

# CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DO SOLO EM CONDIÇÕES DE CAMPO

PAULO LEONEL LIBARDI

Orientador: 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  
abril, 1978

*À memória de meu saudoso pai;*

*À minha mãe;*

*Aos meus irmãos,*

DEDICO

*À minha esposa*

*Maria Cristina*

OFEREÇO

## AGRADECIMENTOS

- Ao Professor *KLAUS REICHARDT*, que não somente orientou este trabalho,mas participou de maneira efetiva de todas as suas fases.
- Ao colega *VIRGILIO FRANCO DO NASCIMENTO FILHO* pela inestimável colaboração durante a elaboração deste trabalho.
- À minha esposa *MARIA CRISTINA* pelo incentivo, compreensão e o muito que se sacrificou para que pudesse completar este trabalho.
- Aos meus sogros *JOSÉ e MARIA* e meus tios *JOSÉ e FILHINHA* pelo estímulo, apoio e amizade.
- Ao *CENTRO DE ENERGIA NUCLEAR NA AGRICULTURA (CENA)* pelos recursos financeiros obtidos através da Comissão Nacional de Energia Nuclear 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 concessão da Bolsa de Pesquisa.
- Aos Srs. *BENEDITO H. DAVANZO e CELSO DE AGUIAR* pelos serviços de impressão deste trabalho.

## ÍNDICE

	<u>Página</u>
1. INTRODUÇÃO .....	1
2. REVISÃO DE LITERATURA .....	4
3. CONSIDERAÇÕES TEÓRICAS .....	15
3.1. Derivação da Equação de Richards .....	15
3.2. Método do Perfil Instantâneo .....	17
3.3. Relação entre a Umidade Média do Perfil de Solo até a Profundidade $z$ e Umidade em $z$ .....	18
3.4. Equação Analítica para Variação da Umidade do Solo com o Tempo .....	21
3.5. Equação Analítica da Variação do Potencial Total com o Tempo .....	23
4. MATERIAL E MÉTODOS .....	27
4.1. Áreas Experimentais .....	27
4.2. Instalação do Experimento .....	31
4.3. Saturação dos Perfis de Solo .....	31
4.4. Perfis de Umidade em Função do Tempo .....	34
4.5. Perfis de Potencial Total em Função do Tempo .....	37
4.6. Condutividade Hidráulica .....	40
4.6.1. Método do Perfil Instantâneo .....	40
4.6.2. Método Proposto .....	41
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	43
5.1. Perfis de Umidade em Função do Tempo .....	43
5.2. Perfis de Potencial Total em Função do Tempo .....	61

	<u>Página</u>
5.3. Condutividade Hidráulica .....	71
5.3.1. Método do Perfil Instantâneo .....	71
5.3.2. Método Proposto .....	92
6. CONCLUSÕES .....	97
7. RESUMO .....	99
8. SUMMARY .....	101
9. LITERATURA CITADA .....	103

## LISTA DAS TABELAS

<u>TABELA</u> _	<u>PÁGINA</u>
1 - Análise mecânica, classe textural e densidade global do perfil do solo Terra Roxa Estruturada. ....	28
2 - Análise mecânica, classe textural e densidade global do perfil do solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa. ....	29
3 - Valores de umidade nas diversas tensões ( $\psi_m$ ) e profundidades (z) para o solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa. As tensões foram feitas em amostras de solo com estrutura não-deformada, sendo que para tensões de 0 a 187 cm H <sub>2</sub> O utilizaram-se funis de placa porosa. e para as de 300 - 800 cm H <sub>2</sub> O "panela de pressão". ....	30
4 - Valores de umidade volumétrica para os diversos tempos (t) e profundidades (z) obtidos por meio de sonda de neutrons para o solo Terra Roxa Estruturada. ....	44
5 - Valores de umidade volumétrica para os diversos tempos (t) e profundidades (z) obtidos a partir de leitura de tensiômetros e curvas de retenção, para o solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa. ....	45
6 - Equações de regressão e seus respectivos coeficientes de determinação ( $r^2$ ) para as diversas profundidades (z), obtidas através do ajuste dos dados apresentados na Tabela 4 à equação (21). Solo Terra Roxa Estruturada. ....	62

TABELAPÁGINA

- 7 - Equações de regressão e seus respectivos coeficientes de determinação ( $r^2$ ) para as diversas profundidades (z), obtidas através do ajuste dos dados apresentados na Tabela 5 à equação (21). Solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa.... 63
- 8 - Valores de potencial total da água no solo nos diversos tempos (t) obtidos a partir de leituras de tensiômetros instalados às diversas profundidades (z) por meio da equação (37), para o solo Terra Roxa Estruturada..... 64
- 9 - Valores de potencial total da água no solo nos diversos tempos (t) obtidos a partir de leituras de tensiômetros instalados às diversas profundidades (z) por meio da equação (37), para o solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa... 65
- 10 - Equações de regressão e seus respectivos coeficientes de determinação ( $r^2$ ) para as diversas profundidades (z), obtidas através do ajuste dos dados apresentados na Tabela 8 à equação (32). Solo Terra Roxa Estruturada..... 66
- 11 - Equações de regressão e seus respectivos coeficientes de determinação ( $r^2$ ) para as diversas profundidades (z), obtidas através do ajuste dos dados apresentados na Tabela 9 à equação (32). Solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa..... 67
- 12 - Equações representativas das curvas características da água no solo Terra Roxa Estruturada para as diversas profundida-

TABELAPÁGINA

des (z), obtidas a partir das equações da Tabela 10.....	69
13 - Equações representativas das curvas características da água no solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa para as diversas profundidades (z) obtidas a partir das equações da Tabela 10.....	70
14 - Cálculo dos fluxos de água no solo às diversas profundidades (z) e diversos tempos (t) para o solo Terra Roxa Estruturada. Os valores de $\partial\theta/\partial t$ foram obtidos por derivação com relação ao tempo da equação (21).....	72
15 - Cálculo da condutividade hidráulica (K) em função da umidade ( $\theta$ ) para o solo Terra Roxa Estruturada. O cálculo de K foi feito através da equação (10). $\bar{\theta}$ representa a umidade média as diversas profundidades (z) nos tempos correspondentes onde se calcularam os valores de $\partial\theta/\partial t$ . Os valores de $\partial\psi/\partial z$ foram obtidos através das equações (32) e (38).....	75
16 - Cálculo dos fluxos de água no solo às diversas profundidades (z) e diversos tempos (t) para o solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa. Os valores de $\partial\theta/\partial t$ foram obtidos por derivação com relação ao tempo da equação (21).....	77
17 - Cálculo da condutividade hidráulica (K) em função da umidade ( $\theta$ ) para o solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa. O cálculo de K foi feito através da equação (10). $\theta$ represen	



TABELA

PÁGINA

ta a umidade às diversas profundidades (z) nos tempos correspondentes onde se calcularam os valores de $\partial\theta/\partial t$ . Os valores de $\partial\psi/\partial z$ foram obtidos através das equações (32) e (38).	80
18 - Valores de a, $\gamma$ e $K_0$ obtidos a partir das equações (23), (21) e (34) e valores de $K'_0$ e $\gamma'$ obtidos da regressão dos dados de K versus $\theta$ da Tabela 15. Solo Terra Roxa Estruturada...	93
19 - Valores de a, $\gamma$ e $K_0$ obtidos a partir das equações (23), (21) e (34) e valores de $K'_0$ e $\gamma'$ obtidos da regressão dos dados de K versus $\theta$ da Tabela 17. Solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa.....	94

## LISTA DAS FIGURAS

<u>FIGURA</u>	<u>PÁGINA</u>
1 - Parcela experimental do solo Terra Roxa Estruturada: distribuição dos tensiômetros e tubos de alumínio para acesso à sonda de neutrons. Os números de 1 a 6 se referem às profundidades 15, 45, 75, 105, 135 e 165 cm.....	32
2 - Parcela experimental do solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa: distribuição dos tensiômetros. Os números de 1 a 9 se referem às profundidades 15,30,45,60,75,90,105,120,135 cm	33
<del>3</del> - Representação esquemática da determinação da umidade do solo utilizando moderação de neutrons rápidos .....	36
4 - Diagrama de um tensiômetro instalado no campo. $z$ = profundidade; $h_c$ = altura do nível de mercúrio à superfície do solo; $h$ = altura da coluna de mercúrio (leitura).....	39
5 - Dados de umidade volumétrica ( $\theta$ ) obtidos com sonda de neutrons em função do tempo ( $t$ ) para a profundidade $z = 15$ cm do solo Terra Roxa Estruturada. A linha é dada pela equação (21).....	46
6 - Dados de umidade volumétrica ( $\theta$ ) obtidos com sonda de neutrons e de potencial total ( $\psi$ ) obtidos por meio da equação (37) em função do tempo ( $t$ ) para a profundidade $z = 45$ cm do solo Terra Roxa Estruturada. A linha da umidade é dada pela equação (21) e a linha do potencial total pela equação (32).	47

- 7 - Dados de umidade volumétrica ( $\theta$ ) obtidos com sonda de neutrons e de potencial total ( $\psi$ ) obtidos por meio da equação (37) em função do tempo (t) para a profundidade  $z = 75$  cm do solo Terra Roxa Estruturada. A linha da umidade é dada pela equação (21) e a linha do potencial total pela equação (32). 48
- 8 - Dados de umidade volumétrica ( $\theta$ ) obtidos com sonda de neutrons e de potencial total ( $\psi$ ) obtidos por meio da equação (37) em função do tempo (t) para a profundidade  $z = 105$  cm do solo Terra Roxa Estruturada. A linha da umidade é dada pela equação (21) e a linha do potencial total pela equação (32). 49
- 9 - Dados de umidade volumétrica ( $\theta$ ) obtidos com sonda de neutrons e de potencial total ( $\psi$ ) obtidos por meio da equação (37) em função do tempo (t) para a profundidade  $z = 135$  cm do solo Terra Roxa Estruturada. A linha da umidade é dada pela equação (21) e a linha do potencial total pela equação (32). 50
- 10 - Dados de umidade volumétrica ( $\theta$ ) obtidos com sonda de neutrons e de potencial total ( $\psi$ ) obtidos por meio da equação (37) em função do tempo (t) para a profundidade  $z = 165$  cm do solo Terra Roxa Estruturada. A linha da umidade é dada pela equação (21) e a linha do potencial total pela equação (32). 51
- 11 - Dados de umidade volumétrica ( $\theta$ ) obtidos a partir da leitura de tensiômetro através da equação (36) e curva de retenção e de potencial total ( $\psi$ ) obtidos por meio da equação (37) em

- função do tempo (t) para a profundidade 15 cm do solo Latosol Vermelho Amarelo-fase arenosa. A linha da umidade é dada pela equação (21) e a linha do potencial total pela equação (32) ..... 52
- 12 - Dados de umidade volumétrica ( $\theta$ ), obtidos a partir da leitura de tensiômetro através da equação (36) e curva de retenção e de potencial total ( $\psi$ ), obtidos por meio da equação (37), em função do tempo (t) para a profundidade 30 cm do solo Latosol Vermelho Amarelo-fase arenosa. A linha da umidade é dada pela equação (21) e a linha do potencial total pela equação (32)..... 53
- 13 - Dados de umidade volumétrica ( $\theta$ ), obtidos a partir da leitura de tensiômetro através da equação (36) e curva de retenção e de potencial total ( $\psi$ ) obtidos por meio da equação (37), em função do tempo (t) para a profundidade 45 cm do solo Latosol Vermelho Amarelo-fase arenosa. A linha da umidade é dada pela equação (21) e a linha do potencial total pela equação (32)..... 54
- 14 - Dados de umidade volumétrica ( $\theta$ ), obtidos a partir da leitura de tensiômetro através da equação (36) e curva de retenção e de potencial total ( $\psi$ ), obtidos por meio da equação (37), em função do tempo (t) para a profundidade 60 cm do solo Latosol Vermelho Amarelo-fase arenosa. A linha da u-

FIGURA

PÁGINA

umidade é dada pela equação (21) e a linha do potencial total pela equação (32)..... 55

15 - Dados de umidade volumétrica ( $\theta$ ), obtidos a partir da leitura de tensiômetro através da equação (36) e curva de retenção e de potencial total ( $\psi$ ), obtidos por meio da equação (37), em função do tempo (t), para a profundidade 75 cm do solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa. A linha da umidade é dada pela equação (21) e a linha do potencial total pela equação (32)..... 56

16 - Dados de umidade volumétrica ( $\theta$ ), obtidos a partir da leitura de tensiômetro através da equação (36) e curva de retenção e de potencial total ( $\psi$ ), obtidos por meio da equação (37), em função do tempo (t), para a profundidade 90 cm do solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa. A linha da umidade é dada pela equação (21) e a linha do potencial total pela equação (32)..... 57

17 - Dados de umidade volumétrica ( $\theta$ ), obtidos a partir da leitura de tensiômetro através da equação (36) e curva de retenção e de potencial total ( $\psi$ ), obtidos por meio da equação (37), em função do tempo (t), para a profundidade 105 cm do solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa. A linha da umidade é dada pela equação (21) e a linha do potencial total pela equação (32)..... 58

FIGURAPÁGINA

- 18 - Dados de umidade volumétrica ( $\theta$ ), obtidos a partir da leitura de tensiômetro através da equação (36) e curva de retenção, e de potencial total ( $\psi$ ), obtidos por meio da equação (37), em função do tempo (t) para a profundidade 120 cm do solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa. A linha da umidade é dada pela equação (21) e a linha do potencial total pela equação (32)..... 59
- 19 - Dados de umidade volumétrica ( $\theta$ ), obtidos a partir da leitura de tensiômetro através da equação (36) e curva de retenção, e de potencial total ( $\psi$ ), obtidos por meio da equação (37), em função do tempo (t) para a profundidade 135 cm do solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa. A linha da umidade é dada pela equação (21) e a linha do potencial total pela equação (32) ..... 60
- 20 - Dados de condutividade hidráulica (K) em função da umidade do solo ( $\theta$ ) para a profundidade  $z = 60$  cm do solo Terra Roxa Estruturada. A linha é regressão dos valores apresentados na Tabela 15 ..... 84
- 21 - Dados de condutividade hidráulica (K) em função da umidade volumétrica do solo ( $\theta$ ) para a profundidade  $z = 90$  cm do solo Terra Roxa Estruturada. A linha é regressão dos valores apresentados na Tabela 15..... 85

FIGURAPÁGINA

- 22 - Dados de condutividade hidráulica ( $K$ ) em função da umidade volumétrica do solo ( $\theta$ ) para a profundidade  $z = 120$  cm do solo Terra Roxa Estruturada. A linha é regressão dos valores apresentados na Tabela 15..... 86
- 23 - Dados de condutividade hidráulica ( $K$ ) em função da umidade volumétrica do solo ( $\theta$ ) para a profundidade  $z = 150$  cm do solo Terra Roxa Estruturada. A linha é regressão dos valores apresentados na Tabela 15..... 87
- 24 - Dados de condutividade hidráulica ( $K$ ) em função da umidade volumétrica do solo ( $\theta$ ) para a profundidade  $z = 30$  cm do solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa. A linha é regressão dos valores apresentados na Tabela 17..... 88
- 25 - Dados de condutividade hidráulica ( $K$ ) em função da umidade volumétrica do solo ( $\theta$ ) para a profundidade  $z = 60$  cm do solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa. A linha é regressão dos valores apresentados na Tabela 17..... 89
- 26 - Dados de condutividade hidráulica ( $K$ ) em função da umidade volumétrica do solo ( $\theta$ ) para a profundidade  $z = 90$  cm do solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa. A linha é regressão dos valores apresentados na Tabela 17..... 90

FIGURA

PÁGINA

- 27 - Dados de condutividade hidráulica ( $K$ ) em função da umidade volumétrica do solo ( $\theta$ ) para a profundidade  $z = 120$  cm do solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa. A linha é regressão dos valores apresentados na Tabela 17..... 91



## 1. INTRODUÇÃO

A água do solo se encontra geralmente em movimento. Assim, quando é adicionada uma determinada quantidade de água a um solo, como por exemplo, através de irrigação ou chuva, ela penetra e redistribui-se no seu interior. Se esta quantidade adicionada excede a capacidade de infiltração do solo, o excesso se move lateralmente sobre sua superfície. A questão de como a água se move sobre a superfície do solo, se infiltra ou evapora através dela e seu movimento através dos perfis de solo, tem aplicações práticas em diversas disciplinas da ciência agrônoma.

A água do solo é definida pela sua concentração ( $\text{cm}^3$  de água por  $\text{cm}^3$  de solo) e seu potencial em relação à energia da água livre. O solo é definido por seus coeficientes de transmissão os quais são propriedades do meio poroso e do líquido e que em última análise determinam onde estará o líquido em qualquer tempo, isto é, são os parâmetros que limitam o movimento do líquido.

Por outro lado, como é de conhecimento geral, o homem depen

de da terra para produzir seu alimento. E desde que os produtos alimentícios que nela se desenvolvem necessitam de um fornecimento adequado de água, o estudo da determinação da condutividade hidráulica dos solos, sob condições de campo, é de importância indiscutível, pois dele resultará um melhor manejo e, conseqüentemente, uma maior eficiência de uso da água na Agricultura.

Os primeiros métodos desenvolvidos para determinação da condutividade hidráulica como uma função da umidade do solo foram de laboratório e utilizavam amostras de solo com estrutura deformada. Mais tarde, estes métodos foram adaptados para determinações da função  $K(\theta)$  com amostras de solo de estrutura indeformada. Entretanto, os termos solos com estrutura deformada ou indeformada são muito relativos, visto que na prática quase toda amostragem causa alguma perturbação na amostra removida.

Por estes motivos torna-se evidente que o melhor é executar as medidas no próprio campo. Em princípio, os métodos que têm sido propostos para determinação da condutividade hidráulica como uma função da umidade sob condições de campo baseiam-se no método do perfil instantâneo com algumas modificações nas condições de contorno e na utilização de um processo de infiltração ou drenagem.

Dos procedimentos utilizados na execução do método do perfil instantâneo sob condições de campo o mais executado é o apresentado por *HILLEL et alii* (1972), provavelmente devido a sua relativa facilidade de aplicação.

O presente trabalho apresenta uma simplificação do procedimento de *HILLEL et alii* (1972) tornando-o analítico, além de apresentar um método de estimativa da condutividade hidráulica saturada e não saturada a partir apenas de medidas de umidade do solo em função do tempo em experimento de drenagem interna na qual se previne a evaporação através da superfície do solo.

## 2. REVISÃO DE LITERATURA

Em estudos de dinâmica da água em meios porosos, a primeira equação de fluxo foi introduzida por *DARCY (1856)* o qual trabalhou com colunas de areia saturada de água. Esta equação, conhecida como equação de Darcy, simplesmente estabelece que a quantidade de água que passa por unidade de tempo e de área através de um meio poroso é proporcional ao gradiente hidráulico. A constante de proporcionalidade, denominada condutividade hidráulica, caracteriza o meio poroso quanto à transmissão de água.

*SLICHTER (1898)* combinou a equação de Darcy com a equação da continuidade e obteve a clássica equação de Laplace que é a equação diferencial geral que rege o movimento da água em meios porosos saturados.

Entretanto, quando se estuda solos sob o ponto de vista agrícola, a condição com que se encontram na natureza é, normalmente, uma condição de não-saturação. Para descrever o fluxo não-saturado em solos, *BUCKINGHAM (1907)* introduziu os conceitos de condutividade hidráulica não-saturada e de potencial matricial, isto é, verificou a relação funcional

entre estas duas quantidades e a umidade do solo e, então, baseado nas equações de fluxo de calor e eletricidade, mas sem citar Darcy, postulou uma equação de fluxo semelhante a de Darcy com a diferença de possuir estas duas funções.

*SWARTZENDRUBER (1966, 1969)*, para retificar esta omissão de referência a Darcy no trabalho de *BUCKINGHAM*, tem chamado esta relação de fluxo de água em solo não-saturado como Equação de Buckingham-Darcy. Entretanto, o termo Equação de Darcy tornou-se consagrado e é utilizado tanto para solo saturado como para solo não-saturado.

*RICHARDS (1931)* combinou a equação de Darcy para fluxo não saturado com a equação da continuidade e obteve a equação diferencial geral que descreve o movimento não-saturado da água em solos, a qual é conhecida na literatura de ciência do solo como Equação de Richards. Este autor, neste mesmo trabalho, foi o primeiro a apresentar um método de determinação da condutividade hidráulica. Seu método consistiu em se utilizar uma pequena coluna de solo entre duas placas porosas de cerâmica, mantendo um gradiente de potencial constante entre as extremidades da coluna por meio de colunas de água. Uma vez atingida a condição de equilíbrio dinâmico, a condutividade hidráulica era facilmente estimada por meio da equação de Darcy.

Muito embora no aparelho original de *RICHARDS (1931)* placas de cerâmica tenham sido usadas, outros materiais como vidro sinterizado e plásticos de porosidade fina e uniforme (*NIELSEN e PHILLIPS, 1958*), placas de vidro "Pyrex" sinterizado com bordas sólidas disponíveis no

comércio para suportar grande pressão (*NIELSEN e BIGGAR, 1961*) e filtros de acetato de celulose (*ELRICK e BOWMAN, 1964*) têm sido utilizados para minimizar a queda de pressão através das placas. Detalhes de construção destes aparelhos para medida de condutividade hidráulica saturada e não-saturada podem ser vistos em *KLUTE (1965a, 1965b)*.

A utilização deste procedimento onde a coluna de solo é curta tem a vantagem de se poder utilizar amostras de solo com estrutura não deformada para a determinação da constante de proporcionalidade entre o fluxo de água no solo e o gradiente de potencial (*LALIBERTE e COREY, 1967*).

Por outro lado, em experimentos de infiltração onde os solos são acondicionados homogeneamente, colunas grandes (50-200 cm) são utilizadas para determinação da condutividade hidráulica. Um dos procedimentos empregados, de acordo com *KLUTE (1972)*, consiste em saturar a coluna de solo e em seguida fornecer um fluxo de água constante na sua extremidade superior e um lençol freático na inferior. Nestas condições haverá um fluxo para baixo e, sob condições de equilíbrio dinâmico, se a coluna for uniforme, a parte superior tenderá a atingir uma condição de umidade e potencial matricial constantes, sendo a condutividade hidráulica do solo nesta zona igual ao fluxo de água. Iniciando com a saturação e depois através de uma série de fluxos progressivamente decrescentes pode-se determinar a condutividade hidráulica como uma função do potencial matricial. *YOUNGS (1964)* descreve um método baseado neste princípio mudando apenas as condições de contorno e utilizando uma placa porosa no topo da coluna para controle do potencial matricial. Mais tarde, *HILLEL e BENYA-*

*MINI (1973)* adaptaram este método para condições de campo.

*GARDNER (1956)* através da utilização do aparelho de câmara de pressão cuja descrição detalhada pode ser encontrada em *RICHARDS (1965)*, desenvolveu um método para a determinação da condutividade hidráulica como uma função da umidade do solo através de simplificações que linearizam a equação de Richards e assim tornando-a solúvel. *MILLER e ELRICK (1958)* e *KUNZE e KIRKHAM (1962)* refinaram a técnica proposta por *GARDNER (1956)* no sentido de evitar o problema da resistência da placa porosa, enquanto *JACKSON et alii (1963)*, *DAVIDSON et alii (1966)* e outros a têm investigado experimentalmente.

Em experimentos de infiltração horizontal da água em colunas de solo homogeneamente acondicionados, *BRUCE e KLUTE (1965)* chegaram a uma equação pela qual, conhecendo-se o perfil de umidade em um dado instante, obtêm-se a difusividade da água no solo para qualquer umidade do solo entre a saturação e a seca ao ar. Como a condutividade hidráulica é igual à difusividade da água no solo multiplicada pela capacidade de água (*KLUTE, 1973*) e sendo a capacidade de água a tangente à curva umidade versus potencial matricial, basta possuir a curva de retenção da água no solo e a curva difusividade versus umidade para que a curva condutividade hidráulica versus umidade do solo seja elaborada. Vários pesquisadores têm utilizado esta metodologia para determinação da condutividade hidráulica de solos, podendo-se citar *REICHARDT et alii (1972)* que utilizaram solos de clima temperado e *LIBARDI (1974)* que utilizou solos de clima tropical. Quando se integra a equação de Richards com relação à distância obtêm-se que a diferença entre os fluxos nas distâncias correspondentes

aos limites de integração equivale à integral das variações da umidade com o tempo na camada de solo considerada. Se se conhece a variação da umidade do solo com a distância e com o tempo esta integral pode ser avaliada e, se um dos fluxos for conhecido, o outro pode ser estimado. Por outro lado, se as variações com o tempo e a distância do potencial total da água no solo também forem conhecidas, o gradiente de potencial num dado tempo e posição também pode ser avaliado. Nestas condições, dividindo-se o fluxo num dado tempo e posição pelo gradiente de potencial no mesmo tempo e posição obtém-se a condutividade hidráulica para a umidade encontrada naquela posição. Este método, que como se nota, se aplica para condições de fluxo transiente, tem o nome de "método do perfil instantâneo" e é muito utilizado tanto em experimentos de laboratórios como em experimentos de campo.

Segundo *KLUTE (1972)* este método parece ter sido aplicado pela primeira vez no laboratório por *RICHARDS e WEEKS (1953)* e no campo por *RICHARDS et alii (1956)*. Os primeiros mediram o fluxo de drenagem fechando uma das extremidades de uma coluna de solo previamente saturada colocada na posição horizontal, o gradiente de potencial por meio de tensiômetros com manômetro de mercúrio instalados ao longo da coluna e as variações da umidade do solo com a distância e o tempo a partir da curva de retenção e os dados obtidos com os tensiômetros. Os segundos, após saturarem um perfil de solo, permitiram que este sofresse evaporação e drenagem; através de medidas simultâneas de potencial matricial por meio de tensiômetros com manômetro de mercúrio instalados a diversas profundidades e amostragem do solo a estas mesmas profundidades para medida da umi-



dade, estimaram o gradiente de potencial e o fluxo de drenagem (ou evaporação) procurando ao longo do perfil as posições nas quais o fluxo se tornava igual a zero.

*OGATA e RICHARDS (1957)* utilizaram o mesmo procedimento de *RICHARDS et alii (1956)* com a diferença de que permitiram o perfil sofrer apenas o processo de drenagem cobrindo sua superfície de tal maneira que o fluxo nesta posição é sempre nulo.

*NIELSEN et alii (1962)* mediram a condutividade hidráulica em função da umidade do solo utilizando as mesmas técnicas de *OGATA e RICHARDS (1957)* com exceção da utilizada para medida da umidade que foi a da sonda de neutrons. Este procedimento é o que tem sido mais utilizado em condições de campo pela facilidade que a técnica da sonda de neutrons oferece em ser não destrutiva, podendo-se citar ainda os trabalhos de *ROSE et alii (1965)*, *van BAVEL et alii (1976)*, *HILLEL et alii (1972)*, *CHO et alii (1976)*, *DE BOODT et alii (1976)*, *VACHAUD et alii (1977)*, etc. e em nosso meio os trabalhos recentes de *REICHARDT e LIBARDI (1974)*, *GROHMANN et alii (1976)* e *SAUNDERS et alii (1978)*. Destes trabalhos merece destaque o de *HILLEL et alii (1972)* pelo fato de apresentar um roteiro simples e completo do método do perfil instantâneo sob condições de campo.

Fazendo um paralelo entre as técnicas empregadas no laboratório e no campo para medida da condutividade hidráulica pelo método do perfil instantâneo, a vantagem que a sonda de neutrons traz para estudos de campo equivale à vantagem que a técnica da atenuação de radiação gama apresenta para estudos sob condições controladas de laboratório. Assim,

*WATSON (1966)* trabalhando com colunas de areia determinou a condutividade hidráulica em função da umidade de maneira idêntica a de *RICHARDS e WEEKS (1953)* porém com a diferença de utilizarem a técnica da atenuação de radiação gama para medida da umidade, tensiômetros com transdutor de pressão para medida do potencial matricial e o fluxo de drenagem era vertical.

*WIND (1966)* utilizou colunas de solo com estrutura não deformada colocadas na posição vertical, mediu a umidade a partir de curvas de retenção, o potencial matricial por meio de elementos de resistência de "nylon" e tensiômetros, e o fluxo de evaporação fechando a base da coluna.

*VACHAUD (1967)* utilizou um raciocínio um pouco diferente. Como estava preocupado em verificar a validade da lei de Darcy a partir de dados de fluxo e de gradiente de potencial, realizou um experimento de infiltração horizontal e mediu a umidade do solo a várias distâncias da fonte de água em função do tempo. A partir desses dados e da curva de retenção construiu o gráfico do potencial matricial em função da distância para os diversos tempos, obtendo daí os gradientes de potencial para tempos determinados. Com os valores de gradiente obtidos desta maneira e os de fluxo medidos diretamente por meio de uma bureta de Mariotte construiu o gráfico fluxo versus gradiente para diferentes tempos e umidades obtendo uma relação linear (provando, portanto, a validade da lei de Darcy) e e cujos coeficientes angulares de cada linha obtida era igual à condutividade hidráulica para a umidade correspondente.

*WEEKS e RICHARDS (1967)* utilizaram o mesmo procedimento de *RICHARDS e WEEKS (1953)* porém, além de usarem o solo homogeneamente acondicionados em colunas, utilizaram também colunas de solo com estrutura não-deformada.

De maneira semelhante a *WIND (1966)*, *FLOCKER et alii (1968)* melhoraram a técnica deste autor por utilizarem a técnica da atenuação de radiação gama para medida da umidade do solo.

Através do mesmo raciocínio utilizado por *RICHARDS et alii (1956)* em experimentos de campo, *VACHAUD e THONY (1971)* determinaram a condutividade hidráulica em experimentos de laboratório de infiltração e redistribuição de água em colunas de solos homogêneos. Experimento semelhante foi desenvolvido por *ROGERS e KLUTE (1971)* o qual foi utilizado por *OVERMAN et alii (1971)* em estudos de comparação com valores de condutividade hidráulica calculados pelo procedimento de *GREEN e COREY (1971)*.

Em nosso meio, *CAVALCANTE et alii (1978)* utilizou o mesmo procedimento de *HILLEL et alii (1972)* para estimativa da condutividade hidráulica em função da umidade do solo sob condições de laboratório, sendo que a medida da umidade do solo foi feita pela técnica da atenuação da radiação gama e o potencial matricial a partir da curva característica da água do solo.

Uma variante do método do perfil instantâneo é aquela de se considerar gradiente unitário, daí o nome já consagrado "método do gradiente unitário". Esta aproximação tem sido explorada por *BLACK et alii (1969)* e *DAVIDSON et alii (1969)* os quais a recomendam em solos identifi-

cados como homogêneos.

*NIELSEN et alii* (1973) fizeram estimativas da condutividade hidráulica em função da umidade e profundidade do solo numa área de 150 ha com o objetivo de estudar a variabilidade espacial deste parâmetro. O método consistiu em medir a condutividade hidráulica por diferenças finitas utilizando o mesmo procedimento experimental do método do perfil instantâneo, sendo que o gradiente de potencial foi obtido matematicamente através da utilização de uma função "spline" cúbica (*ERH, 1972*) para ajuste dos valores de potencial total versus profundidade. Neste trabalho *NIELSEN* e seus colaboradores também utilizaram o método do gradiente unitário.

Recentemente, *VACHAUD et alii* (1977), trabalhando com dois solos típicos da República do Senegal, determinaram a condutividade hidráulica não saturada por dois métodos que chamam de método de drenagem interna e método do balanço natural que, se analisados com profundidade, nada diferem do método do perfil instantâneo de *RICHARDS e WEEKS (1953)* e *RICHARDS et alii (1956)*, respectivamente.

Muitos investigadores, por causa de certas dificuldades envolvidas na medida direta da condutividade hidráulica, têm procurado calculá-la a partir de outras propriedades do meio poroso de mais fácil medida. Assim, *CHILDS e COLLIS-GEORGE (1950)*, *MARSHALL (1958)* e *MILLINGTON e QUIRK (1959, 1960, 1961)* desenvolveram equações matemáticas para predizer a condutividade hidráulica não-saturada a partir da distribuição de tamanho de poros do solo. Vários pesquisadores têm testado estas equações com dados experimentais. Assim, *NIELSEN et alii (1960)* compararam o método de

*CHILDS e COLLIS-GEORGE (1950)* e o método de *MARSHALL (1958)* com valores de condutividade hidráulica medidos pelo método do perfil instantâneo em quatro solos, mostrando que o método de *CHILDS e COLLIS-GEORGE (1950)* apresentou resultados melhores do que o de *MARSHALL (1958)*.

*JACKSON et alii (1965)* mostraram que as imprecisões frequentemente encontradas nos valores de condutividade hidráulica computados podem ser corrigidas ajustando a curva condutividade versus umidade a um valor medido, enquanto *KUNZE et alii (1968)* fizeram testes de um método bastante parecido com o de *MILLINGTON e QUIRK (1959, 1960, 1961)* e descobriram que o uso de um grande número de classes de poros resultou num desvio maior dos resultados experimentais.

Por outro lado, *LALIBERTE et alii (1968)* apresentaram uma equação para calcular a condutividade hidráulica não-saturada utilizando soltrol como líquido e *BRUST et alii (1968)* verificaram que os valores da condutividade obtidos pelo método de *LALIBERTE et alii (1968)* concordaram melhor com os dados de campo obtidos pelo método do perfil instantâneo do que o método de *MILLINGTON e QUIRK (1959, 1960, 1961)*.

De acordo com *ELZEFTAWY e MANSELL (1975)*, que utilizaram o procedimento de *GREEN e COREY (1971)* para calcular a função  $K(\theta)$ , quando o valor da condutividade hidráulica saturada é usado como fator de ajuste, o método de *MILLINGTON e QUIRK (1959, 1960, 1961)* oferece vantagem sobre os de *CHILDS e COLLIS-GEORGE (1950)* e *MARSHALL (1958)* para cálculo da condutividade hidráulica não-saturada.

Outro método de laboratório que deve merecer atenção pela rapidez que oferece na determinação da condutividade hidráulica não-saturada é o proposto por *REICHARDT et alii (1975)*, pelo qual, conhecendo-se a umidade de saturação e a seca ao ar e a curva da distância da fonte de água à frente de molhamento versus a raiz quadrada do tempo em experimentos de infiltração horizontal, obtém-se imediatamente a relação funcional entre condutividade hidráulica e umidade do solo pela substituição destes valores na equação desenvolvida por estes autores através da técnica do "scaling".

Outra técnica recente para determinar a condutividade hidráulica de amostras de solo com estrutura não deformada tem sido proposta por *ALEMI et alii (1976)* a qual consiste em centrifugar a amostra de solo e obter uma equação analítica para a umidade do solo em função da distância e do tempo, a partir da qual a condutividade pode ser estimada.

Finalmente, *SIMMONS et alii (1978)*, em um relatório sobre "scaling" das propriedades hidráulicas do solo medidas em condições de campo, apresentam um método melhorado de estimativa da condutividade hidráulica não-saturada através da utilização de fatores de "scaling". Neste mesmo relatório introduziu-se uma idéia de relacionar a umidade de uma camada de solo com a umidade média do perfil de solo, a qual foi utilizada no trabalho ora proposto.

### 3. CONSIDERAÇÕES TEÓRICAS

#### 3.1. Derivação da Equação de Richards

A equação de fluxo através de um meio poroso saturado desenvolvida por Darcy em 1856 pode ser escrita como

$$q_0 = -K_0 \frac{d\psi}{dz} \dots\dots\dots (1)$$

onde  $q_0$  é o fluxo saturado de água em uma dimensão, isto é, o volume de água que flui por unidade de área e de tempo,  $K_0$  a condutividade hidráulica saturada do meio poroso,  $\psi$  o potencial total da água no solo igual à soma do potencial de pressão e o potencial gravitacional e  $z$  a coordenada vertical de posição.

Para fluxo saturado, a condutividade hidráulica na equação (1) é uma constante e representa uma propriedade do meio poroso em transmitir água. Para fluxo não saturado, esta propriedade se torna função da umidade do solo  $\theta$ , de tal maneira que a equação (1) é reescrita:

$$q = -K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \dots\dots\dots (2)$$

sendo q o fluxo não-saturado de água, K(θ) a condutividade hidráulica não saturada e ψ a soma do potencial matricial e gravitacional e, portanto, também função da umidade θ.

A equação (2) foi desenvolvida por *BUCKINGHAM* em 1907, porém é conhecida na literatura como equação da Darcy para fluxo não-saturado, muito embora alguns pesquisadores a chamem de equação de *BUCKINGHAM-DARCY*.

Além da equação de Darcy, o fluxo de água através de um meio deve obedecer também a lei da conservação da massa a qual em uma dimensão pode ser expressa como

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} \dots\dots\dots (3)$$

Se a equação (2) for substituída na equação (3), obtém-se a seguinte equação

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

conhecida como Equação de Richards.



### 3.2. Método do Perfil Instantâneo

Com este método procura-se uma solução para a equação de Richards. Para tanto, após a saturação de um perfil de solo e prevenção da evaporação através de sua superfície, as seguintes condições inicial e de contorno podem ser utilizadas durante seu processo de redistribuição:

$$\theta = \theta(z) \quad , \quad t = 0 \quad , \quad z > 0 \quad \dots\dots\dots (5)$$

$$\theta = \theta_i \quad , \quad t > 0 \quad , \quad z = \infty \quad \dots\dots\dots (6)$$

$$q = 0 \quad , \quad t > 0 \quad , \quad z = 0 \quad \dots\dots\dots (7)$$

onde  $\theta_i$  = umidade inicial do solo.

Assim sendo, integrando-se a equação (4) com relação à profundidade z, obtêm-se

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

ou

$$\int_{z_1}^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \Big|_z - K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \Big|_{z_1} \quad \dots\dots\dots (8)$$

a qual, pela condição (7) se torna

$$\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \Big|_z \quad \dots\dots\dots (9)$$

ou, explicitando  $K(\theta)$

$$K(\theta) \Big|_z = \frac{\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz}{\frac{\partial \psi}{\partial z} \Big|_z} \dots\dots\dots (10)$$

Nestas condições, através de medidas simultâneas de umidade do solo e potencial total da água no solo durante um certo período, determinam-se a integral da equação (10), que corresponde ao fluxo de água na profundidade  $z$ , e o gradiente de potencial total na mesma profundidade, respectivamente.

No método do gradiente unitário assume-se o gradiente de potencial total em  $z$  igual à unidade e aproxima-se a integral da equação (10) como o produto da profundidade do solo  $z$  pela taxa de variação da umidade média do perfil  $\bar{\theta}$ , isto é,

$$K(\theta) \Big|_z = \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} \cdot z \dots\dots\dots (10a)$$

### 3.3. Relação Entre a Umidade Média do Perfil de Solo até a Profundidade $z$ e a Umidade em $z$

Como se sabe da literatura, o movimento de água dentro de um perfil de solo no sentido descendente após uma chuva ou irrigação recebe o nome de drenagem interna. No caso em que, após cessado o processo

de infiltração num solo sem vegetação, previne-se o fluxo de água através de sua superfície, a umidade ao longo do perfil até a profundidade de irrigação deve decrescer sempre com o tempo.

Imaginemos, então, um solo com um perfil de umidade inicial qualquer. Se, depois de um determinado tempo de drenagem, o novo perfil for paralelo ao inicial, tem-se:

$$\theta(z,t) = \theta_0(z) + \beta(t) \dots\dots\dots (11)$$

onde  $\theta_0(z)$  é o perfil inicial,  $\theta(z,t)$  o perfil depois de determinado tempo e  $\beta$  um fator que depende só do tempo (t).

Calculando a umidade média do perfil de acordo com a expressão

$$\bar{\theta} = \frac{1}{z} \int_0^z \theta(z,t) dz \dots\dots\dots (12)$$

que define a umidade média do perfil até a profundidade z, obtêm-se

$$\bar{\theta}(z,t) = \bar{\theta}_0(z) + \beta(t) \dots\dots\dots (13)$$

Substituindo o valor de  $\beta(t)$  da equação (11) na equação (13) resulta

$$\bar{\theta}(z,t) = \theta(z,t) + \bar{\theta}_0(z) - \theta_0(z).$$

ou chamando

$$\bar{\theta}_o(z) - \theta_o(z) = b,$$

então

$$\bar{\theta}(z,t) = \theta(z,t) + b \dots\dots\dots (14)$$

Por esta equação (14) percebe-se que, se a umidade inicial numa dada profundidade  $\theta_o(z)$  for igual à umidade inicial média até esta profundidade  $\bar{\theta}_o(z)$ , isto é,  $b = 0$ , então o mesmo fenômeno acontece para qualquer outra condição que não a inicial naquela profundidade, ou seja,  $\bar{\theta}(z,t) = \theta(z,t)$ .

Como já foi dito, este raciocínio só é válido para os casos em que os perfis de umidade sofrem uma translação paralela com o tempo em relação ao perfil inicial.

Para o caso mais geral de perfis de umidade cuja translação com o tempo não é paralela em relação ao perfil inicial, deve existir um fator a independente do tempo que, introduzido na equação (14), a torne válida para esta condição, isto é:

$$\bar{\theta}(z,t) = a . \theta(z,t) + b \dots\dots\dots (15)$$

Nesta equação a e b dependem apenas da profundidade z.

### 3.4. Equação Analítica para Variação da Umidade do Solo com o Tempo

A partir do mesmo procedimento experimental utilizado no método do perfil instantâneo para a determinação da condutividade hidráulica no campo (ver item 4.6) e da equação (15), pode-se obter uma equação analítica para a variação da umidade do solo com o tempo durante a drenagem do perfil.

Como já vimos na descrição teórica do método do perfil instantâneo, integrando-se a equação de Richards com relação a  $z$ , de 0 a  $z$ , obtêm-se:

$$\int_0^z \frac{\partial \theta(z,t)}{\partial t} dz = K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \dots\dots\dots (9)$$

A maneira usual de se resolver a integral da equação (9) é tomar a umidade média até a profundidade  $z$ , de tal maneira que

$$\frac{\partial \bar{\theta}(z,t)}{\partial t} z = K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \dots\dots\dots (16)$$

Por outro lado, se derivarmos a equação (5) com relação ao tempo, obtemos

$$\frac{\partial \bar{\theta}(z,t)}{\partial t} = a \frac{\partial \theta(z,t)}{\partial t} \dots\dots\dots (17)$$

A substituição da equação (17) na equação (16) fornece

$$a \cdot z \cdot \frac{\partial \theta(z,t)}{\partial t} = k(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \dots\dots\dots (18)$$

Uma hipótese bastante válida para a drenagem de um perfil é a de se considerar gradiente unitário, principalmente a grandes profundidades.

Considerando esta hipótese e assumindo ainda que a condutividade hidráulica seja uma função exponencial da umidade do solo da forma

$$k(\theta) = k_o e^{\gamma(\theta-\theta_o)} \dots\dots\dots (19)$$

onde  $k_o$  e  $\theta_o$  são valores de  $k$  e  $\theta$  correspondentes a condição de infiltração em equilíbrio dinâmico, a equação (18) se torna

$$a \cdot z \cdot \frac{\partial \theta(z,t)}{\partial t} = k_o e^{\gamma(\theta-\theta_o)}$$

A utilização de uma relação exponencial entre a condutividade hidráulica e a umidade do solo (equação 19) também é válida visto que, para a faixa de umidade na qual se trabalha sob condições de campo, ela quase sempre se verifica com um alto coeficiente de correlação.

Considerando  $z$  constante e separando as variáveis, resulta

$$e^{-\gamma(\theta-\theta_o)} d\theta = - \frac{k_o}{az} dt \dots\dots\dots (20)$$

Integrando a equação (20) de  $\theta_o$  a  $\theta$  e de 0 a  $t$ , obtêm-se

$$\theta = \theta_0 - \frac{1}{\gamma} \ln \left( 1 + \frac{\gamma K_0}{a \cdot z} \cdot t \right) \dots\dots\dots (21)$$

que é a equação que nos possibilita verificar como a umidade do solo varia com o tempo em cada profundidade em experimentos de redistribuição de água no solo onde se previne a evaporação.

Em termos de profundidade média até a profundidade z, a equação seria

$$\bar{\theta} = \bar{\theta}_0 - \frac{1}{\gamma} \ln \left( 1 + \frac{\bar{\gamma} K_0}{z} t \right) \dots\dots\dots (22)$$

de tal maneira que

$$a = \frac{\gamma}{\bar{\gamma}} \dots\dots\dots (23)$$

que é uma maneira relativamente fácil de se calcular o coeficiente a.

### 3.5. Equação Analítica da Variação do Potencial Total com o Tempo

Quando se consulta a literatura sobre estes aspectos de dinâmica da água no solo, verifica-se que, além da condutividade hidráulica a difusividade da água no solo também se relaciona exponencialmente com a umidade do solo, isto é,

$$D = D_0 \cdot e^{\alpha(\theta - \theta_0)} \dots\dots\dots (24)$$

ondé aqui também  $D_o$  e  $\theta_o$  representam os valores de  $D$  e  $\theta$  correspondentes a condição de infiltração em equilíbrio dinâmico.

Por outro lado, lembrando que o potencial total da água no solo é igual à soma do potencial gravitacional e potencial matricial e que na equação de Darcy este último seja uma função unívoca da umidade do solo, verifica-se que

$$D(\theta) = K(\theta) \frac{d\psi_m}{d\theta} \dots\dots\dots (25)$$

ou

$$\frac{d\psi_m}{d\theta} = \frac{D(\theta)}{K(\theta)} \dots\dots\dots (26)$$

onde  $\psi_m$  = potencial matricial

Substituindo as equações (19) e (24) na equação (26) resulta

$$\dots\dots\dots \frac{d\psi_m}{d\theta} = \frac{D(\theta)}{K(\theta)} = \frac{D_o}{K_o} \cdot e^{(\alpha-\gamma)(\theta-\theta_o)} \dots\dots\dots (27)$$

Integrando a equação (27) de  $\psi_m$  a 0 e de  $\theta$  a  $\theta_o$ , obtém-se

$$\int_{\psi_m}^0 d\psi_m = \frac{D_o}{K_o} \int_{\theta}^{\theta_o} e^{(\alpha-\gamma)(\theta-\theta_o)} d\theta$$



ou

$$\psi_m = \frac{D_o}{K_o(\alpha-\gamma)} \left[ e^{(\alpha-\gamma)(\theta-\theta_o)} - 1 \right]$$

ou ainda

$$\psi_m = A \left[ e^{B(\theta-\theta_o)} - 1 \right] \dots\dots\dots (28)$$

sendo, portanto,

$$A = \frac{D_o}{K_o(\alpha-\gamma)} \dots\dots\dots (29)$$

e

$$B = \alpha - \gamma \dots\dots\dots (30)$$

Entretanto, como  $\psi = \psi_m + z$ , tem-se, a partir da equação (28), que:

$$\psi = A \cdot e^{B(\theta-\theta_o)} - A + z \dots\dots\dots (31)$$

Substituindo a equação (21) na equação (31), obtêm-se

$$\psi = A \cdot e^{E \ln(1+Ct)} + F \dots\dots\dots (32)$$

onde

$$E = 1 - \frac{\alpha}{\gamma} \dots\dots\dots (33)$$

$$C = \frac{\gamma K_o}{a.z} \dots\dots\dots (34)$$

e

$$F = - \frac{D_o}{K_o(\alpha-\gamma)} + z \dots\dots\dots (35)$$

Assim, por meio da equação (32) pode-se verificar como o potencial total da água no solo varia com o tempo e profundidade em experimentos de redistribuição de água no solo sem evaporação. Desta maneira uma vez obtidas as curvas  $\psi$  versus  $t$  em duas profundidades do perfil de solo obtêm-se o gradiente de potencial automaticamente por diferença finita.

## 4. MATERIAL E MÉTODOS

### 4.1. Áreas Experimentais.

As duas áreas experimentais utilizadas neste trabalho localizam-se dentro do campus da Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba. Uma delas se situa próximo ao Posto Agrometeorológico do Departamento de Física e Meteorologia e a outra pertence à Fazenda Sertãozinho do Departamento de Solos e Geologia.

Apesar da distância entre elas ser de aproximadamente 2 Km, seus solos são muito diferentes sob o ponto de vista físico-químico. Assim, na área junto ao Posto o solo é uma Terra Roxa Estruturada (Alfisol, de acordo com a 7a. aproximação) enquanto que na da Fazenda Sertãozinho o solo é Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa. As tabelas 1 e 2 apresentam resultados de análise mecânica e densidade para diversas profundidades destes solos. A tabela 3 apresenta dados de potencial matricial versus umidade para o solo Latossol Vermelho Amarelo, obtidos com amostras de solo de estrutura não-deformada (ver item 4.4).

TABELA 1 - Análise mecânica, classe textural e densidade global do perfil do solo Terra Roxa Estruturada.

Profundidade (cm)	% Argila	% Silte	% Areia	Classe Textural	Densidade Global (g.cm <sup>-3</sup> )
15	45,7	12,9	41,4	Argila	1,579
45	58,1	11,6	30,3	Argila	1,500
75	57,0	13,0	30,0	Argila	1,350
105	53,1	14,0	32,9	Argila	1,277
135	51,3	14,4	34,3	Argila	1,216
165	51,0	13,2	35,8	Argila	1,213

TABELA 2 - Análise mecânica, classe textural e densidade global do perfil do solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa

Profundidade (cm)	% Argila	% Silte	% Areia	Classe Textural	Densidade Global (g. cm <sup>-3</sup> )
15	18,17	4,72	77,11	areno-argiloso	1,51
30	27,88	14,22	67,90	areno-argiloso	1,44
45	26,82	5,29	67,89	areno-argiloso	1,40
60	27,10	3,93	68,97	areno-argiloso	1,35
75	28,11	3,08	68,81	areno-argiloso	1,35
90	27,87	3,16	68,97	areno-argiloso	1,36
105	26,41	5,51	68,87	areno-argiloso	1,41
120	28,31	3,61	68,08	areno-argiloso	1,40
135	26,78	5,20	68,02	areno-argiloso	1,37

TABELA 3 - Valores de umidade nas diversas tensões ( $\psi_m$ ) e profundidades (z) para o solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa. As tensões foram feitas em amostras de solo com estrutura não-formada, sendo que para tensões de 0 a 187 cm H<sub>2</sub>O utilizaram-se funis de placa porosa e para as de 300-800 cm H<sub>2</sub>O "panela de pressão"

$\psi_m$ (cm H <sub>2</sub> O)	z 15 cm	z 30 cm	z 45 cm	z 60 cm	z 75 cm	z 90 cm	z 105cm	z 120cm	z 135cm
0	0,390	0,400	0,409	0,427	0,395	0,383	0,383	0,396	0,391
- 26	0,290	0,350	0,344	0,377	0,335	0,325	0,329	0,352	0,348
- 46	0,250	0,320	0,305	0,333	0,286	0,289	0,291	0,312	0,305
- 97	0,220	0,280	0,257	0,271	0,219	0,227	0,231	0,239	0,236
-141	0,200	0,260	0,239	0,248	0,193	0,206	0,207	0,211	0,209
-187	0,180	0,250	0,227	0,235	0,177	0,192	0,194	0,196	0,194
-300	0,167	0,201	0,190	0,173	0,172	0,173	0,177	0,171	0,161
-500	0,148	0,188	0,175	0,159	0,157	0,157	0,162	0,155	0,149
-800	0,133	0,178	0,168	0,150	0,148	0,148	0,152	0,145	0,138

## 4.2. Instalação do Experimento

Para aplicar o método do perfil instantâneo no campo, utilizaram-se parcelas de dimensões 5 x 5 m para ambos os solos. Essas parcelas foram niveladas e cercadas com tábuas de 30 cm de largura instaladas numa pequena vala de 15 cm de profundidade sendo que o solo ao seu redor foi bem compactado para evitar vazamento.

Dentro da parcela do solo Terra Roxa Estruturada instalaram-se três tubos de alumínio de 3,0 cm de diâmetro interno e 3,4 cm de diâmetro externo até a profundidade de 2 m para acesso da sonda de neutrons. Além disso, tensiômetros com manômetros de mercúrio foram também instalados às profundidades de 15, 45, 75, 105, 135 e 165 cm. A distribuição destes instrumentos dentro da parcela pode ser vista na Figura 1.

Na parcela escolhida no solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa foram instalados apenas tensiômetros às profundidades 15, 30, 45, 60, 75, 90, 105, 120 e 135 cm (Figura 2).

## 4.3. Saturação dos Perfis de Solo

A infiltração foi iniciada colocando água nas parcelas por meio de uma mangueira munida de um registro a partir de um caminhão pipa, até que se estabelecesse fluxo constante nos perfis de solo em todas as profundidades, até 165 cm para o solo Terra Roxa Estruturada e até 135 cm para o solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa.

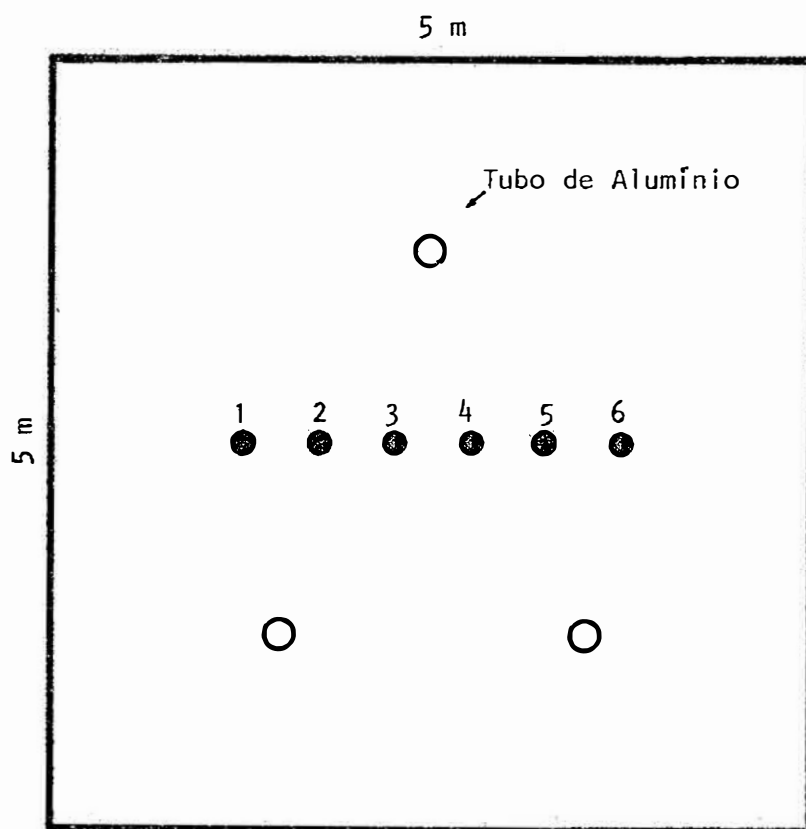


Fig. 1 - Parcela experimental do solo Terra Roxa Estruturada: distribuição dos tensiômetros e tubos de alumínio para acesso da sonda de neutrons. Os números de 1 a 6 se referem às profundidades 15,45,75,105,135 e 165 cm.



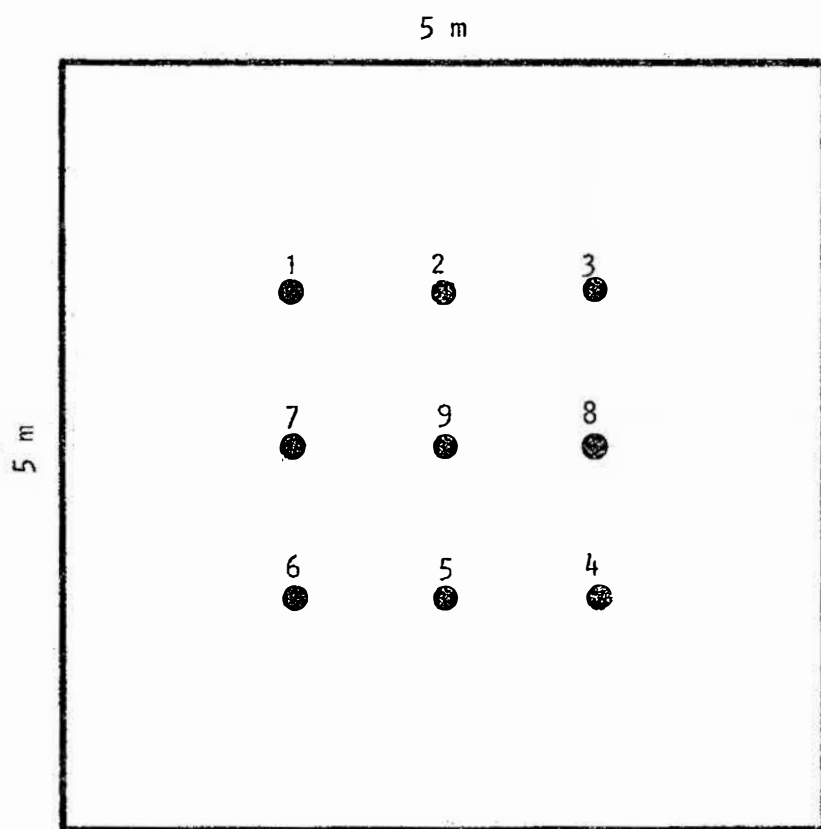


Fig. 2 - Parcela experimental do solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa: distribuição dos tensiômetros. Os números de 1 a 9 se referem às profundidades 15, 30, 45, 60, 75, 90, 105, 120 e 135 cm.

A confirmação de que se atingiu uma condição de equilíbrio dinâmico foi obtida por meio das alturas das colunas de mercúrio nos tensiômetros, isto é, quando estas permanecem constantes é sinal de que a umidade do solo não está mais variando e, conseqüentemente, o fluxo deve ser constante.

Os tempos necessários para o estabelecimento da condição de equilíbrio dinâmico foram de aproximadamente quatro horas para o solo Terra Roxa Estruturada e duas horas para o solo Latossol Vermelho Amarelo fase arenosa. A taxa com que a água era aplicada às parcelas ou a taxa de sua subsistência sobre a superfície dos solos (uma lâmina de água de aproximadamente 10 cm para ambas as parcelas) pode definir também a condição de equilíbrio dinâmico.

Uma vez atingida esta situação, mediu-se a taxa de infiltração por meio de cilindros de plástico PVC de 30 cm de diâmetro e 40 cm de altura pressionando-os sobre a superfície do solo e medindo a taxa de decrescimo da altura da lâmina de água em seu interior por meio de uma regua. Terminada esta operação, que foi feita em vários locais para se obter uma boa média, cobriram-se as parcelas com uma lona de plástico preta de 40 m<sup>2</sup> para evitar qualquer fluxo através da superfície (evaporação ou infiltração).

#### 4.4. Perfis de Umidade em Função do Tempo

No solo Terra Roxa Estruturada, as medidas de umidade do solo nas profundidades 15, 45, 75, 105, 135 e 165 cm foram executadas com

uma sonda de neutrons manufaturada pela Nordisk Elektrisk Apparatfabrik, Copenhagen, Dinamarca, modelo BASC Depth Moisture Probe. Ela contém uma fonte de  $^{241}\text{Am-Be}$  de atividade 30 mCi e um cristal cintilador  $^6\text{LiI (Eu)}$ .

As medidas de umidade foram feitas a intervalos de 30 cm iniciando-se com a profundidade de 15 cm e terminando com a de 165 cm, uma vez que o espalhamento de neutrons ocorre num certo volume de solo ou esfera de influência, a qual foi considerada possuir um raio de aproximadamente 15 cm para o solo em estudo. Nestas condições, a umidade obtida na profundidade 15 cm corresponde à umidade média da camada 0-30 cm, a obtida na profundidade 45 cm equivale à camada 30-60 cm, etc., como pode ser visualizado na Figura 3.

As leituras com a sonda foram feitas a intervalos de horas no início logo após a cobertura da superfície com plástico e a intervalos de dias após as primeiras 24 horas, durante um período de 20 dias, sendo que os dados de contagem obtidos foram convertidos em umidade por cento volume através de curvas de calibração obtidas previamente por *REICHARDT et alii (1974)* para este solo.

Para o caso da Fazenda Sertãozinho, os valores de umidade do solo em função da profundidade e do tempo foram obtidos a partir de curvas de retenção de água. Estas foram elaboradas com amostras de solo de estrutura não-deformada de 4,5 cm de diâmetro e 5,0 cm de altura nas tensões  $\pm 26$ , - 46, -97, -141 e -187 cm  $\text{H}_2\text{O}$  usando um funil de placa porosa e "panela de pressão" para as tensões -300, -500 e -800 cm  $\text{H}_2\text{O}$ .

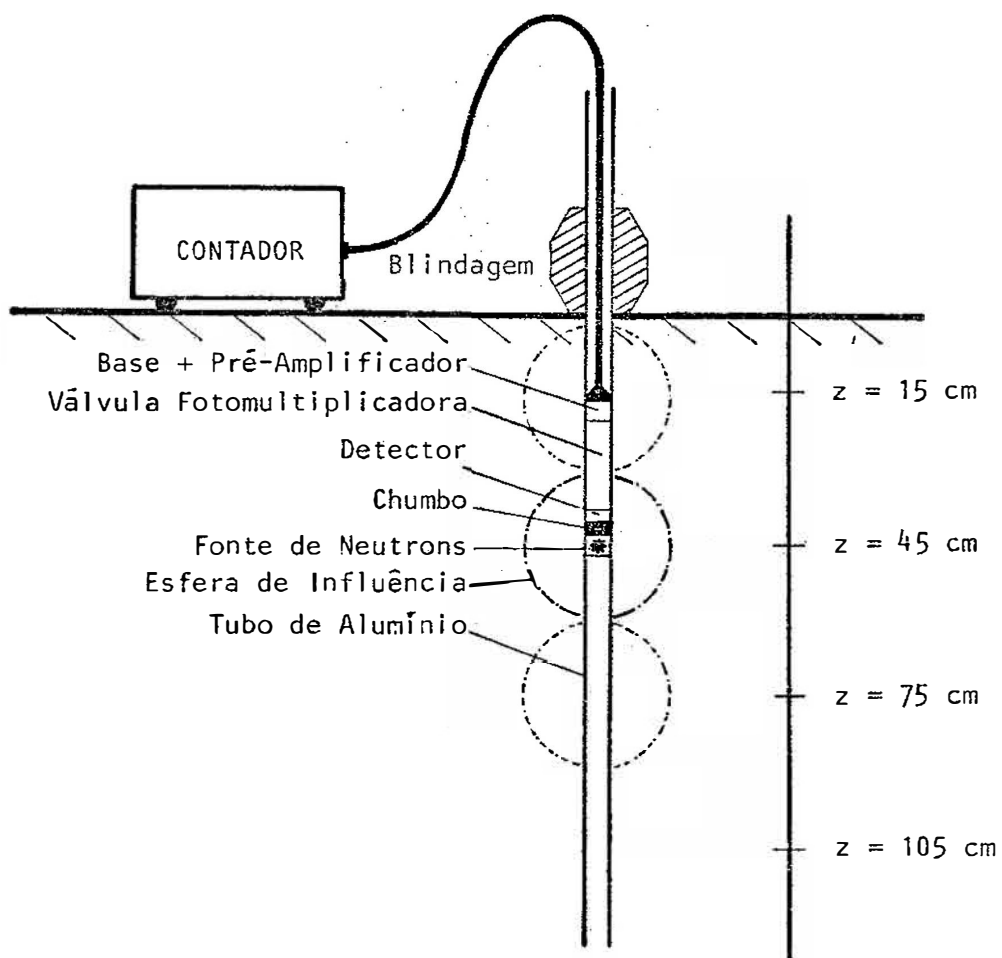


Fig. 3 - Representação esquemática da determinação da umidade do solo utilizando moderação de neutrons rápidos.

As amostras de solo foram obtidas de uma trincheira feita próxima da parcela por meio de um pequeno cilindro de PVC de 80 cm<sup>3</sup> com uma das extremidades cortante através da qual a amostra era facilmente obtida por simples pressão, uma vez que todo o perfil fora previamente umedido.

Determinaram-se nove curvas características correspondentes às profundidades de instalação dos tensiômetros, sendo que foram retiradas seis amostras de cada profundidade.

Através deste mesmo procedimento de amostragem, obtiveram-se valores de densidade global para cada profundidade de ambas as parcelas.

#### 4.5. Perfis de Potencial Total em Função do Tempo

Os valores de potencial total da água no solo nas diversas profundidades como uma função do tempo foram obtidos somando-se os valores de potencial matricial obtidos com os tensiômetros com os valores das profundidades correspondentes, assumindo o potencial gravitacional (  $\equiv$  profundidade ) negativo no sentido descendente a partir da superfície do solo.

Os tensiômetros, localizados no centro das parcelas (Figuras 1 e 2), consistem de um tubo de plástico PVC de 1/2 polegada de diâmetro e comprimento de acordo com a profundidade para a qual se deseja obter o valor do potencial matricial, uma cápsula porosa colada numa das ex

tremidades do tubo e uma rolha de borracha ajustada na outra, e um tubo de "nylon" de 2 mm de diâmetro e comprimento variável conectado numa das extremidades ao tubo PVC e na outra a um tubo de vidro de aproximadamente 80 cm, o qual é imerso numa cuba de mercúrio (Figura 4).

No presente experimento, os tubos de vidro de cada tensiômetro foram imersos numa única cuba de mercúrio sendo que o conjunto de tubos de vidro-cuba de mercúrio foi fixado numa haste de madeira instalada à margem da parcela experimental.

Este procedimento facilitou a leitura dos tensiômetros a qual era feita por meio de uma régua simultaneamente com as medidas de umidade para a parcela localizada junto ao Posto Agrometeorológico.

Para a parcela da Fazenda Sertãozinho, pelo fato de ser um solo arenoso, de alta taxa de infiltração, as leituras nas duas primeiras horas, após a cobertura da superfície do solo com plástico, foram feitas de 15 em 15 minutos, a partir da qual de hora em hora e depois a intervalos de dias, também num período de vinte dias.

Os valores medidos da altura da coluna de mercúrio ( $h$ ) juntamente com a distância da superfície do solo ao nível de mercúrio na cuba ( $h_c$ ) e a profundidade de instalação da cápsula porosa ( $z$ ) foram utilizadas na fórmula

$$\psi_m = -12.6h + h_c + z \dots\dots\dots (36)$$

para calcular o potencial matricial ( $\psi_m$ ) e então o potencial total ( $\psi$ ),

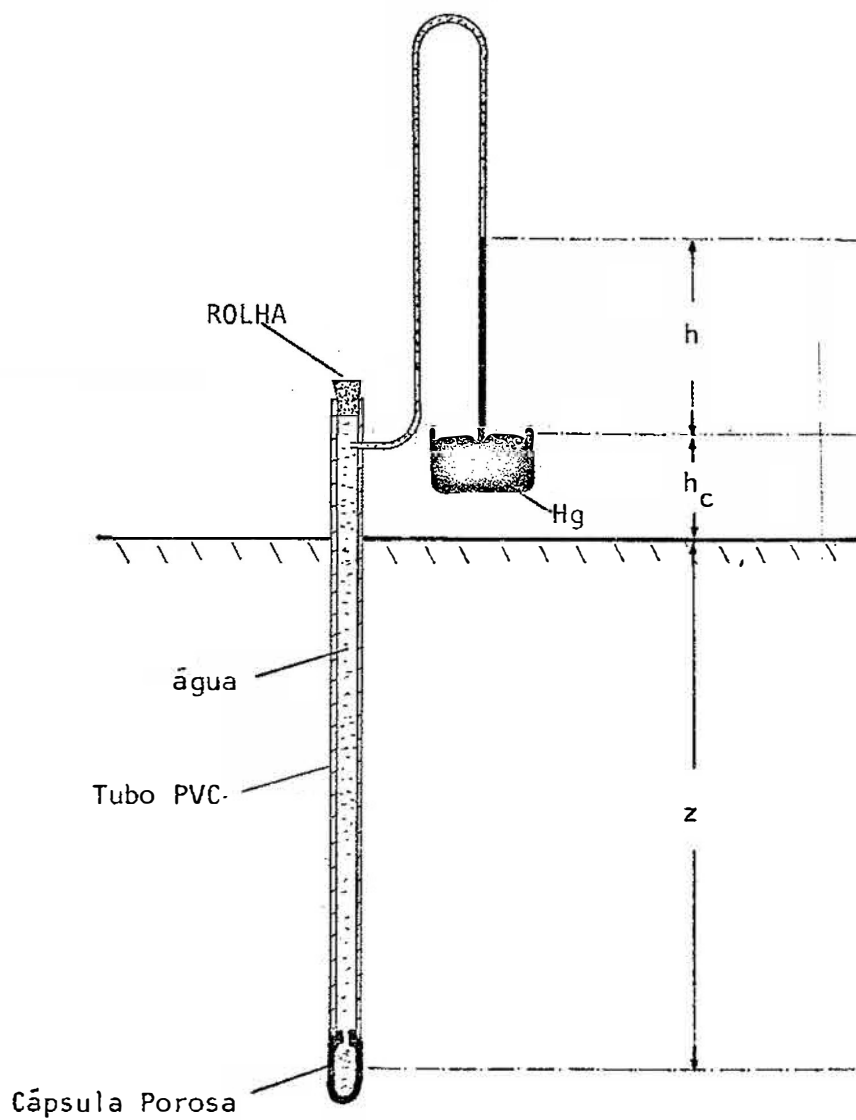


Fig. 4 - Diagrama de um tensiômetro instalado no campo.  $z$  = profundidade;  $h$  = altura do nível de mercúrio à superfície do solo;  $h_c$  = altura da coluna de mercúrio (leitura).

$$\psi = -12.6h + h_c \dots\dots\dots (37)$$

nas diversas profundidades em função do tempo.

## 4.6. Condutividade Hidráulica

### 4.6.1. Método do Perfil Instantâneo

Os experimentos descritos nos itens 4.2, 4.3, 4.4 e 4.5, foram realizados para que se pudesse calcular a condutividade hidráulica como uma função da umidade do solo pelo método do perfil instantâneo.

*HILLEL et alii (1972)* apresenta um procedimento simplificado para esta determinação a partir da teoria descrita no item 3.2. Este procedimento, o qual foi utilizado neste trabalho, consiste na elaboração de duas tabelas; uma para determinação do fluxo de água no solo nas diversas profundidades e para diversos tempos a partir da integral da equação (10) a qual é aproximada para uma somatória, sendo que  $\partial\theta/\partial t$  medida graficamente através da tangente em pontos particulares no tempo nas curvas  $\theta$  versus  $t$ ; e a outra para cálculo da condutividade hidráulica em cada profundidade e para diferentes umidades dividindo os fluxos apresentados na primeira tabela pelos gradientes de potencial também obtidos graficamente a partir dos gráficos de perfis de potencial total para os diversos tempos.

No presente experimento, entretanto, este procedimento foi melhorado uma vez que se conseguiu torná-lo analítico pelo ajuste dos



dos de umidade versus tempo e potencial total versus tempo às equações (21) e (32), respectivamente. Assim, a partir da equação (21)  $\partial\theta/\partial t$  pôde ser obtida analiticamente enquanto que por meio da equação (32) determinam-se os valores de  $\psi$  nas profundidades de interesse e, conseqüentemente, o gradiente de potencial pela equação

$$\frac{\partial\psi}{\partial z} \approx \frac{\psi_1 - \psi_2}{z_1 - z_2} \dots\dots\dots (38)$$

sendo  $\psi_1$  e  $\psi_2$  os valores de potencial total às profundidades  $z_1$  e  $z_2$ , para um mesmo tempo  $t$ , respectivamente.

#### 4.6.2. Método Proposto

Em condições de equilíbrio dinâmico o fluxo de água em qualquer camada de solo deve ser o mesmo. Quando se assume gradiente de potencial unitário, a condutividade hidráulica se torna idêntica ao fluxo. Nestas condições, se os dados experimentais se ajustarem à equação (21), o valor de  $\gamma$  pode ser estimado e, através da medida do fluxo de água sob condições de equilíbrio dinâmico por meio de um cilindro graduado, quando da saturação do perfil, o valor da condutividade hidráulica é diretamente estimado pela equação (19). Portanto, com estas suposições de gradiente unitário e de a condutividade hidráulica ser uma função exponencial da umidade, basta obter o gráfico de  $\theta$  versus  $t$  para a camada desejada e medir o valor de  $K_0$  para que a curva  $K$  versus  $\theta$  para a referida camada seja elaborada.

Analisando, porém, com mais detalhe a equação (20) e a definição do coeficiente  $\underline{a}$ , verifica-se que para a primeira camada seu valor será sempre unitário. Como o  $K_0$  deve ser o mesmo em todas as profundidades desde que  $\partial\psi/\partial z = 1$ , através do ajuste dos dados de  $\theta$  versus  $t$  com a equação (21) para a primeira camada, o valor de  $K_0$  é facilmente estimado. Assim, com as mesmas suposições de gradiente unitário e relação exponencial entre  $K$  e  $\theta$  estimam-se os valores de  $\gamma$  e  $K_0$  para a camada de interesse e conseqüentemente a função  $K(\theta)$  simplesmente medindo, como uma função do tempo, a umidade da primeira camada e daquela para a qual se deseja determinar a condutividade hidráulica.

No presente trabalho, como se dispunha de valores de  $\theta$  versus  $t$  para as diversas profundidades, determinaram-se os valores de  $\underline{a}$  para cada camada por meio da equação (23).

A partir da regressão dos dados de umidade em função do tempo por meio da equação (21) obtiveram-se os valores dos parâmetros  $\gamma$  e  $\gamma K_0/az$  e, portanto, de  $K_0$  para cada profundidade os quais, teoricamente, deveriam ser iguais uma vez que se trata de fluxo em equilíbrio dinâmico e o gradiente de potencial é assumido unitário. No entanto, devido a erros experimentais, deve existir uma certa oscilação entre os valores de  $K_0$  de uma camada para outra de tal maneira que o valor médio de todo o perfil seria aconselhável. Assim, com este valor médio de  $K_0$  e os valores de  $\gamma$  de cada camada, pode-se construir a curva  $K$  versus  $\theta$  para cada profundidade, uma vez que com estes dois parâmetros a equação (21) fica completamente caracterizada.

## 5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 5.1. Perfis de Umidade em Função do Tempo

Os dados de umidade por cento volume para os diversos tempos e profundidades das parcelas localizadas junto ao Posto Agrometeorológico e na Fazenda Sertãozinho são mostrados nas Tabelas 4 e 5, respectivamente.

A partir destes dados fizeram-se os gráficos de umidade versus tempo para cada profundidade, os quais se encontram, juntamente com os dados de potencial total, nas Figuras 5 a 10 para o solo Terra Roxa Estruturada e Figuras 11 a 19 para o solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa.

Nestes gráficos, as linhas que se ajustam aos pontos experimentais foram obtidas por meio da equação (21) através de uma regressão linear, cujos coeficientes de determinação ( $r^2$ ) foram maiores que 0.94 para todas as profundidades de ambos os solos mostrando, portanto, que a equa-

TABELA 4 - Valores de umidade volumétrica para os diversos tempos (t) e profundidades (z) obtidos por meio de sonda de neutrons para o solo Terra Roxa Estruturada.

t(horas)	z=20cm	z=45cm	z=75cm	z=105cm	z=135cm	z=165cm
0	0,315	0,309	0,370	0,341	0,350	0,374
6	0,303	0,300	0,364	0,321	0,323	0,363
21.25	0,296	0,298	0,361	0,318	0,298	0,343
45.50	0,299	0,297	0,354	0,308	0,289	0,335
76.50	0,294	0,296	0,352	0,305	0,295	0,314
143.00	0,292	0,295	0,350	0,303	0,275	0,310
214.00	0,293	0,291	0,349	0,298	0,265	...
333.50	0,291	0,292	0,350	0,288	0,269	0,301
478.08	0,285	0,290	0,346	0,281	0,265	0,295

TABELA 5 - Valores de umidade volumétrica para os diversos tempos (t) e profundidades (z), obtidos a partir de leitura de tensiômetros e curvas de retenção, para o solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa.

t (hor)	z 15 cm	z 30 cm	z 45 cm	z 60 cm	z 75 cm	z 90 cm	z 105cm	z 120cm	z 135cm
0	0,390	0,400	0,409	0,427	0,395	0,383	0,383	0,396	0,391
0.25	0,370	0,388	0,392	0,412	0,380	0,368	0,370	0,380	0,377
0.50	0,350	0,382	0,380	0,408	0,375	0,355	0,358	0,372	0,367
0.75	0,338	0,378	0,375	0,405	0,368	0,350	0,348	0,368	0,362
1	0,325	0,375	0,368	0,400	0,362	0,338	0,342	0,360	0,357
1.25	0,318	0,372	0,362	0,398	0,355	0,332	0,332	0,358	0,352
1.50	0,310	0,368	0,355	0,392	0,350	0,328	0,325	0,355	0,347
1.75	0,305	0,362	0,352	0,390	0,345	0,320	0,320	0,348	0,342
2	0,295	0,360	0,345	0,388	0,338	0,318	0,318	0,345	0,340
2.50	0,292	0,358	0,338	0,385	0,332	0,312	0,310	0,338	0,335
3	0,290	0,355	0,332	0,372	0,328	0,305	0,300	0,330	0,330
4	0,280	0,350	0,322	0,365	0,315	0,292	0,292	0,322	0,320
5	0,275	0,348	0,312	0,360	0,310	0,290	0,282	0,318	0,310
6	0,270	0,345	0,308	0,355	0,305	0,288	0,275	0,312	0,305
9	0,265	0,342	0,302	0,348	0,292	0,280	0,265	0,305	0,295
12	0,262	0,338	0,300	0,345	0,282	0,275	0,260	0,302	0,290
24	0,252	0,325	0,292	0,325	0,265	0,262	0,248	0,275	0,267
36	0,245	0,318	0,285	0,315	0,248	0,250	0,238	0,262	0,255
48	0,238	0,310	0,275	0,305	0,240	0,245	0,232	0,253	0,247
72	0,230	0,300	0,265	0,292	0,225	0,232	0,225	0,240	0,238
96	0,225	0,292	0,258	0,288	0,218	0,228	0,222	0,235	0,232
120	0,220	0,285	0,253	0,280	0,212	0,222	0,220	0,229	0,227
240	0,206	0,270	0,240	0,260	0,198	0,212	0,212	0,218	0,220
360	0,198	0,258	0,232	0,248	0,192	0,205	0,210	0,212	0,212
480	0,192	0,250	0,228	0,240	0,190	0,201	0,205	0,208	0,210

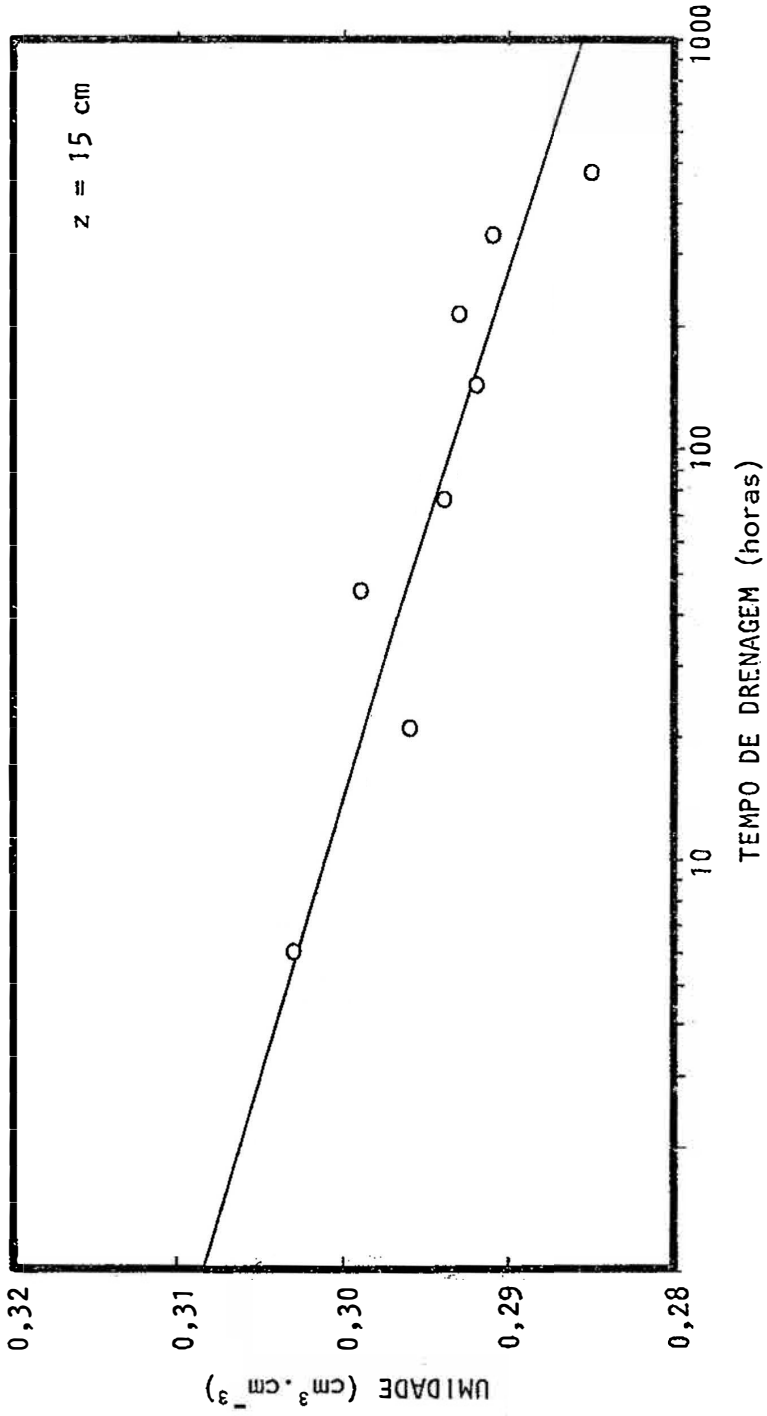


Fig. 5 - Dados de umidade volumétrica em função do tempo de drenagem para  $z = 15$  cm do Solo Terra Roxa Estruturada.

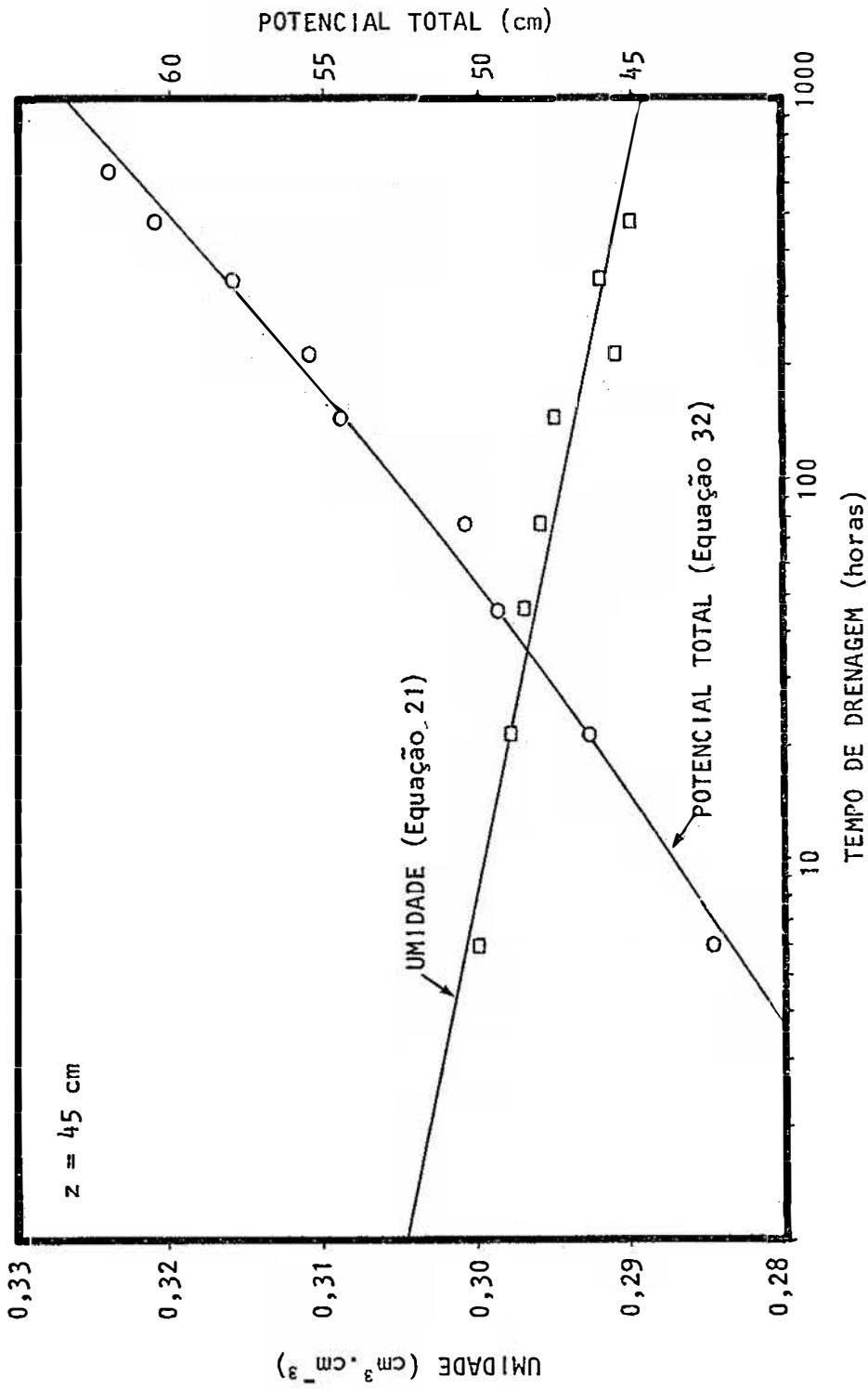


Fig. 6 - Dados de umidade e de potencial total em função do tempo de drenagem, para  $z = 45$  cm do solo Terra Roxa Estruturada.

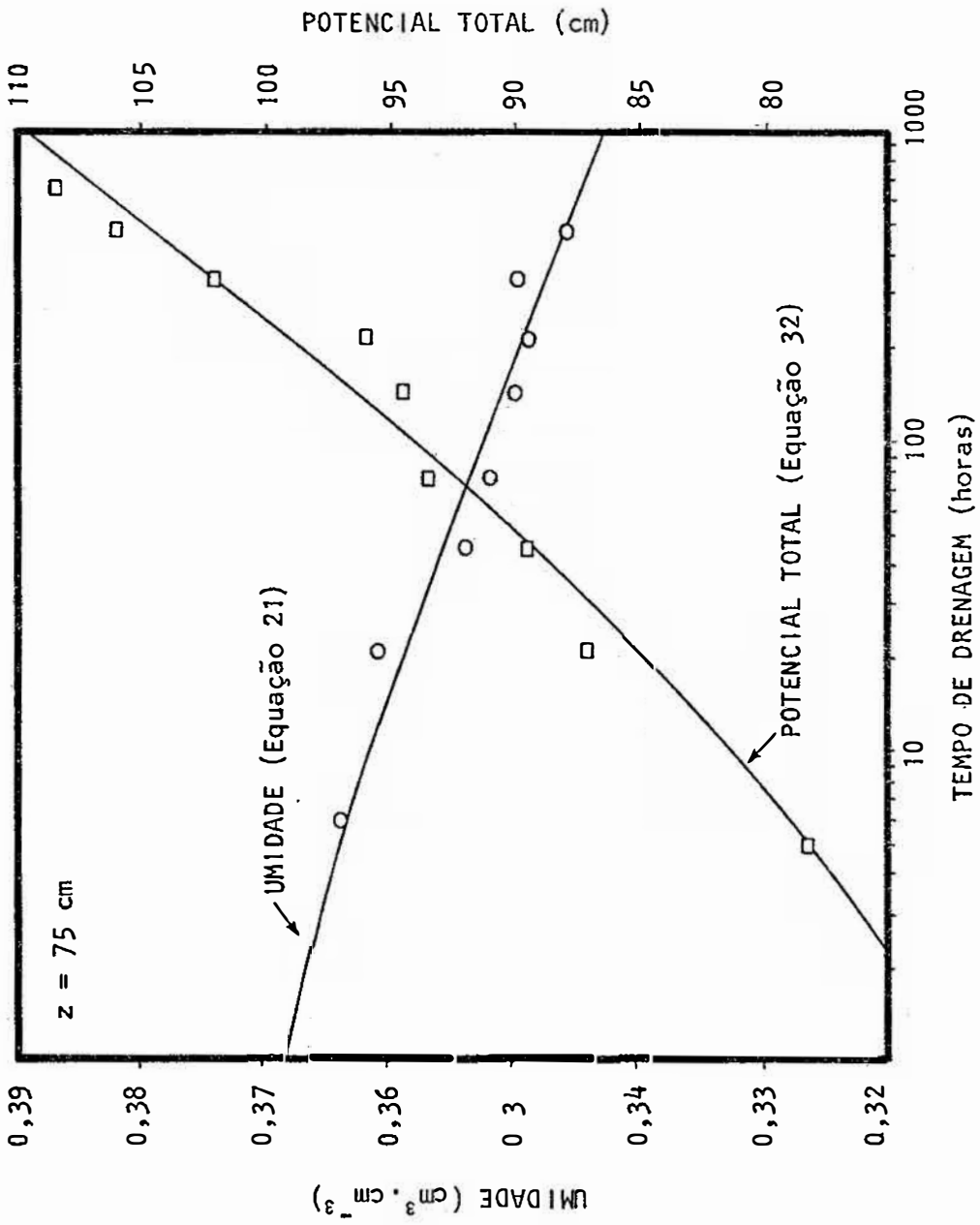


Fig. 7 - Dados de umidade e de potencial total em função do tempo de drenagem para  $z = 75$  cm do solo Terra Roxa Estruturada.



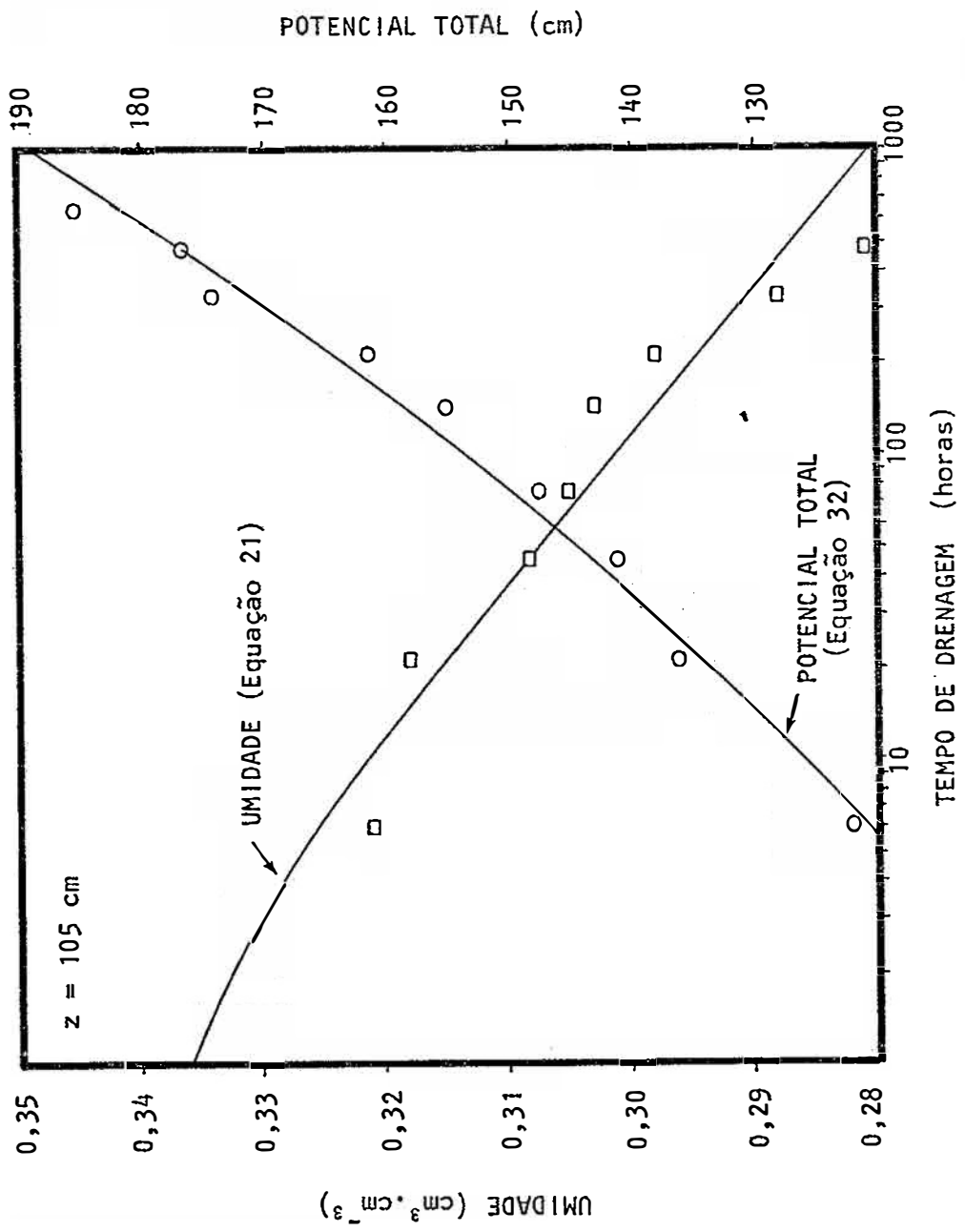


Fig. 8 - Dados de umidade e de potencial total em função do tempo de drenagem, para z = 105 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

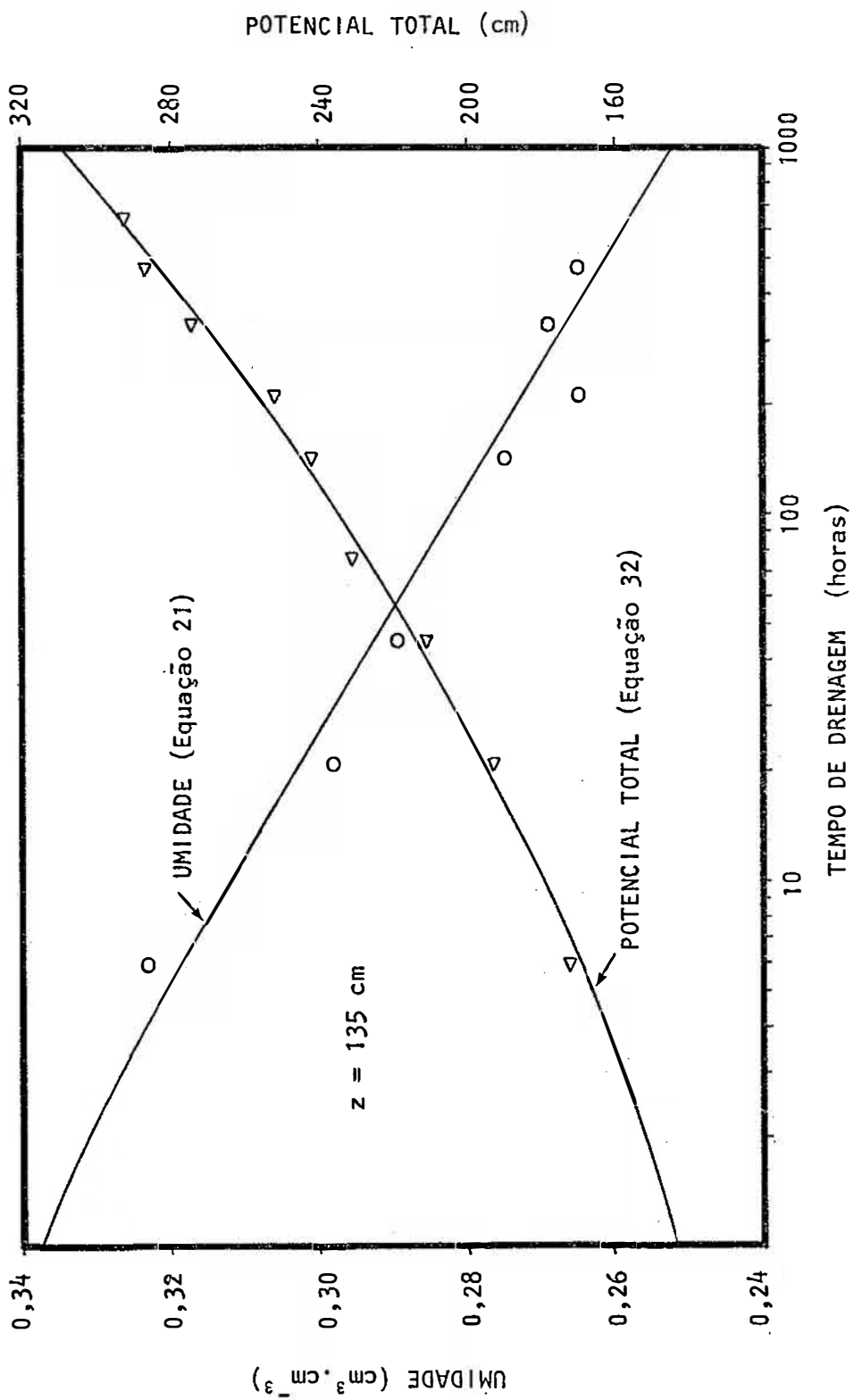


Fig. 9 - Dados de umidade e de potencial total em função do tempo de drenagem, para  $z = 135$  cm do solo Terra Roxa Estruturada.

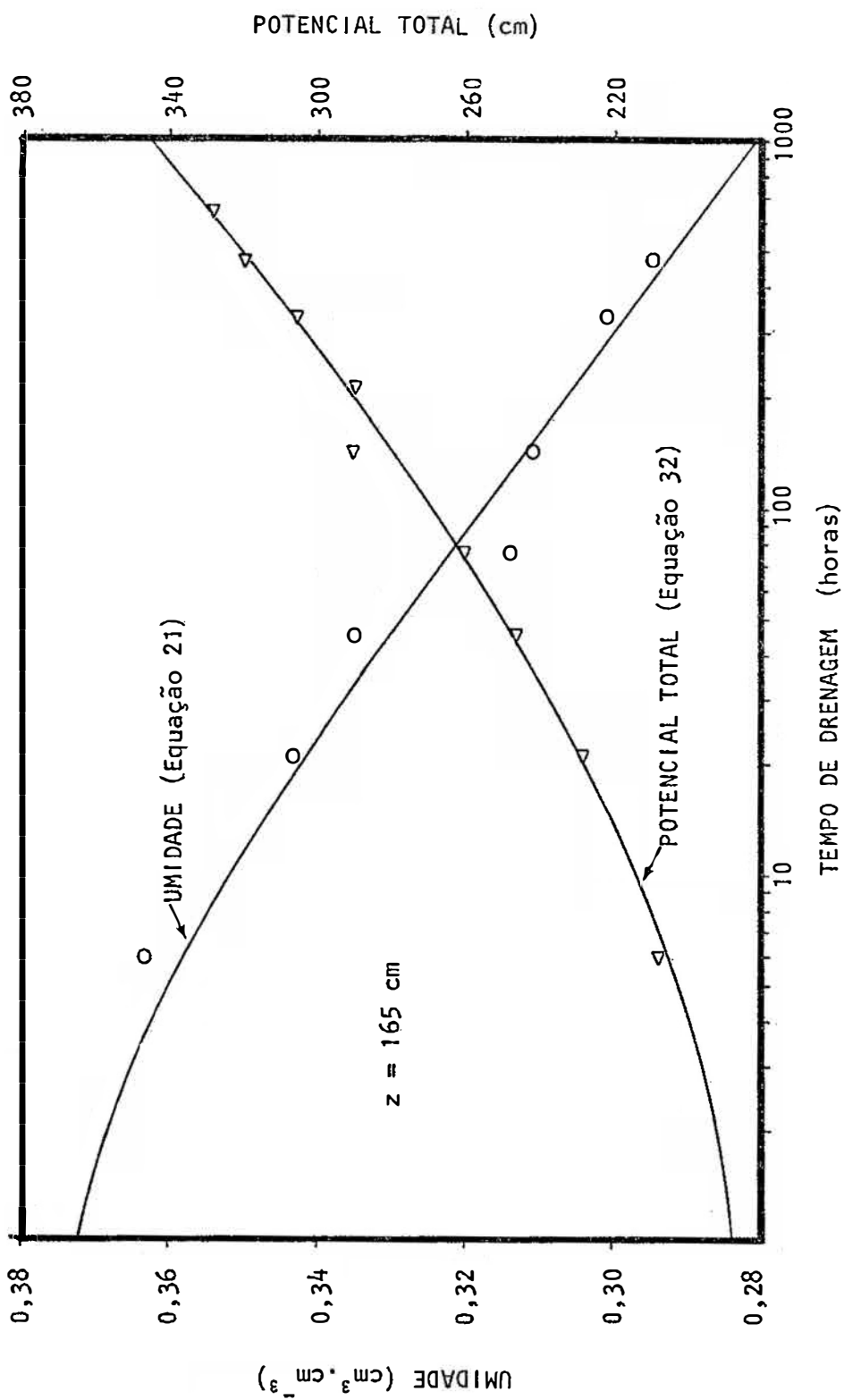


Fig. 10 - Dados de umidade e de potencial total em função do tempo de drenagem para  $z = 165$  cm do Solo Terra Roxa Estruturada.

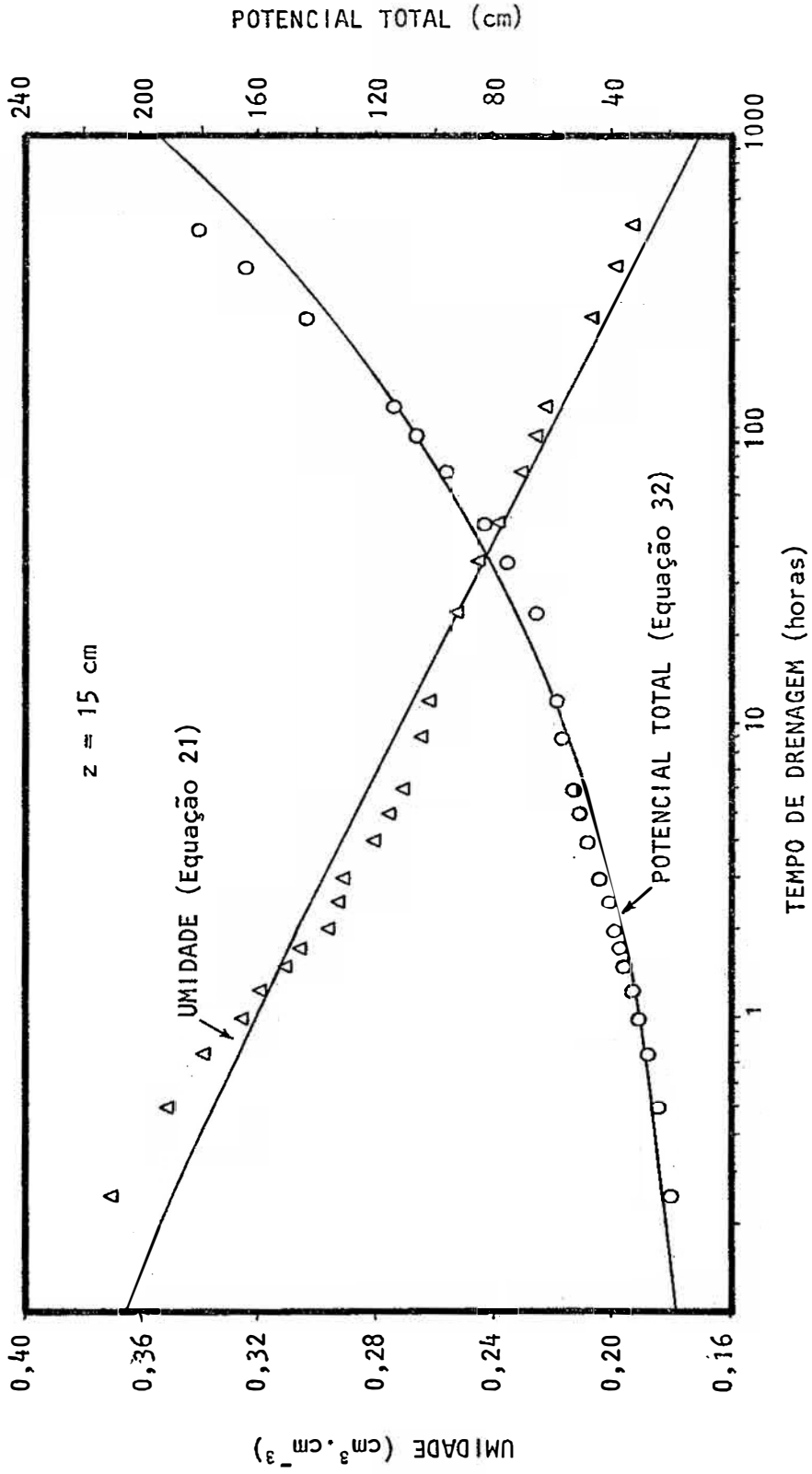


Fig. 11 - Dados de umidade de potencial total em função do tempo de drenagem para z=15 cm do solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa.

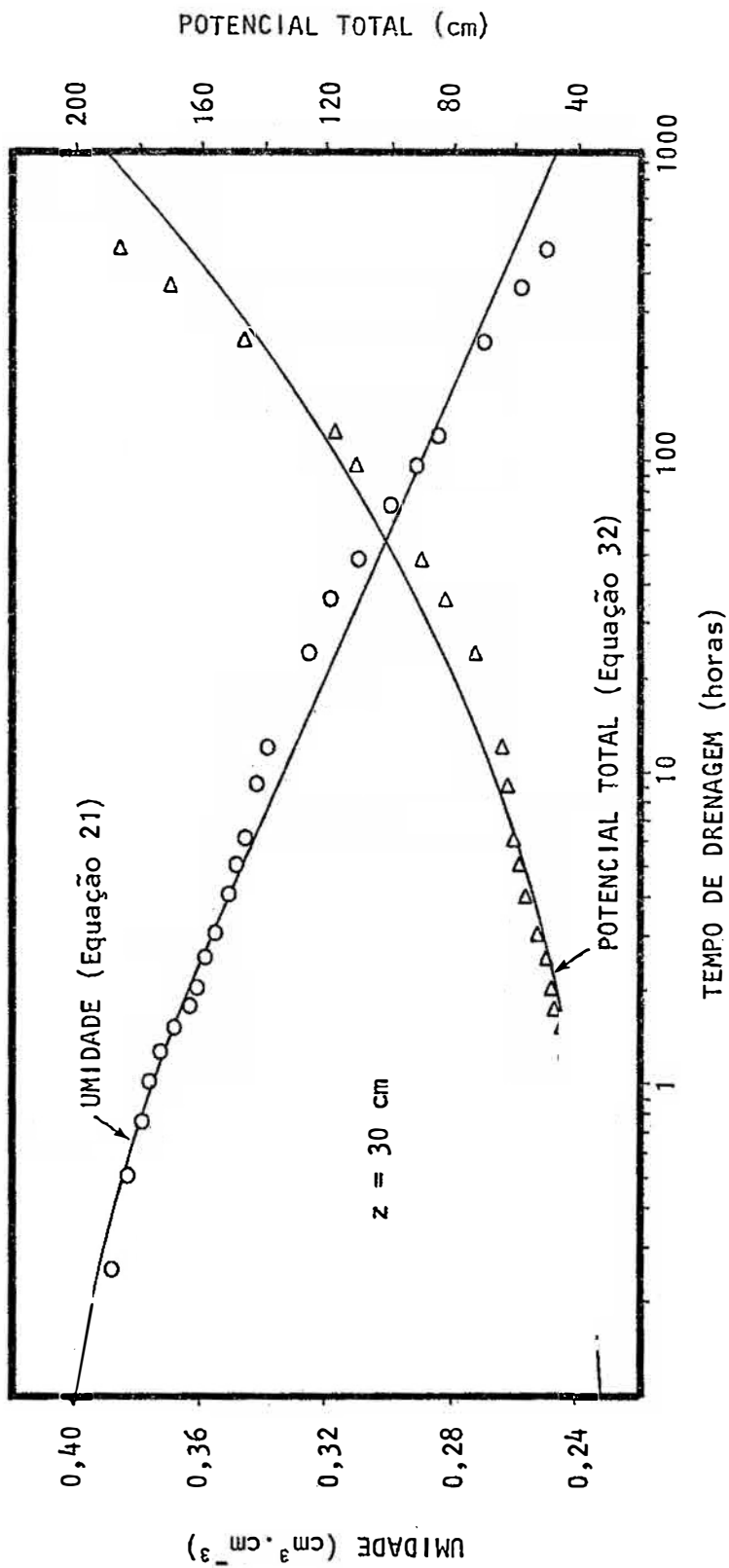


Fig. 12 - Dados de umidade e de potencial total em função do tempo de drenagem para  $z=30$  cm do solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa.

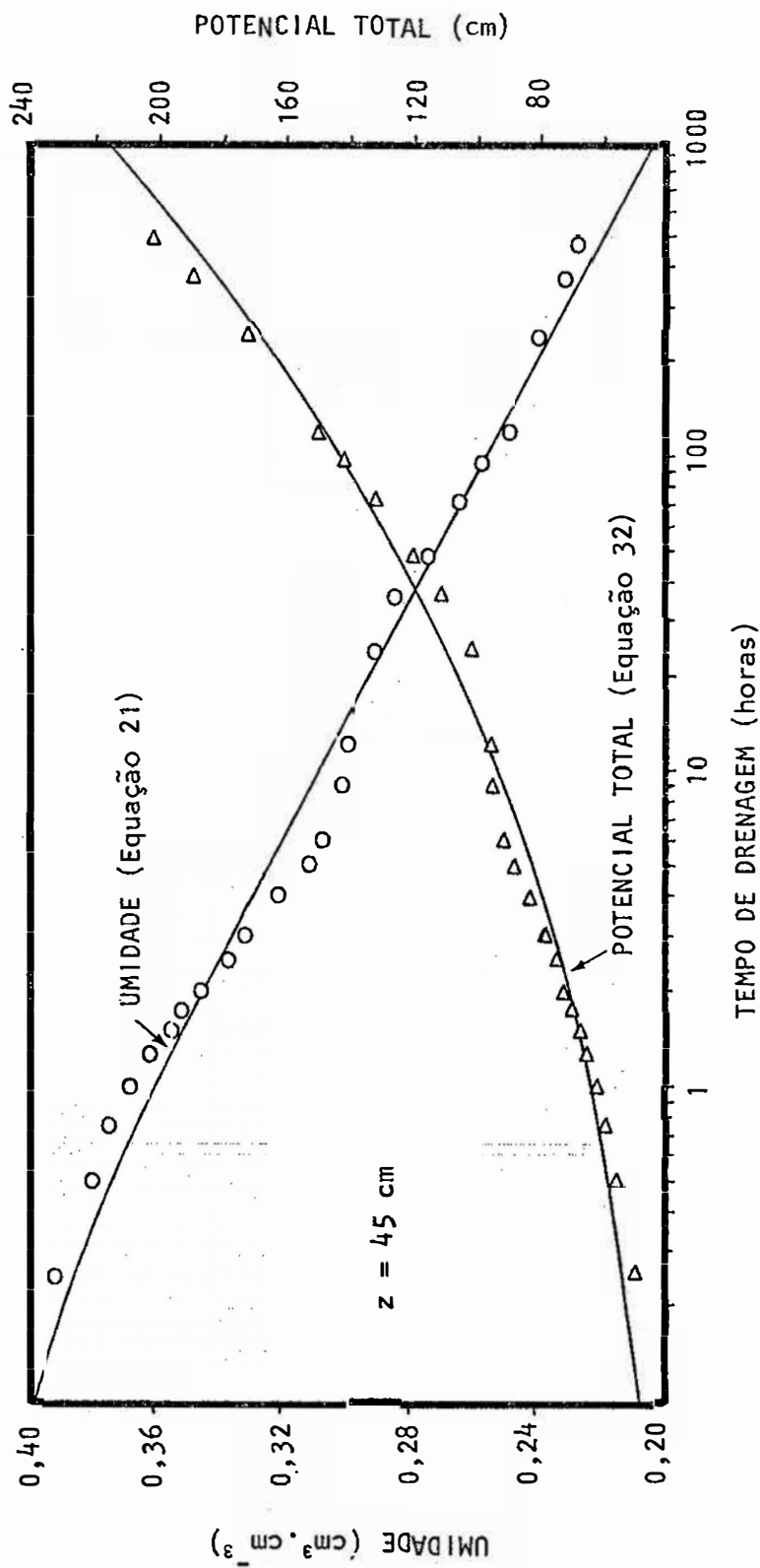


Fig. 13 - Dados de umidade e de potencial total em função do tempo de drenagem para  $z=45$  cm do solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa.

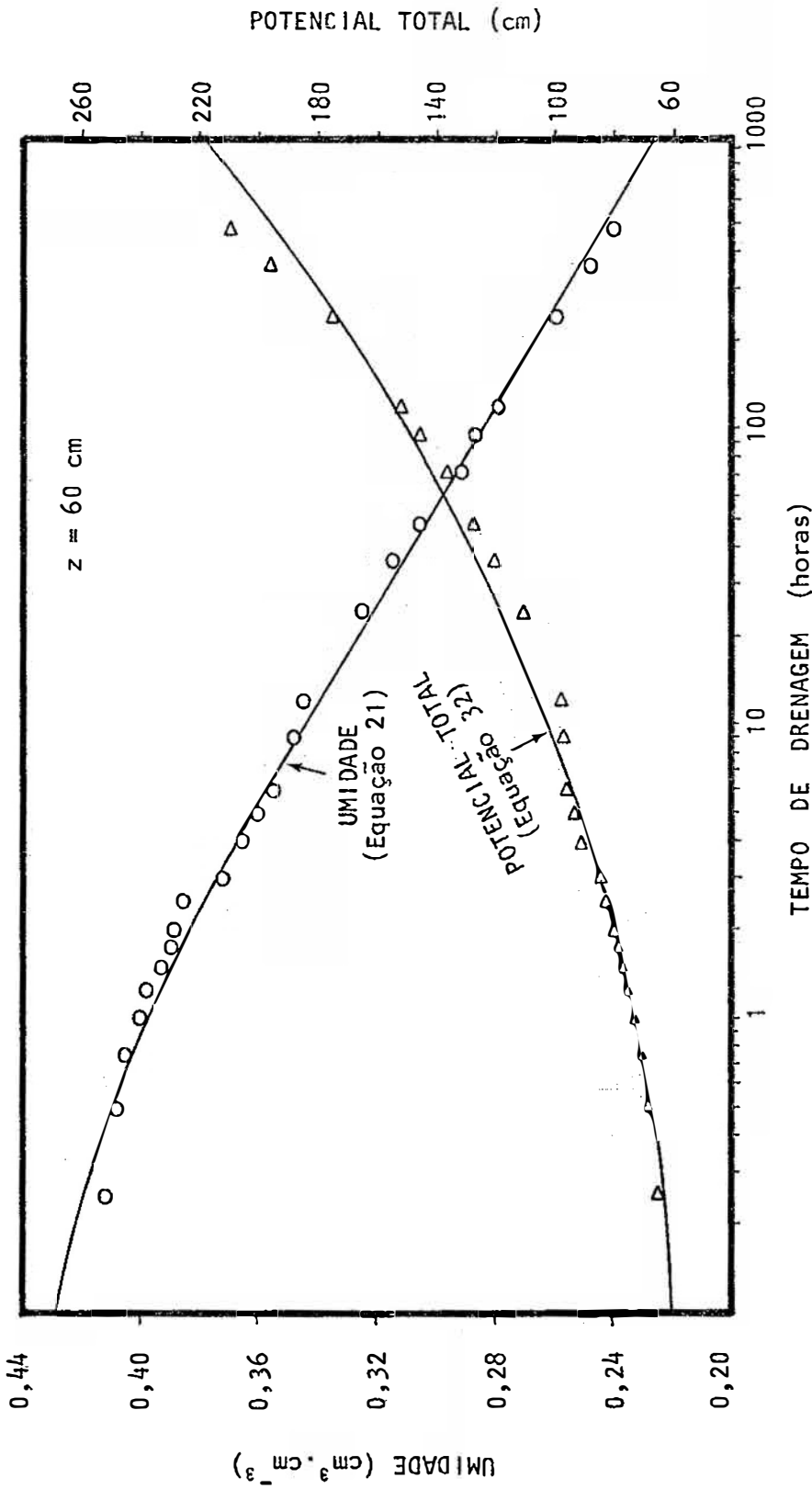


Fig. 14 - Dados de umidade e de potencial total em função do tempo de drenagem para  $z=60$  cm do Solo Latosol Vermelho Amarelo-fase arenosa.

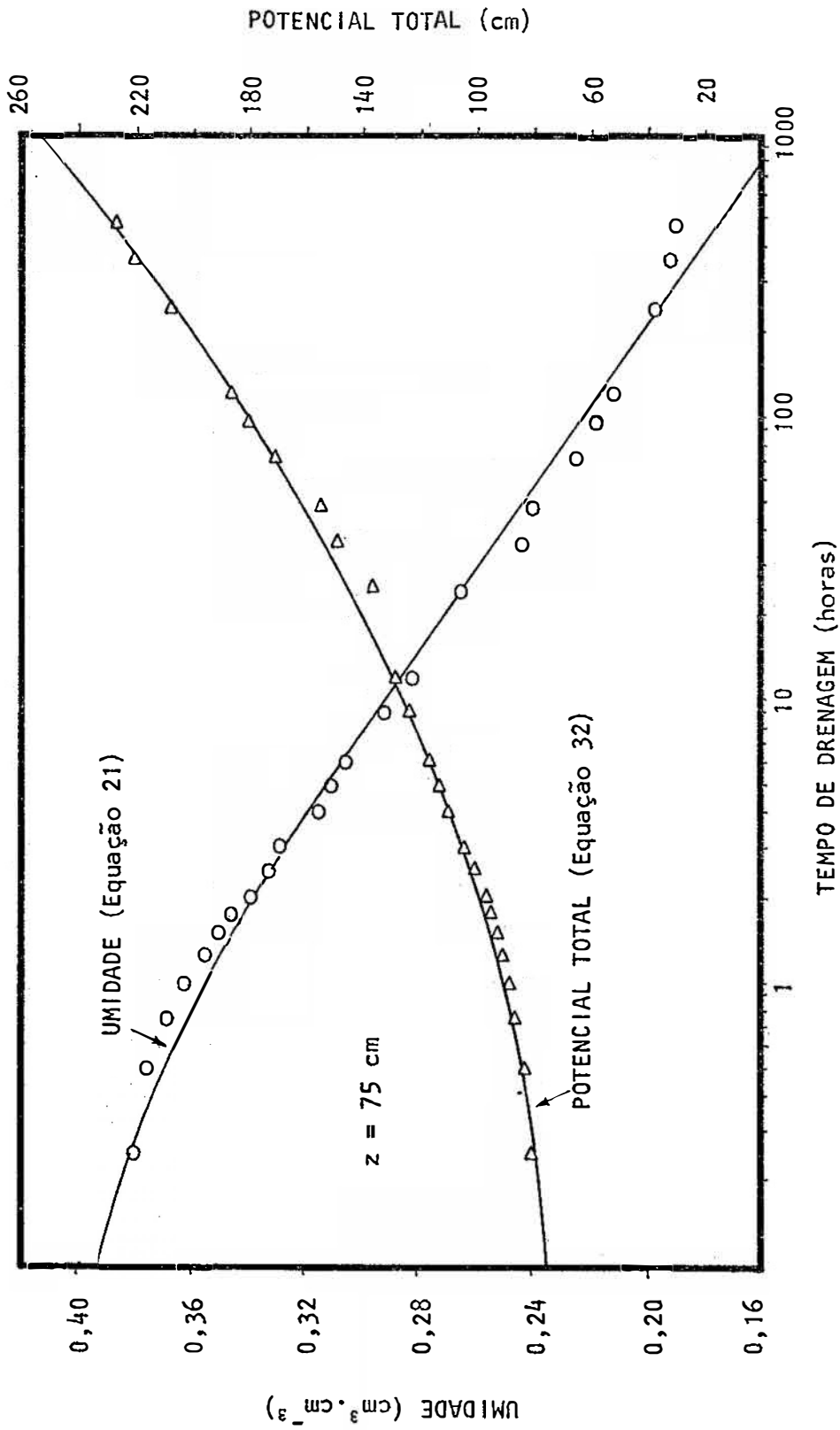


Fig. 15 - Dados de umidade e de potencial total em função do tempo de drenagem para  $z = 75$  cm do solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa.



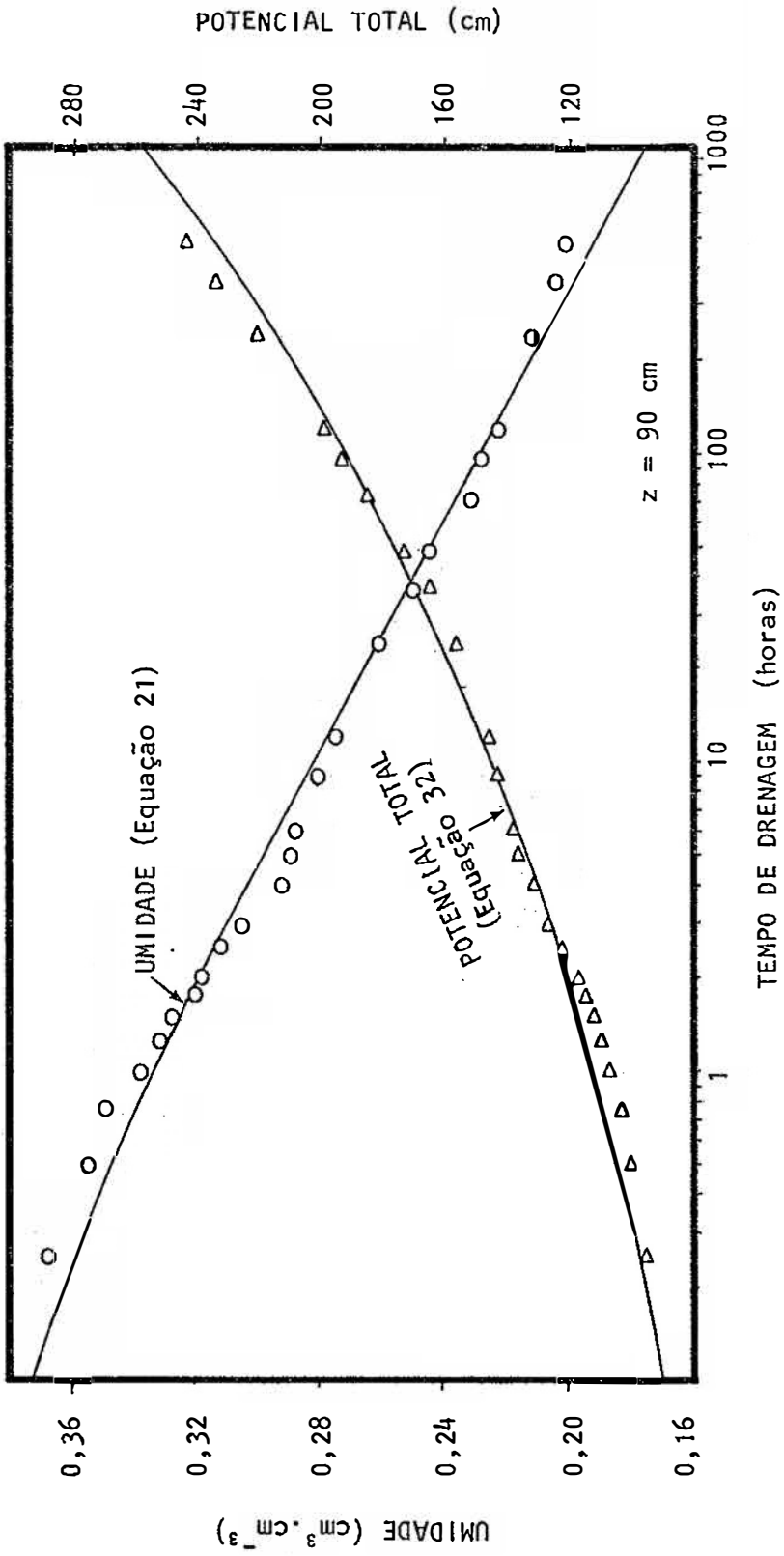


Fig. 16 - Dados de umidade e de potencial total em função do tempo de drenagem para  $z = 90 \text{ cm}$  do solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa.

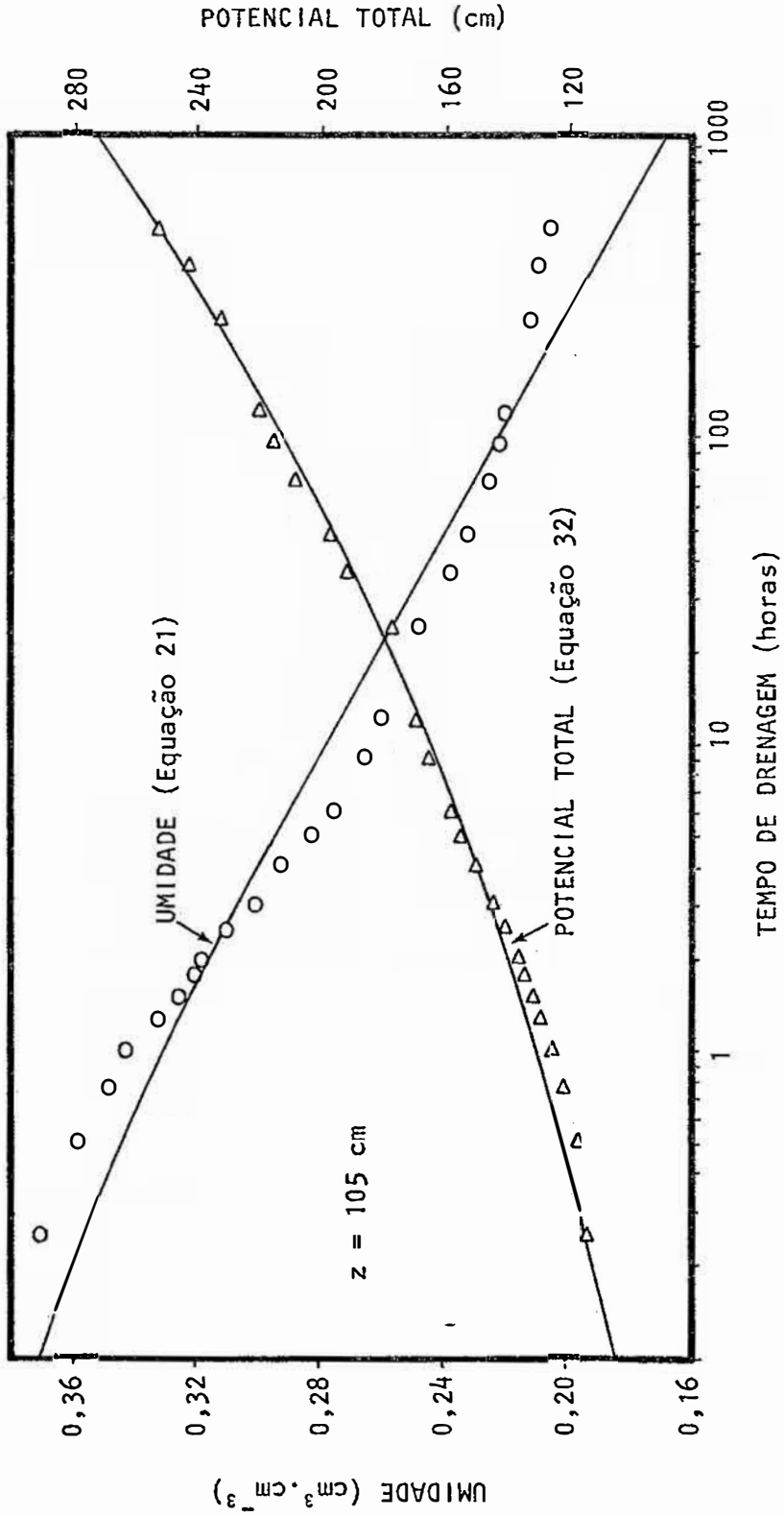


Fig. 17 - Dados de umidade e de potencial total em função do tempo de drenagem para  $z = 105 \text{ cm}$  do solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa.

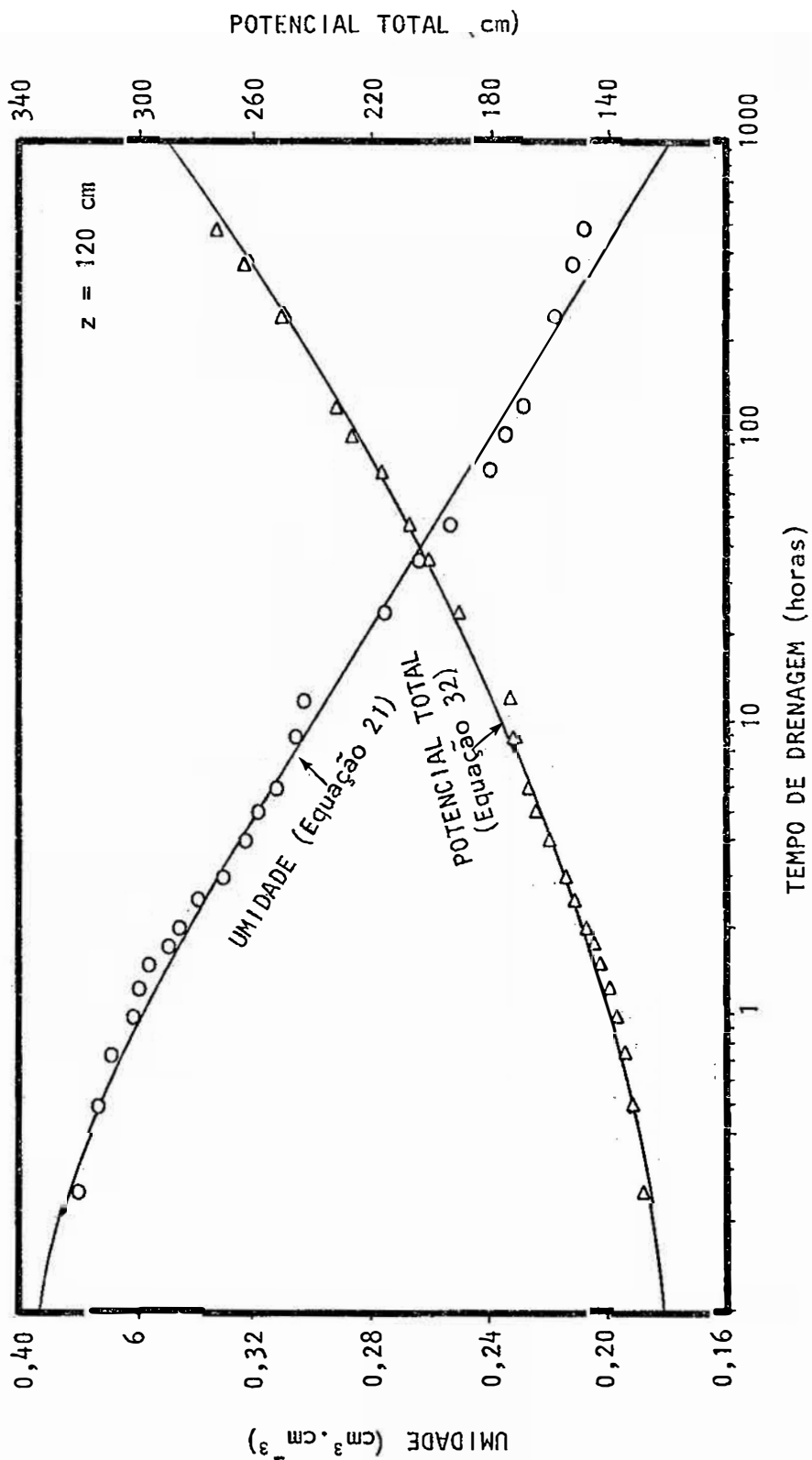


Fig. 18 - Dados de umidade e de potencial total em função do tempo de drenagem para  $z=120$  cm do solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa.

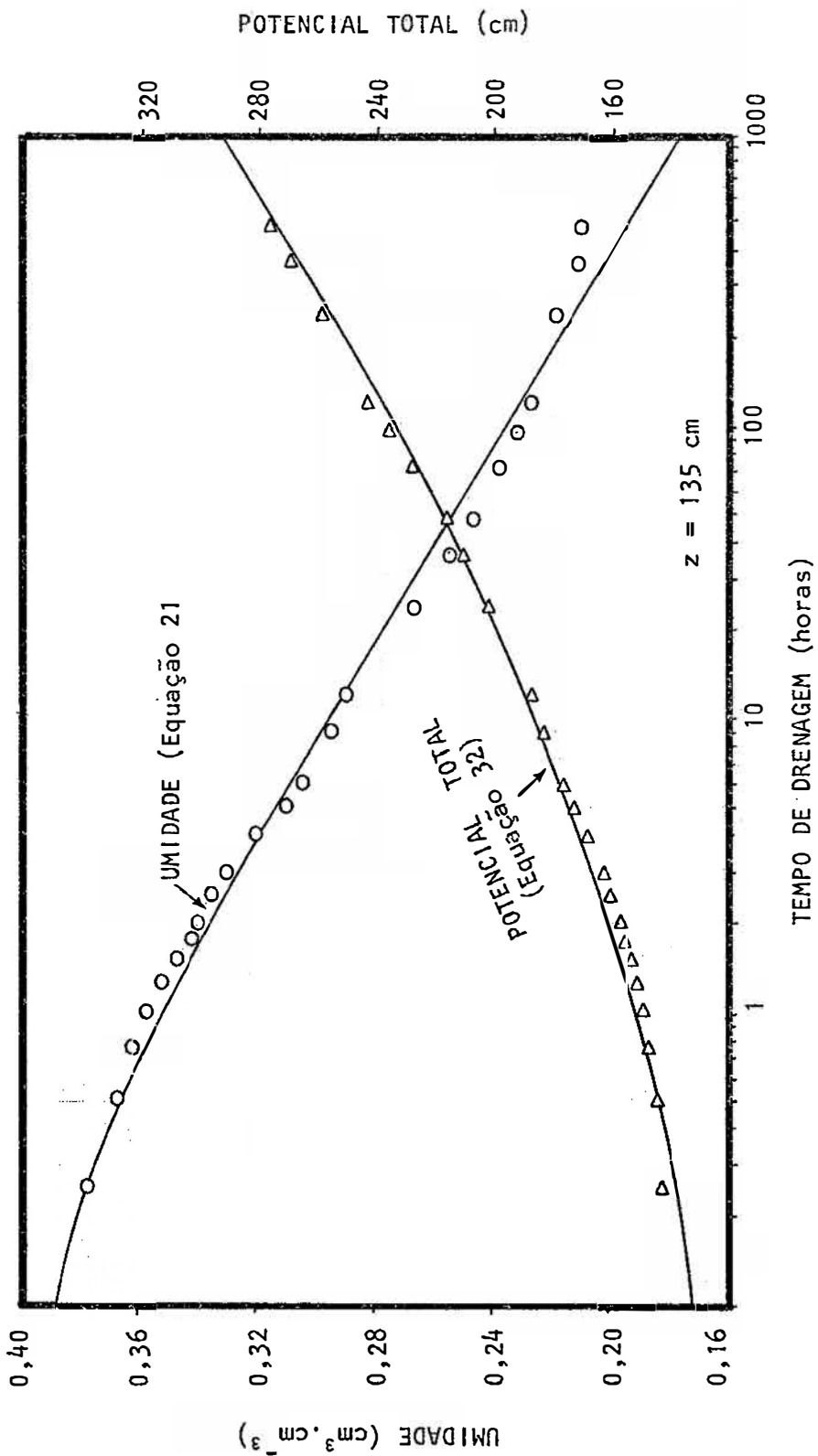


Fig. 19 - Dados de umidade e de potencial total em função do tempo de drenagem para z = 135 cm do solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa.

ção (21) descreveu adequadamente o fenômeno para estes solos. Os valores dos coeficientes de determinação e as equações de regressão obtidos para as diversas profundidades dos dois solos encontram-se dispostos nas tabelas 6 e 7.

Este bom ajuste dos dados de umidade com o tempo nos indicam que a relação funcional entre a condutividade hidráulica e a umidade do solo deve ser exponencial, de acordo com as considerações teóricas do item 3.4, desde que se assumam gradiente unitário.

## 5.2. Perfis de Potencial Total em Função do Tempo

Através da utilização da equação (32) e dos resultados mostrados nas Tabelas 8 e 9, referentes a potencial total para diversos tempos e profundidades dos solos Terra Roxa Estruturada e Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa, respectivamente, construíram-se os gráficos de potencial total versus tempo para cada profundidade de ambos os solos. Estes gráficos encontram-se nas mesmas figuras representativas da variação da umidade com o tempo: Figuras 5 a 10 para o solo Terra Roxa Estruturada e 11 a 19 para o solo da parcela pertencente à Fazenda Sertãozinho. Na Figura 5 não se encontram valores de potencial total devido a problemas com a cápsula porosa do tensiômetro instalado a esta profundidade.

Aqui também o ajuste dos pontos experimentais à equação (32) foi excelente visto que os coeficientes de determinação foram maiores que 0.96 para todas as profundidades de ambos os solos como pode ser visto nas Tabelas 10 e 11 que mostram as equações de regressão juntamente com

TABELA 6 - Equações de regressão e seus respectivos coeficientes de determinação ( $r^2$ ) para as diversas profundidades (z), obtidas através do ajuste dos dados apresentados na Tabela 4 à equação (21). Solo Terra Roxa Estruturada.

z	Equação de regressão	$r^2$
15	$\Theta = 0,31501 - 0,00336 \ln(1 + 5,996t)$	0,94463
45	$\Theta = 0,30903 - 0,00230 \ln(1 + 5,692t)$	0,97079
75	$\Theta = 0,37041 - 0,00409 \ln(1 + 0,782t)$	0,96441
105	$\Theta = 0,34160 - 0,00898 \ln(1 + 0,893t)$	0,95723
135	$\Theta = 0,35058 - 0,01325 \ln(1 + 1,699t)$	0,96746
165	$\Theta = 0,37694 - 0,01621 \ln(1 + 0,363t)$	0,97665

TABELA 7 - Equações de regressão e seus respectivos coeficientes de determinação ( $r^2$ ) para as diversas profundidades (z), obtidas através do ajuste dos dados apresentados na Tabela 5 a equação (21). Solo Latosol Vermelho Amarelo-fase arenosa.

z	Equação	$r^2$
15	$\Theta = 0.39109 - 0.02194 \ln(1 + 23,692t)$	0.97454
30	$\Theta = 0.40496 - 0.01921 \ln(1 + 3,920t)$	0.98777
45	$\Theta = 0.41254 - 0.02283 \ln(1 + 8,913t)$	0.98519
60	$\Theta = 0.43523 - 0.02614 \ln(1 + 3,121t)$	0.99525
75	$\Theta = 0.40301 - 0.03018 \ln(1 + 3,873t)$	0.99272
90	$\Theta = 0.38635 - 0.02339 \ln(1 + 8,497t)$	0.98921
105	$\Theta = 0.38594 - 0.02381 \ln(1 + 9,228t)$	0.96455
120	$\Theta = 0.40291 - 0.02681 \ln(1 + 4,387t)$	0.99287
135	$\Theta = 0.39744 - 0.02604 \ln(1 + 4,759t)$	0.98926

TABELA 8 - Valores de potencial total da água no solo nos diversos tempos (t), obtidos a partir de leituras de tensiômetros instalados às diversas profundidades (z) por meio da equação (37), para o solo Terra Roxa Estruturada.

t (horas)	z = 45 cm	z = 75 cm	z = 105 cm	z = 135 cm	z = 165 cm
6	- 42,32	- 78,28	-122,38	-172,78	-206,80
21,25	- 46,48	- 87,10	-136,24	-192,94	-228,22
45,50	- 49,30	- 89,62	-141,28	-210,58	-245,86
76,50	- 50,56	- 93,40	-147,58	-230,74	-259,72
143,00	- 54,42	- 94,66	-155,14	-242,08	-289,96
214,00	- 55,60	- 95,92	-161,44	-252,16	-289,96
333,50	- 58,12	-102,22	-174,04	-273,58	-306,34
478,08	- 60,48	-106,00	-176,56	-286,18	-320,20
646,50	- 61,90	-108,52	-185,38	-292,48	-327,76



TABELA 9 - Valores de potencial total da água no solo nos diversos tempos (t) obtidos a partir de leituras de tensiômetros instalados às diversas profundidades (z) por meio da equação (37) para o solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa.

t(hor)	z=15cm	z=30cm	z=45cm	z=60cm	z=75cm	z=90cm	z=105cm	z=120cm	z=135cm
0	- 17,0	- 31,5	- 47,0	- 61,5	- 77,5	- 92,5	- 107,7	- 124,0	- 138,0
0,25	- 21,0	- 34,5	- 51,5	- 64,5	- 79,5	- 96,5	- 112,5	- 127,5	- 141,5
0,50	- 24,3	- 37,0	- 55,0	- 67,5	- 82,5	- 100,5	- 116,5	- 130,7	- 144,0
0,75	- 27,5	- 39,0	- 58,0	- 69,5	- 85,5	- 103,5	- 120,3	- 133,7	- 146,5
1	- 30,3	- 41,0	- 60,7	- 71,5	- 87,8	- 106,8	- 123,8	- 136,7	- 148,7
1,25	- 32,7	- 43,2	- 63,7	- 73,5	- 90,0	- 109,5	- 127,0	- 139,3	- 150,7
1,50	- 34,7	- 44,7	- 66,0	- 75,5	- 92,5	- 112,2	- 130,2	- 141,7	- 152,7
1,75	- 36,5	- 46,5	- 68,3	- 77,0	- 94,5	- 114,8	- 132,7	- 144,3	- 154,5
2,00	- 38,0	- 48,0	- 70,7	- 78,7	- 96,5	- 117,2	- 135,0	- 146,7	- 156,3
2,50	- 40,7	- 50,5	- 74,0	- 81,5	- 100,0	- 121,7	- 139,2	- 150,7	- 159,5
3	- 43,3	- 52,5	- 77,0	- 84,5	- 103,5	- 125,5	- 142,8	- 154,0	- 162,5
4	- 47,0	- 55,8	- 82,3	- 89,5	- 109,0	- 131,2	- 148,8	- 159,5	- 167,7
5	- 50,3	- 58,2	- 86,8	- 92,7	- 113,0	- 135,5	- 153,5	- 163,7	- 172,5
6	- 52,5	- 59,7	- 89,5	- 94,7	- 116,0	- 138,2	- 157,0	- 166,7	- 175,7
9	- 56,5	- 62,5	- 93,7	- 97,0	- 123,5	- 142,8	- 164,7	- 170,8	- 182,7
12	- 57,5	- 64,0	- 95,0	- 98,0	- 127,5	- 144,5	- 168,5	- 172,5	- 186,0
24	- 65,0	- 73,0	- 101,0	- 110,5	- 137,0	- 156,0	- 179,0	- 190,0	- 201,0
36	- 75,0	- 82,0	- 111,0	- 121,0	- 149,0	- 164,5	- 191,0	- 201,0	- 210,5
48	- 83,0	- 90,0	- 120,0	- 128,0	- 157,0	- 172,5	- 198,0	- 207,0	- 217,0
72	- 95,5	- 100,0	- 132,0	- 137,0	- 169,5	- 185,0	- 208,0	- 218,0	- 228,0
96	- 105,0	- 109,5	- 142,0	- 146,0	- 180,0	- 194,0	- 215,0	- 226,0	- 236,5
120	- 113,0	- 118,0	- 150,0	- 152,0	- 186,0	- 199,0	- 219,5	- 232,0	- 242,5
240	- 143,0	- 146,5	- 173,0	- 177,0	- 208,0	- 220,0	- 233,0	- 250,5	- 258,5
360	- 164,0	- 169,0	- 189,0	- 196,0	- 221,0	- 234,0	- 241,5	- 263,5	- 269,0
480	- 180,0	- 186,0	- 203,0	- 210,5	- 231,0	- 244,0	- 251,5	- 272,5	- 277,5

TABELA 10 - Equações de regressão e seus respectivos coeficientes de determinação ( $r^2$ ) para as diversas profundidades (z), obtidas através do ajuste dos dados apresentados na Tabela 8 à equação (32). Solo Terra Roxa Estruturada.

z	EQUAÇÃO	$r^2$
45	$\psi = -43,98154 \cdot e^{0,06492 \ln(1 + 5,692t)} + 13,628$	0,99307
75	$\psi = -74,04256 \cdot e^{0,06472 \ln(1 + 0,782t)} + 3,975$	0,96930
105	$\psi = -103,33953 \cdot e^{0,08928 \ln(1 + 0,893t)} + 0,953$	0,98388
135	$\psi = -132,90040 \cdot e^{0,11550 \ln(1 + 1,699t)} + 5,978$	0,99327
165	$\psi = -202,88514 \cdot e^{0,10102 \ln(1 + 0,363t)} + 22,609$	0,99222

TABELA 11 - Equações de regressão e seus respectivos coeficientes de determinação ( $r^2$ ) para as diversas profundidades (z), obtidas através do ajuste dos dados apresentados na Tabela 9 à equação (32). Solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa.

z	EQUAÇÃO	$r^2$
15	$\psi = - 14,96404.e^{0,25532 \ln(1 + 23,692t)} + 2,185$	0,98485
30	$\psi = - 28,37334.e^{0,23181 \ln(1 + 3,920t)} - 0,298$	0,98672
45	$\psi = - 44,32727.e^{0,17575 \ln(1 + 8,913t)} + 3,243$	0,98772
60	$\psi = - 57,05696.e^{0,16735 \ln(1 + 3,121t)} + 0,190$	0,98950
75	$\psi = - 72,47053.e^{0,15330 \ln(1 + 3,873t)} + 2,648$	0,99352
90	$\psi = - 89,43571.e^{0,11967 \ln(1 + 8,497t)} + 7,285$	0,98737
105	$\psi = - 104,62264.e^{0,10810 \ln(1 + 9,228t)} + 6,812$	0,99030
120	$\psi = - 117,61540.e^{0,10865 \ln(1 + 4,387t)} + 2,459$	0,99304
135	$\psi = - 133,02007.e^{0,09622 \ln(1 + 4,759t)} + 6,969$	0,98755

estes coeficientes para o solo junto ao Posto Agrometeorológico e o da Fazenda Sertãozinho, respectivamente.

Com base no desenvolvimento teórico mostrado no item 3.5, torna-se evidente que, com os altos coeficientes de determinação obtidos para a função  $\psi(t)$ , as curvas características para as diversas profundidades destes solos deve se ajustar adequadamente à equação (28). Assim, a partir dos parâmetros da equação (32) obtidos por meio da regressão com os dados experimentais de potencial total, pôde-se calcular os parâmetros A e B da equação (28) obtendo-se, desta maneira, as expressões representativas das curvas de retenção da água no solo para as diversas profundidades dos solos em estudo, as quais se encontram nas Tabelas 12 e 13 para os solos Terra Roxa Estruturada e Latossolo Vermelho Amarelo-fase arenosa, respectivamente.

De maneira semelhante, pelo fato de se ter obtido altos coeficientes de determinação para as funções  $\theta(t)$  e  $\psi(t)$  e levando em conta as considerações teóricas dos itens 3.4 e 3.5, a função  $D(\theta)$  também deve se ajustar adequadamente à equação (24). Os valores de  $\alpha$  e  $D_0$  são obtidos da seguinte maneira: a partir da equação (21) obtém-se  $\gamma$  que, substituído nas equações (30) e (34) nos fornece  $\alpha$  e  $K_0$ , respectivamente; conhecendo-se  $K_0$ ,  $\alpha$  e  $\gamma$  obtém-se  $D_0$  a partir da equação (29).

TABELA 12 - Equações representativas das curvas características da água no solo Terra Roxa Estruturada, para as diversas profundidades (z), obtidas a partir das equações da Tabela 10.

z (cm)	EQUAÇÃO
45	$\psi_m = - 43,98154 \left[ e^{-28,22609(\theta - 0,30903)} - 1,33301 \right]$
75	$\psi_m = - 74,04256 \left[ e^{-15,82396(\theta - 0,37041)} - 1,06662 \right]$
105	$\psi_m = -103,33953 \left[ e^{-9,94209(\theta - 0,34160)} - 1,02529 \right]$
135	$\psi_m = -132,90040 \left[ e^{-8,71698(\theta - 0,35058)} - 1,06078 \right]$
165	$\psi_m = -202,88514 \left[ e^{-6,23196(\theta - 0,37694)} - 1,11144 \right]$

TABELA 13 - Equações representativas das curvas características da água no solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa para as diversas profundidades (z) obtidas a partir das equações da Tabela 10.

z (cm)	EQUAÇÃO
15	$\psi_m = - 14,96404 \left[ e^{-11,63719(\theta - 0,39109)} - 1,14842 \right]$
30	$\psi_m = - 28,37334 \left[ e^{-12,06715(\theta - 0,40496)} - 1,04683 \right]$
45	$\psi_m = - 44,32727 \left[ e^{-7,69820(\theta - 0,41254)} - 1,08834 \right]$
60	$\psi_m = - 57,05696 \left[ e^{-6,40207(\theta - 0,43523)} - 1,05431 \right]$
75	$\psi_m = - 72,47053 \left[ e^{-5,07952(\theta - 0,40301)} - 1,07144 \right]$
90	$\psi_m = - 89,43571 \left[ e^{-5,11629(\theta - 0,38635)} - 1,08776 \right]$
105	$\psi_m = - 104,62264 \left[ e^{-4,54011(\theta - 0,38594)} - 1,06872 \right]$
120	$\psi_m = - 117,61540 \left[ e^{-4,05259(\theta - 0,40291)} - 1,04118 \right]$
135	$\psi_m = - 133,02007 \left[ e^{-3,69508(\theta - 0,39744)} - 1,06728 \right]$

### 5.3. Condutividade Hidráulica

#### 5.3.1. Método do Perfil Instantâneo

Através do procedimento apresentado por *HILLEL et alii* (1972) para determinação da condutividade hidráulica não-saturada pelo método do perfil instantâneo (ver item 4.6.1) construíram-se as Tabelas 14 e 15 para o solo junto ao Posto Agrometeorológico e as Tabelas 16 e 17 para o solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa que nos dão os valores dos fluxos de água e dos gradientes de potencial nas diversas profundidades para os diversos tempos e os valores de condutividade hidráulica em cada profundidade para as diversas umidades.

A terceira coluna das Tabelas 14 e 16 foi obtida derivando-se a equação (21) com relação ao tempo, enquanto que a terceira coluna das Tabelas 15 e 17 a partir das equações (32) e (38).

Como se pode notar nas Tabelas 15 e 17, os valores de condutividade hidráulica como uma função da umidade do solo foram calculados para as profundidades 60, 90, 120 e 150 cm para o solo Terra Roxa Estruturada e para as profundidades 30, 60, 90 e 120 cm para o solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa.

No caso do solo Terra Roxa Estruturada, a quinta coluna da Tabela 15 representa valores médios de umidade das camadas de solo, isto é, a umidade a 30 cm é igual à umidade média obtida com a sonda de neutrons para a camada 0 - 30 cm; a umidade a 60 cm, umidade média para a camada

TABELA 14 - Cálculo dos fluxos de água no solo às diversas profundidades (z) e diversos tempos (t) para o solo Terra Roxa Estruturada. Os valores de  $\frac{\partial \theta}{\partial t}$  foram obtidos por derivação com relação ao tempo da equação (21).

t (horas)	z (cm)	$-\frac{\partial \theta}{\partial t}$ (hora <sup>-1</sup> )	$\frac{\partial \theta}{\partial t} dz$ (cm/hora)	$q = \sum \frac{\partial \theta}{\partial t} dz$ (cm/hora)
5	0 - 30	$6,503 \cdot 10^{-4}$	$195,09 \cdot 10^{-4}$	$195,09 \cdot 10^{-4}$
	30 - 60	$4,444 \cdot 10^{-4}$	$133,32 \cdot 10^{-4}$	$228,41 \cdot 10^{-4}$
	60 - 90	$6,514 \cdot 10^{-4}$	$195,42 \cdot 10^{-4}$	$523,83 \cdot 10^{-4}$
	90 - 120	$1,467 \cdot 10^{-3}$	$44,01 \cdot 10^{-3}$	$963,93 \cdot 10^{-4}$
	120 - 150	$2,371 \cdot 10^{-3}$	$71,13 \cdot 10^{-3}$	$1675,23 \cdot 10^{-4}$
	150 - 180	$2,090 \cdot 10^{-3}$	$62,70 \cdot 10^{-3}$	$2302,23 \cdot 10^{-4}$
10	0 - 30	$3,305 \cdot 10^{-4}$	$99,15 \cdot 10^{-4}$	$99,15 \cdot 10^{-4}$
	30 - 60	$2,260 \cdot 10^{-4}$	$67,80 \cdot 10^{-4}$	$166,95 \cdot 10^{-4}$
	60 - 90	$3,626 \cdot 10^{-4}$	$108,78 \cdot 10^{-4}$	$275,73 \cdot 10^{-4}$
	90 - 120	$8,076 \cdot 10^{-4}$	$242,28 \cdot 10^{-4}$	$518,01 \cdot 10^{-4}$
	120 - 150	$1,251 \cdot 10^{-3}$	$37,53 \cdot 10^{-3}$	$893,31 \cdot 10^{-4}$
	150 - 180	$1,271 \cdot 10^{-3}$	$38,13 \cdot 10^{-3}$	$1274,61 \cdot 10^{-4}$
20	0 - 30	$1,666 \cdot 10^{-4}$	$49,98 \cdot 10^{-4}$	$49,98 \cdot 10^{-4}$
	30 - 60	$1,140 \cdot 10^{-4}$	$34,20 \cdot 10^{-4}$	$84,18 \cdot 10^{-4}$
	60 - 90	$1,922 \cdot 10^{-4}$	$57,66 \cdot 10^{-4}$	$141,84 \cdot 10^{-4}$
	90 - 120	$4,252 \cdot 10^{-4}$	$127,56 \cdot 10^{-4}$	$269,40 \cdot 10^{-4}$
	120 - 150	$6,436 \cdot 10^{-4}$	$193,08 \cdot 10^{-4}$	$462,48 \cdot 10^{-4}$
	150 - 180	$7,124 \cdot 10^{-4}$	$213,72 \cdot 10^{-4}$	$676,20 \cdot 10^{-4}$
30	0 - 30	$1,114 \cdot 10^{-4}$	$33,42 \cdot 10^{-4}$	$33,42 \cdot 10^{-4}$
	30 - 60	$7,622 \cdot 10^{-5}$	$228,66 \cdot 10^{-5}$	$56,286 \cdot 10^{-4}$
	60 - 90	$1,308 \cdot 10^{-4}$	$39,24 \cdot 10^{-4}$	$95,526 \cdot 10^{-4}$
	90 - 120	$2,886 \cdot 10^{-4}$	$86,58 \cdot 10^{-4}$	$182,106 \cdot 10^{-4}$
	120 - 150	$4,332 \cdot 10^{-4}$	$129,96 \cdot 10^{-4}$	$312,066 \cdot 10^{-4}$
	150 - 180	$4,949 \cdot 10^{-4}$	$148,47 \cdot 10^{-4}$	$460,536 \cdot 10^{-4}$

continua



TABELA 14 (cont.)

t (horas)	z (cm)	$-\frac{\partial\theta}{\partial t}$ (hora <sup>-1</sup> )	$\frac{\partial\theta}{\partial t} dz$ (cm/hora)	$q = \Sigma \frac{\partial\theta}{\partial t} dz$ (cm/hora)
50	0 - 30	$6,698 \cdot 10^{-5}$	$200,94 \cdot 10^{-5}$	$20,094 \cdot 10^{-4}$
	30 - 60	$4,584 \cdot 10^{-5}$	$137,52 \cdot 10^{-5}$	$33,846 \cdot 10^{-4}$
	60 - 90	$7,976 \cdot 10^{-5}$	$239,28 \cdot 10^{-5}$	$57,774 \cdot 10^{-4}$
	90 - 120	$1,757 \cdot 10^{-4}$	$52,71 \cdot 10^{-4}$	$110,484 \cdot 10^{-4}$
	120 - 150	$2,619 \cdot 10^{-4}$	$78,57 \cdot 10^{-4}$	$189,054 \cdot 10^{-4}$
	150 - 180	$3,073 \cdot 10^{-4}$	$92,19 \cdot 10^{-4}$	$281,244 \cdot 10^{-4}$
70	0 - 30	$4,789 \cdot 10^{-5}$	$143,67 \cdot 10^{-5}$	$14,367 \cdot 10^{-4}$
	30 - 60	$3,277 \cdot 10^{-5}$	$98,31 \cdot 10^{-5}$	$24,198 \cdot 10^{-4}$
	60 - 90	$5,738 \cdot 10^{-5}$	$172,14 \cdot 10^{-5}$	$41,412 \cdot 10^{-4}$
	90 - 120	$1,263 \cdot 10^{-4}$	$37,89 \cdot 10^{-4}$	$79,302 \cdot 10^{-4}$
	120 - 150	$1,877 \cdot 10^{-4}$	$56,31 \cdot 10^{-4}$	$135,612 \cdot 10^{-4}$
	150 - 180	$2,228 \cdot 10^{-4}$	$66,84 \cdot 10^{-4}$	$202,452 \cdot 10^{-4}$
100	0 - 30	$3,354 \cdot 10^{-5}$	$100,62 \cdot 10^{-5}$	$10,062 \cdot 10^{-4}$
	30 - 60	$2,296 \cdot 10^{-5}$	$68,88 \cdot 10^{-5}$	$16,950 \cdot 10^{-4}$
	60 - 90	$4,038 \cdot 10^{-5}$	$121,14 \cdot 10^{-5}$	$29,064 \cdot 10^{-4}$
	90 - 120	$8,881 \cdot 10^{-5}$	$266,43 \cdot 10^{-5}$	$55,707 \cdot 10^{-4}$
	120 - 150	$1,317 \cdot 10^{-4}$	$39,51 \cdot 10^{-4}$	$95,217 \cdot 10^{-4}$
	150 - 180	$1,578 \cdot 10^{-4}$	$47,34 \cdot 10^{-4}$	$142,557 \cdot 10^{-4}$
150	0 - 30	$2,237 \cdot 10^{-5}$	$67,11 \cdot 10^{-5}$	$6,711 \cdot 10^{-4}$
	30 - 60	$1,532 \cdot 10^{-5}$	$45,96 \cdot 10^{-5}$	$11,307 \cdot 10^{-4}$
	60 - 90	$2,704 \cdot 10^{-5}$	$81,12 \cdot 10^{-5}$	$19,419 \cdot 10^{-4}$
	90 - 120	$5,942 \cdot 10^{-5}$	$178,26 \cdot 10^{-5}$	$37,245 \cdot 10^{-4}$
	120 - 150	$8,799 \cdot 10^{-5}$	$263,97 \cdot 10^{-5}$	$63,642 \cdot 10^{-4}$
	150 - 180	$1,061 \cdot 10^{-4}$	$31,83 \cdot 10^{-4}$	$95,472 \cdot 10^{-4}$

continua

TABELA 14 (cont.)

t (horas)	z (cm)	$-\frac{\partial\theta}{\partial t}$ (hora <sup>-1</sup> )	$\frac{\partial\theta}{\partial t} dz$ (cm/hora)	$q = \sum \frac{\partial\theta}{\partial t} dz$ (cm/hora)
200	0 - 30	$1,679 \cdot 10^{-5}$	$50,37 \cdot 10^{-5}$	$5,037 \cdot 10^{-4}$
	30 - 60	$1,149 \cdot 10^{-5}$	$34,47 \cdot 10^{-5}$	$8,484 \cdot 10^{-4}$
	60 - 90	$2,032 \cdot 10^{-5}$	$60,96 \cdot 10^{-5}$	$14,580 \cdot 10^{-4}$
	90 - 120	$4,465 \cdot 10^{-5}$	$133,95 \cdot 10^{-5}$	$27,975 \cdot 10^{-4}$
	120 - 150	$6,606 \cdot 10^{-5}$	$198,18 \cdot 10^{-5}$	$47,793 \cdot 10^{-4}$
	150 - 180	$7,995 \cdot 10^{-5}$	$239,85 \cdot 10^{-5}$	$71,778 \cdot 10^{-4}$
300	0 - 30	$1,119 \cdot 10^{-5}$	$33,57 \cdot 10^{-5}$	$3,3570 \cdot 10^{-4}$
	30 - 60	$7,662 \cdot 10^{-6}$	$229,86 \cdot 10^{-6}$	$5,6556 \cdot 10^{-4}$
	60 - 90	$1,358 \cdot 10^{-5}$	$40,74 \cdot 10^{-5}$	$9,7296 \cdot 10^{-4}$
	90 - 120	$2,982 \cdot 10^{-5}$	$89,46 \cdot 10^{-5}$	$18,6756 \cdot 10^{-4}$
	120 - 150	$4,408 \cdot 10^{-5}$	$132,24 \cdot 10^{-5}$	$31,8996 \cdot 10^{-4}$
	150 - 180	$5,354 \cdot 10^{-5}$	$160,62 \cdot 10^{-5}$	$47,9616 \cdot 10^{-4}$
400	0 - 30	$8,396 \cdot 10^{-6}$	$251,88 \cdot 10^{-6}$	$2,5188 \cdot 10^{-4}$
	30 - 60	$5,747 \cdot 10^{-6}$	$172,41 \cdot 10^{-6}$	$4,2429 \cdot 10^{-4}$
	60 - 90	$1,019 \cdot 10^{-5}$	$30,57 \cdot 10^{-5}$	$7,2999 \cdot 10^{-4}$
	90 - 120	$2,239 \cdot 10^{-5}$	$67,17 \cdot 10^{-5}$	$14,0169 \cdot 10^{-4}$
	120 - 150	$3,308 \cdot 10^{-5}$	$99,24 \cdot 10^{-5}$	$23,9409 \cdot 10^{-4}$
	150 - 180	$4,025 \cdot 10^{-5}$	$120,75 \cdot 10^{-5}$	$36,0159 \cdot 10^{-4}$
500	0 - 30	$6,718 \cdot 10^{-6}$	$201,54 \cdot 10^{-6}$	$2,0154 \cdot 10^{-4}$
	30 - 60	$4,598 \cdot 10^{-6}$	$137,94 \cdot 10^{-6}$	$3,3948 \cdot 10^{-4}$
	60 - 90	$8,159 \cdot 10^{-6}$	$244,77 \cdot 10^{-6}$	$5,8425 \cdot 10^{-4}$
	90 - 120	$1,792 \cdot 10^{-5}$	$53,76 \cdot 10^{-5}$	$11,2185 \cdot 10^{-4}$
	120 - 150	$2,647 \cdot 10^{-5}$	$79,41 \cdot 10^{-5}$	$19,1595 \cdot 10^{-4}$
	150 - 180	$3,224 \cdot 10^{-5}$	$96,72 \cdot 10^{-5}$	$28,8315 \cdot 10^{-4}$

TABELA 15 - Cálculo da condutividade hidráulica (K) em função da umidade ( $\bar{\theta}$ ) para o solo Terra Roxa Estruturada. O cálculo de k foi feito através da equação (10).  $\bar{\theta}$  representa a umidade média às diversas profundidades (z) nos tempos correspondentes onde se calcularam os valores de  $\partial\theta/\partial t$ . Os valores de  $\partial\psi/\partial z$  foram obtidos através das equações (32) e (38).

z (cm)	$q \cdot 10^4$ (cm/hora)	$\frac{\partial\psi}{\partial z}$ (cm/cm)	K (cm/hora)	$\bar{\theta}$ (cm/cm)
60	328,41	1,231	$4,043 \cdot 10^{-2}$	0,301
	166,95	1,255	$1,330 \cdot 10^{-2}$	0,300
	84,18	1,288	$6,536 \cdot 10^{-3}$	0,298
	56,286	1,310	$4,297 \cdot 10^{-3}$	0,297
	33,846	1,340	$2,526 \cdot 10^{-3}$	0,296
	24,198	1,361	$1,778 \cdot 10^{-3}$	0,295
	16,950	1,384	$1,225 \cdot 10^{-3}$	0,294
	11,307	1,411	$8,013 \cdot 10^{-4}$	0,294
	8,484	1,431	$5,929 \cdot 10^{-4}$	0,293
	5,6556	1,460	$3,874 \cdot 10^{-4}$	0,292
	4,2429	1,481	$2,865 \cdot 10^{-4}$	0,291
3,3948	1,497	$2,268 \cdot 10^{-4}$	0,291	
90	523,83	1,374	$3,812 \cdot 10^{-2}$	0,364
	275,73	1,487	$1,854 \cdot 10^{-2}$	0,363
	141,84	1,617	$8,772 \cdot 10^{-3}$	0,359
	95,526	1,700	$5,619 \cdot 10^{-3}$	0,357
	57,774	1,812	$3,188 \cdot 10^{-2}$	0,355
	41,412	1,889	$2,192 \cdot 10^{-3}$	0,354
	29,064	1,975	$1,472 \cdot 10^{-3}$	0,353
	19,419	2,077	$9,350 \cdot 10^{-4}$	0,351
	14,580	2,152	$6,775 \cdot 10^{-4}$	0,350
	9,7296	2,262	$4,301 \cdot 10^{-4}$	0,348
	7,2999	2,344	$3,114 \cdot 10^{-4}$	0,347
5,8425	2,409	$2,425 \cdot 10^{-4}$	0,346	

continua

TABELA 15 (cont.)

$z$ (cm)	$q \cdot 10^4$ (cm/hora)	$\frac{\partial \psi}{\partial z}$ (cm/cm)	$K$ (cm/hora)	$\bar{\theta}$ (cm/cm)
120	963,93	1,569	$6,144 \cdot 10^{-2}$	0,326
	518,01	1,790	$2,894 \cdot 10^{-2}$	0,321
	269,40	2,034	$1,324 \cdot 10^{-2}$	0,315
	182,106	2,163	$8,419 \cdot 10^{-3}$	0,312
	110,484	2,397	$4,609 \cdot 10^{-3}$	0,307
	79,302	2,543	$3,118 \cdot 10^{-3}$	0,304
	55,707	2,705	$2,059 \cdot 10^{-3}$	0,301
	37,245	2,900	$1,284 \cdot 10^{-3}$	0,298
	27,975	3,045	$9,187 \cdot 10^{-4}$	0,295
	18,6756	3,260	$5,729 \cdot 10^{-4}$	0,291
	14,0169	3,419	$4,100 \cdot 10^{-4}$	0,289
	11,2185	3,548	$3,162 \cdot 10^{-4}$	0,287
	150	1675,23	1,209	$1,386 \cdot 10^{-1}$
893,31		1,156	$7,728 \cdot 10^{-2}$	0,312
462,48		1,137	$4,068 \cdot 10^{-2}$	0,303
312,066		1,139	$2,740 \cdot 10^{-2}$	0,298
189,054		1,149	$1,645 \cdot 10^{-2}$	0,292
135,612		1,159	$1,170 \cdot 10^{-2}$	0,287
95,217		1,171	$8,131 \cdot 10^{-3}$	0,282
63,642		1,187	$5,362 \cdot 10^{-3}$	0,217
47,793		1,198	$3,989 \cdot 10^{-3}$	0,273
31,8996		1,214	$2,628 \cdot 10^{-3}$	0,268
23,9409		1,225	$1,954 \cdot 10^{-3}$	0,264
19,1595	1,234	$1,553 \cdot 10^{-3}$	0,261	

TABELA 16 - Cálculo dos fluxos de água no solo às diversas profundidades (z) e diversos tempos (t) para o solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa. Os valores de  $\partial\theta/\partial t$  foram obtidos por derivação com relação ao tempo da equação (21).

t (horas)	z (cm)	$-\frac{\partial\theta}{\partial t}$ (hora <sup>-1</sup> )	$\frac{\partial\theta}{\partial t} dz$ (cm/hora)	$q = \sum \frac{\partial\theta}{\partial t} dz$ (cm/hora)
0,25	0 - 30	$7,508 \cdot 10^{-2}$	$225,24 \cdot 10^{-2}$	$225,24 \cdot 10^{-2}$
	30 - 60	$6,303 \cdot 10^{-2}$	$189,09 \cdot 10^{-2}$	$414,33 \cdot 10^{-2}$
	60 - 90	$5,939 \cdot 10^{-2}$	$178,17 \cdot 10^{-2}$	$592,50 \cdot 10^{-2}$
	90 - 120	$6,644 \cdot 10^{-2}$	$199,32 \cdot 10^{-2}$	$791,82 \cdot 10^{-2}$
	120 - 150	$5,659 \cdot 10^{-2}$	$169,77 \cdot 10^{-2}$	$961,59 \cdot 10^{-2}$
0,50	0 - 30	$4,046 \cdot 10^{-2}$	$121,38 \cdot 10^{-2}$	$121,38 \cdot 10^{-2}$
	30 - 60	$3,729 \cdot 10^{-2}$	$111,87 \cdot 10^{-2}$	$233,25 \cdot 10^{-2}$
	60 - 90	$3,980 \cdot 10^{-2}$	$119,40 \cdot 10^{-2}$	$352,65 \cdot 10^{-2}$
	90 - 120	$3,914 \cdot 10^{-2}$	$117,42 \cdot 10^{-2}$	$470,07 \cdot 10^{-2}$
	120 - 150	$3,667 \cdot 10^{-2}$	$110,01 \cdot 10^{-2}$	$580,08 \cdot 10^{-2}$
0,75	0 - 30	$2,769 \cdot 10^{-2}$	$83,07 \cdot 10^{-2}$	$83,07 \cdot 10^{-2}$
	30 - 60	$2,648 \cdot 10^{-2}$	$79,44 \cdot 10^{-2}$	$162,51 \cdot 10^{-2}$
	60 - 90	$2,993 \cdot 10^{-2}$	$89,79 \cdot 10^{-2}$	$252,30 \cdot 10^{-2}$
	90 - 120	$2,774 \cdot 10^{-2}$	$83,22 \cdot 10^{-2}$	$335,52 \cdot 10^{-2}$
	120 - 150	$2,712 \cdot 10^{-2}$	$81,36 \cdot 10^{-2}$	$416,88 \cdot 10^{-2}$
1	0 - 30	$2,105 \cdot 10^{-2}$	$63,15 \cdot 10^{-2}$	$63,15 \cdot 10^{-2}$
	30 - 60	$2,053 \cdot 10^{-2}$	$61,59 \cdot 10^{-2}$	$124,74 \cdot 10^{-2}$
	60 - 90	$2,399 \cdot 10^{-2}$	$71,97 \cdot 10^{-2}$	$196,71 \cdot 10^{-2}$
	90 - 120	$2,148 \cdot 10^{-2}$	$64,44 \cdot 10^{-2}$	$261,15 \cdot 10^{-2}$
	120 - 150	$2,152 \cdot 10^{-2}$	$64,56 \cdot 10^{-2}$	$325,71 \cdot 10^{-2}$
	0 - 30	$1,423 \cdot 10^{-2}$	$42,69 \cdot 10^{-2}$	$42,69 \cdot 10^{-2}$
	30 - 60	$1,416 \cdot 10^{-2}$	$42,48 \cdot 10^{-2}$	$85,17 \cdot 10^{-2}$

continua

TABELA 16 (cont.)

t (horas)	z (cm)	$-\frac{\partial\theta}{\partial t}$ (Hora <sup>-1</sup> )	$\frac{\partial\theta}{\partial z} dz$ (cm/hora)	$q = \Sigma \frac{\partial\theta}{\partial t} dz$ (cm/hora)
1,5	60 - 90	$1,717 \cdot 10^{-2}$	$51,51 \cdot 10^{-2}$	$136,68 \cdot 10^{-2}$
	90 - 120	$1,480 \cdot 10^{-2}$	$44,40 \cdot 10^{-2}$	$181,08 \cdot 10^{-2}$
	120 - 150	$1,523 \cdot 10^{-2}$	$45,69 \cdot 10^{-2}$	$226,77 \cdot 10^{-2}$
2	0 - 30	$1,074 \cdot 10^{-2}$	$32,22 \cdot 10^{-2}$	$32,22 \cdot 10^{-2}$
	30 - 60	$1,081 \cdot 10^{-2}$	$32,43 \cdot 10^{-2}$	$64,65 \cdot 10^{-2}$
	60 - 90	$1,336 \cdot 10^{-2}$	$40,08 \cdot 10^{-2}$	$104,73 \cdot 10^{-2}$
	90 - 120	$1,129 \cdot 10^{-2}$	$33,87 \cdot 10^{-2}$	$138,60 \cdot 10^{-2}$
	120 - 150	$1,172 \cdot 10^{-2}$	$35,16 \cdot 10^{-2}$	$173,76 \cdot 10^{-2}$
	0 - 30	$7,212 \cdot 10^{-3}$	$216,36 \cdot 10^{-3}$	$21,636 \cdot 10^{-2}$
3	30 - 60	$7,336 \cdot 10^{-3}$	$220,08 \cdot 10^{-3}$	$43,644 \cdot 10^{-2}$
	60 - 90	$9,263 \cdot 10^{-3}$	$277,89 \cdot 10^{-3}$	$71,433 \cdot 10^{-2}$
	90 - 120	$7,660 \cdot 10^{-3}$	$229,80 \cdot 10^{-3}$	$94,413 \cdot 10^{-2}$
	120 - 150	$8,112 \cdot 10^{-3}$	$243,36 \cdot 10^{-3}$	$118,749 \cdot 10^{-2}$
	0 - 30	$4,351 \cdot 10^{-3}$	$130,53 \cdot 10^{-3}$	$13,053 \cdot 10^{-2}$
	30 - 60	$4,466 \cdot 10^{-3}$	$133,98 \cdot 10^{-3}$	$26,451 \cdot 10^{-2}$
5	60 - 90	$5,740 \cdot 10^{-3}$	$172,10 \cdot 10^{-3}$	$43,671 \cdot 10^{-2}$
	90 - 120	$4,661 \cdot 10^{-3}$	$139,83 \cdot 10^{-3}$	$57,654 \cdot 10^{-2}$
	120 - 150	$4,998 \cdot 10^{-3}$	$149,94 \cdot 10^{-3}$	$72,648 \cdot 10^{-2}$
	0 - 30	$2,185 \cdot 10^{-3}$	$65,55 \cdot 10^{-3}$	$6,555 \cdot 10^{-2}$
	30 - 60	$2,258 \cdot 10^{-3}$	$67,74 \cdot 10^{-3}$	$13,329 \cdot 10^{-2}$
	60 - 90	$2,942 \cdot 10^{-3}$	$88,26 \cdot 10^{-3}$	$22,155 \cdot 10^{-2}$
10	90 - 120	$2,355 \cdot 10^{-3}$	$70,65 \cdot 10^{-3}$	$29,22 \cdot 10^{-2}$
	120 - 150	$2,550 \cdot 10^{-3}$	$76,50 \cdot 10^{-3}$	$36,87 \cdot 10^{-2}$

continua

TABELA 16 (cont.)

t (horas)	z (cm)	$-\frac{\partial\theta}{\partial t}$ (hora <sup>-1</sup> )	$\frac{\partial\theta}{\partial t} dz$ (cm/hora)	$q = \sum \frac{\partial\theta}{\partial t} dz$ (cm/hora)
20	0 - 30	$1,095 \cdot 10^{-3}$	$32,85 \cdot 10^{-3}$	$3,285 \cdot 10^{-2}$
	30 - 60	$1,135 \cdot 10^{-3}$	$34,05 \cdot 10^{-3}$	$6,69 \cdot 10^{-2}$
	60 - 90	$1,490 \cdot 10^{-3}$	$44,70 \cdot 10^{-3}$	$11,16 \cdot 10^{-2}$
	90 - 120	$1,184 \cdot 10^{-3}$	$35,52 \cdot 10^{-3}$	$14,712 \cdot 10^{-2}$
	120 - 150	$1,288 \cdot 10^{-3}$	$38,64 \cdot 10^{-3}$	$18,576 \cdot 10^{-2}$
50	0 - 30	$4,384 \cdot 10^{-4}$	$131,52 \cdot 10^{-4}$	$1,3152 \cdot 10^{-2}$
	30 - 60	$4,556 \cdot 10^{-4}$	$136,68 \cdot 10^{-4}$	$2,682 \cdot 10^{-2}$
	60 - 90	$6,005 \cdot 10^{-4}$	$180,15 \cdot 10^{-4}$	$4,4835 \cdot 10^{-2}$
	90 - 120	$4,752 \cdot 10^{-4}$	$142,56 \cdot 10^{-4}$	$5,9091 \cdot 10^{-2}$
	120 - 150	$5,186 \cdot 10^{-4}$	$155,58 \cdot 10^{-4}$	$7,4649 \cdot 10^{-2}$
100	0 - 30	$2,193 \cdot 10^{-4}$	$65,79 \cdot 10^{-4}$	$0,6579 \cdot 10^{-2}$
	30 - 60	$2,280 \cdot 10^{-4}$	$68,40 \cdot 10^{-4}$	$1,3419 \cdot 10^{-2}$
	60 - 90	$3,010 \cdot 10^{-4}$	$90,30 \cdot 10^{-4}$	$2,2449 \cdot 10^{-2}$
	90 - 120	$2,378 \cdot 10^{-4}$	$71,34 \cdot 10^{-4}$	$2,9583 \cdot 10^{-2}$
	120 - 150	$2,599 \cdot 10^{-4}$	$77,97 \cdot 10^{-4}$	$3,7380 \cdot 10^{-2}$
300	0 - 30	$7,312 \cdot 10^{-5}$	$219,36 \cdot 10^{-5}$	$0,21936 \cdot 10^{-2}$
	30 - 60	$7,607 \cdot 10^{-5}$	$228,21 \cdot 10^{-5}$	$0,44757 \cdot 10^{-2}$
	60 - 90	$1,005 \cdot 10^{-4}$	$30,15 \cdot 10^{-4}$	$0,74907 \cdot 10^{-2}$
	90 - 120	$7,934 \cdot 10^{-5}$	$238,02 \cdot 10^{-5}$	$0,98709 \cdot 10^{-2}$
	120 - 150	$8,674 \cdot 10^{-5}$	$260,22 \cdot 10^{-5}$	$1,24731 \cdot 10^{-2}$

TABELA 17 - Cálculo da condutividade hidráulica (K) em função da umidade ( $\theta$ ) para o solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa. O cálculo de K foi feito através da equação (10).  $\theta$  representa a umidade às diversas profundidades (z) nos tempos correspondentes onde se calcularam os valores de  $\partial\theta/\partial t$ . Os valores de  $\partial\psi/\partial z$  foram obtidos através das equações (32) e (38).

z (cm)	q . 10 <sup>2</sup> (cm/hora)	$\frac{\partial\psi}{\partial z}$ (cm/cm)	K (cm/hora)	$\theta$ (cm/cm)
	225,24	0,963	2,339	0,349
	121,38	0,998	1,216	0,335
	83,07	1,025	8,104 . 10 <sup>-1</sup>	0,327
	63,15	1,045	6,043 . 10 <sup>-1</sup>	0,321
	42,69	1,075	3,971 . 10 <sup>-1</sup>	0,312
	32,22	1,097	2,937 . 10 <sup>-1</sup>	0,306
30	21,636	1,127	1,920 . 10 <sup>-1</sup>	0,297
	13,053	1,164	1,121 . 10 <sup>-1</sup>	0,286
	6,555	1,207	5,531 . 10 <sup>-2</sup>	0,271
	3,285	1,237	2,656 . 10 <sup>-2</sup>	0,256
	1,3152	1,244	1,057 . 10 <sup>-2</sup>	0,236
	0,6579	1,214	5,419 . 10 <sup>-3</sup>	0,221
	0,21936	1,078	2,035 . 10 <sup>-3</sup>	0,197

continua



TABELA 17 (cont.)

z (cm)	q . 10 <sup>2</sup> (cm/hora)	$\frac{\partial \psi}{\partial z}$ (cm/cm)	K (cm/hora)	$\theta$ (cm/cm)
	414,33	0,884	4,687	0,386
	233,25	0,878	2,657	0,374
	162,51	0,882	1,843	0,366
	124,74	0,888	1,405	0,360
	85,17	0,901	9,453 . 10 <sup>-1</sup>	0,352
	64,65	0,913	7,081 . 10 <sup>-1</sup>	0,346
60	43,644	0,933	4,678 . 10 <sup>-1</sup>	0,337
	26,451	0,963	2,747 . 10 <sup>-1</sup>	0,325
	13,329	1,009	1,321 . 10 <sup>-1</sup>	0,310
	6,69	1,057	6,329 . 10 <sup>-2</sup>	0,294
	2,682	1,122	2,390 . 10 <sup>-2</sup>	0,273
	1,3419	1,168	1,149 . 10 <sup>-2</sup>	0,257
	0,44757	1,234	3,627 . 10 <sup>-3</sup>	0,232
	592,50	1,150	5,152	0,383
	352,65	1,214	2,905	0,370
	252,30	1,246	2,025	0,362
	196,71	1,266	1,554	0,355
	136,68	1,288	1,061	0,345
	104,73	1,300	8,056 . 10 <sup>-1</sup>	0,338
90	71,433	1,311	5,449 . 10 <sup>-1</sup>	0,326
	43,671	1,316	3,318 . 10 <sup>-1</sup>	0,312
	22,155	1,307	1,695 . 10 <sup>-1</sup>	0,292
	11,16	1,280	8,719 . 10 <sup>-2</sup>	0,271
	4,4835	1,211	3,702 . 10 <sup>-2</sup>	0,244
	2,2449	1,132	1,983 . 10 <sup>-2</sup>	0,222
	0,74907	0,948	7,902 . 10 <sup>-3</sup>	0,190

continua

TABELA 17 (cont.)

z (cm)	q . 10 <sup>2</sup> (cm/hora)	$\frac{\partial \psi}{\partial z}$ (cm/cm)	K (cm/hora)	$\theta$ (cm/cm)
	791,82	0,807	9,812	0,357
	470,07	0,778	6,042	0,345
	335,52	0,765	4,386	0,337
	261,15	0,758	3,445	0,331
	181,08	0,752	2,408	0,322
	138,60	0,749	1,850	0,315
120	94,413	0,746	1,266	0,306
	57,654	0,744	$7,749 \cdot 10^{-1}$	0,294
	29,22	0,743	$3,933 \cdot 10^{-1}$	0,278
	14,712	0,741	$1,985 \cdot 10^{-1}$	0,262
	5,9091	0,735	$8,040 \cdot 10^{-2}$	0,240
	2,9583	0,725	$4,080 \cdot 10^{-2}$	0,223
	0,98709	0,699	$1,412 \cdot 10^{-2}$	0,197

30 - 60 cm, e assim por diante.

O mesmo procedimento deveria ser utilizado para o caso do solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa. Entretanto considerou-se, por simplicidade, a umidade das camadas de solo como a umidade de seu ponto médio, isto é, a umidade média da camada 0 - 30 cm é representada pela umidade da profundidade 15 cm, a umidade média da camada 30 - 60 cm igual à umidade em 45 cm, etc.

A partir dos dados das quarta e quinta colunas das Tabelas 15 e 17 construíram-se os gráficos de condutividade hidráulica versus umidade que podem ser vistos nas Figuras 20 a 23 para o solo Terra Roxa Estruturada e Figuras 24 a 27 para o solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa, juntamente com as equações de regressão e os coeficientes de determinação, os quais, como se nota, são extremamente altos, todos maiores que 0,99 mostrando que, de fato, a relação funcional entre a condutividade hidráulica e umidade do solo é exponencial do tipo da equação (19).

Deve-se notar, entretanto, que, se considerássemos gradiente unitário para todas as profundidades, a relação entre  $K$  e  $\theta$  para cada uma delas seria obrigatoriamente exponencial da forma da equação (19) e com coeficiente de determinação igual a 1 pois no desenvolvimento teórico do item 3.4 assumiu-se a relação exponencial da equação (19) e gradiente unitário para se chegar à equação analítica das variações da umidade com o tempo (equação 21). Assim, o único parâmetro que poderia mudar a exponencialidade da função  $K(\theta)$  seria o gradiente de potencial para as diversas unidades nas profundidades correspondentes. Entretanto, apesar de em algu

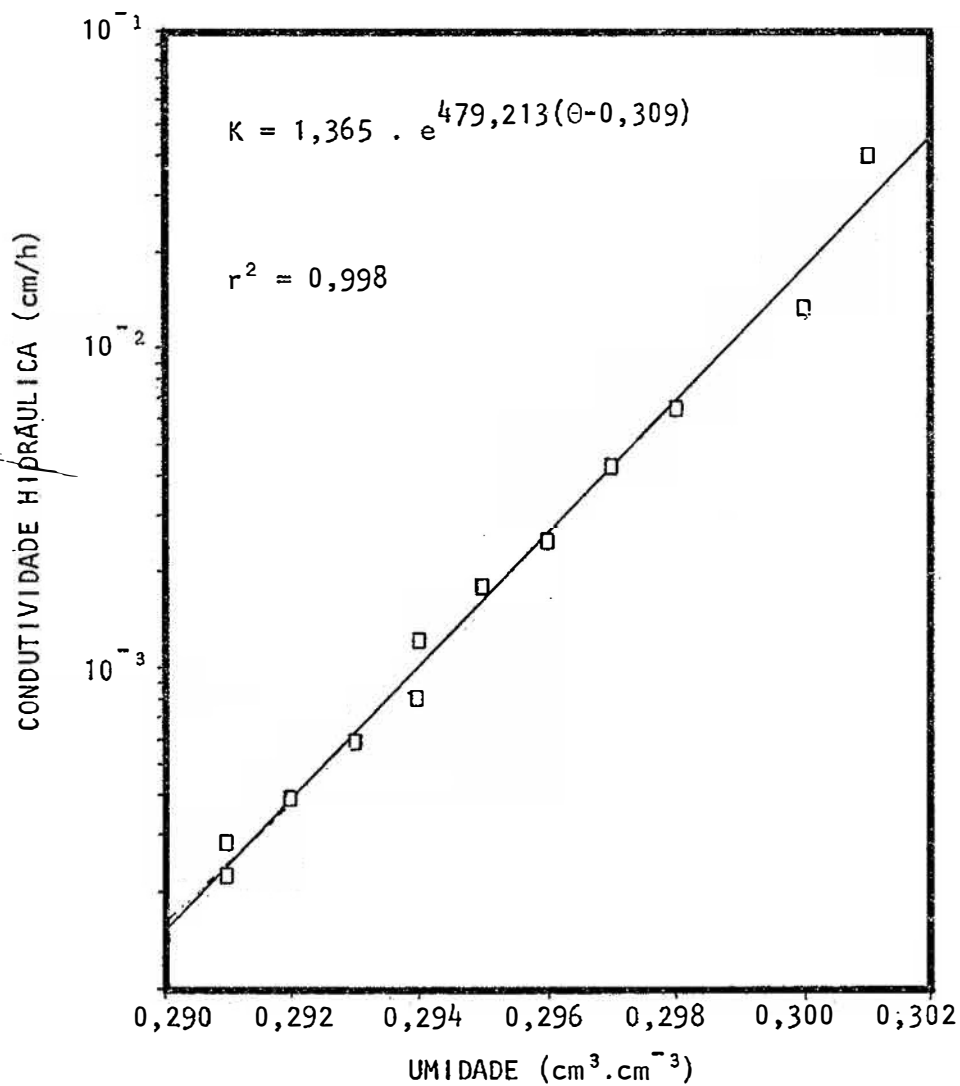


Fig. 20 - Dados de condutividade hidráulica em função da umidade do solo para a profundidade  $z = 60$  cm do solo Terra Roxa Estruturada.

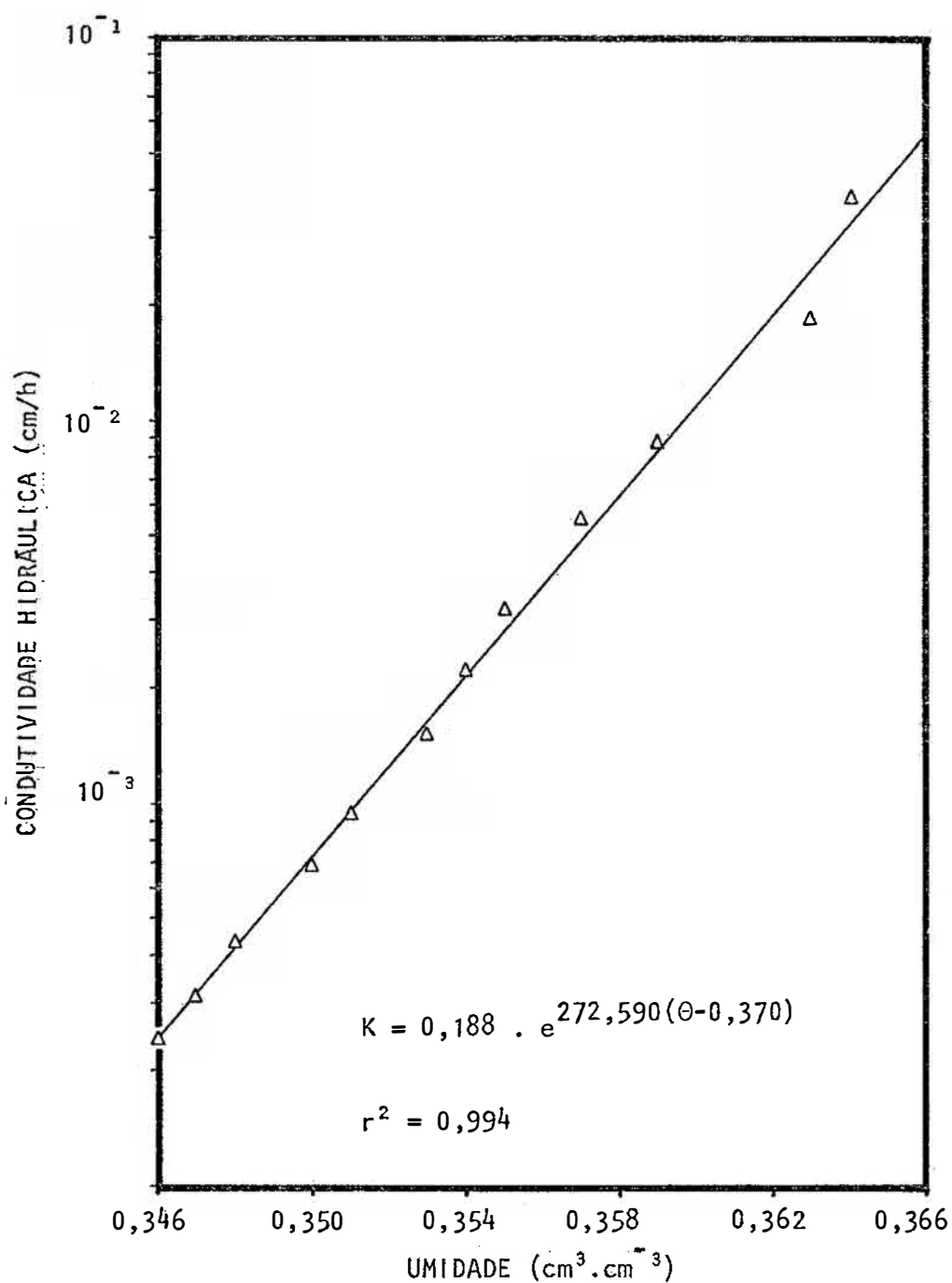


Fig. 21 - Dados de condutividade hidráulica em função da umidade do solo para a profundidade  $z = 90$  cm do solo Terra Roxa Estruturada.

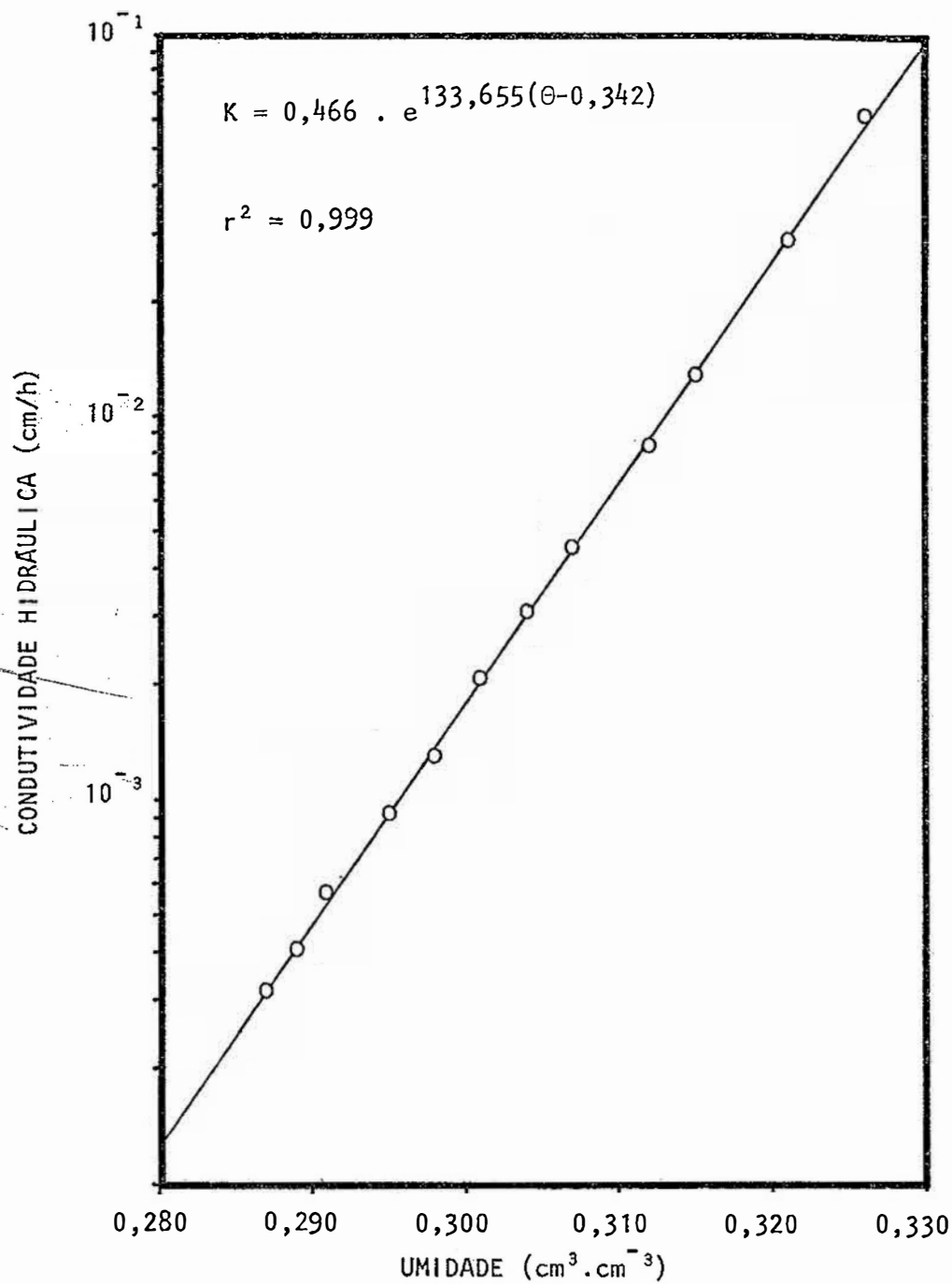


Fig. 22 - Dados de condutividade hidráulica em função da umidade do solo para a profundidade  $z = 120$  cm do solo Terra Roxa Estruturada.

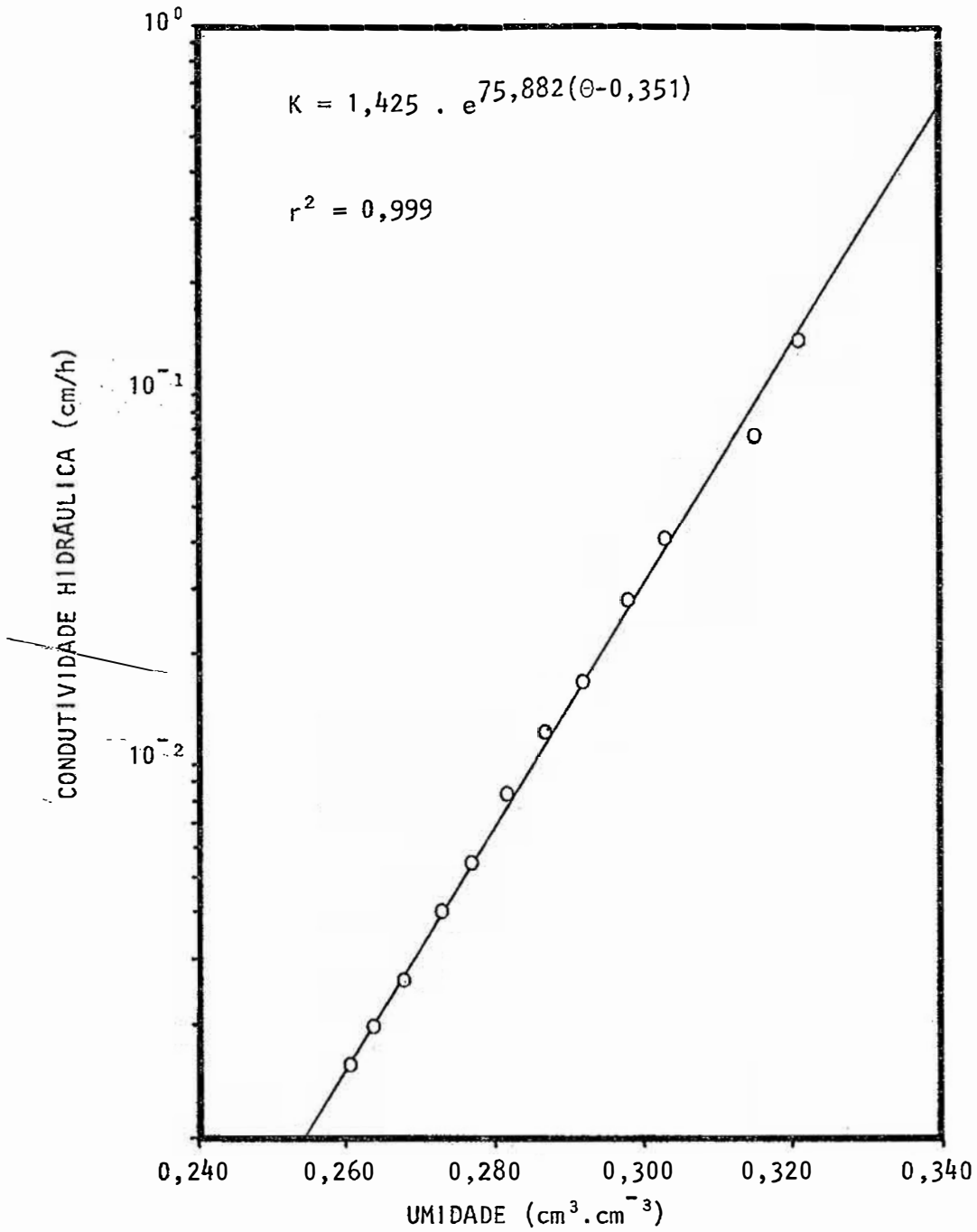


Fig. 23 - Dados de condutividade hidráulica em função da u midade do solo para a profundidade  $z = 150$  cm do solo Terra Roxa Estruturada.

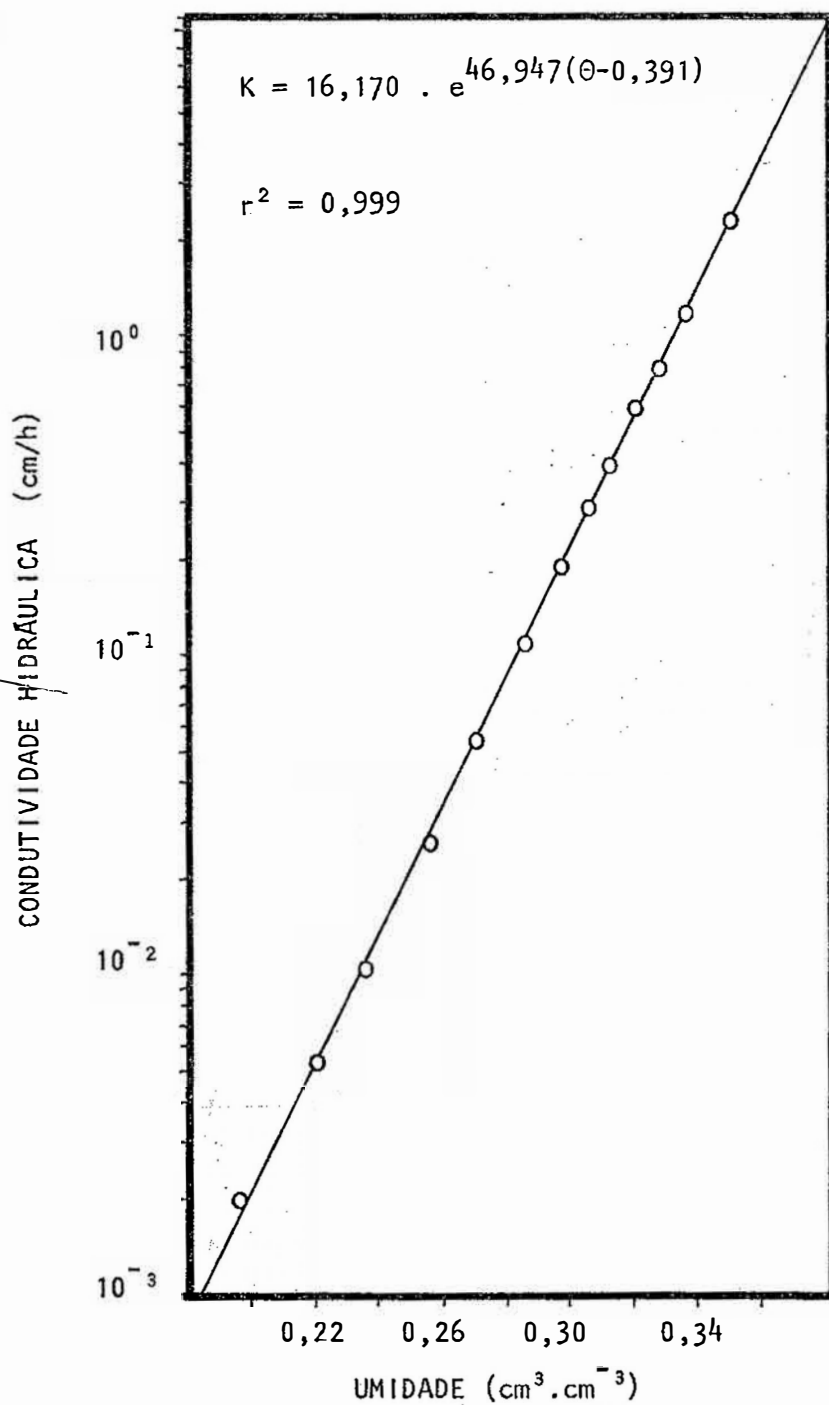


Fig. 24 - Dados de condutividade hidráulica em função da umidade do solo para a profundidade de  $z = 30$  cm do solo Latossol Vermelho A marelo-fase arenosa.



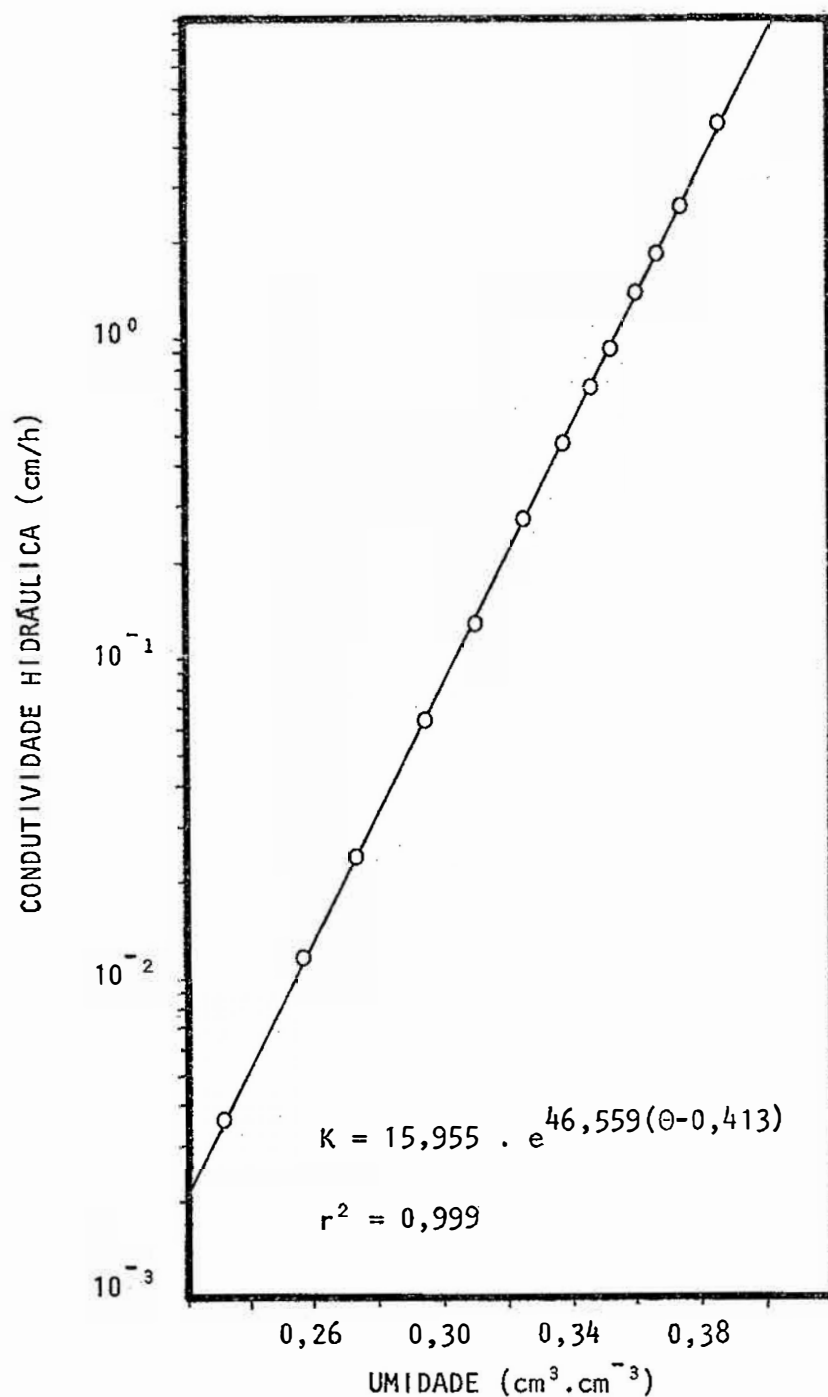


Fig. 25 - Dados de condutividade hidráulica em função da umidade do solo para a profundidade  $z = 60$  cm do solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa.

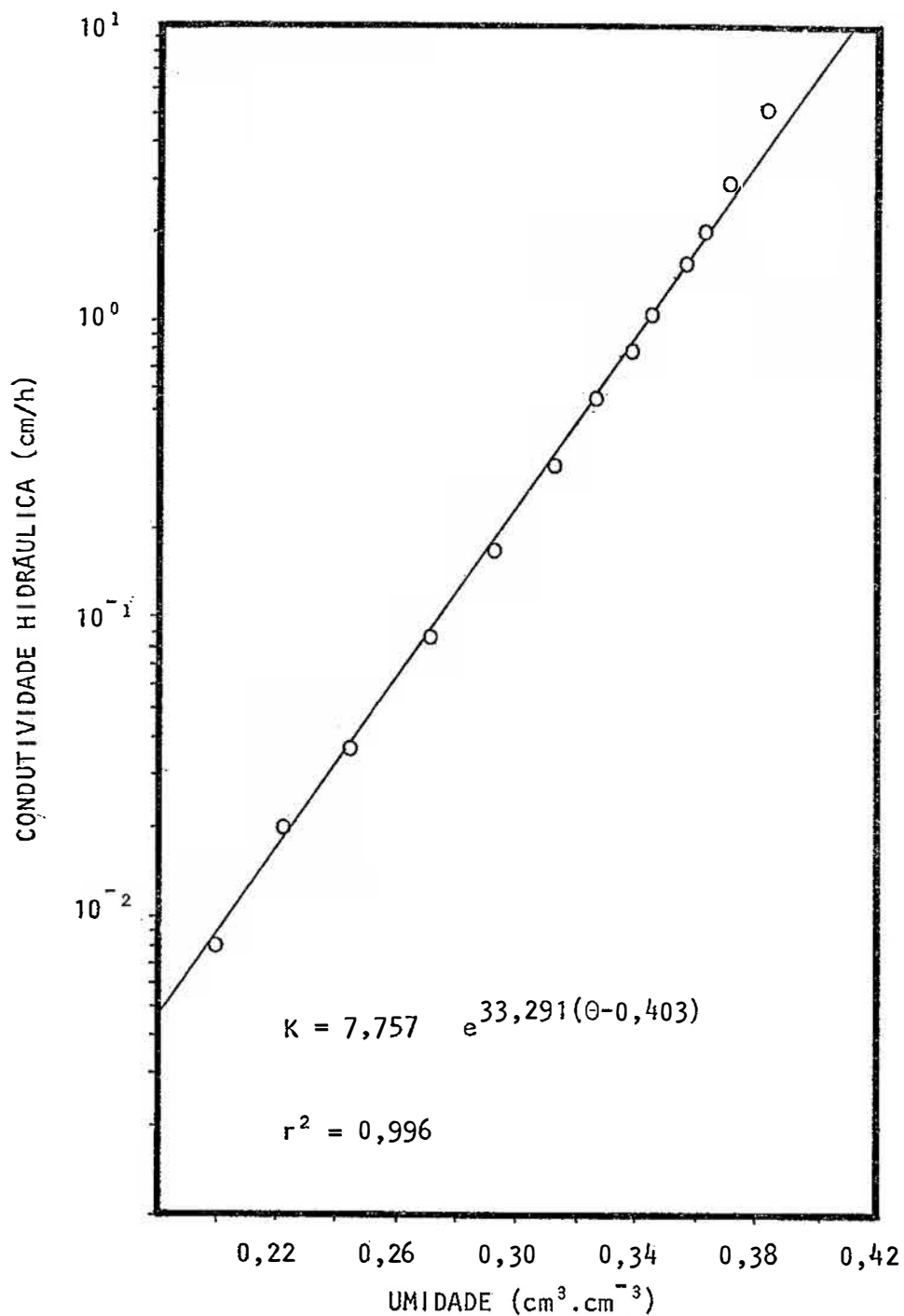


Fig. 26 - Dados de condutividade hidráulica em função da umidade do solo para a profundidade  $z = 90$  cm do solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa.

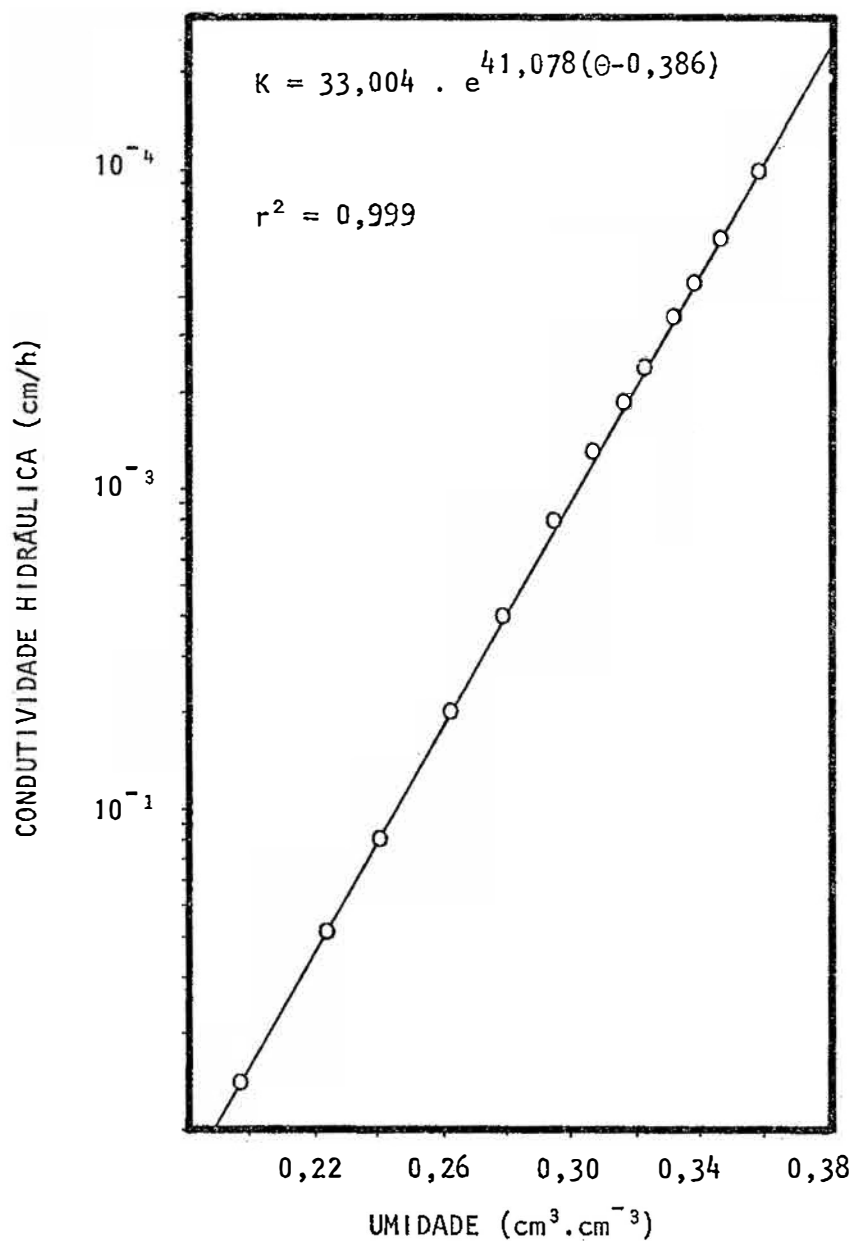


Fig. 27 - Dados de condutividade hidráulica em função da umidade do solo para a profundidade  $z = 120$  cm do solo Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa.

mas profundidades o gradiente de potencial ter variado de até o dobro, mesmo assim as relações entre  $K$  e  $\theta$  mantiveram-se exponenciais e com altos coeficientes de determinação.

### 5.3.2. Método Proposto

A partir do procedimento experimental descrito no item 4.3 calcularam-se os valores de  $K_0$  por meio dos cilindros em vários locais das parcelas para ambos os solos cujas médias e erros padrões das médias ao nível de 95% de probabilidade foram  $5,35 \pm 1,27$  cm/h para o solo Terra Roxa Estruturada e  $6,38 \pm 0,81$  cm/h para o solo Latossol Vermelho Amarelo - fase arenosa.

Por outro lato, através das equações (21), (23) e (34) calcularam-se os valores de  $\gamma$ ,  $a$  e  $K_0$  para cada profundidade dos solos estudados, os quais se encontram dispostos na Tabela 18 para o solo Terra Roxa Estruturada e Tabela 19 para o solo Latossol Vermelho Amarelo - fase arenosa, juntamente com os valores de  $K'_0$  e  $\gamma'$  obtidos a partir da regressão dos valores de  $K$  e  $\theta$  das Tabelas 15 e 17, respectivamente.

Deve-se notar que os parâmetros  $K_0$  e  $\gamma$  diferem de  $K'_0$  e  $\gamma'$  respectivamente apenas porqueno primeiro caso o gradiente de potencial foi considerado igual à unidade. Estas diferenças mostram, portanto, as variações que seriam esperadas considerando ou não o gradiente de potencial unitário.

A máxima variação da condutividade hidráulica não - saturada

TABELA 18 - Valores de  $a$ ,  $\gamma$  e  $K_0$  obtidos a partir das equações (23), (21) e (34) e valores de  $K'_0$  e  $\gamma'$  obtidos da regressão dos dados de  $K$  versus  $\theta$  da Tabela 15. Solo Terra Roxa Estruturada.

$z$ (cm)	$a$	$\gamma$	$\gamma'$	$K_0$	$K'_0$
30	1	297,61905		0,604	
60	1,23044	434,61905	479,21270	0,967	1,365
90	0,79462	272,49878	272,59045	0,228	0,188
120	0,52144	111,35857	133,65517	0,502	0,466
150	0,48272	75,47170	75,88216	1,630	1,425

TABELA 19 - Valores de  $a$ ,  $\gamma$  e  $K_0$  obtidos a partir das equações (23), (21) e (34) e valores de  $K'_0$  e  $\gamma'$  obtidos da regressão dos dados de  $K$  versus  $\theta$  da Tabela 17. Solos Latossol Vermelho Amarelo-fase arenosa.

$z$ (cm)	$a$	$\gamma$	$\gamma'$	$K_0$ (cm/h)	$K'_0$ (cm/h)
30	1	45,57885	46,94676	15,594	16,170
60	0,93415	43,80201	46,55928	11,405	15,955
90	0,79723	33,13453	33,29120	8,387	7,757
120	0,98698	41,99916	41,07837	26,023	33,004

considerando ou não o gradiente de potencial, entre as diferentes profundidades para cada solo, foi no máximo de três vezes, enquanto que para a condutividade hidráulica saturada no máximo de 1,5 vezes. Esta variação não é significativa devido à variabilidade natural apresentada pelos solos podendo chegar a uma ordem de 100 vezes ou mais (*NIELSEN et alii*, 1973; *REICHARDT et alii*, 1976).

Este mesmo motivo justifica a diferença encontrada entre os valores de  $K_0$  das Tabelas 18 e 19 e os medidos por meio do cilindro graduado durante o processo de infiltração em condições de equilíbrio dinâmico.

*NIELSEN et alii* (1973) verificaram ainda que o valor de  $K_0$  tem distribuição assimétrica (log-normal) onde o valor mais frequentemente observado (moda) é bastante diferente do valor médio (média). O número de medidas realizadas para estimativa de  $K_0$  na superfície foi insuficiente para estabelecer a distribuição de frequência que, junto com a variabilidade espacial, talvez explicariam a discrepância entre os dados.

Desta forma, o uso de  $K_0$  medido pela infiltração na superfície ou pelo  $K_0$  da camada superficial ou ainda pelo  $K_0$  médio de todo o perfil (ver item 4.6.2), não teria variações maiores do que aquelas encontradas na literatura, devido à variabilidade espacial.

A obtenção da função  $K(\theta)$  pelo método proposto (item 4.6.2) estimando-se  $K_0$  por uma destas três maneiras é mais simples do que aquele que necessita medidas de potencial total versus tempo, sendo, portanto, vantajosa sua utilização.

Um comentário que se faz necessário é de que o procedimento empregado neste trabalho para o cálculo da condutividade hidráulica como uma função da umidade do solo pelo método do perfil instantâneo onde o fluxo de água e o gradiente de potencial são obtidos analiticamente, facilita extremamente a determinação da função  $K(\theta)$ , pois, dispensa a utilização de diferenças finitas utilizadas até o momento em cálculos desta natureza (nos quais o trabalho de *HILLEL et alii*, 1972 tem sido utilizado como modelo). Este processo de diferenças finitas além de tedioso (ver Tabelas 14 a 17) fornece resultados menos precisos.

Por outro lado, no presente trabalho, as equações (21) e (32) foram também testadas para solos de diferentes regiões (*NIELSEN et alii*, 1973; *CHO et alii*, 1976 e *DE BOODT et alii*, 1976) e os resultados experimentais se ajustaram adequadamente a elas. Portanto, isso nos permite dizer que este procedimento analítico parece ser geral.



## 6. CONCLUSÕES

A análise dos resultados apresentados neste trabalho permitiu as seguintes conclusões:

(i) Os valores de condutividade hidráulica saturada e não saturada para uma certa profundidade  $z$  do solo, em condições de campo, podem ser calculados *analiticamente* a partir de medidas, durante experimentos de drenagem interna, de umidade ( $\theta$ ) e potencial total ( $\psi$ ) em função do tempo, para cada camada do perfil até esta profundidade.

(ii) Assumindo-se o gradiente de potencial total da água no solo ( $\partial\psi/\partial z$ ) unitário na técnica do item (i), os valores de  $K(\theta)$  obtidos variaram no máximo de três vezes daqueles quando se considera  $\partial\psi/\partial z \neq 1$ .

(iii) No procedimento do item (i) para o cálculo da função  $K(\theta)$  numa certa profundidade  $z$ , há necessidade de se definir um fator  $a$  igual à razão entre a variação da umidade com o tempo do perfil médio até  $z$  e a variação da umidade com o tempo em  $z$ .

(iv) A determinação da função  $K(\theta)$  para uma certa profundidade  $z$  pode também ser obtida analiticamente a partir apenas de medidas de  $\theta$  versus  $t$  para esta profundidade e uma das alternativas: (a) medida do fluxo de infiltração na superfície do solo; (b) medida de  $\theta$  versus  $t$  na camada superficial do solo.

(v) Tendo em vista a variabilidade espacial da função  $K(\theta)$  sob condições de campo, método de maior precisão (item i) pode ser substituído por um método mais rápido (item iv) permitindo um maior número de medidas.

## 7. RESUMO

Através de experimentos de drenagem interna no campo, apresenta-se um processo analítico de determinação da condutividade hidráulica em função da umidade do solo a partir de medidas de umidade e potencial total da água durante o período de drenagem. Este processo pode ser simplificado, considerando-se unitário o gradiente de potencial o que leva a valores satisfatórios para a condutividade hidráulica.

É apresentado também um método no qual se mede apenas a umidade durante o processo de drenagem numa certa profundidade e o fluxo de infiltração na superfície do solo. Este método, bastante simples, não possui a precisão daquele que leva em consideração o perfil de umidade e o gradiente de potencial na camada, mas é perfeitamente utilizável quando se leva em conta a variabilidade espacial da condutividade hidráulica do solo em condições de campo.

Os experimentos foram realizados em parcelas de solos Terra Roxa Estruturada e Latossolo Vermelho Amarelo-fase arenosa, localizados den

tro do campus da Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo.

Finalmente, no desenvolvimento teórico utilizado para se chegar às equações que relacionam a umidade e potencial total com o tempo, pode-se prever, analiticamente, o potencial matricial e a difusividade da água no solo em função da umidade.

## 8. SUMMARY

An analytical process for determining hydraulic conductivity as a function of soil-water content is presented, using measurements of soil-water content and soil-water potential, during the drainage period, in experiments of internal drainage. This process can be simplified by considering unit potential gradient, and this assumption gives reasonable values for hydraulic conductivity.

A method using measurements of 1) soil-water content (only) at a given depth and as a function of time; and 2) superficial water infiltration rate, is also presented. This method, even though not precise is simple, quick, and, therefore, useful if spatial variability of the soil hydraulic conductivity under field conditions, is considered.

The experiments were conducted in plots of "Terra Roxa Estruturada" and "Latossol Vermelho Amarelo-fase,arenosa" located on the campus of Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", University of São Paulo, in Piracicaba.

Finally from the theoretical development utilized to get the equations that relate soil-water content and soil water potential with drainage time, the matric potential and the soil-water diffusivity as a function of soil-water content can be analytically foreseen.

9. 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.

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

BRUCE, R.R. e A. KLUTE - 1956. Measurement of Soil Moisture Diffusivity. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* Madison 20 458-462.

BRUST, K.J.; C.H.M. van BAVEL e G. B. STIRK - 1968. Hydraulic properties of a clay loam soil and the field measurement of water uptake by roots. II- Comparison of field and laboratory data on retention and of measured and calculated conductivities. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* Madison 32:322-326.

- BUCKINGHAM, E. - 1907. Studies on the movement of soil moisture. *USDA Bur. Soils, Bull.* 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.
- DARCY, H. - 1856. Les fontaines publique de la Ville de Dijon. Victor Dalmont, Paris.
- DAVIDSON, J.M.; J. W. BIGGAR; D. R. NIELSEN; A. W. WARRICK e D. R. CASSEL - 1966. Soil water diffusivity and water content distribution during outflow experiments. In: *Water in the unsaturated zone*. Volume 1, 214-223. Publ. 82, *Int. Assoc. Sci. Hydrol. Proc.* Wageningen Symp.



- DAVIDSON, J.M.; L. R. STONE; D. R. NIELSEN e M. E. LARUE - 1969. Field measurement and use of soil properties. *Water Res.* Washington, 5: 1312-1321.
- DE BOODT, M.; R. HARTMANN; H. VERPLANCKE e R. SCHEFKE - 1976. Unsaturated study of radiation and isotope techniques in different soil water regimes. Ghent, 43p. IAEA n° 1200/CF.
- ELRICK, D.E. e D. H. BOWMAN - 1964. Improved apparatus for soil moisture flow measurements. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* Madison, 28:450-453.
- ELZEETAWY, A. e R. S. MANSELL - 1975. Hydraulic conductivity calculations for unsaturated steady-state and transient-state flow in sand. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* Madison, 39: 599-603.
- ERH, K.T. - 1972. Application of the spline function to soil science. *Soil Science*, 114: 333-338.
- FLOCKER, W.J.; M. YAMAGUCHI e D. R. NIELSEN - 1968. Capillary conductivity in soil columns. *Agron. J.* Madison, 60: 605-610.
- GARDNER, W. R. - 1956. Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* Madison, 20: 317-320.

- GREEN, R. E. e J. C. COREY - 1971. Calculation of hydraulic conductivity: A further evaluation of some predictive methods. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* Madison, 35: 3 - 7.
- GROHMANN, F.; O. BRUNINI e K. REICHARDT - 1976. Condutividade hidráulica do solo. Campinas, Instituto Agrônômico. *Circular nº 53*, 28 p.
- HILLEL, D.; V. D. KRENTOS e Y. STYLIANOU - 1972. Procedure and test of an internal method for measuring soil hydraulic conductivity *in situ*. *Soil Sci.* Baltimore, 114: 395 - 400.
- HILLEL, D. e Y. BENYAMINI - 1974. Experimental comparison of infiltration and drainage methods for determining unsaturated hydraulic conductivity of a soil profile *in situ*. In: *Isotope and radiation techniques in soil physics and irrigation studies*, 1973. Vienna, IAEA, p. 271-275.
- JACKSON, R. D.; C. H. M. VAN BAVEL e R. J. REGINATO - 1963. Examination of the pressure plate outflow method for measuring capillary conductivity. *Soil Sci.* Baltimore, 96: 249 - 256.
- JACKSON, R. D.; R. J. REGINATO e C. H. M. VAN BAVEL - 1965. Comparison of measured and calculated hydraulic conductivities of unsaturated soils. *Water Res. Res.* Washington, 1: 375 - 380.
- KLUTE, A. - 1965a. Laboratory measurement of hydraulic conductivity of saturated soil. In: BLACK, C.A. ed., *Methods of soil analysis*. Madison,

*Amer. Soc. Agron.* Part I. Agronomy 9, p. 210 - 221.

KLUTE, A. - 1965b. Laboratory measurement of hydraulic conductivity of unsaturated soil. In: BLACK, C.A., ed. *Methods of soil analysis*. Madison, *Amer. Soc. Agron.* Part I. Agronomy 9, p. 253 - 261.

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

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.

KUNZE, R. J. e D. KIRKHAM - 1962. Simplified accounting for membrane impedance in capillary conductivity determinations. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* Madison, 26: 421 - 426.

KUNZE, R. J.; G. UEHARA e K. GRAHAM - 1968. Factors important in the calculation of hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* Madison, 32: 760 - 764.

LALIBERTE, G. E. e A. T. COREY - 1967. Hydraulic properties of disturbed and undisturbed samples. In: *Permeability and capillarity of Soils*. ASTM STP 417, *Amer. Soc. Testing Materials*. p. 56 - 71.

- LALIBERTE, G. E.; R. H. BROOKS e A. T. COREY - 1968. Permeability calculated from desaturation data. *J. Irrigation and Drainage Div. ASCE* 94: 57 - 71.
- LIBARDI, P. L. - 1974. Infiltração da água no solo: Uma generalização. Piracicaba (SP), ESALQ-USP. 46 p. (Tese de Mestrado).
- MARSHALL, T. J. - 1958. A relation between permeability and size distribution of pores. *J. Soil Sci. Londres*, 9: 1 - 8.
- MILLER, E. E. e D. E. ELRICK - 1958. Dynamic determination of capillary conductivity extended for non-negligible membrane impedance. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc. Madison*, 22: 483 - 486.
- 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 7th 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. e R. E. PHILLIPS - 1958. Small fritted glass bead plates for determination of moisture retention. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc. Madison*, 22: 574 - 575.

- 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. e J. W. BIGGAR - 1961. Measuring capillary conductivity. *Soil Sci.* Baltimore, 92: 192 - 193.
- 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 a field-measured soil-water properties. *Hilgardia.* Berkeley, 42: 215 - 260.
- 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.
- OVERMAN, A. R.; L. C. HAMMOND e H. M. WEST - 1971. Compared of measured and calculated unsaturated hydraulic conductivity for Lake Cand fine sand. *Soil Crop Sci. Soc. Florida*, 31: 221 - 222.
- 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. Hydrological field site characterization. Piracicaba, CENA. BC-021, 21p.
- REICHARDT, K.; P. L. LIBARDI e D. R. NIELSEN - 1975. Unsaturated Hydraulic conductivity determination by a scaling technique. *Soil Science*. Baltimore, 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, CENA. BC-005, 24p.
- RICHARDS, L. A. - 1931. Capillary conduction of liquids through porous medium. *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.* Madison, 17: 206 - 208.
- 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.
- RICHARDS, L. A. - 1965. Physical condition of water in soil. In: BLACK, C. A. ed., *Methods of soil analysis*. Madison, Amer. Soc. Agron.

Part I. Agronomy, p. 128 - 152.

ROGERS, J. S. e A. KLUTE - 1971. The hydraulic conductivity water content relationship during non-steady flow through a sand column. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* Madison, 35: 695 - 700.

ROSE, C. W.; W. R. STERN e J. E. DRUMMOND - 1965. Determination of hydraulic conductivity as a function of depth and water content for soil *in situ*. *Aust. J. Soil Res.* Melbourne, 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* (no prelo).

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

SWARTZENDRUBER, D. - 1966. Soil-water behavior as described by transport coefficients and functions. *Adv. Agron.* 18: 327 - 370.

SWARTZENDRUBER, D. - 1969. The flow of water in unsaturated soils. In: DE WIEST, 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. Res.* Washington, 3: 697 - 705.
- VACHAUD, G. e J. L. THONY - 1971. Hysteresis during infiltration and redistribution in a soil column at different initial water contents. *Water Res. Res.* Washington, 7: 111 . 127.
- VACHAUD, G.; C. DANCETTE; S. SONKO e J. L. THONY - 1977. Methodes de caracterisation hydrodynamique *in situ* d'un sol non sature. Grenoble, Institut de Mecanique de Grenoble, IMG-CNRS, 28p.
- VAN BAVEL, C. H. M.; G. B. STIRK e K. J. BRUST - 1968. Hydraulic properties of a clay loam soil and the field measurement of water uptaken by roots. 1. Interpretation of water content and pressure profiles. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* Madison, 32: 310 - 317.
- WATSON, K. K. - 1966. An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. *Water Res. Res.* Washington, 2: 709 - 715.
- WEEKS, L. V. e S. J. RICHARDS - 1967. Soil water properties computed from transient flow data. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 31: 721 - 725.
- WIND, G. P. - 1966. Capillary conductivity data estimated by a simple method. *In: Water in the unsaturated zone*, vol. 1, 181 - 191.



YOUNGS, E. G. - 1964. An infiltration method of measuring the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. *Soil Sci.* Baltimore, 92: 307 - 311.