TEORIA DOS FATORES DE ESCALA NA ANÁLISE COMPARATIVA DE MÉTODOS
DE DETERMINAÇÃO DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DE UM SOLO

OSNY OLIVEIRA SANTOS BACCHI
Engenheiro Agrônomo

Orientador: Prof. Dr. KLAUS REICHARDT

Tese apresentada à Escola Superior
de Agricultura "Luiz de Queiroz",
da Universidade de São Paulo, para
obtenção do título de Doutor em
Agronomia, Área de Concentração:
Solos e Nutrição de Plantas.

PIRACICABA
Estado de São Paulo-Brasil
Maio, 1988

TEORIA DOS FATORES DE ESCALA NA ANÁLISE COMPARATIVA DE MÉTODOS
DE DETERMINAÇÃO DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DE UM SOLO

OSNY OLIVEIRA SANTOS BACCHI

Tese apresentada à Escola Superior
de Agricultura "Luiz de Queiroz",
da Universidade de São Paulo, para
obtenção do título de Doutor em
Agronomia, Área de Concentração:
Solos e Nutrição de Plantas

PIRACICABA

Estado de São Paulo-Brasil

1988

À minha esposa,

Mirian Rumenos Piedade Bacchi

e minhas filhas,

Fernanda e Isabela,

Ofereço este trabalho

Aos meus pais,

Zelma e Octavio,

DEDICO

AGRADECIMENTOS

- Ao Dr. *Klaus Reichardt*, pela orientação e velha amizade.
- Ao Dr. *Paulo Leonel Libardi*, pelas valiosas instruções.
- Ao colega *Otávio Minoru Matsumoto*, pelo indispensável apoio com os recursos da informática.
- Ao funcionário e amigo *João Eduardo Pilotto*, pela datilografia e montagem deste trabalho.
- Ao colega *Rubismar Stolf*, pela amizade e incentivo nas trocas de idéias sobre o assunto deste trabalho.
- Ao *Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA/USP)*, pelas facilidades oferecidas e acolhida nessa nova etapa de nossa carreira profissional junto à Seção de Física do Solo.
- E a todos que, de uma maneira ou outra, contribuíram para a realização deste trabalho.

SUMÁRIO

	Página
LISTA DE FIGURAS	v
LISTA DE TABELAS	vi
RESUMO	x
SUMMARY	xii
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO DE LITERATURA	4
2.1. Métodos baseados na solução da equação de Richards ...	4
2.2. Métodos baseados na distribuição de poros do solo	12
2.3. "Scaling" de propriedades hídricas do solo	19
3. BASE TEÓRICA PARA A HIPÓTESE FORMULADA	28
4. MATERIAL E MÉTODOS	31
4.1. Localização do experimento	31
4.2. Parcelas experimentais	32
4.3. Adição de água aos perfis de solo	32
4.4. Acompanhamento da redistribuição da água nos perfis de solo	32
4.5. Determinação da condutividade hidráulica do solo não saturado	33
4.5.1. Método de HILLEL et alii (1972)	33
4.5.2. Método de LIBARDI et alii (1980)	35
4.5.3. Método de PAULETTO et alii (1988)	35
4.5.4. Método de VAN GENUCHTEN (1980)	36
4.6. Utilização da técnica do "scaling" na análise compa- rativa dos métodos	36

Página

5. RESULTADOS	39
5.1. Características físicas dos perfis de solo	39
5.2. Curvas de retenção da água no solo	39
5.3. Condutividade hidráulica do solo não saturado	44
5.3.1. Acompanhamento das variações de umidade e po- tencial da água nos perfis de solo	44
5.3.2. Condutividade hidráulica pelo método de HILLEL et alii (1972)	49
5.3.3. Condutividade hidráulica pelo método de LIBARDI et alii (1980)	49
5.3.4. Condutividade hidráulica pelo método de PAULETTO et alii (1988)	65
5.3.5. Condutividade hidráulica pelo método de VAN GE- NUCHTEN (1980)	69
5.4. Fatores de escala para condutividades hidráulicas e para potenciais matriciais	69
6. DISCUSSÃO	79
7. CONCLUSÕES	88
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	90

LISTA DE FIGURAS

<u>Figura</u>		<u>Página</u>
1	- Ilustração de dois meios similares em estados similares	20
2	- Condutividades hidráulicas estimadas pelos quatro métodos, para as profundidades de 15 e 135 cm, na faixa de umidades entre 1,0 e 0,9 Θ_o	83
3	- Condutividades hidráulicas estimadas pelos quatro métodos, para as profundidades de 15 e 135 cm, na faixa de umidades entre 0,9 e 0,8 Θ_o	84
4	- Condutividades hidráulicas estimadas pelos quatro métodos, para as profundidades de 15 e 135 cm, na faixa de umidades entre 0,8 e 0,7 Θ_o	85
5	- Condutividades hidráulicas estimadas pelos quatro métodos, para as profundidades de 15 e 135 cm, na faixa de umidades entre 0,7 e 0,6 Θ_o	86
6	- Condutividades hidráulicas estimadas pelos quatro métodos, para as profundidades de 15 e 135 cm, na faixa de umidades entre 0,6 e 0,5 Θ_o	87

LISTA DE TABELAS

<u>Tabela</u>		<u>Página</u>
1 -	Caracterização física do Latossol Vermelho Amarelo textura média	40
2 -	Média, desvio padrão da média e intervalo de con- fiança da média, ao nível de 95% de probabilidade (9 repetições) das características físicas do solo estudado	41
3 -	Média, desvio padrão da média e intervalo da média ao nível de 95% de probabilidade das umidades das curvas de retenção nas nove profundidades (6 repe- tições)	42
4 -	Parâmetros das curvas de retenção para as diferen- tes profundidades, conforme o modelo utilizado em LIBARDI et alii (1980) e PAULETTO et alii (1988) - (eq. 12)	45
5 -	Parâmetros das curvas de retenção para as diferen- tes profundidades, conforme o modelo de VAN GE- NUCHTEN (1980) - (eq. 39)	46
6 -	Potenciais matriciais médios das três parcelas ex- perimentais, para cada profundidade e tempo de re- distribuição da água e respectivos desvios padrões (valores absolutos)	47
7 -	Umidades volumétricas médias das três parcelas ex- perimentais, para cada profundidade e cada tempo de redistribuição, estimadas pelo método de VAN GE-	

<u>Tabela</u>	<u>Página</u>
NUCHTEN (1980), com base nos dados da Tabela 6	48
8 - Regressões lineares entre $\theta_0 - \theta$ (umidade de saturação - umidade no tempo t) e o logaritmo neperiano do tempo de redistribuição da água ($\ln t$), para as diferentes profundidades	50
9 - Regressões lineares entre os valores absolutos do potencial total da água e profundidade, para os diferentes tempos de redistribuição da água	51
10 - 19 - Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades. Método de HILLEL et alii (1972)	52
20 - Condutividades hidráulicas em função da umidade, para as diversas profundidades. Método de HILLEL et alii (1972)	62
21 - Equações representativas das condutividades hidráulicas do solo não saturado $K(\theta)$ em função da umidade (θ), para as diversas profundidades. Método de HILLEL et alii (1972)	64
22 - Umidades médias do perfil desde a superfície até as diferentes profundidades, para os vários tempos de redistribuição da água	66
23 - Regressões lineares entre umidade volumétrica média de cada camada e umidade volumétrica em cada profundidade	67

TabelaPágina

24	-	Equações representativas da umidade volumétrica em função do tempo de redistribuição e da condutividade hidráulica do solo não saturado, em função da umidade, para as diferentes profundidades. Método de LIBARDI et alii (1980)	68
25	-	Equações representativas das condutividades hidráulicas do solo não saturado em função da umidade, para as diversas profundidades. Método de PAULETTO et alii (1988)	70
26	-	Equações representativas das condutividades hidráulicas relativas em função da umidade, expressa em termos de grau de saturação, para as diferentes profundidades. Método de VAN GENUCHTEN (1980) ...	71
27	-	Fatores de escala para condutividade hidráulica e de potencial matricial para diferentes profundidades e diferentes métodos de avaliação da condutividade hidráulica, para $\Theta = 0,9 \Theta_s$ e $\bar{K}_O$ = média de K_O dos métodos de Hillel e Libardi	73
28	-	Fatores de escala para condutividade hidráulica e de potencial matricial para diferentes profundidades e diferentes métodos de avaliação da condutividade hidráulica, para $\Theta = 0,7 \Theta_s$ e $\bar{K}_O$ = média de K_O dos métodos de Hillel e Libardi	75
29	-	Fatores de escala para condutividade hidráulica e de potencial matricial para diferentes profundida-	

TabelaPágina

des e diferentes métodos de avaliação da conduti- vidade hidráulica, para $\Theta = 0,5 \Theta_s$ e $\bar{K}_O$ = média de K_O dos métodos de Hillel e Libardi	77
--	----

TEORIA DOS FATORES DE ESCALA NA ANÁLISE COMPARATIVA
DE MÉTODOS DE DETERMINAÇÃO DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DE UM SOLO

Autor: OSNY OLIVEIRA SANTOS BACCHI

Orientador: PROF. DR. KLAUS REICHARDT

RESUMO

Com base na teoria dos meios similares e na técnica de "scaling" de propriedades hídricas, foram avaliados quatro métodos de determinação da condutividade hidráulica de solos não saturados: Método de HILLEL et alii (1972), Método de LIBARDI et alii (1980), Método de PAULETTO et alii (1988) e Método de VAN GENUCHTEN (1980). Testou-se o procedimento de análise proposto com dados experimentais levantados no campo por ZEVALLOS (1978) em três parcelas de um Latossol Vermelho Amarelo textura média (Haplustox) de uma área experimental do campus da Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo. Os resultados comprovaram a hipótese formulada de viabilidade de utilização de fatores de escala das propriedades hídricas: potencial matricial e condutividade hidráulica, na avaliação de métodos de determinação da condutividade hidráulica de solos não saturados. Através do procedimento proposto, demonstrou-se a superioridade dos métodos de HILLEL et alii (1972) e LIBARDI et alii (1980) em relação aos demais métodos avaliados, na determinação da condutividade hidráulica do per-

fil de solo em questão, pelas relações mais estreitas e lineares entre os fatores de escala das condutividades hidráulicas por eles estimadas e os fatores de escala do potencial matricial. A boa concordância de resultados entre os métodos de HILLEL et alii (1972) e LIBARDI et alii (1980) verifica-se em função da homogeneidade das características físicas do perfil do solo estudado, que valida a simplificação adotada no segundo método de se considerar unitário o gradiente de potencial total da água ao longo do perfil, especialmente para a faixa de umidade compreendida entre a saturação e cerca de 60% desse valor. Apesar da existência de linearidade na relação entre os coeficientes B e γ das expressões da curva de retenção e da condutividade hidráulica, respectivamente, a proposição de uma relação universal entre tais parâmetros, válida para todos os solos, como apresenta o método de PAULETTO et alii (1988), é questionável, conforme é demonstrado. O método de VAN GENUCHTEN (1980) subestima os valores de condutividade hidráulica em relação aos métodos de HILLEL et alii (1972) e LIBARDI et alii (1980), principalmente para valores de umidade mais próximos da saturação, equiparando-se a estes, no entanto, para valores mais baixos de umidade.

SCALE FACTORS THEORY IN THE EVALUATION OF
HYDRAULIC CONDUCTIVITY DETERMINATION METHODS

Author: OSNY OLIVEIRA SANTOS BACCHI

Adviser: Prof. Dr. KLAUS REICHARDT

SUMMARY

Based on the similitude analysis theory and scaling by functional normalization of soil water properties (hydraulic conductivity and water pressure head), soil hydraulic conductivity determination methods were evaluated: Hillel et alii (1972); Libardi et alii (1980); Pauletto et alii (1988) and Van Genuchten (1980).

The method of analysis proposed was applied on field experimental data taken from three different profiles of a Haplustox soil located at the campus of Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" of University of São Paulo, in Piracicaba, SP, Brazil.

The results obtained showed the viability of use of the proposed analysis. It indicated the superiority of the two first methods when compared with the two others. This was demonstrated by the better linear correlation found between hydraulic conductivity and pressure head scaling factors.

The good agreement between the two first mentioned method's data was found because of the homogeneity of physical characteristics of the soil profile studied that validate the unit

gradient simplification adopted by Libardi et alii (1980). It can be shown that this assumption is specially true for the soil studied in the range of water contents between the saturation and around 60% of this value which corresponds to a time range between zero and ten days of drainage. The other assumption of considering K as an exponential function of Θ (volumetric water content) can also be applied for the soil studied as it was demonstrated using the data obtained by Hillel's method.

In spite of the good linear correlation found between the coefficients B and γ of the soil water characteristic curve and hydraulic conductivity curve functions, respectively, the coefficients a (slope) and b (intercept) of the linear regression found was very different of those proposed by Pauletto et alii (1988) as constant values for all soils.

The Van Genuchten (1980) method underestimates the hydraulic conductivity of the studied soil when compared with the other methods, especially for soil water contents near saturation. The lower the soil water content the best the agreement of this method with the two first mentioned methods.

1. INTRODUÇÃO

A avaliação da condutividade hidráulica de solos não saturados é de fundamental importância na resolução de problemas práticos ligados à irrigação, drenagem, transporte de nutrientes, entre outros, que dependam da quantificação do movimento da água, visto que é em condições de não saturação que as culturas agrícolas se desenvolvem.

Quanto às bases teóricas dos diferentes métodos propostos para avaliação da condutividade hidráulica de solos não saturados, estes poderiam ser agrupados em três categorias: a) métodos que se baseiam na solução da equação de Richards; b) métodos que se baseiam na distribuição do tamanho de poros do solo; c) métodos empíricos que procuram relacionar a condutividade hidráulica estimada por um dado método com outras propriedades do solo. Dentro de cada categoria, podem ainda ser encontradas variações entre métodos no que diz respeito ao levantamento dos dados básicos, que pode ser feito no campo ou através de determinações em laboratório ou combinações das mesmas, bem como variações nas técnicas utilizadas para a determinação de tais dados.

Muitos métodos surgiram como simplificações de outros mais trabalhosos, com o objetivo de facilitar os trabalhos de campo, assumindo para isso determinadas condições nem sempre de verificação geral. Outros métodos, principalmente os empíricos, foram desenvolvi-

dos com base em número limitado de condições testadas. Assim, as considerações e simplificações assumidas com sucesso para as condições nas quais tais métodos foram desenvolvidos, podem levar a grandes distorções quando a situação em estudo não permite, a rigor, a sua adoção. A homogeneidade das propriedades físicas do perfil de solo é uma condição necessária para a viabilização de determinados métodos simplificados, o que quase sempre não se verifica para a maioria dos solos.

No presente trabalho, comparam-se quatro métodos de avaliação da condutividade hidráulica de solos não saturados e demonstra-se o elevado grau de variação dos dados quando se utilizam os diferentes métodos, mesmo para um perfil de solo bastante homogêneo, como é o caso do solo escolhido para estudo, que foi o Latossol Vermelho Amarelo textura média (Haplustox).

A dificuldade que se impõe na análise dos dados gerados pelos diferentes métodos é a inexistência de um método experimental de determinação dessa propriedade de uma forma direta que possa ser tomado como base para as comparações. Dos métodos propostos para o estudo em questão, o de HILLEL et alii (1972) pode ser considerado o de medidas mais diretas, por quantificar cada componente da lei que rege o movimento da água no solo: o fluxo da água, através da variação do seu armazenamento ao longo do perfil e o gradiente de potencial hidráulico, através da sua medida direta por meio de tensiômetros. Por essa razão, dentre os métodos selecionados para estudo, o de HILLEL et alii (1972) pode ser tomado como padrão na análise comparativa dos vários métodos.

No sentido de contornar a mencionada dificuldade, é proposto, no presente trabalho, um procedimento para análise comparativa

dos diferentes métodos de determinação da condutividade hidráulica de solos, baseado na teoria dos fatores de escala ("scaling") de propriedades hídricas. O procedimento de análise proposto consiste em se aplicar a teoria do "scaling" de propriedades hídricas do solo, tais como condutividade hidráulica (determinada pelos diversos métodos) e potencial matricial e verificar o método para o qual as relações entre os fatores de escala para as duas propriedades hídricas são mais lineares. De acordo com a referida teoria, espera-se que o método aqui tomado como padrão (HILLEL et alii, 1972) apresente a melhor relação linear entre os fatores de escala para condutividade hidráulica e para potencial matricial e que esta relação seja mais próxima do valor unitário.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1. Métodos baseados na solução da equação de Richards

BUCKINGHAM (1907) foi o primeiro pesquisador a demonstrar a importância da umidade do solo no movimento da água e verificar a relação existente entre a umidade e o potencial matricial da água no solo, conhecida como curva característica de retenção de água. A partir de então, generalizava-se a equação de Darcy, na qual a constante de proporcionalidade entre o fluxo de água e o gradiente de potencial, denominada condutividade hidráulica, apresenta uma dependência da umidade do solo.

Em 1931, Richards combinou a equação de Darcy com a equação da continuidade, obtendo uma expressão ainda mais geral, válida também para regime não estacionário de fluxo.

O referido desenvolvimento analítico do movimento da água em meios porosos não saturados, incluindo-se o modelo de Darcy para a condição de saturação, pode ser resumido pelas seguintes relações:

$$q_o = -K_o \frac{d\psi}{dz} \quad (\text{equação de Darcy})$$

onde q_o é o fluxo de água no solo saturado na direção z , isto é, o vo-

lume de água que flui por unidade de área e de tempo na direção z ; K_0 é a condutividade hidráulica do solo saturado com dimensão de comprimento por unidade de tempo; ψ é o potencial total da água no solo, expresso em unidades de energia por unidade de peso, ou unidade de comprimento, e z é a coordenada vertical de posição.

$$q = -K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad (\text{equação de Buckingham-Darcy})$$

onde q é o fluxo de água do solo não saturado, $K(\theta)$ é a condutividade hidráulica do solo não saturado, função da umidade do solo θ , e ψ é a soma do potencial matricial e gravitacional da água, função também da umidade do solo.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} \quad (\text{equação da continuidade})$$

onde a variação da umidade com o tempo ($\partial \theta / \partial t$) é igual à variação da densidade de fluxo com a distância ($\partial q / \partial z$) para uma direção z .

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right] \quad (\text{equação de Richards}) \quad (1)$$

Em termos de metodologia para determinação de $K(\theta)$, foi o próprio RICHARDS (1931) o primeiro a propor um procedimento em laboratório para condições de fluxo estacionário. O autor utilizou uma pequena coluna de solo entre duas placas porosas de cerâmica e manteve um gradiente de potencial constante entre elas por meio de colunas de água. Quando o regime estacionário era atingido, a condutividade hidráulica era, então, facilmente estimada pela equação de Buckingham-Darcy.

Após os trabalhos de Richards, muitos outros pesquisadores desenvolveram novas técnicas de laboratório para avaliação de $K(\theta)$ com variações nas condições de contorno da equação de Richards e diferentes sistemas para avaliação do gradiente de potencial e conteúdo de água do solo.

Sob condições de campo, a metodologia básica, da qual derivam vários outros métodos, é conhecida como "Método do Perfil Instantâneo" e, segundo KLUTE (1972), foi primeiramente utilizada pelo próprio RICHARDS et alii (1956). Através deste método, procura-se uma solução para a equação de Richards. Neste método, quando se integra a equação de Richards com relação à distância, obtém-se que a diferença entre os fluxos nas distâncias correspondentes aos limites de integração equivale à integral das variações de umidade com o tempo na camada de solo considerada. Se a variação da umidade do solo com a profundidade e com o tempo for conhecida, esta integral pode ser avaliada e, se um dos fluxos for também conhecido, o outro pode ser estimado. Por outro lado, se as variações de potencial hidráulico com o tempo e a distância também forem conhecidas, o gradiente de potencial para um dado tempo e posição também pode ser avaliado. Dividindo-se o fluxo num dado tempo e posição pelo respectivo gradiente de potencial, obtém-se a condutividade hidráulica para a umidade encontrada naquela posição.

O método do perfil instantâneo, com a simplificação introduzida por OGATA & RICHARDS (1957), consiste em saturar-se o perfil de solo e, em seguida, evitar-se a perda de água por evaporação. Assim, as seguintes condições inicial e de contorno são verificadas durante o processo da redistribuição da água no perfil:

$$\left\{ \begin{array}{l} \theta = \theta(z) \quad , \quad t = 0 \quad , \quad z > 0 \end{array} \right. \quad (2)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \theta = \theta_i \quad , \quad t > 0 \quad , \quad z = \infty \end{array} \right. \quad (3)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} q = 0 \quad , \quad t > 0 \quad , \quad z = 0 \end{array} \right. \quad (4)$$

onde θ_i é a umidade volumétrica inicial do solo.

Integrando-se a equação (1) com relação à profundidade z , obtém-se:

$$\int_{z_1}^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = \int_{z_1}^z K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad (5)$$

ou

$$\int_{z_1}^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = \left[K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right]_z - \left[K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right]_{z_1} \quad (6)$$

Pela condição (4) imposta, temos:

$$\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = \left[K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right]_z \quad (7)$$

Portanto:

$$K(\theta)_z = \frac{\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz}{\left(\frac{\partial \psi}{\partial z} \right)_z} \quad (8)$$

Nestas condições, através de medidas simultâneas de umidade do solo e potencial total da água no solo durante um certo período

do, determina-se a integral da equação (8), que corresponde ao fluxo de água na profundidade z , e o gradiente de potencial total da água na mesma profundidade z .

HILLEL et alii (1972) apresentam um procedimento simplificado para a determinação da condutividade hidráulica pelo método do perfil instantâneo e que no presente trabalho está sendo chamado de "método de Hillel et alii".

Para facilitar o acompanhamento das variações de umidade ao longo do perfil e evitar grandes perturbações no solo provocadas pelas frequentes amostragens exigidas nas determinações gravimétricas, vários pesquisadores, como NIELSEN et alii (1962), HILLEL et alii (1972), VAN BAVEL et alii (1968), CHO et alii (1977), entre outros, passaram a se utilizar da técnica da moderação de nêutrons. Além da variação na técnica de medida da umidade do solo, alguns autores, como BLACK et alii (1969), DAVIDSON et alii (1969) e LIBARDI et alii (1980), passaram a explorar uma simplificação do método do perfil instantâneo, que consiste em se considerar gradientes unitários de potencial da água ao longo do perfil para solos tidos como homogêneos. Com a simplificação do gradiente unitário assume-se o gradiente de potencial total da água na profundidade z igual à unidade e considera-se a integral da equação (8) equivalente ao produto da profundidade z pela taxa de variação da umidade média do perfil até a profundidade z ($\bar{\theta}$), isto é:

$$K(\bar{\theta})_z = \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} \cdot z$$

onde $\bar{\theta}$ é a umidade média do perfil desde a superfície até a profundidade z .

Dentre os pesquisadores que adotaram a simplificação do gradiente unitário, LIBARDI et alii (1980) introduziram nova simplifi-

cação na metodologia para determinação da condutividade hidráulica de solos não saturados. A metodologia proposta assume relações exponenciais entre condutividade e umidade e difusividade e a umidade do solo, propostas por DAVIDSON et alii (1963), nas formas:

$$K(\Theta) = K_o e^{\gamma(\Theta-\Theta_o)} \quad (10)$$

onde K_o e Θ_o são os valores de condutividade hidráulica e umidade correspondentes à condição de infiltração em equilíbrio dinâmico, e γ é uma constante.

$$D(\Theta) = D_o e^{\alpha(\Theta-\Theta_o)} \quad (11)$$

onde D_o e Θ_o são os valores de difusividade e umidade correspondentes à condição de infiltração em equilíbrio dinâmico, e α é uma constante.

Dessa maneira, a relação entre o potencial matricial e a umidade (curva característica da água no solo) deve seguir a seguinte expressão:

$$\psi_m = A \left[e^{B(\Theta-\Theta_o)} - 1 \right] \quad (12)$$

onde

$$A = \frac{D_o}{K_o(\alpha-\gamma)} \quad (13)$$

e

$$B = \alpha - \gamma \quad (14)$$

Com isso, os autores desenvolveram uma equação analítica que expressa a variação da umidade do solo com o tempo, da forma:

$$\Theta = \Theta_o - \frac{1}{\gamma} \ln(1 + ct) \quad (15)$$

onde:

$$c = \frac{\gamma \cdot K_o}{a \cdot z}$$

$$a = \frac{\gamma}{\bar{\gamma}}$$

θ = umidade do solo na profundidade z no tempo t

θ_o = umidade do solo na profundidade z no tempo $t = \text{zero}$.

Experimentalmente, os autores verificaram que para tempos relativamente longos, acima de um dia, a relação entre a umidade θ e o $\ln t$ (logaritmo neperiano do tempo) é linear, podendo-se, portanto, desprezar o número 1 que apareceu na equação (15) durante seu desenvolvimento analítico. Portanto, para essa condição, a equação (15) pode ser reescrita na seguinte forma:

$$\theta_o - \theta = \frac{1}{\gamma} \ln c + \frac{1}{\gamma} \ln t \quad (15A)$$

Dessa forma, com as simplificações propostas, o procedimento de campo necessário para avaliação da condutividade hidráulica do solo não saturado se resume no acompanhamento das variações de umidade do perfil ao longo do tempo de redistribuição da água nas profundidades desejadas. Uma regressão linear entre $\theta_o - \theta$ contra $\ln t$ permite a determinação do valor de $1/\gamma$ que corresponde ao coeficiente angular da referida reta (equação 15A). O valor de K_o é estimado pelo coeficiente linear da mesma reta, que corresponde ao valor de $1/\gamma \times \ln c$, onde $c = \gamma \cdot K_o / a \cdot z$. O valor de "a" corresponde ao coeficiente angular da reta que relaciona a umidade (θ) na profundidade z com a umidade média ($\bar{\theta}$) da camada de solo desde a superfície até a profundidade

z para todos os tempos de redistribuição da água.

Assim, determinados os valores de γ e K_0 , fica estabelecida a expressão (10), que relaciona a condutividade hidráulica com a umidade do solo.

Como se observa, o método de LIBARDI et alii (1980) difere dos anteriormente descritos pelo desenvolvimento analítico de uma expressão para $\Theta(z,t)$ que contém um parâmetro comum (γ) à expressão de $K(\Theta)$ assumida como válida.

Recentemente, PAULETTO et alii (1988) defendem a hipótese de uma relação universal entre os coeficientes α e γ das equações (10) e (11) e que, conhecendo-se portanto apenas o valor de B da curva de retenção da água no solo (equação 12), pode-se estimar o valor de γ da expressão de $K(\Theta)$. A relação empírica entre α e γ encontrada pelos autores, trabalhando com dois perfis de solo diferentes, Latossol Vermelho Amarelo, textura média e Terra Roxa Estruturada, foi a seguinte:

$$\alpha = -13,26047 + 0,86799 \gamma \quad (r = 0,99450) \quad (16)$$

Em consequência, a relação encontrada entre γ e B foi a seguinte:

$$\gamma = - \frac{B + 9,54017}{0,15829} \quad (17)$$

Portanto, a relação entre $K(\Theta)$ e a curva característica da água do solo seria estabelecida pelo parâmetro B da seguinte forma:

$$K(\Theta) = K_0 \cdot e^{-\frac{B + 9,54017}{0,15829} (\Theta - \Theta_0)} \quad (18)$$

Embora este método seja derivado do método de LIBARDI et alii (1980) fazendo uso das relações (12), (14) e (15) para obtenção dos valores de

α e γ , a relação obtida entre α e γ (equação 16) e, consequentemente, a relação entre γ e B (equação 17), é obtida de forma empírica, não sendo demonstrada analiticamente pelo autor. Daí a nossa inclusão do referido método no grupo que estamos denominando de métodos empíricos.

A consulta à literatura permite, no entanto, a identificação de outros métodos tipicamente empíricos, tais como os de PERSINGER & YAHMER (1970), JAYNES & TYLER (1984), entre outros, que relacionam a condutividade hidráulica com a textura do solo. Devido ao caráter puramente empírico de tais métodos, estes não foram objeto da análise proposta.

2.2. Métodos baseados na distribuição de poros do solo

Dadas as dificuldades práticas dos métodos de medida da condutividade hidráulica, muitos pesquisadores têm procurado calculá-la a partir de outras propriedades do meio poroso, que são de mais fácil determinação. Assim, pesquisadores como CHILDS & COLLIS-GEORGE (1950), MARSHALL (1958), MILLINGTON & QUIRK (1959,1960), MUALEM (1976), ANDERSON & BOUMA (1973), desenvolveram expressões matemáticas para o cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado a partir da distribuição de poros.

Mais recentemente, VAN GENUCHTEN (1980) apresenta uma forma analítica de determinação da condutividade hidráulica através do ajuste da curva de retenção da água do solo a uma nova equação, utilizando os modelos de condutividade hidráulica desenvolvidos ante-

riormente por BURDINE (1953) e MUALEM (1976).

O desenvolvimento do método de VAN GENUCHTEN (1980), acoplado à base teórica desenvolvida por MUALEM (1976), pode ser resumido pela seguinte sequência analítica:

MUALEM (1976) considera um volume elementar de solo homogêneo de espessura Δx , com igual distribuição de poros em ambas as faces, superior e inferior, e que, sendo Δx muito maior que o raio máximo dos poros do solo, ocorre uma casualidade completa nas posições relativas dos poros de ambas as faces. Assume-se, portanto, uma total independência entre a distribuição de poros de uma face em relação à outra. Nestas condições, a contribuição dos poros cheios de água sobre a umidade volumétrica do solo pode ser expressa pela relação:

$$f(r) dr = d\theta \quad (19)$$

onde $f(r)$ é a função de distribuição de poros de raio r cheios de água. Portanto:

$$\int_{r_{\min}}^r f(r) dr = \theta(r) \quad (20)$$

e

$$\int_{r_{\min}}^{r_{\max}} f(r) dr = \theta_0 \quad (\text{saturação}) \quad (21)$$

onde: r = raio dos poros do solo cheios de água; $r_{\min}$ = menor raio de poros cheios de água; $r_{\max}$ = maior raio de poros cheios de água.

Dada a completa casualidade das posições relativas dos poros de ambas as faces do elemento de volume considerado, a probabilidade dos poros de raio $r \rightarrow r + dr$ de uma face encontrar poros de raio $\rho \rightarrow \rho + d\rho$ na outra face será:

$$a(r, \rho) = f(r) \cdot f(\rho) dr d\rho \quad (22)$$

Nessa situação, onde a espessura Δx do elemento de volume é muito maior que o raio dos poros do solo, não haveria nenhuma conexão direta entre os poros de uma face com a da outra. No caso extremo de Δx tendendo para zero, a conexão seria total. Para uma situação intermediária, onde Δx é da ordem de grandeza dos raios dos poros do solo, a probabilidade de conexão seria dada por:

$$a(r, \rho) = G(R, r, \rho) f(r) f(\rho) dr d\rho \quad (23)$$

onde $G(R, r, \rho)$ é uma correção que leva em conta a correlação parcial dos poros de uma face com o da outra (r e ρ) a um dado conteúdo de água $\theta(r)$ ou $\theta(\rho)$.

São assumidas, em seguida, duas hipóteses:

- a) a configuração dos poros é retilínea;
- b) a configuração dos poros pode ser representada por um par de elementos capilares em série, cujos comprimentos são proporcionais aos seus raios, de acordo com o esquema abaixo.

$$\frac{l_1}{l_2} = \frac{r}{\rho} \quad (24)$$

Pela equação de Poiseville do fluxo de água em capilares, os respectivos fluxos nos segmentos l_1 e l_2 dos capilares assim configurados seriam:

$$Q_1 = - \frac{\pi r^4 g}{8\nu} \cdot \frac{d\phi}{dx} \quad (25)$$

$$Q_2 = - \frac{\pi r^4 g}{8\nu} \cdot \frac{d\phi}{dx} \quad (26)$$

onde ν = viscosidade dinâmica do líquido;

$d\phi/dx$ = perda de carga ao longo do capilar.

Para a conexão em série, a perda de carga total é a soma das perdas de carga nos dois segmentos.

$$\Delta\phi = \Delta\phi_1 + \Delta\phi_2 \quad (27)$$

Por outro lado,

$$Q_1 = Q_2 = Q \quad (28)$$

Portanto, se o capilar com tal configuração for substituído por outro de raio R e comprimento L , equivalente em descarga, tem-se:

$$R^4 \cdot \frac{\Delta\phi}{L} = r^4 \cdot \frac{\Delta\phi_1}{l_1} = \rho^4 \cdot \frac{\Delta\phi_2}{l_2} \quad (29)$$

Pela equivalência em volumes, tem-se:

$$R^2 L = r^2 l_1 + \rho^2 l_2 \quad (30)$$

Dada a relação (24), tem-se:

$$R^2 = r \rho \quad (31)$$

que representa uma equivalência de áreas.

Sendo a condutividade proporcional à área R^2 , ela é proporcional ao produto $r \cdot \rho$ e, portanto, a área total disponível ao fluxo seria:

$$A = \rho r G(R, r, \rho) f(r) f(\rho) dr d\rho \quad (32)$$

E a condutividade hidráulica seria:

$$dK(\Theta) = T(R, r, \rho) \rho r G(R, r, \rho) f(r) f(\rho) dr d\rho \quad (33)$$

onde $T(R, r, \rho)$ = fator de correção que leva em conta a tortuosidade dos capilares.

Portanto, para um determinado $\Theta(r)$ tem-se:

$$K(\Theta) = \int_{R_{\min}}^R \int_{R_{\min}}^R T(R, r, \rho) \rho r G(R, r, \rho) f(r) f(\rho) dr d\rho \quad (34)$$

onde $K(\Theta)$ é a condutividade hidráulica do solo não saturado.

Para $\Theta = \Theta_{\text{sat}}$ tem-se a seguinte expressão para a condutividade hidráulica do solo saturado:

$$K(\Theta_o) = \int_{R_{\min}}^{R_{\max}} \int_{R_{\min}}^{R_{\max}} T(R, r, \rho) \rho r G(R, r, \rho) f(r) f(\rho) dr d\rho \quad (35)$$

Portanto, a condutividade relativa seria:

$$K_r(\theta) = \frac{K(\theta)}{K(\theta_o)} = S_e^n \left[\frac{\int_{R_{\min}}^R r f(r) dr \int_{R_{\min}}^R \rho f(\rho) d\rho}{\int_{R_{\min}}^{R_{\max}} r f(r) dr \int_{R_{\min}}^{R_{\max}} \rho f(\rho) d\rho} \right] \quad (36)$$

onde

$$S_e^n = \frac{T(R) G(R)}{T(R_{\max}) G(R_{\max})} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^n$$

Portanto:

$$K_r(\theta) = S_e^n \left[\frac{\int_{R_{\min}}^R r f(r) dr}{\int_{R_{\min}}^{R_{\max}} r f(r) dr} \right]^2 \quad (37)$$

Como $f(r)dr = d\theta$ e $r = c/\psi$, tem-se:

$$K_r = S_e^n \left[\frac{\int_{\theta_r}^{\theta} \frac{d\theta}{\psi}}{\int_{\theta_r}^{\theta_s} \frac{d\theta}{\psi}} \right]^2 \quad (38)$$

Para solução da equação (38), VAN GENUCHTEN (1980) desenvolveu a seguinte expressão para a curva de retenção:

$$\Theta = \Theta_r + \frac{(\Theta_s - \Theta_r)}{\left[1 + (\alpha\psi)^n\right]^m} \quad (39)$$

ou

$$S_e = \frac{1}{\left[1 + (\alpha\psi)^n\right]^m} \quad \text{onde} \quad S_e = \frac{\Theta - \Theta_r}{\Theta_s - \Theta_r}$$

onde Θ_s = umidade de saturação; Θ_r = umidade residual.

Portanto, para Θ variando de Θ_r a Θ_s , S_e varia de 0 a 1 e a relação (38) pode ser escrita na forma:

$$K_r = S_e^P \frac{\left[\int_0^{S_e} \frac{dS_e}{\psi} \right]^2}{\left[\int_0^1 \frac{dS_e}{\psi} \right]^2} \quad (40)$$

Resolvendo as integrais, a relação (40) fica:

$$K_r = S_e^P \left[1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right]^2 \quad (41)$$

Trabalhando com 45 solos diferentes, MUALEM (1976) verificou que o melhor valor de P na relação (41) é $P = 0,5$, o que pode ser questionado quando se trabalha com outros solos.

VAN GENUCHTEN (1980) desenvolveu um programa de computador, baseado no método dos mínimos quadrados dos desvios, para ajus-

te dos dados de Θ e ψ levantados e obtenção dos demais parâmetros da equação (39). Portanto, apenas com o ajuste da referida equação aos dados experimentais das curvas de retenção, pode-se estimar a condutividade hidráulica relativa para qualquer valor de Θ através da equação (41).

2.3. "Scaling" de propriedades hídras do solo

Do ponto de vista ideal, dois meios porosos são considerados similares (ou semelhantes) quando apresentam a mesma estrutura, diferindo apenas na escala de suas dimensões, tal como um se apresentasse como uma ampliação ou redução fotográfica do outro. O termo similar (ou semelhante) foi introduzido nessa abordagem analítica dos meios porosos por analogia com o termo já familiar em geometria que é a "semelhança" de figuras geométricas.

Quando dois meios similares assim conceituados apresentam-se em uma dada condição onde as interfaces sólido-líquido-gás encontram-se também com a mesma geometria, diz-se que tais meios estão em estados similares.

A Figura 1 ilustra dois meios similares que se encontram em estados similares, conforme a conceituação apresentada.

Tomando como constantes as características e propriedades da água e dos gases contidos no espaço poroso de ambos os meios assim idealizados, tais como tensão superficial, viscosidade, densidade, etc, todas as propriedades hídras da matriz desses solos só devem

Figura 1 - Ilustração de dois meios similares em estados similares. Observe-se que as dimensões características λ_1 e λ_2 interligam pontos correspondentes nos dois meios. (Segundo MILLER & MILLER, 1956).

apresentar variações devido à variação na escala das dimensões das matrizes.

MILLER & MILLER (1955a,b,1956) estudaram analiticamente esses efeitos de variação de escala sobre as propriedades hídricas de meios similares e introduziram a técnica de escalonamento dessas propriedades, demonstrando a possibilidade de representá-las matematicamente através de variáveis reduzidas.

A propriedade hídrica representada por meio de variáveis reduzidas, incluindo já as características dimensionais dos diferentes meios similares, passa a ser invariável para os diferentes meios. As diferenças entre os meios porosos com relação a uma dada propriedade podem ser, então, avaliadas pelos fatores de escala característicos de cada meio.

Em última análise, a transformação de uma expressão matemática representativa de uma dada propriedade hídrica em termos de variáveis reduzidas, consiste apenas em adimensionalizar essa propriedade, envolvendo nesta as variáveis que dizem respeito às características dimensionais da matriz. No caso da tensão da água no solo, ou potencial matricial, por exemplo, MILLER & MILLER (1956) utilizam-se da seguinte relação para obter a expressão geral para meios porosos similares:

$$\psi_m = \frac{2\sigma \cos \alpha}{\rho g r_i} \quad (42)$$

onde: ψ_m = tensão da água no solo ou potencial matricial (cm H₂O);

ρ = densidade da água (g/cm³);

g = aceleração da gravidade (cm/s^2);

σ = tensão superficial da água (dina/cm);

α = ângulo de contato formado entre o plano tangente à superfície líquida do menisco no interior de um capilar do solo, na linha de contato entre a água e a parede do capilar, e a parede do capilar (graus);

r_i = raio do capilar (cm).

Esta expressão pode ser reescrita, separando a variável r_i que caracteriza a matriz e multiplicando-se ambos os membros por um fator λ_i (cm) característico de um meio similar i , tal que $r_i = \lambda_i \cdot r^*$, onde r^* é um raio de um capilar de um meio qualquer, adimensional, tomado como referência:

$$\frac{2\lambda_i}{r_i} = \frac{\psi_{mi} \cdot \rho \cdot g}{\sigma \cos \alpha} \lambda_i \quad (43)$$

Portanto:

$$\frac{2}{r^*} = \frac{\psi_{mi} \cdot \rho \cdot g \cdot \lambda_i}{\sigma \cos \alpha} \quad (44)$$

O valor $2/r^*$ é uma constante e adimensional para qualquer meio similar de raio r_i , cuja relação com um raio de referência r^* é $r_i = \lambda_i \cdot r^*$. A essa constante é dada a denominação de tensão reduzida ou potencial matricial reduzido (ψ_m^*):

$$\psi_m^* = \frac{2\lambda_i}{r_i} = \frac{2}{r^*} = \frac{\psi_{mi} \cdot \rho \cdot g \cdot \lambda_i}{\sigma \cos \alpha} \quad (45)$$

Como ρ, g, σ e α são constantes para os diferentes meios similares, podemos escrever que:

$$\psi_m^* = \psi_{mi} \cdot \lambda_i \quad (46)$$

A relação acima significa que meios similares i apresentam um valor constante de potencial matricial reduzido e que corresponde ao produto do potencial matricial de cada meio (ψ_{mi}) por um fator λ_i característico de cada meio i . Assim, no exemplo ilustrado na Figura 1, temos:

$$\psi_m^* = \psi_{m_1} \cdot \lambda_1 = \psi_{m_2} \cdot \lambda_2 = \frac{2\lambda_1}{r_1} = \frac{2\lambda_2}{r_2} \quad (47)$$

Dados N meios similares e tomando-se um deles como referência, para o qual $\lambda = \lambda^*$, podem ser estabelecidos fatores adimensionais de escala α_i que relacionam as dimensões características desses meios, de tal forma que:

$$\psi_m^* = \psi_{m_1} \cdot \alpha_1 = \psi_{m_2} \cdot \alpha_2 = \dots \psi_{m_N} \cdot \alpha_N \quad (48)$$

onde

$$\frac{\lambda_1}{\lambda^*} = \alpha_1 ; \quad \frac{\lambda_2}{\lambda^*} = \alpha_2 ; \quad \dots \quad \frac{\lambda_N}{\lambda^*} = \alpha_N \quad (49)$$

Mais conveniente é tomar como valor de λ^* de referência a média dos valores de λ_i dos diferentes meios i , de tal forma que:

$$\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \alpha_i = 1 \quad (50)$$

$$\text{e como } \alpha_i = \frac{\psi_m^*}{\psi_{mi}},$$

$$\psi_m^* = N / \sum_{i=1}^N \frac{1}{\psi_{mi}} \quad (51)$$

Com esse procedimento, valores de $\alpha < 1$ indicam meios com características dimensionais menores que a média e valores de $\alpha > 1$ meios com características dimensionais maiores que a média.

Para o caso da condutividade hidráulica do solo, a mesma análise pode ser feita, partindo-se de sua própria definição:

$$K_i(\theta) = \frac{k_i(\theta) \cdot \rho \cdot g}{\eta} \quad (52)$$

onde $k_i(\theta)$ = permeabilidade intrínseca do solo i (cm^2) que depende do arranjo geométrico das partículas e da umidade - determina a secção transversal útil para o fluxo da água no solo;

ρ, g = já definidos;

η = viscosidade da água (g/cm.s).

Fazendo a separação da variável que caracteriza a matriz k_i , temos:

$$k_i(\theta) = K_i(\theta) \frac{\eta}{\rho g} \quad (53)$$

Uma vez que a umidade θ (cm^3/cm^3) é invariante para diferentes meios similares, o parâmetro k_i apresenta apenas uma dependência das dimensões características dos diferentes meios. Tal dependência é quadrática, uma vez que k_i representa uma área. Dessa forma,

a relação (53) pode ser tornada adimensional, dividindo-se ambos os membros por λ_i^2 . Assim, temos:

$$\frac{k_i(\theta)}{\lambda_i^2} = \frac{K_i(\theta)}{\lambda_i^2} \frac{\eta}{\rho g} \quad (54)$$

A relação k_i/λ_i^2 torna-se, portanto, uma constante para os diferentes meios similares e é denominada condutividade hidráulica reduzida $K^*(\theta)$, tal que:

$$K^*(\theta) = \frac{K_i(\theta)}{\lambda_i^2} \frac{\eta}{\rho g} \quad (55)$$

Como ρ , g e η são constantes para os diferentes meios similares, temos:

$$K^*(\theta) = \frac{K_i(\theta)}{\lambda_i^2} \quad (56)$$

E, assim, por analogia com as relações (48) estabelecidas para potencial matricial, temos:

$$K^*(\theta) = \frac{K_1(\theta)}{\alpha_1^2} = \frac{K_2(\theta)}{\alpha_2^2} = \dots = \frac{K_N(\theta)}{\alpha_N^2} \quad (57)$$

Da mesma forma, o valor de λ^* de referência é tomado como a média dos valores de λ_i dos diferentes meios, de tal forma que:

$$\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \alpha_i = 1 \quad (58)$$

e como

Como $\alpha_i = \sqrt{\frac{K_i(\Theta)}{K^*(\Theta)}}$, temos:

$$K^*(\Theta) = \left(\frac{1}{N} \sum \sqrt{K_i(\Theta)} \right)^2 \quad (59)$$

Seguindo-se o mesmo raciocínio, outras propriedades hídricas, como difusividade, sortividade, etc, podem ser transformadas para formas reduzidas, podendo-se estabelecer, portanto, relações gerais, equivalentes às relações (51) e (59), válidas para todas essas propriedades, da seguinte forma:

$$\lambda_i = \alpha_i^P \cdot \lambda^* \quad (60)$$

onde: α_i = fator de escala adimensional associado a um dado meio i ;

λ^* = característica dimensional de um meio similar de referência;

λ_i = característica dimensional de um dado meio similar i ;

P = potencia de α , variável de acordo com a propriedade considerada.

Quando se considera a dimensão de referência λ^* como a média das dimensões características de cada meio, tem-se:

$$\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \alpha_i = 1 \quad (61)$$

e, consequentemente:

$$W^{*P} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N W_i^{\frac{1}{P}} \quad (62)$$

onde W = propriedade hídrica qualquer.

Os valores de P para as propriedades já referidas são:

- Tensão da água no solo ou potencial matricial $P = -1$;
- Condutividade hidráulica $P = 2$;
- Difusividade $P = 1$;
- Sortividade $P = 1/2$.

Como se observa, quando se trata de meios similares, os fatores de escala α_i , característicos de cada meio, aplicam-se indistintamente para as diferentes propriedades hídricas, ou seja, a relação entre os fatores de escala para uma dada propriedade com os fatores de escala para uma outra propriedade, para um dado conjunto de meios similares, é linear e na razão de 1:1.

MILLER & MILLER (1955b), KLUTE & WILKINSON (1958) e WILKINSON & KLUTE (1959) testaram a teoria dos meios similares aplicando-a a meios porosos reais, na tentativa de determinação dos fatores λ através das dimensões médias das partículas que compõem o meio poroso. Os autores obtiveram alguns bons resultados quando trabalharam com areias mas, no entanto, tiveram dificuldade em determinar essas características microscópicas para outros meios compostos de silte e argila.

3. BASE TEÓRICA PARA A HIPÓTESE FORMULADA

Mesmo quando se tomam amostras de um único solo, bastante homogêneo em termos de estrutura, tais amostras não podem ser consideradas como meios similares conforme a conceituação de MILLER & MILLER (1956). E, mesmo que assim pudessem ser consideradas, a dificuldade prática em se obter os seus fatores de escala α_i estaria em se caracterizar dimensionalmente os vários meios porosos pela medida direta dos valores de λ_i . Portanto, o escalonamento dimensional, proposto por MILLER & MILLER (1956), é limitado às condições teóricas ideais dos meios porosos similares. No entanto, qualquer propriedade hídrica de meios reais pode ser escalonada por meio de uma técnica conhecida por normalização funcional, introduzida por REICHARDT et alii (1972), a qual consiste basicamente em se obter os fatores de escala α_i para diferentes meios através do escalonamento das funções representativas das diferentes propriedades hídricas, tomando-se uma função média como representativa de um meio de referência.

Várias técnicas têm sido utilizadas para a obtenção dos fatores de escala através da normalização funcional, como em WARRICK et alii (1977), SIMMONS et alii (1979), RUSSO & BRESLER (1980). Uma das formas é apresentada por VACHAUD et alii (1988) e HOPMANS (1987) e consiste em se aplicar as seguintes relações:

$$W_i = \alpha_{w,i}^P \cdot W^* \quad (63)$$

onde: $\alpha_{w,i}$ = fator de escala associado a um dado meio i e uma dada propriedade W ;

W_i = função representativa de uma dada propriedade hidráulica para o meio i : $W_i = a_i \cdot f(S)$;

W^* = função de referência, representativa da propriedade para uma situação de referência: $W^* = a^* \cdot f(S)$;

a_i e a^* = constantes das funções $f(S)$ que é o modelo ou forma da curva representativa do fenômeno e S o grau de saturação, igual a Θ/Θ_s .

A utilização de $f(S)$ no lugar de $f(\Theta)$ é preferida no caso de meios reais, uma vez que, nesse caso, as porosidades não são as mesmas para os diferentes meios, como ocorre nos meios similares ideais.

Portanto, o fator de escala da equação (63) pode ser obtido pela seguinte relação:

$$a_i = \alpha_{w,i}^P a^* \quad (64)$$

sendo:

$$\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \alpha_{w,i}^P = 1 \quad (65)$$

$$\alpha^{*P} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N a_i^{\frac{1}{P}} \quad (66)$$

onde P recebe os valores já indicados anteriormente, conforme a propriedade hidráulica em análise.

Essa nova abordagem de escalonamento não se relaciona diretamente à conceituação original de MILLER & MILLER (1956), uma vez que a propriedade hidráulica W é uma propriedade macroscópica do meio, enquanto que λ é uma característica microscópica do meio. Consequentemente, não se deve esperar uma relação unitária entre os fatores de escala determinados pelas características dimensionais do meio (α_i) com os fatores de escala determinados pelo escalonamento funcional ($\alpha_{w,i}$). Tal condição é esperada somente quando ambos os conceitos são aplicados a meios similares ideais. Para meios similares ideais, teríamos, portanto, uma igualdade entre fatores de escala $\alpha_i = \alpha_{w,i} = \lambda_i / \lambda^* = W_i / W^*$ para todas as propriedades hidráulicas e, consequentemente, a relação entre os fatores de escala para duas propriedades hídras de diferentes meios similares seria dada por uma reta perfeita, com um coeficiente angular igual à unidade, ou seja:

$$\alpha_{w_1} = \alpha_{w_2}$$

No caso de meios porosos reais, essa relação entre os fatores de escala para um par de propriedades hidráulicas deverá ser tanto mais linear e próxima da unidade quanto maior for a semelhança entre os diferentes meios, quer pelo critério de similaridade de MILLER & MILLER (1956), quer pelo critério da similaridade funcional, conforme REICHARDT et alii (1972).

4. MATERIAL E MÉTODOS

(dados de ZEVALLOS, 1978)

Todos os detalhes da instalação e desenvolvimento experimental são apresentados por ZEVALLOS (1978), de maneira que aqui serão fornecidas somente as informações julgadas indispensáveis.

4.1. Localização do experimento

A área experimental utilizada localiza-se na Fazenda Sertãozinho, da Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, em Piracicaba, SP.

O solo da área selecionada classifica-se como Latossol Vermelho Amarelo, textura média, de acordo com a classificação brasileira, e Haplustox, de acordo com a classificação americana.

4.2. Parcelas experimentais

O experimento constituiu-se de três parcelas experimentais, com dimensões de 5m x 5m cada uma, separadas entre si de 8,3 m.

Em volta de cada parcela foi construído um dique de terra, de 30 cm de altura, para conter a água durante o processo de inundação das parcelas.

4.3. Adição de água aos perfis de solo

As parcelas foram mantidas sob inundação durante duas horas, mantendo-se uma lâmina d'água constante de aproximadamente 15 cm, até a condição de equilíbrio dinâmico, que foi acusada pela constância nas leituras dos tensiômetros que foram instalados nas profundidades de 15, 30, 45, 60, 75, 90, 105, 120 e 135 cm, em cada uma das três parcelas.

4.4. Acompanhamento da redistribuição da água nos perfis de solo

Após a adição de água aos perfis do solo, as parcelas foram cobertas com lençol plástico para evitar a perda de água por evaporação.

O acompanhamento da variação de umidade e do potencial da água ao longo dos perfis de solo com o decorrer do tempo de drenagem foi feito através dos tensiômetros, instalados nas nove profundi-

dades já especificadas.

Os valores de umidade correspondentes às tensões observadas foram obtidos através das curvas de retenção, determinadas previamente em laboratório em amostras indeformadas, representativas de cada profundidade, com seis repetições por profundidade. Os pontos da curva, compreendidos entre 0 e 200 cm H_2O foram determinados através de funis de placa porosa e aqueles compreendidos entre 200 e 800 cm H_2O foram determinados com auxílio de placas porosas em Câmara de Richards.

Com as mesmas amostras utilizadas na determinação das curvas de retenção foram obtidas as densidades globais representativas de cada profundidade.

Foram tomadas também amostras para determinação da composição granulométrica do solo, nas várias profundidades em estudo.

4.5. Determinação da condutividade hidráulica do solo não saturado

4.5.1. Método de HILLEL et alii (1972)

A partir dos valores de potencial matricial médio, obtidos das leituras periódicas dos tensiômetros instalados nas profundidades de 15, 30, 45, 60, 75, 90, 105, 120 e 135 cm, nas três parcelas, e das respectivas curvas de retenção, determinou-se a umidade do solo nas diversas profundidades ao longo do tempo de redistribuição da água no perfil de solo.

A variação do armazenamento de água nas diversas profundidades em função do tempo $(\partial\theta/\partial t)dz$ e a mesma variação nas diversas

camadas de solo desde a superfície até a profundidade $z \left[\Sigma (\partial \theta / \partial t) dz \right]$, que correspondem ao fluxo de água em cada profundidade (q), foi calculada com base nas regressões lineares entre θ (umidade do solo na profundidade z) e $\ln t$ (logaritmo neperiano do tempo de redistribuição da água). Nessas regressões, o coeficiente angular corresponde ao valor de $(\partial \theta / \partial t) \times t$. Portanto, para cada tempo de redistribuição (t) são determinados os valores de $\partial \theta / \partial t$.

Dado o bom ajuste dos dados experimentais de potencial total da água (ψ) e profundidade (z) a uma expressão linear, optou-se pela determinação dos gradientes de potencial, em cada tempo, através dos coeficientes angulares das retas assim ajustadas:

$$\psi = a + b z$$

onde

$$\frac{\partial \psi}{\partial z} = b$$

Calculadas as densidades de fluxo (q) e os respectivos gradientes de potencial ($\partial \psi / \partial z$), as condutividades hidráulicas foram então calculadas para cada tempo (ou umidade), pela relação:

$$K(\theta) = \frac{\frac{\partial w}{\partial t}}{\frac{\partial \psi}{\partial z}}$$

4.5.2. Método de LIBARDI et alii (1980)

(Procedimento com base nas umidades)

Na aplicação do método de LIBARDI et alii (1980), os dados de umidade (Θ) para as diferentes profundidades foram relacionados aos logaritmos naturais dos respectivos tempos de redistribuição da água nos perfis, através de regressão linear, determinando-se os seus coeficientes angulares ($1/\gamma$) conforme a equação (15) e, consequentemente, a condutividade hidráulica, expressa pela relação (10), ou seja:

$$K(\Theta) = K_o \cdot e^{\gamma(\Theta - \Theta_o)}$$

4.5.3. Método de PAULETTO et alii (1988)

Como estabelece o referido método, as curvas de retenção, determinadas para cada profundidade, foram ajustadas à expressão (12), através de regressões lineares entre Θ e os logaritmos naturais dos respectivos potenciais ($\ln \psi$), determinando-se os valores de B da referida expressão e a condutividade hidráulica através da relação (18) proposta, ou seja:

$$K(\Theta) = K_o \cdot e^{-\frac{B + 9,54017}{0,15829} (\Theta - \Theta_o)}$$

4.5.4. Método de VAN GENUCHTEN (1980)

A aplicação deste método consistiu do ajuste dos dados das curvas de retenção, determinadas para cada profundidade, à expressão (39), pelo método de otimização de ajuste de funções não lineares por minimização dos quadrados dos desvios.

Para o referido ajuste, utilizou-se de um programa de computador descrito em VAN GENUCHTEN (1978).

Ajustadas as curvas de retenção pelo modelo proposto, o valor do parâmetro "m" estimado é substituído na expressão (41) da condutividade hidráulica, ou seja:

$$K_r = s_e^P \left[1 - (1 - s_e^{1/m})^m \right]^2$$

onde $P = 0,5$, conforme é proposto pelo autor.

4.6. Utilização da técnica do "scaling" na análise comparativa dos métodos

Como resultados da aplicação dos quatro métodos propostos, são obtidas as funções de ajuste das curvas de retenção nas diversas profundidades estudadas das três parcelas experimentais $\psi(\theta)$ e as expressões para avaliação de $K(\theta)$.

Na aplicação da técnica do "scaling", cada profundidade no perfil do solo pode ser tratada como um ponto de estudo e os fatores de escala em cada ponto podem ser determinados em relação a uma si-

tuação qualquer de referência, conforme o interesse, como:

- a) em relação à média de todas as profundidades estudadas;
- b) em relação à média de um conjunto qualquer de pontos;
- c) em relação a um dos pontos tomado como referência.

No caso em questão, onde o interesse é testar os diferentes métodos em meios cujas características se aproximem ao máximo das dos meios similares, onde os fatores de escala para curvas de retenção ($\alpha\psi$) se aproximam dos fatores para condutividade hidráulica (α_k), a escolha do critério, dentre os acima enumerados, ficou na dependência do exame dos próprios resultados obtidos após a aplicação dos vários critérios.

Para qualquer dos critérios apresentados, no entanto, os fatores de escala são obtidos pela seguinte relação, conforme descrevem VACHAUD et alii (1988) e HOPMANS (1987).

$$a_i = \alpha_{w,i}^P a^*$$

onde $\alpha_{w,i}$ é o fator de escala associado a um local "i" e uma propriedade hídrica $W(\theta)$, tal que:

$$W(\theta)_i = a_i f(\theta)$$

$$W(\theta)^* = a^* f(\theta)$$

onde $W(\theta)_i$ = função representativa da propriedade hídrica para um local "i"; $W(\theta)^*$ = função representativa da propriedade hídrica para uma situação de referência (função média, por exemplo).

De acordo com a teoria, o expoente P na relação (64) as-

sume os valores: $P = 2$ para $W(\Theta)$ = condutividade hidráulica; $P = -1$ para $W(\Theta)$ = potencial da água no solo; $P = 1$ para $W(\Theta)$ = difusividade capilar, e $P = 1/2$ para $W(\Theta)$ = sortividade capilar. De acordo com a mesma teoria, as seguintes condições devem ser satisfeitas na determinação dos fatores de escala ($\alpha_{w,i}$) e do fator a^* da expressão $a^*(\Theta)$ representativa da situação de referência (equações 65 e 66, respectivamente):

$$\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \alpha_{w,i} = 1$$

$$a^{*P} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N a_i^{\frac{1}{P}}$$

5. RESULTADOS

5.1. Características físicas dos perfis de solo

Na Tabela 1 são apresentadas algumas características físicas de dois perfis do solo estudado. A classe textural se enquadra em franco-arenosa para a camada de 0-15 cm e franco-argilo-arenosa para as demais.

Pela Tabela 2, pode-se observar um alto grau de uniformidade para as diferentes características estudadas ao longo dos perfis.

5.2. Curvas de retenção da água no solo

Na Tabela 3 são apresentados os resultados das curvas de retenção para cada profundidade, com a média de seis repetições por potencial e os respectivos desvios padrões e intervalos de confiança da média.

A umidade média na saturação variou de 0,38 a 0,43 cm^3/cm^3 .

Tabela 1 - Caracterização física do Latossol Vermelho Amarelo, textura média: P₁ = Perfil 1; P₂ = Perfil 2.

profundidade (cm)	densidade global (g.cm ⁻³)	porosidade (%)	composição granulométrica			classe textural
			areia grossa	areia fina	silte	argila
P ₁						
0 - 15	1,52	57,4	3,8	73,4	4,1	18,7
15 - 30	1,40	52,8	2,8	65,5	5,4	26,3
30 - 45	1,33	50,2	3,4	66,1	4,2	26,3
45 - 60	1,33	50,2	3,4	65,6	4,7	26,3
60 - 75	1,33	50,2	3,0	65,8	3,3	27,9
75 - 90	1,38	52,1	3,0	66,1	4,0	26,9
90 - 105	1,40	52,8	2,9	65,8	3,4	27,9
105 - 120	1,44	54,3	3,2	65,4	4,1	27,3
120 - 135	1,45	54,7	3,2	65,6	4,9	26,3
P ₂						
0 - 15	1,47	55,5	3,9	73,5	4,2	18,4
15 - 30	1,43	54,0	1,7	65,8	3,1	29,4
30 - 45	1,44	54,3	2,6	63,7	6,4	27,3
45 - 60	1,31	49,4	3,1	66,0	3,0	27,9
60 - 75	1,30	49,1	2,9	65,9	2,8	28,4
75 - 90	1,28	48,3	3,3	65,5	2,3	28,9
90 - 105	1,40	52,8	3,0	66,0	6,1	24,9
105 - 120	1,36	51,3	2,9	64,7	3,1	29,3
120 - 135	1,38	52,1	3,0	64,2	5,5	27,3
Média						
P ₁	1,40	52,7	3,2	66,6	4,2	26,0
P ₂	1,37	51,9	2,9	66,1	4,1	26,9

Tabela 2 - Média ($\bar{x}$), desvio padrão da média ($s\bar{x}$) e intervalo de confiança da média (IC), ao nível de 95% de probabilidade (9 repetições) das características físicas do solo estudado.

	perfis					
	P ₁			P ₂		
	$\bar{x}$	$s\bar{x}$	IC	$\bar{x}$	$s\bar{x}$	IC
Densidade Global (g.cm ⁻³)	1,40	0,02	0,05	1,37	0,02	0,05
Porosidade (%)	52,74	0,81	1,83	51,87	0,84	1,90
Areia Grossa (%)	3,19	0,10	0,23	2,93	0,20	0,45
Areia Fina (%)	66,59	0,86	1,94	66,14	0,96	2,17
Silte (%)	4,23	0,23	0,52	4,86	0,52	1,18
Argila (%)	25,99	0,94	2,12	26,07	1,15	2,60

Tabela 3 - Média ($\bar{x}$), desvio padrão da média ($\bar{Sx}$) e intervalo da média (IC) ao nível de 95% de probabilidade das unidades das curvas de retenção nas nove profundidades (6 repetições).

ψ_m (cm)	Profundidades (cm)											
	15				30				45			
	$\bar{x}$	$\bar{Sx}$	IC	$\bar{x}$	$\bar{Sx}$	IC	$\bar{x}$	$\bar{Sx}$	IC	$\bar{x}$	$\bar{Sx}$	IC
saturado	0,39	0,012	0,029	0,40	0,010	0,024	0,41	0,006	0,014	0,43	0,006	0,014
27	0,29	0,012	0,029	0,35	0,008	0,020	0,34	0,006	0,014	0,38	0,004	0,010
50	0,25	0,008	0,020	0,32	0,004	0,010	0,31	0,006	0,014	0,33	0,005	0,012
99	0,22	0,008	0,020	0,28	0,006	0,014	0,26	0,006	0,014	0,27	0,006	0,014
143	0,20	0,004	0,010	0,26	0,004	0,010	0,24	0,006	0,015	0,25	0,006	0,014
189	0,18	0,004	0,010	0,25	0,004	0,010	0,23	0,005	0,012	0,24	0,006	0,014
300	0,17	0,005	0,012	0,20	0,006	0,014	0,19	0,006	0,014	0,17	0,003	0,008
500	0,15	0,005	0,012	0,19	0,005	0,013	0,18	0,007	0,018	0,16	0,004	0,010
800	0,13	0,005	0,012	0,18	0,005	0,013	0,17	0,007	0,018	0,15	0,005	0,012
										0,15	0,002	0,006

Tabela 3 (continuação) - Média ($\bar{x}$), desvio padrão da média (Sx) e intervalo da média (IC) ao nível de 95% de probabilidade das unidades das curvas de retenção nas nove profundidades (6 repet.).

ψ_m (cm)	Profundidades (cm)											
	90			105			120			135		
	$\bar{x}$	Sx	IC	$\bar{x}$	Sx	IC	$\bar{x}$	Sx	IC	$\bar{x}$	Sx	IC
saturo	0,38	0,006	0,016	0,38	0,007	0,018	0,40	0,004	0,011	0,39	0,004	0,010
27	0,33	0,007	0,017	0,33	0,008	0,019	0,35	0,004	0,010	0,35	0,004	0,009
50	0,29	0,008	0,020	0,29	0,005	0,013	0,31	0,006	0,015	0,31	0,004	0,010
99	0,23	0,009	0,021	0,23	0,004	0,011	0,24	0,007	0,018	0,24	0,005	0,013
143	0,21	0,008	0,020	0,21	0,005	0,012	0,21	0,006	0,016	0,21	0,006	0,014
189	0,19	0,008	0,019	0,19	0,005	0,012	0,20	0,008	0,020	0,19	0,006	0,015
300	0,17	0,002	0,005	0,18	0,002	0,006	0,17	0,004	0,010	0,16	0,003	0,007
500	0,16	0,002	0,004	0,16	0,002	0,006	0,16	0,004	0,011	0,15	0,003	0,007
800	0,15	0,002	0,004	0,15	0,002	0,005	0,15	0,004	0,011	0,14	0,002	0,006

Os dados da Tabela 3 foram ajustados aos modelos de curvas de retenção a serem utilizados nos diferentes métodos de determinação da condutividade hidráulica, ou seja, equação (12) e (39). Os resultados são apresentados nas Tabelas 4 e 5, respectivamente.

5.3. Condutividade hidráulica do solo não saturado

5.3.1. Acompanhamento das variações de umidade e potencial da água nos perfis de solo

Os dados básicos (média dos três perfis) referentes ao acompanhamento da redistribuição da água nos três perfis de solo, encontram-se nas Tabelas 6 e 7, e correspondem ao período compreendido desde a saturação (tempo zero) até 45 dias de drenagem. Na Tabela 7, os valores de umidade foram obtidos através das curvas de retenção, conforme Tabela 5, partindo-se dos dados médios de potencial da Tabela 6.

Tabela 4 - Parâmetros das curvas de retenção para as diferentes profundidades, conforme o modelo utilizado em LIBARDI et alii (1980) e PAULETTO et alii (1988) - (eq. 12).

$$\psi_m = A \left[e^{B(\theta - \theta_o)} - 1 \right]$$

profundidade	A	B	r ²
15	2,7160	-21,3186	0,9861
30	11,1949	-18,1940	0,9773
45	7,1391	-18,2984	0,9742
60	12,8845	-13,5318	0,9684
75	8,3042	-15,7843	0,8883
90	9,5998	-17,1883	0,9438
105	9,3591	-17,4767	0,9476
120	10,9344	-15,2307	0,9405
135	13,5385	-14,4279	0,9472

Tabela 5 - Parâmetros das curvas de retenção para as diferentes profundidades, conforme o modelo de VAN GENUCHTEN (1980) - (eq. 39).

$$\Theta = \Theta_r + \frac{(\Theta_s - \Theta_r)}{\left[1 + (\alpha\psi_m)^n\right]^m} \quad \text{ou} \quad \psi_m = \frac{1}{\alpha} \left[\left(\frac{\Theta_s - \Theta_r}{\Theta - \Theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}}$$

prof.	α	Θ_s	Θ_r	m	n	r^2
15	0,1058	0,3900	0	0,1967	1,2448	0,9984
30	0,0354	0,4000	0	0,2025	1,2539	0,9902
45	0,0538	0,4100	0	0,2001	1,2502	0,9934
60	0,0288	0,4300	0	0,2671	1,3644	0,9869
75	0,0539	0,4000	0	0,2322	1,3024	0,9663
90	0,0493	0,3900	0	0,2250	1,2904	0,9835
105	0,0443	0,3800	0	0,2233	1,2875	0,9839
120	0,0372	0,4000	0	0,2471	1,3282	0,9813
135	0,0292	0,3900	0	0,2717	1,3731	0,9823

Tabela 6 - Potenciais matriciais ($\bar{\psi}_m$, cm H₂O) médios das três parcelas experimentais, para cada profundidade e tempo de redistribuição da água e respectivos desvios padrões ($s(\bar{\psi}_m)$) (valores absolutos).

tempo (dias)	ψ																		
	15 cm	s	30 cm	45 cm	60 cm	75 cm	90 cm	105 cm	120 cm	135 cm									
0,000	2,9	1,7	5,9	3,6	6,3	4,3	4,7	1,8	3,3	1,9	3,6	2,5	4,6	2,1	4,0	2,5			
0,010	14,3	5,9	10,2	6,3	11,5	6,0	9,1	5,0	7,7	4,1	6,7	2,8	7,2	2,9	7,1	2,8	6,7	3,1	
0,021	19,2	7,0	14,2	7,9	15,9	5,6	13,9	5,5	12,0	5,0	9,7	3,9	10,9	2,6	10,1	2,7	8,9	3,6	
0,031	22,6	7,3	17,8	8,6	20,0	6,4	17,7	6,4	15,7	5,3	13,3	3,1	14,1	2,6	12,8	2,4	11,2	4,1	
0,042	25,4	7,2	20,8	9,3	23,1	6,6	21,1	7,1	18,6	5,5	16,2	3,0	17,0	2,5	15,3	2,6	13,2	4,4	
0,052	27,5	7,0	24,1	9,4	26,2	6,5	23,9	7,6	21,3	5,5	18,7	3,0	19,8	2,4	17,7	2,4	15,2	4,4	
0,063	29,2	6,9	25,6	10,0	28,9	6,7	26,6	8,0	23,8	5,4	21,3	2,8	22,7	2,4	19,8	2,4	16,9	4,8	
0,073	30,7	6,6	27,7	10,4	31,2	6,6	28,9	8,5	25,8	5,2	23,7	2,7	24,8	2,5	21,9	2,5	18,7	4,9	
0,083	32,0	6,5	29,4	10,6	33,5	6,7	31,4	9,1	27,5	5,0	26,0	2,7	26,9	2,6	23,9	2,7	20,3	5,1	
0,104	34,3	6,2	32,6	11,3	36,9	6,8	34,6	9,4	30,6	4,6	30,1	2,2	30,7	2,8	27,7	2,6	23,3	5,2	
0,125	36,3	5,8	35,3	11,8	39,9	7,1	37,6	9,4	33,5	4,1	33,7	1,9	34,0	2,9	31,0	2,6	26,1	5,2	
0,167	39,8	5,6	39,6	12,5	44,8	6,9	42,3	9,2	38,2	3,5	39,4	1,3	39,4	3,3	36,5	2,4	31,4	5,2	
0,208	42,8	5,4	42,7	12,9	49,0	6,7	45,9	9,5	41,9	3,3	43,7	1,3	43,6	3,6	40,8	2,2	36,1	5,1	
0,250	45,0	5,4	45,1	13,2	51,8	6,9	48,2	9,6	45,1	3,5	47,0	0,9	46,9	3,8	43,8	2,3	39,5	4,9	
0,375	49,6	5,7	49,4	14,5	57,5	7,8	52,2	10,8	52,7	4,6	53,9	1,3	54,8	4,3	50,4	2,2	46,9	5,7	
0,500	52,0	6,7	51,3	15,4	60,0	9,1	54,2	11,4	57,1	5,2	57,4	3,5	58,8	4,8	54,0	3,6	50,5	6,3	
1,000	58,5	6,0	64,0	15,8	72,7	11,8	68,8	13,0	70,0	5,9	70,1	3,0	71,0	3,6	69,0	2,9	65,7	6,1	
1,500	72,0	9,1	75,3	17,2	82,7	11,8	78,7	12,6	80,0	4,3	79,8	4,0	81,7	4,2	78,5	2,9	75,2	4,1	
2,000	79,8	8,6	83,3	17,5	90,3	10,9	85,3	12,3	87,3	3,9	87,8	3,8	89,0	3,7	84,7	2,6	81,7	2,9	
3,000	94,1	10,1	95,3	18,8	102,0	10,7	96,0	13,4	99,5	3,6	99,1	3,0	99,8	3,8	95,0	2,4	93,0	1,6	
4,000	104,1	10,4	104,7	18,8	111,0	10,0	104,5	13,1	108,0	2,4	107,0	2,9	107,0	3,6	103,0	2,9	101,0	1,1	
5,000	111,8	10,0	112,2	18,2	117,7	9,1	110,7	13,2	114,0	2,9	112,7	3,3	112,5	3,1	108,9	2,6	106,8	0,6	
10,000	132,7	7,8	137,5	16,2	141,0	9,6	132,0	10,7	135,2	4,2	133,7	3,9	128,0	3,3	125,8	4,4	122,2	1,0	
15,000	157,7	6,1	155,8	13,3	156,7	9,4	146,5	7,8	147,7	3,9	147,2	3,5	137,5	3,1	136,8	6,0	132,8	2,0	
20,000	172,9	5,5	171,0	11,5	169,6	8,7	158,2	5,7	157,3	3,4	157,0	3,6	146,2	1,6	145,8	6,0	141,2	3,0	
25,000	186,3	6,4	184,9	10,6	181,8	8,3	168,3	3,9	165,8	3,1	165,7	3,1	154,3	1,0	153,2	5,9	149,3	3,9	
30,000	198,2	6,3	197,0	9,9	191,7	7,1	176,9	2,1	172,7	2,5	173,3	2,1	162,4	1,1	159,0	5,5	156,7	5,0	
35,000	205,3	6,1	206,7	9,7	200,0	6,5	186,7	0,9	179,3	2,5	179,5	2,9	170,0	1,6	164,2	4,8	163,0	5,4	
40,000	219,0	5,7	214,0	9,9	208,0	5,9	194,7	1,2	185,5	3,2	186,1	4,1	177,3	2,1	169,0	4,6	167,7	5,8	
45,000	226,7	5,7	219,0	11,2	215,2	6,9	202,0	2,2	191,0	4,6	190,7	5,7	182,8	2,2	173,3	4,7	170,8	5,2	

Tabela 7 - Unidades volumétricas ($0, \text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) médias das três parcelas experimentais, para cada profundidade e cada tempo de redistribuição, estimadas pelo método de VAN GENUCHTEN (1980), com base nos dados da Tabela 6.

Tempo (dias)	15 cm	30 cm	45 cm	60 cm	75 cm	90 cm	105 cm	120 cm	135 cm
0,000	0,374	0,389	0,390	0,417	0,386	0,382	0,373	0,391	0,385
0,010	0,321	0,381	0,376	0,413	0,375	0,372	0,363	0,385	0,379
0,021	0,306	0,372	0,364	0,402	0,360	0,362	0,353	0,377	0,375
0,031	0,298	0,366	0,354	0,393	0,349	0,352	0,345	0,370	0,370
0,042	0,291	0,360	0,347	0,385	0,340	0,344	0,338	0,363	0,366
0,052	0,287	0,354	0,340	0,379	0,333	0,337	0,331	0,358	0,361
0,063	0,283	0,352	0,335	0,374	0,327	0,331	0,325	0,353	0,357
0,073	0,281	0,349	0,331	0,369	0,322	0,326	0,321	0,348	0,354
0,083	0,278	0,346	0,327	0,364	0,319	0,321	0,317	0,343	0,350
0,104	0,274	0,341	0,322	0,358	0,312	0,313	0,310	0,335	0,344
0,125	0,271	0,337	0,317	0,352	0,306	0,306	0,305	0,329	0,338
0,167	0,266	0,332	0,311	0,344	0,298	0,297	0,296	0,319	0,328
0,208	0,262	0,328	0,305	0,338	0,292	0,291	0,290	0,312	0,320
0,250	0,259	0,325	0,302	0,334	0,287	0,286	0,286	0,307	0,314
0,375	0,254	0,320	0,296	0,328	0,277	0,278	0,277	0,298	0,303
0,500	0,251	0,318	0,293	0,326	0,271	0,274	0,273	0,293	0,298
1,000	0,245	0,305	0,282	0,307	0,258	0,261	0,261	0,276	0,279
1,500	0,234	0,296	0,274	0,296	0,249	0,253	0,253	0,267	0,269
2,000	0,228	0,290	0,269	0,289	0,243	0,247	0,247	0,261	0,262
3,000	0,220	0,282	0,262	0,280	0,235	0,239	0,240	0,253	0,253
4,000	0,215	0,277	0,257	0,273	0,230	0,235	0,236	0,248	0,246
5,000	0,211	0,273	0,254	0,268	0,226	0,232	0,233	0,244	0,242
10,000	0,201	0,261	0,243	0,254	0,216	0,221	0,226	0,234	0,232
15,000	0,195	0,254	0,237	0,246	0,210	0,216	0,221	0,228	0,226
20,000	0,190	0,248	0,233	0,240	0,207	0,212	0,218	0,224	0,222
25,000	0,187	0,244	0,229	0,235	0,204	0,209	0,215	0,221	0,218
30,000	0,184	0,240	0,226	0,231	0,201	0,206	0,212	0,218	0,214
35,000	0,182	0,237	0,224	0,227	0,199	0,204	0,209	0,216	0,211
40,000	0,180	0,236	0,222	0,224	0,197	0,202	0,207	0,214	0,209
45,000	0,178	0,234	0,220	0,221	0,195	0,201	0,205	0,213	0,208

5.3.2. Condutividade hidráulica pelo método de HILLEL et alii (1972)

Nas Tabelas de 10 a 19 são apresentados os cálculos das condutividades hidráulicas do solo nas diferentes profundidades e tempos de redistribuição da água.

Para obtenção dos valores da coluna $(\partial\theta/\partial t) dz$ das referidas tabelas, efetuou-se o ajuste dos dados da Tabela 7 à expressão: $\theta_0 - \theta = a + b \ln t$, onde $\partial\theta/\partial t = b/t$. As regressões obtidas para cada profundidade são apresentadas na Tabela 8.

Os valores da coluna $\partial\psi/\partial z$ (gradiente do potencial total) foram obtidos através do ajuste dos dados da Tabela 6, já transformados em valores de potencial total, à expressão: $\psi = a + bz$, onde $\partial\psi/\partial z = b$. As regressões obtidas para cada tempo de redistribuição da água são apresentadas na Tabela 9.

A Tabela 20 reúne os resultados finais de condutividade hidráulica em função da umidade para as várias profundidades analisadas. Com base nos dados da Tabela 20, foram obtidas as equações representativas de $K(\theta)$ para cada profundidade, através do modelo: $K(\theta) = K_0 \cdot e^{\gamma(\theta - \theta_0)}$. O valor do coeficiente γ foi obtido pelas regressões lineares entre $\ln K(\theta)$ e θ . Os resultados são apresentados na Tabela 21.

5.3.3. Condutividade hidráulica pelo método de LIBARDI et alii (1980) (procedimento com base nas umidades)

Com base nos dados da Tabela 7, elaborou-se a Tabela 22,

Tabela 8 - Regressões lineares entre $\Theta_o - \Theta$ (umidade de saturação - umidade no tempo t) e o logaritmo neperiano do tempo de redistribuição da água ($\ln t$) para as diferentes profundidades.

profundidade (cm)	regressões	r
15	$\Theta_o - \Theta = 1,3481 \cdot 10^{-1} + 1,6392 \cdot 10^{-2} \ln t$	0,9986
30	$\Theta_o - \Theta = 8,7140 \cdot 10^{-2} + 1,7850 \cdot 10^{-2} \ln t$	0,9995
45	$\Theta_o - \Theta = 1,0563 \cdot 10^{-1} + 1,8030 \cdot 10^{-2} \ln t$	0,9953
60	$\Theta_o - \Theta = 1,1158 \cdot 10^{-1} + 2,3110 \cdot 10^{-2} \ln t$	0,9988
75	$\Theta_o - \Theta = 1,1998 \cdot 10^{-1} + 2,1140 \cdot 10^{-2} \ln t$	0,9915
90	$\Theta_o - \Theta = 1,1275 \cdot 10^{-1} + 2,0510 \cdot 10^{-2} \ln t$	0,9893
105	$\Theta_o - \Theta = 1,0393 \cdot 10^{-1} + 1,8850 \cdot 10^{-2} \ln t$	0,9893
120	$\Theta_o - \Theta = 1,0547 \cdot 10^{-1} + 2,1700 \cdot 10^{-2} \ln t$	0,9922
135	$\Theta_o - \Theta = 9,8260 \cdot 10^{-2} + 2,2750 \cdot 10^{-2} \ln t$	0,9942

Tabela 9 - Regressões lineares entre os valores absolutos do potencial total da água (ψ , cm) e profundidade (z , cm), para os diferentes tempos de redistribuição da água.

tempo (dias)	regressões	r
0,000	$\psi = 5,4706 + 0,9895 z$	0,9995
0,010	$\psi = 13,6397 + 0,9389 z$	0,9993
0,021	$\psi = 18,4272 + 0,9245 z$	0,9994
0,031	$\psi = 22,5300 + 0,9147 z$	0,9995
0,042	$\psi = 25,8433 + 0,9083 z$	0,9995
0,052	$\psi = 28,8258 + 0,9038 z$	0,9995
0,063	$\psi = 30,8950 + 0,9063 z$	0,9992
0,073	$\psi = 32,8575 + 0,9076 z$	0,9990
0,083	$\psi = 34,7028 + 0,9090 z$	0,9987
0,104	$\psi = 37,5142 + 0,9159 z$	0,9984
0,125	$\psi = 39,9422 + 0,9229 z$	0,9980
0,167	$\psi = 43,7861 + 0,9368 z$	0,9976
0,208	$\psi = 46,7203 + 0,9497 z$	0,9974
0,250	$\psi = 48,8947 + 0,9590 z$	0,9973
0,375	$\psi = 52,8892 + 0,9871 z$	0,9969
0,500	$\psi = 54,7608 + 1,0036 z$	0,9965
1,000	$\psi = 64,2856 + 1,0463 z$	0,9959
1,500	$\psi = 76,4253 + 1,0237 z$	0,9970
2,000	$\psi = 84,5317 + 1,0126 z$	0,9970
3,000	$\psi = 97,6472 + 0,9926 z$	0,9972
4,000	$\psi = 107,5081 + 0,9744 z$	0,9976
5,000	$\psi = 115,0797 + 0,9578 z$	0,9979
10,000	$\psi = 143,1503 + 0,8604 z$	0,9974
15,000	$\psi = 162,6964 + 0,7842 z$	0,9969
20,000	$\psi = 178,5706 + 0,7216 z$	0,9963
25,000	$\psi = 192,8183 + 0,6656 z$	0,9942
30,000	$\psi = 204,9383 + 0,6198 z$	0,9912
35,000	$\psi = 215,9558 + 0,5778 z$	0,9908
40,000	$\psi = 225,4372 + 0,5442 z$	0,9902
45,000	$\psi = 233,2150 + 0,5150 z$	0,9907

Tabela 10 - Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado (K , cm.hora^{-1})
para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades.
Método de HILLEL et alii (1972).

tempo (dias)	z (cm)	$(\partial\theta/\partial t) dz$ (cm / hora)	$q=\Sigma(\partial\theta/\partial t)dz$ (cm / hora)	$ \partial\psi/\partial z $ (cm/cm)	K (cm/hora)
1,00E-02	00-15	1,02E+00	1,02E+00	9,39E-01	1,09E+00
	15-30	1,12E+00	2,14E+00		2,28E+00
	30-45	1,13E+00	3,27E+00		3,48E+00
	45-60	1,44E+00	4,71E+00		5,02E+00
	60-75	1,32E+00	6,03E+00		6,43E+00
	75-90	1,28E+00	7,31E+00		7,79E+00
	90-105	1,18E+00	8,49E+00		9,05E+00
	105-120	1,36E+00	9,85E+00		1,05E+01
	120-135	1,42E+00	1,13E+01		1,20E+01
	00-15	4,88E-01	4,88E-01	9,25E-01	5,28E-01
	15-30	5,31E-01	1,02E+00		1,10E+00
	30-45	5,37E-01	1,56E+00		1,68E+00
2,10E-02	45-60	6,88E-01	2,24E+00		2,43E+00
	60-75	6,29E-01	2,87E+00		3,11E+00
	75-90	6,10E-01	3,48E+00		3,77E+00
	90-105	5,61E-01	4,04E+00		4,37E+00
	105-120	6,46E-01	4,69E+00		5,07E+00
	120-135	6,77E-01	5,37E+00		5,81E+00
	00-15	3,30E-01	3,30E-01	9,15E-01	3,61E-01
	15-30	3,60E-01	6,90E-01		7,55E-01
	30-45	3,64E-01	1,05E+00		1,15E+00
	45-60	4,66E-01	1,52E+00		1,66E+00
	60-75	4,26E-01	1,95E+00		2,13E+00
	75-90	4,14E-01	2,36E+00		2,58E+00
3,10E-03	90-105	3,80E-01	2,74E+00		3,00E+00
	105-120	4,38E-01	3,18E+00		3,47E+00
	120-135	4,59E-01	3,64E+00		3,97E+00

Tabela 11 - Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado (K , cm.hora^{-1})
para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades.
Método de HILLEL et alii (1972).

tempo (dias)	z (cm)	$(\partial\theta/\partial t) \, dz$ (cm / hora)	$q=\Sigma(\partial\theta/\partial t)dz$ (cm / hora)	$ \partial\psi/\partial z $ (cm/cm)	K (cm/hora)
4,20E-02	00-15	2,44E-01	2,44E-01	9,08E-01	2,69E-01
	15-30	2,66E-01	5,10E-01		5,61E-01
	30-45	2,68E-01	7,78E-01		8,56E-01
	45-60	3,44E-01	1,12E+00		1,23E+00
	60-75	3,15E-01	1,44E+00		1,58E+00
	75-90	3,05E-01	1,74E+00		1,92E+00
	90-105	2,81E-01	2,02E+00		2,23E+00
	105-120	3,23E-01	2,35E+00		2,58E+00
5,20E-02	120-135	3,39E-01	2,68E+00		2,95E+00
	00-15	1,97E-01	1,97E-01	9,04E-01	2,18E-01
	15-30	2,15E-01	4,12E-01		4,55E-01
	30-45	2,17E-01	6,28E-01		6,95E-01
	45-60	2,78E-01	9,06E-01		1,00E+00
	60-75	2,54E-01	1,16E+00		1,28E+00
	75-90	2,47E-01	1,41E+00		1,56E+00
	90-105	2,27E-01	1,63E+00		1,81E+00
6,30E-02	105-120	2,61E-01	1,89E+00		2,10E+00
	120-135	2,73E-01	2,17E+00		2,40E+00
	00-15	1,63E-01	1,63E-01	9,06E-01	1,79E-01
	15-30	1,77E-01	3,40E-01		3,75E-01
	30-45	1,79E-01	5,19E-01		5,72E-01
	45-60	2,29E-01	7,48E-01		8,25E-01
	60-75	2,10E-01	9,58E-01		1,06E+00
	75-90	2,03E-01	1,16E+00		1,28E+00
	90-105	1,87E-01	1,35E+00		1,49E+00
	105-120	2,15E-01	1,56E+00		1,72E+00
	120-135	2,26E-01	1,79E+00		1,97E+00

Tabela 12 - Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado (K , cm.hora^{-1})
para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades.
Método de HILLEL et alii (1972).

tempo (dias)	z (cm)	$(\partial\theta/\partial t)$ dz (cm / hora)	$q=\Sigma(\partial\theta/\partial t)dz$ (cm / hora)	$ \partial\psi/\partial z $ (cm/cm)	K (cm/hora)
7,30E-02	00-15	1,40E-01	1,40E-01	9,08E-01	1,55E-01
	15-30	1,53E-01	2,93E-01		3,23E-01
	30-45	1,54E-01	4,48E-01		4,93E-01
	45-60	1,98E-01	6,45E-01		7,11E-01
	60-75	1,81E-01	8,26E-01		9,11E-01
	75-90	1,76E-01	1,00E+00		1,10E+00
	90-105	1,61E-01	1,16E+00		1,28E+00
	105-120	1,86E-01	1,35E+00		1,49E+00
	120-135	1,95E-01	1,54E+00		1,70E+00
	00-15	1,23E-01	1,23E-01	9,09E-01	1,36E-01
	15-30	1,34E-01	2,58E-01		2,84E-01
	30-45	1,36E-01	3,94E-01		4,33E-01
8,30E-02	45-60	1,74E-01	5,68E-01		6,24E-01
	60-75	1,59E-01	7,27E-01		8,00E-01
	75-90	1,54E-01	8,81E-01		9,69E-01
	90-105	1,42E-01	1,02E+00		1,13E+00
	105-120	1,63E-01	1,19E+00		1,31E+00
	120-135	1,71E-01	1,36E+00		1,49E+00
	00-15	9,85E-02	9,85E-02	9,16E-01	1,08E-01
	15-30	1,07E-01	2,06E-01		2,25E-01
	30-45	1,08E-01	3,14E-01		3,43E-01
	45-60	1,39E-01	4,53E-01		4,95E-01
	60-75	1,27E-01	5,80E-01		6,33E-01
	75-90	1,23E-01	7,03E-01		7,68E-01
1,04E-01	90-105	1,13E-01	8,17E-01		8,92E-01
	105-120	1,30E-01	9,47E-01		1,03E+00
	120-135	1,37E-01	1,08E+00		1,18E+00

Tabela 13 - Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado ($K, \text{cm.hora}^{-1}$)
para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades.
Método de HILLEL et alii (1972).

tempo (dias)	z (cm)	$(\partial\theta/\partial t) dz$ (cm / hora)	$q=\Sigma(\partial\theta/\partial t)dz$ (cm / hora)	$ \partial\psi/\partial z $ (cm/cm)	K (cm/hora)
1,25E-01	00-15	8,20E-02	8,20E-02	9,23E-01	8,88E-02
	15-30	8,93E-02	1,71E-01		1,86E-01
	30-45	9,02E-02	2,61E-01		2,83E-01
	45-60	1,16E-01	3,77E-01		4,08E-01
	60-75	1,06E-01	4,83E-01		5,23E-01
	75-90	1,03E-01	5,85E-01		6,34E-01
	90-105	9,43E-02	6,79E-01		7,36E-01
	105-120	1,09E-01	7,88E-01		8,54E-01
	120-135	1,14E-01	9,02E-01		9,77E-01
	00-15	6,13E-02	6,13E-02	9,37E-01	6,55E-02
	15-30	6,68E-02	1,28E-01		1,37E-01
	30-45	6,75E-02	1,96E-01		2,09E-01
2,08E-01	45-60	8,65E-02	2,82E-01		3,01E-01
	60-75	7,91E-02	3,61E-01		3,86E-01
	75-90	7,68E-02	4,38E-01		4,68E-01
	90-105	7,05E-02	5,09E-01		5,43E-01
	105-120	8,12E-02	5,90E-01		6,30E-01
	120-135	8,51E-02	6,75E-01		7,20E-01
	00-15	4,92E-02	4,92E-02	9,50E-01	5,19E-02
	15-30	5,36E-02	1,03E-01		1,08E-01
	30-45	5,42E-02	1,57E-01		1,65E-01
	45-60	6,94E-02	2,27E-01		2,39E-01
	60-75	6,35E-02	2,90E-01		3,05E-01
	75-90	6,16E-02	3,52E-01		3,70E-01
90-105		5,66E-02	4,08E-01		4,30E-01
	105-120	6,52E-02	4,74E-01		4,99E-01
	120-135	6,84E-02	5,42E-01		5,71E-01

Tabela 14 - Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado (K , cm.hora^{-1}) para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades.
Método de HILLEL et alii (1972).

tempo (dias)	z (cm)	$(\partial\theta/\partial t) dz$ (cm / hora)	$q=\Sigma(\partial\theta/\partial t) dz$ (cm / hora)	$ \partial\psi/\partial z $ (cm/cm)	K (cm/hora)
2,50E-01	00-15	4,10E-02	4,10E-02	9,59E-01	4,27E-02
	15-30	4,46E-02	8,56E-02		8,93E-02
	30-45	4,51E-02	1,31E-01		1,36E-01
	45-60	5,78E-02	1,88E-01		1,97E-01
	60-75	5,29E-02	2,41E-01		2,52E-01
	75-90	5,13E-02	2,93E-01		3,05E-01
	90-105	4,71E-02	3,40E-01		3,54E-01
	105-120	5,43E-02	3,94E-01		4,11E-01
3,75E-01	120-135	5,69E-02	4,51E-01		4,70E-01
	00-15	2,73E-02	2,73E-02	9,87E-01	2,77E-02
	15-30	2,98E-02	5,71E-02		5,78E-02
	30-45	3,01E-02	8,71E-02		8,83E-02
	45-60	3,85E-02	1,26E-01		1,27E-01
	60-75	3,52E-02	1,61E-01		1,63E-01
	75-90	3,42E-02	1,95E-01		1,98E-01
	90-105	3,14E-02	2,26E-01		2,29E-01
5,00E-01	105-120	3,62E-02	2,63E-01		2,66E-01
	120-135	3,79E-02	3,01E-01		3,04E-01
	00-15	2,05E-02	2,05E-02	1,00E+00	2,04E-02
	15-30	2,23E-02	4,28E-02		4,26E-02
	30-45	2,25E-02	6,53E-02		6,51E-02
	45-60	2,89E-02	9,42E-02		9,39E-02
	60-75	2,64E-02	1,21E-01		1,20E-01
	75-90	2,56E-02	1,46E-01		1,46E-01
	90-105	2,36E-02	1,70E-01		1,69E-01
	105-120	2,71E-02	1,97E-01		1,96E-01
	120-135	2,84E-02	2,25E-01		2,25E-01

Tabela 15 - Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado ($K, \text{cm.hora}^{-1}$) para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades. Método de HILLEL et alii (1972).

tempo (dias)	z (cm)	$(\partial\theta/\partial t) \, dz$ (cm / hora)	$q=\Sigma(\partial\theta/\partial t)dz$ (cm / hora)	$ \partial\psi/\partial z $ (cm/cm)	K (cm/hora)
1,00E+00	00-15	1,02E-02	1,02E-02	1,05E+00	9,79E-03
	15-30	1,12E-02	2,14E-02		2,05E-02
	30-45	1,13E-02	3,27E-02		3,12E-02
	45-60	1,44E-02	4,71E-02		4,50E-02
	60-75	1,32E-02	6,03E-02		5,77E-02
	75-90	1,28E-02	7,31E-02		6,99E-02
	90-105	1,18E-02	8,49E-02		8,12E-02
	105-120	1,36E-02	9,85E-02		9,41E-02
	120-135	1,42E-02	1,13E-01		1,08E-01
	00-15	6,83E-03	6,83E-03	1,02E+00	6,67E-03
	15-30	7,44E-03	1,43E-02		1,39E-02
	30-45	7,51E-03	2,18E-02		2,13E-02
1,50E+00	45-60	9,63E-03	3,14E-02		3,07E-02
	60-75	8,81E-03	4,02E-02		3,93E-02
	75-90	8,55E-03	4,88E-02		4,76E-02
	90-105	7,85E-03	5,66E-02		5,53E-02
	105-120	9,04E-03	6,57E-02		6,41E-02
	120-135	9,48E-03	7,51E-02		7,34E-02
	00-15	5,12E-03	5,12E-03	1,01E+00	5,06E-03
	15-30	5,58E-03	1,07E-02		1,06E-02
	30-45	5,63E-03	1,63E-02		1,61E-02
	45-60	7,22E-03	2,36E-02		2,33E-02
	60-75	6,61E-03	3,02E-02		2,98E-02
	75-90	6,41E-03	3,66E-02		3,61E-02
2,00E+00	90-105	5,89E-03	4,25E-02		4,19E-02
	105-120	6,78E-03	4,92E-02		4,86E-02
	120-135	7,11E-03	5,64E-02		5,57E-02

Tabela 16 - Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado (K , cm.hora^{-1}) para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades.
Método de HILLEL et alii (1972).

tempo (dias)	z (cm)	$(\partial\theta/\partial t) \, dz$ (cm / hora)	$q=\Sigma(\partial\theta/\partial t)dz$ (cm / hora)	$ \partial\psi/\partial z $ (cm/cm)	K (cm/hora)
3,00E+00	00-15	3,41E-03	3,41E-03	9,93E-01	3,44E-03
	15-30	3,72E-03	7,13E-03		7,19E-03
	30-45	3,76E-03	1,09E-02		1,10E-02
	45-60	4,81E-03	1,57E-02		1,58E-02
	60-75	4,40E-03	2,01E-02		2,03E-02
	75-90	4,27E-03	2,44E-02		2,46E-02
	90-105	3,93E-03	2,83E-02		2,85E-02
	105-120	4,52E-03	3,28E-02		3,31E-02
	120-135	4,74E-03	3,76E-02		3,78E-02
	00-15	2,56E-03	2,56E-03	9,74E-01	2,63E-03
	15-30	2,79E-03	5,35E-03		5,49E-03
	30-45	2,82E-03	8,17E-03		8,38E-03
4,00E+00	45-60	3,61E-03	1,18E-02		1,21E-02
	60-75	3,30E-03	1,51E-02		1,55E-02
	75-90	3,20E-03	1,83E-02		1,88E-02
	90-105	2,95E-03	2,12E-02		2,18E-02
	105-120	3,39E-03	2,46E-02		2,53E-02
	120-135	3,55E-03	2,82E-02		2,89E-02
	00-15	2,05E-03	2,05E-03	9,58E-01	2,14E-03
	15-30	2,23E-03	4,28E-03		4,47E-03
	30-45	2,25E-03	6,53E-03		6,82E-03
	45-60	2,89E-03	9,42E-03		9,84E-03
	60-75	2,64E-03	1,21E-02		1,26E-02
	75-90	2,56E-03	1,46E-02		1,53E-02
5,00E+00	90-105	2,36E-03	1,70E-02		1,77E-02
	105-120	2,71E-03	1,97E-02		2,06E-02
	120-135	2,84E-03	2,25E-02		2,35E-02

Tabela 17 - Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado ($K, \text{cm.hora}^{-1}$)
para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades.
Método de HILLEL et alii (1972).

tempo (dias)	z (cm)	$(\partial\theta/\partial t) \, dz$ (cm / hora)	$q=\Sigma(\partial\theta/\partial t)dz$ (cm / hora)	$ \partial\psi/\partial z $ (cm/cm)	K (cm/hora)
1,00E+01	00-15	1,02E-03	1,02E-03	8,60E-01	1,19E-03
	15-30	1,12E-03	2,14E-03		2,49E-03
	30-45	1,13E-03	3,27E-03		3,80E-03
	45-60	1,44E-03	4,71E-03		5,48E-03
	60-75	1,32E-03	6,03E-03		7,01E-03
	75-90	1,28E-03	7,31E-03		8,50E-03
	90-105	1,18E-03	8,49E-03		9,87E-03
	105-120	1,36E-03	9,85E-03		1,14E-02
	120-135	1,42E-03	1,13E-02		1,31E-02
	00-15	6,83E-04	6,83E-04	7,84E-01	8,71E-04
	15-30	7,44E-04	1,43E-03		1,82E-03
	30-45	7,51E-04	2,18E-03		2,78E-03
2,00E+01	45-60	9,63E-04	3,14E-03		4,01E-03
	60-75	8,81E-04	4,02E-03		5,13E-03
	75-90	8,55E-04	4,98E-03		6,22E-03
	90-105	7,85E-04	5,66E-03		7,22E-03
	105-120	9,04E-04	6,57E-03		8,37E-03
	120-135	9,48E-04	7,51E-03		9,58E-03
	00-15	5,12E-04	5,12E-04	7,22E-01	7,10E-04
	15-30	5,58E-04	1,07E-03		1,48E-03
	30-45	5,63E-04	1,63E-03		2,26E-03
	45-60	7,22E-04	2,36E-03		3,26E-03
	60-75	6,61E-04	3,02E-03		4,18E-03
	75-90	6,41E-04	3,66E-03		5,07E-03
	90-105	5,89E-04	4,25E-03		5,88E-03
	105-120	6,78E-04	4,92E-03		6,82E-03
	120-135	7,11E-04	5,64E-03		7,81E-03

Tabela 18 - Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado ($K, \text{cm.hora}^{-1}$) para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades.
Método de HILLEL et alii (1972).

tempo (dias)	z (cm)	$(\partial\theta/\partial t) dz$ (cm / hora)	$q=\Sigma \partial\theta/\partial t dz$ (cm / hora)	$ \partial\psi/\partial z $ (cm/cm)	K (cm/hora)
2,50E+01	00-15	4,10E-04	4,10E-04	6,66E-01	6,16E-04
	15-30	4,46E-04	8,56E-04		1,29E-03
	30-45	4,51E-04	1,31E-03		1,96E-03
	45-60	5,78E-04	1,88E-03		2,83E-03
	60-75	5,29E-04	2,41E-03		3,63E-03
	75-90	5,13E-04	2,93E-03		4,40E-03
	90-105	4,71E-04	3,40E-03		5,10E-03
	105-120	5,43E-04	3,94E-03		5,92E-03
	120-135	5,69E-04	4,51E-03		6,77E-03
	00-15	3,41E-04	3,41E-04	6,20E-01	5,51E-04
	15-30	3,72E-04	7,13E-04		1,15E-03
	30-45	3,76E-04	1,09E-03		1,76E-03
3,00E+01	45-60	4,81E-04	1,57E-03		2,53E-03
	60-75	4,40E-04	2,01E-03		3,24E-03
	75-90	4,27E-04	2,44E-03		3,93E-03
	90-105	3,93E-04	2,83E-03		4,57E-03
	105-120	4,52E-04	3,28E-03		5,30E-03
	120-135	4,74E-04	3,76E-03		6,06E-03
	00-15	2,93E-04	2,93E-04	5,78E-01	5,07E-04
	15-30	3,19E-04	6,11E-04		1,06E-03
	30-45	3,22E-04	9,33E-04		1,62E-03
	45-60	4,13E-04	1,35E-03		2,33E-03
	60-75	3,78E-04	1,72E-03		2,98E-03
	75-90	3,66E-04	2,09E-03		3,62E-03
3,50E+01	90-105	3,37E-04	2,43E-03		4,20E-03
	105-120	3,88E-04	2,81E-03		4,87E-03
	120-135	4,06E-04	3,22E-03		5,57E-03

Tabela 19 - Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado (K , cm.hora^{-1}) para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades. Método de HILLEL et alii (1972).

tempo (dias)	z (cm)	$(\partial\theta/\partial t) dz$ (cm / hora)	$q=\Sigma(\partial\theta/\partial t)dz$ (cm / hora)	$ \partial\psi/\partial z $ (cm/cm)	K (cm/hora)
4,00E+01	00-15	2,56E-04	2,56E-04	5,44E-01	4,71E-04
	15-30	2,79E-04	5,35E-04		9,83E-04
	30-45	2,82E-04	8,17E-04		1,50E-03
	45-60	3,61E-04	1,18E-03		2,16E-03
	60-75	3,30E-04	1,51E-03		2,77E-03
	75-90	3,20E-04	1,83E-03		3,36E-03
	90-105	2,95E-04	2,12E-03		3,90E-03
	105-120	3,39E-04	2,46E-03		4,52E-03
4,50E+01	120-135	3,55E-04	2,82E-03		5,18E-03
	00-15	2,28E-04	2,28E-04	5,15E-01	4,42E-04
	15-30	2,48E-04	4,76E-04		9,23E-04
	30-45	2,50E-04	7,26E-04		1,41E-03
	45-60	3,21E-04	1,05E-03		2,03E-03
	60-75	2,94E-04	1,34E-03		2,60E-03
	75-90	2,85E-04	1,63E-03		3,16E-03
	90-105	2,62E-04	1,89E-03		3,66E-03
	105-120	3,01E-04	2,19E-03		4,25E-03
	120-135	3,16E-04	2,50E-03		4,86E-03

Tabela 20 - Condutividades hidráulicas (K, cm/hora) em função da umidade (Θ , $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$), para as diversas profundidades (z, cm). Método de HILLEL et alii (1972).

tempo (dias)	z = 15			z = 30			z = 45			z = 60			z = 75		
	Θ	K		Θ	K		Θ	K		Θ	K		Θ	K	
0,000	0,374	29,4148		0,389	2,5897		0,390	9,7661		0,419	5,4314		0,386	14,8072	
0,010	0,321	1,0911		0,381	2,2793		0,376	3,4795		0,413	5,0179		0,375	6,4252	
0,021	0,306	5,2764.10 ⁻¹		0,372	1,1023		0,364	1,6827		0,402	2,4267		0,360	3,1072	
0,031	0,298	3,6126.10 ⁻¹		0,366	7,5470.10 ⁻¹		0,354	1,1521		0,393	1,6615		0,349	2,1275	
0,042	0,291	2,6852.10 ⁻¹		0,360	5,6097.10 ⁻¹		0,347	8,5636.10 ⁻¹		0,385	1,2349		0,340	1,5813	
0,052	0,287	2,1797.10 ⁻¹		0,354	4,5534.10 ⁻¹		0,340	6,9512.10 ⁻¹		0,379	1,0024		0,333	1,2836	
0,063	0,283	1,7941.10 ⁻¹		0,352	3,7480.10 ⁻¹		0,335	5,7216.10 ⁻¹		0,374	8,2514.10 ⁻¹		0,327	1,0565	
0,073	0,281	1,5462.10 ⁻¹		0,349	3,2301.10 ⁻¹		0,331	4,9309.10 ⁻¹		0,369	7,1110.10 ⁻¹		0,322	9,1051.10 ⁻¹	
0,083	0,278	1,3578.10 ⁻¹		0,346	2,8364.10 ⁻¹		0,327	4,3300.10 ⁻¹		0,364	6,2444.10 ⁻¹		0,319	7,9957.10 ⁻¹	
0,104	0,274	1,0754.10 ⁻¹		0,341	2,2466.10 ⁻¹		0,322	3,4296.10 ⁻¹		0,358	4,9460.10 ⁻¹		0,312	6,3330.10 ⁻¹	
0,125	0,271	8,8796.10 ⁻²		0,337	1,8550.10 ⁻¹		0,317	2,8318.10 ⁻¹		0,352	4,0839.10 ⁻¹		0,306	5,2292.10 ⁻¹	
0,167	0,266	6,5478.10 ⁻²		0,332	1,3678.10 ⁻¹		0,311	2,0882.10 ⁻¹		0,344	3,0114.10 ⁻¹		0,298	3,8560.10 ⁻¹	
0,298	0,262	5,1857.10 ⁻²		0,328	1,0834.10 ⁻¹		0,305	1,6538.10 ⁻¹		0,338	2,3850.10 ⁻¹		0,292	3,0539.10 ⁻¹	
0,250	0,259	4,2727.10 ⁻²		0,325	8,9260.10 ⁻²		0,302	1,3627.10 ⁻¹		0,334	1,9651.10 ⁻¹		0,287	2,5162.10 ⁻¹	
0,375	0,254	2,7674.10 ⁻²		0,320	5,7813.10 ⁻²		0,296	8,8255.10 ⁻²		0,328	1,2727.10 ⁻¹		0,277	1,6297.10 ⁻¹	
0,500	0,251	2,0415.10 ⁻²		0,318	4,2647.10 ⁻²		0,293	6,5105.10 ⁻²		0,326	9,3889.10 ⁻²		0,271	1,2022.10 ⁻¹	
1,000	0,245	9,7907.10 ⁻³		0,305	2,0453.10 ⁻²		0,282	3,1223.10 ⁻²		0,307	4,5028.10 ⁻²		0,258	5,7657.10 ⁻²	
1,500	0,234	6,6711.10 ⁻³		0,296	1,3937.10 ⁻²		0,274	2,1275.10 ⁻²		0,296	3,0681.10 ⁻²		0,249	3,9286.10 ⁻²	
2,000	0,228	5,0582.10 ⁻³		0,290	1,0567.10 ⁻²		0,269	1,6131.10 ⁻²		0,289	2,3263.10 ⁻²		0,243	2,9788.10 ⁻²	
3,000	0,220	3,4401.10 ⁻³		0,282	7,1866.10 ⁻³		0,262	1,0971.10 ⁻²		0,280	1,5821.10 ⁻²		0,235	2,0259.10 ⁻²	
4,000	0,215	2,6282.10 ⁻³		0,277	5,4906.10 ⁻³		0,257	8,3818.10 ⁻³		0,273	1,2087.10 ⁻²		0,230	1,5477.10 ⁻²	
5,000	0,211	2,1391.10 ⁻³		0,273	4,4687.10 ⁻³		0,254	6,8218.10 ⁻³		0,268	9,8379.10 ⁻³		0,226	1,2597.10 ⁻²	
10,000	0,201	1,1906.10 ⁻³		0,261	2,4872.10 ⁻³		0,243	3,7970.10 ⁻³		0,254	5,4757.10 ⁻³		0,216	7,0114.10 ⁻³	
15,000	0,195	8,7085.10 ⁻⁴		0,254	1,8193.10 ⁻³		0,237	2,7772.10 ⁻³		0,246	4,0051.10 ⁻³		0,210	5,1284.10 ⁻³	
20,000	0,190	7,0980.10 ⁻⁴		0,248	1,4828.10 ⁻³		0,233	2,2636.10 ⁻³		0,240	3,2644.10 ⁻³		0,207	4,1800.10 ⁻³	
25,000	0,187	6,1561.10 ⁻⁴		0,244	1,2861.10 ⁻³		0,229	1,9633.10 ⁻³		0,235	2,8313.10 ⁻³		0,204	3,6253.10 ⁻³	
30,000	0,184	5,5092.10 ⁻⁴		0,240	1,1509.10 ⁻³		0,226	1,7570.10 ⁻³		0,231	2,5337.10 ⁻³		0,201	3,2444.10 ⁻³	
35,000	0,182	5,0654.10 ⁻⁴		0,237	1,0582.10 ⁻³		0,224	1,6154.10 ⁻³		0,227	2,3297.10 ⁻³		0,199	2,9830.10 ⁻³	
40,000	0,180	4,7058.10 ⁻⁴		0,236	9,8304.10 ⁻⁴		0,222	1,5008.10 ⁻³		0,224	2,1643.10 ⁻³		0,197	2,7712.10 ⁻³	
45,000	0,178	4,4202.10 ⁻⁴		0,234	9,2342.10 ⁻⁴		0,220	1,4097.10 ⁻³		0,221	2,0330.10 ⁻³		0,195	2,6031.10 ⁻³	

(continua)

Tabela 20 (continuação) - Condutividades hidráulicas (K, cm/hora) em função da unidade (Θ , $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$), para as diversas profundidades (z, cm). Método de HILLEL et alii (1972).

tempo (dias)	z = 90			z = 105			z = 120			z = 135		
	Θ	K	Θ	Θ	K	Θ	Θ	K	Θ	Θ	K	K
0,000	0,382	14,8608	0,373	17,5749		0,391	11,2886		0,385	7,8447		
0,010	0,372	7,7905	0,363	9,0453		0,385	1,0490.10		0,379	1,2004.10		
0,021	0,362	3,7676	0,353	4,3744		0,377	5,0729		0,375	5,8053		
0,031	0,352	2,5795	0,345	2,9950		0,370	3,4733		0,370	3,9747		
0,042	0,344	1,9173	0,338	2,2261		0,363	2,5817		0,366	2,9544		
0,052	0,337	1,5563	0,331	1,8070		0,358	2,0956		0,361	2,3981		
0,063	0,331	1,2810	0,325	1,4874		0,353	1,7249		0,357	1,9740		
0,073	0,326	1,1040	0,321	1,2818		0,348	1,4866		0,354	1,7011		
0,083	0,321	9,6947.10-1	0,317	1,1256		0,343	1,3054		0,350	1,4938		
0,104	0,313	7,6788.10-1	0,310	8,9156.10-1		0,335	1,0339		0,344	1,1832		
0,125	0,306	6,3403.10-1	0,305	7,3616.10-1		0,329	8,5372.10-1		0,338	9,7697.10-1		
0,167	0,297	4,6754.10-1	0,296	5,4284.10-1		0,319	6,2954.10-1		0,328	7,2042.10-1		
0,208	0,291	3,7027.10-1	0,290	4,2993.10-1		0,312	4,9858.10-1		0,320	5,7056.10-1		
0,250	0,286	3,0509.10-1	0,286	3,5422.10-1		0,307	4,1079.10-1		0,314	4,7010.10-1		
0,375	0,278	1,9760.10-1	0,277	2,2943.10-1		0,298	2,6606.10-1		0,303	3,0448.10-1		
0,500	0,274	1,4577.10-1	0,273	1,6924.10-1		0,293	1,9627.10-1		0,298	2,2461.10-1		
1,000	0,261	6,9908.10-2	0,261	8,1168.10-2		0,276	9,4131.10-2		0,279	1,0772.10-1		
1,500	0,253	4,7634.10-2	0,253	5,5306.10-2		0,267	6,4138.10-2		0,269	7,3398.10-2		
2,000	0,247	3,6117.10-2	0,247	4,1935.10-2		0,261	4,8631.10-2		0,262	5,5652.10-2		
3,000	0,239	2,4563.10-2	0,240	2,8520.10-2		0,253	3,3074.10-2		0,253	3,7849.10-2		
4,000	0,235	1,8766.10-2	0,236	2,1789.10-2		0,248	2,5269.10-2		0,246	2,8917.10-2		
5,000	0,232	1,5274.10-2	0,233	1,7733.10-2		0,244	2,0566.10-2		0,242	2,3535.10-2		
10,000	0,221	8,5013.10-3	0,226	9,8705.10-3		0,234	1,1447.10-2		0,232	1,3100.10-2		
15,000	0,216	6,2182.10-3	0,221	7,2197.10-3		0,228	8,3726.10-3		0,226	9,5815.10-3		
20,000	0,212	5,0682.10-3	0,218	5,8846.10-3		0,224	6,8243.10-3		0,222	7,8095.10-3		
25,000	0,209	4,3957.10-3	0,215	5,1037.10-3		0,221	5,9187.10-3		0,218	6,7733.10-3		
30,000	0,206	3,9337.10-3	0,212	4,5674.10-3		0,218	5,2967.10-3		0,214	6,0615.10-3		
35,000	0,204	3,6168.10-3	0,209	4,1994.10-3		0,216	4,8700.10-3		0,211	5,5732.10-3		
40,000	0,202	3,3602.10-3	0,207	3,9013.10-3		0,214	4,5244.10-3		0,209	5,1777.10-3		
45,000	0,201	3,1561.10-3	0,205	3,6645.10-3		0,213	4,2497.10-3		0,208	4,8633.10-3		

Tabela 21 - Equações representativas das condutividades hidráulicas do solo não saturado $K(\theta)$ em função da unidade (θ) , para as diversas profundidades. Método de HILLEL et alii (1972).

Prof. (cm)	regressões $\ln K(\theta) \times \theta$	r	$K(\theta) = K_o \cdot e^{\gamma(\theta-\theta_o)}$
15	$\ln K(\theta) = -18,2510 + 57,8409 \theta$	0,9974	$K(\theta) = 29,4148 \cdot e^{57,8409(\theta-0,374)}$
30	$\ln K(\theta) = -19,7223 + 53,1461 \theta$	0,9972	$K(\theta) = 2,5897 \cdot e^{53,1461(\theta-0,389)}$
45	$\ln K(\theta) = -18,1572 + 52,4003 \theta$	0,9971	$K(\theta) = 9,7661 \cdot e^{52,4003(\theta-0,390)}$
60	$\ln K(\theta) = -15,5173 + 41,0728 \theta$	0,9985	$K(\theta) = 5,4314 \cdot e^{41,0728(\theta-0,419)}$
75	$\ln K(\theta) = -14,4749 + 44,4819 \theta$	0,9963	$K(\theta) = 14,8072 \cdot e^{44,4819(\theta-0,386)}$
90	$\ln K(\theta) = -14,7398 + 45,6506 \theta$	0,9944	$K(\theta) = 14,8608 \cdot e^{45,6506(\theta-0,382)}$
105	$\ln K(\theta) = -15,6723 + 49,7018 \theta$	0,9946	$K(\theta) = 17,5749 \cdot e^{49,7018(\theta-0,373)}$
120	$\ln K(\theta) = -14,5390 + 43,3831 \theta$	0,9969	$K(\theta) = 11,2886 \cdot e^{43,3831(\theta-0,391)}$
135	$\ln K(\theta) = -13,9145 + 41,4918 \theta$	0,9972	$K(\theta) = 7,8447 \cdot e^{41,4918(\theta-0,385)}$

que apresenta os valores médios de umidade volumétrica ($\bar{\theta}$, $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$) das diversas camadas de solo compreendidas entre a superfície e as diferentes profundidades em estudo.

Através de regressão linear, estabeleceu-se a relação entre as umidades médias ($\bar{\theta}$, Tabela 22) e as umidades em cada profundidade (θ , Tabela 7). Os resultados obtidos são apresentados na Tabela 23. Dessa forma, ficaram determinados os valores dos coeficientes "a" da equação (15).

A determinação do parâmetro "c" da equação (15) e, conseqüentemente, dos valores de K_0 e γ , é feita com base nas regressões entre $\theta_0 - \theta$ e o logaritmo neperiano dos tempos de redistribuição da água contidos na Tabela 7. As referidas regressões são apresentadas na Tabela 8. O coeficiente linear dessas retas corresponde ao valor de $(1/\gamma) \ln c$.

Portanto, com base nos resultados obtidos nas Tabelas 23 e 8, obtêm-se todos os parâmetros da equação (15), bem como da equação (10) da condutividade hidráulica, de acordo com a metodologia em questão. Os resultados obtidos para cada profundidade em estudo constam da Tabela 24.

5.3.4. Condutividade hidráulica pelo método de PAULETTO et alii (1988)

Com base nos dados da Tabela 4, foram calculados os valores de γ , de acordo com a equação (17), conforme estabelece o método, e montadas as equações de $K(\theta)$ para as diferentes profundidades.

Tabela 22 - Unidades médias ($\bar{O}$, $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) do perfil desde a superfície até as diferentes profundidades (z, cm), para os vários tempos de redistribuição da água (t, dias).

Tempo (dias)	Unidades Médias ($\bar{\Theta}$, $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) nas Camadas de 0 - z (cm)								
	0-15	0-30	0-45	0-60	0-75	0-90	0-105	0-120	0-135
0,000	0,3740	0,3815	0,3843	0,3930	0,3916	0,3900	0,3876	0,3880	0,3877
0,010	0,3210	0,3510	0,3593	0,3728	0,3732	0,3730	0,3716	0,3733	0,3739
0,021	0,3060	0,3390	0,3473	0,3610	0,3608	0,3610	0,3599	0,3620	0,3634
0,031	0,2980	0,3320	0,3393	0,3528	0,3520	0,3520	0,3510	0,3534	0,3552
0,042	0,2910	0,3255	0,3327	0,3458	0,3446	0,3445	0,3436	0,3460	0,3482
0,052	0,2870	0,3205	0,3270	0,3400	0,3386	0,3383	0,3373	0,3399	0,3422
0,063	0,2830	0,3175	0,3233	0,3360	0,3342	0,3337	0,3324	0,3350	0,3374
0,073	0,2810	0,3150	0,3203	0,3325	0,3304	0,3297	0,3284	0,3309	0,3334
0,083	0,2780	0,3120	0,3170	0,3288	0,3268	0,3258	0,3246	0,3269	0,3294
0,104	0,2740	0,3075	0,3123	0,3238	0,3214	0,3200	0,3186	0,3206	0,3232
0,125	0,2710	0,3040	0,3083	0,3193	0,3166	0,3148	0,3134	0,3154	0,3179
0,167	0,2660	0,2990	0,3030	0,3133	0,3102	0,3080	0,3063	0,3079	0,3101
0,208	0,2620	0,2950	0,2983	0,3083	0,3050	0,3027	0,3009	0,3023	0,3042
0,250	0,2590	0,2920	0,2953	0,3050	0,3014	0,2988	0,2970	0,2983	0,3000
0,375	0,2540	0,2870	0,2900	0,2995	0,2950	0,2922	0,2900	0,2910	0,2923
0,500	0,2510	0,2845	0,2873	0,2970	0,2918	0,2888	0,2866	0,2874	0,2886
1,000	0,2450	0,2750	0,2773	0,2848	0,2794	0,2763	0,2741	0,2744	0,2749
1,500	0,2340	0,2650	0,2680	0,2750	0,2698	0,2670	0,2650	0,2653	0,2657
2,000	0,2280	0,2590	0,2623	0,2690	0,2638	0,2610	0,2590	0,2593	0,2596
3,000	0,2200	0,2510	0,2547	0,2610	0,2558	0,2530	0,2511	0,2514	0,2516
4,000	0,2150	0,2460	0,2497	0,2555	0,2504	0,2478	0,2461	0,2464	0,2463
5,000	0,2110	0,2420	0,2460	0,2515	0,2464	0,2440	0,2424	0,2426	0,2426
10,000	0,2010	0,2310	0,2350	0,2398	0,2350	0,2327	0,2317	0,2320	0,2320
15,000	0,1950	0,2245	0,2287	0,2330	0,2284	0,2263	0,2256	0,2259	0,2259
20,000	0,1900	0,2190	0,2237	0,2278	0,2236	0,2217	0,2211	0,2215	0,2216
25,000	0,1870	0,2155	0,2200	0,2238	0,2198	0,2180	0,2176	0,2180	0,2180
30,000	0,1840	0,2120	0,2167	0,2203	0,2164	0,2147	0,2143	0,2148	0,2147
35,000	0,1820	0,2095	0,2143	0,2175	0,2138	0,2122	0,2117	0,2123	0,2121
40,000	0,1800	0,2080	0,2127	0,2155	0,2118	0,2102	0,2097	0,2103	0,2101
45,000	0,1780	0,2060	0,2107	0,2133	0,2096	0,2082	0,2077	0,2084	0,2083

Tabela 23 - Regressões lineares entre umidade volumétrica média de cada camada ($\bar{\theta}$, $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$) e umidade volumétrica em cada profundidade (θ , $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$).

profundidade (cm)	regressões	r
15	$\bar{\theta} = \theta$	
30	$\bar{\theta} = 2,7881.10^{-2} + 9,9091.10^{-1} \theta$	0,9949
45	$\bar{\theta} = 9,1462.10^{-4} + 9,7143.10^{-1} \theta$	0,9984
60	$\bar{\theta} = 2,7967.10^{-2} + 8,3195.10^{-1} \theta$	0,9979
75	$\bar{\theta} = 3,8312.10^{-2} + 9,0810.10^{-1} \theta$	0,9974
90	$\bar{\theta} = 2,3161.10^{-2} + 9,4724.10^{-1} \theta$	0,9975
105	$\bar{\theta} = 7,2341.10^{-4} + 1,0264.10^{-1} \theta$	0,9980
120	$\bar{\theta} = 1,6478.10^{-2} + 9,1686.10^{-1} \theta$	0,9976
135	$\bar{\theta} = 2,2902.10^{-2} + 8,9476.10^{-1} \theta$	0,9947

Tabela 24 - Equações representativas da unidade volumétrica (Θ , $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) em função do tempo de redistribuição (t , dias) e da condutividade hidráulica do solo não saturado $K(\Theta)$ (cm/hora), em função da unidade, para as diversas profundidades. Método de LIBARDI et alii (1980).

Prof. (cm)	$\Theta(t)$	Θ_o^{-3} ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	K_o (cm/hora)	$K(\Theta)$
15	$\Theta_o - \Theta = 1,6392 \cdot 10^{-2} \cdot \ln(1+3729,8889t)$	0,374	38,2127	$K(\Theta) = 38,2126 \cdot e^{61,0054(\Theta-0,374)}$
30	$\Theta_o - \Theta = 1,7850 \cdot 10^{-2} \cdot \ln(1+131,8669t)$	0,389	2,9155	$K(\Theta) = 2,9155 \cdot e^{56,0224(\Theta-0,389)}$
45	$\Theta_o - \Theta = 1,8030 \cdot 10^{-2} \cdot \ln(1+350,2226t)$	0,390	11,5015	$K(\Theta) = 11,5015 \cdot e^{55,4631(\Theta-0,390)}$
60	$\Theta_o - \Theta = 2,3110 \cdot 10^{-2} \cdot \ln(1+124,9874t)$	0,419	6,0076	$K(\Theta) = 6,0076 \cdot e^{43,2713(\Theta-0,419)}$
75	$\Theta_o - \Theta = 2,1140 \cdot 10^{-2} \cdot \ln(1+291,6332t)$	0,386	17,4955	$K(\Theta) = 17,4955 \cdot e^{47,3037(\Theta-0,386)}$
90	$\Theta_o - \Theta = 2,0510 \cdot 10^{-2} \cdot \ln(1+244,0366t)$	0,382	17,7792	$K(\Theta) = 17,7792 \cdot e^{48,7567(\Theta-0,382)}$
105	$\Theta_o - \Theta = 1,8850 \cdot 10^{-2} \cdot \ln(1+248,0246t)$	0,373	20,9943	$K(\Theta) = 20,9943 \cdot e^{53,0504(\Theta-0,373)}$
120	$\Theta_o - \Theta = 2,1700 \cdot 10^{-2} \cdot \ln(1+129,0718t)$	0,391	12,8400	$K(\Theta) = 12,8400 \cdot e^{46,0829(\Theta-0,391)}$
135	$\Theta_o - \Theta = 2,2750 \cdot 10^{-2} \cdot \ln(1+75,1226t)$	0,385	8,6016	$K(\Theta) = 8,6016 \cdot e^{43,9560(\Theta-0,385)}$

Para o método em questão, não é possível a estimativa do valor de K_o , o qual deve ser determinado através dos métodos tradicionais de medida desse parâmetro sob condições de laboratório.

Os resultados obtidos com a aplicação desse método são apresentados na Tabela 25.

5.3.5. Condutividade hidráulica pelo método de VAN GENUCHTEN (1980)

Com base nos dados da Tabela 5, foram montadas as equações representativas da condutividade hidráulica relativa K_r , equação (41), onde $K_r = K(\theta) / K_o$. Da mesma forma que o método anterior, o método em questão não permite a estimativa da condutividade hidráulica do solo saturado (K_o).

As expressões obtidas para as condutividades hidráulicas relativas para cada profundidade, são apresentadas na Tabela 26.

5.4. Fatores de escala para condutividades hidráulicas e para potenciais matriciais

Conforme a proposição formulada, foram calculados os fatores de escala para as condutividades hidráulicas do solo não saturado (α_K) para os diferentes métodos e todas as profundidades em estudo e os fatores de escala para o potencial matricial ($\alpha\psi_m$) para todas as

Tabela 25 - Equações representativas das condutividades hidráulicas do solo não saturado $K(\theta)$ (cm.hora^{-1}) em função da umidade θ ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$) para as diversas profundidades. Método de PAULETTO et alii (1988).

profundidade (cm)	$K(\theta) = K_o \cdot e^{\gamma(\theta-\theta_o)}$
15	$K(\theta) = K_o \cdot e^{74,4104(\theta-0,374)}$
30	$K(\theta) = K_o \cdot e^{54,6707(\theta-0,389)}$
45	$K(\theta) = K_o \cdot e^{55,3303(\theta-0,390)}$
60	$K(\theta) = K_o \cdot e^{25,2172(\theta-0,419)}$
75	$K(\theta) = K_o \cdot e^{39,4474(\theta-0,386)}$
90	$K(\theta) = K_o \cdot e^{48,3172(\theta-0,382)}$
105	$K(\theta) = K_o \cdot e^{50,1392(\theta-0,373)}$
120	$K(\theta) = K_o \cdot e^{35,9500(\theta-0,391)}$
135	$K(\theta) = K_o \cdot e^{30,8783(\theta-0,385)}$

TABELA 26 - Equações representativas das condutividades hidráulicas relativas (K_r) em função da unidade, expressa em termos de grau de saturação ($S_e = \Theta - \Theta_r / \Theta - \Theta_r$), para as diferentes profundidades. Método de Van Genuchten (1980).

Profundidade (cm)	$K_r = S_e^{0,5} \left[1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right]^2$	$\Theta_r \cdot \text{cm}^{-3}$	$\Theta_s \cdot \text{cm}^{-3}$
15	$K_r = S_e^{0,5} \left[1 - (1 - S_e^{5,0839})^{0,1967} \right]^2$	0	0,390
30	$K_r = S_e^{0,5} \left[1 - (1 - S_e^{4,9383})^{0,2025} \right]^2$	0	0,400
45	$K_r = S_e^{0,5} \left[1 - (1 - S_e^{4,9975})^{0,2001} \right]^2$	0	0,410
60	$K_r = S_e^{0,5} \left[1 - (1 - S_e^{3,7439})^{0,2671} \right]^2$	0	0,430
75	$K_r = S_e^{0,5} \left[1 - (1 - S_e^{4,3066})^{0,2322} \right]^2$	0	0,400
90	$K_r = S_e^{0,5} \left[1 - (1 - S_e^{4,4444})^{0,2250} \right]^2$	0	0,390
105	$K_r = S_e^{0,5} \left[1 - (1 - S_e^{4,4783})^{0,2233} \right]^2$	0	0,380
120	$K_r = S_e^{0,5} \left[1 - (1 - S_e^{4,0469})^{0,2471} \right]^2$	0	0,400
135	$K_r = S_e^{0,5} \left[1 - (1 - S_e^{3,6805})^{0,2717} \right]^2$	0	0,390

profundidades.

Dado o pequeno número de pontos disponíveis no perfil, optou-se pela determinação dos fatores de escala de todos os pontos em relação à média de todas as profundidades estudadas.

Uma vez que os métodos de PAULETTO et alii (1988) e VAN GENUCHTEN (1980) não permitem a estimativa de K_o (condutividade hidráulica do solo saturado), foram considerados, para todos os métodos, os valores médios de K_o estimados pelos métodos de HILLEL et alii (1972) e LIBARDI et alii (1980).

Não dispondo dos valores de K_o estimados por todos os métodos em análise, optou-se pela determinação dos fatores de escala com base nos valores de K , calculados para três níveis de umidade ($\theta = 0,9\theta_o$; $\theta = 0,7\theta_o$ e $\theta = 0,5\theta_o$), levando-se em conta os diferentes valores de K_r ($K_r = K/K_o$) obtidos com os diversos métodos. Os referidos fatores de escala são apresentados nas Tabelas 27, 28 e 29, respectivamente, juntamente com as regressões lineares obtidas entre os fatores de escala para condutividades hidráulicas (α_K) e de potencial matricial ($\alpha\psi_m$).

Tabela 27 - Fatores de escala para condutividade hidráulica (α_K) e de potencial matricial ($\alpha\psi_m$) para diferentes profundidades e diferentes métodos de avaliação da condutividade hidráulica, para $\Theta = 0,9 \Theta_s$ e $\bar{K}_O$ = média de K_O dos métodos de Hillel e Libardi.

Prof. (cm)	$\bar{K}_O$	Hillel			Libardi			Pot. Matricial	
		K_r	K	α_K	K_r	K	α_K	$ \psi_m $	$\alpha\psi_m$
15	33,8137	0,1150	3,8886	1,4024	0,1021	3,4524	1,3974	7,1666	1,9605
30	2,7526	0,1265	0,3482	0,4197	0,1131	0,3113	0,4196	20,8311	0,6745
45	10,6338	0,1296	1,3781	0,8349	0,1150	1,2229	0,8317	13,8629	1,0135
60	5,7195	0,1789	1,0232	0,7194	0,1632	0,9334	0,7266	20,3871	0,6892
75	16,1514	0,1796	2,9008	1,2112	0,1611	2,6020	1,2131	12,1177	1,1595
90	16,3200	0,1748	2,8527	1,2012	0,1553	2,5345	1,1973	13,6037	1,0328
105	19,2846	0,1566	3,0200	1,2359	0,1382	2,6651	1,2278	15,2382	0,9220
120	12,0643	0,1834	2,2126	1,0579	0,1650	1,9906	1,0611	16,7077	0,8409
135	8,2232	0,2024	1,6644	0,9175	0,1841	1,5139	0,9254	19,8742	0,7070
		$K^* = 1,9772$			$K^* = 1,7680$			$ \psi_m^* = 14,0503$	$\bar{\alpha} = 1,0000$
		$\alpha_K = 0,4506 + 0,5494\alpha\psi_m$			$\alpha_K = 0,4577 + 0,5423\alpha\psi_m$			$s = 0,3983$	
		$r = 0,7120^*$			$r = 0,7085^*$			$CV = 39,83\%$	

$$K^* = \left(\frac{1}{N} \sum \sqrt{K_i} \right)^2 ; \alpha_K = \sqrt{K_i / K^*} ; |\psi_m^*| = 1 / \frac{1}{N} \sum \frac{1}{\psi_{mi}} ; \alpha\psi_m = \frac{\psi_m^*}{\psi_{mi}}$$

* Significativo ao nível de 95% de probabilidade.

Tabela 27 (continuação) - Fatores de escala para condutividade hidráulica (α_K) e de potencial matricial ($\alpha\psi$) para diferentes profundidades e diferentes métodos de avaliação da condutividade hidráulica, para $\Theta = 0,90$ e $\bar{K}_O$ = média de K_O dos métodos de Hillel e Libardi.

Prof. (cm)	$\bar{K}_O$	Pauletto			Van Genuchten			Pot. Matricial	
		K_r	K	α_K	K_r	K	α_K	$ \psi_m $	$\alpha\psi_m$
15	33,8137	0,0619	2,0931	0,9980	2,3976.10-2	0,8107	1,2966	7,1666	1,9605
30	2,7526	0,1192	0,3281	0,3951	2,6453.10-2	0,0728	0,3886	20,8311	0,6745
45	10,6338	0,1156	1,2293	0,7648	2,5411.10-2	0,2702	0,7486	13,8629	1,0135
60	5,7195	0,3476	1,9881	0,9726	6,3516.10-2	0,3633	0,8660	20,3871	0,6892
75	16,1514	0,2181	3,5226	1,2947	4,1353.10-2	0,6679	1,1769	12,1177	1,1595
90	16,3200	0,1579	2,5769	1,1073	3,7401.10-2	0,6104	1,1251	13,6037	1,0328
105	19,2846	0,1541	2,9718	1,1892	3,6499.10-2	0,7039	1,2082	15,2382	0,9220
120	12,0643	0,2452	2,9582	1,1864	5,0212.10-2	0,6058	1,1209	16,7077	0,8409
135	8,2232	0,3046	2,5048	1,0917	6,6799.10-2	0,5493	1,0673	19,8742	0,7070

$$K^* = 2,1015$$

$$K^* = 0,4822$$

$$|\psi_m^*| = 14,0503$$

$$\bar{\alpha}=1,0000$$

$$s=0,3983$$

$$CV=39,83\%$$

$$\alpha_K = 0,8585 + 0,1415\alpha_{\psi_m}$$

$$r = 0,2059$$

$$\alpha_K = 0,6071 + 0,3929\alpha_{\psi_m}$$

$$r = 0,5483$$

$$K^* = \left(\frac{1}{N} \sum \sqrt{K_i}\right)^2 \quad ; \quad \alpha_K = \sqrt{K_i/K^*} \quad ; \quad |\psi_m^*| = 1 / \frac{1}{N} \sum \frac{1}{\psi_i} \quad ; \quad \alpha\psi_m = \frac{\psi^*}{\psi_i}$$

Tabela 28 - Fatores de escala para condutividade hidráulica (α_K) e de potencial matricial ($\alpha\psi_m$) para diferentes profundidades e diferentes métodos de avaliação da condutividade hidráulica, para $\Theta = 0,7 \text{ } \Theta_s$ e $\overline{K_o}$ = média de K_o dos métodos de Hillel e Libardi.

Prof. (cm)	Hillel			Libardi			Pot. Matricial	
	$\overline{K_o}$	K_r	K	α_K	K_r	K	α_K	$ \psi_m \quad \alpha\psi_m$
15	33,8137	1,5189.10-3	5,1361.10-2	0,9990	1,0650.10-3	3,6011.10-2	0,9874	35,16 1,7179
30	2,7526	2,0251.10-3	5,5742.10-3	0,3291	1,4476.10-3	3,9848.10-3	0,3285	99,03 0,6099
45	10,6338	2,1748.10-3	2,3126.10-2	0,6704	1,5198.10-3	1,6161.10-2	0,6615	66,75 0,9049
60	5,7195	5,7254.10-3	3,2746.10-2	0,7977	4,3429.10-3	2,4839.10-2	0,8201	73,87 0,8177
75	16,1514	5,7936.10-3	9,3575.10-2	1,3485	4,1786.10-3	6,7491.10-2	1,3518	50,10 1,2056
90	16,3200	5,3452.10-3	8,7233.10-2	1,3020	3,7443.10-3	6,1107.10-2	1,2863	58,01 1,0412
105	19,2846	3,8425.10-3	7,4101.10-2	1,2000	2,6417.10-3	5,0944.10-2	1,1745	65,48 0,9224
120	12,0643	6,1652.10-3	7,4379.10-2	1,2022	4,4917.10-3	5,4189.10-2	1,2113	65,07 0,9282
135	8,2232	8,2933.10-3	6,8198.10-2	1,1512	6,2391.10-3	5,1305.10-2	1,1786	70,91 0,8518
$K^* = 5,1461.10-2$				$K^* = 3,6933.10-2$				$ \psi_m^* = 60,40 \quad \overline{\alpha} = 1,0000$ $s = 0,3136$ $CV = 31,36\%$
$\alpha_K = 0,5415 + 0,4586\alpha\psi_m$ $r = 0,4250$				$\alpha_K = 0,5593 + 0,4407\alpha\psi_m$ $r = 0,4097$				

$$K^* = \left(\frac{1}{N} \frac{\Sigma \sqrt{K_i}}{\Sigma \sqrt{K_i}} \right)^2 ; \alpha_K = \sqrt{K_i / K^*} \quad ; \quad |\psi_m^*| = 1 / \frac{1}{N} \frac{\Sigma \psi_{mi}^*}{\psi_{mi}} \quad ; \quad \alpha\psi_m = \frac{\psi_m^*}{\psi_{mi}}$$

Tabela 28 (continuação) - Fatores de escala para condutividade hidráulica (α_K) e de potencial matricial ($\alpha\psi_m$) para diferentes profundidades e diferentes métodos de avaliação da condutividade hidráulica, para $\Theta_s = 0,7$ e $\bar{K}_O$ = média de K_O dos métodos de Hillel e Libardi.

Prof. (cm)	$\overline{K}_O$		Pauletto		Van Genuchten			Pot. Matricial	
	K_r	K	α_K	K_r	K	α_K	$ \psi_m $	$\alpha\psi_m$	
15	33,8137	2,3667.10-4	8,0027.10-3	0,3087	9,9121.10-4	3,3516.10-2	1,0821	35,16 1,7179	
30	2,7516	1,6950.10-3	4,6657.10-3	0,2357	1,1737.10-3	3,2307.10-3	0,3360	99,03 0,6099	
45	10,6338	1,5436.10-3	1,6414.10-2	0,4421	1,0955.10-3	1,1649.10-2	0,6380	66,75 0,9049	
60	5,7195	4,2012.10-2	2,4029.10-1	1,6913	5,1292.10-3	2,9337.10-2	1,0124	73,87 0,8177	
75	16,1514	1,0379.10-2	1,6763.10-1	1,4127	2,5054.10-3	4,0466.10-2	1,1890	50,10 1,2056	
90	16,3200	3,9377.10-3	6,4264.10-2	0,8747	2,1154.10-3	3,4523.10-2	1,0982	58,01 1,0412	
105	19,2846	3,6590.10-3	7,0562.10-2	0,9165	2,0299.10-3	3,9146.10-2	1,1695	65,48 0,9224	
120	12,0643	1,4744.10-2	1,7787.10-1	1,4552	3,4686.10-3	4,1846.10-2	1,2091	65,07 0,9282	
135	8,2232	2,8256.10-2	2,3236.10-1	1,6632	5,5763.10-3	4,5855.10-2	1,2657	70,91 0,8518	
				$K^* = 8,3998.10-2$		$K^* = 2,8623.10-2$		$ \psi_m^* = 60,40$ $\overline{\alpha}=1,0000$ $s=0,3136$ CV=31,36%	
				$\alpha_K = 1,4014 - 0,4014\alpha\psi_m$ $r = -0,2171$		$\alpha_K = 0,5864 + 0,4136\alpha\psi_m$ $r = 0,4189$			

$$K^* = \left(\frac{1}{N} \frac{\Sigma \sqrt{K_i}}{\Sigma} \right)^2 ; \quad \alpha_K = \sqrt{K_i / K^*} ; \quad |\psi_m^*| = 1 / \frac{1}{N} \frac{\Sigma}{\psi_{mi}} ; \quad \alpha\psi_m = \frac{\psi_m^*}{\psi_{mi}}$$

Tabela 29 - Fatores de escala para condutividade hidráulica (α_K) e de potencial matricial ($\alpha\psi_m$) para diferentes profundidades e diferentes métodos de avaliação da condutividade hidráulica, para $\Theta = 0,5 \Theta_s$ e $\overline{K}_O$ = média de K_O dos métodos de Hillel e Libardi.

Prof. (cm)	Hillel			Libardi		Pot. Matricial	
	$\overline{K}_O$	K_r	K	α_K	K_r	α_K	$ \psi_m $ $\alpha\psi_m$
15	33,8137	2,0071.10-5	6,7867.10-4	0,6903	1,1106.10-5	3,7554.10-4	0,6750 156,50 1,4095
30	2,7526	3,2414.10-5	8,9223.10-5	0,2503	1,8526.10-5	5,0994.10-5	0,2487 421,76 0,5230
45	10,6338	3,6505.10-5	3,8819.10-4	0,5221	2,0090.10-5	2,1363.10-4	0,5091 289,40 0,7622
60	5,7195	1,8323.10-4	1,0480.10-3	0,8578	1,1560.10-4	6,6120.10-4	0,8956 219,76 1,0037
75	16,1514	1,8689.10-4	3,0185.10-3	1,4558	1,0841.10-4	1,7509.10-3	1,4575 176,41 1,2504
90	16,3200	1,6341.10-4	2,6668.10-3	1,3683	9,0286.10-5	1,4735.10-3	1,3370 212,89 1,0361
105	19,2846	9,4266.10-5	1,8179.10-3	1,1298	5,0482.10-5	9,7352.10-4	1,0868 242,76 0,9086
120	12,0643	2,0729.10-4	2,5008.10-3	1,3251	1,2228.10-4	1,4752.10-3	1,3378 211,97 1,0406
135	8,2232	3,3979.10-4	2,7942.10-3	1,4006	2,1145.10-4	1,7388.10-3	1,4524 206,93 1,0660
		$K^* = 1,4243.10-3$		$K^* = 8,2425.10-4$		$ \psi_m^* = 220,58$ $\overline{\alpha} = 1,0000$ $s = 0,2574$ $CV = 25,74\%$	
		$\alpha_K = 0,0585 + 0,9415\alpha\psi_m$ $r = 0,5536$		$\alpha_K = 0,0493 + 0,9507\alpha\psi_m$ $r = 0,5522$			

$$K^* = \left(\frac{1}{N} \sum \sqrt{K_i} \right)^2 ; \alpha_K = \sqrt{K_i / K^*} ; |\psi_m^*| = 1 / \frac{1}{N} \sum \frac{1}{\psi_{mi}} ; \alpha\psi_m = \frac{\psi_m^*}{\psi_{mi}}$$

Tabela 29 (continuação) - Fatores de escala para condutividade hidráulica (α_K) e de potencial matricial ($\alpha\psi$), para diferentes profundidades e diferentes métodos de avaliação da condutividade hidráulica, para $\Theta = 0,5 \Theta_s$ e $\overline{K}_O = \text{média de } K_O \text{ dos métodos de Hillel e Libardi.}$

Prof. (cm)	$\overline{K}_O$			Pauletto			Van Genuchten			Pot. Matricial	
	K_r	K	α_K	K_r	K	α_K	K_r	K	α_K	$ \psi_m $	$\alpha\psi_m$
15	33,8137	9,0553.10-7	3,0619.10-5	0,0804	2,4361.10-5	8,2373.10-4	0,8394	156,50	1,4095		
30	2,7526	2,4096.10-5	6,6328.10-5	0,1183	3,1669.10-5	8,7171.10-5	0,2731	421,76	0,5230		
45	10,6338	2,0617.10-5	2,1923.10-4	0,2151	2,8458.10-5	3,0261.10-4	0,5088	289,40	0,7622		
60	5,7195	5,0772.10-3	2,9039.10-2	2,4761	2,9735.10-4	1,7007.10-3	1,2062	219,76	1,0037		
75	16,1514	4,9382.10-4	7,9758.10-3	1,2977	1,0129.10-4	1,6360.10-3	1,1830	176,41	1,2504		
90	16,3200	9,8192.10-5	1,6025.10-3	0,5817	7,8308.10-5	1,2780.10-5	1,0456	212,89	1,0361		
105	19,2846	8,6882.10-5	1,6755.10-3	0,5948	7,3531.10-5	1,4180.10-3	1,1014	242,76	0,9086		
120	12,0643	8,8650.10-4	1,0695.10-2	1,5027	1,6559.10-4	1,9977.10-3	1,3072	211,97	1,0406		
135	8,2232	2,6213.10-3	2,1556.10-2	2,1333	3,3670.10-4	2,7688.10-3	1,5390	206,94	1,0660		
										$ \psi_m = 220,58$	$\overline{\alpha} = 1,0000$
										$s = 0,2574$	$CV = 25,74\%$

$$\alpha_K = 0,1931 + 0,8069\alpha\psi_m$$

$$r = 0,2326$$

$$\alpha_K = 0,0860 + 0,9144\alpha\psi_m$$

$$r = 0,5911^*$$

$$K^* = \left(\frac{1}{N} \sum \sqrt{K_i}\right)^2; \quad \alpha_K = \sqrt{K_i/K^*}; \quad |\psi_m^*| = 1 / \frac{1}{N} \sum \frac{\psi_m^*}{\psi_{mi}}; \quad \alpha\psi_m = \frac{\psi_m^*}{\psi_{mi}}$$

*Significativo ao nível de 90% de probabilidade.

6. DISCUSSÃO

Como se observa pelos coeficientes de correlação (r) e pelos coeficientes angulares obtidos nos três níveis de umidade, as melhores regressões entre α_K e $\alpha\psi_m$ foram conseguidas para os métodos de HILLEL et alii (1972) e LIBARDI et alii (1980), principalmente para a umidade mais alta ($0,9\theta_o$). Na umidade intermediária ($0,7\theta_o$), pode-se observar que o método de VAN GENUCHTEN (1980) se aproxima mais dos dois primeiros métodos na estimativa das condutividades hidráulicas, o que se mantém também para a umidade mais baixa ($0,5\theta_o$).

É interessante observar que, embora os coeficientes de correlação (r) sejam mais baixos para valores menores de umidade, os coeficientes angulares das regressões ($\alpha_K \times \alpha\psi_m$) se aproximam mais da unidade nessas condições, para todos os métodos em análise. Pode-se inferir desse fato que há uma tendência das diferentes camadas desse solo de se comportarem de forma mais próxima da dos meios similares a baixos valores de umidade. Como a água nessas condições de umidade ocupa os poros de menores dimensões, situados entre as partículas mais finas do solo, pode-se explicar a maior similaridade nessas condições por uma possível maior uniformidade da granulometria mais fina do solo bem como dos poros de menores dimensões. Tal explicação pode ser, em parte, comprovada pela tendência dos fatores de escala se apresentarem

com menor variação para valores mais baixos de umidade.

Considerando-se todas as profundidades e a faixa de umidades estudadas, pode-se verificar que o método de VAN GENUCHTEN (1980) subestima a condutividade hidráulica do solo não saturado, principalmente próximo à saturação, enquanto que o método de PAULETTO et alii (1988) superestima, em termos médios, esses valores, quando se comparam tais métodos com os de HILLEL et alii (1972) e LIBARDI et alii (1980).

Uma das possíveis causas das discrepâncias de resultados entre o método de VAN GENUCHTEN (1980) e os métodos de HILLEL et alii (1972) e LIBARDI et alii (1980) é a questionável universalidade do fator P da equação (41) do método de Van Genuchten, tal como discutem VAUCLIN et alii (1982), ao compararem diferentes métodos de determinação da condutividade hidráulica em alguns solos do Senegal, para os quais os melhores valores de P variaram de 1 a 4,6.

O método de PAULETTO et alii (1988) foi o que apresentou os menores valores de coeficiente de correlação (r) e coeficientes angulares nas regressões entre α_K e α_{ψ_m} , o que indica sua menor precisão na estimativa da condutividade para todas as umidades.

A boa concordância de resultados entre os métodos de HILLEL et alii (1972) e LIBARDI et alii (1980) para o solo em questão é decorrente da grande homogeneidade das características físicas do perfil, validando a simplificação adotada no método de LIBARDI et alii (1980), de se considerar unitário o gradiente de potencial total ($\partial\psi/\partial z$), como pode ser observado nas Tabelas 10 a 19, bem como da existência de uma relação exponencial entre a condutividade hidráulica com a

umidade do solo, como pode ser verificado pelo bom ajuste dos dados experimentais do método de HILLEL et alii (1972) à equação (10), conforme mostra a Tabela 21. Pode-se notar, no entanto, pelas Tabelas 10 a 19, que a simplificação do gradiente de potencial unitário é válida somente para uma faixa de umidade que vai da saturação até cerca de 60% desse valor, correspondente ao período de zero até 10 dias de redistribuição da água nesse perfil de solo. Após esse período, os gradientes de potencial se afastam mais rapidamente do valor unitário, e, portanto, as distorções desse método tornam-se maiores em relação ao método de HILLEL et alii (1972) para valores mais baixos de umidade.

Na análise do método de PAULETTO et alii (1988), testou-se também a relação entre os fatores B (Tabela 4) e γ (Tabela 21), obtidos pelo método de HILLEL et alii (1972) para as diferentes profundidades, obtendo-se a seguinte expressão:

$$\gamma = 7,5140 - 2,3872B \quad (r = -0,9671)$$

A mesma relação proposta por PAULETTO et alii (1972) (equação 17), transformada na forma anterior, seria:

$$\gamma = 60,2702 - 6,3175B$$

Observa-se, portanto, que, embora haja uma aceitável relação linear entre os parâmetros B e γ para o perfil do solo em questão, é questionável a validade de uma única relação universal entre tais parâmetros para todos os solos, como propõem os autores. Cumpre salientar que um dos solos utilizados por PAULETTO et alii (1988), no levantamento da relação proposta entre γ e B, foi o próprio Latossol

Vermelho Amarelo textura média ora em estudo. É possível, então, que cada perfil de solo apresente uma relação linear própria entre os parâmetros γ e B.

A concordância dos resultados obtidos com a hipótese formulada permite concluir sobre a validade da aplicação da técnica do "scaling" das propriedades hídricas: potencial matricial e condutividade hidráulica, na avaliação de métodos de determinação da condutividade hidráulica de solos.

As Figuras 2 a 6 ilustram os resultados obtidos de $K(\theta)$ através dos quatro métodos em análise, para as profundidades de 15 e 135 cm, em cinco diferentes faixas de umidades expressas em termos de grau de saturação.

Nas referidas figuras, a legenda apresentada corresponde a:

M1: HILLEL et alii (1972);

M2: LIBARDI et alii (1980);

M3: PAULETTO et alii (1988);

M4: VAN GENUCHTEN (1980).

Figura 2 - Condutividades hidráulicas estimadas pelos quatro métodos, para as profundidades de 15 e 135 cm, na faixa de umidades entre 1,0 e 0,9 θ_o .

Figura 3 - Condutividades hidráulicas estimadas pelos quatro métodos, para as profundidades de 15 e 135 cm, na faixa de umidades entre 0,9 e 0,8 θ_o

Figura 4 - Condutividades hidráulicas estimadas pelos quatro métodos, para as profundidades de 15 e 135 cm, na faixa de umidades entre 0,8 e 0,7 θ_o .

Figura 5 - Condutividades hidráulicas estimadas pelos quatro métodos, para as profundidades de 15 e 135 cm, na faixa de umidades entre 0,7 e 0,6 θ_0 .

Figura 6 - Condutividades hidráulicas estimadas pelos quatro métodos, para as profundidades de 15 e 135 cm, na faixa de umidades entre 0,6 e 0,5 θ_0

7. CONCLUSÕES

Através da análise dos resultados conseguidos no presente trabalho, as seguintes conclusões puderam ser obtidas:

1) A técnica do "scaling" das propriedades hídricas do solo: potencial matricial e condutividade hidráulica, permite uma avaliação comparativa de métodos de determinação da condutividade hidráulica de solos, identificando aqueles que apresentam maior coerência com outras bases teóricas não explicitamente observáveis no desenvolvimento analítico dos mesmos.

2) Dos métodos em análise, os de HILLEL et alii (1972) e LIBARDI et alii (1980) foram os que apresentaram maior coerência de resultados com a teoria dos meios similares, mostrando melhores relações entre os fatores de escala de potencial matricial (α_{ψ_m}) e condutividades hidráulicas (α_K).

3) A boa concordância de resultados entre os métodos de HILLEL et alii (1972) e LIBARDI et alii (1980) para o solo em questão é decorrente da grande homogeneidade das características físicas do perfil do solo estudado, validando a simplificação adotada no método de LIBARDI et alii (1980) de se considerar unitário o gradiente de potencial total ($\partial\psi/\partial z$) ao longo do perfil para uma larga faixa de umidades do solo, desde a saturação até cerca de 60% desse valor. Para

valores mais baixos de umidade, a simplificação adotada pode levar a grandes distorções na estimativa da condutividade hidráulica do solo em questão em relação ao método de HILLEL et alii (1972).

4) O método de VAN GENUCHTEN (1980) subestima, em média, os valores de condutividade hidráulica do solo não saturado, principalmente para umidades mais próximas da saturação, equiparando-se aos métodos de HILLEL et alii (1972) e LIBARDI et alii (1980) para umidades mais baixas, onde a coerência dos fatores de escala para condutividades hidráulicas (α_K) e potencial matricial ($\alpha\psi_m$) torna-se também maior, quando comparada com a dos dois métodos.

5) O método de PAULETTO et alii (1988) foi o que apresentou menor relação entre os fatores de escala para condutividade (α_K) e potencial matricial ($\alpha\psi_m$), indicando sua pequena coerência com as bases teóricas dos meios similares quando comparado com os demais métodos. A relação entre os fatores B (da curva de retenção) e γ (da relação exponencial de $K(\theta)$), tomada como universal no método em questão, não se aplica aos dados obtidos para o perfil de solo analisado, embora tal relação tenha se mostrado linear, como propõem os autores.

6) Há uma tendência das relações entre os fatores de escala para condutividade hidráulica (α_K) e de potencial matricial ($\alpha\psi_m$) tornarem-se mais próximas da unidade para valores de umidade mais baixos, indicando uma tendência das diferentes camadas desse solo de se comportarem de forma mais próxima da dos meios similares a baixos valores de umidade.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERSON, J.L. & BOUMA. Relationships between saturated hydraulic conductivity and morphometric data of an argillic horizon. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 37(3): 408-413, 1973.
- BLACK, T.A.; GARDNER, W.R.; THURTELL, G.W. The prediction of evaporation, drainage and soil water storage for a bare soil. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 33: 655-660, 1969.
- BUCKINGHAM, E. Studies on the movement of soil moisture. U.S. Dept. Agr., Bur. Soils, Bul., 38: 1-61, 1907.
- BURDINE, N.T. Relative permeability calculation from size distribution data. Am. Soc. Agric. Eng., 10: 400-404, 1953.
- CHILDS, E.C. & COLLIS-GEORGE, N. The permeability of porous materials. Roy. Soc. Proc., Londres, A-201: 392-405, 1950.
- CHO, T.; NOMURA, Y.; YANO, T.; SKIKASHO, S.; INOUE, M. The use of neutron moisture meter in studies of soil water regimes - water management in a sand dune area. Tottory, Faculty of Agriculture, Tottory University, 1977. 48 p.
- DAVIDSON, J.M.; NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. The measurement and

description of water flow through Columbus Silt Loam and Hesperia Sandy Loam. Hilgardia, Berkeley, 34(15): 601-617, 1963.

DAVIDSON, J.M.; STONE, L.R.; NIELSEN, D.R.; LA RUE, M.E. Field measurement and use of soil properties. Water Res. Res., Washington, 5: 1312-1321, 1969.

HILLEL, D.; KRENTOS, V.D.; STYLIANOU, Y. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. Soil Sci., Baltimore, 114: 395-400, 1972.

HOPMANS, J.W. A comparison of various methods to scale soil hydraulic properties. J. Hydrol., 93: 241-256, 1987.

JAYNES, D.B. & TYLER, E.J. Using soil physical properties to estimate hydraulic conductivity. Soil Sci., Baltimore, 138(4): 298-305, 1984.

KLUTE, A. & WILKINSON, G.E. Some tests of the similar media concept of capillary flow: I. Reduced capillary conductivity and moisture characteristic data. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 22: 278-281, 1958.

KLUTE, A. The determination of the hydraulic conductivity and diffusivity of unsaturated soils. Soil Sci., Baltimore, 113: 264-276, 1972.

LIBARDI, P.L.; REICHARDT, K.; NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. Simple field methods for estimating soil hydraulic conductivity. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 44: 3-7, 1980.

MARSHALL, T.J. A relation between permeability and size distribution of pores. J. Soil Sci., Oxford, 9(1): 1-8, 1958.

- MILLER, E.E. & MILLER, R.D. Theory of capillary flow: I. Practical implications. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 19: 267-271, 1955a.
- MILLER, E.E. & MILLER, R.D. Theory of capillary flow: II. Experimental information. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 19: 271-275, 1955b.
- MILLER, E.E. & MILLER, R.D. Physical theory for capillary flow phenomena. J. Appl. Phys., 27(4): 324-332, 1956.
- MILLINGTON, R.T. & QUIRK, J.P. Permeability of porous media. Nature, Londres, 183: 387-388, 1959.
- MILLINGTON, R.T. & QUIRK, J.P. Transport in porous media. Trans. of 7th Int. Congr. Soil Sci., Madison, 1.3: 97-106, 1960.
- MUALEM, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. Water Res. Res., Washington, 12(3): 513-522, 1976.
- NIELSEN, D.R.; DAVIDSON, J.M.; BIGGAR, J.W.; MILLER, R.J. Water movement through Panoche clay loam soil. Hilgardia, Berkeley, 42: 491-506, 1962.
- OGATA, G. & RICHARDS, L.S. Water content changes following irrigation of bare field soil that is protected from evaporation. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 21: 355-356, 1957.
- PAULETTO, E.A.; LIBARDI, P.L.; MANFRON, P.A.; MORAES, S.O.
Determinação da condutividade hidráulica de solos a partir da curva de retenção de água. Trabalho submetido à Revista Brasileira de Ciência do Solo, 1988.

- PERSINGER, I.D. & YAHNER, J.E. Relation of percolation rates to soil texture on several Indiana soils. J. Soil Water Conserv., Baltimore, 25(5): 189-191, 1970.
- REICHARDT, K.; NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. Scaling of horizontal infiltration into homogeneous soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 36: 241-245, 1972.
- RICHARDS, L.A. Capillary conduction of liquids through porous medium. Physics, New York, 1: 318-333, 1931.
- RICHARDS, L.A.; GARDNER, W.R.; OGATA, G. Physical processes determining water loss from soil. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 20: 310-314, 1956.
- RUSSO, D. & BRESLER, E. Scaling soil hydraulic properties of a heterogeneous field. Soil Sci. Soc. Am. J., Madison, 44: 681-684, 1980.
- SIMMONS, C.S.; NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. Scaling of field-measured soil-water properties. I. Methodology. II. Hydraulic conductivity and flux. Hilgardia, Berkeley, 47: 77-174, 1979.
- VACHAUD, G.; VAUCLIN, M.; BALABANIS, P. Stochastic approach of soil water flow through the use of scaling factors: measurement and simulation. Agricultural Water Management, 13: 249-261, 1988.
- VAN BAVEL, C.H.M.; STIRK, G.B.; BRUST, K.J. Hydraulic properties of a clay loam soil and the field measurement of water uptake by roots.

I. Interpretation of water content and pressure profiles. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 32: 310-317, 1968.

VAN GENUCHTEN, M.Th. Calculating the unsaturated hydraulic conductivity with a new closed-form model. Research Report 78-WR-08, Dept. of Civil Eng., Princeton, New Jersey, 63 p. 1978.

VAN GENUCHTEN, M.Th. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J., Madison, 44: 892-898, 1980.

VAUCLIN, M.; IBERNON, J.; VACHAUD, G. Analyse comparative de différentes méthodes de détermination de la conductivité hydraulique des sols non saturés de la zone centre-nord du Sénégal. L'Agronomie Tropicale, 38(3): 186-197, 1982.

WARRICK, A.W.; MULLEN, G.Y.; NIELSEN, D.R. Scaling field-measured soil hydraulic properties using a similar media concept. Water Res. Res., Washington, 13: 355-362, 1977.

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

ZEVALLOS, A.C. Caracterização físico-hídrica de um Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa (Haplustox). Piracicaba, 1978. 78 p.
(Doutorado - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" - Universidade de São Paulo).