MÉTODOS DE DETERMINAÇÃO E VARIABILIDADE ESPACIAL DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA SOB CONDIÇÕES DE CAMPO

LUIS CARLOS UCHÔA SAUNDERS

Orientador: 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 Solos e Nutrição de Plantas.

PIRACICABA
Estado de São Paulo - Brasil
1978

À memória de meu querido pai,

Hugo Bezold Saunders

À minha mãe,

Arminda Uchôa Saunders

E aos meus irmãos,

MINHA GRATIDÃO

À minha esposa,

Sandra

E aos meus filhos,

Agenor e Luís Carlos Jr.

DEDICO

AGRADECIMENTOS

Ao concluir o presente trabalho o autor expressa seus agradecimen
tos às pessoas e as instituições e em especial:

- Ao Prof. *Klaus Reichardt*, pela orientação precisa em todas as fases de preparação deste trabalho e pela amizade despretenciosa recebida durante a realização do curso.
- Ao colega *Paulo Leonel Libardi*, pela colaboração e sugestões prestadas no desenvolvimento de todo o trabalho.
- Aos colegas orientados do Prof. Klaus: *Marcos, Fernando, Sidnei de, Ariovaldo, Lourival, Nelson e Cadima*, pela amizade, incentivo e colaboração.
- Ao Centro de Ciências Agrárias da Universidade Federal do Ceará e ao Departamento de Solos, Geologia e Fertilizantes da Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" por possibilitarem a realização do presente trabalho.
- Ao Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA) pelos recursos financeiros obtidos através da Comissão de Energia Nuclear (CNEN) dentro do Projeto Feijão.
- A Agência Internacional de Energia Atômica (IAEA) pela participação no grupo de pesquisa coordenado sobre o uso de técnicas nucleares em estudos de regimes de água.
- Ao Programa de Educação Agrícola Superior (PEAS) pela concessão da Bolsa de Pós-Graduação.

.iii.

- Ao Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq), pela concessão da bolsa de pesquisa.
- E a todos que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho.

--000000||000000--

Í N D I C E

	Página
1. INTRODUÇÃO	01
2. REVISÃO DE LITERATURA	04
3. MATERIAIS E MÉTODOS	10
3.1. Descrição geral da área	10
3.2. Medições a campo.	11
3.2.1. Parcela experimental	11
3.2.2. Condutividade hidráulica saturada.	11
3.2.3. Condutividade hidráulica não saturada.	12
3.2.3.1. Tensiômetros	12
3.2.3.2. Tubos de acesso	13
3.2.3.3. Sonda de neutrons	13
3.3. Metodologia	13
3.3.1. Condutividade hidráulica não saturada.	13
3.3.1.1. Base teórica	13
3.3.1.2. Método de HILLEL <u>et alii</u> (1972).	16
3.3.1.3. Método de HILLEL Modificado (I)	17
3.3.1.4. Método de HILLEL Modificado (II).	18
3.3.1.5. Propagação de erros	19

	Página
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	22
4.1. Condutividade hidráulica saturada	22
4.2. Condutividade hidráulica não saturada	22
4.2.1. Método de HILLEL <u>et alii</u> (1972).	25
4.2.2. Método de HILLEL Modificado (I)	43
4.2.3. Método de HILLEL Modificado (II)	47
4.2.4. Propagação de erros	53
5. CONCLUSÕES	59
6. RESUMO	61
7. SUMMARY	63
8. LITERATURA CITADA.	65

LISTA DAS FIGURAS

<u>Figura</u>	<u>Página</u>
01 - Parcela experimental	14
02 - Variação do conteúdo de água da camada 0 - 30 cm do solo durante o período de redistribuição, para os quatro locais escolhidos ao acaso na parcela experimental	26
03 - Variação do conteúdo de água da camada 30 - 60 cm do solo durante o período de redistribuição para os quatro locais escolhidos ao acaso na parcela experimental	27
04 - Variação do conteúdo de água da camada 60 - 90 cm do solo durante o período de redistribuição para os quatro pontos escolhidos ao acaso na parcela experimental	28
05 - Variação do conteúdo de água da camada 90 - 120 cm do solo durante o período de redistribuição para os quatro locais escolhidos ao acaso na parcela experimental	29
06 - Variação média do conteúdo de água do solo durante o período de redistribuição nas camadas de 0 - 30, 30 - 60, 60 - 90 e 90 - 120 cm	30
07 - Variação média do potencial total da água do solo na parcela durante o período de redistribuição nas profundidades - 105 e 135 cm	37
08 - Variação média do potencial total da água do solo no tubo de acesso N ₁ durante o período de redistribuição nas profundidades de 105 e 135 cm	38

FiguraPágina

- 09 - Variação média do potencial total da água do solo no tubo de acesso N_2 durante o período de redistribuição nas profundidades de 105 e 135 cm 39
- 10 - Variação média do potencial total da água do solo do tubo de acesso N_3 durante o período de redistribuição nas profundidades de 105 e 135 cm 40
- 11 - Variação média do potencial total da água do solo no tubo de acesso N_4 durante o período de redistribuição nas profundidades de 105 e 135 cm 41
- 12 - Gráfico da condutividade hidráulica (Método de HILLEL et alii, 1972) em função do conteúdo de água do solo para os quatro locais escolhidos ao acaso na parcela experimental com as respectivas equações de regressão e a curva média.. 42
- 13 - Variação do armazenamento da água do solo durante o período de redistribuição na profundidade de 0 - 120 cm 45
- 14 - Gráfico da condutividade hidráulica [Método de HILLEL Modificado (I)] em função do conteúdo de água do solo para os quatro locais escolhidos ao acaso na parcela experimental com as respectivas equações de regressão e a curva média.. 46
- 15 - Variação do armazenamento da água do solo durante o período de redistribuição para a profundidade de 0 - 120 cm . . 49
- 16 - Gráfico da condutividade hidráulica [Método de HILLEL Modificado (II)] em função do conteúdo de água do solo para os quatro locais escolhidos ao acaso na parcela experimental com as respectivas curvas de regressão e a curva média 51

<u>Figura</u>	<u>Página</u>
17 - Valores médios da condutividade hidráulica em função do conteúdo médio da água do solo para os 3 métodos estudados	52
18 - Normalização das curvas da condutividade hidráulica em função da umidade de saturação	55
19 - Valores médios da condutividade hidráulica em função do conteúdo médio de água do solo. A área achureada representa o desvio padrão dos valores médios obtidos dos quatro locais escolhidos ao acaso na parcela experimental	58

LISTA DAS TABELAS

<u>Tabela</u>	<u>Página</u>
01 - Caracterização física do solo Terra Roxa Estruturada . . .	11
02 - Conteúdo de água do solo (θ) durante o tempo de redistribuição no perfil, às profundidades de 30, 60, 90 e 120 cm.	23
03 - Potencial total da água do solo (Ψ) durante o tempo de redistribuição no perfil, às profundidades de 105 e 135 cm..	24
04 - Valores médios da densidade de fluxo (q) da água do solo às diversas profundidades (Z) e diversos tempos (t). (Método de HILLEL <u>et alii</u> , 1972).	31
05 - Condutividade hidráulica em função do conteúdo de água no solo médio (Método de HILLEL <u>et alii</u> , 1972).	35
06 - Condutividade hidráulica em função dos valores médios do armazenamento da água do solo na profundidade de 120 cm para diversos tempos. Método de HILLEL Modificado (I) . . .	44
07 - Condutividade hidráulica em função dos valores médios do armazenamento da água do solo na profundidade de 120 cm para diversos tempos. A densidade de fluxo é calculada analiticamente pela expressão $q = \frac{b}{t}$. Método de HILLEL Modificado (II) . $b = 0,7635$	48
08 - Propagação de erros no cálculo da condutividade hidráulica pelo método de HILLEL Modificado (I)	56

1. INTRODUÇÃO

A solução de problemas relacionados com irrigação, drenagem, recarga e poluição de água subterrânea, fluxo de ions no solo e conservação da água e do solo está intimamente ligada à quantificação do movimento da água do solo. Em condições de campo, geralmente o fluxo de água do solo é determinado indiretamente pela lei de DARCY, cuja maior dificuldade de aplicação reside na determinação da condutividade hidráulica como uma função do conteúdo de água do solo. Devido a tais fatos é que o estudo da quantificação do movimento da água do solo tem tomado um impulso muito grande nestas duas últimas décadas, como pode ser observado pelo espaço considerável que ocupa este assunto na literatura.

A determinação da condutividade hidráulica tem sido realizada em grande escala em condições de laboratório; entretanto, tal procedimento pode conduzir a grandes erros ocasionados pela alteração das condições naturais do solo. Visando solucionar esta dificuldade, vários pesquisadores têm desenvolvido métodos de campo para sua obtenção e, também, para elucidar algumas dúvidas da possibilidade de utilização de dados obtidos sob condições de equilíbrio dinâmico em situações onde os proces-

sos ocorrem sob condições transientes.

Um aspecto que tem sido investigado com grande ênfase, recentemente, é a variabilidade espacial inerente aos solos. Vários pesquisadores como NIELSEN et alii (1973), REICHARDT et alii (1976), FLÜHLER et alii (1976) e outros têm-se preocupado bastante com a variabilidade espacial da condutividade hidráulica em uma área de solo homogêneo do ponto de vista de classificação, e também dentro de uma parcela experimental, pelo fato de terem observado que a média pode ficar mascarada quando o número de amostragem for relativamente pequeno, pois o evento mais provável é o valor da moda.

O presente trabalho foi desenvolvido em um Alfissol, situado no município de Piracicaba, onde o autor se propôs a realizar os seguintes objetivos:

- 1) Determinação da condutividade hidráulica pelo método do perfil instantâneo, empregando: a) o procedimento sugerido por HILLEL et alii (1972), que foi considerado como método padrão; b) a modificação introduzida por CHO et alii (1977), denominado de método de HILLEL Modificado (I) e c) a modificação na determinação do fluxo através de um processo analítico, que foi denominado método de HILLEL Modificado (II);
- 2) Estudo da variabilidade espacial da condutividade hidráulica na parcela experimental;

- 3) Estudo da propagação de erros na determinação do valor médio da condutividade hidráulica.

2. REVISÃO DE LITERATURA

DARCY (1856) trabalhando com colunas de areia saturada de água comprovou, através de um permeâmetro de carga constante, que a quantidade de água que fluía por unidade de tempo e de área era proporcional ao gradiente hidráulico, sendo a constante de proporcionalidade denominada condutividade hidráulica. É um parâmetro específico de cada meio poroso e representa sua capacidade em transmitir água.

BUCKINGHAM (1907) adaptou a equação de DARCY (1856) para condições de fluxos não saturado em solos, ajustando a condutividade hidráulica para o respectivo conteúdo de água do solo. RICHARDS (1931) combinou a equação de Darcy com a equação da continuidade e obteve a equação diferencial geral que descreve o movimento de água em solos. Posteriormente HILLEL (1970) também mostrou a validade da equação de Darcy relacionando a condutividade hidráulica com o potencial matricial.

REICHARDT (1975) reconhece que as equações adaptadas por BUCKINGHAM (1907) e HILLEL (1970) são as que melhor descrevem o movimento

da água no solo, embora sejam falhas para a linearidade das relações fluxo-gradiente quando o gradiente do potencial total apresenta valores muito altos ou muito baixos. Os trabalhos de HUBBERT (1956), SWARTZENDRUBER (1962), MILLER e LOW (1963) e KLUTE (1965) citados por REICHARDT (1975) apresentam detalhes da limitação do emprego destas equações. Devido a tais fatos é que diversos pesquisadores têm-se preocupado com a elaboração de métodos que mais se ajustem às condições reais com o fim de estimar de uma maneira mais precisa a condutividade hidráulica dos solos.

Os métodos existentes para a obtenção da condutividade hidráulica podem ser subdivididos em duas categorias: 1) Métodos experimentais de laboratório e de campo e 2) Métodos teóricos baseados em equações numéricas. Os métodos experimentais de laboratório elaborados por RICHARDS e WEEKS (1953), YOUNGS (1964), KLUTE (1965), REICHARDT et alii (1975) e outros têm sido mudados e adaptados para as condições de campo (RICHARDS et alii, 1956, NIELSEN et alii, 1961, ROSE et alii, 1965, LA RUE et alii, 1968, van BAVEL et alii, 1968, DAVIDSON et alii, 1969, HILLEL et alii, 1972, NIELSEN et alii, 1973 e FLÜHLER et alii, 1976, entre outros). ROULIER et alii (1972) e BRUCE (1972) citam as equações numéricas de MARSHALL (1958), MILLINGTON e QUIRK (1959) e LALIBERTI et alii (1966) como procedimento para avaliação da condutividade hidráulica em condições de fluxo transiente.

As determinações experimentais da condutividade hidráulica em laboratório têm sido realizadas em grande escala. Entretanto, os pesquisadores são unâimes em afirmar que este procedimento é falho, pois

uma simples amostra não representa as condições reais do solo, além de estar sujeita a alterações em sua estrutura durante a amostragem. Este fato conduziu ao desenvolvimento de diversos métodos experimentais de campo. O método de drenagem transiente ou do perfil instantâneo tem se tornado um procedimento padrão na orientação do estudo do movimento de água no solo conforme os trabalhos realizados por ROSE et alii (1965), van BAVEL et alii (1968), HILLEL et alii (1972), NIELSEN et alii (1973) e FLÜHLER et alii (1976).

HILLEL et alii (1972) apresentaram uma descrição detalhada do método de drenagem transiente tornando-o um procedimento mais simplificado. Este método exige a obtenção de perfis de umidade e do potencial matricial do solo para o cálculo da condutividade hidráulica. Os perfis de umidade são determinados satisfatoriamente e com vantagens através da técnica de moderação de neutrons (FERRAZ, 1972). Para a obtenção do potencial matricial usam-se tensiômetros de manômetro de mercúrio instalados a diversas profundidades (RICHARDS, 1965). BAKER et alii (1974) propõem uma nova técnica de instalação de tensiômetros.

REICHARDT e LIBARDI (1974) empregando a metodologia de HILLEL et alii (1972) obtiveram sucesso na determinação da condutividade hidráulica em três parcelas de Terra Roxa Estruturada do município de Piracicaba (SP). Encontraram valores de condutividade hidráulica de 5 a $0,05 \text{ cm.dia}^{-1}$ para uma variação do conteúdo de água do solo de 0,38 a $0,32 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$.

Trabalhos desenvolvidos em locais diferentes, conduzidos por NIELSEN et alii (1973), CHO et alii (1975), HILLEL e van BAVEL (1976),

FLUHLER et alii (1976), VERPLANCKE et alii (1977), MARINI et alii (1977), CHO et alii (1977) e outros mostraram resultados satisfatórios.

Um aspecto importante que tem despertado grande interesse na atualidade é a variabilidade espacial da condutividade hidráulica quando calculada através de medições de campo. BAKER et alii (1974) consideram que esta variabilidade é devido a características do próprio perfil do solo e problemas técnicos.

NIELSEN et alii (1973) trabalhando com vinte parcelas experimentais instaladas numa área de 150 ha, fizeram um estudo comparativo da condutividade hidráulica de duas parcelas (de n^os 18 e 20) e constataram que fisicamente é sem sentido extrapolar a condutividade hidráulica da curva condutividade versus conteúdo de água no solo de uma parcela para outra. Isto porque em condições de equilíbrio o conteúdo de água da parcela 18 foi de $0,448 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ (igual a 100% da saturação), enquanto que para a parcela 20 o valor do conteúdo de água foi de $0,513 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ (igual a 94,8% da saturação). Assim, o conteúdo de água da parcela 18 nunca poderia exceder a $0,448 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ e como o da 20 nunca foi inferior a $0,460 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$; torna-se impossível a manipulação destes dados para obtenção de valores médios de condutividade hidráulica que representem a área onde estão contidas as duas parcelas para um conteúdo de água específico.

Sabendo-se que a relação entre a condutividade hidráulica e o conteúdo de água do solo é uma função exponencial, depende-se que uma pequena variação do conteúdo de água do solo implica numa grande variação da condutividade hidráulica. Procurando superar esta dificuldade,

NIELSEN et alii (1973) sugerem expressar a condutividade hidráulica em função da percentagem de saturação, isto porque a taxa de infiltração é altamente correlacionada com a percentagem de saturação, o que não ocorre com o conteúdo de água. Assim, elimina-se o problema de avaliação da variabilidade espacial da condutividade hidráulica ocasionada pelas variações nas características da água do solo.

REICHARDT et alii (1976) estudando a variabilidade espacial em três parcelas de 5 m X 5 m instaladas em um Alfisol tiveram valores da condutividade hidráulica saturada de 5,3; 10,0 e 13,7 cm.h⁻¹ para moda, mediana e média, respectivamente. Verificaram também uma grande variabilidade em torno do valor médio da condutividade hidráulica não saturada de um mesmo perfil de solo; constatando erros da ordem de grandeza de ± 100 vezes. Daí, concluíram que este fato torna difícil a determinação do fluxo de água do solo em condições de campo. Entretanto, FLÜHLER et alii (1976) admitem que esta magnitude dos erros envolvidos na estimativa deste parâmetro não sentencia o fracasso do método, e sim possibilita apreciar suas limitações.

A equação de Darcy permite calcular a condutividade hidráulica pela relação entre a densidade de fluxo ($\Delta W/\Delta t$) e o gradiente de potencial ($\Delta \psi/\Delta Z$); daí verifica-se que as causas principais de erros neste parâmetro são devidos às medidas de umidade e tensiômetros. FLÜHLER et alii (1976) aplicando a técnica de análise de erro multivariável que explicita por meio de equações o erro da função através dos erros das variáveis (CLIFFORD, 1973) e do método de simulação de Monte Carlo (HAHN e SHAPIRO, 1967), constataram que os erros na variação do conteúdo de água são signi

ficativos quando a drenagem é lenta, devido a não saturação do solo, e que os erros provenientes da leitura de tensiômetros são significativos quando o valor do gradiente de potencial for inferior a $0,3 \text{ mBar.cm}^{-1}$. Concluíram que em condições próximas à saturação o erro apresentado pela condutividade hidráulica varia de 20 a 30% e quando o seu valor é pequeno, os erros relativos podem ser superiores a 100%. Finalmente, admitem que a predição dos erros para a condutividade hidráulica, a partir das equações de propagação, são estimados num mínimo otimista.

MARINI et alii (1977) estudando as propriedades hidrodinâmicas dos principais solos de Morandava-Madagascar, verificaram que nos solos com mais de 80% de areia, uma variação de 3% no conteúdo de água do solo condicionava uma variação de 4,5 vezes no valor da condutividade hidráulica, quando o fluxo de água no solo se tornava lento e em solos arenosos com menos de 80% de areia, 5,5 vezes.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. Descrição geral da área

O presente trabalho foi instalado próximo ao Posto Meteorológico do Departamento de Física e Meteorologia, situado no Campus Experimental da Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", com uma área de aproximadamente 10 ha. O local se encontra a uma altura de 580 m acima do nível do mar com coordenadas geográficas de $22^{\circ}42'30''S$ de latitude e $47^{\circ}38'00''W$ de longitude. Apresenta uma caracterização climática média anual de 1.247 mm de precipitação normal, $20,8^{\circ}C$ de temperatura e 69% de umidade relativa.

Segundo o levantamento da Carta de Solos de Piracicaba (RANZANI et alii, 1966), o solo desta área pertence ao grande grupo Terra Roxa Estruturada, classificado de acordo com a 7a. aproximação como um ultic Ultustalf. A caracterização física de um perfil típico do solo da área em estudo é mostrada na Tabela nº 1.

Tabela 1 - Caracterização física do solo Terra Roxa Estruturada.

Profundidade (cm)	Densidade global (-)	Composição granulométrica			Classe textural
		% Argila	% Limo	% Areia	
0 - 30	1,31	60	17	23	Argila
30 - 60	1,35	63	23	14	Argila
60 - 90	1,20	55	26	19	Argila
90 - 120	1,18	52	26	22	Argila
120 - 150	1,11	54	24	22	Argila
150 - 180	1,14	49	28	23	Argila

3.2. Medições a campo

3.2.1. Parcela experimental

O experimento foi instalado numa área sistematizada a nível com dimensões de 10 m X 10 m, considerada suficientemente grande, a ponto de evitar que os processos em seu centro não sejam influenciados pelos seus limites (HILLEL et alii, 1972).

3.2.2. Condutividade hidráulica saturada

A parcela experimental foi inundada durante 24 horas, mantendo-se na superfície uma lâmina de água de aproximadamente 10 cm. Após

este período, e verificado a condição de infiltração em equilíbrio dinâmico (*steady state*), instalaram-se cilindros de plástico de 30 cm de diâmetro em dois locais da parcela. Com uma escala graduada mediu-se a altura da lâmina de água infiltrada para um determinado intervalo de tempo, obtendo-se assim a condutividade hidráulica saturada.

3.2.3. Condutividade hidráulica não saturada

Para a obtenção de dados de condutividade hidráulica não saturada instalaram-se tensiômetros e tubos de acesso para receber a sonda de neutrons na parcela experimental. Visando evitar a evaporação na superfície do solo e impedir a entrada de qualquer forma de ocorrência de água na parcela, esta foi coberta com plástico após a determinação da condutividade hidráulica saturada.

3.2.3.1. Tensiômetros

Instalaram-se vinte tensiômetros de manômetro de mercúrio, sendo dez a 105 cm de profundidade e dez a 135 cm. Os manômetros onde se realizavam as leituras dos tensiômetros foram colocados em uma única cuba de mercúrio a 45 cm da superfície do solo e condicionados em um abrigo fora da parcela.

3.2.3.2. Tubos de acesso

A Figura 1 mostra os locais onde foram instalados os quatro tubos de alumínio para dar acesso à sonda de neutrons. A profundidade atingida pelos tubos foi superior a 120 cm para possibilitar medições do conteúdo de água do solo até esta profundidade.

3.2.3.3. Sonda de neutrons

A sonda de neutrons utilizada foi construída pela NORDISK ELEKTRISK APARATFABRIK, COPENHAGEN, Denmark, Model Basic Depth Moisture/Densite Probe. As curvas de calibração de umidade deste equipamento para diferentes valores de densidade global do solo em estudo, foram elaboradas por REICHARDT e LIBARDI (1974).

3.3. Metodologia

3.3.1. Condutividade hidráulica não saturada

3.3.1.1. Base teórica

A capacidade de um solo em transmitir água a um certo teor de umidade é conhecida como condutividade hidráulica. A equação de Darcy mostra que esta propriedade do solo é um fator de proporcionalidade:

$$q = - K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \dots \dots \dots (1)$$

Figura 1 - Parcela Experimental. a) Vista de planta indicando posição dos tensiômetros (T) e Tubos de acesso (N); b) Corte transversal apresentando detalhes de instalação dos tensiômetros e da sonda de neutrons.

onde:

q = densidade de fluxo $[L^3.L^{-2}T^{-1}]$.

$K(\theta)$ = condutividade hidráulica do solo $[LT^{-1}]$ a qual é função do seu conteúdo de água $[L^3L^{-3}]$.

ψ = Potencial total da água do solo $[L]$, o qual representa, para um fluxo vertical, a soma dos potenciais matricial (ξ) e gravitacional (ψ_G).

z = Coordenada vertical da posição $[L]$.

Combinando a equação de Darcy com a equação da continuidade,

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z}, \dots \dots \dots (2)$$

onde:

$\frac{\partial \theta}{\partial t}$ = representa a variação do conteúdo de água do solo com o tempo em dada profundidade e,

$\frac{\partial q}{\partial z}$ = variação do fluxo com a distância, em um dado instante, obtém-se a equação diferencial mais geral para o fluxo de água no solo na direção vertical:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} [K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z}] \dots \dots \dots (3)$$

onde, θ e ψ são expressados por uma função de z e t , ou seja, $\theta = \theta(z,t)$ e $\psi = \psi(z,t)$.

3.3.1.2. Método de HILLEL et alii (1972)

O procedimento sugerido por HILLEL et alii (1972) pode ser aplicado até em perfis de solos heterogêneos sendo limitado apenas para solos onde o lençol freático se encontra próximo à superfície. Atingida a condição de infiltração em equilíbrio dinâmico, indicada pela leitura dos tensiômetros, deixa-se a água infiltrar-se por completo na superfície do solo e cobre-se a mesma com plástico para evitar evaporação. A água contida no perfil se redistribui pelo processo de drenagem interna e periodicamente medidas de umidade do solo e de potencial da água são realizadas.

Nestas condições, integrando-se a equação (3) com relação a z , da superfície do solo a uma profundidade h qualquer, obtém-se:

$$\int_0^h \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = \left[K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right]_0^h \dots \dots \dots (4)$$

ou, considerando $\partial \theta / \partial t$ independente de z ,

$$\left[\frac{\partial \theta}{\partial t} \right] \cdot h = \left[K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right]_{z=h} - \left[K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right]_{z=0} \dots \dots \dots (5)$$

Como a superfície do solo foi revestida com plástico, conclui-se que na profundidade $z = 0$, o fluxo é nulo e a equação (5) fica reduzida a:

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right) \cdot h = \left[K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right]_{z=h} \dots \dots \dots (6)$$

O primeiro membro da equação (6) representa a densidade de fluxo ($-q$) que atinge a profundidade h (podendo ser obtido integrando-se

sucessivos perfis de umidade até o plano $z = h$). Assim, substituindo o valor de $-q$ na equação (6) e reajustando-a, obtém-se:

$$K(\theta) = - \frac{q}{\partial\psi/\partial z} \dots\dots\dots (7)$$

que permite calcular o valor de $K(\theta)$, pois a densidade de fluxo ($-q$) e o gradiente de potencial ($\partial\psi/\partial z$) podem ser obtidos pela técnica de moderação de neutrons e por tensiômetros, respectivamente. Para a obtenção da densidade de fluxo, mede-se a cada intervalo de tempo, a umidade do perfil do solo e através de tensiômetros instalados às profundidades estabelecidas determina-se o potencial matricial da água do solo e daí o gradiente de potencial total.

3.3.1.3. Método de HILLEL Modificado (I)

CHO et alii (1977) propõem uma modificação na metodologia de HILLEL e seus colaboradores, visando tornar mais rápido e simplificado o cálculo da condutividade hidráulica de um perfil de drenagem transiente.

Assim, o primeiro membro da equação (6), descrita no método de HILLEL et alii (1972) que representa o somatório das variações da umidade com o tempo na profundidade de $0 - h$, corresponde ao armazenamento (W) entre dois tempos consecutivos para a referida camada, pois,

$$W = \int_0^h \theta dz \dots\dots\dots (8)$$

o que permite escrever a seguinte formulação:

.18.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} \cdot h = \left[\frac{dW}{dt} \right]_{z=h} = -q = \left[K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right]_{z=h} \dots \dots \dots (9)$$

Reajustando-se a equação (9) tem-se que:

$$K(\theta) = - \frac{\frac{dW}{dt}}{\frac{\partial \psi}{\partial z}} \dots \dots \dots (10)$$

O termo dW/dt pode ser obtido graficamente a partir de perfis de umidade durante o tempo de redistribuição da água e $\partial \psi / \partial z$ através de tensiômetros, como foi visto anteriormente, e assim obter-se o valor de condutividade hidráulica pela equação (10).

3.3.1.4. Método de HILLEL Modificado (II)

Tem-se verificado que um dos problemas que normalmente ocorrem na determinação da condutividade hidráulica pelos dois métodos descritos, decorre da dificuldade de se obter corretamente as tangentes dos gráficos de θ versus t ou W versus t .

Para solucionar o problema sugere-se a construção de gráficos de umidade ou de armazenamento versus logaritmo do tempo possibilitando assim o cálculo da densidade de fluxo analiticamente. Isto será possível desde que se encontre uma solução analítica para a dependência entre θ ou W e t .

Admitindo a hipótese que os pontos se distribuam segundo uma reta com um alto coeficiente de correlação, um gráfico de armazenamento versus logaritmo do tempo será representado pela equação:

$$W = a - b \ln t \dots\dots\dots (11)$$

onde,

W = armazenamento da água do solo $[L^{-1} L]$.

a = coeficiente linear.

b = coeficiente angular.

t = tempo $[T]$.

Calculando-se a primeira derivada da equação (11) com relação ao tempo, tem-se:

$$\frac{dW}{dt} = - \frac{b}{t} \dots\dots\dots (12)$$

Como a densidade de fluxo q corresponde a $\frac{dW}{dt}$, depreende-se que seu valor pode ser calculado analiticamente pela equação (12).

Procedimento similar poderá ser feito para um gráfico de umidade versus logaritmo do tempo. -

3.3.1.5. Propagação de erros

As fontes de erro que normalmente ocorrem na determinação

da condutividade hidráulica a campo são provenientes de: 1º) Variação espacial do movimento da água devido às condições intrínsecas do próprio solo; 2º) Erros de campo, causados pela precisão e instalação dos equipamentos e leituras realizadas e 3º) Erros de aproximação provenientes da interpolação, modificando os erros de observação.

Para identificação da variabilidade espacial dentro da parcela, instalaram-se quatro tubos de acesso em locais diferentes (Figura 1) e uma média de 2 a 3 tensiômetros por profundidade próximo a cada tubo. Isto permite o cálculo da condutividade hidráulica em quatro locais da parcela, possibilitando determinar-se o valor médio deste parâmetro e sua variabilidade espacial pelos três métodos estudados.

Procurando atenuar a dificuldade de avaliar a variabilidade espacial da condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo, estimou-se este parâmetro em função da umidade de saturação através da equação:

$$K(\theta) = K_o \exp \alpha (\theta_o - \theta) \dots \dots \dots (13)$$

onde,

K_o = condutividade hidráulica saturada.

θ_o = conteúdo de água em volume do solo quando saturado em condições de campo.

α = coeficiente angular.

A estimativa das outras duas fontes de erros foi feita conjuntamente utilizando-se as expressões indicadas por CHASE e RABINOWITZ

(1967). Estas expressões são empregadas para as operações matemáticas simples que incluem erros e possibilitam sua manipulação separadamente e de uma maneira distinta. Assim, considerando duas quantidades A e B que incluem erros a e b respectivamente, dependendo do tipo de operação matemática envolvida, seus erros podem assim serem calculados:

$$\text{ADIÇÃO:} \quad (A \pm a) + (B \pm b) = (A+B) \pm \sqrt{a^2+b^2} \quad (14)$$

$$\text{SUBTRAÇÃO.} \quad (A \pm a) - (B \pm b) = (A-B) \pm \sqrt{a^2+b^2} \quad (15)$$

$$\text{MULTIPLICAÇÃO:} \quad (A \pm a) (B \pm b) = (AB) (1 \pm \sqrt{a^2/A^2 + b^2/B^2}) \quad (16)$$

$$\text{DIVISÃO:} \quad (A \pm a) : (B \pm b) = (A/B) (1 \pm \sqrt{a^2/A^2 + b^2/B^2}) \quad (17)$$

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Condutividade hidráulica saturada

Os testes de infiltração realizados em parcela experimental possibilitaram a obtenção de um valor médio da condutividade saturada de $10,56 \text{ cm.dia}^{-1}$. Este valor quando comparado com o obtido por REICHARDT e LIBARDI (1974), que trabalharam neste mesmo solo, apresenta-se bastante inferior, ou seja, cinco vezes menor. Esta diferença é admissível, uma vez que os locais de amostragem foram distintos, e isto permite admitir uma variabilidade das características físico-hídricas da área experimental.

4.2. Condutividade hidráulica não saturada

Basicamente este trabalho foi desenvolvido em função dos dados obtidos a campo, que se encontram nas Tabelas 2 e 3. A Tabela 2 mostra os valores da variação do conteúdo de água do solo às profundidades de 30, 60, 90 e 120 cm com o tempo para os locais onde foram instalados os quatro tubos de acesso ao acaso na parcela, enquanto que a Tabela 3

Conteúdo de água do solo (θ) durante o tempo de redistribuição no perfil, às profundidades de 30, 60, 90 e 120 cm.

T E M P O (dias)	C O N T E U D O D E Á G U A D O S O L O (cm ³ . cm ⁻³)															
	Tubo 1				Tubo 2				Tubo 3				Tubo 4			
	30	60	90	120	30	60	90	120	30	60	90	120	30	60	90	120
0,000	0,370	0,334	0,390	0,443	0,354	0,306	0,302	0,358	0,369	0,338	0,304	0,363	0,369	0,368	0,323	0,406
0,281	0,364	0,325	0,372	0,414	0,352	0,304	0,298	0,359	0,367	0,334	0,297	0,366	0,364	0,362	0,334	0,396
0,948	0,369	0,326	0,368	0,391	0,348	0,305	0,296	0,344	0,363	0,320	0,285	0,361	0,357	0,363	0,331	0,399
1,958	0,360	0,323	0,365	0,389	0,344	0,304	0,284	0,340	0,360	0,326	0,279	0,346	0,351	0,364	0,322	0,382
2,948	0,359	0,318	0,360	0,384	0,339	0,299	0,280	0,335	0,353	0,315	0,271	0,344	0,352	0,364	0,318	0,381
3,948	0,358	0,313	0,355	0,378	0,345	0,294	0,286	0,334	0,350	0,327	0,269	0,342	0,352	0,351	0,323	0,372
4,949	0,356	0,316	0,357	0,372	0,340	0,303	0,283	0,335	0,349	0,322	0,266	0,315	0,354	0,350	0,321	0,374
5,969	0,355	0,315	0,363	0,364	0,340	0,297	0,281	0,326	0,348	0,316	0,259	0,334	0,313	0,370	0,346	0,348
6,948	0,360	0,314	0,351	0,367	0,333	0,302	0,277	0,328	0,356	0,328	0,300	0,337	0,353	0,357	0,319	0,365
7,948	0,356	0,314	0,359	0,369	0,339	0,293	0,274	0,319	0,349	0,321	0,280	0,331	0,352	0,361	0,315	0,363
9,951	0,360	0,310	0,354	0,364	0,338	0,293	0,273	0,319	0,354	0,325	0,285	0,311	0,350	0,354	0,310	0,366
12,979	0,359	0,312	0,349	0,362	0,338	0,294	0,270	0,319	0,354	0,317	0,259	0,320	0,352	0,344	0,308	0,366
13,948	0,366	0,307	0,346	0,357	0,334	0,288	0,278	0,314	0,354	0,327	0,273	0,303	0,347	0,347	0,316	0,365
17,000	0,353	0,304	0,347	0,361	0,339	0,292	0,268	0,310	0,333	0,307	0,257	0,314	0,357	0,350	0,309	0,359
19,979	0,352	0,305	0,343	0,352	0,334	0,294	0,290	0,326	0,350	0,319	0,289	0,299	0,355	0,288	0,360	0,362
21,229	0,357	0,306	0,335	0,356	0,337	0,297	0,275	0,312	0,351	0,320	0,280	0,304	0,348	0,348	0,310	0,348
22,313	0,354	0,298	0,345	0,361	0,338	0,301	0,281	0,317	0,345	0,323	0,256	0,314	0,345	0,345	0,303	0,350
24,218	0,354	0,304	0,336	0,361	0,338	0,299	0,282	0,314	0,342	0,314	0,264	0,315	0,342	0,348	0,302	0,351
27,073	0,357	0,307	0,338	0,355	0,334	0,297	0,273	0,316	0,341	0,314	0,255	0,304	0,346	0,346	0,301	0,343
31,000	0,352	0,300	0,338	0,349	0,334	0,296	0,271	0,315	0,339	0,314	0,256	0,304	0,349	0,349	0,300	0,346
35,000	0,358	0,304	0,336	0,350	0,340	0,292	0,265	0,315	0,333	0,310	0,254	0,300	0,348	0,349	0,294	0,352
38,000	0,352	0,301	0,337	0,343	0,339	0,289	0,268	0,310	0,340	0,302	0,257	0,298	0,346	0,347	0,296	0,345

Tabela nº 03

Potencial total da água do solo (ψ) durante o tempo de Redistribuição no perfil, às profundidades de 105 e 135 cm.

Tempo dias	P O T E N C I A L T O T A L (cm)																	
	T-1		T-2		T-3		T-4		T-5		T-6		T-7		T-8		T-9	
	- ψ 105	- ψ 135	- ψ 105	- ψ 135	- ψ 105	- ψ 135	- ψ 105	- ψ 135	- ψ 105	- ψ 135	- ψ 105	- ψ 135	- ψ 105	- ψ 135	- ψ 105	- ψ 135	- ψ 105	- ψ 135
0	169,2	204,5	157,9	207,0	142,7	204,5	131,4	183,1	123,8	209,5	164,2	208,3	132,7	202,0	137,0	207,0	128,9	181,6
0,281	174,2	210,8	160,4	214,6	144,0	209,6	132,7	186,8	164,2	215,8	169,2	205,7	132,7	205,7	139,0	212,0	128,9	185,6
0,948	181,8	220,9	165,7	223,4	149,0	218,3	136,4	194,4	171,7	226,0	175,5	207,0	139,0	213,3	145,3	222,1	133,9	202,0
1,958	190,6	230,9	174,4	234,7	155,3	228,4	140,2	200,7	179,3	237,2	184,3	213,3	142,7	222,1	151,7	229,7	139,0	209,5
2,948	195,6	234,7	180,5	240,0	157,9	232,2	141,5	207,0	184,3	243,5	199,6	218,3	145,2	228,4	154,1	237,2	141,5	215,8
3,948	199,4	239,8	184,3	244,8	160,4	237,2	144,0	209,5	188,1	248,6	195,7	220,9	147,8	234,7	155,3	239,8	144,0	220,9
4,948	203,2	243,5	188,1	249,8	164,2	242,3	146,5	212,0	191,9	254,9	199,4	220,9	149,0	237,2	157,9	243,5	145,3	224,6
5,969	205,7	247,3	190,6	253,4	165,4	246,1	147,8	213,3	195,7	258,7	204,5	220,9	150,3	241,0	159,1	247,3	145,3	224,6
6,948	164,2	244,8	194,4	253,6	166,7	247,3	150,3	214,6	194,4	261,2	219,6	222,1	151,6	242,3	160,4	248,6	145,3	225,9
7,948	174,2	242,3	198,2	258,7	175,5	251,1	151,6	215,8	198,2	257,4	210,8	222,1	152,8	246,1	162,9	251,1	146,5	225,9
9,951	203,2	253,6	205,7	271,3	178,0	270,0	155,3	236,0	200,7	276,3	219,6	272,5	161,6	266,2	166,7	270,0	156,6	266,2
12,979	219,6	258,7	212,0	278,8	183,1	273,8	160,4	224,6	205,7	278,8	227,2	277,6	166,7	268,7	171,7	272,5	162,9	267,5
13,948	222,1	258,7	212,0	278,8	183,1	273,8	161,6	225,9	209,5	278,8	228,4	275,0	167,9	268,7	171,7	272,5	162,9	267,5
15,031	227,2	273,8	215,8	281,3	183,1	278,8	162,9	224,6	210,8	287,6	230,9	281,3	166,7	271,3	173,0	276,3	159,1	275,0
17,000	233,5	280,1	215,8	282,6	183,1	285,1	165,4	188,1	215,8	292,7	236,0	290,2	170,5	273,8	176,8	277,6	146,5	278,8
18,083	237,2	283,9	215,8	283,9	183,1	287,6	166,7	166,7	218,3	288,9	238,5	292,7	173,0	277,6	179,3	278,8	121,3	258,7
19,979	241,0	286,4	219,6	290,2	181,8	293,9	170,5	184,2	220,9	295,2	243,3	296,5	176,8	283,9	181,8	281,3	137,7	224,6
21,229	243,5	280,1	218,3	288,9	178,3	290,2	171,7	204,5	224,6	292,7	239,8	292,7	176,8	281,3	179,3	277,6	145,3	218,3
22,313	244,8	227,6	219,6	292,7	178,3	288,9	172,9	203,2	225,9	291,4	239,8	293,8	178,0	281,3	180,5	275,0	149,0	217,1
24,208	242,3	273,8	220,9	290,2	179,3	287,6	174,2	188,1	229,7	293,9	238,5	291,4	179,3	278,8	180,5	278,8	140,2	220,9
27,073	247,3	283,9	238,5	306,5	207,7	301,5	179,3	-	233,5	310,3	251,1	301,5	189,4	299,0	189,4	304,0	140,2	267,5
31,000	249,8	287,6	239,8	309,6	204,5	300,2	180,5	185,6	233,5	307,8	247,3	297,7	190,6	296,5	185,6	296,5	146,5	263,7
31,865	249,8	289,0	239,8	307,8	204,5	297,7	180,5	171,7	234,7	306,5	247,3	296,5	190,6	295,2	184,3	295,2	151,6	265,0
32,865	251,1	285,0	239,8	304,0	204,5	293,9	180,5	-	238,5	302,8	252,4	293,9	194,4	292,7	181,8	291,4	156,6	262,4
35,000	261,2	301,5	248,6	317,9	213,3	319,1	185,6	-	241,0	322,9	258,7	320,4	195,7	309,1	191,9	306,5	160,4	267,5
38,000	266,2	314,1	252,4	322,9	218,3	322,9	189,4	-	243,5	329,2	265,0	319,1	200,7	310,3	194,4	311,6	165,4	290,2

apresenta a variação dos valores do potencial total da água do solo às profundidades de 105 e 135 cm com o tempo, nos locais dos vinte tensiômetros instalados.

4.2.1. Método de HILLEL et alii (1972)

As Figuras 2, 3, 4 e 5 representam as curvas de variação do conteúdo de água do solo com o tempo, nos quatro locais de instalação dos tubos de acesso, para as profundidades de 30, 60, 90 e 120 cm, respectivamente. Para a obtenção destas figuras plotaram-se os pontos de umidade para os respectivos tempos e traçou-se a curva que mais se adapta aos pontos. A partir das Figuras 2, 3, 4 e 5 construíram-se as curvas da Figura 6 que representam a variação média do conteúdo de água do solo com o tempo na parcela, para as quatro profundidades (30, 60, 90 e 120 cm). Ressalte-se que os valores de umidade plotados nas curvas da Figura 6 foram determinados extraíndo-os das quatro curvas correspondentes a uma profundidade e calculando-se um valor médio para um determinado tempo. Da Figura 6 confeccionou-se a Tabela 4 que apresenta valores médios da densidade de fluxo das camadas 0 - 45, 45 - 75, 75 - 105 e 105 - 120 cm durante o processo de redistribuição da água do solo para o período de tempo considerado (0 a 40 dias). Os valores $\frac{\partial \theta}{\partial t}$ foram obtidos estimando-se tangentes às curvas da umidade versus tempo nas diversas profundidades e diversos tempos.

Observando-se o comportamento das curvas de umidade versus

Figura 2 - Variação do conteúdo de água da camada 0 - 30 cm do solo durante o período de redistribuição, para os quatro locais escolhidos ao acaso na parcela experimental.

Figura 3 - Variação do conteúdo de água da camada 30 - 60 cm do solo durante o período de redistribuição para os quatro locais escolhidos ao acaso na parcela experimental.

Figura 4 - Variação do conteúdo de água da camada 60 - 90 cm do solo durante o período de redistribuição para os quatro pontos escolhidos ao acaso na parcela experimental.

Figura 5. - Variação do conteúdo de água da camada 90 - 120 cm do solo durante o período de redistribuição para os quatro locais escolhidos ao acaso na parcela experimental.

Figura 6 - Variação média do conteúdo de água do solo durante o período de redistribuição nas camadas de 0 -30, 30 - 60, 60 -90 e 90 - 120 cm.

Tabela nº 04

Valores médios da densidade de fluxo (q) da água do solo às diversas profundidades (Z) e diversos tempos (t). (Método de HILLEL et alii, 1972).

t (dia)	Z (cm)	$-\frac{\partial \theta}{\partial t}$ (cm ³ .cm ⁻³ .dia ⁻¹)	$-dz \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right)$ cm.dia ⁻¹	$-\Sigma dz \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right)$ (cm.dia ⁻¹)
1	0 - 45	0,0053	0,2385	0,2385
	45 - 75	0,0056	0,1680	0,4065
	75 - 105	0,0072	0,3160	0,6225
	105 - 120	0,0113	0,1695	0,7920
2	0 - 45	0,0030	0,1350	0,1350
	45 - 75	0,0039	0,1170	0,2620
	75 - 105	0,0051	0,1530	0,4050
	105 - 120	0,0061	0,0915	0,4965
3	0 - 45	0,0018	0,0810	0,0810
	45 - 75	0,0025	0,0750	0,1560
	75 - 105	0,0039	0,1170	0,2730
	105 - 120	0,0044	0,0660	0,3390
4	0 - 45	0,0012	0,0540	0,0540
	45 - 75	0,0015	0,0450	0,0990
	75 - 105	0,0030	0,0900	0,1890
	105 - 120	0,0039	0,0585	0,2475
5	0 - 45	0,0007	0,0315	0,0315
	45 - 75	0,0008	0,0240	0,0555
	75 - 105	0,0020	0,0600	0,1155
	105 - 120	0,0035	0,0525	0,1680
6	0 - 45	0,0004	0,0180	0,0180
	45 - 75	0,0006	0,0180	0,0360
	75 - 105	0,0017	0,0510	0,0870
	105 - 120	0,0031	0,0465	0,1335
8	0 - 45	0,0002	0,0090	0,0090
	45 - 75	0,0003	0,0090	0,0180
	75 - 105	0,0011	0,0330	0,0510
	105 - 120	0,0021	0,0315	0,0825

Continua

Tabela nº 04 (cont.)

t (dia)	Z (cm)	$-\frac{\partial \theta}{\partial t}$ (cm ³ .cm ⁻³ .dia ⁻¹)	$-dZ \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right)$ cm.dia ⁻¹	$-\Sigma dZ \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right)$ (cm.dia ⁻¹)
10	0 - 45	0,0002	0,0090	0,0090
	45 - 75	0,0002	0,0060	0,0150
	75 - 105	0,0007	0,0210	0,0360
	105 - 120	0,0013	0,0195	0,0555
12	0 - 45	0,0002	0,0090	0,0090
	45 - 75	0,0002	0,0060	0,0150
	75 - 105	0,0006	0,0180	0,0330
	105 - 120	0,0008	0,0120	0,0450
14	0 - 45	0,0002	0,0090	0,0090
	45 - 75	0,0002	0,0060	0,0150
	75 - 105	0,0005	0,0150	0,0300
	105 - 120	0,0006	0,0090	0,0390
16	0 - 45	0,0002	0,0090	0,0090
	45 - 75	0,0002	0,0060	0,0150
	75 - 105	0,0004	0,0120	0,0270
	105 - 120	0,0004	0,0060	0,0330
18	0 - 45	0,0002	0,0090	0,0090
	45 - 75	0,0002	0,0060	0,0150
	75 - 105	0,0003	0,0090	0,0240
	105 - 120	0,0004	0,0060	0,0300
20	0 - 45	0,0002	0,0090	0,0090
	45 - 75	0,0002	0,0060	0,0150
	75 - 105	0,0003	0,0090	0,0240
	105 - 120	0,0004	0,0060	0,0300
25	0 - 45	0,0002	0,0090	0,0090
	45 - 75	0,0002	0,0060	0,0150
	75 - 105	0,0003	0,0090	0,0240
	105 - 120	0,0004	0,0060	0,0300
30	0 - 45	0,0002	0,0090	0,0090
	45 - 75	0,0002	0,0060	0,0150
	75 - 105	0,0003	0,0090	0,0240
	105 - 120	0,0004	0,0060	0,0300

continua

Tabela nº 04 (cont.)

t (dia)	Z (cm)	$-\frac{\partial \theta}{\partial t}$ (cm ³ .cm ⁻³ .dia ⁻¹)	$-dZ \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right)$ cm.dia ⁻¹	$-\sum dZ \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right)$ (cm.dia ⁻¹)
35	0 - 45	0,0002	0,0090	0,0090
	45 - 75	0,0002	0,0060	0,0150
	75 - 105	0,0003	0,0090	0,0240
	105 - 120	0,0004	0,0060	0,0300
40	0 - 45	0,0002	0,0090	0,0090
	45 - 75	0,0002	0,0060	0,0150
	75 - 105	0,0003	0,0090	0,0240
	105 - 120	0,0004	0,0060	0,0300

tempo da Figura 6 constata-se que a redistribuição da água do solo difere sensivelmente entre camadas. Para as duas primeiras camadas a umidade θ apresenta variações muito pequenas após um período relativamente curto (6 e 8 dias para 1a. e 2a. camada, respectivamente) e para as duas últimas após um período bem maior (16 dias para ambas) e quanto ao teor de umidade correspondente a estes períodos de tempo tem-se: 0,348; 0,319; 0,296 e 0,335 $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$, para 1a, 2a., 3a. e 4a. camada, respectivamente. Isto vem mostrar que o parâmetro capacidade de campo não é estático e que sua determinação obrigatoriamente deverá ser feita no campo, pois o seu valor está estritamente relacionado com a heterogeneidade do perfil, profundidade do solo considerado, além de outras características como descreve REICHARDT (1975).

Na Tabela 5 encontram-se os valores da condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo obtidos pelo procedimento sugerido por HILLEL et alii (1972). A coluna 2 desta Tabela apresenta o teor de umidade médio ($\bar{\theta}$) que foi obtido determinando-se a média dos valores de umidade extraídos das curvas da Figura 5 para os períodos de tempo considerados. A coluna 3 mostra a variação do gradiente de potencial total da água do solo calculado através da expressão:

$$\frac{\Delta\psi}{\Delta z} = \frac{\bar{\psi}_{105} - \bar{\psi}_{135}}{\Delta z}$$

onde:

$\Delta\psi/\Delta z$ = gradiente de potencial total da água do solo a 120 cm de profundidade.

ψ_{105} = potencial total da água do solo a 105 cm de profundidade.

Tabela nº 05

Condutividade Hidráulica em função do conteúdo de água do solo médio (Método de HILLEL et alii, 1972).

t (dia)	$\bar{\theta}$ (cm ³ .cm ⁻³)	$-\frac{\Delta\Psi}{\Delta Z}$ (cm.cm ⁻¹)	$-\Sigma dz(-\frac{\partial\theta}{\partial t}) = -q$ (cm.dia ⁻¹)	$\bar{K}(\theta)$ (cm.dia ⁻¹)
1	0,3720	1,8767	0,7920	0,4220
2	0,3645	1,9633	0,4965	0,2529
3	0,3591	2,0167	0,3390	0,1681
4	0,3548	2,1033	0,2475	0,1177
5	0,3510	2,1400	0,1680	0,0785
6	0,3478	2,1800	0,1335	0,0612
8	0,3426	2,2567	0,0825	0,0366
10	0,3395	2,3033	0,0555	0,0241
12	0,3376	2,3667	0,0450	0,0190
14	0,3363	2,4133	0,0390	0,0162
16	0,3353	2,4533	0,0330	0,0135
18	0,3345	2,4933	0,0300	0,0120
20	0,3338	2,5233	0,0300	0,0119
25	0,3320	2,5933	0,0300	0,0116
30	0,3303	2,6500	0,0300	0,0113
35	0,3286	2,6967	0,0300	0,0111
40	0,3268	2,7700	0,0300	0,0108

ψ_{135} = Potencial total da água do solo a 135 cm de profundidade.

z = Coordenada vertical de posição.

Os valores de $\bar{\psi}_{105}$ e $\bar{\psi}_{135}$ encontram-se na Figura 7 e foram obtidos de curvas de potencial total versus tempo dos dezesseis tensiômetros (8 a 105 cm e 8 a 135 cm de profundidade) dos vinte instalados na parcela. Observe-se a eliminação de quatro tensiômetros devido ao aparecimento de defeitos como pode ser observado na Tabela 3 (T_4 e T_9).

Com os dados da Tabela 5 construiu-se a Figura 12 que expressa o valor médio da condutividade hidráulica em função do conteúdo médio da água do solo. Como os pontos plotados de $LK(\theta)$ versus θ distribuíram-se segundo uma linha reta, fez-se um estudo de regressão linear obtendo-se a equação $K(\theta) = \exp 36,78 (2,643 \bar{\theta} - 1)$ com o valor $r = 0,95$. Deve-se observar que na Figura 12 estão também incluídas as curvas de condutividade hidráulica correspondentes aos locais onde foram instalados os quatro tubos de acesso (N_1 , N_2 , N_3 e N_4). Para este fim seguiu-se um procedimento semelhante ao empregado para a curva média de $K(\theta)$, observando-se que o gradiente de potencial foi determinado pelo número de tensiômetros existentes nas proximidades de cada tubo, como mostram as Figuras 1, 8, 9, 10 e 11.

Comparando-se os valores da condutividade hidráulica das cinco curvas apresentadas na Figura 12 constata-se a fidelidade do emprego do método, pois a aplicação de análise de regressão linear, onde considerou-se também a condutividade hidráulica saturada, apresentou valores

Figura 7 - Variação média do potencial total da água do solo na parcela durante o período de redistribuição nas profundidades 105 e 135 cm.

Figura 8 - Variação média do potencial total da água do solo no tubo de acesso N_1 durante o período de redistribuição nas profundidades de 105 e 135 cm.

Figura 9 - Variação média do potencial total da água do solo no tubo de acesso N_2 durante o período de redistribuição nas profundidades de 105 e 135 cm.

Figura 10 - Variação média do potencial total da água do solo do tubo de acesso N_3 durante o período de redistribuição nas profundidades de 105 e 135 cm.

Figura 11 - Variação média do potencial total da água do solo no tubo de acesso N_4 durante o período de redistribuição nas profundidades de 105 e 135 cm.

Figura 12 - Gráfico da condutividade hidráulica (Método de HILLEL *et alii*, 1972) em função do conteúdo de água do solo para os quatro locais escolhidos ao acaso na parcela experimental com as respectivas equações de regressão e a curva média.

do coeficiente de correlação para as cinco determinações superiores a 0,95. REICHARDT e LIBARDI (1974) e REICHARDT et alii (1976) que trabalharam nesta mesma área, encontraram valores de condutividade hidráulica bem compatíveis com os apresentados na Figura 12.

Analisando a Figura 12 observa-se que para baixos valores da umidade θ ($< 0,322 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$) deixa de existir a linearidade dos pontos de K versus θ (o que normalmente ocorre para valores mais elevados). Tal fato é justificado pela dificuldade de se traçar corretamente trechos das curvas de θ versus tempo, quando a variação da umidade θ for pequena, devido ao erro de precisão da sonda de neutrons e consequentemente conseguir valores mais precisos de tangentes a estas curvas para a obtenção da densidade de fluxo. Nos trabalhos desenvolvidos por NIELSEN et alii (1973), REICHARDT e LIBARDI (1974) e outros observa-se também esta limitação do método de HILLEL et alii (1972).

4.2.2. Método de HILLEL Modificado (I)

As curvas médias das Figuras 13 e 14 foram obtidas a partir dos dados da Tabela 6. A Figura 13 que representa a variação do armazenamento da água do solo com o tempo, apresenta além da curva média, as curvas individuais dos locais onde foram instalados ao acaso os quatro tubos de acesso (N_1 , N_2 , N_3 e N_4). Os valores do armazenamento contidos na coluna 2 da Tabela 6 foram determinados pelo processo de aproximação, considerando-se a umidade θ constante ao longo de uma camada num determinado tempo e calculando-se o armazenamento W pelo somatório do produto da umi-

Tabela nº 06

Condutividade Hidráulica em função dos valores médios do armazenamento da água do solo na profundidade de 120 cm para diversos tempos. Método de HILLEL modificado (1).

Tempo (dia)	W (cm)	$-\frac{\partial W}{\partial t}$ (cm.dia ⁻¹)	$-\frac{\Delta \Psi}{\Delta Z}$ (cm.cm ⁻¹)	K (θ) (cm.dia ⁻¹)
1	41,3130	0,8353	1,8767	0,4451
2	40,6770	0,5194	1,9633	0,2646
3	40,2495	0,3406	2,0167	0,1689
4	39,9720	0,2576	2,1033	0,1225
5	39,7680	0,1717	2,1400	0,0802
6	39,6240	0,1286	2,1800	0,0590
8	39,4290	0,0811	2,2567	0,0359
10	39,2955	0,0605	2,3033	0,0263
12	39,1905	0,0485	2,3667	0,0205
14	39,1080	0,0382	2,4133	0,0158
16	39,0285	0,0365	2,4533	0,0149
18	38,9625	0,0365	2,4933	0,0146
20	38,9010	0,0307	2,5233	0,0122
25	38,7450	0,0304	2,5933	0,0117
30	38,5905	0,0288	2,6500	0,0109
35	38,4465	0,0288	2,6967	0,0107
40	38,3055	0,0288	2,7700	0,0104

Figura 13 - Variação do armazenamento da água do solo durante o período de redistribuição na profundidade de 0 - 120 cm.

Figura 14 - Gráfico da condutividade hidráulica [Método de HILLEL Modificado (1)] em função do conteúdo de água do solo para os quatro locais escolhidos ao acaso na parcela experimental com as respectivas equações de regressão e a curva média.

dade θ em cada camada e sua espessura. A Figura 14 mostra as curvas da condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo tanto para o valor médio como para os quatro pontos individuais.

Analisando as equações de regressão linear das curvas da Figura 14 denota-se uma fidelidade no procedimento do método, pois o menor valor encontrado para o coeficiente de correlação foi superior a 0,96. Comparando-se as Figuras 12 e 14 verifica-se uma similaridade entre as curvas correspondentes, como pode-se demonstrar através das equações de $K(\bar{\theta})$ dos dois métodos que exprimem resultados praticamente iguais da condutividade hidráulica para um mesmo valor do conteúdo de água do solo, pois, para $\bar{\theta} = 0,340 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ o método de HILLEL et alii (1972) fornece um valor de $K(\bar{\theta}) = 2.4.10^{-2} \text{ cm.dia}^{-1}$ e para o método modificado (I) $K(\bar{\theta}) = 2.5.10^{-2} \text{ cm.dia}^{-1}$.

Deve-se salientar que neste segundo método também deixa de existir a linearidade dos pontos de K versus θ para valores do conteúdo de água inferior a $0,322 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ como ocorreu no método de HILLEL et alii (1972).

4.2.3. Método de HILLEL Modificado (II)

Com os dados das colunas 1 e 2 da Tabela 7 construiu-se a Figura 15 que expressa variação do armazenamento da água do solo em função do tempo (em escala semi-logarítmica). As equações dos segmentos de reta desta figura, quando derivadas em relação ao tempo, exprimem analiti

Tabela nº 07

Condutividade Hidráulica em função dos valores médios do armazenamento da água do solo na profundidade de 120 cm para diversos tempos. A densidade de fluxo é calculada analiticamente pela expressão $q = \frac{b}{t}$. Método de HILLEL Modificado (11) . $b = 0,7635$

Tempo (dia)	W (cm)	- q (cm.dia ⁻¹)	- $\frac{\Delta\psi}{\Delta Z}$ (cm.cm ⁻¹)	K (θ) (cm.dia ⁻¹)
1	41,3130	0,7635	1,8767	0,4068
2	40,6770	0,3818	1,9633	0,1945
3	40,2495	0,2545	2,0167	0,1262
4	39,9720	0,1909	2,1033	0,0908
5	39,7680	0,1527	2,1400	0,0714
6	39,6240	0,1273	2,1800	0,0584
8	39,4290	0,0954	2,2567	0,0423
10	39,2955	0,0764	2,3033	0,0232
12	39,1905	0,0636	2,3667	0,0269
14	39,1080	0,0545	2,4133	0,0226
16	39,0285	0,0477	2,4533	0,0194
18	38,9125	0,0424	2,4933	0,0170
20	38,9010	0,0382	2,5233	0,0151
25	38,7450	0,0305	2,5933	0,0118
30	38,5905	0,0255	2,6500	0,0096
35	38,4465	0,0218	2,6767	0,0081
40	38,3055	0,0191	2,7700	0,0069

Figura 15 - Variação do armazenamento da água do solo durante o período de redistribuição para a profundidade de 0-120 cm.

camente os valores da densidade de fluxo como mostra a coluna 3 da Tabela 7. Assim, determinou-se a condutividade hidráulica e construiu-se a Figura 16 que representa este parâmetro em função do conteúdo de água do solo.

O estudo da análise de regressão linear para a curva média e para os locais dos tubos de acesso da condutividade hidráulica versus umidade θ mostrou uma grande coerência nos resultados obtidos, pois o valor do coeficiente de correlação r foi sempre superior a 0,94.

A grande vantagem apresentada por este método é mostrada na Figura 16, onde se verifica a linearidade dos pontos K versus θ para qualquer valor de umidade. Isto decorre da determinação da densidade de fluxo por procedimento analítico, em detrimento da confecção de curvas e traçado de tangentes como exige os outros dois métodos estudados que normalmente conduzem a erros e, especialmente quando a variação da umidade θ ou do armazenamento for muito pequena, pois impede maiores detalhes de precisão na confecção das curvas e traçado de tangente às mesmas.

Um estudo comparativo dos três métodos feito através da Figura 17, onde se representou as curvas médias da condutividade hidráulica em função da umidade θ , mostra a validade dos mesmos, pois, verifica-se uma grande uniformidade na distribuição dos pontos e para um mesmo conteúdo de água o valor da condutividade hidráulica não difere em ordem de grandeza para os três métodos.

Figura 16 - Gráfico da condutividade hidráulica [Método de HILLEL Modificado (II)] em função do conteúdo de água do solo para os quatro locais escolhidos ao acaso na parcela experimental com as respectivas curvas de regressão e a curva média.

Figura 17 - Valores médios da condutividade hidráulica em função do conteúdo médio da água do solo para os 3 métodos estudados.

4.2.4. Propagação de erros

Para o estudo de propagação de erros escolheu-se ao acaso o método de HILLEL Modificado (1) com o intuito de facilitar a discussão, pois, como já foi discutido anteriormente, os três métodos apresentaram resultados coerentes, não havendo, portanto, necessidade de se desenvolver a metodologia de erros para todos os métodos estudados.

A Figura 14 mostra as relações de $K(\theta)$ para quatro pontos individuais dentro da parcela, correspondentes aos tubos de acesso instalados ao acaso (N_1 , N_2 , N_3 e N_4) e tensiômetros situados próximo aos mesmos. Numa tentativa de mostrar-se a magnitude da variabilidade espacial dentro da parcela, determinou-se para um conteúdo de água específico, $\theta = 0,344 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$, os valores de $K(\theta)$ para as curvas N_3 , $\bar{N}$ e N_4 e obteve 0,3429, 0,0402 e 0,0036 $\text{cm}.\text{dia}^{-1}$ respectivamente, o que representa aproximadamente um aumento de 10 vezes do valor de $k(\theta)$ para cada curva, o que está de acordo com os resultados obtidos por REICHARDT et alii (1976). Do exposto, pode-se afirmar que a utilização destas curvas exige um grande cuidado, pois, para utilização de uma das curvas de pontos individuais a umidade θ deverá ser obtida do ponto correspondente à curva e no caso da curva média, os dados de umidade θ deverão ser representativos da média da parcela.

Dispondo-se da curva $K(\theta)$ versus θ do tubo de acesso N_2 e pretendendo-se obter valores da condutividade hidráulica a partir de dados de umidade θ , próximo à saturação, medidos no tubo de acesso N_1 , verifica-se que tal procedimento do ponto de vista físico é impossível. Is-

to porque para as condições de campo, a umidade de saturação de N_1 e N_2 na profundidade de 120 cm corresponde a 0,443 e 0,359 $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$, respectivamente, o que impede a extrapolação para a obtenção de valores de $K(\theta)$ através da curva N_2 quando o valor de θ for superior a 0,359 $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$. Este aspecto também foi estudado por NIELSEN et alii (1973) entre parcelas e constataram problemas similares.

O grande problema da variabilidade espacial da condutividade de hidráulica deve-se à variação exponencial deste parâmetro com o conteúdo de água do solo, como será discutido posteriormente. Numa tentativa de atenuar este problema procurou-se normalizar as curvas da condutividade de hidráulica em função da umidade de saturação como sugere NIELSEN et alii (1973). Assim, construiu-se a Figura 18 que representa K em função da diferença entre umidade de saturação (θ_o) e a umidade θ num determinado tempo. Embora a taxa de infiltração seja altamente correlacionada com a percentagem de saturação e não com o conteúdo de água do solo, e as curvas de $K(\theta)$ na Figura 18 apresente menor afastamento entre si na abscissa, verifica-se, no entanto, uma preservação na precisão destas curvas, pois os valores de K para um determinado valor de umidade θ são idênticos nas Figuras 14 e 18, donde se conclui que tal procedimento normaliza as curvas, mas não resolve o problema de variabilidade espacial.

Procurando-se estabelecer um critério para garantir uma margem de segurança quando da utilização da curva média da condutividade hidráulica, fez-se um estudo de erros das variáveis que são envolvidas no cálculo de $K(\theta)$ como mostra a Tabela 8. Os dados apresentados nesta tabela foram obtidos manipulando-se os valores normalizados dos pontos correspondentes aos quatro tubos de acesso e aplicando-se as expressões de

Figura 18 - Normalização das curvas da condutividade hidráulica em função da umidade de saturação.

Tabela nº 08

Propagação de erros no cálculo da condutividade Hidráulica pelo método de HILLEL Modificado (1).

tempo (dias)	$\bar{\theta}$ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	$\pm \sigma \theta$ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	$-q$ ($\text{cm} \cdot \text{dia}^{-1}$)	$\pm \sigma q$ ($\text{cm} \cdot \text{dia}^{-1}$)	$-\frac{\Delta \psi}{\Delta Z}$ ($\text{cm} \cdot \text{cm}^{-1}$)	$\pm \sigma \frac{\Delta \psi}{\Delta Z}$ ($\text{cm} \cdot \text{cm}^{-1}$)	K ($\text{cm} \cdot \text{dia}^{-1}$)	$\pm \sigma K$ ($\text{cm} \cdot \text{dia}^{-1}$)	ERRO %
1	0,3720	0,0255	0,7697	0,1141	1,8767	0,5827	0,4101	0,1411	34,41
2	0,3645	0,0240	0,5314	0,0832	1,9600	0,6392	0,2711	0,0981	36,19
3	0,3591	0,0233	0,3441	0,0625	2,0167	0,6631	0,1706	0,0641	37,57
5	0,3510	0,0226	0,1745	0,0531	2,1417	0,7025	0,0815	0,0365	44,79
10	0,3395	0,0240	0,0624	0,0092	2,3033	0,8062	0,0271	0,0103	38,01
16	0,3353	0,0256	0,0374	0,0085	2,4533	0,8771	0,0152	0,0064	42,10
20	0,3338	0,0253	0,0329	0,0055	2,5233	0,9089	0,0130	0,0052	40,00
25	0,3320	0,0246	0,0316	0,0052	2,5933	0,9269	0,0122	0,0048	39,34
30	0,3303	0,0240	0,0300	0,0033	2,6500	0,9517	0,0113	0,0042	37,17
35	0,3286	0,0234	0,0297	0,0032	2,7167	0,9784	0,0109	0,0041	37,61
40	0,3268	0,0227	0,0297	0,0032	2,7700	1,0054	0,0107	0,0040	37,38

CHASE e RABINOWITZ (1967). Observa-se que esta técnica de análise de erro tende a tornar constante os erros envolvidos com as variáveis, independentemente do tempo, ressaltando-se algumas exceções, como para a densidade de fluxo que no quinto dia de redistribuição praticamente duplicou o erro, o que condiciona um valor praticamente constante do erro de $K(\theta)$ que foi aproximadamente de 39%. Tais resultados são conflitantes com os obtidos por FLÜHLER et alii (1977), pois segundo estes autores os erros envolvidos são menores próximo à saturação (20 a 30%) e maiores quanto o valor de $K(\theta)$ por pequeno (superior a 100%). A justificativa que se propõe para explicar tal ocorrência são as técnicas de análises de erro utilizadas por estes autores que foram diferentes da empregada no presente trabalho.

Com os dados da Tabela 8 construiu-se a Figura 19 que mostra a curva média de K em função do conteúdo de água do solo, juntamente com o desvio padrão que se encontra representado pela área achureada. Procurando-se ilustrar a variação exponencial de K em função da umidade θ , tomou-se o ponto de umidade correspondente ao quinto dia de drenagem com o seu respectivo desvio padrão e plotou-se na Figura 19, obtendo-se assim, diretamente da curva os seguintes valores: 0,0107, 0,0813 e 0,4360 cm.dia^{-1} para $K(\bar{\theta}) - \sigma$, $K(\bar{\theta})$, $K(\theta) + \sigma$ respectivamente, os quais correspondem à relação 1:7,6:40. Do exposto constata-se a grande dificuldade da utilização da equação de Darcy para o cálculo da condutividade hidráulica em função do conteúdo de água do solo, pois, para um coeficiente de variação de 6,4% da umidade θ pode-se cometer um erro máximo na condutividade hidráulica de 40 vezes.

Figura 19 - Valores médios da condutividade hidráulica em função do conteúdo médio de água do solo. A área achureada representa o desvio padrão dos valores médios obtidos dos quatro locais escolhidos ao acaso na parcela experimental.

5. CONCLUSÕES

A condutividade hidráulica em condições de saturação apresentou um valor médio da ordem de 10 cm.dia^{-1} e durante o processo de drenagem interna para a profundidade de 120 cm, o valor deste parâmetro obtido através dos três métodos empregados, para o 1º dia de drenagem e com um teor médio de umidade de $0,372 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ foi de $4,25 \times 10^{-1} \text{ cm dia}^{-1}$ e para o 40º dia com $\theta = 0,327 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ foi de $9,34 \times 10^{-3} \text{ cm dia}^{-1}$.

O processo de drenagem interna no perfil deste Alfisol difere sensivelmente entre camadas, pois o movimento de água torna-se negligível na 1ª, 2ª, 3ª e 4ª camada no período de 6, 8, 16 e 16 dias, com os seguintes teores de umidade: 0,348; 0,319; 0,296 e 0,335 $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ respectivamente. Isto vem mostrar que o conceito de capacidade de campo não é estático e sua determinação obrigatoriamente deverá ser feita a campo.

Os métodos empregados para a determinação da condutividade hidráulica apresentaram-se bem coerentes, pois os resultados obtidos pelos três métodos não diferiram em ordem de grandeza. Entretanto, sugere-se a utilização do método de HILLEL Modificado (II) por ser menos la-

borioso e ainda apresentar as vantagens de uma maior precisão no cálculo da densidade de fluxo e manter a linearidade da curva $K(\theta)$ quando a variação da umidade θ for relativamente muito pequena.

Os valores da condutividade hidráulica obtidos em quatro locais escolhidos ao acaso na parcela, mostraram uma grande variabilidade espacial, pois constatou-se uma variação de aproximadamente 100 vezes deste parâmetro entre dois locais, para um mesmo conteúdo de água. Considerando que a umidade θ também apresenta variabilidade espacial, constata-se então a veracidade do valor de $K(\theta)$ somente quando este parâmetro for obtido no mesmo local onde se mediu a umidade θ .

A técnica empregada para determinação da propagação de erros das variáveis envolvidas no cálculo da condutividade hidráulica, apresentou uma tendência de tornar constante os erros das variáveis, independentemente do tempo. Tal fato implicou num erro praticamente constante de $\bar{K}(\theta)$ que foi aproximadamente de 39%.

6. RESUMO

O estudo da condutividade hidráulica de um Alfisol foi realizado numa parcela experimental de 10 m x 10 m, instalada nas proximidades do posto meteorológico do Departamento de Física e Meteorologia da Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz". Utilizou-se o método do perfil instantâneo, empregando: a) o procedimento sugerido por HILLEL et alii (1972), b) a modificação introduzida por CHO et alii (1977), denominada Método de HILLEL Modificado (I) e c) a modificação na determinação do fluxo através de um processo analítico, chamada de Método de HILLEL Modificado (II). Posteriormente, procedeu-se a um estudo de variabilidade espacial da condutividade hidráulica dentro da parcela experimental e calculou-se também a propagação de erros na determinação do valor médio deste parâmetro.

Para elaboração deste trabalho instalaram-se na parcela experimental vinte tensiômetros, sendo dez colocados à profundidade de 105 cm e dez à 135 cm e quatro tubos de acesso de alumínio para receber a sonda de neutrons até a profundidade de 140 cm. Tal instrumental tinha como finalidade possibilitar a obtenção de dados de umidade e de po-

tencial da água do solo. A parcela foi saturada e coberta com plástico para evitar fluxo de água na superfície e a partir deste momento leituras nos tensiômetros e com a sonda de neutrons foram realizadas durante 38 dias, que foi o período de duração do experimento.

Os resultados obtidos através dos três procedimentos empregados para o cálculo da condutividade hidráulica são bem compatíveis, permitindo admitir-se a validade destes métodos. O método de HILLEL Modificado (II) devido sua linearidade mesmo para pequena variação de umidade, apresenta-se como o mais sugestivo. Para um mesmo conteúdo de água do solo obteve-se uma variação na condutividade hidráulica no sentido horizontal dentro da parcela de aproximadamente 100 vezes. A utilização da curva média de $K(\theta)$ está sujeita a um erro de 39% como se verificou pelo estudo de propagação de erros.

7. SUMMARY

Hydraulic conductivity of an Alfisol was studied under field conditions, on a 10 x 10 m experimental plot. The method of the instantaneous profile was used in the following manner: a) according to HILLEL et alii (1972); b) using the modification introduced by CHO et alii (1977) which was called HILLEL'S Modified Method (I), and c) calculating soil water fluxes through analytical procedure, which was called HILLEL'S Modified Method (II). Later a study of spatial variability of hydraulic conductivity data was made, including also the error propagation in the estimation of average values.

Soil water potential measurements have been made through tensiometer readings, ten located at 105 cm depth and 10 located at 135 cm depth and soil water content through four neutron access tubes of 140 cm depth. The soil profile was saturated by ponding water on the surface until steady infiltration and later covered with plastic to prevent surface evaporation. The drainage process was observed through a period of 38 days.

The results obtained through the three methods of calculation are compatible, showing the validity of all, although HILLEL'S Modified Method (II) has proved to be the best. For the same soil water content the hydraulic conductivity varied horizontally within the plot of a factor of approximately 100. The use of an average $K(\theta)$ relation is subject to an error of 39%.

8. LITERATURA CITADA

BAKER, F.G., P.L.M. VENEMAN e J. BOUMA, 1974. Limitations of the Instantaneous Profile Method for Field Measurement of Unsaturated Hydraulic Conductivity. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 38:885-888.

BUCKINGHAM, E. 1907. Studies on the Movement of Soil Moisture. Bul. Bur. Soils U.S. Dept. Agr., 38.

BRUCE, R.R., 1972. Hydraulic Conductivity Evaluation of the Soil Profile from Soil Water Retention Relations. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 36: 555-561.

CHAZE, G.D. e J.L. RABINOWITZ, 1967. Principles of Radioisotope Methodology. Third Edition. Minneapolis, Burgess Publishing Company. 633p.

CHO, T., Y. NOMURA, T. YANO, T. YAMAMOTO e M. INOUE. 1975. Application of Neutron Moisture Meter for Estimation of Evapotranspiration - Water Management in a Saud Dune Area. Report for Co-ordinated Research Programme on the Use of Radiation and Isotope Techniques in Studies of Soil-Water Regime, IAEA. Tottori University. 18p.

CHO, T., Y. NOMURA, T. YANO, S. SHIKASHO e M. INOUE. 1977. The Use Surface-Type and a Depth-Type Neutron Moisture Meter in Studies of Soil Water Regimes - Water Management in a Saud Dune Area. A Report for the Coordinated Research Programme on the Use of Radiation and Isotope Techniques in Studies of Soil-Water Regimes. IAEA Tottori University. 85p.

CLIFFOED, A.A. 1973. Multivariate Error Analysis. Appl. Sci. Publ., London. 112p.

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

DAVIDSON, J.M., L.R. STONE, D.R. NIELSEN e M.E. La RUE. 1969. Field Measurement and Use of Soil Properties. Water Resour., 5:1312.

FERRAZ, E.S.B. 1972. Estudo da Evapotranspiração Real Através da Medida no Solo por Moderação de Neutrons. Piracicaba, S.P. 40p. BC-005, CENA.

- FLÜHLER, H., M.S. ANDAKANI e L.H. STOLZY. 1976. Error Propagation in Determining Hydraulic Conductivities from Successive Water Content and Pressure Head Profiles. Soil Sci. Amer. Journ., 40:830-836.
- HAAN, G.J. e S.S. SHAPIRO. 1967. Statistical Models in Engineering. N.Y., John Wiley & Sons. 335p.
- HILLEL, D. 1970. Água e Solo. Fenômenos e Princípios Físicos. Porto Alegre. Ed. Meridional "EMMA". 231p.
- HILLEL, D., V.D. KRENTOS e Y. STYLIANOU. 1972. Procedure and Test of an Internal Drainage Method for Measuring Soil Hydraulic Conductivity in situ. Soil Sci. Amer. Proc., 114:395-400.
- HILLEL, D., C.H.M. Van BAVEL. 1976. Simulation of Profile Water Storage as Related to Soil Hydraulic Properties. Soil Sci. Amer. Journ., 40: 807-815.
- HUBBERT, M.K. 1956. Darcy's law and Field Equations of the flow of Underground Fluids. Amer. Inst. Mining Met. Petrol Eng. Trans., 207: 222-239.
- KLUTE, A. 1965. Laboratory Measurement of Hydraulic Conductivity of Saturated Soil. In: Black, C.A. Methods of Soil Analysis. Amer. Soc. Agron. 253-261.

LALIBERTI, G.E., A.T. COREY e R.H. BROOKS. 1966. Properties of Unsaturated porous Media. Hydrology Paper. Colorado State Univ. 17.

La RUE, M.E., D.R. NIELSEN e R.M. HAGAN. 1968. Soil Water Flux Below a Ryegrass Root Zone. Agron. Journ., 60:625-629.

MARINI, P., P. VILLEMIN e O. JOURDAN. 1977. Definition des Proprietes Hydrodinamiques des Sols du Perimetre Sucrier D'Avalaiva. Contrat de Recherche avec L'Agence Internationale de L'Energie Atomique. Université de Madagascar. 41p.

MARSHAL, T.J. 1958. A Relation between Permeability and size Distribution of pores. Journ. Soil Sci., 9:1-8.

MILINGTON, R.J. e J.P. QUIRK. 1959. Permeability of Porous Media. Nature, 183:387-389.

MILLER, R.J. e P.F. LOW. 1963. Threshold Gradient for Water Flow in Clay Systems. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 27:605-609.

NIELSEN, D.R., D. IRKHAN e R.W. Van MIJK. 1961. Difusion equation calculations of Field Soil Water Infiltration Profiles. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 25:165-168.

NIELSEN, D.R., J.W. BIGGAR e K.T. ERH. 1973. Spatial Variability of Field-Measured Soil-Water Properties. Hilgardia, 42:215-259.

RANZANI, G., O. FREIRE e T. KINJO. 1966. Carta de Solos do Município de Piracicaba. Piracicaba, SP., C.E.S., Mimeografado. 83p.

REICHARDT, K. e P.L. LIBARDI, 1974. An Analysis of Soil-Water Movement in the Field: I. Hidrological Field Site Characterization. Piracicaba, SP. 21p. BC-021, CENA.

REICHARDT, K., P.L. LIBARDI e D.R. NIELSEN. 1975. Unsaturated Hydraulic Conductivity Determination by a Scaling Technique. Soil Sci. Soc. Amer., 120:165-168.

REICHARDT, K. 1975. Processos de Transferência no Sistema Solo-Planta-Atmosfera. 3a. Ed. São Paulo, CENA/USP/CNEN e Fundação Cargill. 286p.

REICHARDT, K., F. GROMANN, P.L. LIBARDI e S.V. QUEIROZ. 1976. Spatial Variability of Physical Properties of a Tropical Soil: II Soil Water Retention Curves and Hydraulic Conductivity. Piracicaba, SP. 24p. BT-005, CENA.

RICHARDS, L.A. 1931. Capillary Conduction of Liquid through Porous Media. Physics, 1:318-333.

RICHARDS, S.J. e L.V. WEEKS. 1953. Capillary Conductivity Values from Moisture, Yield and Tension Measurements on Soil Columns. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 17:206-209.

RICHARDS, L.A., W.R. GARDNER e G. OGATA. 1956. Phisical Processes Determining Water loss from Soil. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 20: 310-314.

RICHARDS, S.J. 1965. Soil Succion Measurement with Tensiometers. In: Black, C.A. Methods of Soil Analysis. Amer. Soc. Agron. 153-158.

ROSE, C.W., W.R. STERN e J.E. DRUMOND. 1965. Determination of Hidraulic Conductivity as a function of Depth and Water content for Soil in situ. Aust. Journ. Res., 3:1-9.

ROULIER, M.H., L.H. STOLZY, J. LETEY e L.V. WEEKS. 1972. Aproximation of Field Hidraulic Conductivity by Laboratory Procedures on Intact Cores. Soil Sci. Amer. Proc., 36:387-393.

SWARTZENDRUBER, D. 1962. Non Darcy Behavior in Liquid Saturated Porous Media. Journ. Geophisies Res., 67:5205-5213.

Van BAVEL, C.H.M., G.G. STIRK e K.J. BRUST. 1968. Hidraulic 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. Amer. Proc., 32:310-317.

VERPLANCKE, H., R. HARTMANN e M.De BOODT. 1977. An Analysis of Soil Water Movement in the Field. Report for Co-ordinated Research Programme on the Use of Radiation and Isotope Techniques in Studies of Soil-Water Regime, IAEA State University of Ghent, Belgium. 19p.

YOUNG, E.G. 1964. Infiltration Method of Measuring the Hidráulic Conductivity of Unsaturated Porous Materials. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 97:307-313.