

# DETERMINAÇÃO DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DO SOLO DURANTE A REDISTRIBUIÇÃO DE ÁGUA

Lourival Ferreira Cavalcante  
Engenheiro Agrônomo

Orientador : DR. 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  
Março - 1978

Aos amigos das minhas mais difíceis horas,

*Gerson Vital Leite*

*Izabel Gouveia e esposo*

*José Artur F. Cavalcanti (Pai e Filho)*

*José Ferreira da Silva*

*José Pires Dantas*

MINHA HOMENAGEM

*Aos meus pais, irmãos*

*e esposa*

DEDICO

## AGRADECIMENTOS

*O importante não é apenas agradecermos, mas sempre conservarmos e ampliarmos o que de bom conseguimos. Portanto não devemos esquecer todas as gratidões que nos foram dadas.*

- *Dr. Klaus Reichardt, pela orientação, crítica e incentivo à realização deste trabalho. Não esquecendo contudo o seu desempenho como professor e inconfundível amigo.*
- *M.S. Paulo L. Libardi, pelas sugestões, estímulo e apoio durante o desenvolvimento do trabalho.*
- *Dr. Jesus Marden dos Santos, pela inesquecível orientação pessoal, quando ainda nada tinha eu definido sobre a realização deste curso.*
- *Drs. Epaminondas S.B. Ferraz, Henrique Bergamin Fº e Frederico M. Wiendl, como também aos mestres Antonio de Oliveira Lobão e Virgílio F. do Nascimento Filho, pelo apoio a mim dispensado ao chegar no CENA.*
- *M.S. Fernando Ferreyra Hernandez, da Universidade Agrária de La Molina, Peru, pela constante gentileza de sempre estar ao meu lado, dando-me ajuda e sugestões.*
- *Colegas Ariovaldo, Cadima Zevallos, Luiz Sounders, Marcos de Paula Souza, Nelson Meirelles Ferraz, Sergio Maniakas e Sidneide Manfredini, pelos bons momentos que tivemos.*
- *Todos funcionários da Imprensa e da Biblioteca que de maneira efetiva dispensaram-me suas valiosas contribuições.*
- *Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", e ao Centro de Energia Nuclear na Agricultura, pelos ensinamentos.*
- *Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN), pela bolsa de estudos concedida ao CENA, cujo estímulo não poderia ser maior.*
- *Universidade Federal da Paraíba e Programa de Integração de Capacitação de Docentes (PICD), por conceder a realização deste mestrado.*

I N D I C E

	<u>Página</u>
1. INTRODUÇÃO . . . . .	01
2. REVISÃO DA LITERATURA. . . . .	03
3. TEORIA. . . . .	10
3.1. Umidade e densidade do solo . . . . .	10
3.2. Infiltração horizontal. . . . .	12
3.3. Condutividade hidráulica. . . . .	14
4. MATERIAL E MÉTODO. . . . .	16
4.1. Procedimento experimental . . . . .	17
4.1.1. Acondicionamento das amostras de solo. . . . .	17
4.1.2. Curva característica da água do solo.. . . .	18
4.1.3. Determinação da densidade global . . . . .	21
4.1.4. Processo de infiltração da água no solo . . . . .	21
4.1.5. Processo de redistribuição . . . . .	23
4.1.6. Determinação da difusividade e conduti- vidade hidráulica. . . . .	25
5. RESULTADOS. . . . .	27
6. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES. . . . .	48
7. RESUMO. . . . .	52
8. SUMMARY. . . . .	54
9. LITERATURA CITADA. . . . .	56
10. APÊNDICE . . . . .	63

LISTA DAS TABELAS

<u>Tabela</u>	<u>Página</u>
01 - Valores médios da umidade do solo seco ao ar ( $\bar{\theta}_O$ ), densidade global ( $\rho_g$ ), seu desvio padrão ( $\sigma$ ), coeficiente de variação (CV), no campo e no laboratório . . . . .	64
02 - Dados representativos dos valores médios da umidade do solo nos diversos potenciais matriciais, desvio padrão ( $\sigma$ ) e coeficiente de variação (CV) . . . . .	65
03 - Valores da difusividade da água do solo durante a infiltração para três perfis de umidade, na profundidade 0 - 30 cm . . . . .	66
04 - Valores da difusividade da água do solo durante a infiltração para três perfis de umidade, na profundidade 30 - 60 cm . . . . .	67
05 - Valores da difusividade da água do solo durante a infiltração para três perfis de umidade, na profundidade 60 - 90 cm . . . . .	68
06 - Valores da difusividade da água do solo durante a infiltração para três perfis de umidade, na profundidade 90 - 120 cm . . . . .	69
07 - Dados da condutividade hidráulica do solo durante a infiltração, para três perfis de umidade, na profundidade 0 - 30 cm . . . . .	70

<u>Tabela</u>	<u>Página</u>
08 - Dados da condutividade hidráulica do solo durante a infiltração, para três perfis de umidade, na profundidade 30 - 60 cm . . . . .	71
09 - Dados da condutividade hidráulica do solo durante a infiltração, para três perfis de umidade, na profundidade 60 - 90 cm . . . . .	72
10 - Dados da condutividade hidráulica do solo durante a infiltração, para três perfis de umidade, na profundidade 90 - 120 cm . . . . .	73
11 - Valores médios da condutividade hidráulica e da difusividade da água do solo, obtidos durante o processo de infiltração. . . . .	74
12 - Valores representativos da umidade média do solo ( $\theta$ ), tempo de redistribuição ( $t$ ), densidade de fluxo de água $(d\theta/dt)\Delta z$ e da condutividade hidráulica do solo $K(\theta)$ , na profundidade 0 - 30 cm. O gradiente $\partial\psi/\partial z$ foi considerado unitário . . . . .	75
13 - Valores representativos da umidade média do solo ( $\theta$ ), tempo de redistribuição ( $t$ ), densidade de fluxo de água $(d\theta/dt) z$ e da condutividade hidráulica do solo $K(\theta)$ , na profundidade 30 - 60 cm. O gradiente $\partial\psi/\partial z$ foi considerado unitário . . . . .	76

Tabela

Página

14 - Valores representativos da umidade média do solo ( $\theta$ ), tempo de redistribuição ( $t$ ), densidade de fluxo de água $(d\theta/dt)\Delta z$ e da condutividade hidráulica do solo $K(\theta)$ , na profundidade 60 - 90 cm. O gradiente $\partial\psi/\partial z$ foi considerado unitário. . . . .	77
15 - Valores representativos da umidade média do solo ( $\theta$ ), tempo de redistribuição ( $t$ ), densidade de fluxo de água $(d\theta/dt)\Delta z$ e da condutividade hidráulica do solo $K(\theta)$ , na profundidade 90 - 120 cm. O gradiente $\partial\psi/\partial z$ foi considerado unitário. . . . .	78
16 - Valores da densidade de fluxo de água acumulada e da condutividade hidráulica do solo durante o processo de redistribuição. . . . .	79

LISTA DAS FIGURAS

<u>Figura</u>	<u>Página</u>
01 - Esquema do funil de placa porosa . . . . .	19
02 - Seção transversal da câmara de pressão com mem brana de cerâmica porosa e amostra de solo . .	20
03 - Esquema da geometria utilizada na colimação da radiação $\gamma$ . . . . .	22
04 - Esquema da coluna de solo acoplada ao reserva- tório de água. . . . .	24
05 - Distribuição da densidade global ao longo das colunas de solo. . . . .	28
06 - Curva característica de água do solo . . . . .	29
07 - Avanço da frente de molhamento com a raiz qua- drada do tempo . . . . .	30
08 - Perfís de umidade do solo durante a infiltra- ção (0 - 30 cm). . . . .	31
09 - Perfís de umidade do solo durante a infiltra- ção (30 - 60 cm) . . . . .	32
10 - Perfís de umidade do solo durante a infiltra- ção (60 - 90 cm) . . . . .	33
11 - Perfís de umidade do solo durante a infiltra- ção (90 - 120 cm). . . . .	34



<u>Figura</u>	<u>Página</u>
12 - Valores médios da difusividade da água do solo durante o processo de infiltração. . . . .	36
13 - Valores médios da condutividade hidráulica do solo durante a infiltração. . . . .	37
14 - Perfis de umidade durante a redistribuição de água (0 - 30 cm) . . . . .	38
15 - Perfis de umidade durante a redistribuição de água (30 - 60 cm). . . . .	39
16 - Perfis de umidade durante a redistribuição de água (60 - 90 cm). . . . .	40
17 - Perfis de umidade durante a redistribuição de água (90 - 120 cm) . . . . .	41
18 - Curvas representativas da umidade média do solo ( $\bar{\theta}$ ) em função do tempo de redistribuição. .	42
19 - Valores da condutividade hidráulica em função da umidade, obtidos durante a redistribuição..	43
20 - Valores da condutividade do solo obtidos durante a infiltração e redistribuição de água. . .	44
21 - Valores da condutividade hidráulica do solo obtidos durante a infiltração e redistribuição de água. . . . .	45

<u>Figura</u>	<u>Página</u>
22 - Dados representativos da densidade do fluxo de água em função da profundidade e do tempo de redistribuição.. . . . .	46
23 - Valores da densidade do fluxo de água em função do tempo de drenagem interna . . . . .	47

## 1. INTRODUÇÃO

O movimento da água do solo tem sido até então estudo dos mais variados pontos de vista nas diferentes pesquisas de hidrologia desenvolvidas em todo o mundo.

Em agronomia especialmente os problemas hidrológicos parecem ser bem mais difíceis visto que a água necessária para suprir as demandas fisiológicas das plantas chega até elas através de um sistema extremamente complexo, dinâmico e biológico.

O desempenho da física de solos nos estudos dos processos de transferência no sistema água-solo-planta-atmosfera, nos mostra também a importância de se conhecer novas técnicas para o estudo e manejo de água no solo.

Ao estudar o ciclo da água na agricultura, em primeiro lugar nos deparamos com o processo de infiltração, cuja compreensão é fundamental para o planejamento de projetos de irrigação e para o controle de erosão e escoamento

superficial. A partir deste processo podemos tomar conhecimento de várias propriedades físicas do solo, bem como de sua variabilidade espacial.

Nada mais importante para uma cultura do que a disponibilidade de água e nutrientes que condicionam o seu bom desenvolvimento e crescimento. Isto nos justifica que processos como a infiltração, drenagem interna e armazenamento de água de um solo, são sem dúvida elementos essenciais no estabelecimento do balanço hídrico de um solo e/ou cultura.

No presente trabalho o objetivo fundamental foi estudar o movimento da água no solo, durante os processos de infiltração e redistribuição, determinando a condutividade hidráulica em Terra Roxa Estruturada (Alfissol), de Piracicaba, São Paulo, aplicando o método de *HILLEL et alii (1972)*, adaptado às condições de laboratório.

## 2. REVISÃO DA LITERATURA

Tendo em vista a importância da condutividade hidráulica no estudo do movimento da água e de seu comportamento no solo, este trabalho apresenta uma revisão de literatura envolvendo a sua determinação e incluindo discussões de ordem teórica, prática e numérica.

No processo de retenção de água pelo solo a histerese é, segundo vários autores, um fenômeno importante na interação entre a água e o solo e influenciando certamente a determinação da condutividade hidráulica. *ALI (1966)*, demonstraram porém que em seus experimentos as curvas de retenção de água eram praticamente idênticas quando analisadas na superfície e subsuperfície do solo. Este fato permite-nos afirmar que o solo por eles utilizado era praticamente uniforme no que diz respeito ao arranjo geométrico dos poros.

Conforme vários pesquisadores, entre eles *PAVLAKIS e BARDEN (1972)* a histerese pode ser considerada um

fenômeno comum associado a uma grande variedade de comportamentos físicos, sendo portanto uma consequência da dissipação de energia de uma forma ou de outra, o que proporciona a irreversibilidade do processo. Considerações idênticas são feitas por *HILLEL (1972a)*, quando concluiu que, de modo geral, o efeito da histerese é mais frequente e significativo para solos de baixa tensão e textura grosseira. *LIBARDI e REICHARDT (1973)*, realizaram pesquisas sobre características hídricas de cinco solos de São Paulo e enfatizaram a importância da curva de retenção, condutividade hidráulica e difusividade da água do solo, afirmando que essas grandezas são dependentes da geometria do meio poroso, compactação e umidade do solo, afirmam também que estudos dessa natureza trazem boas perspectivas para a análise do processo de infiltração e drenagem da água do solo desprezando-se a histerese.

Pesquisando a variabilidade espacial em Terra Roxa Estruturada de São Paulo, *DALL'OLIO e REICHARDT (1976)*, afirmam que há diferença significativa em valores da umidade do solo obtidos sob condições semelhantes e concluíram que a causa da variação está condicionada a variabilidade espacial do solo sendo este problema de muito maior importância que a histerese. Ainda *REICHARDT et alii (1976a)*, estudando as curvas de retenção e condutividade hidráulica do mesmo solo observaram que as curvas apresentam consideráveis diferenças entre as parcelas experimentais não distantes devido a gran-

de variabilidade espacial.

A descrição do movimento da água em solo não saturado desenvolvida por *DARCY (1856)* através de sua tradicional equação foi pela primeira vez aplicada para solos não saturados por *BUCKINGHAM (1907)*.

*RICHARDS (1931)*, utilizou a equação de *DARCY* combinada à da continuidade, permitindo estabelecimento de equações gerais para descrição do movimento da água e em particular do processo de infiltração. De acordo com a literatura, os primeiros trabalhos com contribuições sólidas para o processo de infiltração foram conduzidos por *KLUTE (1952)*, *PHILIPS (1955 e 1957)*.

Um outro incentivo para a pesquisa sobre a dinâmica da água no solo, nasceu de *MILLER e MILLER (1955a, 1955b e 1956)*, com a proposição de uma generalização das equações e com o objetivo de tornar mais fácil a descrição dos fenômenos. Os referidos autores fundamentaram suas pesquisas no conceito de meios similares. Isto é, dois ou mais meios que apresentam as mesmas características geométricas microscópicas, diferindo somente em um fator constante que é o comprimento microscópico, possuem propriedades dinâmicas similares. Por outro lado o conceito de meio similar não comprovou a teoria quando aplicado a solos reais conforme *KLUTE e WILKINSON (1958)*.

*HILLEL e PARLANGE (1972)*, observaram o comportamento da frente de molhamento em solos estratificados e concluíram que de acordo com o movimento da água, o avanço da frente de molhamento sofre instabilidade das camadas de fina para as de grossa textura, retardando sua velocidade provocada pelo estreitamento das camadas mais inferiores. Mais tarde *REICHARDT et alii (1972)*, afirmam com segurança que se a distância da fonte à frente de molhamento é uma função linear da raiz quadrada do tempo ( $t^{1/2}$ ), durante o processo de infiltração horizontal, a técnica de generalização baseada no conceito de meio similar de *MILLER e MILLER (1956)* é um grande passo na descrição do processo. Utilizando esta teoria em experimentos de infiltração horizontal em cinco solos de São Paulo, *LIBARDI e REICHARDT (1973)*, comprovam a importância do meio similar sugerindo uma constante de generalização (*LIBARDI, 1973*). Posteriormente *REICHARDT e LIBARDI (1974)* e *REICHARDT et alii (1975)*, estudando a infiltração horizontal da água no solo, apresentam equações exponenciais que estimam a condutividade hidráulica e a difusividade da água utilizando as constantes de generalização.

*GARDNER (1958)*, estudando o processo de infiltração vertical demonstrou que a condutividade hidráulica de um solo diminui esponencialmente com o seu potencial matricial, fato também comprovado por *GARDNER e MAYHUTG (1958)*, ao estudar a dinâmica da água em solo não saturado.



Dentre os parâmetros úteis para a descrição do movimento da água do solo, a difusividade apresenta grande importância apesar de suas limitações. Seu conceito foi primeiramente definido por *CHILDS e COLLIS-GEORGE (1950)*.

*BRUCE e KLUTE (1956)*, apresentam o método mais clássico da determinação da difusividade da água do solo e através da equação da continuidade e da técnica de variáveis separáveis utilizando a transformação de Boltzman, chegaram a uma solução particular para o estudo de infiltração da água e concluíram que a solução é dependente da difusividade e da umidade do solo. Muitos outros autores como *ASCROFT et alii (1962)* e *WANG e LAKSHMINARAYANA (1968)*, utilizaram métodos numéricos e experimentais para valores da transformação de Boltzman e estes concordam com os de *BRUCE e KLUTE (1956)*.

*SELIM et alii (1970)*, desenvolvendo pesquisas sobre difusividade da água em diversos solos, utilizaram-se da técnica de atenuação de radiação gama e comparando dados obtidos por dois métodos, encontraram diferentes valores da difusividade para um mesmo solo com distintas densidades globais.

Na determinação da condutividade hidráulica em condições de campo, *HILLEL et alii (1972)*, desenvolveram um método que se aplica a situações nas quais o lençol freático encontra-se bem profundo. O sucesso do método envolve o uso

da técnica de moderação de neutrons e de uma bateria de tensiômetros. *KLUTE (1972)* afirma que o método do perfil instantâneo sugerido por *HILLEL et alii (1972)*, pode ser aplicado com eficiência no laboratório.

Com a finalidade de tornar mais lógica e compreensiva a determinação da difusividade e condutividade hidráulica do solo, *REICHARDT e LIBARDI (1973)*, colaboraram através de uma nova equação que é baseada no processo de infiltração, comprovando esse fato *REICHARDT et alii (1975)*, demonstram a validade e eficiência da nova equação obtida. Ainda *WATSON et alii (1973)*, apresentam uma série de equações usadas adequadamente para a estimativa da condutividade hidráulica reportando algumas limitações de ordem prática. Com esse objetivo *STAPLE (1975)*, pesquisou a influência da distribuição das dimensões das partículas sobre a densidade global no empacotamento das amostras de solo. Concluindo que uma boa uniformidade no empacotamento do solo depende da compactação e da variação do diâmetro das referidas partículas. *NIELSEN et alii (1973)*, estudando a variabilidade espacial do solo, revelaram que suas propriedades hídricas variam de forma significativa mesmo para solos considerados homogêneos do ponto de vista prático, e a condutividade hidráulica determinada para o mesmo solo mostrou uma distribuição log-normal.

De acordo com pesquisas realizadas por muitos autores, inclusive *KELLEY (1954)*, os principais fatores que

afetam a redistribuiçãõ e o armazenamento de água disponível às plantas são: Textura, estrutura, profundidade e uniformidade do solo. Além desses fatores descritos por *YOUNGS(1958a)*, *SLATE e WILLIAMS (1965)*, *BISWAS et alii (1966)* e *STAPLE (1966)* ainda podem se acrescentar:

- Profundidade inicial de infiltração.
- Período de infiltração e redistribuição.
- Variabilidade espacial do solo.
- Histerese.

Comparando dados experimentais de infiltração e redistribuição da água do solo, obtidos em condições de campo, *HILLEL e BENYANINI (1973)*, observaram que os dois métodos utilizados fornecem resultados admissíveis e pode se considerar como um sendo o complemento do outro, *VACHAUD e THONY(1973)*, afirmam que o comportamento da histerese exerce grande efeito sobre a infiltração e redistribuição de água, o que também foi observado por *KIRDA et alii (1974)*, quando afirmam que o binômio infiltração e redistribuição está condicionado aos efeitos da histerese.

### 3. TEORIA

Ao estudar o movimento da água e o seu comportamento no solo, não nos devemos esquecer de que o mesmo é um sistema extremamente complexo e dinâmico. Daí surgir uma série de dificuldades e limitações para algumas equações de valiosa importância na descrição dos fenômenos hídricos relacionados com o sistema solo-planta-atmosfera.

#### 3.1. Umidade e densidade do solo

Para o estabelecimento da curva característica de água no solo a sua umidade foi determinada pelo método gravimétrico, após o equilíbrio em dada tensão na placa de Richards.

$$\theta = \rho_g \cdot U \dots \dots \dots (1.0)$$

$\theta$  = Umidade do solo ( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ ).

$\rho_g$  = Densidade global do solo ( $\text{g}/\text{cm}^{-3}$ ).

U = Umidade percentagem em peso (g.água/g.solo).

A técnica de atenuação de radiação gama foi aplicada para as determinações da densidade global ( $\rho_g$ ), após o empacotamento das amostras em colunas de plástico acrílico e da umidade durante os processos de infiltração e redistribuição de água no solo.

Nesse caso, conhecendo-se a umidade do solo seco ao ar, pode-se determinar a densidade global pela equação:

$$I = I_0 \cdot e^{-(\mu_s \cdot \rho_g + \mu_a \cdot \theta_0) \cdot x} \dots \dots \dots (2.0)$$

I = Intensidade do feixe de radiação emergente da amostra(cpm).

I<sub>0</sub> = Intensidade do feixe de radiação incidente da amostra(cpm).

$\mu_s$  = Coeficiente de atenuação de massa do solo (cm<sup>2</sup>/g).

$\mu_a$  = Coeficiente de atenuação de massa da água (cm<sup>2</sup>/g).

$\rho_g$  = Densidade global do solo (g.cm<sup>-3</sup>).

x = Espessura da amostra de solo (cm).

$\theta_0$  = Umidade do solo seco ao ar (cm<sup>3</sup>.cm<sup>-3</sup>).

da qual explicitando-se (2.0) obtém-se:

$$\rho_g = \frac{\ln \frac{I_0}{I} - \mu_a \cdot \theta_0 \cdot x}{\mu_s \cdot x} \dots \dots \dots (3.0)$$

Quando o solo adquire umidades maiores que ( $\theta_0$ ), como é o caso após a infiltração ou durante a redistribuição a equação (3.0), terá mais um termo à direita.

$$I = I_0 \cdot e^{-(\mu_s \cdot \rho_g + \mu_a \cdot \theta_0) \cdot x} \cdot e^{-\mu_a \cdot \theta \cdot x} \dots \dots \dots (4.0)$$

Considerando que o primeiro termo da direita possa ser identificado por I' a umidade será determinada pela equação:

$$\theta = \frac{\ln \frac{I'}{I}}{\mu_a \cdot x} \dots \dots \dots (5.0)$$

### 3.2. Infiltração horizontal

Sendo o solo considerado homogêneo, a combinação da equação de Darcy com a da continuidade resulta em:

$$\frac{\alpha \theta}{\alpha t} = \frac{\alpha}{\alpha x} D(\theta) \frac{\alpha \theta}{\alpha x} \dots \dots \dots (6.0)$$

que para o caso da infiltração horizontal fica sujeita às condições de contorno:

$$\theta = \theta_0; x > 0; t = 0 \dots \dots \dots (7.0)$$

$$\theta = \theta_s; x = 0; t > 0 \dots \dots \dots (8.0)$$

$$\theta = \theta_0; x = \infty; t > 0 \dots \dots \dots (9.0)$$

A equação (6.0) tem por solução particular:

$$x = \lambda(\theta) t^{1/2} \dots \dots \dots (10.0)$$

e essa equação nos mostra que o avanço da frente de molhamento é uma função linear da raiz quadrada do tempo.

Através do perfil de umidade, gráfico de (x.ver sus  $\theta$ ), pode-se calcular a quantidade de água infiltrada no

solo como também sua velocidade de infiltração, ou infiltração instantânea:

$$I = \int_{\theta_0}^{\theta_s} x \cdot d\theta \dots \dots \dots (11.0)$$

I = Infiltração acumulada (cm H<sub>2</sub>O).

θ<sub>s</sub> = Umidade de saturação (cm<sup>3</sup>.cm<sup>-3</sup>).

$$i = \frac{dI}{dt} \dots \dots \dots (12.0)$$

i = Velocidade de infiltração (cm H<sub>2</sub>O/min).

De acordo com os autores *BRUCE e KLUTE (1956)*, e comprovado experimentalmente entre nós por *LIBARDI e REICHARDT (1973)*, *REICHARDT et alii (1975)*, a difusividade da água em um solo homogêneo pode ser obtida através do processo de infiltração horizontal, dado um perfil de umidade no instante t<sub>0</sub>:

$$D(\theta) = - \frac{1}{2t_0} \cdot \frac{dx}{d\theta} \cdot \int_{\theta_0}^{\theta_s} x \cdot d\theta \dots \dots \dots (13.0)$$

D(θ) = Difusividade da água do solo (cm<sup>2</sup>.dia).

t<sub>0</sub> = Tempo de infiltração de água no solo (dia).

### 3.3. Condutividade hidráulica

Parâmetro hídrico de destaque no estudo da dinâmica da água do solo e foi definido por *DARCY (1856)*, através da equação:

$$K(\theta) = \frac{q}{\alpha\psi/\alpha x} \dots \dots \dots (14.0)$$

$K(\theta)$  = Condutividade hidráulica (cm.dia<sup>-1</sup>).

$\frac{\alpha\psi}{\alpha x}$  = Gradiente de potencial total de água no solo(cm.cm<sup>-1</sup>)

$q$  = Densidade do fluxo de água (cm.dia<sup>-1</sup>).

Com dados de difusividade da água do solo, obtidos durante o processo de infiltração horizontal, a condutividade hidráulica pode também ser obtida pelo emprego da equação de definição da difusividade:

$$K(\theta) = \frac{D(\theta)}{\alpha\zeta/\alpha\theta} \dots \dots \dots (15.0)$$

$\frac{\alpha\zeta}{\alpha\theta}$  = Gradiente de potencial matricial.

A condutividade hidráulica durante o processo de redistribuição é obtida pela equação (16.), *HILLEL et alii (1972)*, restrita às condições (17,0); (18,0) e (19,0).



$$K(\theta) = \frac{\int_0^L \frac{d\theta}{dt} \Delta z}{\frac{\alpha\psi}{\alpha z}} \dots \dots \dots (16.0)$$

$$t = 0; z > 0; \theta = \theta(z) \dots \dots \dots (17.0)$$

$$t > 0; z = 0; q = \frac{\alpha\psi}{\alpha z} = 0 \dots \dots \dots (18.0)$$

$$t \geq 0; z = \infty; \theta = \theta_0 \dots \dots \dots (19.0)$$

#### 4. MATERIAL E MÉTODO

No presente trabalho determinou-se a condutividade hidráulica do solo durante o período de redistribuição de água em condições de laboratório, através do método de *HILLEL et alii* (1972), e durante o processo de infiltração horizontal aplicando o método de *BRUCE e KLUTE* (1956).

Para a estimativa da condutividade hidráulica do solo em laboratório ao invés de em condições de campo, utilizando os métodos acima citados, se fazem necessárias algumas adaptações. As amostras de solo devem ser condicionadas em laboratório, com densidade global e grau de compactação o mais próximo possível de seus valores naturais, isto é, de seus valores no campo. Deve ser obtida a curva característica de água do solo ( $\xi$  versus  $\theta$ ), para cada camada ou horizonte de um mesmo solo se for o caso, obedecendo as mesmas exigências do item anterior.

Como o método de *HILLEL et alii* (1972), foi pro

posto para condições de campo e neste trabalho é proposta sua adaptação para condições de laboratório, selecionou-se um outro método para estimar a condutividade hidráulica do solo no laboratório, com o intuito de fazer uma comparação dos valores obtidos. Para isso o método escolhido foi o de *BRUCE e KLUTE (1956)*, método clássico através do qual se obtém inicialmente a difusividade da água e a partir da qual se calcula a condutividade hidráulica do solo.

#### 4.1. Procedimento experimental

##### 4.1.1. Acondicionamento das amostras de solo

O solo utilizado foi Terra Roxa Estruturada (Alfissol), da Estação Experimental da ESALQ, Piracicaba, SP, tomando amostras em quatro profundidades (camadas) (0-30; 30-60; 60-90 e 90-120 cm), que depois de secas ao ar foram passadas em peneira de malha de um milímetro de diâmetro.

A partir dos dados conhecidos da densidade global no campo e obedecendo as condições impostas pela teoria, foram determinadas as quantidades de solo que deveriam ser levadas aos cilindros metálicos de um centímetro de altura e 3,9 de diâmetro interno, cuja finalidade foi a confecção da curva característica da água do solo. As mesmas condições foram dadas para o empacotamento do solo em colunas de plásti

co acrílico, utilizadas nos testes de infiltração e redistribuição.

#### 4.1.2. Curva característica da água do solo

Para a confecção da curva de retenção de água  $\zeta = \zeta(\theta)$  obtida por secamento inicialmente foram pré-estabelecidas as tensões sob as quais as amostras foram submetidas:

1. Em funis de placa porosa (0,025; 0,050; 0,075 e 0,100 bar).
2. Em placa de Richards (0,20; 0,33; 0,50; 1,00; 2,00 e 3,00 bar).
3. Em placa de Richards (5,00; 7,50; 10,00; 12,50 e 15,00 bar), conforme mostram as figuras 1 e 2.

As amostras foram saturadas durante 48 horas e submetidas as respectivas tensões; em seguida esperou-se o equilíbrio que se deu em aproximadamente 48 horas. Para cada amostra foram feitas quatro repetições e com a equação (1.0), foram determinadas as umidades ( $\theta$ ), sendo seu valor médio utilizado para a construção da curva característica de cada profundidade ( $\zeta$  versus  $\theta$ ), como também foram calculados o desvio padrão ( $\sigma$ ) e o coeficiente de variação (CV) da umidade para cada camada de solo em sua respectiva tensão.

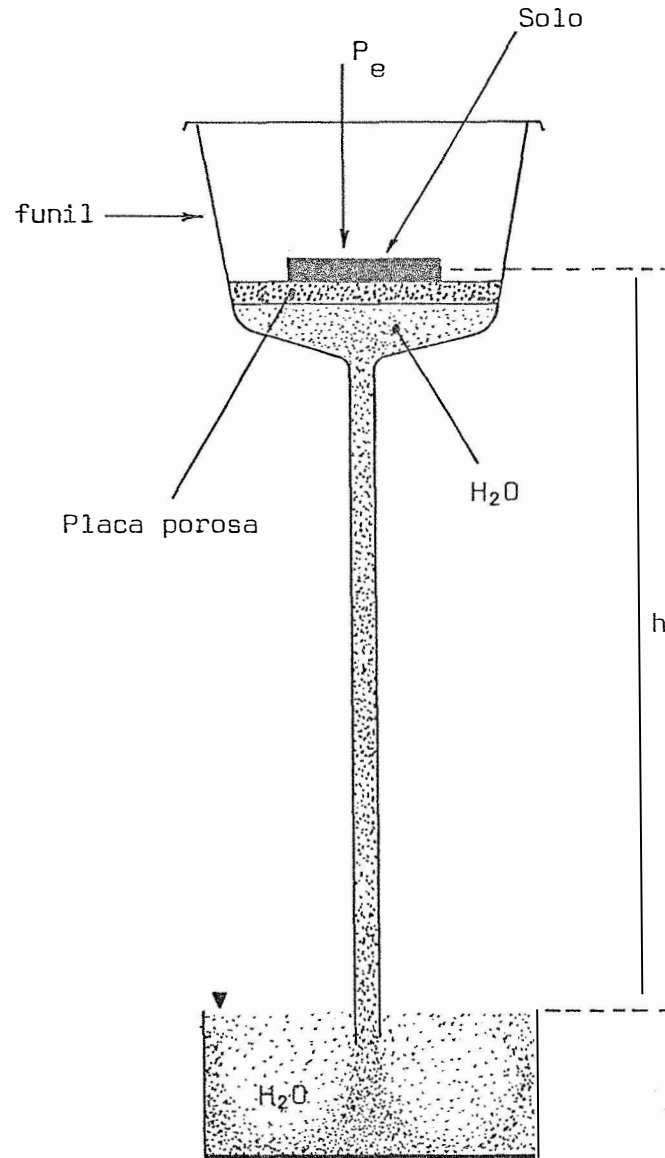


Figura 1 - Esquema do funil de placa porosa.

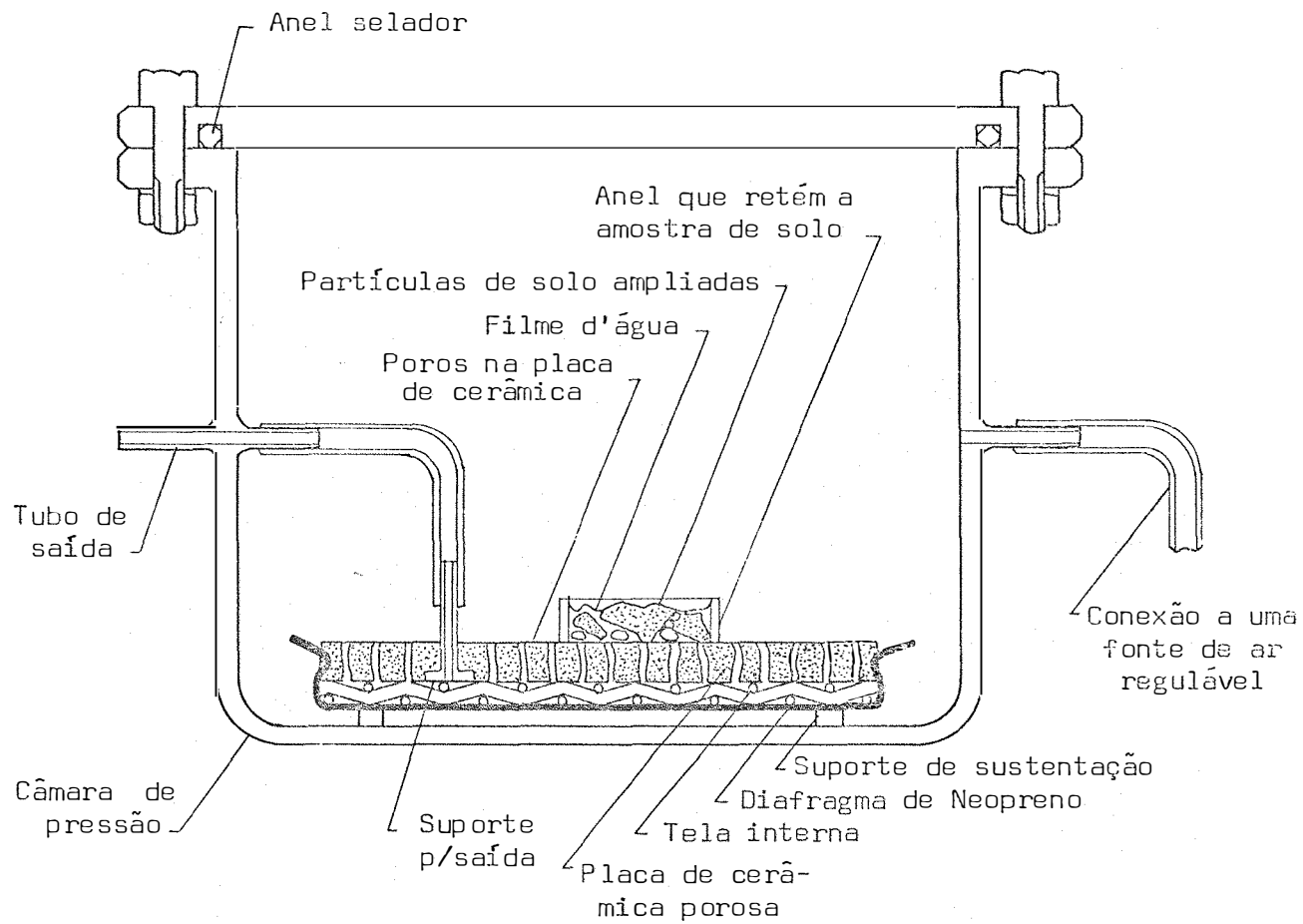


Figura 2 - Seção transversal da câmara de pressão com membrana de cerâmica porosa e amostra de solo.

#### 4.1.3. Determinação da densidade global

Depois de empacotadas as amostras de solo em colunas de plástico acrílico de aproximadamente 90,0 cm de comprimento e 5,65 cm de diâmetro interno, foi determinada a densidade global pela técnica de atenuação de radiação gama descrita em *DAVIDSON et alii (1963)*, *REICHARDT (1965)* e *FERRAZ (1974)*. Com o emprego da equação (3.0), foi obtida a densidade global para cada centímetro da amostra na coluna de solo. A fim de se verificar a homogeneidade do solo foi determinado o desvio padrão ( $\sigma$ ) e o coeficiente de variação (CV) para cada coluna representativa de sua profundidade.

A fonte de radiação gama utilizada foi de  $^{137}\text{Cs}$  de atividade 100 mCi aproximadamente. O cristal cintilador para detecção foi de NaI(Tl) de 2 x 2 polegadas adaptado a um sistema eletrônico de contagem da Nuclear Chicago. Os orifícios de colimação do sistema têm um diâmetro de 2 mm.

#### 4.1.4. Processo de infiltração da água no solo

A partir dos dados de densidade global em cada ponto da amostra, cada coluna foi considerada satisfatória quanto a homogeneidade e instalada de acordo com a geometria indicada na Figura 3.0. Um recipiente volumétrico graduado, cheio

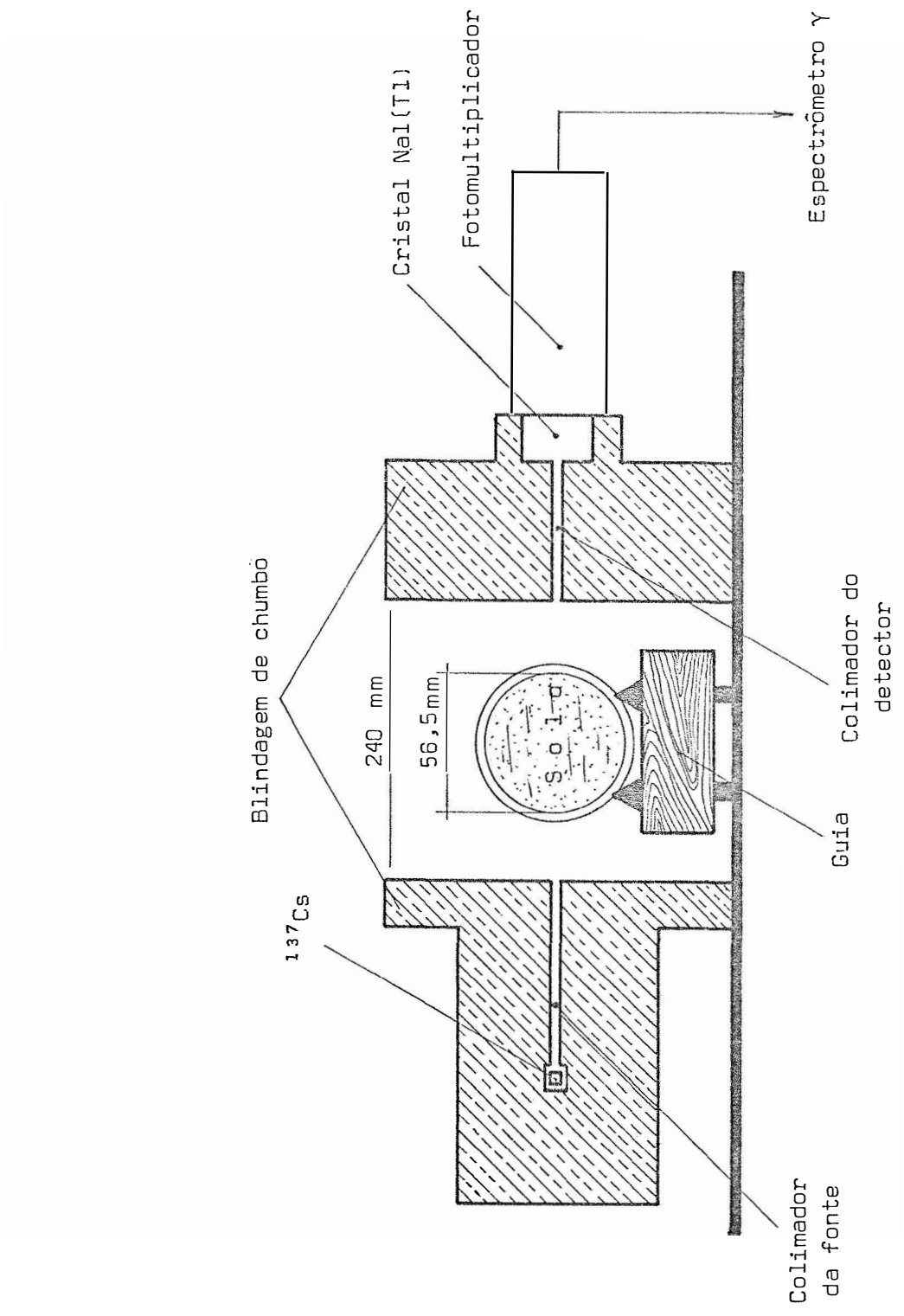


Figura 3 - Esquema da geometria utilizada na colimação da radiação  $\gamma$ .



de água foi conectado a cada coluna estando a água sob uma tensão de -5 cm, para que a infiltração se processasse a uma tensão constante e praticamente nula. Em uma das extremidades da coluna foi colocada uma tela de aço e um disco de papel filtro cuja finalidade foi evitar perdas de solo durante o preparo das amostras e melhor permitir a entrada de água no solo durante a infiltração. Na extremidade final colocou-se papel de alumínio perfurado para impedir a perda de solo e permitir a saída de ar. Em seguida iniciou-se a infiltração horizontal esquematizada na Figura 4.

A distribuição da umidade foi medida em tempos arbitrários ( $t_0$ ) com o emprego da equação (5.0) e posteriormente foram confeccionados os perfis ( $\theta$  versus  $x$ ) para cada tempo. Foi também calculada a infiltração de água pela integração da equação (11.0). Para cada coluna foram feitos três perfis de umidade e o volume de água infiltrado foi medido visualmente durante o processo de infiltração. Foram ainda realizadas medidas do avanço da frente de molhamento em função do tempo.

#### 4.1.5. Processo de redistribuição

Cessado o processo de infiltração que atingiu aproximadamente a metade da coluna esta foi colocada na posi

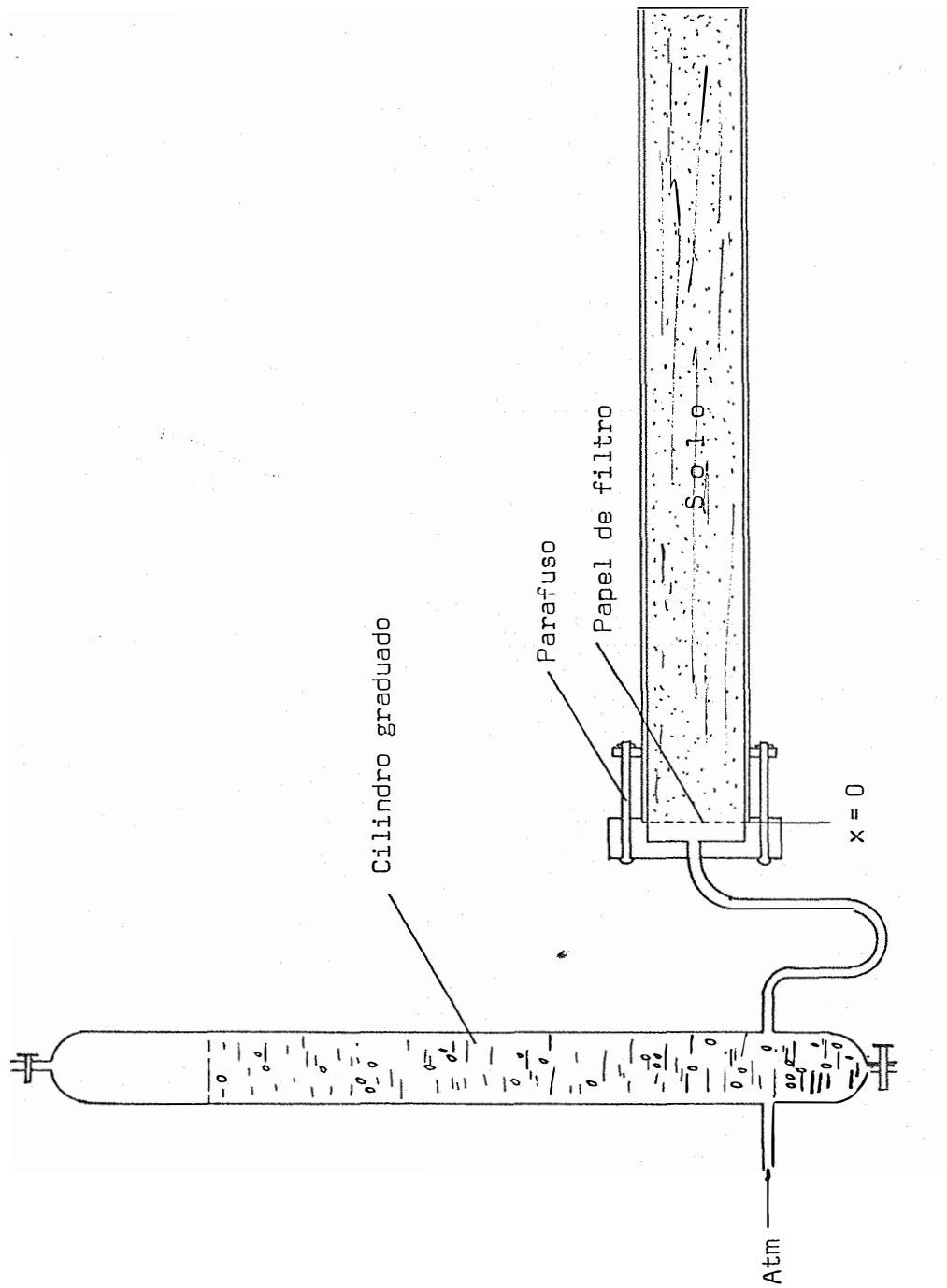


Figura 4 - Esquema da coluna de solo acoplada ao reservatório de água.

ção vertical para a redistribuição da água. Posteriormente obteve-se vários perfis de umidade ( $\theta$  versus  $Z$ ). Em seguida para cada perfil calculou-se a umidade média ( $\bar{\theta}$ ) e foram construídas as curvas ( $\theta$  versus  $t$ ), para cada profundidade, e com o objetivo de se determinar a densidade do fluxo de água

$\int_0^L \frac{d\theta}{dt} \Delta Z$ ,  $(\frac{d\theta}{dt})$  foi obtido graficamente, sendo  $\Delta Z$  tomado constante para todas as colunas e igual a 40 cm.

#### 4.1.6. Determinação da difusividade e condutividade hidráulica

Os valores da difusividade da água do solo para cada perfil de umidade em cada profundidade foram obtidos através do método de *BRUCE e KLUTE (1956)*, utilizando a equação (13.0).

Uma vez determinados os valores da difusividade  $d(\theta)$ , calculou-se a condutividade hidráulica durante a infiltração para os mesmos valores de umidade usando-se a equação (15.0) e a curva característica de água do solo, Figura 6.

A condutividade hidráulica obtida durante o período de redistribuição de água foi estimada pelo método de *HILLEL et alii (1972)*, adaptado as condições de laboratório e pela equação (16.0), em dez tempos previamente determinados

(0,25; 0,50; 0,75; 1,00; 2,00; 5,00; 10,00; 15,00; 20,00 e 25,00 dias). O gradiente de potencial total foi considerado unitário ( $\frac{\alpha\psi}{\alpha Z}$ ), como sugerem *BLACK et alii (1969)*. Isto foi feito devido à grande dificuldade de sua medida em colunas de solo no laboratório.

## 5. RESULTADOS

Os dados representativos da densidade global do solo no campo e no laboratório, bem como seus desvios padrões e coeficientes de variação são mostrados na Tabela 1 e Figura 5.

Na Tabela 2 estão contidos os valores da umidade, desvio padrão e coeficiente de variação para cada camada de solo, submetida a diversos potenciais matriciais; sendo a curva característica de água do solo representada na Figura 6.

O avanço da frente de molhamento com a raiz quadrada do tempo, durante o processo de infiltração, está indicado na Figura 7 e os perfis de umidade nas Figuras 8; 9; 10 e 11).

Os valores da difusividade da água e da condutividade hidráulica do solo, durante o período de infiltração, são mostrados isoladamente nas Tabelas 3; 4; 5; 6; 7; 8; 9 e 10,

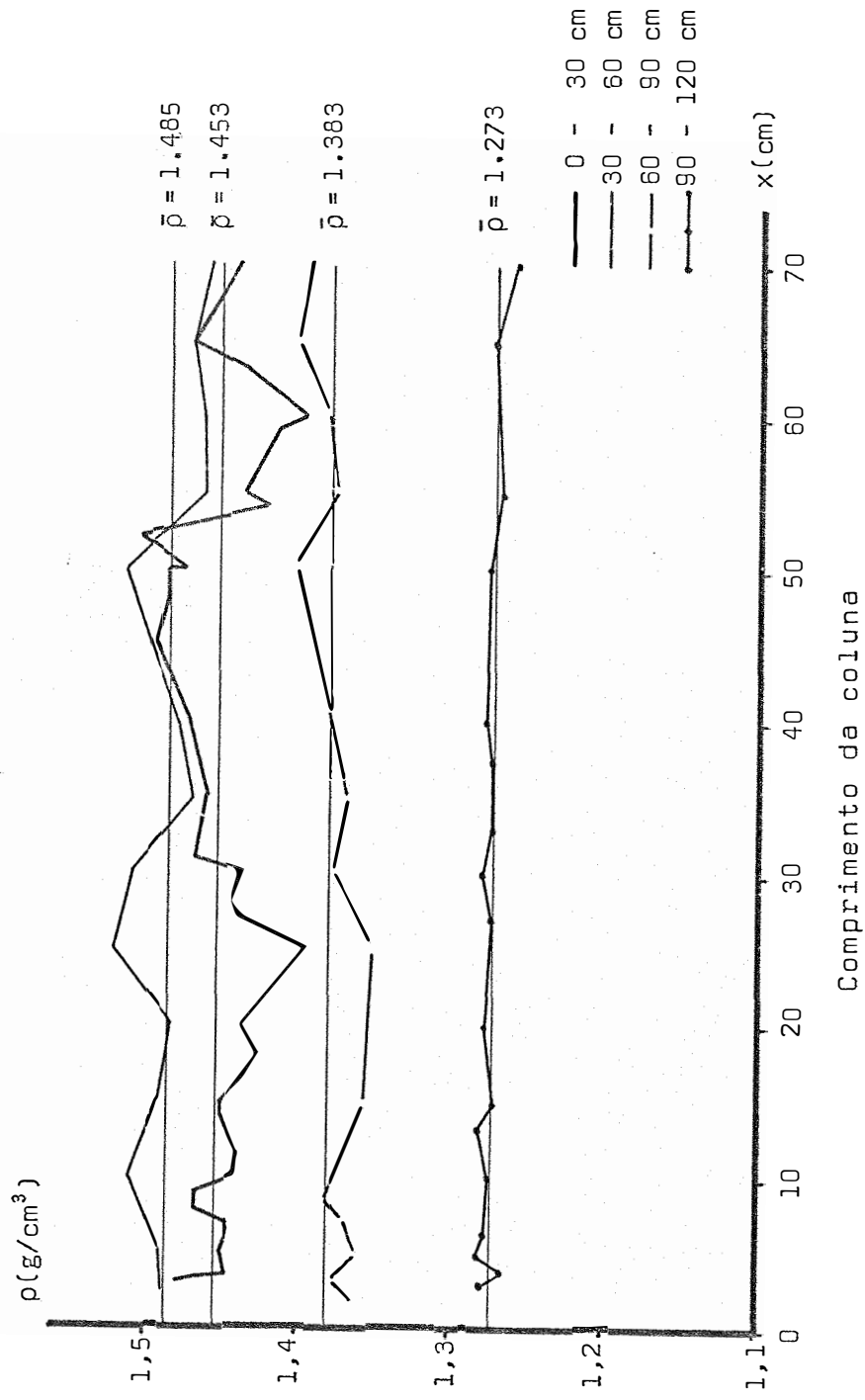


Figura 5 - Distribuição da densidade global ao longo das colunas de solo.

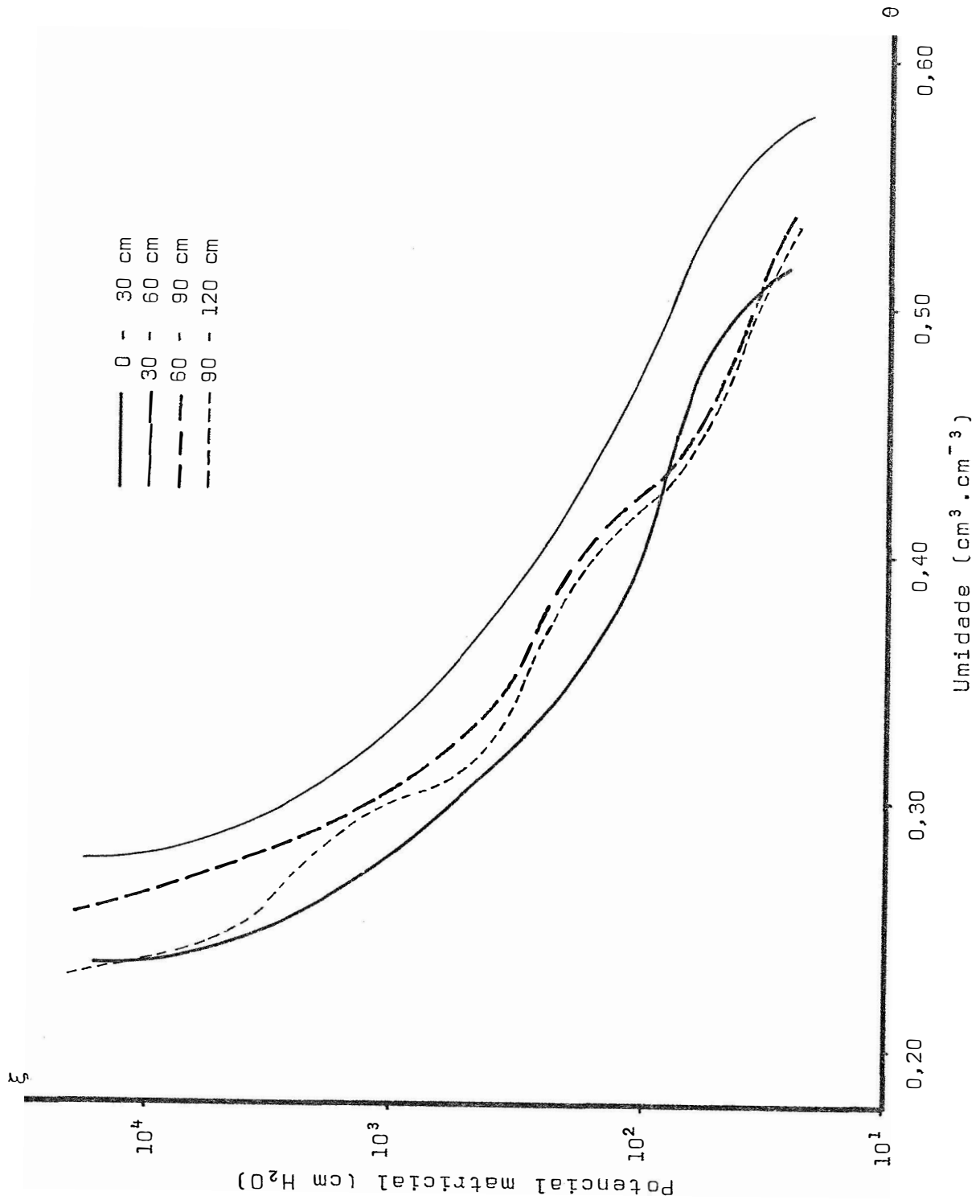


Figura 6 - Curva característica de água do solo.

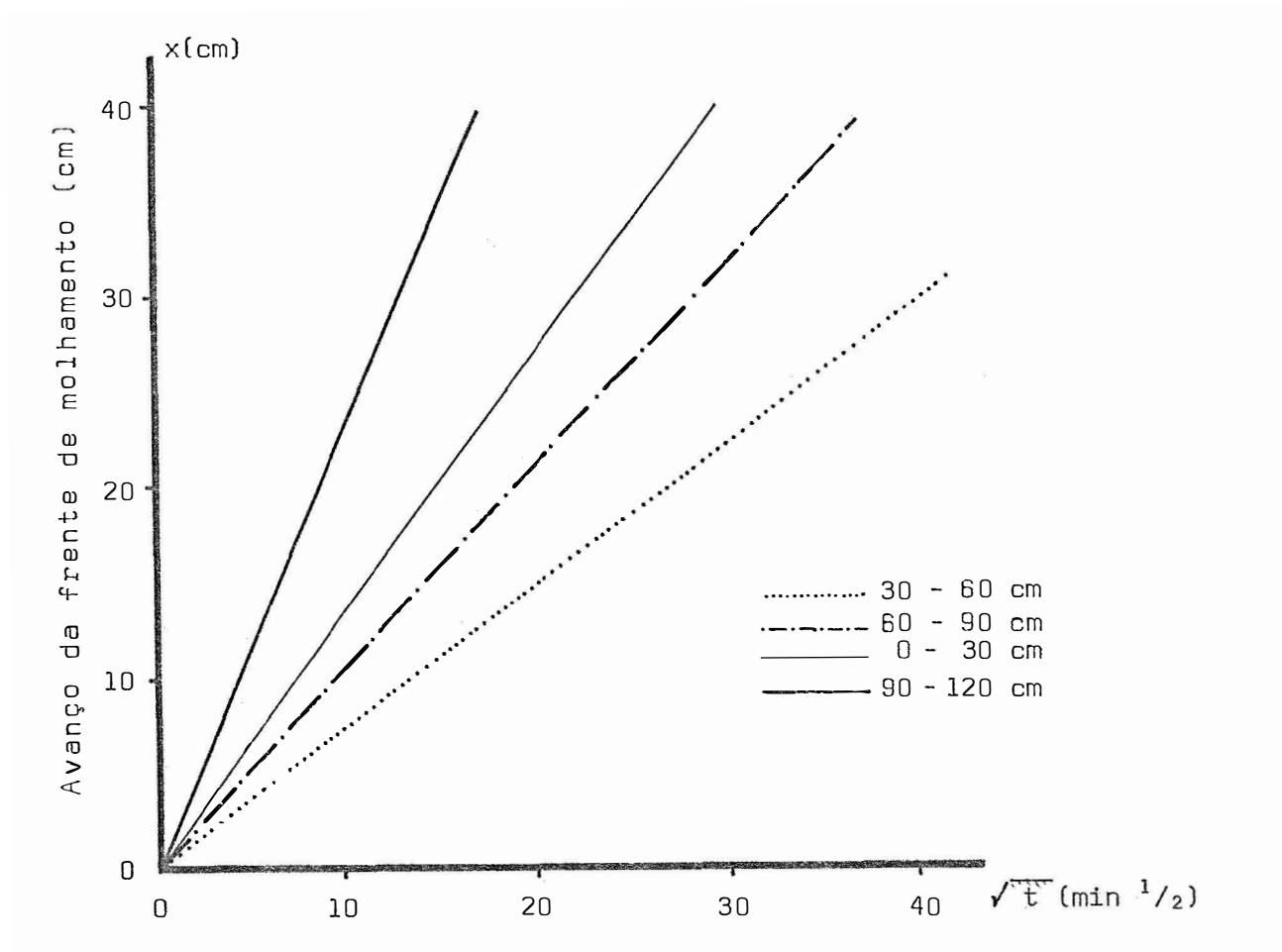


Figura 7 - Avanço da frente de molhamento com a raiz quadrada do tempo.



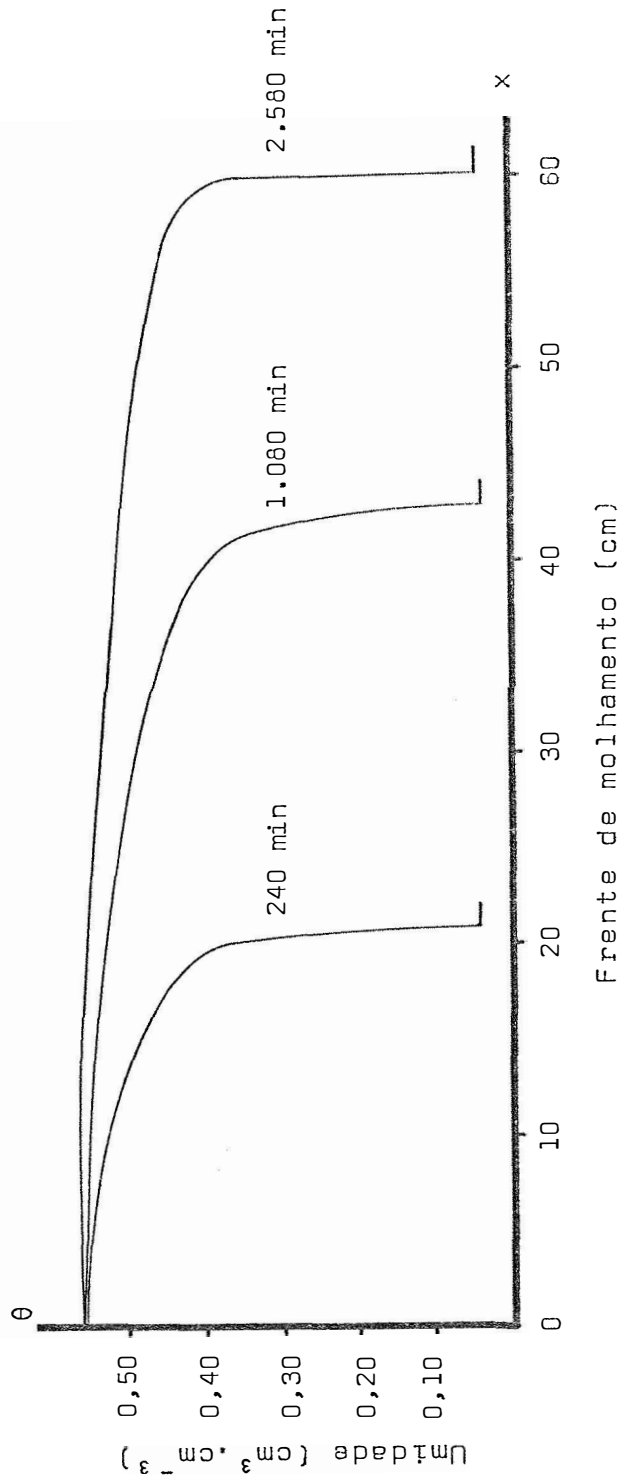


Figura 8 - Perfis de umidade do solo durante a infiltração (0 - 30 cm).

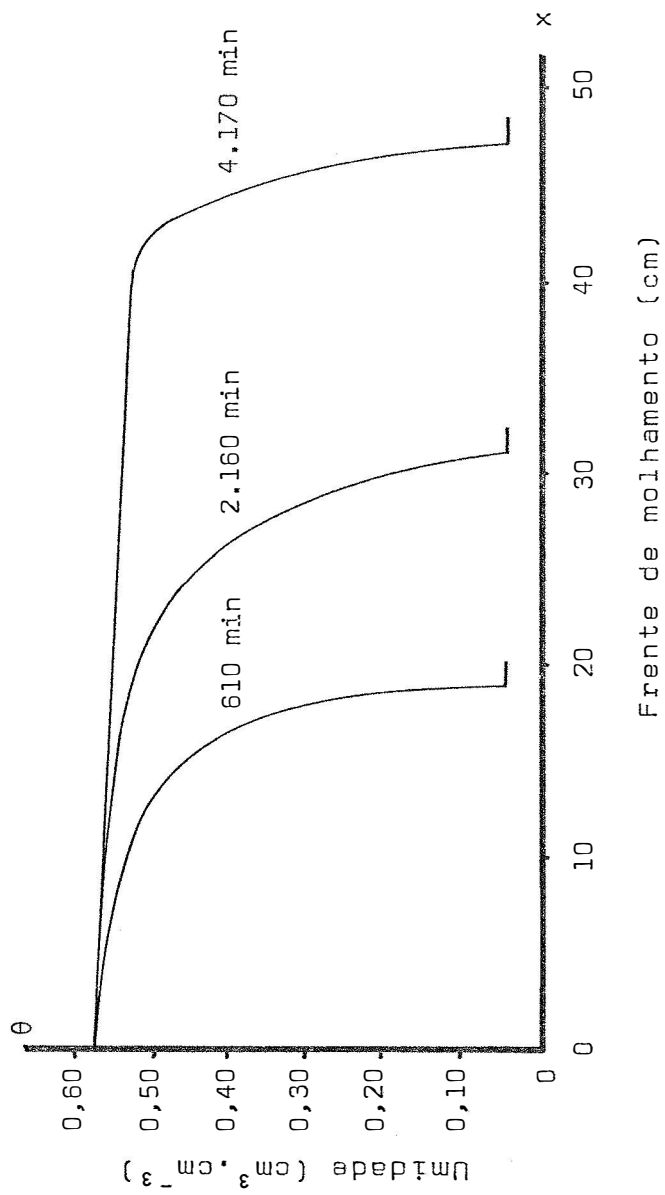


Figura 9 - Perfís de umidade do solo durante a infiltração (30 - 60 cm).

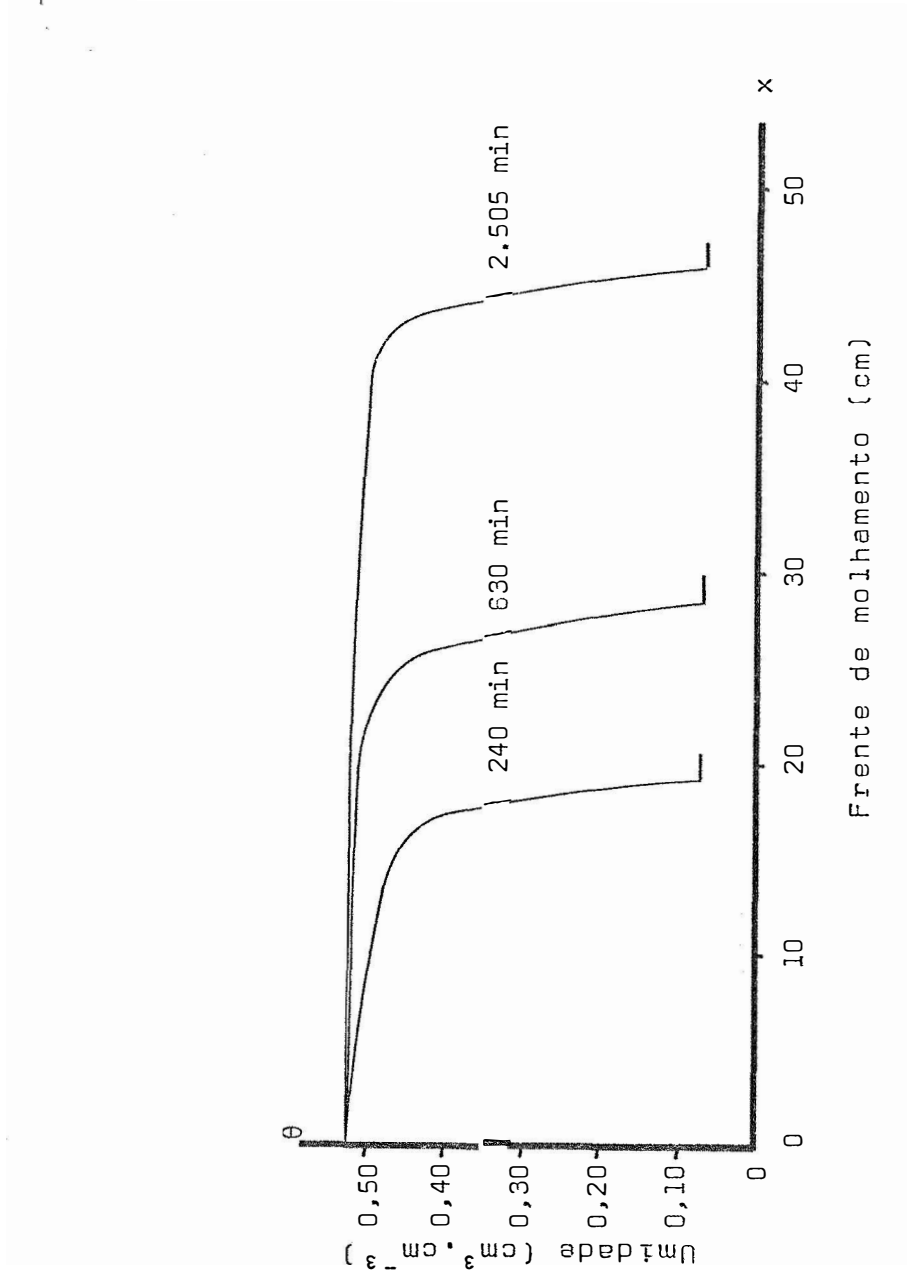


Figura 10 - Perfis de umidade do solo durante a infiltração (60 - 90 cm).

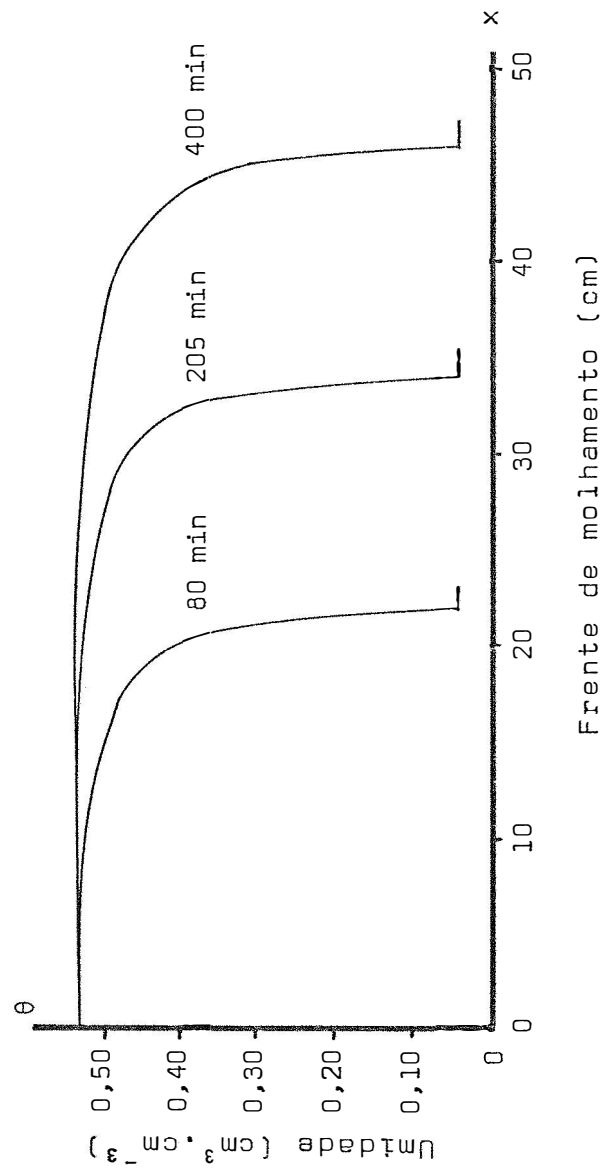


Figura 11 - Perfis de umidade do solo durante a infiltração (90 - 120 cm).

sendo seus valores médios apresentados na Tabela 11 e nas Figuras 12 e 13, respectivamente.

Os perfis de umidade durante o processo de redistribuição da água estão representados nas Figuras 14; 15; 16 e 17 e a umidade média do solo em função do tempo de drenagem interna na Figura 18. Como também nas Tabelas 12; 13; 14 e 15 e Figura 19, estão indicados os valores da condutividade hidráulica durante o referido processo.

Nas Figuras 20 e 21, são apresentados os valores da condutividade hidráulica obtida pelo método de *BRUCE e KLUTE (1956)* e *HILLEL et alii (1972)*.

Na Tabela 16 encontra-se a densidade do fluxo acumulado de água no solo, e nas Figuras 22 e 23 estão indicados a densidade do fluxo em função da profundidade e do tempo de redistribuição de água.

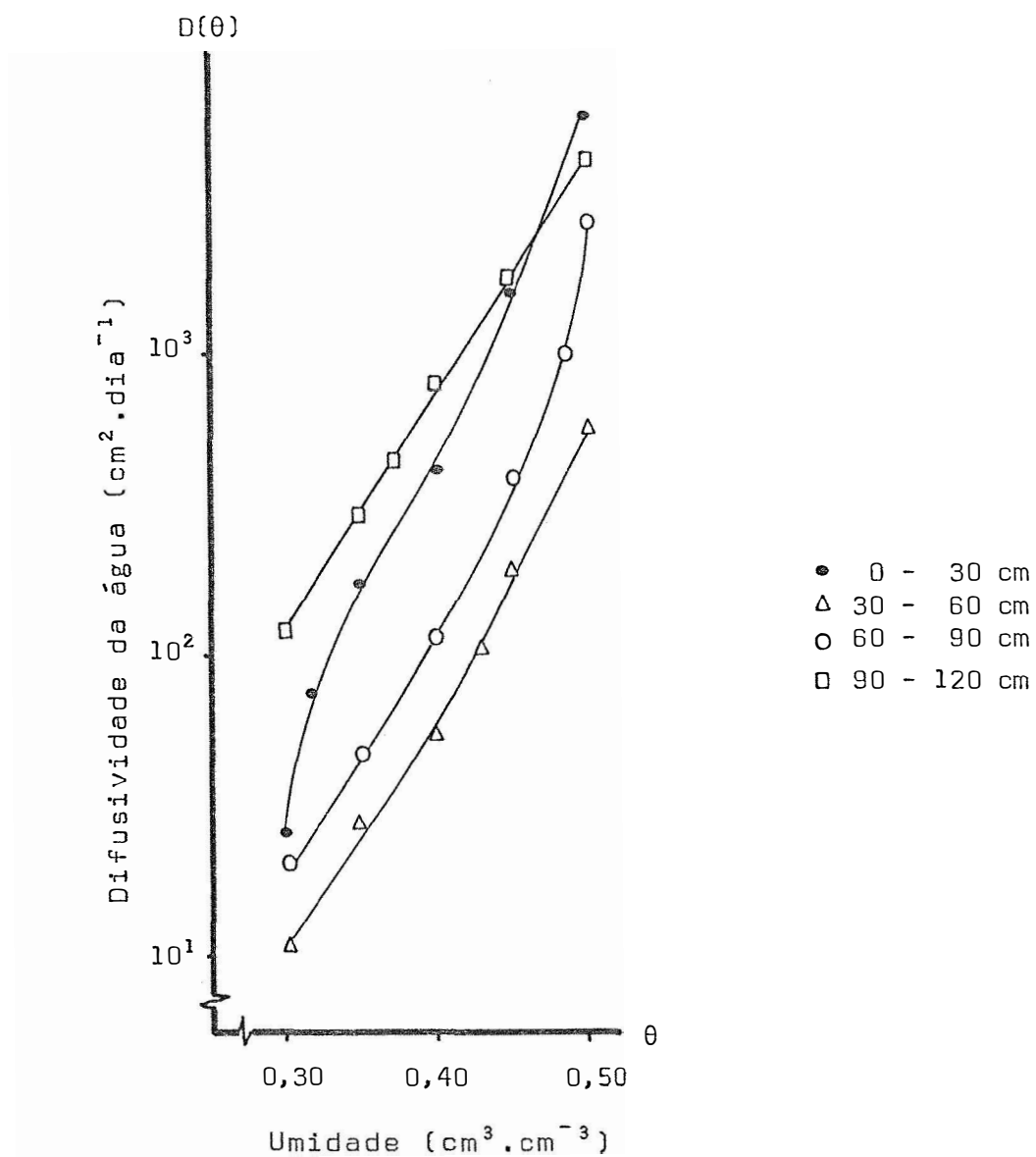


Figura 12 - Valores m\u00e9dios da difusividade da \u00e1gua do solo durante o processo de infiltra\u00e7\u00e3o.

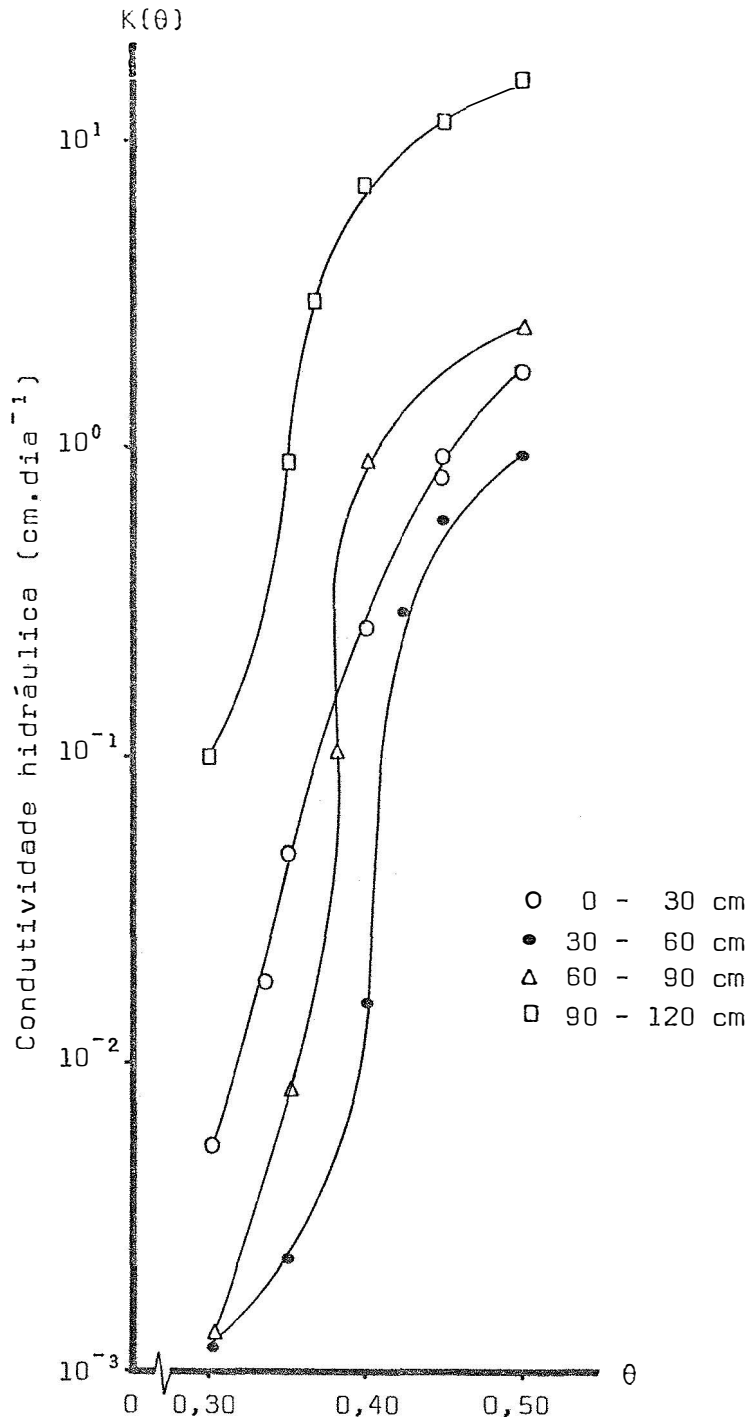


Figura 13 - Valores médios da condutividade hidráulica do solo durante a infiltração.

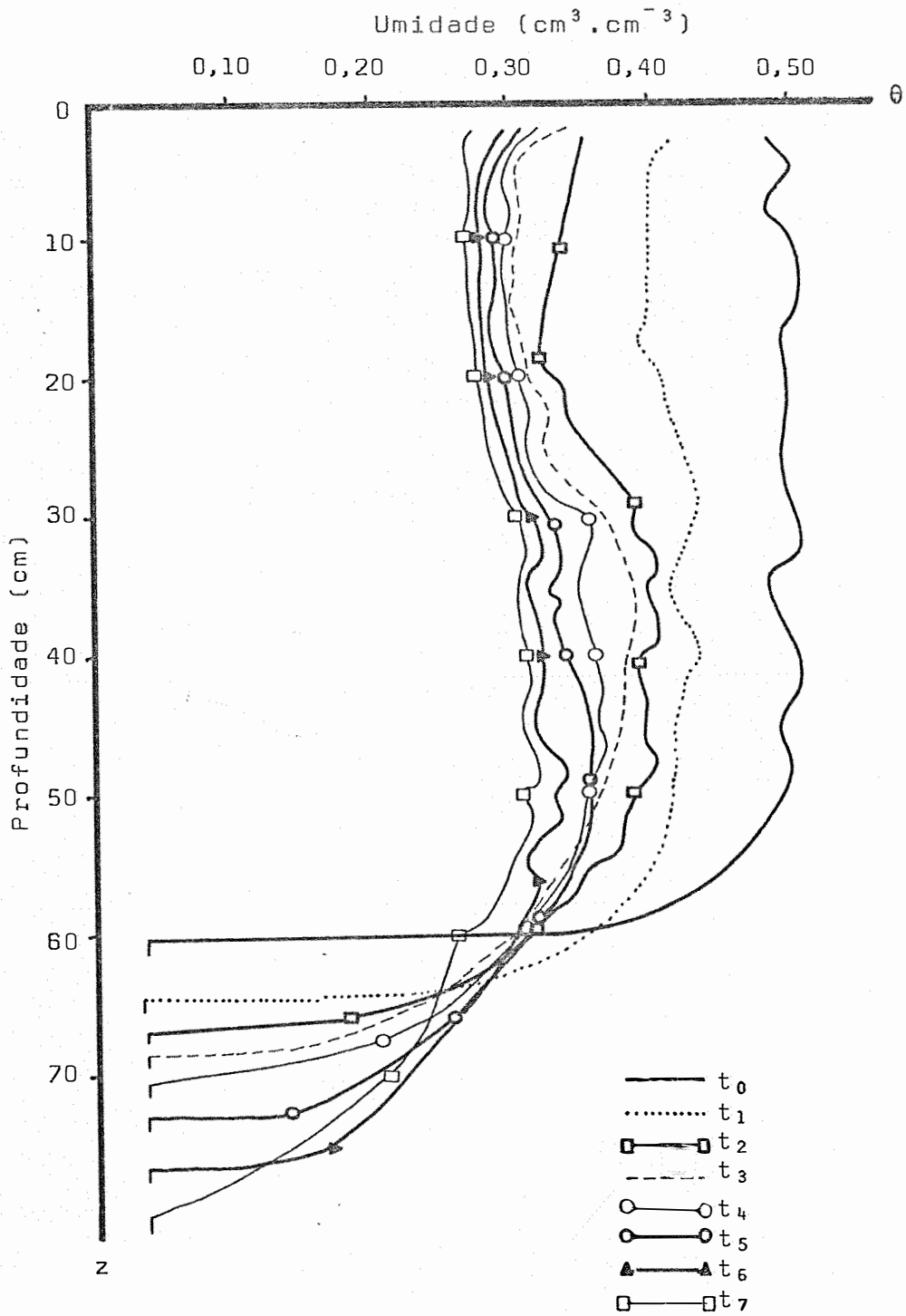


Figura 14 - Perfis de umidade durante a redistribuição de água (0 - 30 cm).



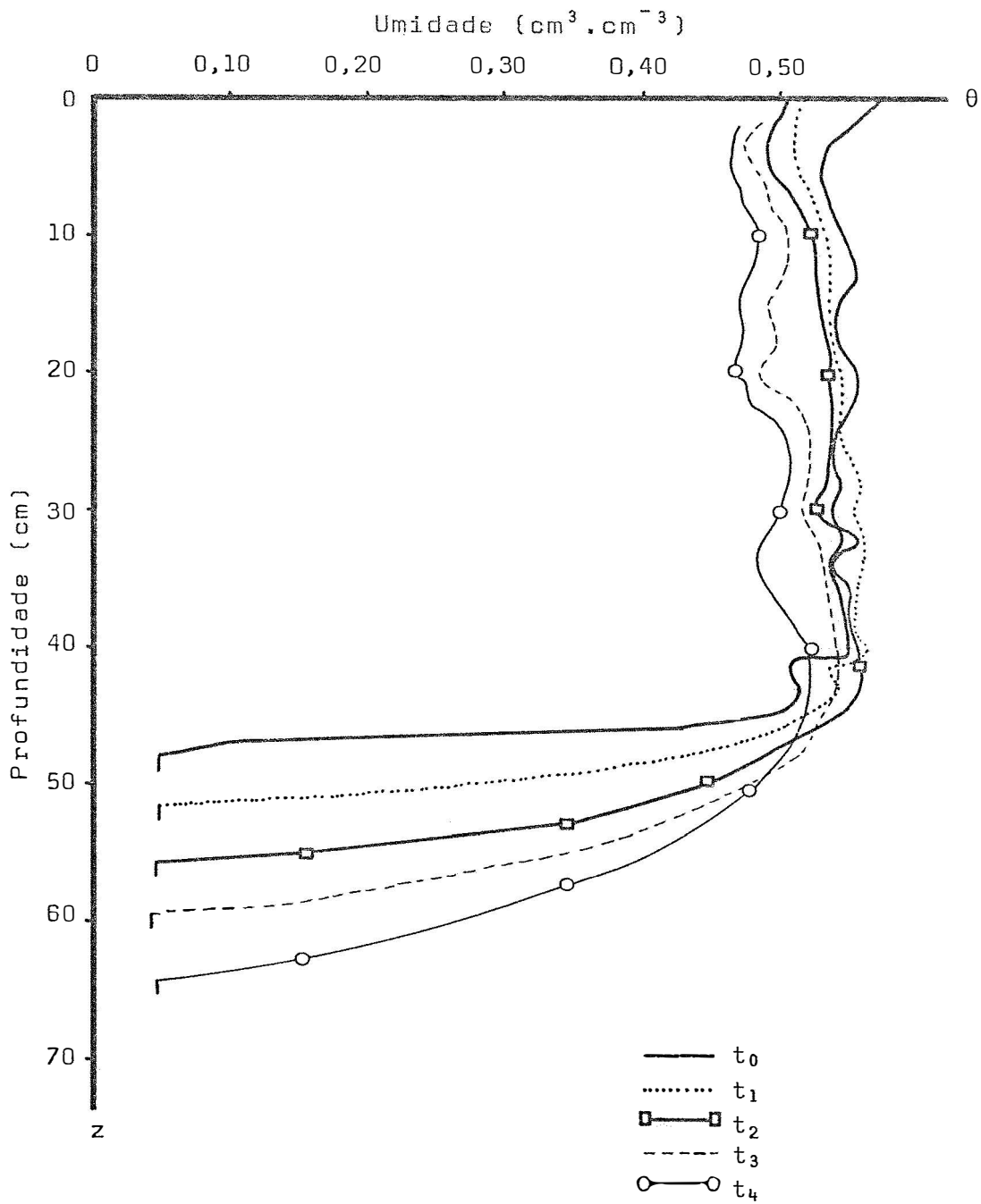


Figura 15 - Perfis de umidade durante a redistribuição de água (30 - 60 cm).

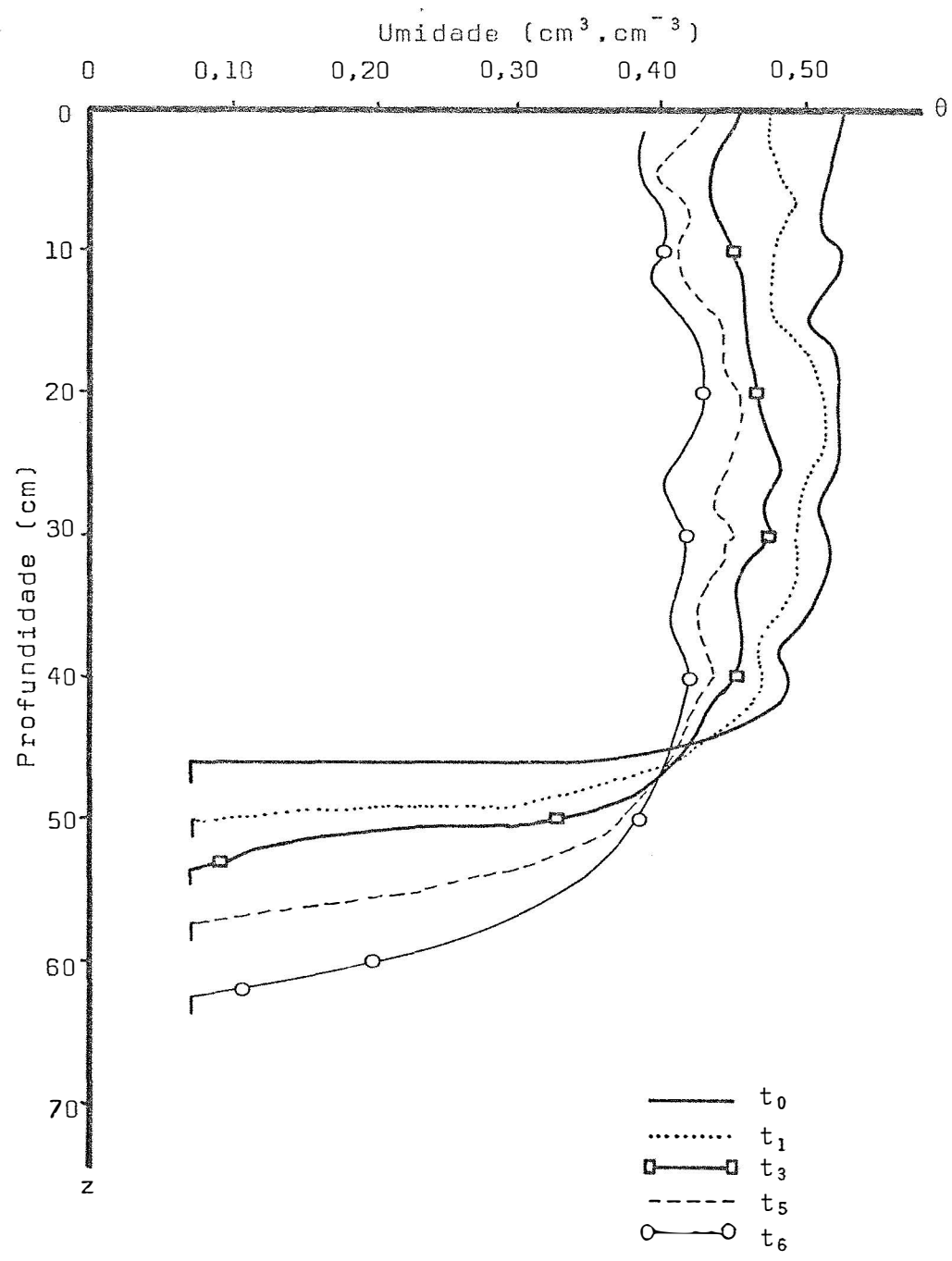


Figura 16 - Perfis de umidade durante a redistribuição de água (60 - 90 cm).

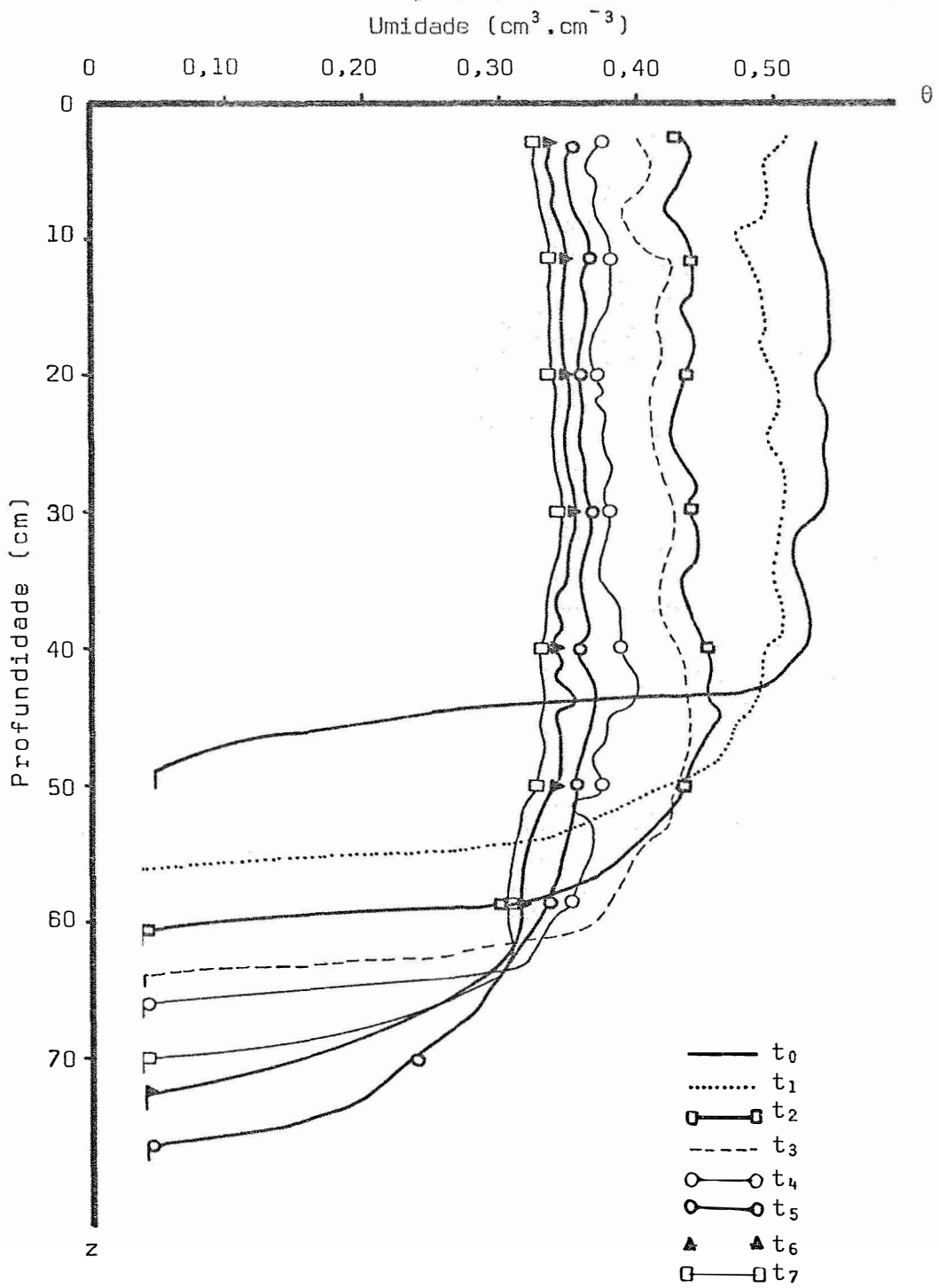
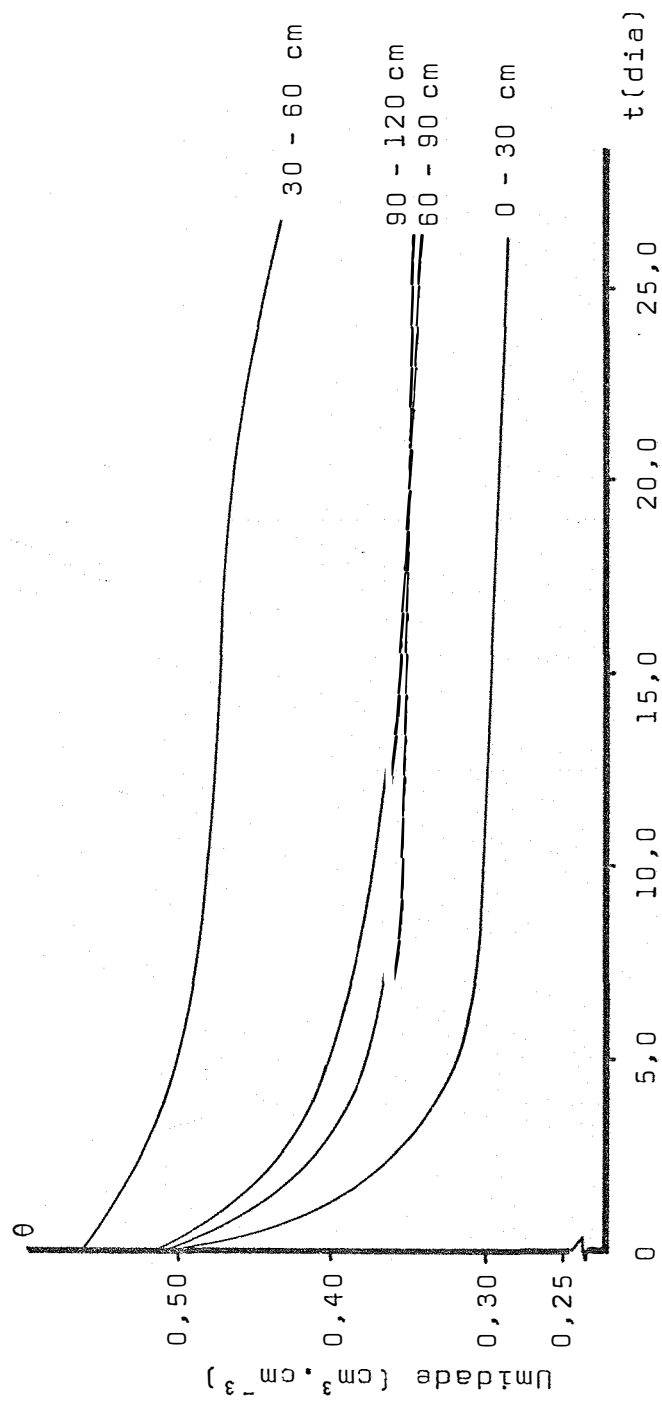


Figura 17 - Perfís de umidade durante a redistribuição de água (90 - 120 cm).



Período de redistribuição de água no solo

Figura 18 - Curvas representativas da umidade média do solo ( $\bar{\theta}$ ) em função do tempo de redistribuição.

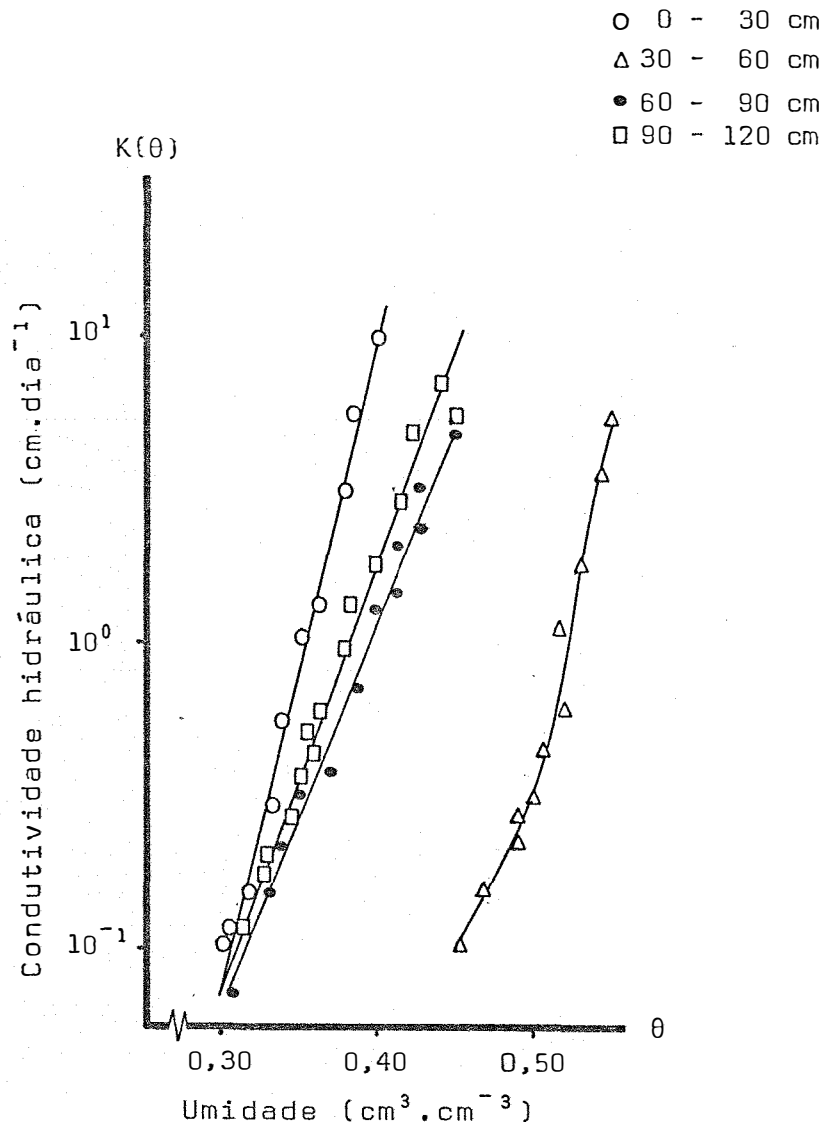


Figura 19 - Valores da condutividade hidráulica em função da umidade, obtidos durante a redistribuição.

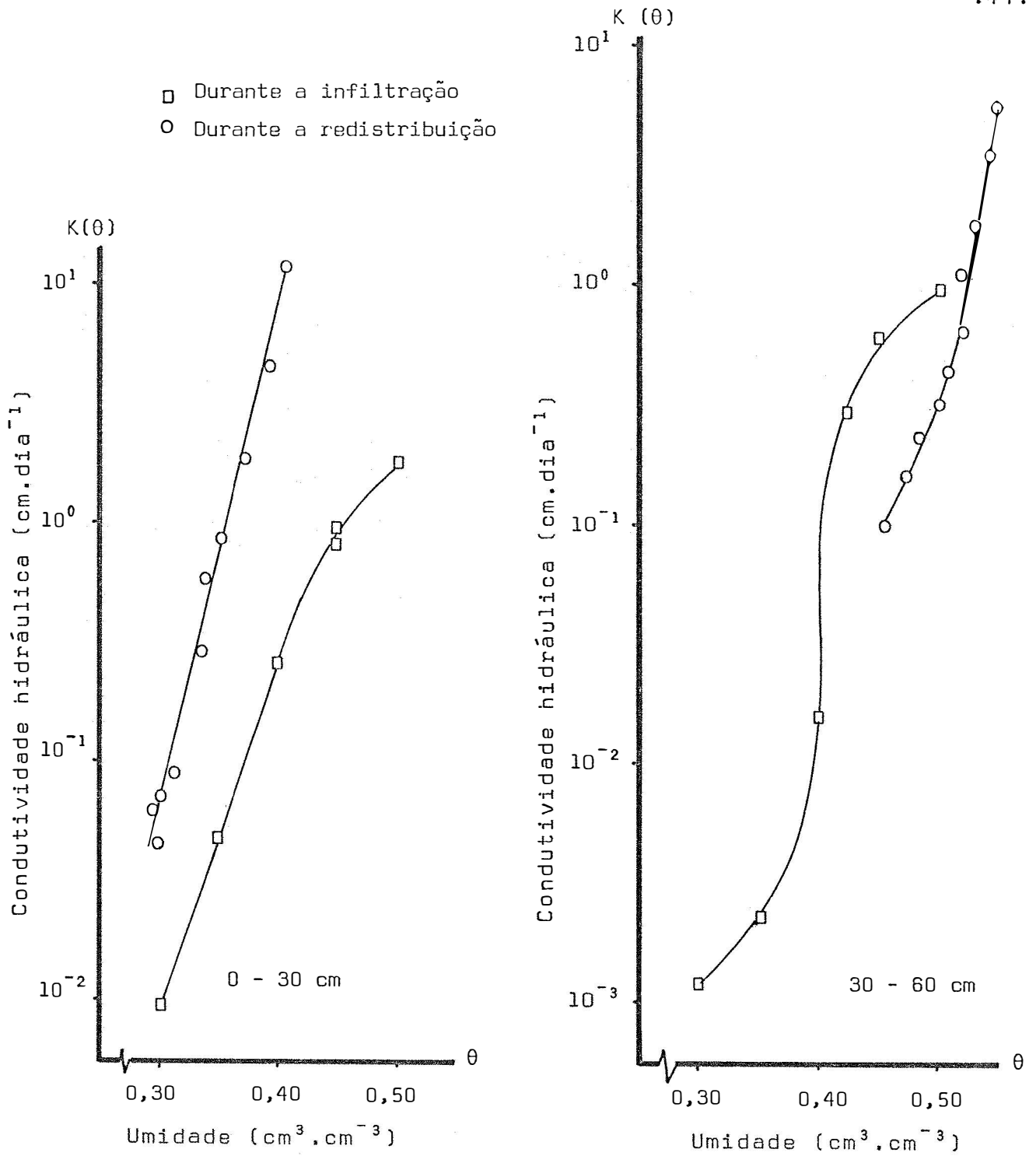


Figura 20 - Valores da condutividade do solo obtidos durante a infiltração e redistribuição de água.

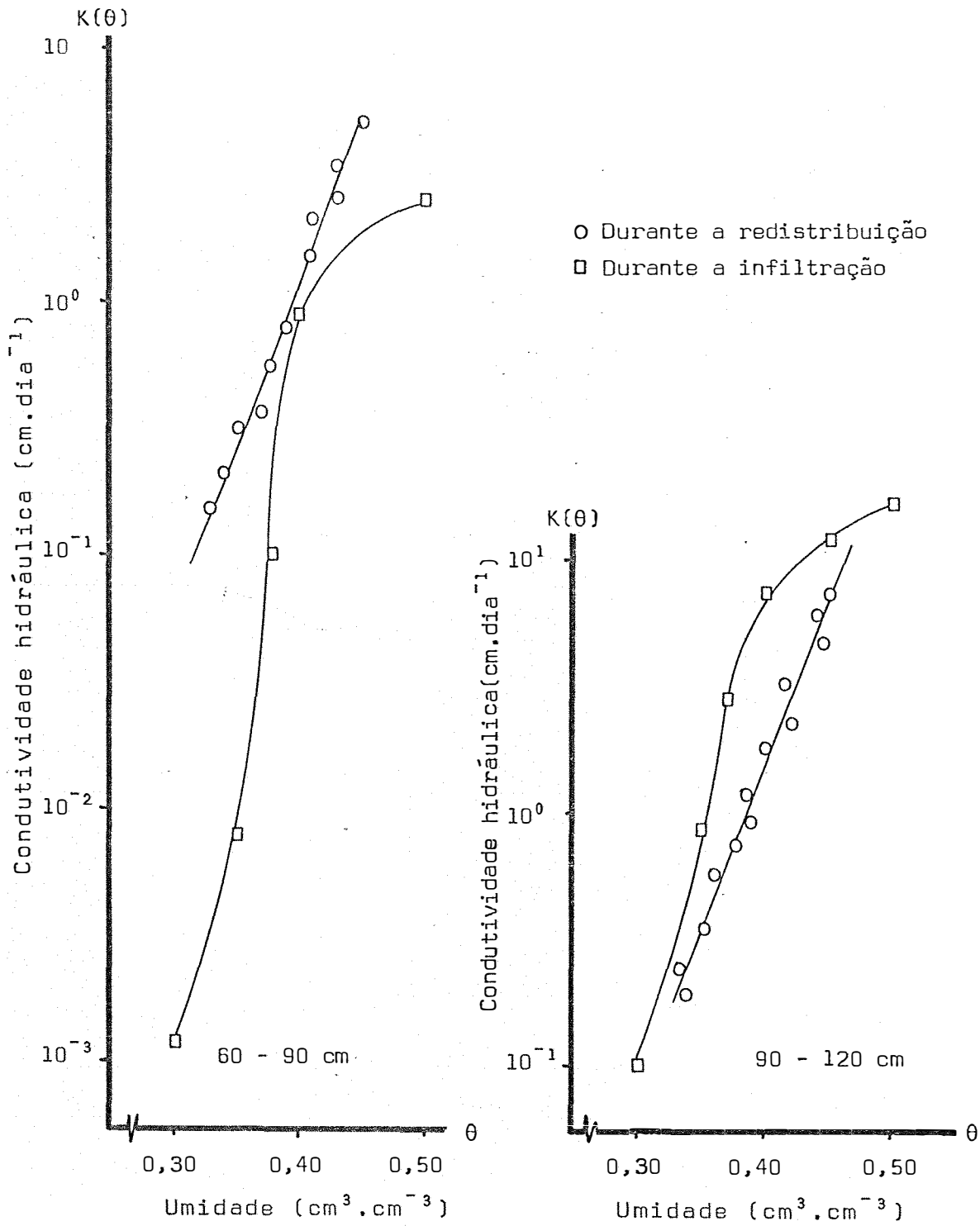


Figura 21 - Valores da condutividade hidráulica do solo obtidos durante a infiltração e redistribuição de água.

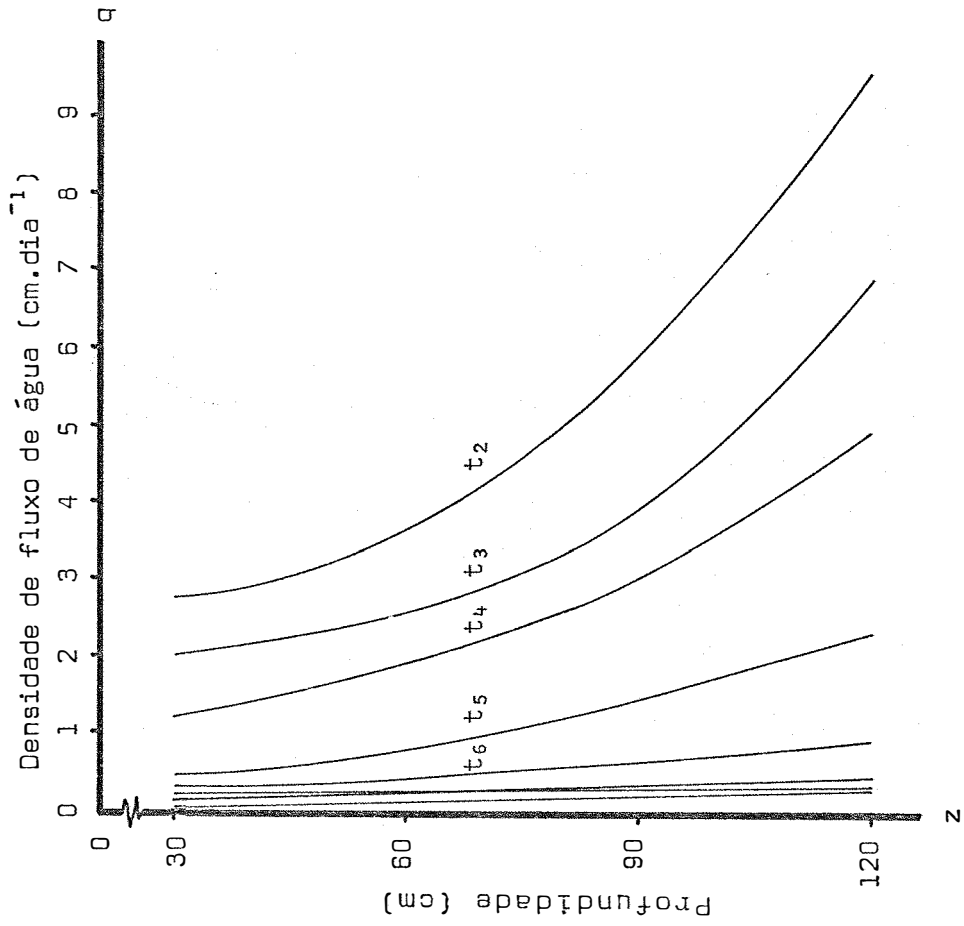


Figura 22 - Dados representativos da densidade do fluxo de água em função da profundidade e do tempo de redistribuição.



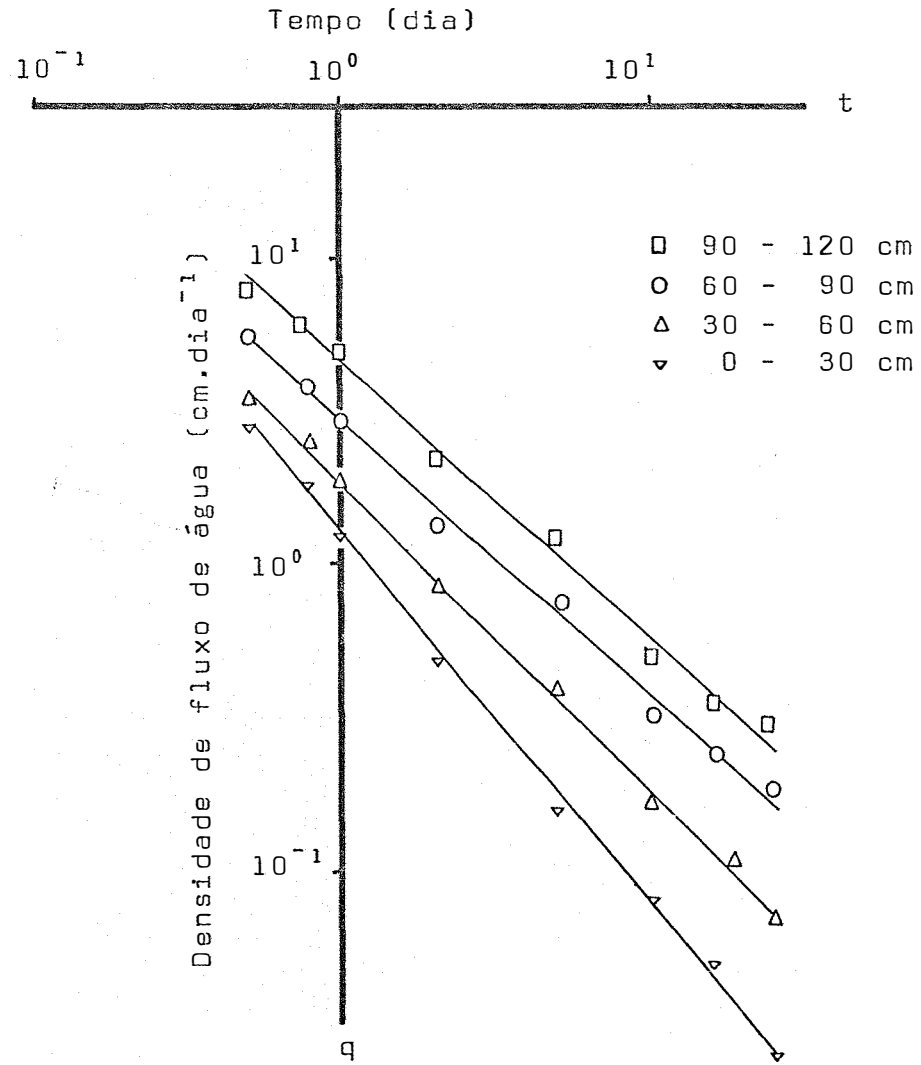


Figura 23 - Valores da densidade do fluxo de água em função do tempo de drenagem interna.

## 6. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Os dados da densidade global do solo, no campo e no laboratório (Tabela 1) e seus respectivos desvios padrões, mostram que o emprego da metodologia descrita proporcionou um acondicionamento satisfatório das amostras.

Observa-se da curva característica (Figura 6), que as diferentes camadas do solo possuem diferentes condições quanto a sua capacidade de retenção de água para um mesmo potencial. Valores menores foram observados na profundidade de 0 - 30 cm e maiores para 30 - 60 cm. Também pode ser verificado analisando a Figura 7 na qual se encontram dados do avanço da frente de molhamento como uma função da raiz quadrada do tempo, que o solo mostra ter comportamentos distintos quanto às velocidades de infiltração de água, logo após os primeiros estágios do processo.

Analisando os dados de  $D(\theta)$  mostrados nas Tabelas 3, 4, 5 e 6) nota-se claramente que existe uma grande

variabilidade mesmo para valores de uma mesma coluna (profundidade) mas obtidas em tempo (perfís) diferentes. Isto é bastante comum e já foi observado pelos próprios autores do método (BRUCE e KLUTE, 1956) e, em nosso meio por LIBARDI e REICHARDT (1973). A principal fonte de erro acha-se na determinação da tangente ( $dx/d\theta$ ), sendo a maior desvantagem do método de determinação da difusividade da água no solo. Ao utilizar estes dados de  $D(\theta)$  para cálculo de  $K(\theta)$ , utilizando a curva característica da água no solo, estes erros se propagam, como pode ser visto analisando os dados das Tabelas 7, 8, 9, 10 e 11.

Os menores valores de  $K$  e  $D$  foram obtidos para a camada 30 - 60 cm, que corresponde pelo menos em parte, ao horizonte B textural da Terra Roxa Estruturada. A camada de 90 - 120 cm correspondem os maiores valores de  $K$  que são típicos para o horizonte óxico deste solo.

No caso da redistribuição, o método de HILLEL *et alii* (1972) pode ser aplicado com êxito. Em se tratando de colunas de solo homogêneo, estabeleceu-se que a variação do armazenamento de água de uma camada de 40 cm de profundidade, poderia ser utilizada no cálculo dos fluxos e, consequentemente da condutividade hidráulica. Como pode ser visto nas Figuras 14, 15, 16 e 17, a camada de 0 - 40 cm apresentou umidade razoavelmente constante para os diferentes tempos de redistribuição.

Os valores médios são apresentados na Figura 18 e a partir destes, empregou-se a técnica proposta por *HILLEL et alii* (1972), obtendo os valores de K mostrados na Figura 19.

Nas Figuras 20 e 21 é feita uma comparação entre dados obtidos pelos dois métodos. A maior coincidência foi observada para a camada 30 - 60 cm, sendo que para as outras aparecem diferenças de 1 a 3 ordens de grandeza. Este fato porém é bastante comum na literatura e parece ser um resultado da estreita dependência da condutividade hidráulica com a umidade do solo e com o arranjo do meio poroso, parcialmente refletida pela densidade global e porosidade. *ROSE et alii* (1965) por exemplo apresentam dados com diferenças de várias ordens de grandeza.

Recentemente os físicos de solo têm levantado o problema da variabilidade espacial de solos e suas implicações na estimativa das características hídricas de um solo. *NIELSEN et alii* (1973) e *REICHARDT et alii* (1976), são dois exemplos típicos, que mostram que diferenças de 1 a 3 ordens de grandeza em valores de K são bastante comuns.

Devido à esta variabilidade dos dados obtidos é difícil estabelecer um critério para comparar os dois métodos utilizados neste trabalho. Como os resultados obtidos devem ainda depender do problema de histerese, sugerimos que o método de *BRUCE e KLUTE* (1956) seja utilizado quando se dese-

ja obter valores de K que seriam empregados em casos de "molhamento" do solo e, o método de *HILLEL et alii* (1972) em se tratando de casos de "secamento".

Ainda, de uma maneira geral pode se dizer que o método de *BRUCE e KLUTE* (1956) é frágil no ponto que se refere à determinação da tangente ( $dx/d\theta$ ) e depende ainda de informações tiradas da curva característica da água do solo. Esta última é feita com amostras diferentes daquelas utilizadas nos processos de infiltração e sempre existe a dúvida de sua representabilidade. Por outro lado o método de *HILLEL et alii* (1972), não apresenta estas dificuldades. Seu êxito depende principalmente da possibilidade de se obter perfis de redistribuição, o que é obtido facilmente com a técnica de moderação de neutrons.

## 7. RESUMO

O principal objetivo do presente trabalho foi adaptar o método de *HILLEL et alii (1972)* para condições de laboratório.

Foi estudado inicialmente o processo de infiltração horizontal pelo método de *BRUCE e KLUTE (1956)* e em seguida a redistribuição de água pelo solo através de *HILLEL et alii (1972)*. A condutibilidade hidráulica,  $K(\theta)$  foi determinada durante cada processo acima referido, em colunas de solo homogêneo, com aplicação da técnica de atenuação da radiação gama.

Os dados de  $K(\theta)$  apresentam grande variabilidade, o que torna bastante difícil estabelecer um critério de comparação entre os valores obtidos por um e outro método utilizado na estimativa da condutividade hidráulica do solo.

Aparentemente as fontes de erros que mais afetam a variabilidade dos valores de  $K(\theta)$  quando determinados pe-

lo método de *BRUCE e KLUTE (1956)*, encontram-se na determinação da tangente ( $\frac{dx}{d\theta}$ ) e na confecção da curva característica da água do solo. O mesmo não acontece com os dados obtidos por *HILLEL et alii (1972)*, porque os cálculos baseiam-se em integrações de perfis de drenagem interna.

## 8. SUMMARY

The main objective of the present work was to adapt the method of *HILLEL et alii (1972)* for laboratory conditions of hydraulic conductivity determination.

Initially the horizontal infiltration process was studied through the method of *BRUCE and KLUTE (1956)*, and following this the soil water redistribution process was analysed through the method of *HILLEL et alii (1972)*. The hydraulic conductivity of the soil  $K(\theta)$ , was determined during each of the above processes in homogeneous columns with the application of the gamma radiation attenuation technique.

The  $K(\theta)$  data present a large variability, what makes it difficult to establish a criteria of comparison of the values obtained through each method of soil hydraulic conductivity determination.



Apparently the main sources of error that effect the variability of  $K(\theta)$  data when determined by *BRUCE and KLUTE'S* method (1956) are the determination of the tangents ( $\frac{dx}{d\theta}$ ) and the establishment soil water characteristic curves. This does not happen with the data obtained through *HILLEL et alii's* method (1972) because the calculations are based upon integrations of internal drainage profiles.

## 9. LITERATURA CITADA

*ALI, M.K. - 1966.* Soil moisture tension relationships of some soils. Indian Journal of Soil Sci., 14:51-62.

*ASCROFT, G., D.D. MARSH, D.D. EVANS and L. BOERSMA - 1962.* Numerical method for solving the diffusion equation: I- Horizontal flow in semi-infinite media. Proc. Soil Sci. Soc. Amer., 26:522-24.

*BISWAS, D.T., D.R. NIELSEN and J.W. BIGGAR - 1966.* Redistribution of water after infiltration. Water Resources Res., 2:513-24.

*BLACK, T.A., R.W. GARDNER and W.G. THURTELL - 1969.* The prediction of evaporation, drainage and soil water storage for a bare soil. Proc. Soil Sci. Soc. Amer., 33:655-660.

*BRUCE, R.R. and A. KLUTE - 1956.* Measurement of soil moisture diffusivity. Proc. Soil Sci. Soc. Amer., 20:458-62.

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

CHILDS, E.C., and M. COLIS-GEORGE - 1950. Permeability of porous materials. Proc. Royal Soc. (London), 201A:392-99.

DALL'OLIO, A. e K. REICHARDT - 1976. Spatial variability of physical properties of a soil tropical: II- The use of a neutron probe to access soil water content. BT-006, CENA, Piracicaba, SP.

DARCY, H. - 1856. Les fontaines publique de La Ville de Dijon, p.592. Victor Dalmont, Paris.

DAVIDSON, J.M., J.W. BIGGAR and D.R. NIELSEN - 1963. Gama radiation attenuation for measuring bulk density and transient water flow in porous materials. Jour. of Geoph. Research, 68:4777-83.

FERRAZ, E.S.B. - 1974. Determinação simultânea da densidade global e umidade do solo por atenuação de raios gama do  $^{137}\text{Cs}$  e  $^{241}\text{Am}$ . Livre docência. ESALQ/USP. Piracicaba, SP.

GARDNER, W.R. - 1958. Some steady state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. Soil Sci., 85:228-32.

GARDNER, W.R. and M.S. MAYHUGH, 1958. Solutions and tests of the diffusion equation for the movement of water in soil. Proc. Soil Sci. Soc. Amer., 22:197-201.

HILLEL, D. - 1972a. Hysteresis. In: Soil and water physical principles and processes. 1a. Edition. N.Y. Academic Press. p.65-68.

HILLEL, D. and J.Y. PARLANGE - 1972. Wetting front instability in layered soil. Proc. Soil Sci. Soc. Amer., 36:697-702.

- HILLEL, D., V.D. KRENTOS and Y. STYLIANOV - 1972. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. Soil Sci. Soc. Amer., 114:395-400.
- HILLEL, D. and Y. BENYAMINI - 1973. Experimental comparison of infiltration and drainage methods for determining unsaturated hydraulic conductivity of a soil profile in situ. FAO/IAEA. Symposium on Isotopes and Radiation Techniques in Studies of Soil Physic, Irrigation and Drainage to Crop Production. Vienna, Austria.
- KELLEY, O.J. - 1954. Requirement and availability of soil water. Advances of Agronomy. New York, 6:67-94.
- KIRDA, C., D.R. NIELSEN and J.W. BIGGAR - 1974. The combined effects of infiltration and redistribution on leaching. Soil Science, 117:323-329.
- KLUTE, A. - 1952. Some theoretical aspects of the flow of water in unsaturated soils. Proc. Soil Sci. Soc. Amer., 16:144-7.
- KLUTE, A. - 1972. The determination of the hydraulic conductivity and diffusion of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Amer., 113:264-76.
- KLUTE, A. and G.E. WILKINSON - 1958. Some tests of the similar media concept of capillary flow: I- Reduced capillary conductivity and moisture characteristics data. Proc. Soil Sci. Soc. Amer., 22:278-81.
- LIBARDI, P.L. - 1973. Infiltração da água no solo: Uma generalização. Dissertação de Mestrado. Biblioteca ESALQ/USP, Piracicaba, SP.

*LIBARDI, P.L. e K. REICHARDT - 1973.* Características hídricas de 5 (cinco) solos do Estado de São Paulo: II- Curvas de retenção de água e condutividade hidráulica. XIV Congresso Brasileiro de Ciência do Solo. Santa Maria, RS.

*LIBARDI, P.L. e K. REICHARDT - 1973.* Características hídricas de 5 (cinco) solos do Estado de São Paulo: I- Difusividade da água do solo. *O Solo*, 1:7-13.

*MILLER, E.E. and D.R. MILLER - 1955a.* Theory of capillary flow: Pratical implications. *Proc. Soil Sci. Soc. Amer.*, 19:267-71.

*MILLER, E.E. and D.R. MILLER - 1955b.* Theory of capillary flow: II- Experimental information. *Proc. Soil Sci. Soc. Amer.*, 19:271-75.

*MILLER, E.E. and D.R. MILLER - 1956.* Physical theory for capillary flow phenomena. *J. Appl. Phys.*, 27:324-32.

*NIELSEN, D.R., J.W. BIGGAR and K.T. ERB - 1973.* Spatial variability of field-measured soil water properties. *Hilgardia*, 42(7):215-59.

*PAULAKIS, L. and L. BARDEN - 1972.* Hysteresis in the moisture characteristics of clay soil. *Journal of Soil Sci.*, 23(3): 350-61.

*PHILIPS, J.R. - 1955.* Numerical solution of equations of the diffusion type with diffusivity concentration-dependent. *Faraday Soc.*, 51(885-92).

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

REICHARDT, K. - 1965. Uso das radiações gama na determinação da umidade e da densidade do solo. Tese de Doutorado, ESALQ/USP. Piracicaba, SP.

REICHARDT, K. - 1975. Processos de transferência no sistema solo-planta-atmosfera. 3a. Edição. 286p. Publicação especial do CENA/USP/CNEN e Fundação Cargill.

REICHARDT, K., D.R. NIELSEN and J.W. BIGGAR - 1972. Horizontal infiltration into layered soils. Proc. Soil Sci. Soc. Amer., 36:856-63.

REICHARDT, K., F. GROHMANN, P.L. LIBARDI e S.V. QUEIROZ - 1976a. Spatial variability of a tropical soil. II- Soil water retention curves and hydraulic conductivity. BT-005, CENA, Piracicaba, SP.

REICHARDT, K. e P.L. LIBARDI - 1973. A new equation for the estimation of soil-water diffusivity. FAO/IAEA Symposium on Isotopes and Radiation Technique in Studies of Soil Physics Irrigation. Vienna, Austria.

REICHARDT, K. e P.L. LIBARDI - 1974. An analysis of soil-water movement in the field: I- Hidrological Field Site Characterization. BC-021, CENA. Piracicaba, SP.

REICHARDT, K., P.L. LIBARDI and D.R. NIELSEN - 1975. Unsaturated hydraulic determination by a scaling technique. Soil Sci., 120(3):165-8.

RICHARDS, L.A. - 1931. Capillary conduction of liquids through porous media. Physics, 1:318-33.

ROSE, C.W., STERN, W.R. and DRUMMOND, J.E. - 1965. Determination of hydraulic conductivity as a function of depth and water content in situ. Aust. J. Soil Res., 3:1-9.

SELIM, H.M., DON KIRKHAM and M. AMEMIYA - 1970. A comparison of two methods for determining soil water diffusivity. Proc. Soil Sci. Soc. Amer., 34:14-18.

SLATER, P.J. and J.B. WILLIAMS - 1965. The influence of texture on the moisture characteristics of soils: II- Available water capacity and moisture release characteristics. Journal of Soil Science, Oxford, 16(2):310-17.

STAPLE, J.W. - 1966. Infiltration and redistribution of water in vertical columns of loam. Soil Sci. Soc. Amer., 30:553-8.

STAPLE, J.W. - 1975. The influence of size distribution on the bulk density of uniformly packed glass particles. Proc. Soil Sci. Soc. Amer., 39:404-408.

VACHAUD, G. and J.L. THONY - 1973. Histeresis effects during infiltration and redistribution in a soil column at different initial water contents. Dept. of Hidrology. La-Laboratoires de Mechanique des Fluides. Université de Grenoble. Cedex 53-58. Grenoble, France.

WANG, F.C. and V. LAKSHMINARAYANA - 1968. Mathematical simulation of water movement throug unsaturated nonhomogeneous soils. Proc. Soil Sci. Soc. Amer., 32:329-34.

WATSON, K.K., S.J. PERENTS and F.D. WHISLER - 1973. A limiting flow conduction in infiltration into heterolenous porous media. Proc. Soil Sci. Soc. Amer., 37:404-8.

*YOUNGS, E.G. - 1958a. Redistribution of moisture in porous materials after infiltration. Soil Sci. Soc. Amer., 1(86):117-25.*



10. APÉNDICE

TABELA 1 - Valores médios da umidade do solo seco ao ar ( $\bar{\theta}_0$ ), densidade global ( $\rho_g$ ), seu desvio padrão ( $\sigma$ ), coeficiente de variação (CV), no campo e no laboratório.

Profundidade (cm)	$\bar{\theta}_0$	C a m p o			L a b o r a t ó r i o		
		$\rho_g$ g/cm <sup>3</sup>	$\sigma$	CV%	$\rho_g$ g/cm <sup>3</sup>	$\sigma$	CV%
0 - 30	0,031	1,439	0,165	11,46	1,453	0,028	1,92
30 - 60	0,048	1,445	0,090	6,23	1,480	0,026	1,75
60 - 90	0,070	1,322	0,085	6,43	1,383	0,018	1,28
90 - 120	0,046	1,256	0,061	4,86	1,273	0,004	0,31

$\theta_0$  = Médias de 20 repetições.

$\rho_g$  = Campo - n° de repetições: 16

$\rho_g$  = Laboratório - n° de repetições: 25

Tabela 2 - Dados representativos dos valores médios da umidade do solo nos diversos potenciais matriciais, desvio padrão( $\theta$ ) e coeficiente de variação (CV).

$\xi^*$ (cm H <sub>2</sub> O)	0 - 30			30 - 60			60 - 90			90 - 120		
	$\bar{\theta}$	$\sigma$	CV%	$\bar{\theta}$	$\sigma$	CV%	$\bar{\theta}$	$\sigma$	CV%	$\bar{\theta}$	$\sigma$	CV%
-25	0,538	0,008	1,49	0,576	0,003	0,52	0,533	0,003	0,56	0,528	0,003	0,57
-50	0,499	0,012	2,37	0,539	0,010	1,79	0,467	0,010	2,12	0,465	0,007	1,59
-75	0,443	0,001	0,23	0,491	0,004	0,81	0,434	0,010	2,30	0,425	0,004	0,94
-100	0,406	0,005	1,23	0,470	0,018	3,86	0,424	0,009	2,12	0,416	0,006	1,37
-200	0,388	0,039	10,05	0,426	0,042	9,86	0,408	0,047	11,52	0,350	0,083	23,72
-330	0,321	0,004	1,25	0,374	0,006	1,60	0,346	0,006	1,73	0,311	0,007	2,25
-500	0,304	0,001	0,33	0,356	0,001	0,28	0,324	0,001	0,31	0,299	0,002	0,67
-1.000	0,276	0,002	0,72	0,330	0,001	0,30	0,306	0,001	0,33	0,278	0,001	0,36
-2.000	0,255	0,004	1,57	0,306	0,005	1,63	0,288	0,004	1,39	0,273	0,003	0,36
-3.000	0,247	0,001	0,40	0,301	0,004	1,33	0,281	0,002	0,71	0,253	0,001	0,40
-5.000	0,233	0,001	0,43	0,283	0,001	0,35	0,276	0,015	5,43	0,242	0,001	0,41
-7.500	0,232	0,007	3,02	0,282	0,002	0,71	0,265	0,003	1,13	0,237	0,001	0,42
-10.000	0,224	0,003	1,34	0,279	0,004	1,43	0,264	0,002	0,76	0,236	0,001	0,42
-12.500	0,217	0,004	1,84	0,276	0,003	1,09	0,262	0,002	0,76	0,235	0,003	1,28
-15.000	0,233	0,008	3,40	0,283	0,004	1,40	0,273	0,002	0,70	0,247	0,004	1,60

$\xi^*$  = Potencial matricial.

$\bar{\theta}$  = Média de 4 repetições.

Tabela 3 - Valores da difusividade da água do solo durante a infiltração para três perfis de umidade, na profundidade 0 - 30 cm.

Umidade $\theta$ $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$	1			2			3		
	$\int_{\theta_0}^{\theta} x d\theta$	$\frac{dx}{d\theta}$	$D(\theta)$ $\text{cm}^2/\text{dia}$	$\int_{\theta_0}^{\theta} x d\theta$	$\frac{dx}{d\theta}$	$D(\theta)$ $\text{cm}^2/\text{dia}$	$\int_{\theta_0}^{\theta} x d\theta$	$\frac{dx}{d\theta}$	$D(\theta)$ $\text{cm}^2/\text{dia}$
0,300	5,15	2,60	40,18	11,30	3,87	29,09	16,16	2,87	12,96
0,350	6,53	12,50	242,94	13,53	26,97	243,22	19,46	10,00	54,29
0,400	7,38	18,40	407,81	15,35	46,52	476,07	22,07	58,33	359,14
0,450	7,97	50,00	1.194,19	17,24	165,63	1.903,25	24,91	190,00	1.520,48
0,484	8,49	175,00	4.456,66	18,29	181,25	2.209,68	26,58	387,00	2.870,07
0,500	8,74	266,70	6.991,35	18,67	531,25	6.616,23	27,17	544,00	4.125,03
0,525	8,91	300,00	8.016,34	19,10	444,67	5.661,22	28,81	820,00	6.292,18

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

Tabela 4 - Valores da difusividade da água do solo durante a infiltração para três perfis de umidade, na profundidade 30 - 60 cm.

Umidade $\theta$ $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$	1			2			3		
	$\int_{\theta_0}^{\theta_i} x d\theta$	$\frac{dx}{d\theta}$	$D(\theta)$ $\text{cm}^2/\text{dia}$	$\int_{\theta_0}^{\theta_i} x d\theta$	$\frac{dx}{d\theta}$	$D(\theta)$ $\text{cm}^2/\text{dia}$	$\int_{\theta_0}^{\theta_i} x d\theta$	$\frac{dx}{d\theta}$	$D(\theta)$ $\text{cm}^2/\text{dia}$
0,300	4,59	8,00	43,35	7,63	5,70	19,59	11,58	5,20	10,67
0,350	5,50	8,00	44,00	9,09	5,70	23,24	14,20	5,20	12,82
0,400	6,27	12,80	94,75	10,52	12,00	57,03	16,44	5,20	14,69
0,450	7,10	29,60	247,68	11,36	41,40	212,26	18,71	27,70	99,43
0,500	7,84	68,60	635,04	12,65	152,70	871,92	20,89	80,00	288,58
0,555	8,29	200,00	1.956,59	13,46	320,00	1.943,57	22,51	933,30	3.627,08

$$D(\theta) = - \frac{1}{2t} \cdot \frac{dx}{d\theta} \int_{\theta_0}^{\theta_i} x \cdot d\theta$$

Tabela 5 - Valores da difusividade da água do solo durante a infiltração para três per-  
fis de umidade, na profundidade 60 - 90 cm.

Umidade $\theta$ $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$	1			2			3		
	$\int_{\theta_0}^{\theta} i \cdot x d\theta$	$\frac{dx}{d\theta}$	$D(\theta)$ $\text{cm}^2/\text{dia}$	$\int_{\theta_0}^{\theta} i \cdot x d\theta$	$\frac{dx}{d\theta}$	$D(\theta)$ $\text{cm}^2/\text{dia}$	$\int_{\theta_0}^{\theta} i \cdot x d\theta$	$\frac{dx}{d\theta}$	$D(\theta)$ $\text{cm}^2/\text{dia}$
0,300	5,49	3,45	25,63	6,55	3,33	24,91	10,49	3,22	17,28
0,350	6,45	6,96	50,83	7,91	6,93	62,64	12,74	6,67	43,49
0,400	7,47	15,50	213,70	9,24	15,14	159,84	14,90	18,67	142,56
0,450	8,32	32,00	632,59	10,59	25,26	306,14	17,09	27,83	243,79
0,500	9,23	74,27	7.681,97	11,86	74,55	1.009,87	19,19	42,10	414,14

$$D(\theta) = - \frac{1}{2t} \cdot \frac{dx}{d\theta} \cdot \int_{\theta_0}^{\theta} i \cdot x \cdot d\theta$$

Tabela 6 - Valores da difusividade da água do solo durante a infiltração para três per-  
fis de umidade, na profundidade 90 - 120 cm.

Umidade $\theta$ $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$	1			2			3		
	$\int_{\theta_0}^{\theta} x d\theta$	$\frac{dx}{d\theta}$	$D(\theta)$ $\text{cm}^2/\text{dia}$	$\int_{\theta_0}^{\theta} x d\theta$	$\frac{dx}{d\theta}$	$D(\theta)$ $\text{cm}^2/\text{dia}$	$\int_{\theta_0}^{\theta} x d\theta$	$\frac{dx}{d\theta}$	$D(\theta)$ $\text{cm}^2/\text{dia}$
0,300	5,49	3,45	170,46	8,56	3,64	109,43	11,43	4,00	120,73
0,350	6,45	6,96	404,03	10,12	8,00	284,35	13,59	9,52	306,91
0,400	7,47	15,56	1.046,10	11,62	20,00	816,23	15,57	19,31	801,17
0,450	8,32	32,00	2.396,16	13,22	33,33	1.547,55	17,41	40,00	1.732,41
0,500	9,24	74,27	6.169,61	14,72	72,33	3.739,43	19,45	98,00	4.413,34

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

Tabela 7 - Dados da condutividade hidráulica do solo durante a infiltração, para três perfís de umidade, na profundidade 0 - 30 cm.

Umidade $\theta$ ( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ )	$\frac{d\xi}{d\theta}$	1			2			3		
		$K(\theta)$ cm/dia			$K(\theta)$ cm/dia			$K(\theta)$ cm/dia		
0,300	5.000,00	$8,15 \times 10^{-3}$			$5,80 \times 10^{-3}$			$2,60 \times 10^{-3}$		
0,350	3.739,13	$6,51 \times 10^{-2}$			$6,50 \times 10^{-2}$			$1,43 \times 10^{-2}$		
0,400	1.622,22	$2,52 \times 10^{-1}$			$2,94 \times 10^{-1}$			$2,21 \times 10^{-1}$		
0,450	1.619,05	$7,12 \times 10^{-1}$			$11,80 \times 10^{-1}$			$8,16 \times 10^{-1}$		
0,484	1.828,57	$2,43 \times 10^0$			$1,21 \times 10^0$			$1,57 \times 10^0$		
0,500	3.360,00	$2,14 \times 10^0$			$1,97 \times 10^0$			$1,27 \times 10^0$		
0,525	2.666,66	$3,54 \times 10^0$			$2,12 \times 10^0$			$2,36 \times 10^0$		

$$K(\theta) = - \frac{D(\theta)}{\frac{d\xi}{d\theta}}$$



Tabela 8 - Dados da condutividade hidráulica do solo durante a infiltração, para três perfis de umidade, na profundidade 30 - 60 cm.

Umidade $\theta$ ( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ )	$\frac{d\xi}{d\theta}$	K( $\theta$ ) cm/dia		
		1	2	3
0,300	40.000,00	$1,10 \times 10^{-3}$	$5,00 \times 10^{-4}$	$3,00 \times 10^{-4}$
0,350	14.545,00	$3,10 \times 10^{-3}$	$1,60 \times 10^{-3}$	$0,90 \times 10^{-3}$
0,375	6.222,00	$8,64 \times 10^{-3}$	$7,78 \times 10^{-3}$	$10,36 \times 10^{-3}$
0,400	3.467,00	$2,73 \times 10^{-2}$	$1,64 \times 10^{-2}$	$0,43 \times 10^{-2}$
0,450	904,00	$2,35 \times 10^{-1}$	$1,10 \times 10^{-1}$	$2,06 \times 10^{-1}$
0,500	667,0	$13,10 \times 10^{-1}$	$4,33 \times 10^{-1}$	$8,98 \times 10^{-1}$
0,550	2.000,00	$9,71 \times 10^{-1}$	$18,10 \times 10^{-1}$	$12,50 \times 10^{-1}$

$$K(\theta) = - \frac{D(\theta)}{\frac{\partial \xi}{\partial \theta}}$$

Tabela 9 - Dados da condutividade hidráulica do solo durante a infiltração, para três perfis de umidade, na profundidade 60 - 90 cm.

Umidade $\theta$ ( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ )	$\frac{d\xi}{d\theta}$	K( $\theta$ ) cm/dia		
		1	2	3
0,300	34.666,00	$7,01 \times 10^{-4}$	$7,01 \times 10^{-4}$	$5,00 \times 10^{-4}$
0,350	6.704,00	$8,40 \times 10^{-3}$	$10,31 \times 10^{-3}$	$8,64 \times 10^{-3}$
0,375	3.384,60	$4,10 \times 10^{-2}$	$2,00 \times 10^{-2}$	$3,50 \times 10^{-2}$
0,400	400,00	$5,34 \times 10^{-1}$	$3,99 \times 10^{-1}$	$3,56 \times 10^{-1}$
0,450	666,00	$9,50 \times 10^{-1}$	$4,60 \times 10^{-1}$	$3,66 \times 10^{-1}$
0,475	1.411,00	$7,10 \times 10^{-1}$	$3,79 \times 10^{-1}$	$6,00 \times 10^{-1}$
0,500	1.333,00	$5,84 \times 10^0$	$0,76 \times 10^0$	$0,31 \times 10^0$

$$K(\theta) = - \frac{D(\theta)}{\frac{d\xi}{d\theta}}$$

Tabela 10 - Dados da condutividade hidráulica do solo durante a infiltração; para três perfis de umidade, na profundidade 90 - 120 cm.

Umidade $\theta$ ( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ )	$\frac{d\xi}{d\theta}$	1			2			3		
		$K(\theta)$ cm/dia	$K(\theta)$ cm/dia	$K(\theta)$ cm/dia	$K(\theta)$ cm/dia	$K(\theta)$ cm/dia	$K(\theta)$ cm/dia	$K(\theta)$ cm/dia	$K(\theta)$ cm/dia	$K(\theta)$ cm/dia
0,250	5.200,00	$2,50 \times 10^{-2}$	$1,50 \times 10^{-2}$	$1,10 \times 10^{-2}$	$2,50 \times 10^{-2}$	$1,50 \times 10^{-2}$	$1,10 \times 10^{-2}$	$2,50 \times 10^{-2}$	$1,50 \times 10^{-2}$	$1,10 \times 10^{-2}$
0,300	1.200,00	$1,40 \times 10^{-1}$	$0,90 \times 10^{-1}$	$0,70 \times 10^{-1}$	$1,40 \times 10^{-1}$	$0,90 \times 10^{-1}$	$0,70 \times 10^{-1}$	$1,40 \times 10^{-1}$	$0,90 \times 10^{-1}$	$0,70 \times 10^{-1}$
0,350	320,00	$1,26 \times 10^0$	$0,89 \times 10^0$	$0,73 \times 10^0$	$1,26 \times 10^0$	$0,89 \times 10^0$	$0,73 \times 10^0$	$1,26 \times 10^0$	$0,89 \times 10^0$	$0,73 \times 10^0$
0,400	48,00	$21,79 \times 10^0$	$17,01 \times 10^0$	$11,27 \times 10^0$	$21,79 \times 10^0$	$17,01 \times 10^0$	$11,27 \times 10^0$	$21,79 \times 10^0$	$17,01 \times 10^0$	$11,27 \times 10^0$
0,450	42,20	$56,90 \times 10^0$	$36,75 \times 10^0$	$29,77 \times 10^0$	$56,90 \times 10^0$	$36,75 \times 10^0$	$29,77 \times 10^0$	$56,90 \times 10^0$	$36,75 \times 10^0$	$29,77 \times 10^0$
0,500	266,7	$23,14 \times 10^0$	$14,02 \times 10^0$	$12,49 \times 10^0$	$23,14 \times 10^0$	$14,02 \times 10^0$	$12,49 \times 10^0$	$23,14 \times 10^0$	$14,02 \times 10^0$	$12,49 \times 10^0$

$$K(\theta) = - \frac{D(\theta)}{\frac{d\xi}{d\theta}}$$

Tabela 11 - Valores médios da condutividade hidráulica e da difusividade da água do solo, obtidos durante o processo de infiltração.

Umidade $\theta$ $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$	0 - 30 cm		30 - 60 cm		60 - 90 cm		90 - 120 cm	
	$\bar{K}(\theta)$	$\bar{D}(\theta)$	$\bar{K}(\theta)$	$\bar{D}(\theta)$	$\bar{K}(\theta)$	$\bar{D}(\theta)$	$\bar{K}(\theta)$	$\bar{D}(\theta)$
0,300	$5,52 \times 10^{-3}$	27,36	$6,30 \times 10^{-4}$	24,54	$6,34 \times 10^{-4}$	22,61	$1,00 \times 10^{-1}$	120,73
0,350	$4,82 \times 10^{-2}$	180,15	$1,90 \times 10^{-3}$	27,71	$8,64 \times 10^{-3}$	52,32	$0,96 \times 10^{-1}$	306,91
0,400	$2,56 \times 10^{-1}$	414,29	$1,59 \times 10^{-2}$	55,49	$4,30 \times 10^{-1}$	205,37	$14,69 \times 10^{-1}$	801,17
0,450	$9,03 \times 10^{-1}$	1.472,69	$2,09 \times 10^{-1}$	186,45	$5,92 \times 10^{-1}$	394,17	$41,14 \times 10^{-1}$	1.732,41
0,500	$1,79 \times 10^{-1}$	5.910,87	$8,98 \times 10^{-1}$	598,51	$2,08 \times 10^{-1}$	3.035,33	$16,55 \times 10^{-1}$	4.413,34

$\bar{K}(\theta)$  cm/dia

$\bar{D}(\theta)$   $\text{cm}^2/\text{dia}$

Tabela 12 - Valores representativos da umidade média do solo ( $\theta$ ), tempo de redistribuição (t), densidade de fluxo de água ( $\frac{d\theta}{dt}\Delta z$ ) e da condutividade hidráulica do solo  $K(\theta)$ , na profundidade 0 - 30 cm. O gradiente  $\partial\psi/\partial z$  foi considerado unitário.

$\theta$ ( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ )	Tempo (dia)	$\frac{d\theta}{dt}$	$\frac{d\theta}{dt}\Delta z^*$ cm $\text{H}_2\text{O}/\text{dia}$	$K(\theta)$ cm/dia
0,402	0,25	0,3200	12,800	12,800
0,380	0,50	0,0700	2,800	2,800
0,363	0,75	0,0500	2,000	2,000
0,358	1,00	0,0300	1,200	1,200
0,338	2,00	0,0110	0,450	0,450
0,318	5,00	0,0040	0,160	0,160
0,305	10,00	0,0020	0,080	0,080
0,298	15,00	0,0013	0,052	0,052
0,293	20,00	0,0012	0,048	0,048
0,291	25,00	0,0006	0,024	0,024

$\Delta z^*$  - constante = 40 cm

Tabela 13 - Valores representativos da umidade média do solo ( $\theta$ ), tempo de redistribuição (t), densidade de fluxo de água ( $\frac{d\theta}{dt}\Delta z$ ) e da condutividade hidráulica do solo  $K(\theta)$ , na profundidade 30 - 60 cm. O gradiente  $\partial\psi/\partial z$  foi considerado unitário.

$\theta$ ( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ )	Tempo (dia)	$\frac{d\theta}{dt}$	$\frac{d\theta}{dt}\Delta z^*$ cm H <sub>2</sub> O/dia	$K(\theta)$ cm/dia
0,556	0,25	0,0202	0,8080	0,8080
0,546	0,50	0,0190	0,7600	0,7600
0,542	0,75	0,0185	0,7400	0,7400
0,536	1,00	0,0190	0,7600	0,7600
0,522	2,00	0,0102	0,4080	0,4080
0,498	5,00	0,0056	0,2240	0,2240
0,488	10,00	0,0022	0,0880	0,0880
0,476	15,00	0,0021	0,0840	0,0840
0,466	20,00	0,0020	0,0800	0,0800
0,456	25,00	0,0019	0,0760	0,0760

$\Delta z^*$  - constante = 40 cm

Tabela 14 - Valores representativos da umidade média do solo ( $\theta$ ), tempo de redistribuição (t), densidade de fluxo de água ( $\frac{d\theta}{dt}\Delta z$ ) e da condutividade hidráulica do solo  $K(\theta)$ , na profundidade 60-90 cm. O gradiente  $\partial\psi/\partial z$  foi considerado unitário.

$\theta$ ( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ )	Tempo (dia)	$\frac{d\theta}{dt}$	$\frac{d\theta}{dt}\Delta z^*$ cm $\text{H}_2\text{O}/\text{dia}$	$K(\theta)$ cm/dia
0,495	0,25	0,1375	5,4286	5,4286
0,445	0,50	0,0583	2,3320	2,3320
0,440	0,75	0,0298	1,1920	1,1920
0,430	1,00	0,0273	1,0920	1,0920
0,410	2,00	0,0125	0,5000	0,5000
0,395	5,00	0,0047	0,1880	0,1880
0,370	10,00	0,0033	0,1320	0,1320
0,360	15,00	0,0033	0,1320	0,1320
0,350	20,00	0,0033	0,1320	0,1320
0,335	25,00	0,0033	0,1320	0,1320

$\Delta z^*$  - constante = 40 cm

Tabela 15 - Valores representativos da umidade média do solo ( $\theta$ ), tempo de redistribuição (t), densidade de fluxo de água  $(\frac{d\theta}{dt})\Delta z$  e da condutividade hidráulica do solo  $K(\theta)$ , na profundidade 90-120 cm. O gradiente  $\partial\psi/\partial z$  foi considerado unitário.

$\theta$ (cm <sup>3</sup> . cm <sup>-3</sup> )	Tempo (dia)	$\frac{d\theta}{dt}$	$\frac{d\theta}{dt}\Delta z^*$ cm H <sub>2</sub> O/dia	K( $\theta$ ) cm/dia
0,490	0,25	0,1432	5,7280	5,7280
0,465	0,50	0,0917	3,6760	3,6760
0,445	0,75	0,0714	2,8560	2,8560
0,430	1,00	0,0450	1,8000	1,8000
0,405	2,00	0,0233	0,9320	0,9320
0,375	5,00	0,0067	0,2680	0,2680
0,360	10,00	0,0027	0,1080	0,1080
0,350	15,00	0,0026	0,1040	0,1040
0,345	20,00	0,0019	0,0760	0,0760
0,336	25,00	0,0017	0,0680	0,0680

$\Delta z^*$  - constante = 40 cm



Tabela 16 - Valores da densidade de fluxo de água acumulada e da condutividade hidráulica do solo durante o processo de redistribuição.

$t$ (dia)	$z$ (cm)	$\theta$ ( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ )	$\frac{d}{dt} \Delta z$ (cm H <sub>2</sub> O/dia)	$\Sigma \frac{d\theta}{dt} \Delta z$ (cm H <sub>2</sub> O/dia)	$K(\theta)$ cm/dia
0,25	0-30	0,402	12,800	12,800	12,800
	30-60	0,556	0,808	13,608	13,608
	60-90	0,495	5,429	19,037	19,037
	90-120	0,490	5,728	24,765	24,765
0,50	0-30	0,380	2,800	2,800	2,800
	30-60	0,546	0,760	3,560	3,560
	60-90	0,445	2,332	5,892	5,892
	90-120	0,465	3,676	9,568	9,568
0,75	0-30	0,363	2,000	2,000	2,000
	30-60	0,542	0,740	2,740	2,740
	60-90	0,440	1,192	3,932	3,932
	90-120	0,445	2,856	6,788	6,788
1,00	0-30	0,358	1,200	1,200	1,200
	30-60	0,536	0,760	1,960	1,960
	60-90	0,430	1,092	3,052	3,052
	90-120	0,430	1,800	4,852	4,852
2,00	0-30	0,338	0,450	0,450	0,450
	30-60	0,522	0,408	0,858	0,858
	60-90	0,410	0,500	1,358	1,358
	90-120	0,405	0,932	2,290	2,290
5,00	0-30	0,318	0,160	0,160	0,160
	30-60	0,498	0,224	0,384	0,384
	60-90	0,395	0,188	0,572	0,572
	90-120	0,375	0,268	0,840	0,840
10,00	0-30	0,305	0,080	0,080	0,080
	30-60	0,488	0,088	0,168	0,168
	60-90	0,370	0,132	0,300	0,300
	90-120	0,360	0,108	0,408	0,408
15,00	0-30	0,298	0,052	0,052	0,052
	30-60	0,476	0,840	0,892	0,892
	60-90	0,360	0,132	1,024	1,024
	90-120	0,350	0,104	1,128	1,128
20,00	0-30	0,293	0,048	0,048	0,048
	30-60	0,466	0,080	0,128	0,128
	60-90	0,350	0,132	0,260	0,260
	90-120	0,345	0,076	0,336	0,336
25,00	0-30	0,291	0,024	0,024	0,024
	30-60	0,456	0,076	0,100	0,100
	60-90	0,335	0,132	0,232	0,232
	90-120	0,336	0,068	0,300	0,300