CARACTERIZAÇÃO FÍSICO-HÍDRICA DE UM LATOSSOL VERMELHO AMARELO - FASE ARENOSA (HAPLUSTOX)

ANTONIO CADIMA ZEVALLOS

Orientador: KLAUS REICHARDT

**Tese apresentada à Escola Superior de
Agricultura "Luiz de Queiroz", da Universidade
de São Paulo, para a obtenção do grau de
Doutor em Solos e Nutrição de Plantas.**

**PIRACICABA
Estado de São Paulo - Brasil
Setembro de 1978**

À memória de meu querido pai,

Pablo Cadima L.

MINHA GRATIDÃO

À minha mãe,

Aos meus irmãos,

À minha esposa *Urtinet* e aos
meus filhos, *Vilma*, *Pablo* e
Sergio, pelo carinho e de-
dicação.

OFEREÇO

AGRADECIMENTOS

O autor agradece às seguintes pessoas e Instituições que tornaram possível a realização deste estudo:

- Ao *Prof. Dr. Klaus Reichardt*, pela orientação, participação, incentivo e apoio na realização deste trabalho.
- Ao *Dr. Paulo Leonel Libardi*, pelas sugestões e inestimável colaboração e apoio na realização deste estudo.
- Ao *Dr. Virgílio F. do Nascimento Filho*, pela atenciosa colaboração nas análises estatísticas.
- Aos *Professores e Colegas do Curso de Solos e Nutrição de Plantas e Energia Nuclear na Agricultura*, pela amizade e colaboração.
- À *Comissão Executiva do Plano da Lavoura Cacaueira (CEPLAC)*, meus agradecimentos inesquecíveis pela magnífica oportunidade oferecida.
- À *Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz"* e ao seu *Departamento de Solos, Geologia e Fertilizantes*, pelos ensinamentos e acolhida.

- Ao Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA) pelos recursos financeiros obtidos através da Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN) dentro do "Projeto Feijão".
- À Agência Internacional de Energia Atômica (IAEA) pela participação no grupo de Pesquisa Coordenada sobre o Uso de Técnicas Nucleares em Estudos de Regimes de Água.
- Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de estudos concedida.
- E a todos que, de um modo ou de outro, colaboraram para que este trabalho fosse realizado.

Í N D I C E

	<u>Página</u>
1. RESUMO	1
2. INTRODUÇÃO	3
3. REVISÃO DE LITERATURA.	5
3.1. Equações de fluxo	5
3.2. Condutividade hidráulica do solo.	6
3.2.1. Métodos de laboratório	6
3.2.2. Métodos de campo	10
3.3. Variabilidade espacial da condutividade hidráulica do solo	11
4. MATERIAL E MÉTODOS	14
4.1. Descrição da área	14
4.2. Medições de campo	15
4.2.1. Parcela experimental	15
4.2.2. Condutividade hidráulica em solo saturado	15
4.2.3. Tensiômetros	17
4.2.4. Condutividade hidráulica em solo não saturado	19
4.2.5. Curvas de retenção da água no solo	20
4.3. Aspectos teóricos da metodologia utilizada para determinação da condutividade hidráulica não saturada	23
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	29
5.1. Análise física do solo em estudo.	29
5.2. Curvas de retenção da água no solo.	32
5.3. Condutividade hidráulica de solo saturado	32
5.4. Condutividade hidráulica de solo não saturado.. . . .	36

	<u>Página</u>
6. CONCLUSÕES	68
7. SUMMARY	70
8. LITERATURA CITADA.	72

LISTAS DAS FIGURAS

<u>Figura</u>	<u>Página</u>
1 - Disposição das parcelas (5 x 5 m) e trincheiras (2,3 x 2,3 x 1,5 m)	16
2 - Diagrama de um tensiômetro instalado no solo (h_m = altura do mercúrio; h_c = distância do nível de mercúrio na cuba à superfície do solo e h_z = profundidade)	18
3 - Parcela experimental com distribuição dos tensiômetros. Os números 1 a 9, referem-se às profundidades 15, 30, 45, 60, 75, 90, 105, 120 e 135 cm	21
4 - Uma das parcelas estudadas mostrando a estrutura de madeira, os manômetros numa única cuba de mercúrio e as ligações dos tensiômetros. Os números 1 a 9 referem-se às profundidades 15, 30, 45, 60, 75, 90, 105, 120 e 135 cm	22
5 - Esquema do funil de placa porosa (a) e da câmara de pressão de Richards (b)	24
6 - Valores de umidade (θ) nas diferentes tensões h (cm), nas nove profundidades estudadas: média e intervalo de confiança da média ao nível de 95% de probabilidade (seis repetições)	33
7 - Variação do potencial total da água do solo com a profundidade (z , cm) durante a redistribuição da água na parcela 1	54
8 - Valores de $\ln K(\theta)$ para $z = 15, 30, 45, 60, 75, 90, 105, 120$ e 135 cm de profundidade correspondentes à parcela 1	56
9 - Valores de $\ln k(\theta)$ para $z = 15, 30, 45, 60, 75, 90, 105, 120$ e 135 cm de profundidade correspondentes à parcela 2	57

FiguraPágina

10 - Valores de $\ln k(\theta)$ para $z = 15, 30, 45, 60, 75, 90, 105, 120$ e 135 cm de profundidade correspondentes à parcela 3	58
11 - Valores médios de $\ln K(\theta)$ para $z = 15, 30$ e 45 cm de profundidade correspondente às três parcelas. As barras representam desvio padrão da média	63
12 - Valores médios da $\ln K(\theta)$ para $z = 60, 75$ e 90 cm de profundidade correspondente às três parcelas. As barras representam desvio padrão da média	64
13 - Valores médios de $\ln K(\theta)$ para $z = 105, 120$ e 135 cm de profundidade correspondente às três parcelas. As barras representam desvio padrão da média	65

LISTA DAS TABELAS

<u>Tabela</u>	<u>Página</u>
1 - Caracterização física do solo Latossolo Vermelho Amarelo, Fase Arenosa: P ₁ = Perfil 1, P ₂ =Perfil 2	30
2 - Média ($\bar{x}$), desvio padrão da média ($s\bar{x}$) e intervalo de confiança de média (IC) ao nível de 95% de probabilidade (9 repetições) das características físicas do solo estudado	31
3 - Média ($\bar{x}$), desvio padrão da média ($S\bar{x}$) e intervalo da média (IC) ao nível de 95% de probabilidade (6 repetições), nas nove profundidades..	34
4 - Valores da condutividade hidráulica saturada (seis repetições) para cada parcela	35
5 - Valores de umidade volumétrica (θ , cm ³ .cm ⁻³) e potencial matricial (h, cm H ₂ O) para diversos tempos t (dia) e profundidades (z, cm) obtidos a partir de leituras de tensiômetros, durante a redistribuição da água na parcela 1	37
6 - Valores de umidade volumétrica (θ , cm ³ .cm ⁻³) e potencial matricial (h, cm H ₂ O) para diversos tempos t (dia) e profundidades (z, cm) obtidos a partir de leituras de tensiômetros, durante a redistribuição da água na parcela 2	38
7 - Valores de umidade volumétrica (θ , cm ³ .cm ⁻³) e potencial matricial (h, cm H ₂ O) para diversos tempos t (dia) e profundidades (z, cm) obtidos a partir de leituras de tensiômetros, durante a redistribuição da água na parcela 3	39
8 - Valores de armazenamento W (cm H ₂ O) para diversos tempos t (dia) e profundidades (z, cm) durante a redistribuição da água na parcela 1. . .	40

TabelaPágina

9 - Valores de armazenamento W (cm H_2O) para diversos tempos t (dia) e profundidades (z , cm) durante a redistribuição da água na parcela 2 ..	41
10 - Valores de armazenamento W (cm H_2O) para diversos tempos t (dia) e profundidades (z , cm) durante a redistribuição da água na parcela 3 ..	42
11 - Valores dos fluxos q_L (cm.dia ⁻¹) de água no solo nas diversas profundidades (z , cm) e diferentes tempos t (dia) durante a redistribuição da água na parcela 1	44
12 - Valores de fluxos q_L (cm.dia ⁻¹) de água no solo nas diversas profundidades (z , cm) e diferentes tempos t (dia) durante a redistribuição da água na parcela 2	45
13 - Valores de fluxos q_L (cm.dia ⁻¹) de água no solo nas diversas profundidades (z , cm) e diferentes tempos t (dia) durante a redistribuição da água na parcela 3.	46
14 - Dados de gradiente de potencial de água no solo $\partial\psi/\partial z$ (cm.cm ⁻¹) nas diversas profundidades (z , cm) e diferentes tempos t (dia) durante a redistribuição da água na parcela 1	47
15 - Dados de gradiente de potencial de água no solo $\partial\psi/\partial z$ (cm.cm ⁻¹) nas diversas profundidades (z , cm) e diferentes tempos t (dia) durante a redistribuição da água na parcela 2	48
16 - Dados de gradiente de potencial de água no solo $\partial\psi/\partial z$ (cm.cm ⁻¹) nas diversas profundidades (z , cm) e diferentes tempos t (dia) durante a redistribuição da água na parcela 3.	49

TabelaPágina

17 - Valores da condutividade hidráulica do solo $K(\text{cm.dia}^{-1})$ nas diversas profundidades (z, cm) e diferentes tempos t (dias) durante a redistribuição da água na parcela 1	51
18 - Valores da condutividade hidráulica do solo $K(\text{cm.dia}^{-1})$ nas diversas profundidades (z, cm) e diferentes tempos t (dias) durante a redistribuição da água na parcela 2	52
19 - Valores da condutividade hidráulica do solo $K(\text{cm.dia}^{-1})$ nas diversas profundidades (z, cm) e diferentes tempos t (dias) durante a redistribuição da água na parcela 3	53
20 - Equações representativas da condutividade hidráulica $K(\text{cm.dia}^{-1})$ versus a umidade $\theta(\text{cm}^3.\text{cm}^{-3})$ e valores dos coeficientes de determinação (r^2), para diversas profundidades (z, cm) pertencentes à parcela 1	59
21 - Equações representativas da condutividade hidráulica $K(\text{cm.dia}^{-1})$ versus a umidade $\theta(\text{cm}^3.\text{cm}^{-3})$ e valores dos coeficientes de determinação (r^2), para diversas profundidades (z, cm) pertencentes à parcela 2.	61
22 - Equações representativas da condutividade hidráulica $K(\text{cm.dia}^{-1})$ versus a umidade $\theta(\text{cm}^3.\text{cm}^{-3})$ e valores dos coeficientes de determinação (r^2), para diversas profundidades (z, cm) pertencentes à parcela 3	62
23 - Valores de condutividade hidráulica, para $\theta=0,30\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ para as diferentes profundidades nas três parcelas	66

1. RESUMO

Realizou-se um estudo de caracterização de um Oxissol (Haplustox) sob o ponto de vista físico e hídrico em três parcelas experimentais de 5 m x 5 m, localizadas dentro do Campus da Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo. A determinação da função que relaciona a condutividade hidráulica ao teor de água do solo $K(\theta)$ foi feita pelo método do perfil instantâneo através do procedimento sugerido por *HILLEL et alii* (1972) e a modificação introduzida por *CHO et alii* (1977).

Procedeu-se também a uma análise da variabilidade espacial da condutividade hidráulica tanto no sentido horizontal como em profundidade, dentro das 3 parcelas experimentais.

Os valores de potencial da água no solo foram obtidos por meio de tensiômetros instalados nas três parce-

As profundidades de 15, 30, 45, 60, 75, 90, 105, 120 e 135 cm. Os valores de umidade foram calculados a partir das leituras dos tensiômetros e de curvas de retenção, elaborados para estas nove profundidades, com amostras de solo com estrutura indeformada. Estas amostras, num total de seis para cada profundidade, eram retiradas de duas trincheiras próximas às parcelas.

Observou-se que a variabilidade espacial da condutividade hidráulica foi mais acentuada nas camadas superficiais, diminuindo para as camadas mais profundas, motivo pelo qual pode-se dizer que, para profundidades maiores de 75 cm, valores médios podem ser utilizados com relativa segurança, para estudos de fluxo de água no solo, e para estabelecimento de balanços hídricos.

2. INTRODUÇÃO

A entrada de água no solo através de sua superfície recebe o nome de infiltração e se relaciona a diversos problemas agronômicos como, por exemplo, conservação de água no perfil de solo, poluição da água subterrânea e erosão do solo, os quais têm sido objeto de pesquisas nas mais variadas regiões do globo.

A quantificação do movimento de água no interior do solo pode ser obtida por uma equação denominada equação de Darcy. De modo geral, o maior problema na utilização desta equação tem sido a determinação da condutividade hidráulica do solo que é uma função de sua umidade. A condutividade hidráulica é um parâmetro que descreve a propriedade do solo em transmitir água. Para a determinação desta função, os primeiros métodos desenvolvidos foram de laboratório utilizando amostras de solo com estrutura deformada e posteriormente esses métodos foram adaptados para amostras de solo com estru

tura indeformada. Na prática, porém, observa-se que toda amostragem de solo causa alguma perturbação em seu arranjo poroso. É evidente, portanto, que a melhor maneira é executar as medições no próprio campo. O método mais empregado atualmente para a determinação da condutividade hidráulica como uma função da umidade, sob condições de campo, é o do perfil instantâneo.

Este trabalho foi efetuado em um Oxissol, localizado no Município de Piracicaba, com o objetivo de caracterizá-lo sob o ponto de vista físico e hídrico, especialmente quanto à condutividade hidráulica pelo método do perfil instantâneo. Para isto empregou-se o procedimento sugerido por *HILLEL et alii* (1972) com a modificação introduzida por *CHO et alii* (1977). Um segundo objetivo foi estudar a variabilidade espacial de suas propriedades físicas, tanto no sentido horizontal como no sentido vertical. O problema da variabilidade espacial é assunto de fronteira na ciência do solo, como pode ser verificado nas discussões de congressos recentes e na literatura mundial publicada nos últimos anos. Informações detalhadas sobre a variabilidade espacial de propriedades hídricas de um solo, são essenciais para a obtenção de valores médios representativos de grandes áreas agrícolas, que possam ser utilizados com segurança na estimativa e previsão da dinâmica da água no solo.

3. REVISÃO DE LITERATURA

3.1. Equações de Fluxo

Efetuando experiências de infiltração em colunas de areia saturada de água, *DARCY (1856)*, utilizando um permeâmetro de carga constante, obteve uma equação que estabelece que o fluxo ou a quantidade de água transmitida por unidade de tempo e de área é proporcional ao gradiente hidráulico, sendo a constante de proporcionalidade denominada condutividade hidráulica saturada.

De maneira semelhante, *BUCKINGHAM (1907)* apresentou uma equação de fluxo para solo não-saturado definindo os conceitos de potencial matricial e condutividade hidráulica não-saturada. Esta equação tem sido denominada por *SWARTZENDRUBER (1969)* de *equação de Buckingham-Darcy*.

Combinando a equação de Darcy com a equação da continuidade, *SLICHTER (1898)* obteve a equação diferencial ge

ral que rege o movimento de água em meio poroso saturado. Por outro lado, *RICHARDS (1931)* combinou a equação de Buckingham-Darcy com a da continuidade obtendo a equação diferencial que recebe seu nome e que descreve o movimento da água em solo não-saturado.

3.2. Condutividade Hidráulica do Solo

Como acabamos de ver, a condutividade hidráulica é simplesmente um coeficiente de proporcionalidade entre o fluxo e o gradiente hidráulico e representa uma propriedade do solo em transmitir água.

De modo geral, os métodos de determinação da condutividade hidráulica podem ser subdivididos em duas categorias: métodos de laboratório e métodos de campo.

3.2.1. Métodos de laboratório

Nos métodos de laboratório, utilizam-se amostras de solo homogeneamente acondicionadas em colunas, ou amostras de solo com estrutura indeformada.

Um dos primeiros trabalhos a apresentar um mé-

todo de determinação da condutividade hidráulica foi o de *RICHARDS (1931)*. Neste trabalho o autor utilizou uma pequena coluna de solo entre duas placas porosas de cerâmica e manteve um gradiente de potencial constante entre ambas, através de colunas de água. O valor da condutividade hidráulica era obtido pela equação de Darcy ou pela equação de Buckingham-Darcy, sob condições de equilíbrio dinâmico.

Através da utilização de condições de contorno adequadas, *RICHARDS e WEEKS (1953)*, a partir da integração da equação de Richards, apresentaram um método de determinação da condutividade hidráulica do solo como função de sua umidade, o qual é conhecido como *método do perfil instantâneo*.

Pesquisando a infiltração horizontal da água em colunas de solo homogêneo, *BRUCE e KLUTE (1956)* determinaram uma equação, na qual, conhecendo-se o perfil de umidade em um dado instante, calcula-se a difusividade da água no solo, para qualquer umidade. Como a condutividade hidráulica é igual à difusividade da água no solo multiplicada pela capacidade de água (*KLUTE, 1973*, que é a tangente à curva umidade versus potencial matricial), a partir da curva de retenção de água no solo e da curva da difusividade versus umidade, pode-se obter a curva condutividade hidráulica versus umidade do solo. Muitos pesquisadores utilizaram esta metodologia para calcular a condutividade hidráulica do solo, podendo-se men

cionar *REICHARDT et alii* (1972) que a empregaram em solos que ocorrem em clima temperado e *LIBARDI* (1974) em solos que se desenvolvem em clima tropical.

VACHAUD (1967) procurando demonstrar a validade da lei de Darcy, com a utilização de dados de fluxo e de gradiente de potencial, delineou um experimento de infiltração horizontal determinando a umidade do solo a várias distâncias em função do tempo. Empregando esses dados juntamente com os da curva de retenção, desenhou o potencial matricial em função da distância e do tempo e obteve os gradientes de potencial para tempos determinados. Utilizando os valores de gradiente conseguidos desse modo e os do fluxo calculados diretamente numa bureta de Mariotte, desenhou a figura fluxo versus gradiente para diferentes tempos e umidades, obtendo uma relação linear, confirmando-se assim a validade da lei de Darcy. Os valores dos coeficientes angulares de cada linha obtida era igual à condutividade hidráulica para a umidade correspondente.

Em nosso meio, *REICHARDT et alii* (1975) propõem um método que se baseia na técnica do "scaling" no qual o valor da condutividade hidráulica é facilmente obtido através de uma equação generalizada apresentada por estes autores. Mais recentemente, *CAVALCANTE et alii* (1978) empregou o procedimento de *HILLEL et alii* (1972) para o cálculo da condutividade hidráulica em função da umidade do solo sob condições

de laboratório, estimando a umidade do solo pela técnica de atenuação da radiação gama e o potencial matricial a partir da curva característica da água do solo.

A partir de amostras de solo com estrutura não deformada, *ALEMI et alii* (1976) propõem um método que consiste em centrifugar a amostra de solo obtendo uma equação analítica para a umidade em função da distância e do tempo, a partir da qual a condutividade pode ser estimada. A redistribuição de água dentro da amostra de solo úmido, após a centrifugação é medida gravimetricamente e analisada em termos de equação de fluxo.

Métodos que também podem ser considerados como métodos de laboratório são aqueles em que a condutividade hidráulica é calculada a partir de outras propriedades do meio poroso de mais fácil determinação. Assim, pesquisadores como *CHILDS e COLLIS-GEORGE* (1950), *MARSHALL* (1958) e *MILLINGTON e QUIRK* (1959, 1960 e 1961) obtiveram equações matemáticas para calcular a condutividade hidráulica não saturada, partindo da distribuição do tamanho de poros do solo. Posteriormente, outros investigadores tentaram utilizar estas equações com dados experimentais, sendo que *NIELSEN et alii* (1960) efetuaram comparações dos métodos de *CHILDS e COLLIS-GEORGE* (1950) e *MARSHALL* (1958), com o método do perfil instantâneo em quatro solos, mostrando que os resultados dos primeiros foram melhores do que os do segundo.

3.2.2. Métodos de Campo

A maioria dos métodos de campo são adaptações dos métodos de laboratório e normalmente se diferem entre si por utilizarem diferentes técnicas para determinação de parâmetros como umidade do solo e potencial matricial.

Assim, *RICHARDS et alii* (1956) adaptaram o método de *RICHARDS e WEEKS* (1953) para condições de campo, medindo a umidade gravimetricamente e o potencial matricial por meio de tensiômetros com manômetro de mercúrio. *OGATA e RICHARDS* (1957) utilizaram o mesmo procedimento de *RICHARDS et alii* (1956) porém deixaram que o perfil sofresse apenas o processo de drenagem, cobrindo a superfície do solo com plástico para obter nesta posição um fluxo sempre nulo.

NIELSEN et alii (1962) empregaram o mesmo procedimento de *OGATA e RICHARDS* (1957), com a diferença que utilizaram a sonda de neutrons para medições de umidade. Este procedimento é o que tem sido mais empregado em condições de campo devido à facilidade que a técnica da sonda de neutrons oferece, tendo ainda a vantagem de ser pouco destrutiva. Neste sentido podem-se citar os trabalhos de *ROSE et alii* (1965), *HILLEL et alii* (1972), *CHO et alii* (1976), *VACHAUD et alii* (1977), *REICHARDT e LIBARDI* (1974), *GROHMANN et alii* (1976), *SAUNDERS et alii* (1978), etc.

VACHAUD et alii (1977) estudando dois solos típicos da República de Senegal, obtiveram a condutividade hidráulica não-saturada por dois métodos denominados de drenagem interna e do balanço natural, que analisados em profundidade não diferem do método do perfil instantâneo de *RICHARDS e WEEKS* (1953) e *RICHARDS et alii* (1956).

Ultimamente *SIMMONS et alii* (1978), num relatório sobre "scaling" das propriedades hidráulicas do solo em condições de campo, apresentaram um método melhorado de estimativa da condutividade hidráulica não saturada através da utilização de fatores de "scaling".

3.3. Variabilidade Espacial da Condutividade Hidráulica do Solo

Tendo em vista que a relação entre o conteúdo de água do solo e a condutividade hidráulica se trata de uma função exponencial, deduz-se que uma pequena variação do conteúdo de água do solo implica numa grande variação da condutividade hidráulica. Buscando vencer esta dificuldade *NIELSEN et alii* (1973) expressam a condutividade hidráulica em função da porcentagem de saturação.

Referindo-se à variabilidade espacial da condu

tividade hidráulica, esta tem despertado grande interesse quando observada em medições de campo. Assim *BAKER et alii* (1974) asseguram que esta variabilidade é devida a problemas técnicos de medida e às características do próprio perfil do solo. Nos estudos da variabilidade espacial em três parcelas de 5 x 5 m de um Alfisol, *REICHARDT et alii* (1976) obtiveram grande variabilidade em torno do valor médio da condutividade hidráulica verificando erros de ± 100 vezes, tornando difícil a determinação do fluxo de água do solo em condições de campo.

Calculando-se a condutividade hidráulica pela equação de Darcy, dividindo-se o fluxo de água pelo gradiente de potencial, observa-se que os motivos principais do aparecimento de erros neste parâmetro devem-se às medidas de umidade e potencial matricial. Aplicando a técnica de erro multivariável, *FLUHLER et alii* (1976) deduzem por meio de equações o erro da função através dos erros das variáveis. *CLIFFOED* (1973) determinou que os erros na variação do conteúdo de água são significativos quando a drenagem é lenta, devido possivelmente a não saturação do solo, e que os erros que provêm da leitura de tensiômetros são significativos quando o valor do gradiente de potencial era inferior a $0,3 \text{ mBar.cm}^{-1}$. Concluíram também que em condições próximas à saturação o erro apresentado pela condutividade hidráulica varia de 20 a 30%. Quando o valor é pequeno os erros relativos podem ser superiores a 100%.

Pesquisando as propriedades hidrodinâmicas dos principais solos de Morandaba em Madagascar, *MARINI et alii* (1977) 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 se tornava lento, e em solos arenosos com menos de 80% de areia, 5,5 vezes.

4. MATERIAL E MÉTODOS

4.1. Descrição da Área

O presente experimento foi realizado na Fazenda Sertãozinho, do Departamento de Solos, Geologia e Fertilizantes. O local da instalação era próximo do Posto Meteorológico do Departamento de Física e Meteorologia da ESALQ, cujas coordenadas geográficas são $22^{\circ} 42' 39''$ de latitude Sul e $47^{\circ} 38' 00''$ de longitude Oeste, altitude 580 m.

O clima da região se caracteriza, segundo a classificação de Wilhelm Köppen, como sub-tropical com inverno seco (CWA) e, de acordo com a classificação de Thornthwaite, como de tipo úmido, com pequena deficiência de água, megatérmico, com pequena oscilação térmica no ano ($C_2rA'a'$). Apresenta uma precipitação pluviométrica média anual de 1247 mm, com $20,8^{\circ}\text{C}$ de temperatura e 69% de umidade relativa.

Segundo informações verbais (*) o solo da área selecionada é classificado como um Latossol Vermelho Amarelo - Fase Arenosa (Haplustox).

4.2. Medições de Campo

4.2.1. Parcela Experimental

O experimento se constituiu de 3 parcelas experimentais niveladas e com dimensões de 5 x 5 m cada uma, separadas entre si de 8,3 m (Figura 1). Em volta de cada parcela foi colocado um dique de terra formando uma bacia de 30 cm de profundidade, a fim de proceder sua inundação.

4.2.2. Condutividade Hidráulica em Solo Saturado

Iniciou-se a infiltração colocando água nas parcelas por meio de uma mangueira ligada a um caminhão pipa. A parcela experimental foi inundada durante duas horas consecutivas mantendo-se na superfície uma lâmina de aproximadamente 15 cm. Para saber se atingiu uma condição de equilíbrio dinâ

(*) Professor J.L.I. DEMATTE, Departamento de Solos, Geologia e Fertilizantes - ESALQ.

T - trincheiras

P - parcelas

Figura 1 - Disposição das parcelas (5 x 5 m) e trincheiras (2,3 x 2,3 x 1,5 m).

mico, observaram-se as alturas das colunas de mercúrio nos tensiômetros, pois, quando estas permanecem constantes, é indicação de que a umidade não está mais variando, havendo por conseguinte, fluxo constante.

Uma vez verificada a condição de infiltração em equilíbrio dinâmico, instalaram-se cilindros de plástico PVC de 30 cm de diâmetro e 40 cm de altura em dois locais para cada parcela. Com a ajuda de uma escala graduada foi efetuada a medição da altura da lâmina de água infiltrada para um determinado intervalo de tempo, calculando-se assim a condutividade hidráulica saturada.

4.2.3. Tensiômetros

Na Figura 2, apresenta-se o diagrama de um tensiômetro que consiste de um tubo plástico PVC de 1/2 polegada de diâmetro, de comprimento variável de acordo com a profundidade na qual se deseja obter o valor do potencial matricial, tendo numa das extremidades uma cápsula porosa e na outra uma rolha de borracha ajustada. Um tubo de "nylon" de 2 mm de diâmetro é conectado numa das extremidades ao tubo PVC e na outra a um tubo de vidro de 2,5 mm de diâmetro e 80 cm de comprimento o qual é imerso numa cuba de mercúrio.

Os valores obtidos da altura da coluna de mer-

Figura 2 - Diagrama de um tensiômetro instalado no solo (h_m = altura do mercúrio; h_c = distância do nível de mercúrio na cuba à superfície do solo e h_z = profundidade).

cúrio (h_m), da distância da superfície do solo ao nível de mercúrio na cuba (h_c) e da profundidade de instalação da cápsula porosa (h_z), foram empregados nas fórmulas.

$$\psi_m = - 12,6 h_m + h_c + h_z \dots \dots \dots (1)$$

e

$$\psi = - 12,6 h_m + h_c \dots \dots \dots (2)$$

para o cálculo do potencial matricial (ψ_m) e do potencial total (ψ), respectivamente.

Para a instalação dos tensiômetros foram abertos orifícios no solo com a ajuda de um trado helicoidal de diâmetro igual ao dos tensiômetros. Depois adicionou-se um pouco de água para facilitar a entrada dos tensiômetros nos orifícios, até se obter um contacto perfeito entre o solo e a cápsula porosa, na profundidade desejada.

4.2.4. Condutividade hidráulica em Solo não Saturado

A fim de se obter dados de condutividade hidráulica não saturada, foram instalados 27 tensiômetros de manômetro de mercúrio sendo 9 em cada parcela e cobriram-se as parcelas com plástico de 40 m² após a determinação da con-

ductividade hidráulica saturada. Devido a que o solo é arenoso com alta taxa de infiltração, as leituras após a cobertura da superfície do solo com plástico, nas duas primeiras horas foram feitas de 15 em 15 minutos, em seguida de hora em hora, depois a intervalos de dias e ultimamente semanas.

Os nove tensiômetros instalados em cada parcela correspondem às profundidades 15, 30, 45, 60, 75, 90, 105, 120 e 135 cm. Neste experimento os nove tubos de vidro correspondentes a cada tensiômetro foram imersos numa única cuba de mercúrio, fixa a uma estrutura de madeira instalada próxima à margem da parcela experimental. Este processo, facilitou as leituras das colunas de mercúrio que eram feitas com auxílio de uma régua.

Na Figura 3 observa-se a distribuição dos tensiômetros nas 9 profundidades e na Figura 4 a estrutura de madeira com os manômetros de mercúrio e as ligações com os respectivos tensiômetros às nove profundidades.

4.2.5. Curvas de Retenção da Água no Solo

As curvas de retenção da água no solo foram feitas por secamento em amostras de solo com estrutura indeformada. Utilizou-se funil de placa porosa para tensões no inter-

Figura 3 - Parcela experimental com distribuição dos tensiômetros. Os números 1 a 9, referem-se às profundidades 15, 30, 45, 60, 75, 90, 105, 120 e 135 cm.

Figura 4 - Uma das parcelas estudadas mostrando a estrutura de madeira, os manômetros numa única cuba de mercúrio e as ligações dos tensiômetros. Os números 1 a 9 referem-se às profundidades 15, 30, 45, 60, 75, 90, 105, 120 e 135 cm.

valo de 0 - 200 cm H₂O, e "panela de pressão" para as tensões de 300, 500 e 800 cm H₂O. Na Figura 5 observam-se os esquemas do funil de placa porosa e da câmara de pressão de Richards (ou "panela de pressão").

As amostras de solo foram obtidas em duas trincheiras feitas próximas das parcelas (Ver Figura 1). A retirada das amostras era feita por meio de um pequeno cilindro de PVC de 60,7 cm³, com uma extremidade cortante através da qual a amostra era facilmente retirada por simples pressão, estando o perfil previamente umedecido. Obtiveram-se nove curvas características correspondentes às nove profundidades de instalação dos tensiômetros e retiraram-se seis amostras de cada profundidade. As amostras foram saturadas durante 48 horas e em seguida submetidas às respectivas tensões.

Por este mesmo procedimento de amostragem, determinaram-se os valores de densidade global para cada profundidade do perfil.

4.3. Aspectos Teóricos da Metodologia utilizada para determinação da Condutividade Hidráulica não saturada

No presente experimento, a determinação da condutividade hidráulica não saturada foi feita pelo método do

Figura 5 - Esquema do funil de placa porosa (a) e da câmara de pressão de Richards (b).

perfil instantâneo através do procedimento utilizado por *HILLEL et alii* (1972) com a modificação introduzida por *CHO et alii* (1977).

Como já vimos, a equação de Buckingham-Darcy nos fornece o fluxo de água em solo não-saturado, o qual é igual ao produto da condutividade hidráulica não-saturada pelo gradiente de potencial. Matematicamente, pode ser escrita:

$$q = - K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad (3)$$

onde:

q = fluxo de água ($L.T^{-1}$).

$K(\theta)$ = condutividade hidráulica não-saturada do solo (LT^{-1}), que é função de seu conteúdo de água θ ($L^3.L^{-3}$).

ψ = potencial total da água no solo (L).

z = coordenada vertical de posição (L).

Combinando a equação de Buckingham-Darcy com a equação da continuidade,

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} \quad , \quad (4)$$

obtêm-se a *equação de Richards*,

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

que é a equação diferencial geral que descreve o movimento da água em solos não-saturados.

Após a saturação do solo e a cobertura de sua superfície com plástico (Ver ítems 4.2.2. e 4.2.4.), a água no seu interior se redistribui pelo processo de drenagem interna e, nestas condições, integrando a equação (5) com relação a z da superfície do solo ($z = 0$) a uma profundidade qualquer ($z = L$), obtém-se:

$$\int_0^L \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = \left[K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right]_0^L \dots \dots \dots (6)$$

ou

$$\int_0^L \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = \left[K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right]_L - \left[K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right]_0 \dots \dots (7)$$

Devido a que a superfície do solo foi revestida com plástico, em $z = 0$ o fluxo é nulo e a equação (7) fica:

$$\int_0^L \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = \left[K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right]_L = \left[K(\theta) \right]_L \cdot \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} \right)_L = q_L \dots (8)$$

Explicitando $K(\theta)$ da equação (8), obtemos:

$$\left[K(\theta) \right]_L = \frac{\int_0^L \frac{\partial \theta}{\partial t} \cdot dz}{\left(\frac{\partial \psi}{\partial z} \right)_L} \dots \dots \dots (9)$$

onde:

$$\int_0^L \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = q_L = \text{fluxo em } z = L.$$

$$\left(\frac{\partial \psi}{\partial z} \right)_L = \text{gradiente de potencial em } z = L.$$

$$\left[K(\theta) \right]_L = \text{condutividade hidráulica em } z = L.$$

No procedimento de *HILLEL et alii* (1972) para o cálculo de $K(\theta)$, a integral da equação (9) é aproximada por uma somatória da seguinte maneira:

$$q_L = \int_0^L \frac{\partial \theta}{\partial t} dz \approx \sum_{i=1}^n \frac{\partial \bar{\theta}_i}{\partial t} \cdot \Delta z \dots \dots \dots (10)$$

Nesta equação (10), $\bar{\theta}_i$ ($= \bar{\theta}_1, \bar{\theta}_2, \bar{\theta}_3, \dots, \bar{\theta}_n$) são as unidades médias das camadas de solo Δz , o índice i ($= 1, 2, 3, \dots, n$) representa as camadas a partir da superfície e $L = n\Delta z$. Assim,

medindo-se θ em função de z e t , q_L é facilmente determinado, calculando-se $\partial\theta/\partial t$ a partir de gráficos de θ versus t para cada camada. De maneira idêntica, os valores de $\partial\psi/\partial z$ são facilmente determinados medindo-se ψ em função de z e t .

A modificação introduzida por *CHO et alii* (1977) consistiu apenas em verificar que,

$$q_L \approx \sum_{i=1}^n \frac{\partial (\bar{\theta}_i \cdot \Delta z)}{\partial t} = \sum_{i=1}^n \frac{\partial W_i}{\partial t} = \frac{\partial W_L}{\partial t} \dots \dots \dots (11)$$

sendo W_i ($= W_1, W_2, W_3, \dots, W_n$) as quantidades de água armazenada pelas diversas camadas e W_L a quantidade de água armazenada pelo solo da superfície até a profundidade L . Nestas circunstâncias, a equação (9) se torna,

$$\left[K(\theta) \right]_L = \frac{\frac{\partial W_L}{\partial t}}{\left(\frac{\partial \psi}{\partial z} \right)_L} \dots \dots \dots (12)$$

Assim, ao invés de se calcular $\partial\theta/\partial t$ para cada camada nos diversos tempos, calcula-se diretamente $\partial W_L/\partial t$ a partir de gráficos de W_L versus t .

Neste trabalho, os valores de $\partial\psi/\partial z$ para as diversas profundidades foram obtidos a partir das leituras dos tensiômetros em função do tempo, e $\partial W_L/\partial t$ por meio de perfis de umidade elaborados com estas leituras e as curvas de retenção para cada profundidade do solo.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1. Análise física do solo em estudo

A caracterização física de dois perfís do solo da área em estudo é apresentada na Tabela 1. A classe textural deste solo para os dois perfís estudados foi franco-arenosa para a camada 0 - 15 cm. Para as demais camadas a classe textural foi franco-argilo-arenosa. Além da análise mecânica também são apresentados, nesta tabela, dados de densidade global e porosidade. Como se pode notar ambos os perfís são praticamente homogêneos em profundidade, o que é confirmado pelos valores da média, desvio padrão da média e intervalo de confiança da média ao nível de 95% de probabilidade (nove repetições), das características físicas do solo, apresentados na Tabela 2.

Tabela 1. Caracterização física do solo Latossolo Vermelho Amarelo, Fase Arenosa: 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	Franco arenoso
15 - 30	1,40	52,8	2,8	65,5	5,4	26,3	Franco argilo arenoso
30 - 45	1,33	50,2	3,4	66,1	4,2	26,3	Franco argilo arenoso
45 - 60	1,33	50,2	3,4	65,6	4,7	26,3	Franco argilo arenoso
60 - 75	1,33	50,2	3,0	65,8	3,3	27,9	Franco argilo arenoso
75 - 90	1,38	52,1	3,0	66,1	4,0	26,9	Franco argilo arenoso
90 - 105	1,40	52,8	2,9	65,8	3,4	27,9	Franco argilo arenoso
105 - 120	1,44	54,3	3,2	65,4	4,1	27,3	Franco argilo arenoso
120 - 135	1,45	54,7	3,2	65,6	4,9	26,3	Franco argilo arenoso
P ₂ 0 - 15	1,47	55,5	3,9	73,5	4,2	18,4	Franco arenoso
15 - 30	1,43	54,0	1,7	65,8	3,1	29,4	Franco argilo arenoso
30 - 45	1,44	54,3	2,6	63,7	6,4	27,3	Franco argilo arenoso
45 - 60	1,31	49,4	3,1	66,0	3,0	27,9	Franco argilo arenoso
60 - 75	1,30	49,1	2,9	65,9	2,8	28,4	Franco argilo arenoso
75 - 90	1,28	48,3	3,3	65,5	2,3	28,9	Franco argilo arenoso
90 - 105	1,40	52,8	3,0	66,0	6,1	24,9	Franco argilo arenoso
105 - 120	1,36	51,3	2,9	64,7	3,1	29,3	Franco argilo arenoso
120 - 135	1,38	52,1	3,0	64,2	5,5	27,3	Franco argilo arenoso
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 de 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

5.2. Curvas de retenção da água no solo

Os resultados de umidade volumétrica do solo ($\text{cm}^3\text{H}_2\text{O}/\text{cm}^3$ solo) em função do potencial matricial ($\text{cm H}_2\text{O}$) das nove profundidades são apresentados na Figura 6. A umidade de saturação média dos perfis variou de 0,38 a 0,43 $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$. Na mesma figura estão incluídos os intervalos de confiança da média ao nível de 95% de probabilidade (seis repetições) os quais estão tabulados na Tabela 3 juntamente com os valores da média e do desvio padrão da média. Foram calculados também os coeficientes de variação para todo o perfil com um valor médio de 5,6% na faixa de tensão de 0 a 200 cm de água (utilizando-se o funil de placa porosa), um valor médio de 8,3% para tensões de 300 a 800 cm de água (empregando-se a panela de pressão") e um valor médio de 8,5% para todo o intervalo de tensão utilizado (0 a 800 cm de água).

5.3. Condutividade hidráulica de solo saturado

Os testes de infiltração realizados nas 3 parcelas experimentais permitiram a obtenção de um valor médio da condutividade hidráulica saturada de 6,57 cm.hora^{-1} .

Na Tabela 4 são apresentados os valores da conduktividade hidráulica saturada das seis repetições de cada

Figura 6 - Valores de unidade (θ) nas diferentes tensões h (cm), nas nove profundidades estudadas: média e intervalo de confiança da média ao nível de 95% de probabilidade (seis repetições).

Tabela 3. Média ($\bar{x}$), desvio padrão da média ($\bar{s}_x$) e Intervalo da média (IC) ao nível de 95% de probabilidade (6 repetições), nas nove profundidades.

ψ_m (cm)	Profundidade																	
	15			30			45			60			75			90		
	$\bar{x}$	$\bar{s}_x$	IC	$\bar{x}$	$\bar{s}_x$	IC	$\bar{x}$	$\bar{s}_x$	IC	$\bar{x}$	$\bar{s}_x$	IC	$\bar{x}$	$\bar{s}_x$	IC	$\bar{x}$	$\bar{s}_x$	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	0,40	0,002	0,005	0,38	0,006	0,016
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	0,34	0,006	0,014	0,33	0,007	0,017
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	0,29	0,007	0,017	0,29	0,008	0,020
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	0,22	0,005	0,016	0,23	0,009	0,021
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	0,19	0,006	0,014	0,21	0,008	0,020
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	0,18	0,006	0,014	0,19	0,008	0,019
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	0,17	0,003	0,007	0,17	0,002	0,005
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	0,16	0,003	0,007	0,16	0,002	0,004
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	0,15	0,002	0,004

Tabela 4. Valores da condutividade hidráulica saturada (seis repetições) para cada parcela.

Amostra Nº	Parcelas		
	1	2	3
	Infiltração (cm.dia ⁻¹)		
1	89,1	187,2	158,4
2	144,0	144,0	230,4
3	89,1	144,0	254,8
4	144,0	144,0	144,0
5	89,1	220,2	172,8
6	162,0	177,9	144,0
Média	119,6	169,6	184,1
Coefficiente de Variação (%)	28,4	18,5	25,6
Coefficiente de Variação de 3 Parcelas (%)		29,0	

uma das parcelas. Observam-se também a média por parcela e a média geral das três parcelas, com os respectivos coeficientes de variação. Estes dados indicam que a condutividade hidráulica do solo não possui uma distribuição normal, como já foi observado por *NIELSEN et alii* (1973).

5.4. Condutividade hidráulica de solo não saturado

Este parâmetro foi obtido como indicado em Material e Métodos (itens 4.2.3., 4.2.4. e 4.2.5.), utilizando a equação (12). Os dados iniciais de potencial matricial e conteúdo de água no solo referentes às três parcelas, para as profundidades de 15, 30, 45, 60, 75, 90, 105, 120 e 135 cm encontram-se nas Tabelas 5, 6 e 7. As leituras dos tensiômetros foram registradas desde a saturação (infiltração) até 45 dias de drenagem interna.

A partir dos valores de potencial matricial obtidos das leituras dos tensiômetros e das curvas de retenção de água, procedeu-se ao cálculo do armazenamento (W_L) em função do tempo para todas as profundidades. Estes dados se encontram nas Tabelas 8, 9 e 10, correspondentes às parcelas 1, 2 e 3, respectivamente. Comparando-se as três tabelas, verifica-se uma similaridade nos dados encontrados.

Tabela 5. Valores de unidade volumétrica ($0, \text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) e potencial matricial ($h, \text{cm H}_2\text{O}$) para diversos tempos t (dia) e profundidades (z, cm) obtidos a partir de leituras de tensiômetros, durante a redistribuição da água na parcela 1.

Tempo (dias)	Profundidades (z, cm)																	
	15		30		45		60		75		90		105		120		135	
	h	θ	h	θ	h	θ	h	θ	h	θ	h	θ	h	θ	h	θ	h	θ
0,000	-2,0	0,390	-1,5	0,400	-2,0	0,409	-1,5	0,427	-2,5	0,395	-2,5	0,383	-2,7	0,383	-4,0	0,396	-3,0	0,391
0,010	-6,0	0,370	-4,5	0,388	-6,5	0,392	-4,5	0,412	-4,5	0,380	-6,5	0,368	-7,5	0,370	-7,5	0,380	-6,5	0,377
0,021	-9,3	0,350	-7,0	0,382	-10,0	0,380	-7,5	0,408	-7,5	0,375	-10,5	0,355	-11,5	0,358	-10,7	0,372	-9,0	0,367
0,031	-12,3	0,338	-9,0	0,378	-13,0	0,375	-9,5	0,405	-10,5	0,368	-13,5	0,350	-15,3	0,348	-13,7	0,368	-11,5	0,362
0,042	-15,3	0,325	-11,0	0,375	-15,7	0,368	-11,5	0,400	-12,8	0,362	-16,8	0,338	-18,8	0,342	-16,7	0,360	-13,7	0,357
0,052	-17,7	0,318	-13,2	0,372	-18,7	0,362	-13,5	0,398	-15,0	0,355	-19,5	0,332	-22,0	0,332	-19,3	0,358	-15,7	0,352
0,063	-19,7	0,310	-14,7	0,368	-21,0	0,355	-15,5	0,392	-17,5	0,350	-22,2	0,328	-25,2	0,325	-21,7	0,355	-17,7	0,347
0,073	-21,5	0,305	-16,5	0,362	-23,3	0,352	-17,0	0,390	-19,5	0,345	-24,8	0,320	-27,7	0,320	-24,3	0,348	-19,5	0,342
0,083	-23,0	0,295	-18,0	0,360	-25,7	0,345	-18,7	0,388	-21,5	0,338	-27,2	0,318	-30,0	0,318	-26,7	0,345	-21,3	0,340
0,104	-25,7	0,292	-20,5	0,358	-29,0	0,338	-21,5	0,385	-25,0	0,332	-31,7	0,312	-34,2	0,310	-30,7	0,338	-24,5	0,335
0,125	-28,3	0,290	-22,5	0,355	-32,0	0,332	-24,5	0,372	-28,5	0,328	-35,5	0,305	-37,8	0,300	-34,0	0,330	-27,5	0,330
0,167	-32,0	0,280	-25,8	0,350	-37,3	0,322	-29,5	0,365	-34,0	0,315	-41,2	0,292	-43,8	0,292	-39,5	0,322	-32,7	0,320
0,208	-35,3	0,275	-28,2	0,348	-41,8	0,312	-32,7	0,360	-38,0	0,310	-45,5	0,290	-48,5	0,282	-43,7	0,318	-37,5	0,310
0,250	-37,5	0,270	-29,7	0,345	-44,5	0,308	-34,7	0,355	-41,0	0,305	-48,2	0,288	-52,0	0,275	-46,7	0,312	-40,7	0,305
0,375	-41,5	0,265	-32,5	0,342	-48,7	0,302	-37,0	0,348	-48,5	0,292	-52,8	0,280	-59,7	0,265	-50,8	0,305	-47,7	0,295
0,500	-42,5	0,262	-34,0	0,338	-50,0	0,300	-38,0	0,345	-52,5	0,282	-54,5	0,275	-63,5	0,260	-52,5	0,302	-51,0	0,290
1,000	-50,0	0,252	-43,0	0,325	-56,0	0,292	-50,5	0,325	-62,0	0,265	-66,0	0,262	-74,0	0,248	-70,0	0,275	-66,0	0,267
1,500	-60,0	0,245	-52,0	0,318	-66,0	0,285	-61,0	0,315	-74,0	0,248	-74,5	0,250	-86,0	0,238	-81,0	0,262	-75,5	0,255
2,000	-68,0	0,238	-60,0	0,310	-75,0	0,275	-68,0	0,305	-82,0	0,240	-82,5	0,245	-93,0	0,232	-87,0	0,253	-82,0	0,247
3,000	-80,5	0,230	-70,0	0,300	-87,0	0,265	-77,0	0,292	-94,5	0,225	-95,0	0,232	-103,0	0,225	-98,0	0,240	-93,0	0,238
4,000	-90,0	0,225	-79,5	0,292	-97,0	0,258	-86,0	0,288	-105,0	0,218	-104,0	0,228	-110,0	0,222	-106,0	0,235	-101,5	0,232
5,000	-98,0	0,220	-88,0	0,285	-105,0	0,253	-92,0	0,280	-111,0	0,212	-109,0	0,222	-114,5	0,220	-112,0	0,229	-107,5	0,227
10,000	-128,0	0,206	-116,5	0,270	-128,0	0,240	-117,0	0,260	-133,0	0,198	-130,0	0,212	-128,0	0,212	-130,5	0,218	-123,5	0,220
15,000	-149,0	0,198	-139,0	0,258	-144,0	0,232	-136,0	0,248	-146,0	0,192	-144,0	0,205	-136,5	0,210	-143,5	0,212	-134,0	0,212
20,000	-165,0	0,192	-156,0	0,250	-158,0	0,228	-150,5	0,240	-156,0	0,190	-154,0	0,201	-146,5	0,205	-152,5	0,208	-142,5	0,210
25,000	-178,0	0,188	-172,0	0,245	-170,5	0,222	-163,0	0,232	-165,0	0,185	-163,0	0,198	-154,3	0,202	-160,0	0,205	-151,0	0,206
30,000	-190,5	0,185	-186,0	0,240	-182,0	0,219	-174,0	0,225	-172,0	0,182	-171,0	0,195	-164,0	0,197	-165,5	0,202	-158,0	0,203
35,000	-202,0	0,182	-197,0	0,235	-192,0	0,215	-186,0	0,220	-177,5	0,180	-176,0	0,193	-172,0	0,195	-170,5	0,200	-164,0	0,200
40,000	-212,0	0,180	-208,0	0,231	-202,0	0,212	-195,0	0,215	-183,5	0,179	-181,0	0,192	-175,5	0,194	-175,5	0,199	-169,0	0,198
45,000	-220,0	0,178	-216,0	0,230	-210,7	0,210	-204,0	0,212	-187,5	0,178	-184,0	0,191	-185,5	0,192	-180,0	0,198	-172,0	0,197

Tabela 7. Valores de unidade volumétrica (θ , $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) e potencial matricial (h , $\text{cm H}_2\text{O}$) para diversos tempos $t(\text{dia})$ e profundidades (z , cm) obtidos a partir de leituras de tensiômetros, durante a redistribuição da água na parcela 3.

Tempo (dias)	Profundidades (z, cm)																	
	15		30		45		60		75		90		105		120		135	
	h	θ	h	θ	h	θ	h	θ	h	θ	h	θ	h	θ	h	θ	h	θ
0,000	-1,5	0,390	-10,4	0,400	-14,3	0,409	-11,9	0,427	-7,0	0,395	-5,9	0,383	-7,0	0,383	-7,4	0,396	-7,5	0,391
0,010	-19,1	0,312	-19,0	0,358	-20,0	0,352	-16,0	0,395	-13,5	0,360	-10,3	0,358	-10,7	0,358	-10,2	0,372	-10,5	0,370
0,021	-24,2	0,295	-25,3	0,350	-23,5	0,348	-21,0	0,380	-19,0	0,340	-14,0	0,340	-13,7	0,352	-13,0	0,368	-13,3	0,362
0,031	-27,0	0,292	-29,5	0,345	-28,5	0,335	-25,0	0,370	-23,0	0,332	-17,0	0,338	-16,4	0,345	-15,3	0,362	-16,0	0,360
0,042	-29,3	0,285	-33,3	0,340	-31,7	0,332	-28,5	0,365	-26,0	0,330	-19,5	0,330	-18,8	0,340	-17,5	0,360	-18,3	0,350
0,052	-31,2	0,282	-36,2	0,338	-34,5	0,325	-31,3	0,360	-28,5	0,328	-22,0	0,328	-21,0	0,335	-19,5	0,355	-20,3	0,342
0,063	-32,5	0,280	-38,8	0,332	-37,3	0,322	-34,2	0,350	-30,7	0,325	-24,3	0,322	-23,3	0,330	-21,3	0,352	-22,3	0,337
0,073	-33,7	0,278	-41,5	0,328	-39,5	0,315	-36,7	0,345	-32,3	0,318	-26,4	0,320	-25,2	0,325	-23,0	0,348	-24,3	0,335
0,083	-35,0	0,275	-43,5	0,325	-42,0	0,312	-39,7	0,342	-33,7	0,312	-28,5	0,315	-27,0	0,322	-24,7	0,346	-26,0	0,332
0,104	-37,2	0,270	-47,7	0,322	-45,7	0,305	-43,0	0,335	-36,2	0,310	-31,7	0,310	-30,5	0,315	-28,0	0,342	-29,0	0,322
0,125	-39,0	0,265	-51,0	0,320	-49,3	0,300	-46,0	0,332	-38,5	0,308	-34,5	0,302	-33,5	0,310	-31,3	0,337	-31,7	0,320
0,167	-42,5	0,262	-56,0	0,315	-54,0	0,295	-50,6	0,325	-42,5	0,300	-39,0	0,295	-38,3	0,302	-36,3	0,325	-37,0	0,318
0,208	-45,0	0,255	-59,5	0,310	-58,0	0,290	-54,5	0,320	-46,0	0,292	-42,7	0,292	-42,4	0,290	-40,4	0,320	-41,5	0,305
0,250	-47,4	0,252	-62,0	0,308	-61,0	0,288	-56,5	0,318	-49,5	0,285	-46,0	0,288	-45,8	0,285	-43,7	0,318	-44,8	0,295
0,375	-52,8	0,250	-68,0	0,303	-67,7	0,280	-60,6	0,312	-59,0	0,272	-55,7	0,275	-55,3	0,270	-52,8	0,302	-53,5	0,287
0,500	-56,7	0,248	-71,3	0,298	-72,0	0,275	-62,2	0,310	-64,3	0,260	-62,3	0,255	-60,7	0,265	-59,0	0,288	-58,0	0,277
1,000	-63,5	0,242	-81,0	0,292	-80,0	0,270	-79,0	0,290	-76,0	0,248	-73,0	0,252	-73,0	0,248	-72,0	0,272	-73,0	0,257
1,500	-74,0	0,232	-93,0	0,282	-91,0	0,262	-89,0	0,280	-84,0	0,235	-84,0	0,242	-83,0	0,240	-80,0	0,262	-80,0	0,250
2,000	-83,0	0,228	-102,0	0,278	-99,0	0,255	-95,0	0,275	-91,0	0,230	-91,0	0,238	-90,0	0,235	-86,0	0,250	-85,0	0,245
3,000	-97,0	0,220	-115,0	0,270	-111,0	0,250	-106,0	0,268	-103,0	0,218	-102,0	0,228	-102,0	0,226	-95,0	0,242	-95,0	0,235
4,000	-107,5	0,215	-124,5	0,265	-120,0	0,245	-114,5	0,262	-111,0	0,212	-111,0	0,222	-109,0	0,222	-104,0	0,235	-102,0	0,232
5,000	-116,2	0,210	-132,0	0,262	-126,0	0,241	-121,0	0,258	-118,0	0,208	-117,0	0,218	-115,0	0,220	-109,0	0,230	-107,0	0,227
10,000	-142,0	0,200	-156,0	0,250	-151,0	0,230	-141,0	0,245	-141,0	0,195	-139,0	0,208	-132,0	0,210	-127,0	0,219	-121,0	0,220
15,000	-162,0	0,192	-171,5	0,242	-166,2	0,225	-154,5	0,238	-153,0	0,190	-152,0	0,202	-141,7	0,208	-138,0	0,215	-130,0	0,215
20,000	-179,0	0,188	-184,0	0,240	-179,0	0,220	-164,0	0,230	-162,0	0,186	-162,0	0,200	-148,0	0,205	-147,0	0,210	-137,0	0,211
25,000	-193,7	0,185	-198,0	0,235	-190,0	0,215	-172,0	0,228	-170,0	0,184	-170,0	0,195	-155,5	0,202	-154,0	0,206	-144,0	0,207
30,000	-206,0	0,182	-210,0	0,231	-199,0	0,212	-178,5	0,222	-176,0	0,182	-176,0	0,192	-161,7	0,200	-159,5	0,204	-150,0	0,205
35,000	-217,0	0,179	-220,0	0,228	-208,0	0,210	-186,0	0,220	-182,8	0,180	-183,0	0,192	-168,0	0,198	-163,0	0,203	-156,0	0,203
40,000	-226,0	0,177	-228,0	0,226	-216,0	0,208	-193,0	0,215	-190,0	0,178	-191,0	0,190	-174,5	0,195	-166,0	0,202	-160,0	0,202
45,000	-234,0	0,175	-234,0	0,225	-225,0	0,206	-199,0	0,212	-197,5	0,177	-198,0	0,188	-180,0	0,195	-170,0	0,200	-164,0	0,200

Tabela 8. Valores de armazenamento W (cm H₂O) para diversos tempos t(dia) e profundidades (z, cm) durante a redistribuição da água na parcela 1.

Tempo (dias)	Profundidade (z, cm)								
	15	30	45	60	75	90	105	120	135
0,000	5,850	11,850	17,985	24,390	30,315	36,060	41,805	47,745	53,610
0,010	5,550	11,370	17,250	23,430	29,130	34,650	40,200	45,900	51,555
0,021	5,250	10,980	16,680	22,800	28,425	33,750	39,120	44,700	50,205
0,031	5,070	10,740	16,365	22,440	27,960	33,210	38,430	43,950	49,380
0,042	4,875	10,500	16,020	22,020	27,450	32,520	37,650	43,050	48,405
0,052	4,770	10,350	15,780	21,750	27,075	32,055	37,035	42,405	47,685
0,063	4,650	10,170	15,495	21,375	26,625	31,545	36,420	41,745	46,950
0,073	4,575	10,005	15,285	21,135	26,310	31,110	35,910	41,130	46,260
0,083	4,425	9,825	15,000	20,820	25,890	30,660	35,430	40,605	45,705
0,104	4,380	9,750	14,820	20,595	25,575	30,255	34,905	39,975	45,000
0,125	4,350	9,675	14,655	20,235	25,155	29,730	34,230	39,180	44,130
0,167	4,200	9,450	14,280	19,755	24,480	28,860	33,240	38,070	42,870
0,208	4,125	9,345	14,025	19,425	24,075	28,425	32,655	37,425	42,075
0,250	4,050	9,225	13,845	19,170	23,745	28,065	32,190	36,870	41,445
0,375	3,975	9,105	13,635	18,855	23,235	27,435	31,410	35,985	40,410
0,500	3,930	9,000	13,500	18,675	22,905	27,030	30,930	35,460	39,810
1,000	3,780	8,655	13,035	17,910	21,885	25,815	29,535	33,660	37,665
1,500	3,675	8,445	12,720	17,445	21,165	24,915	28,485	32,415	36,240
2,000	3,570	8,220	12,345	16,920	20,520	24,195	27,675	31,470	35,175
3,000	3,450	7,950	11,925	16,305	19,680	23,160	26,535	30,135	33,705
4,000	3,375	7,755	11,625	15,945	19,215	22,635	25,965	29,490	32,970
5,000	3,300	7,575	11,370	15,570	18,750	22,080	25,380	28,815	32,220
10,000	3,090	7,140	10,740	14,640	17,610	20,790	23,970	27,240	30,540
15,000	2,970	6,840	10,320	14,040	16,920	19,995	23,145	26,325	29,505
20,000	2,880	6,630	10,050	13,650	16,500	19,515	22,590	25,710	28,860
25,000	2,820	6,495	9,825	13,305	16,080	19,050	22,080	25,155	28,245
30,000	2,775	6,375	9,660	13,035	15,765	18,690	21,645	24,675	27,720
35,000	2,730	6,255	9,480	12,780	15,480	18,375	21,300	24,300	27,300
40,000	2,700	6,165	9,345	12,570	15,255	18,135	21,045	24,030	27,000
45,000	2,670	6,120	9,270	12,450	15,120	17,985	20,865	23,835	26,790

Tabela 9. Valores de armazenamento W (cm H₂O) para diversos tempos t (dia) e profundidades (z, cm) durante a redistribuição da água na parcela 2.

Tempo (dias)	Profundidade (z, cm)								
	15	30	45	60	75	90	105	120	135
0,000	5,850	11,850	17,985	24,390	30,315	36,060	41,805	47,745	53,610
0,010	4,950	10,680	16,485	22,635	28,365	33,990	39,615	45,435	51,165
0,021	4,380	10,005	15,555	21,555	27,060	32,535	38,055	43,830	49,485
0,031	4,230	9,735	15,090	20,895	26,250	31,575	36,975	42,600	48,225
0,042	4,200	9,630	14,880	20,505	25,755	30,975	36,255	41,805	47,385
0,052	4,155	9,435	14,610	20,115	25,245	30,345	35,475	40,950	46,455
0,063	4,080	9,330	14,460	19,890	24,960	29,985	35,055	40,485	45,915
0,073	4,050	9,270	14,295	19,650	24,630	29,580	34,605	40,005	45,405
0,083	4,005	9,195	14,175	19,455	24,375	29,250	34,200	39,525	44,895
0,104	3,975	9,105	13,980	19,185	24,060	28,830	33,660	38,860	44,160
0,125	3,930	9,030	13,860	18,960	23,730	28,380	33,150	38,325	43,530
0,167	3,900	8,925	13,605	18,555	23,205	27,705	32,235	37,215	42,240
0,208	3,825	8,775	13,350	18,225	22,755	27,135	31,605	36,480	41,310
0,250	3,780	8,685	13,185	18,015	22,440	26,760	31,110	35,910	40,710
0,375	3,750	8,580	12,960	17,685	22,005	26,175	30,345	34,995	39,570
0,500	3,705	8,505	12,855	17,505	21,705	25,830	29,955	34,530	38,985
1,000	3,630	8,160	12,210	16,635	20,415	24,240	28,110	32,340	36,510
1,500	3,450	7,830	11,760	16,035	19,635	23,355	27,075	31,095	34,955
2,000	3,375	7,680	11,535	15,735	19,185	22,755	26,325	30,255	34,035
3,000	3,255	7,410	11,190	15,240	18,570	22,020	25,470	29,190	32,790
4,000	3,180	7,260	10,965	14,940	18,165	21,540	24,930	28,530	32,010
5,000	3,150	7,200	10,875	14,775	17,925	21,225	24,555	28,080	31,530
10,000	3,000	6,855	10,335	14,040	17,040	20,190	23,415	26,745	30,045
15,000	2,925	6,675	10,080	13,680	16,560	19,635	22,785	26,055	29,235
20,000	2,850	6,480	9,810	13,335	16,185	19,200	22,275	25,470	28,590
25,000	2,775	6,375	9,630	13,035	15,855	18,825	21,855	25,005	28,080
30,000	2,730	6,255	9,480	12,855	15,645	18,570	21,570	24,690	27,705
35,000	2,700	6,180	9,375	12,675	15,435	18,315	21,285	24,360	27,330
40,000	2,670	6,120	9,300	12,525	15,255	18,120	21,045	24,075	27,015
45,000	2,634	6,090	9,240	12,420	15,120	17,970	20,850	23,850	26,775

Tabela 10. Valores de armazenamento W (cm H_2O) para diversos tempos t (dia) e profundidades (z , cm) durante a redistribuição da água na parcela 3.

Tempo (dias)	Profundidade (z , cm)								
	15	30	45	60	75	90	105	120	135
0,000	5,850	11,850	17,985	24,390	30,315	36,060	41,805	47,745	53,160
0,010	4,680	10,050	15,330	21,255	26,655	32,025	37,395	42,975	48,525
0,021	4,425	9,675	14,895	20,595	25,695	30,795	36,075	41,595	47,025
0,031	4,380	9,555	14,580	20,130	25,110	30,180	35,355	40,785	46,185
0,042	4,275	9,375	14,355	19,830	24,780	29,730	34,830	40,230	45,480
0,052	4,230	9,300	14,175	19,595	24,495	29,415	34,440	39,765	44,895
0,063	4,200	9,180	14,010	19,260	24,135	28,965	33,915	39,195	44,250
0,073	4,170	9,090	13,815	18,990	23,760	28,560	33,435	38,655	43,680
0,083	4,125	9,000	13,680	18,810	23,490	28,215	33,045	38,235	43,215
0,104	4,050	8,880	13,455	18,480	23,130	27,780	32,505	37,635	42,465
0,125	3,975	8,775	13,275	18,255	22,875	27,405	32,055	37,110	41,910
0,167	3,930	8,655	13,080	17,955	22,455	26,880	31,410	36,285	41,055
0,208	3,825	8,475	12,825	17,625	22,005	26,385	30,735	35,535	40,110
0,250	3,780	8,400	12,720	17,370	21,765	26,085	30,360	35,130	39,555
0,375	3,750	8,295	12,495	17,175	21,255	25,380	29,430	33,960	38,265
0,500	3,720	8,190	12,315	16,965	20,865	24,690	28,665	32,985	37,140
1,000	3,630	8,010	12,060	16,410	20,130	23,910	27,630	31,785	35,640
1,500	3,480	7,710	11,640	15,840	19,365	22,995	26,595	30,525	34,275
2,000	3,420	7,590	11,415	15,540	18,990	22,560	26,085	29,835	33,510
3,000	3,300	7,350	11,100	15,120	18,390	21,810	25,200	28,830	32,355
4,000	3,225	7,200	10,875	14,815	17,985	21,315	24,645	28,170	31,650
5,000	3,150	7,080	10,695	14,565	17,685	20,955	24,255	27,705	31,110
10,000	3,000	6,750	10,200	13,875	16,800	19,920	23,070	26,355	29,655
15,000	2,880	6,510	9,885	13,445	16,305	19,335	22,455	25,680	28,905
20,000	2,820	6,420	9,720	13,170	15,960	18,960	22,035	25,185	28,350
25,000	2,775	6,300	9,525	12,945	15,705	18,630	21,660	24,750	27,855
30,000	2,730	6,195	9,375	12,705	15,435	18,330	21,330	24,390	27,465
35,000	2,685	6,105	9,255	12,555	15,255	18,135	21,105	24,150	27,195
40,000	2,655	6,045	9,165	12,390	15,060	17,910	20,850	23,880	26,910
45,000	2,625	6,000	9,090	12,270	14,925	17,745	20,670	23,670	26,670

Para o cálculo de $K(\theta)$ pela equação (12) determinou-se inicialmente a variação do armazenamento com o tempo $(\partial W_L / \partial t)$ para diferentes tempos e profundidades (L), traçando as tangentes das curvas de armazenamento versus tempo. Os dados obtidos, referentes as três parcelas, estão apresentados nas Tabelas 11, 12 e 13. Estes valores são as densidades de fluxo (q_L), como indica a equação (11), para as profundidades 15, 30, 45, 60, 75, 90, 105, 120 e 135 cm durante o processo de redistribuição da água do solo para o período considerado. Observa-se que nas três parcelas, na camada de 15 cm de profundidade, os valores de fluxo caem bruscamente de 29,301 cm.dia⁻¹, 29,866 cm.dia⁻¹ e 27.804 cm.dia⁻¹ com quinze minutos após a saturação, para 0,206 cm.dia⁻¹, 0,144 cm.dia⁻¹ e 0,125 cm.dia⁻¹ com um dia, chegando a valores bem baixos como 0,005 cm.dia⁻¹, 0,006 cm.dia⁻¹ e 0,006 cm.dia⁻¹ aos quarenta dias.

Os gradientes de potencial total da água $(\partial \psi / \partial z)_L$, indicados na equação (12), encontram-se nas Tabelas 14, 15 e 16. Seus valores foram obtidos através da seguinte expressão:

$$\left(\frac{\partial \psi}{\partial z}\right)_L \approx \frac{\Delta \psi}{\Delta z} \Big|_L = \frac{\psi_{L-15} - \psi_{L+15}}{30} \dots \dots \dots (13)$$

Para as profundidades dos extremos, isto é, $z = 15$ e $z = 135$ cm, a fórmula utilizada foi diferente da expressão (13), pelo fato de não se ter tensiômetros em $z = 0$ e $z = 150$ cm.

Tabela 11. Valores dos fluxos q_L (cm.dia⁻¹) de água no solo nas diversas profundidades (z, cm) e diferentes tempos t (dia) durante a redistribuição da água na parcela 1.

Tempo (dias)	Profundidade (z, cm)									
	15	30	45	60	75	90	105	120	135	150
0,010	29,301	41,428	59,144	70,530	83,011	88,104	93,140	102,400	140,700	
0,025	16,941	28,160	41,684	47,077	49,745	79,579	85,872	90,432	104,960	
0,050	10,494	17,388	25,076	30,717	35,400	47,495	60,083	64,536	71,070	
0,100	4,777	7,376	13,451	16,457	22,752	26,914	31,325	35,435	38,804	
0,200	2,057	2,492	3,799	6,592	8,566	9,691	13,058	16,314	17,002	
0,400	0,453	0,902	1,937	1,974	2,984	3,358	4,099	4,699	6,145	
0,500	0,384	0,731	1,813	1,741	2,108	2,498	3,079	3,686	4,894	
1,000	0,206	0,477	1,051	1,263	1,355	2,222	2,400	3,072	3,333	
2,000	0,141	0,336	0,586	0,818	1,027	1,097	1,220	1,337	1,731	
5,000	0,059	0,142	0,174	0,279	0,370	0,392	0,411	0,522	0,550	
10,000	0,028	0,065	0,091	0,145	0,154	0,196	0,207	0,221	0,237	
15,000	0,018	0,044	0,067	0,098	0,110	0,131	0,141	0,152	0,164	
20,000	0,012	0,036	0,049	0,074	0,083	0,093	0,112	0,123	0,126	
30,000	0,009	0,021	0,033	0,053	0,057	0,059	0,076	0,080	0,090	
40,000	0,005	0,013	0,021	0,033	0,039	0,046	0,044	0,051	0,057	

Tabela 12. Valores de fluxos q_L (cm.dia^{-1}) de água no solo nas diversas profundidades (z, cm) e diferentes tempos t (dia) durante a redistribuição da água na parcela 2.

Tempo (dia)	Profundidade (z, cm)									
	15	30	45	60	75	90	105	120	135	
0,010	29,866	60,255	97,322	120,521	145,515	149,760	152,420	158,320	165,848	
0,025	13,748	25,736	53,568	63,174	74,182	86,400	115,200	131,294	158,896	
0,050	5,874	9,871	19,671	28,294	34,413	44,640	53,411	61,548	67,440	
0,100	2,472	4,892	8,792	14,400	16,416	21,155	28,145	31,366	39,155	
0,200	1,237	2,107	4,705	5,845	9,271	11,851	12,676	17,147	19,617	
0,400	0,307	0,640	1,267	1,967	2,914	3,313	3,649	5,067	6,080	
0,500	0,230	0,527	1,075	1,644	2,461	3,013	3,273	4,141	4,648	
1,000	0,144	0,322	0,661	1,458	1,759	1,827	2,625	3,571	3,733	
2,000	0,114	0,277	0,402	0,522	0,743	1,007	1,259	1,414	1,517	
5,000	0,047	0,092	0,147	0,201	0,253	0,289	0,342	0,389	0,521	
10,000	0,024	0,053	0,071	0,091	0,127	0,132	0,165	0,177	0,188	
15,000	0,016	0,037	0,049	0,071	0,095	0,098	0,111	0,129	0,141	
20,000	0,013	0,028	0,039	0,059	0,073	0,082	0,090	0,104	0,111	
30,000	0,008	0,017	0,026	0,038	0,042	0,051	0,076	0,081	0,083	
40,000	0,006	0,010	0,016	0,023	0,030	0,038	0,046	0,049	0,055	

Tabela 13. Valores de fluxos q_L (cm.dia^{-1}) de água no solo nas diversas profundidades (z, cm) e diferenças tempos t (dia) durante a redistribuição da água na parcela 3.

Tempo (dia)	Profundidade (z, cm)										
	15	30	45	60	75	90	105	120	135		
0,010	27,804	43,200	54,900	81,163	85,248	107,343	123,264	168,000	223,058		
0,025	11,970	20,544	27,360	57,600	61,714	65,250	75,113	109,270	112,086		
0,050	5,317	9,346	17,223	27,670	30,025	39,443	44,707	46,164	57,242		
0,100	2,923	5,839	10,221	14,222	17,236	19,268	24,000	27,105	34,219		
0,200	1,536	2,505	3,588	6,073	8,100	9,695	12,542	15,600	17,359		
0,400	0,307	0,643	1,283	1,813	2,880	4,577	5,958	7,266	8,681		
0,500	0,160	0,439	0,749	1,234	2,374	2,662	3,564	4,435	5,556		
1,000	0,125	0,320	0,480	0,945	1,358	1,688	1,878	2,258	2,419		
2,000	0,118	0,237	0,426	0,563	0,720	0,787	1,053	1,211	1,615		
5,000	0,048	0,091	0,137	0,203	0,263	0,288	0,350	0,406	0,518		
10,000	0,025	0,051	0,075	0,102	0,111	0,142	0,158	0,184	0,202		
15,000	0,015	0,033	0,050	0,074	0,087	0,091	0,104	0,118	0,130		
20,000	0,011	0,024	0,038	0,053	0,063	0,066	0,080	0,092	0,102		
30,000	0,009	0,018	0,028	0,035	0,043	0,050	0,056	0,064	0,075		
40,000	0,006	0,011	0,019	0,030	0,031	0,037	0,039	0,046	0,051		

Tabela 14. Dados de gradiente de potencial de água no solo $\partial\psi/\partial z$ (cm.cm^{-1}) nas diversas profundidades (z, cm) e diferentes tempos t (dia) durante a redistribuição da água na parcela 1.

Tempo (dias)	Profundidade (z, cm)									
	15	30	45	60	75	90	105	120	135	
0,010	0,17	0,76	0,88	0,88	1,30	1,17	0,84	0,30	0,25	
0,025	0,25	0,71	0,88	0,88	1,22	1,18	0,88	0,50	0,33	
0,050	0,51	0,84	0,84	0,84	1,22	1,22	0,88	0,51	0,42	
0,100	0,59	1,09	0,97	0,80	1,26	1,13	1,09	0,72	0,25	
0,200	0,51	1,22	1,18	0,96	1,43	1,18	0,92	0,71	0,59	
0,400	0,42	1,26	1,13	1,01	1,55	1,38	0,92	0,59	0,84	
0,500	0,25	1,43	1,34	0,92	1,51	1,35	1,01	0,67	0,75	
1,000	0,25	1,43	1,30	0,97	1,64	1,34	0,97	0,67	0,76	
2,000	0,42	1,51	1,13	1,01	1,72	1,30	0,97	0,59	0,75	
5,000	0,59	1,26	1,22	1,30	1,39	1,01	0,92	0,63	0,76	
10,000	0,25	1,01	1,01	1,18	1,43	0,84	0,92	0,76	0,59	
15,000	0,42	0,84	0,88	1,05	1,22	0,72	0,72	0,92	1,01	
20,000	0,33	0,76	0,84	0,92	1,14	0,67	0,75	0,88	0,67	
30,000	0,27	0,75	0,63	0,72	0,97	0,67	0,84	0,84	0,65	
40,000	0,76	0,67	0,56	0,58	0,73	0,88	0,80	0,63	0,58	

Tabela 15. Dados de gradiente de potencial de água no solo $\partial\psi/\partial z$ (cm.cm^{-1}) nas diversas profundidades (z, cm) e diferentes tempos t (dia) durante a redistribuição da água na parcela 2.

Tempo (dias)	Profundidade (z, cm)									
	15	30	45	60	75	90	105	120	135	
0,010	0,33	0,67	1,09	0,88	0,88	0,97	1,01	0,76	0,51	
0,025	0,30	0,67	1,09	0,80	0,71	0,88	0,97	0,76	0,59	
0,050	0,20	0,67	1,18	0,84	0,63	0,84	0,92	0,68	0,51	
0,100	0,25	0,88	1,30	0,76	0,55	0,88	0,92	0,62	0,34	
0,200	0,25	0,97	1,55	0,88	0,76	0,88	0,76	0,80	0,34	
0,400	0,50	1,05	1,39	0,84	0,84	0,97	0,80	0,67	0,50	
0,500	0,51	1,22	1,34	0,63	0,84	0,88	0,71	0,76	0,67	
1,000	0,76	1,26	1,26	0,63	0,80	0,88	0,80	0,76	0,76	
2,000	0,84	1,26	1,22	0,51	0,67	0,88	0,76	0,67	0,51	
5,000	0,75	1,05	1,05	0,67	0,84	0,84	0,72	0,96	1,09	
10,000	0,42	0,92	0,92	0,42	0,80	0,80	0,54	0,88	1,09	
15,000	0,42	0,88	0,71	0,55	0,82	0,67	0,21	0,92	1,68	
20,000	0,42	0,75	0,50	0,51	0,97	0,54	0,33	0,97	1,51	
30,000	0,75	0,50	0,50	0,51	0,84	1,13	0,42	0,92	1,77	
40,000	0,33	0,71	0,67	0,50	0,63	0,84	0,56	0,88	1,01	

Tabela 16. Dados de gradiente de potencial de água no solo $\partial\psi/\partial z$ (cm.cm^{-1}) nas diversas profundidades (z, cm) e diferentes tempos t (dia) durante a redistribuição da água na parcela 3.

Tempo (dias)	Profundidade (z, cm)									
	15	30	45	60	75	90	105	120	135	
0,010	0,84	1,01	0,97	0,80	0,80	0,92	0,96	1,30	1,77	
0,025	0,92	0,97	0,80	0,63	0,80	0,96	0,92	1,26	1,68	
0,050	1,34	1,09	0,80	0,63	0,71	0,97	0,92	0,97	1,09	
0,100	1,51	1,26	0,93	0,71	0,63	0,71	0,80	1,01	1,17	
0,200	2,01	1,43	0,88	0,67	0,59	0,88	0,92	0,97	1,09	
0,400	2,10	1,51	0,88	0,71	0,71	0,88	0,88	0,92	1,01	
0,500	2,52	1,68	0,84	0,76	0,71	0,88	0,92	1,01	1,18	
1,000	2,69	1,68	0,80	0,72	0,67	1,01	0,92	0,80	0,92	
2,000	2,94	1,81	0,80	0,75	0,80	0,97	0,84	0,80	0,84	
5,000	2,52	1,64	0,84	0,67	0,63	0,84	0,80	0,88	1,01	
10,000	2,26	1,34	0,85	0,67	0,84	0,59	0,67	0,59	0,45	
15,000	1,77	1,09	0,85	0,63	1,07	0,42	0,67	0,63	0,35	
20,000	1,77	1,13	0,85	0,57	0,84	0,80	0,55	0,42	0,33	
30,000	1,18	0,72	0,85	0,54	1,09	0,46	0,38	0,38	0,25	
40,000	0,95	0,55	0,85	0,79	1,17	0,42	0,43	0,42	0,34	

Assim, para $z = 15$ cm, utilizou-se:

$$\left. \frac{\Delta\psi}{\Delta z} \right|_L = \frac{\psi_L - \psi_{L+15}}{15} \dots \dots \dots (13a)$$

enquanto que para $z = 135$ cm,

$$\left. \frac{\Delta\psi}{\Delta z} \right|_L = \frac{\psi_L - 15 - \psi_L}{15} \dots \dots \dots (13b)$$

Observa-se que na camada 0 - 15 cm de profundidade o gradiente de potencial apresenta valores mais baixos que nas outras profundidades.

Os valores da condutividade hidráulica calculados segundo a equação (12) referentes às parcelas em estudo, são apresentados nas Tabelas 17, 18 e 19. Uma análise superficial dos dados indica que aos 15 cm de profundidade, aos quinze minutos a condutividade foi de 172,358 cm.dia⁻¹, 90,503 cm.dia⁻¹ e 33,100 cm.dia⁻¹; com um dia foi de 0,824 cm.dia⁻¹, 0,189 cm.dia⁻¹ e 0,046 cm.dia⁻¹ e com quarenta dias abaixou para 0,007 cm.dia⁻¹, 0,018 cm.dia⁻¹ e 0,006 cm.dia⁻¹, respectivamente, para as parcelas 1, 2 e 3.

Com o objetivo de dar uma visão geral do processo de redistribuição da água neste solo, apresentam-se na Figura 7 os valores de potencial total de água do solo obtidos por meio de tensiômetros, referentes à parcela 1 em função do tempo e das profundidades estudadas. Observa-se que

Tabela 17. Valores da condutividade hidráulica do solo K (cm.dia⁻¹) nas diversas profundidades (z, cm) e diferentes tempos t (dias) durante a redistribuição da água na parcela 1.

Tempo (dias)	Profundidade (z, cm)									
	15	30	45	60	75	90	105	120	135	
0,010	172,358	54,510	67,209	80,147	63,854	75,302	110,880	341,333	562,836	
0,025	67,764	39,662	47,368	53,496	40,774	67,439	97,582	180,864	318,061	
0,050	20,576	20,700	29,852	36,567	29,016	38,930	68,276	126,541	169,214	
0,100	8,097	6,766	13,867	20,571	18,057	23,817	28,738	49,215	155,216	
0,200	4,033	2,043	3,219	6,866	5,990	8,127	14,193	22,977	28,817	
0,400	0,914	0,580	1,604	1,723	1,418	1,810	3,346	6,247	5,826	
0,500	0,992	0,450	0,774	1,473	1,271	1,783	2,673	5,301	5,464	
1,000	0,824	0,333	0,808	1,302	0,826	1,658	2,474	4,585	4,385	
2,000	0,336	0,222	0,450	0,810	0,597	0,844	1,258	2,266	2,308	
5,000	0,100	0,113	0,142	0,215	0,266	0,388	0,446	0,828	0,723	
10,000	0,112	0,064	0,090	0,123	0,108	0,233	0,225	0,291	0,402	
15,000	0,043	0,052	0,076	0,093	0,090	0,182	0,196	0,165	0,162	
20,000	0,036	0,047	0,058	0,080	0,073	0,139	0,149	0,139	0,188	
30,000	0,033	0,028	0,052	0,074	0,058	0,088	0,090	0,095	0,138	
40,000	0,007	0,019	0,037	0,086	0,073	0,052	0,055	0,081	0,098	

Tabela 18. Valores da condutividade hidráulica do solo K (cm.dia⁻¹) nas diversas profundidades (z, cm) e diferentes tempos t (dias) durante a redistribuição da água na parcela 2.

Tempo (dias)	Profundidade (z, cm)									
	15	30	45	60	75	90	105	120	135	
0,010	90,503	89,932	89,286	136,055	165,357	154,391	150,910	208,315	325,192	
0,025	137,480	38,412	49,145	78,967	104,481	98,181	118,762	172,755	269,315	
0,050	73,425	14,733	16,670	33,683	54,623	53,142	58,055	90,511	132,235	
0,100	9,888	5,559	6,763	18,947	29,847	24,039	30,592	50,590	115,162	
0,200	4,948	2,172	3,035	6,642	12,198	13,467	16,678	21,433	57,697	
0,400	0,460	0,502	0,773	1,957	2,929	3,106	4,091	6,180	12,160	
0,500	0,312	0,338	0,703	2,403	2,754	3,120	4,477	5,035	6,937	
1,000	0,189	0,240	0,525	2,314	2,187	2,076	3,281	4,698	4,912	
2,000	0,136	0,220	0,329	1,023	1,108	1,144	1,656	2,110	2,974	
5,000	0,063	0,098	0,140	0,300	0,301	0,344	0,475	0,405	0,478	
10,000	0,057	0,058	0,077	0,216	0,158	0,165	0,305	0,201	0,172	
15,000	0,038	0,042	0,069	0,129	0,116	0,146	0,528	0,140	0,084	
20,000	0,031	0,037	0,078	0,115	0,075	0,151	0,272	0,107	0,073	
30,000	0,011	0,034	0,152	0,075	0,050	0,045	0,180	0,088	0,047	
40,000	0,018	0,014	0,023	0,046	0,047	0,045	0,082	0,055	0,054	

Tabela 19. Valores da condutividade hidráulica do solo K (cm.dia⁻¹) nas diversas profundidades (z, cm) e diferentes tempos t (dias) durante a redistribuição da água na parcela 3.

Tempo (dias)	Profundidade (z, cm)									
	15	30	45	60	75	90	105	120	135	
0,010	33,100	42,772	56,598	101,454	106,500	116,677	128,400	129,231	126,021	
0,025	13,011	21,179	34,200	91,428	77,142	67,968	81,644	86,722	66,718	
0,050	3,968	8,574	21,529	43,921	42,289	40,663	48,594	47,592	52,515	
0,100	1,936	4,634	10,990	20,031	27,359	27,138	30,000	26,837	29,247	
0,200	0,764	1,752	4,077	9,064	13,729	11,017	13,633	16,082	15,926	
0,400	0,076	0,291	0,851	1,738	3,344	3,025	4,050	4,821	5,501	
0,500	0,053	0,210	0,686	1,384	2,014	2,166	2,265	2,460	2,391	
1,000	0,046	0,190	0,600	1,312	2,026	1,671	2,041	2,822	2,629	
2,000	0,040	0,131	0,532	0,751	0,900	0,811	1,253	1,514	1,923	
5,000	0,019	0,055	0,163	0,303	0,417	0,343	0,437	0,461	0,512	
10,000	0,011	0,038	0,088	0,152	0,132	0,241	0,235	0,312	0,808	
15,000	0,008	0,030	0,059	0,117	0,081	0,217	0,155	0,187	0,520	
20,000	0,006	0,021	0,045	0,093	0,075	0,083	0,145	0,219	0,309	
30,000	0,007	0,025	0,033	0,065	0,039	0,109	0,147	0,168	0,300	
40,000	0,006	0,020	0,022	0,038	0,026	0,088	0,090	0,109	0,150

Figura 7 - Variação do potencial total da água do solo com a profundidade (z, cm) durante a redistribuição da água na parcela I.

na profundidade de 45 cm, os valores do potencial têm uma diminuição bem acentuada permanecendo aproximadamente iguais a 60 cm, tornando-se, a partir daí, mais homogêneos.

Nas Figuras 8, 9 e 10 são apresentados os valores de condutividade em função da unidade para as profundidades estudadas, referentes às parcelas 1, 2 e 3, respectivamente.

Observando-se os dados obtidos para a parcela 1 (Figura 8 e Tabela 20) em todas as profundidades, verifica-se que os coeficientes angulares das regressões $\ln K$ versus θ , não apresentam diferenças significativas, o mesmo não acontecendo para os coeficientes lineares. Este fato evidencia a grande diferença entre os valores de K para as diferentes profundidades. Assim por exemplo para $\theta = 30 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$, os valores de K para as profundidades de 15, 30, 45, 60, 75, 90, 105, 120 e 135 cm, são respectivamente: 7,38; 0,29; 1,46; 0,69; 3,63; 7,57; 12,72; 9,07; 15,31 $\text{cm} \cdot \text{dia}^{-1}$. Existe portanto uma relação de 52 entre o maior e o menor valor de K para a mesma umidade $\theta = 0,30 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$.

Não é apresentada uma análise estatística detalhada das diferenças entre os valores de K acima discutidos porque segundo trabalhos recentes encontrados na literatura (p. e. NIELSEN *et alii*, 1973 e WARRICK *et alii*, 1977) valores da condutividade hidráulica e outras propriedades dinâmicas do so-

Figura 8 - Valores de $\ln K(\theta)$ para $z = 15, 30, 45, 60, 75, 90, 105, 120$ e 135 cm de profundidade correspondentes à parcela 1.

Figura 9 - Valores de $\ln K(\theta)$ para $z = 15, 30, 45, 60, 75, 90, 105, 120$ e 135 cm de profundidade correspondentes à parcela 2.

Figura 10 - Valores de $\ln K(\theta)$ para $z = 15, 30, 45, 60, 75, 90, 105, 120$ e 135 cm de profundidade correspondentes à parcela 3.

Tabela 20. Equações representativas da condutividade higráulica K (cm.dia^{-1}) versus a umidade θ ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$) e valores dos coeficientes de determinação (r^2), para diversas profundidades (z , cm) pertencentes à parcela 1.

z (cm)	Equação	r^2
15	$\ln K = -12,9926 + 49,9720 \theta$	0,9903
30	$\ln K = -15,4892 + 47,5287 \theta$	0,9523
45	$\ln K = -12,8836 + 44,1970 \theta$	0,9939
60	$\ln K = -11,4685 + 37,0014 \theta$	0,9824
75	$\ln K = -9,1116 + 34,6668 \theta$	0,9927
90	$\ln K = -10,3566 + 41,2695 \theta$	0,9884
105	$\ln K = -10,5681 + 43,7050 \theta$	0,9789
120	$\ln K = -10,8503 + 43,5194 \theta$	0,9906
135	$\ln K = -11,5395 + 47,5594 \theta$	0,9913

lo, não seguem a distribuição normal.

Uma análise semelhante poderia ser feita para os dados das parcelas 2 e 3, apresentados nas Figuras 9 e 10 e Tabelas 21 e 22. Verifica-se portanto que, também para este solo, a variabilidade espacial no sentido da profundidade é de fundamental importância, da mesma forma como observaram *REICHARDT et alii* (1976) para a Terra Roxa Estruturada.

A seguir apresentam-se as Figuras 11, 12 e 13, que contêm os valores médios de $K(\theta)$ das três parcelas, para $z = 15, 30, 45, 60, 75, 90, 105, 120$ e 135 cm. As barras nestas figuras representam desvio padrão da média.

Nestas Figuras nota-se que a variabilidade é mais acentuada nas camadas superficiais, diminuindo sensivelmente para as camadas mais profundas.

A variabilidade espacial dos dados de condutividade hidráulica no sentido horizontal (entre parcelas) pode ser analisada comparando as equações de $\ln K$ versus θ para profundidades fixas, que se encontram nas Tabelas 18, 19 e 20.

Assim por exemplo, para $\theta = 0,30 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ obtêm-se os seguintes valores de K para as diferentes profundidades, nas diferentes parcelas (Tabela 23).

Tabela 21. Equações representativas da condutividade hidráulica K (cm.dia^{-1}) versus a umidade θ ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$) e valores dos coeficientes de determinação (r^2), para diversas profundidades (z , cm) pertencentes à parcela 2.

z (cm)	Equação	r^2
15	$\ln K = -17,0020 + 69,5710 \theta$	0,9419
30	$\ln K = -16,4352 + 52,4588 \theta$	0,9699
45	$\ln K = -13,0036 + 45,4044 \theta$	0,9942
60	$\ln K = -11,8039 + 41,2615 \theta$	0,9942
75	$\ln K = -9,9842 + 40,3631 \theta$	0,9895
90	$\ln K = -10,8042 + 43,3785 \theta$	0,9879
105	$\ln K = -9,3411 + 39,1699 \theta$	0,9886
120	$\ln K = -11,2453 + 43,1948 \theta$	0,9938
135	$\ln K = -12,1452 + 48,0266 \theta$	0,9822

Tabela 22. Equações representativas da condutividade hidráulica K (cm.dia^{-1}) versus a umidade $\theta(\text{cm}^3.\text{cm}^{-3})$ e valores dos coeficientes de determinação (r^2), para diversas profundidades (z , cm) pertencentes à parcela 3.

z (cm)	Equação	r^2
15	$\ln K = -17,6663 + 65,8513 \theta$	0,9586
30	$\ln K = -17,9317 + 58,6971 \theta$	0,9707
45	$\ln K = -15,0860 + 54,9172 \theta$	0,9902
60	$\ln K = -13,0099 + 47,7307 \theta$	0,9882
75	$\ln K = -10,9458 + 45,1179 \theta$	0,9895
90	$\ln K = -10,7104 + 44,0704 \theta$	0,9949
105	$\ln K = -10,5947 + 43,7278 \theta$	0,9915
120	$\ln K = -9,7027 + 38,4635 \theta$	0,9941
135	$\ln K = -8,8035 + 36,9606 \theta$	0,9885

Figura 11 - Valores médios de $\ln K(0)$ para $z = 15, 30$ e 45 cm de profundidade correspondente às três parcelas. As barras representam desvio padrão da média.

Figura 12 - Valores médios de $\ln K(\theta)$ para $z = 60, 75$ e 90 cm de profundidade correspondente às três parcelas. As barras representam desvio padrão da média.

Figura 13 - Valores médios de $\ln K(\theta)$ para $z = 105, 120$ e 135 cm de profundidade correspondente às três parcelas. As barras representam desvio padrão da média.

Tabela 23. Valores de condutividade hidráulica, para $\theta = 0,30 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ para as diferentes profundidades nas três parcelas.

Profundidade z	P a r c e l a s		
	1	2	3
15	7,38	47,91	8,08
30	0,29	0,49	0,72
45	1,46	1,85	4,01
60	0,69	1,78	3,70
75	3,63	8,37	13,32
90	7,57	9,11	12,31
105	12,72	11,13	12,47
120	9,07	5,55	6,27
135	15,31	9,61	9,82

Como se pode verificar a variabilidade no sentido horizontal pode ser pronunciada, até mesmo para profundidades maiores. O uso de valores médios pode portanto trazer erros consideráveis na estimativa de fluxos de água neste solo. Este fato já foi evidenciado em nosso meio por *REICHARDT et alii* (1977) para o solo Terra Roxa Estruturada, porém de forma mais pronunciada que para o caso do solo do presente estudo. A obtenção de valores médios representativos é assunto recente da Física de Solos (*BIGGAR et alii*, 1976, *SIMONS et alii*, 1978 e *WARRICK et alii*, 1977) e para isto é necessário um grande número de dados que permita a determinação de sua distribuição real, para que métodos estatísticos adequados sejam utilizados.

Acreditamos porém que os dados obtidos para as profundidades maiores ($z > 75$.cm) possam ser utilizados com relativa segurança na estimativa de fluxos de água no solo para efeito de estabelecimento de balanço hídrico. Nestas camadas mais profundas o solo torna-se mais homogêneo, a variabilidade espacial menos pronunciada, de tal forma que valores médios e desvios padrões obtidos segundo uma distribuição normal provavelmente sejam viáveis.

6. CONCLUSÕES

Da discussão dos resultados obtidos neste trabalho conclui-se que:

1. Do ponto de vista da caracterização física, no que se refere a propriedades estáticas, o solo é praticamente homogêneo até a profundidade de 135 cm.
2. A condutividade hidráulica saturada obtida para as 3 parcelas, durante o processo de infiltração, apresentou uma média de 6,57 cm.hora^{-1} , com um coeficiente de variação de 29%.
3. A determinação da condutividade hidráulica pelo método do perfil instantâneo utilizando apenas tensiômetros e curvas de retenção, elaboradas com amostras de solo com es

estrutura indeformada, é bastante válida para este solo.

4. A variabilidade espacial em profundidade da condutividade hidráulica do solo é acentuada, visto que para um mesmo teor de umidade o desvio entre o menor e o maior valor obtido foi da ordem de 100%.
5. Os dados de condutividade hidráulica na direção horizontal também apresentam variabilidade pronunciada.
6. De modo geral, a variabilidade deste coeficiente de transmissão de água para este solo é maior nas camadas superficiais diminuindo sensivelmente nas camadas mais profundas, podendo-se dizer que, para profundidades maiores que 75 cm, valores médios podem ser utilizados com relativa segurança na estimativa de drenagem profunda para efeito de estabelecimento de balanços hídricos.

7. SUMMARY

This work consists of the physical and hydric characterization of an Oxisol (Haplustox) that was made on three experimental plots of 5 x 5 m, located on the campus of Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", University of São Paulo. The relation between soil hydraulic conductivity and soil water content $K(\theta)$ was established through the instantaneous profile method, according to the procedure suggested by *HILLEL et alii* (1972) and the modification introduced by *CHO et alii* (1977).

The spatial variability of hydraulic conductivity was analysed horizontally and in depth, within the three experimental plots.

Total soil water potential was measured through tensiometers installed in the three experimental plots at the depths of 15, 30, 45, 60, 75, 90, 105, 120 and 135 cm. Soil water content values were inferred from tensiometer readings

using soil water retention curves constructed with undisturbed soil cores from all depths. These samples were collected in two pits near to the experimental plots, with six replications.

It was observed that the spatial variability of soil hydraulic conductivity was more pronounced at surface layers, being less important at greater depths. It was concluded that for depths greater than 75 cm, average values of soil hydraulic conductivity could be used with relative confidence in the estimation of soil water fluxes in water balance studies.

8. LITERATURA CITADA

ALEMI, M.H., D.R. NIELSEN e J.W. BIGGAR. 1976. Determining the hydraulic conductivity of soil cores by centrifugation. *Soil Sci. Soc. Am. J. Madison* 40:212-218.

BAKER, F.G., P.L.M. VENEMAN e J. BOUMA. 1974. Limitation of the instantaneous profile method for field measurement of unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 38:885-888.

BIGGAR, J.W. and D.R. NIELSEN. 1976. Spatial variability of the leaching characteristics of a field soil. *Water Resources Research*, 12:78-84.

BRUCE, R.R. e A. KLUTE. 1956. Measurement of soil moisture diffusivity. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc. Madison*, 20:458-462.

BUCKINGHAM, E. 1907. Studies on the movement of soil moisture. *Bul. Bur. Soils U.S. Dépt. Agr.*, 38.

CAVALCANTE, L.F.; K. REICHARDT e P.L. LIBARDI. 1978. Determinação da condutividade hidráulica do solo durante a redistribuição da água. Campinas (SP), R. Bras. Ci. Solo (no prelo).

CHILDS, E.C. e N. COLLIS-GEORGE. 1950. The permeability of porous materials. *Roy. Soc. Proc. Londres*, A.201:392-405.

CHO, T., Y. NOMURA, T. YANO, S. SHIKASHO e M. INOUE. 1976. The use of neutron moisture meter in studies of soil water regimes. Water management in a sand dune area, Tottori University, Faculty of Agriculture. 48p. A report for the coordinated research programme on the use of radiation and isotope techniques in studies of soil water regime. IAEA.

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 Sand 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.

CLIFFORD, 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.

FLÜHLER, H.; M.S. ANDAKANI e L.H. STOLZY. 1976. Error propagation in determining hydraulic conductivities from successive water content and pressure head profile. *Soil Sci. Amer. Journ.*, 40:830-836.

GROHMANN, F.; O. BRUNINI e K. REICHARDT. 1976. Condutividade hidráulica do solo. Campinas, Instituto Agronômico. Circular nº 53. 28p.

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

KLUTE, A. 1973. Soil water flow theory and its application in field situations. In: BRUCE, R.R. ed., field soil water regime. Madison, *Soil Sci. Soc. Amer.* Cap. 2, p.9-35.

LIBARDI, P.L. 1974. Infiltração da água no solo: Uma generalização. Piracicaba (SP), ESALQ/USP. 46p. (Tese de Mestrado)

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

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

MILLINGTON, R.J. e J.P. QUIRK. 1959. Permeability of porous media. Nature, 183:387-388.

MILLINGTON, R.J. e J.P. QUIRK. 1960. Transport in porous media. Trans. of 7 th Int. Congr. Soil Sci. Madison, 1:97-106.

MILLINGTON, R.J. e J.P. QUIRK. 1961. Permeability of porous solids. Trans. Faraday Soc., 57:1200-1207.

NIELSEN, D.R., D. KIRKHAM e E.R. PERRIER. 1960. Soil capillary conductivity: comparison of measured and calculated values. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. Madison, 24:157-160.

NIELSEN, D.R., J.M. DAVIDSON, J.W. BIGGAR e R.J. MILLER. 1962.

Water movement through panoche clay loam soil. *Hilgardia* Berkeley, 35:491-506.

NIELSEN, D.R., J.W. BIGGAR e K.T. ERH. 1973. Spatial variability of field-measured soil-water properties. *Hilgardia*, 42:215-259.

OGATA, G. e L.S. RICHARDS. 1957. Water content changes following irrigation of bare field soil that is protected from evaporation. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* Madison, 21:355-356.

REICHARDT, K., D.R. NIELSEN e J.W. BIGGAR. 1972. Scaling of horizontal infiltration into homogeneous soil. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* Madison, 36:241-245.

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., F. GROHMANN, 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.

REICHARDT, K., P.L. LIBARDI, L.C.U. SAUNDERS e E. FREITAS Jr.

1977. Dificuldades do uso da equação de Darcy para descrever o movimento de água em solo não saturado no campo. Anais do V Encontro Escoamento em Meios Porosos. v. II 4/1-4/9, COPPE/UFRJ.

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. Physical processes determining water loss from soil. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc. Madison*, 20:310-314.

ROSE, C.W., W.R. STERN e J.E. DRUMOND. 1965. Determination of hydraulic conductivity as a function of Depth and water content for soil in situ. *Aust. Journ. Res.*, 3:1-9.

SAUNDERS, L.C.U., P.L. LIBARDI e K. REICHARDT. 1978. Condutividade hidráulica da terra roxa estruturada em condições de campo. Campinas, R. bras. Ci. Solo (no prelo).

SIMMONS, C.S., D.R. NIELSEN e J.W. BIGGAR. 1978. Scaling of field-measured soil water properties. Hilgardia (submitted).

SLICHTER, C.S. 1898. Theoretical investigation of the motion of ground water. U.S. Geol. Survey 19 th Annual Report, part 2, p.295-384.

SWARZENDRUBER, D. 1969. The flow of water in unsaturated soils. In: DE WEST, R.J.M. ed., flow through porous media. New York Academic Press, Inc., Cap.6, p.215-292.

VACHAUD, G. 1967. Determination of the hydraulic conductivity of unsaturated soils from an analysis of transient flow data. Water Res. Washington, 3:697-705.

VACHAUD, G., C. DANCETTE, S. SONKO e J.L. THONY. 1977. Methodes de caracterization hydrodynamique in situ d'un sol non sature. Grenoble, Institut de Mecanique de Grenoble, IMG-CNRS. 28p.

WARRICK, A.W., G.J. MULLEN and D.R. NIELSEN. 1977. Scaling field-measured soil hydraulic properties using similar media concept. Water Resources Research, 13:355-362.