^{1/2}$ pelo coeficiente angular da curva x vs. $t^{1/2}$, obtidos para o mesmo solo.

A utilização deste técnica poderia reduzir a solução numérica de PHILLIP ao primeiro termo da série ($\phi t^{1/2}$), o que facilitaria sobremaneira a estimativa dos perfis de umidade no processo de infiltração vertical.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Infiltração horizontal

A figura 1 mostra o caminamento da frente de molhamento em função da raiz quadrada do tempo nos processos de infiltração horizontal e vertical, obtidos experimentalmente para os dois solos.

O perfil de umidade teórico para o caso da infiltração horizontal, foi estimado através da solução numérica proposta por *PHILLIP (1955)*, utilizando dados de $D(W)$ calculados segundo *REICHARDT e LIBARDI (1974)*.

A concordância entre o perfil assim estimado e o obtido experimentalmente para ambos os solos, pode ser observado na figura 2.

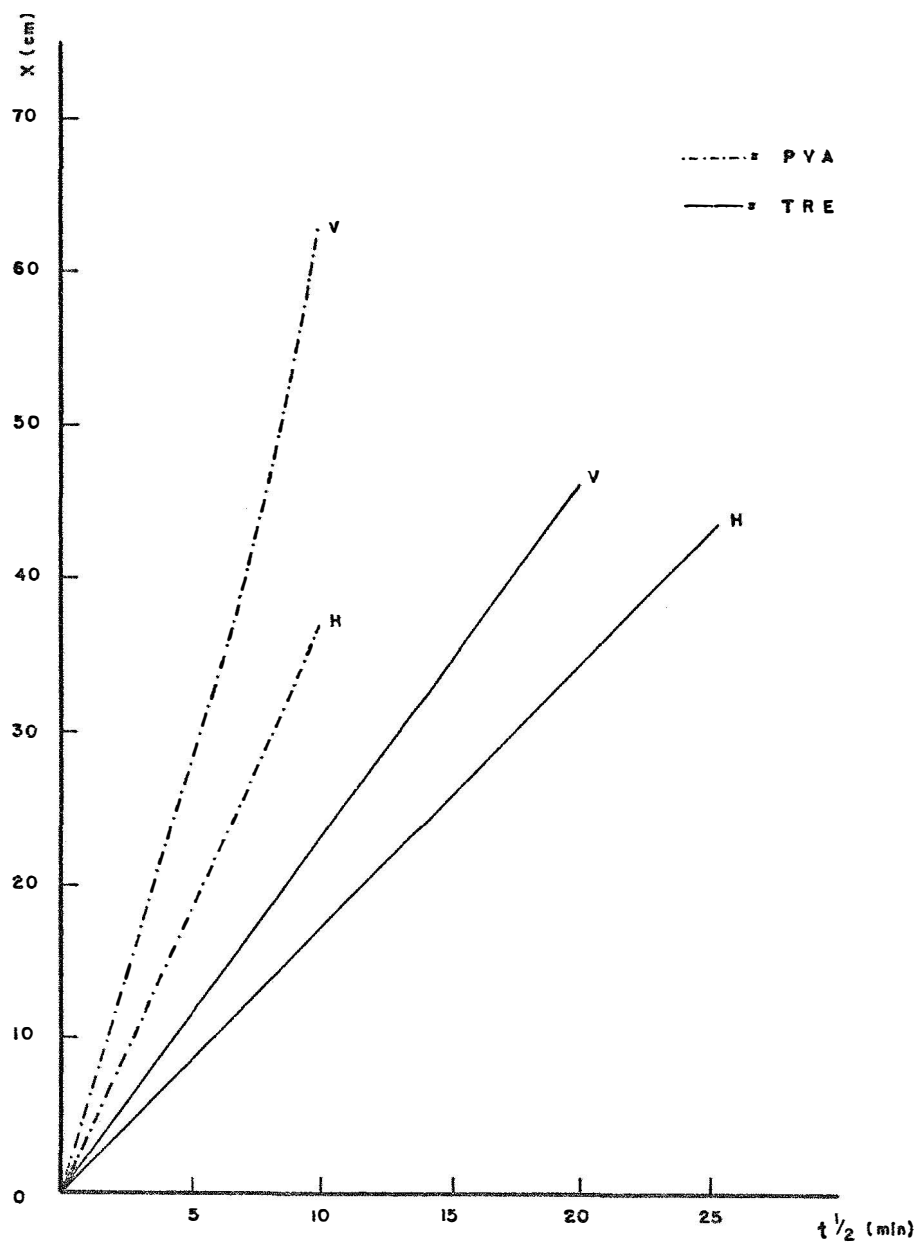


FIGURA I - DISTÂNCIA DA FONTE DE AGUA A FRENTE DE MOLHAMENTO NOS PROCESSOS DE INFILTRAÇÃO VERTICAL (V) E HORIZONTAL (H)

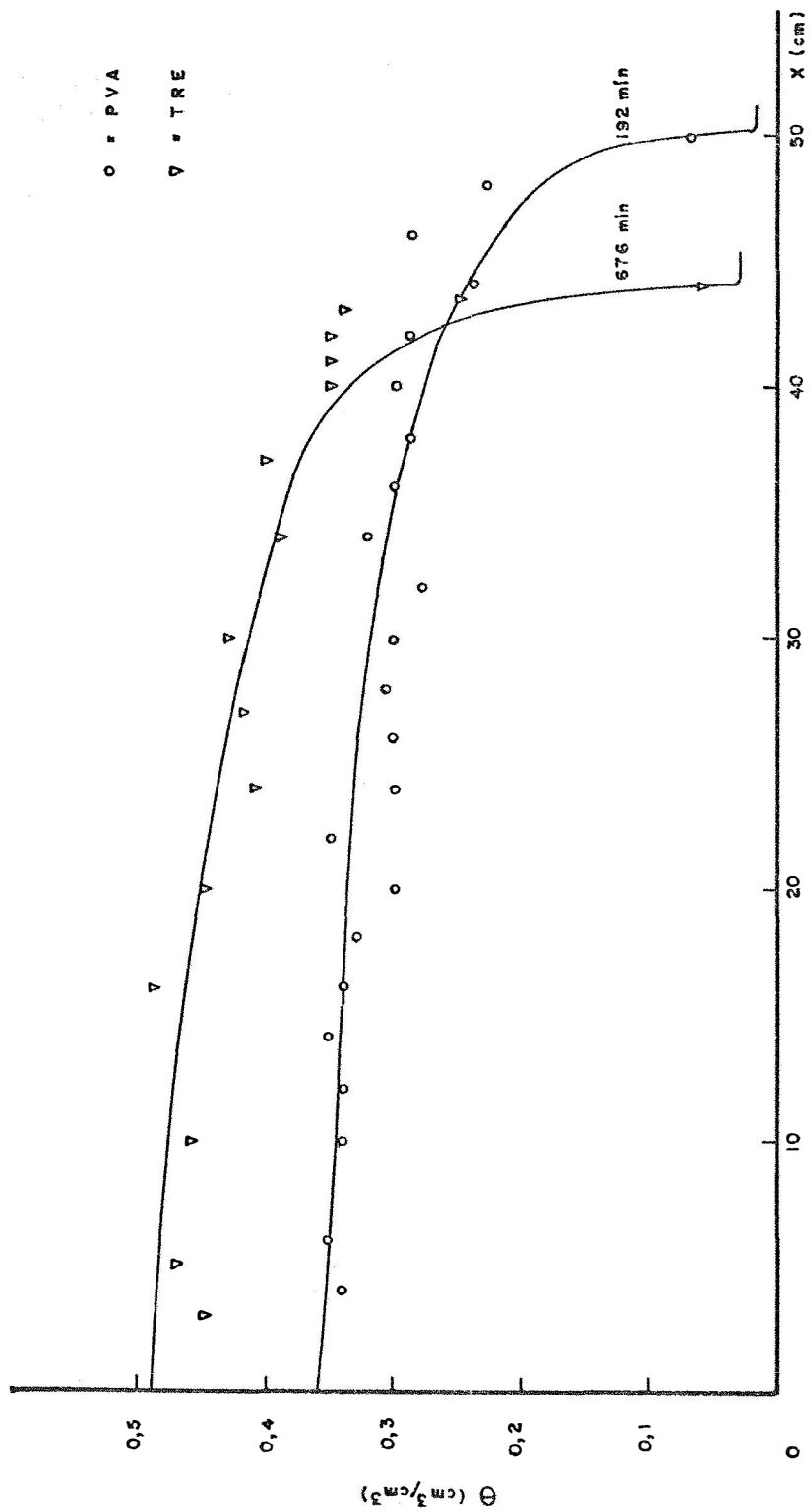


FIGURA 2 - VALORES DE UMIDADE EXPERIMENTAIS (PONTOS) E TEÓRICOS (LINHAS) PARA A INFILTRAÇÃO HORIZONTAL

4.2. Infiltração vertical

O perfil de umidade a um tempo $t = 102$ min, obtido experimentalmente no processo de infiltração vertical para Terra Roxa Estruturada, pode ser comparado com os perfis estimados teoricamente pelos dois métodos, na figura 3.

Pode-se observar que o perfil estimado a partir de *PHILLIP (1957)*, neste caso, subestima significativamente o perfil real.

A mesma comparação pode ser feita em relação ao perfil obtido experimentalmente a um tempo $t = 113$ min para o Podzólico Vermelho Amarelo, var. Marília, figura 4.

Neste caso, o perfil estimado segundo o novo conceito, subestima o perfil experimental, enquanto que o perfil estimado através de *PHILLIP (1957)* além de superestimá-lo, apresenta uma forma bastante irregular.

Os valores das funções χ , ψ e Ω estimados para o Podzólico Vermelho Amarelo foram bastante elevados em função da $D(\theta)$ e conseqüentemente $K(\theta)$, elevada, apresentada por este solo. Deste modo, o efeito destas funções altera a forma da curva z vs. $t^{1/2}$, mesmo a intervalos de tempo relativamente pequenos, como neste caso; contrariamente ao previsto pelo autor.

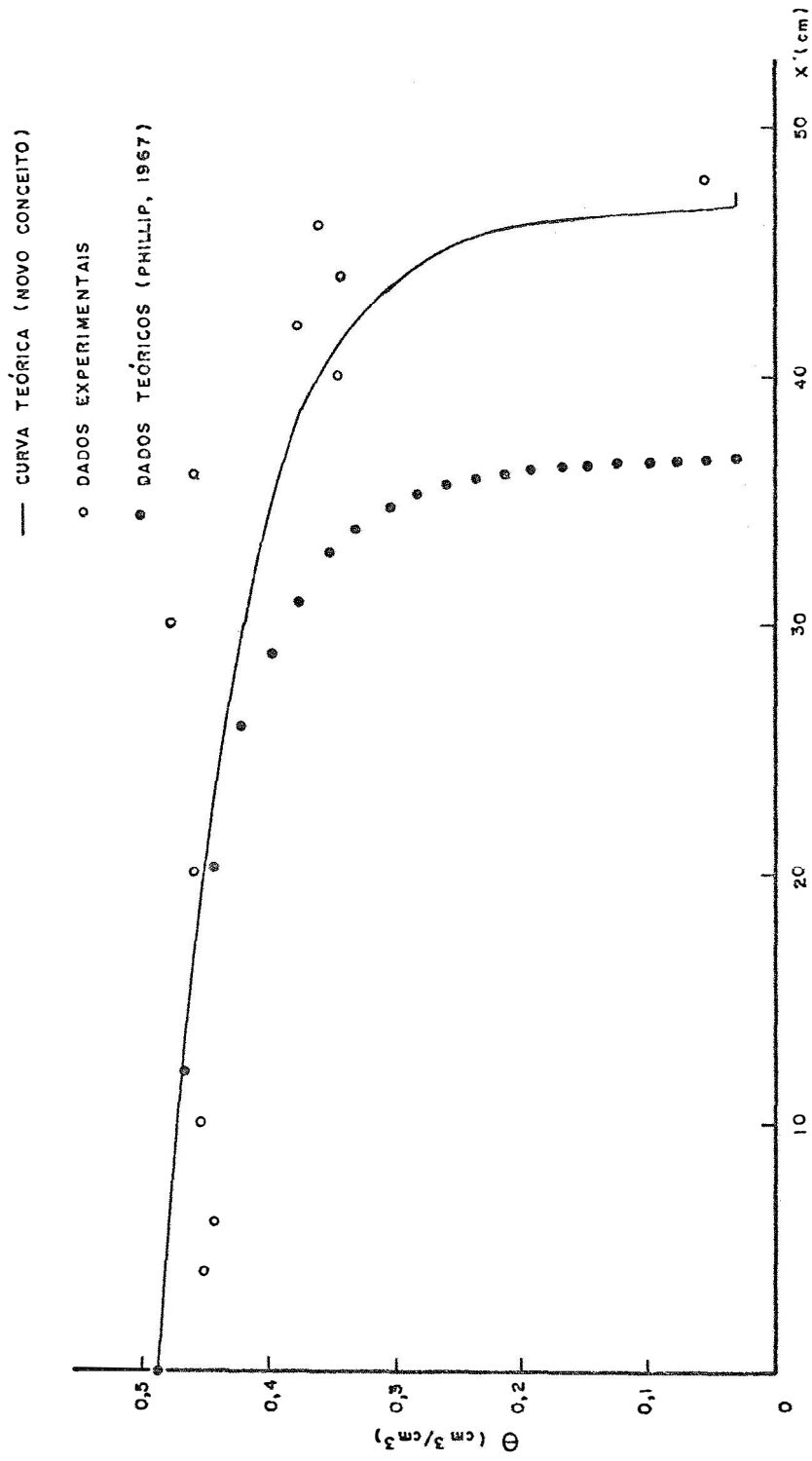


FIGURA 3 - VALORES DE UMIDADE PARA A INFILTRAÇÃO VERTICAL EM TERRA ROXA ESTRUTURADA (t=102 min)

— CURVA TEÓRICA (NOVO CONCEITO)
 ○ DADOS EXPERIMENTAIS
 ● DADOS TEÓRICOS (PHILLIP, 1967)

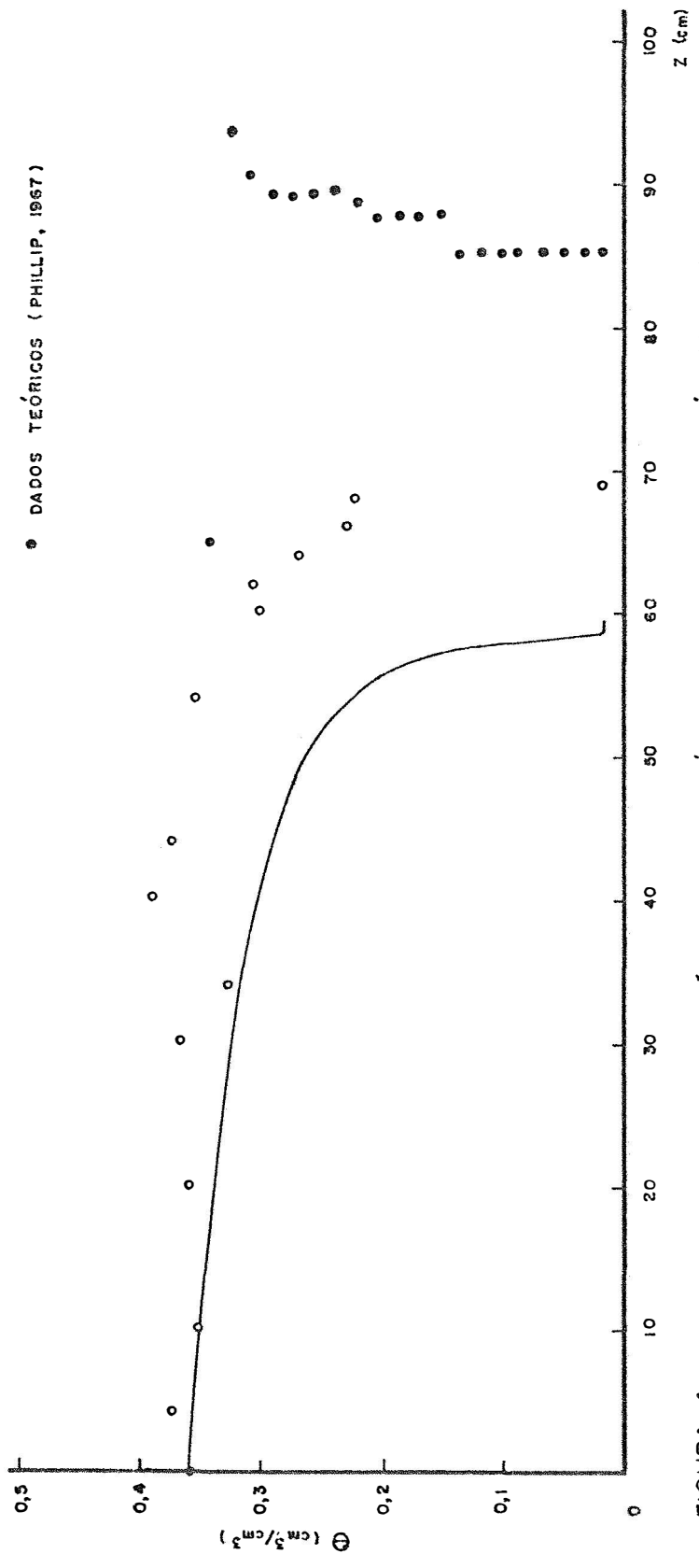


FIGURA 4 - VALORES DE UMIDADE PARA INFILTRAÇÃO VERTICAL EM PODZÓLICO VERMELHO AMARELO VAR. MARÍLIA ($t = 113 \text{ min}$)

Pelo confronto entre a curva z vs. $t^{1/2}$ experimental e os valores de z , para $\theta = \theta_0$, a diferentes intervalos de tempo, estimados teoricamente, pode-se ter uma idéia sobre a faixa de atuação dos dois métodos.

Na figura 5, pode-se observar o comportamento das duas teorias, em relação à infiltração vertical da água em Terra Roxa Estruturada. Para este solo que apresentou valores de $D(\theta)$ relativamente baixos, verifica-se que os dados teóricos por *PHILLIP (1957)* acompanham inicialmente a curva x vs. $t^{1/2}$ representada pela linha tracejada. Esta coincidência inicial entre o movimento vertical e horizontal da água, prevista pela teoria, não foi observada experimentalmente para nenhum dos dois solos em questão, bem como naqueles estudados por *LIBARDI e REICHARDT (1974)* e *QUEIROZ (1975)*.

Os valores estimados de z , segundo o novo conceito proposto, ajustam-se perfeitamente à curva experimental z vs. $t^{1/2}$ em todo o intervalo de tempo considerado.

Para o Podzólico Vermelho Amarelo, var. Marília, que apresentou valores de $D(\theta)$, extremamente elevados, pode-se constatar, figura 6, que a teoria de *PHILLIP (1957)* - subestima a curva experimental z vs. $t^{1/2}$ até um tempo $t \approx 36$ min, passando então a não mais representar o fenômeno, conforme o já discutido anteriormente.

Os valores de z estimados segundo o novo con-

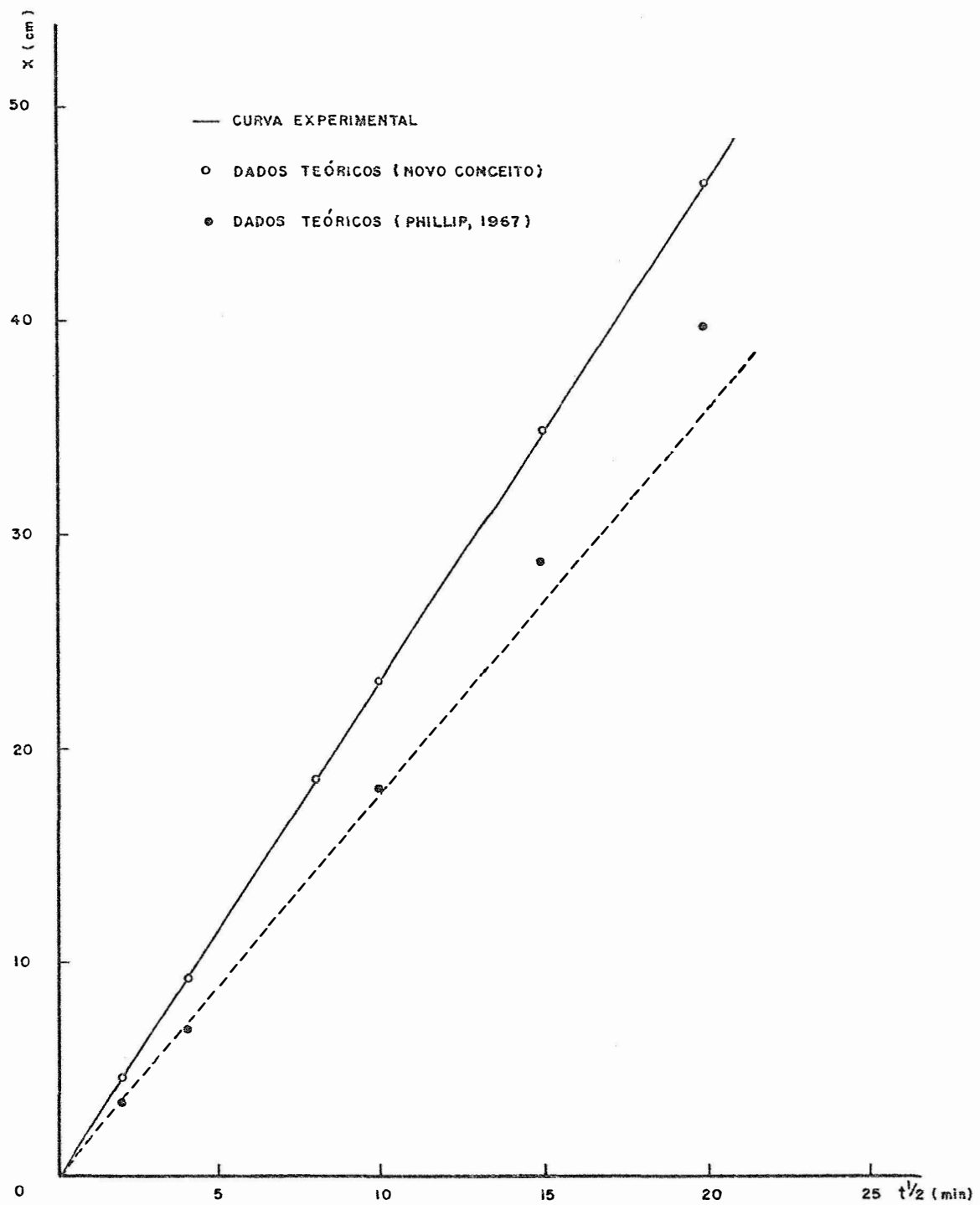


FIGURA 5 - CONFRONTO ENTRE OS VALORES EXPERIMENTAIS E TEÓRICOS DO AVANÇO DA FRENTE DE MOLHAMENTO NO PROCESSO DE INFILTRAÇÃO VERTICAL PARA O TERRA ROXA ESTRUTURADA.

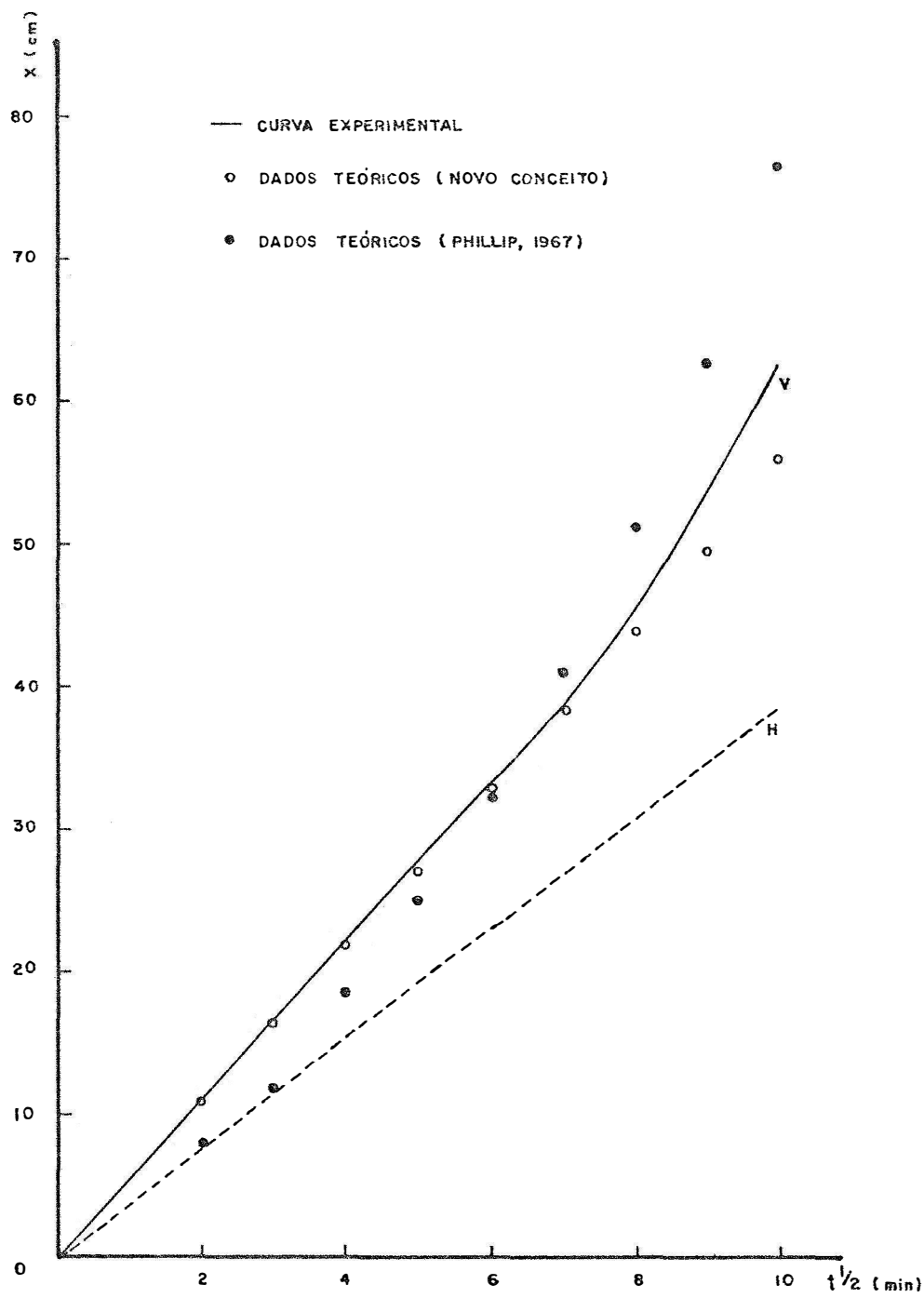


FIGURA 6 - CONFRONTO ENTRE OS VALORES EXPERIMENTAIS E TEÓRICOS DO AVANÇO DA FRENTE DE MOLHAMENTO NO PROCESSO DE INFILTRAÇÃO VERTICAL PARA O PODZÓLICO VERMELHO AMARELO - VAR. MARÍLIA.

ceito, para este solo, ajustam-se à curva experimental até um tempo $t \approx 50$ min, passando então a subestimá-lo.

Ocorre que num processo de infiltração vertical, o caminhamento da frente de molhamento se dá de forma linear com a raiz quadrada do tempo até um certo intervalo, passando então a assumir uma forma exponencial. Deste modo, como o novo conceito prevê uma relação sempre linear entre z e $t^{1/2}$, sua faixa de atuação fica restrita ao intervalo de tempo em que se verifica esta linearidade.

5. CONCLUSÕES

Os resultados apresentados neste trabalho atestam a eficácia do novo conceito na descrição do processo de infiltração vertical em solos homogêneos, para intervalos de tempo que correspondam a uma relação linear entre o caminho da frente de molhamento com a raiz quadrada do tempo. O intervalo de tempo em que prevalece esta linearidade varia de solo para solo, tendendo a ser maior para aqueles de textura argilosa, que apresentam coeficientes de transmissão inferiores.

Quer pela simplicidade de sua aplicação, quer pela maior precisão de suas estimativas nos limites de sua faixa de atuação, o novo conceito se mostrou mais adequado que a solução numérica proposta por PHILLIP (1955, 1957) para a descrição do fenômeno de infiltração de água em solos homogêneos.

6. SUMMARY

A new concept is presented for the analytical description of the process of water infiltration into homogeneous soils. The concept uses a new definition of a "*gravitational diffusivity*" which permits the generalization of both cases, horizontal and vertical infiltration.

The efficiency of the new concept in describing the infiltration process, for short and intermediate times, is proved through experimental data obtained during water infiltration into air-dry soil columns. Its advantages are discussed comparing soil water contents predicted by the numerical solution proposed by PHILLIP (1955, 1957).

7. BIBLIOGRAFIA

BUCKINGHAM, E., 1907. Studies on the movement of soil moisture. U.S. Dept. Agr. Bur. Soils Bull. 38.

DARCY, H. 1856. Les Fontaines Publique de la Ville de Dijon. Paris, Victor Dalmont. p.592.

DAVIDSON, J.M., D.R. NIELSEN and J.W. BIGGAR. 1963. The measurement and description of water flow through Columbia silt loam and Hesperia sandy loam. *Hilgardia*, 34:601-617.

FERRAZ, E.S.B. 1974. Determinação simultânea da densidade e umidade de solos por atenuação de raios gama de ^{137}Cs e ^{241}Am . Piracicaba, ESALQ/USP. 120p. (Tese de Livre Docente).

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. . 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.

LEMOS, R.C., J. BENNEMA, R.D. SANTOS *et alii*. 1960. Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado de São Paulo. Bol. 12, Serv. Nac. Pesq. Agr. Rio de Janeiro. SNPA.

LIBARDI, P.L. e K. REICHARDT. 1974. Generalização do movimento da água no solo. II. Infiltração vertical. Piracicaba, CENA, 16p. (BC-017).

PARLANGE, J.Y. 1971a. Theory of water-movement in soils: I. One dimensional infiltration. Soil Sci. 111:134-137.

PARLANGE, J.Y. 1971b. Theory of water-movement in soils: II. 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.

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

PHILLIP, J.R. 1957. Numerical solution of equation of the diffusion type with diffusivity concentration dependent -
- II. Aust. Jour. of Phys. 10:29-42.

QUEIROZ, E.N. 1975. Movimento de água em solos dos Tabuleiros do Nordeste. Piracicaba, ESALQ/USP. 57p. (Dissertação de Mestrado).

REICHARDT, K. and P.L. LIBARDI. 1974. A new equation to estimate soil-water diffusivity. In: Symposium on Isotope and Radiation Techniques in Soil Physics and Irrigation Studies. Viena, proceedings, IAEA. p.45-51.

REICHARDT, K., P.L. LIBARDI and D.R. NIELSEN. 1975. Unsaturated hydraulic conductivity determination by a scaling technique. Soil Sci. 120(3):165-168.

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

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.