



## Determinação de condutividade hidráulica e da curva de retenção de água no solo com um método simples de campo

Carlos Alberto da Silva Oliveira  
EMBRAPA/CNP

### Introdução

A condutividade hidráulica e a curva característica ou curva de retenção de água no solo são propriedades físicas freqüentemente usadas para explicar o processo de infiltração de água no solo e para dimensionar, avaliar e manejar sistemas de irrigação e/ou de drenagem. Libardi et al. (1980) desenvolveram um método de campo para determinação da condutividade hidráulica. Entretanto, este método consome, relativamente, muito tempo com a coleta de dados no campo e com o monitoramento da redistribuição da água infiltrada no perfil do solo, até que as medições sejam concluídas. A curva característica do solo, em geral, é obtida com o uso de painéis e placas ou membranas de pressão, através de um tedioso processo de laboratório. Em razão disto, um método de campo simples e relativamente rápido, que permite ao mesmo tempo estimar a condutividade hidráulica e a curva característica, foi proposto por Shani et al. (1987) e se apresenta como uma promissora alternativa para obtenção destas propriedades do solo. Este procedimento, denominado método do gotejador, é apresentado a seguir.

### Fundamento teórico

O pré-requisito teórico do método consiste em saber ajustar retas de regressão entre pares de dados ou manusear uma calculadora portátil que execute este tipo de cálculo. O método consiste basicamente em determinar alguns parâmetros do solo, substituí-los nas respectivas equações e resolvê-las algebricamente. As equações utilizadas são apresentadas neste tópico, mostrando as suas origens e definindo os respectivos parâmetros envolvidos.

O desenvolvimento teórico, apresentado por Oliveira (1986), considera dois tipos de relações hídricas para solos homogêneos (semi-infinitos) e anisotrópicos. O primeiro, segundo Philip (1969), é dado por:

$$K(h) = e^{(\alpha h)} \quad [1]$$

onde  $K(h)$  é a função condutividade hidráulica,  $e$  é a constante tomada como base do logaritmo natural e aproximadamente igual a 2,71828,  $\alpha$  é um parâmetro do solo, e  $h$  é o potencial matricial da água no solo. O segundo, é dado por Brooks & Corey (1964):

$$K(h) = K_s (hw/h)^{\eta} \quad ; h < hw \quad [2]$$

$$K = K_s \text{ and } \theta = \theta_s \quad ; h > hw \quad [3]$$

$$\theta(h) = (\theta_s - \theta_r) (hw/h)^{\beta} + \theta_r \quad ; h < hw \quad [4]$$

onde  $K_s$  é a condutividade hidráulica saturada,  $hw$  é o potencial matricial de entrada de ar ou "bubbling pressure" definido como a pressão máxima de ar que um meio poroso qualquer, previamente saturado, pode suportar, antes de deixar o ar passar através dos seus poros (quanto menor o tamanho do poro, maior será a pressão necessária para atravessá-lo),  $\theta$  é o teor volumétrico de água no solo,  $\theta_r$  é o teor residual de água do solo seco no qual  $K$  se aproxima de zero,  $\theta_s$  é o teor de água do solo saturado,  $\eta$  é um parâmetro de solo que pode ser estimado por (Russo & Bresler, 1980):

$$\eta = \left[ \frac{-20(n+2)K_s(\theta_s - \theta_r)hw/\pi S^2}{(3n+8)} + 3n + 10 \right] / (\eta > 2) \quad [5]$$

onde  $n$  é um número inteiro que depende do modelo escolhido para representar a permeabilidade de um meio poroso ( $n = 0$  para o modelo "série-paralelo" de Childs & Collis-George (1950);  $n = -1$  para o modelo de "conjunto de capilares paralelos" de Gates & Lietz (1950);  $n = 1$  para o modelo "capilares paralelos" de Burdine (1953)),  $S$  é a sorptividade do solo e  $\beta$  é um parâmetro de solo determinado por (Brutsaert 1967):

$$\beta = (\eta - 2)/(n + 2) \quad ; \eta_i > 2 \quad [6]$$

A água, sendo aplicada a uma vazão constante ( $Q$ ) na superfície do solo, através de um ou mais gotejadores, forma uma área saturada ( $A$ ), com formato circular e de raio ( $r$ ), que permanece praticamente inalterada ou em equilíbrio dinâmico, depois de um certo período de tempo. Assumindo um solo homogêneo com superfície horizontal plana, uniformemente "seco" e, considerando a Eq. 3, uma solução para este fluxo em equilíbrio dinâmico ( $q$ ), estabelecido na superfície do solo ( $z = 0$ ), foi obtida por Wooding (1968), e dada pela equação:

$$q(r,0) = Q/A = K_s + (4F/\pi)r^{-1} \quad [7]$$

onde  $K_s$  representa o componente de fluxo devido à força de gravidade, o termo  $(4F/\pi)r^{-1}$  representa o componente de fluxo devido a gradientes de potencial,  $\pi$  é o número  $\pi$ , aproximadamente igual a 3,1416 e  $F$  é definido pela integral:

$$F = \int_{h_i}^h K(h) dh \quad [8]$$

Introduzindo, separadamente, as Equações 1 e 2 na Eq. 8, integrando e considerando que  $e^{\alpha h}$  e  $h^{1-\eta}$  tendem para zero em condições de solo seco ( $h = h_i$ ),  $F$  pode ser obtido pela relação:

$$F = K_s/\alpha = -K_s hw \eta / (\eta - 1) \quad [9]$$

Uma expressão para  $hw$ , pode ser obtida da Eq. 9 e escrita sob a forma:

$$hw = (1 - \eta)/\alpha \eta \quad [10]$$

A Eq. 7 corresponde a uma reta com interseção no eixo das ordenadas igual a  $K_s$  e declividade ( $b$ ) igual a  $4F/\pi$ . Assim sendo, com  $F$  igual a  $b\pi/4$  e através da Eq. 9, uma expressão para  $\alpha$  pode ser obtida:

$$\alpha = 4K_s/b\pi \quad [11]$$

Introduzindo as Equações 10 e 11 na Eq. 5 uma expressão para  $\eta$  pode ser escrita sob a forma:

$$\eta = 0,5 \left\{ (C_2 + C_1) + [(C_2 + C_1)^2 - 4C_2]^{0,5} \right\} \quad [12]$$

onde  $C_2 = 5b(\theta_s - \theta_r)(n+2)/(3n+8)S^2$  e  $C_1 = (3n+10)/(3n+8)$ .

Uma estimativa da função sorptividade pode ser obtida da relação (Philip 1969):

$$S = \int_{\theta_i}^{\theta_s} x / t^{0,5} d\theta = x(\theta_s - \theta_i)/t^{0,5} \quad [13]$$

onde  $\theta_i$  é o teor inicial de água do solo seco ao ar ( $\theta_i \cong \theta_r$ ) e a distância "x", que representa o avanço horizontal da frente de molhamento durante o intervalo de tempo "t", é usada para obter uma linha de regressão "x" vs.  $t^{0,5}$ , que passa pela origem dos eixos de coordenadas e com declividade ( $b_1$ ) igual a  $S/(\theta_s - \theta_i)$ , de onde o valor de  $S$  pode ser calculado.

## Implementação do método

O método pode ser implementado de várias formas, permitindo certa flexibilidade, tanto no tipo de equipamento a ser utilizado quanto na maneira de realizar as medições. Consiste em aplicar água na superfície do solo, a uma vazão constante  $Q$  conhecida, com o auxílio de uma fonte pontual: um ou mais gotejadores, um registro etc. A área saturada, de formato circular e em equilíbrio dinâmico, formada sobre o solo, pode ser medida por um processo qualquer: medindo dois ou mais diâmetros e achando o diâmetro médio, recursos fotográficos etc.

Diversas vazões devem ser aplicadas sobre um mesmo local ou em locais diferentes, de modo a se obter pares de fluxo ( $q = Q/A$ ) e inverso do raio médio ( $r^{-1} = (A/\pi)^{-0,5}$ ). Uma equação de regressão linear, equivalente a Eq. 7, é ajustada com esses pares de pontos, permitindo estimar os valores de  $K_s$ ,  $F$  e  $\alpha$ .

Para algumas ou todas as vazões aplicadas, sobre o solo inicialmente seco ao ar ( $\theta_i = \theta_r$ ) e após o equilíbrio dinâmico ter se verificado, o avanço da frente de molhamento ( $x$ ) necessita ser medido para estimar o valor da sorptividade ( $S$ ). Como a área é de formato circular, podemos medir, com o auxílio de uma régua, em duas ou mais direções e achar um valor médio de  $x$ , para cada intervalo de tempo ( $t$ ) considerado. Através do ajuste de uma reta de regressão entre os valores de  $x$  e  $t^{0,5}$ , determina-se a declividade da reta de regressão  $b_1$  e, conseqüentemente, o valor de  $S$  pode ser calculado. Para tal, é necessário conhecer o teor de água do solo seco ( $\theta_i$ ) e saturado ( $\theta_s$ ) nos primeiros centímetros do solo, o que pode ser feito gravimetricamente, com o auxílio de uma estufa.

Conhecidos os dados acima e substituindo-os na Eq. 12, o valor de  $\eta$  pode ser obtido algebricamente, para o solo considerado. Do mesmo modo, podemos encontrar o valor de  $\beta$  e  $hw$  através da Eq. 6 e 10, respectivamente. Desta forma, todas as informações necessárias para determinar a condutividade hidráulica (Eq. 2) e a curva de retenção (Eq. 4) estão disponíveis.

## Exemplos

A seguir são apresentados três exemplos ilustrando em que condições e como os dados foram obtidos e os cálculos efetuados. Nos exemplos I, II e III foram utilizados três tipos de solos cuja análise granulométrica e classe textural estão na Tabela 1. As medições foram feitas em solos recém preparados (aração e gradagem).

Para os exemplos I e II (solos Millville e Nibley) apresentados neste trabalho, a fonte gotejadora consistiu de quatro a seis gotejadores com vazões nominais de 2, 4, e 8 litros/hora, montados sobre uma seção de um tubo de

**TABELA 1. Análise granulométrica e classe textural dos solos Millville, Nibley, e Latosolo Vermelho-Escuro (LE), na profundidade de 0 a 15 cm.**

Solo Local	Millville Logan, UT	Nibley Logan, UT	L.E. Brasília, DF
Areia (%)	29,0	7,4	6,7
Silte (%)	55,0	53,0	25,0
Argila (%)	16,0	39,6	68,3
Classe textural	Franco siltoso	Franco argilo-siltoso	Muito argiloso

plástico com 20 cm de comprimento e posicionada verticalmente em relação à superfície do solo. Um piezômetro foi instalado próximo a esta seção, permitindo medir a pressão ou carga hidráulica (W) com que a água estava sendo aplicada, e estimar a vazão da fonte gotejadora, através de uma relação do tipo  $Q = c W^d$ , onde "c" e "d" foram obtidos por regressão de Q vs. W. Os gotejadores foram vedados com pequenas rolhas, de modo a permitir que, com a simples remoção de uma ou mais delas, fossem aplicadas diferentes vazões sobre um mesmo local.

Para o exemplo III, solo LE, as vazões (Q = volume/tempo), aplicadas em locais diferentes, foram determinadas usando um "becker", um cronômetro e uma proveta graduada em mililitros, antes de mudar de um local para outro.

O reservatório de água, de carga hidráulica constante, consistiu de um garrafão com capacidade de 20 litros e uma saída tipo "Mariotte" conectada à fonte gotejadora através de um tubo de plástico de cinco metros de comprimento.

A área saturada (A), formada sobre a superfície do solo, foi determinada pela média de dois diâmetros medidos em direções opostas.

Para a determinação de  $\theta_s$ ,  $\theta_i$  e da densidade aparente, foram coletadas amostras de solo na profundidade de 0 a 2 cm.  $\theta_s$  foi estimado por amostragem feita sobre a área saturada, imediatamente após ser interrompida a aplicação de água.  $\theta_r$  foi considerado igual a  $\theta_i$ , para valores praticamente inalteráveis (solo seco ao ar) de  $\theta$ , e obtido antes do início do teste em local adjacente à área utilizada.

Para estimar a sorptividade, o valor médio do avanço da frente úmida "x" foi medido em duas direções: Norte-Sul e Leste-Oeste.

Os cálculos foram feitos, com o auxílio de um programa de computador escrito em linguagem BASIC, incluído em anexo, que utiliza valores de n igual a -1, 0 e 1. Entretanto, em todos os exemplos, os resultados são apresentados considerando n igual a 0, uma vez que este valor se adapta à maioria dos solos (Russo & Bresler 1980).

## Resultados

Os resultados obtidos para os diferentes tipos de solos são apresentados a seguir, enfocando, gradativamente, vários aspectos dos cálculos realizados.

### Exemplo I: Solo Millville

O teor de água do solo seco, amostrado por ocasião do início do teste, foi igual a  $\theta_r = \theta_i = 0,02$ . O teor de água do solo "saturado", observado imediatamente após o teste, foi  $\theta_s = 0,50$ .

Na Figura 1 podem ser constatadas as cinco vazões testadas sobre um mesmo local e o tempo gasto para que as respectivas áreas saturadas (18,86; 114,99; 566,21; 804,25 e 962,11 cm<sup>2</sup>) ficassem em equilíbrio dinâmico. Com as vazões (Q) e áreas (A) conhecidas, os respectivos valores de fluxo saturado em equilíbrio dinâmico e inverso do raio puderam ser calculados e posteriormente representados na Figura 2. Pela interseção da reta de regressão com o eixo das ordenadas, o valor de  $K_s = 4,45$  cm/h pôde ser obtido e conhecida a declividade da reta ( $b = 47,4$  cm<sup>2</sup>/hora), através da Eq. 11 o valor de  $\alpha = 0,12$  cm<sup>-1</sup> foi obtido.

Com o valor calculado de  $S = 3,47$  cm/h<sup>-5</sup> (a ser melhor detalhado no exemplo III) e através da Eq. 12 foi obtido o valor de  $\eta = 2,76$ . Determinados os valores de  $\beta = 0,38$  e de  $hw = -5,31$  cm de H<sub>2</sub>O, através das Equações 6 e 10, respectivamente, a curva característica pôde ser escrita na forma (Figura 3):

$$\theta(h) = (0,50 - 0,02) (-5,31/h)^{0,38} + 0,02$$

ou, simplificando

$$\theta(h) = 0,91 |h|^{-0,38} + 0,02 \quad \text{para } h < -5,31$$

onde |h| corresponde ao módulo de h ou tensão da água no solo (a tensão de 100 cm  $\approx 0,1$  atm  $\approx 0,098$  bars).

Através da Eq. 2, a função de condutividade hidráulica encontrada foi:

$$K(h) = 4,45 (-5,31/h)^{2,76}$$

ou, simplificando

$$K(h) = 446,29 |h|^{-2,76} \quad \text{para } h < -5,31$$

Introduzindo, a Eq. 4 na Eq. 2 podemos obter K em função de  $\theta$ , em cm/h (Figura 8):

$$K(\theta) = 4,45 [(\theta - 0,02)/0,48]^{7,26} \quad \text{para } \theta < 0,50$$

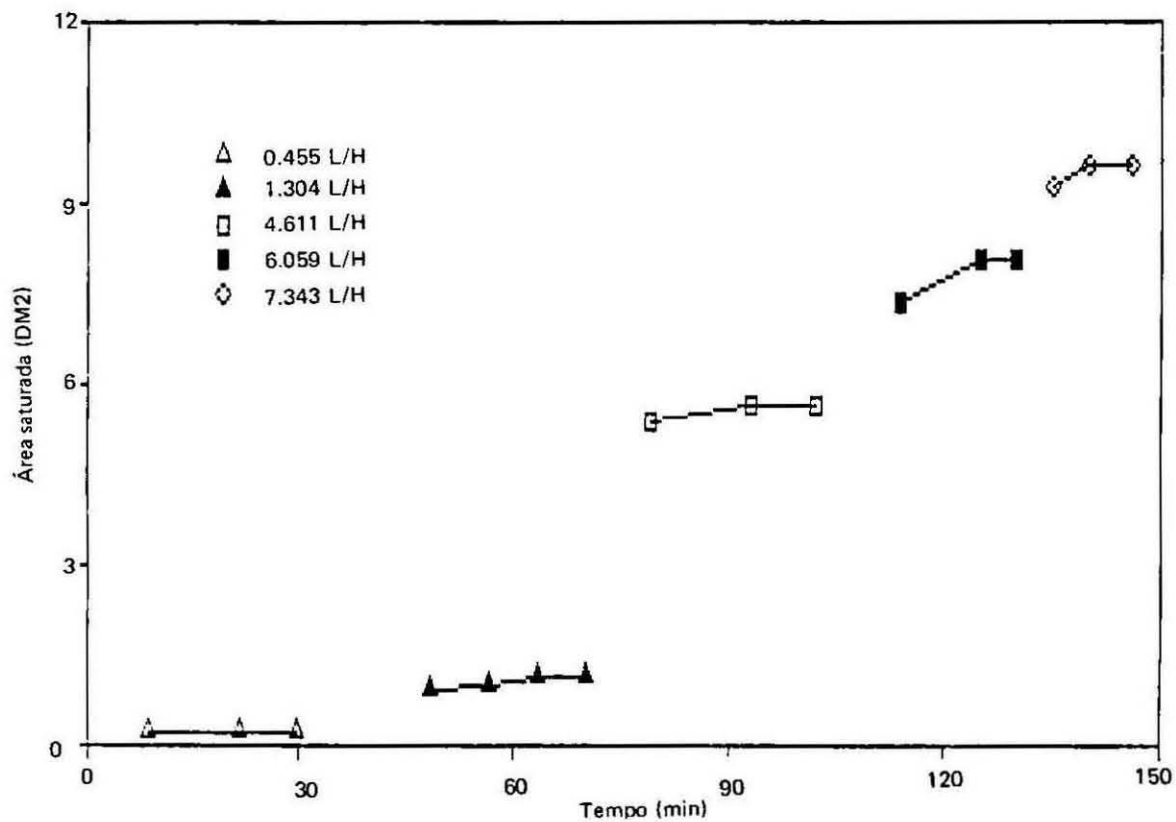


FIG. 1. Área "saturada" para diferentes vazões aplicadas no solo Millville.

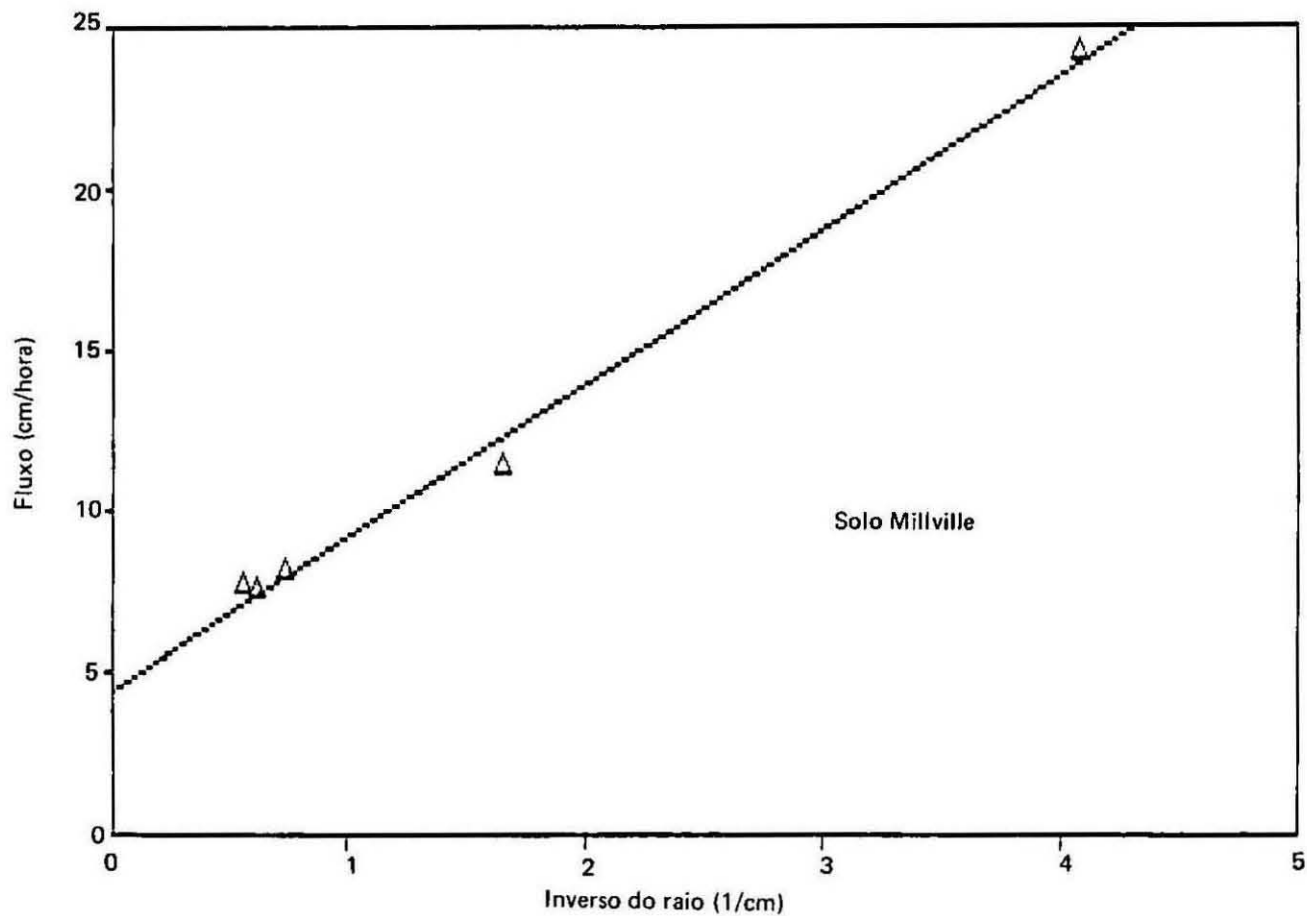


FIG. 2. Fluxo de água em equilíbrio dinâmico relacionado com o inverso do raio da área "saturada", no solo Millville.

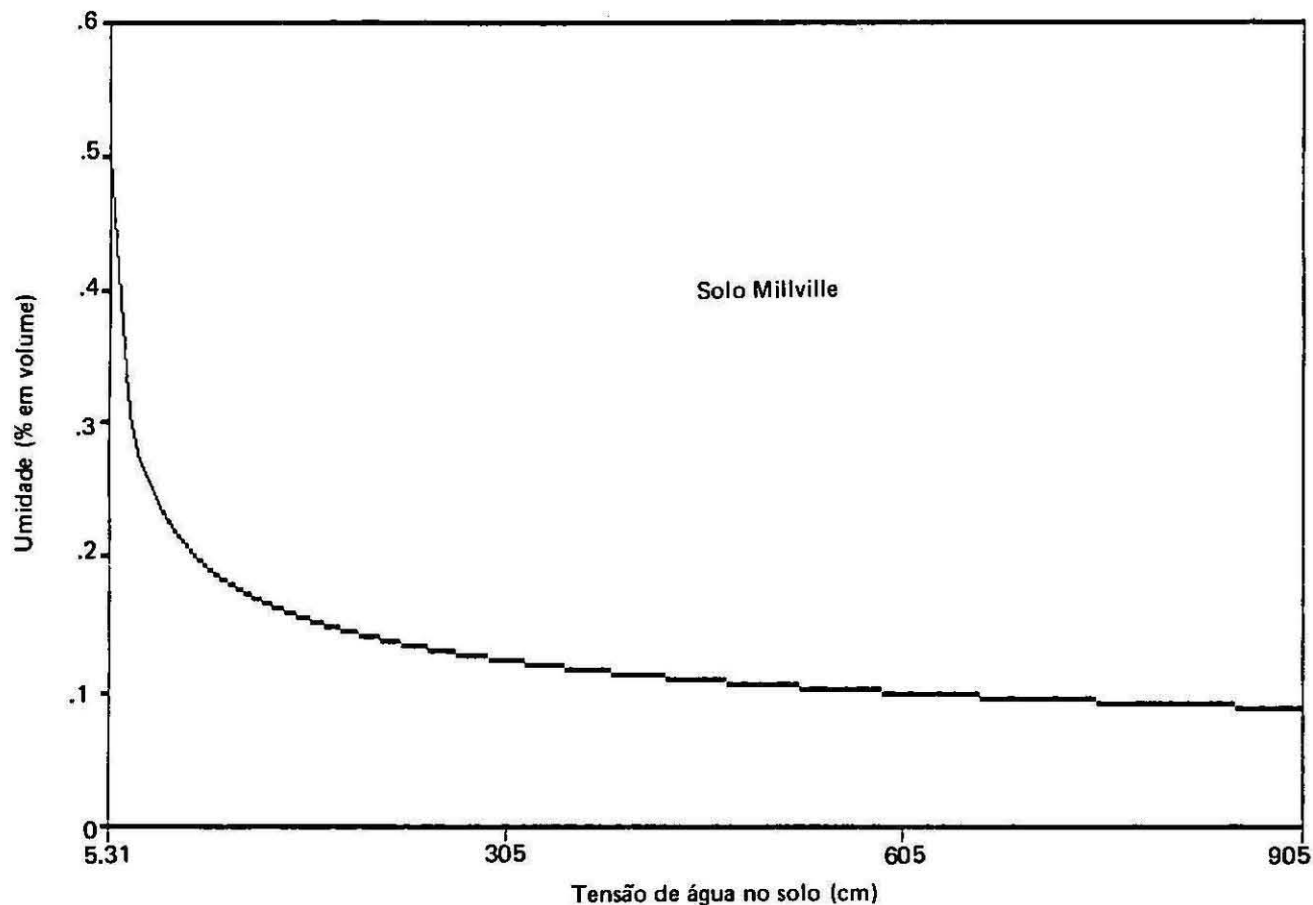


FIG. 3. Curva de retenção de água no solo Millville.

### Exemplo II: Solo Nibley

Os valores de  $\theta_s$  e  $\theta_r = \theta_i$  encontrados foram 0,50 e 0,03, respectivamente.

Aplicando-se quatro diferentes vazões (1,35; 4,81; 6,41 e 7,86 l/h) sobre um mesmo local, obteve-se para cada uma delas um valor de área saturada (6,16; 69,40; 127,08 e 176,71 cm<sup>2</sup>) que possibilitou estimar o fluxo saturado e o raio médio, respectivos. Desta forma, quatro diferentes valores de fluxo saturado em equilíbrio dinâmico (q) e inverso do raio (1/r) foram obtidos e representados na Figura 4. Conhecidas a declividade desta linha de regressão ( $b = 302,16$  cm<sup>2</sup>/hora) e a condutividade hidráulica saturada ( $K_s = 4,0$  cm/h), o valor  $\alpha = 0,02$  cm<sup>-1</sup> pôde ser determinado através da Eq. 11.

Para um valor medido de sorptividade  $S = 6,08$  cm/h<sup>0,5</sup>, o valor de  $\eta = 5,11$  foi calculado através da Eq. 12. Conseqüentemente, os valores de  $\beta = 1,56$  e de  $hw = -47,84$  cm de H<sub>2</sub>O puderam ser obtidos por meio das Equações 6 e 10, respectivamente. Conhecidos estes parâmetros do solo, a curva característica (Figura 5) pôde ser representada por (Eq. 4):

$$\theta(h) = 196,14 |h|^{-1,56} + 0,03 \quad \text{para } h < -47,29$$

e a função condutividade hidráulica de acordo com a Equação 2 pôde ser expressa na forma:

$$K(h) = 1,53 \times 10^9 |h|^{-5,11} \quad \text{para } h < -47,29$$

Analogamente ao exemplo I, podemos obter (Figura 8):

$$K(\theta) = 4,0 [(\theta - 0,03)/0,47]^{3,28} \quad \text{para } \theta < 0,50$$

### Exemplo III: Latossolo Vermelho-Escuro

Os valores de  $\theta_s$  e  $\theta_r = \theta_i$  foram 0,68, e 0,04, respectivamente.

Com as doze vazões aplicadas (2,90; 2,99; 3,87; 4,96; 5,67; 5,68; 6,61; 8,35; 8,56; 11,74; 20,2 e 23,1 l/h) em locais diferentes, e através do ajuste da reta de regressão (Figura 6), foi obtido  $K_s = 22,4$  cm/h, o que permitiu o cálculo de  $\alpha = 0,08$  cm<sup>-1</sup>. Como poderia ser esperado, desde que foram amostrados diferentes locais, houve maior variabilidade nos valores de q e 1/r.

Os dados para o cálculo da sorptividade média foram obtidos quando da aplicação das vazões de 4,96 e 5,67 l/h. Após o equilíbrio dinâmico do fluxo saturado na superfície do solo, ou seja, quando a área saturada permaneceu praticamente constante, os valores da frente de avanço "x" foram medidos em duas direções (Norte-Sul e Leste-Oeste) durante dez intervalos de tempo. A origem ( $x = 0$ ) pode ser a extremidade da zona saturada ou o ponto onde a água está sendo aplicada, ou outro ponto qualquer intermediário, uma vez que se está interessado na declividade ( $b_1$ ) da reta de regressão "x" vs.  $t^{0,5}$ . Neste exemplo, a origem foi conside-

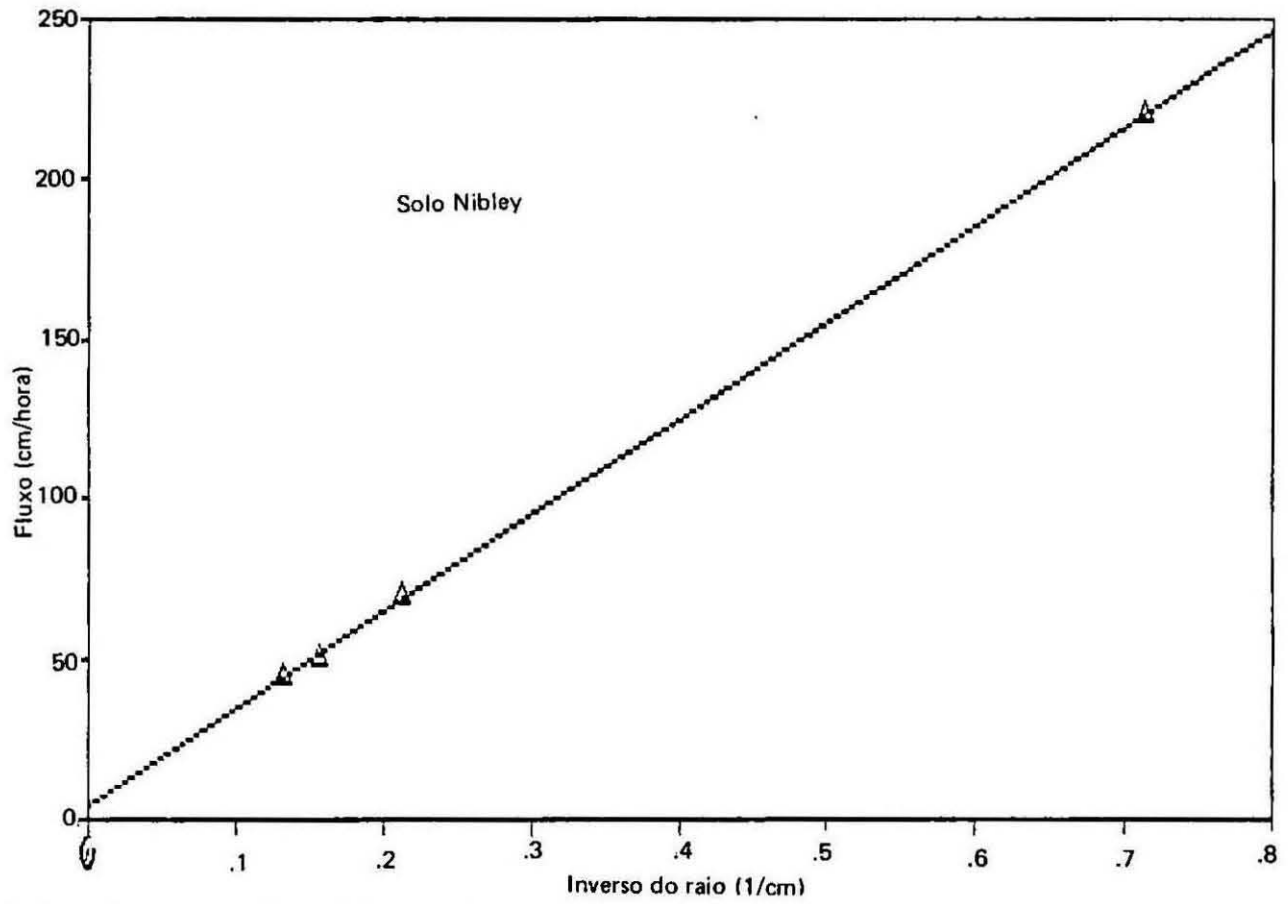


FIG. 4. Fluxo de água em equilíbrio dinâmico relacionado com o inverso do raio da área "saturada", no solo Nibley.

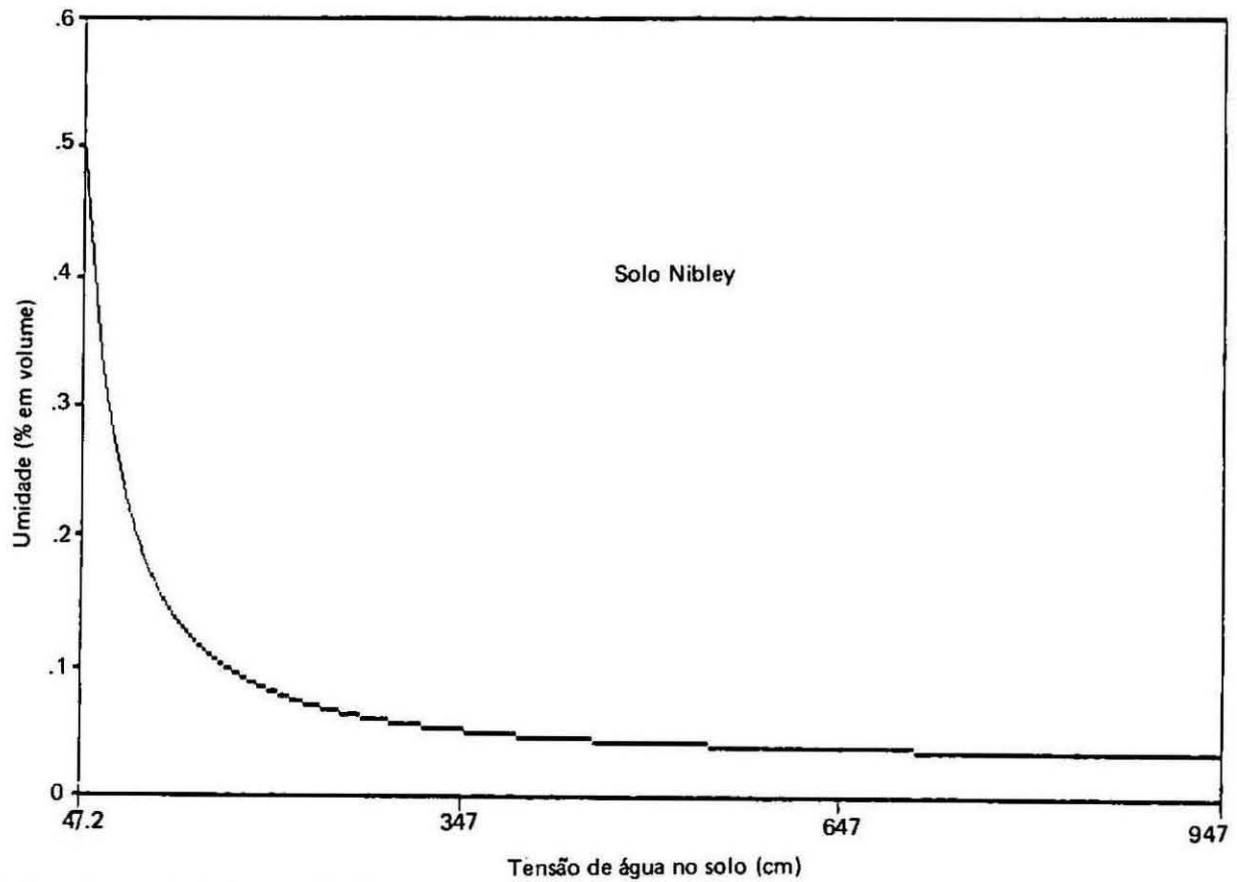


FIG. 5. Curva de retenção de água no solo Nibley.

rada sob o ponto de aplicação da água ou no centro do círculo molhado. Os seguintes valores de "x" e t, obtidos para os dois locais foram:

Analogamente aos exemplos I e II, foram obtidos valores de  $\eta = 2,52$ ,  $\beta = 0,26$  e  $hw = -7,65$  cm de H<sub>2</sub>O, possibilitando, que a curva característica fosse representada pela expressão (Figura 7):

$$\theta(h) = 1,09 |h|^{-0,26} + 0,04 \quad \text{para } h < -7,65$$

Local 1						Local 2					
Tempo (min)	x (cm)					Tempo (min)	x (cm)				
	N	S	L	O	x		N	S	L	O	$\bar{x}$
12	10,7	11,5	11,7	11,0	11,2	12	11,3	11,5	12,0	10,6	11,4
15	11,5	12,5	12,3	11,5	11,9	15	12,5	12,5	12,5	11,9	12,4
17	11,8	13,0	13,2	12,2	12,6	18	13,5	12,8	13,0	12,3	12,9
20	12,4	13,7	13,5	12,7	13,1	21	14,6	13,6	14,5	13,2	14,0
23	12,8	14,7	14,3	13,4	13,8	24	15,3	15,0	15,4	13,5	14,8
25	13,4	15,2	14,6	14,0	14,3	26	16,1	15,3	16,0	14,0	15,4
27	13,6	15,4	15,8	14,8	14,9	29	16,5	15,6	16,4	15,0	15,9
30	14,1	16,0	16,6	15,8	15,6	32	17,0	16,2	17,3	15,4	16,5
33	15,1	16,8	17,2	16,9	16,5	35	17,5	16,9	18,0	16,5	17,2
36	15,5	17,4	17,7	17,5	17,0	38	18,4	17,4	18,5	16,9	17,8

Com os valores de tempo ( $t^{0,5}$ ) e da frente de avanço (média de quatro observações), através de regressão foram obtidos valores de  $b_1$  iguais a 2,322 e 2,406 para os locais 1 e 2, respectivamente. Desta forma, o cálculo da sorptividade, em função dos valores de  $b_1$ ,  $\theta_s$  e  $\theta_i$  observados, pôde ser feito para os dois locais. A média aritmética da sorptividade  $S = 11,72$  cm/h<sup>0,5</sup> foi considerada nos cálculos subseqüentes.

e a função condutividade hidráulica por:

$$K(h) = 1,09 |h|^{-2,52} \quad \text{para } h < -7,65$$

e analogamente ao exemplo I, podemos escrever (Figura 8):

$$K(\theta) = 22,4 \{(\theta - 0,04)/0,64\}^{9,69} \quad \text{para } \theta < 0,68$$

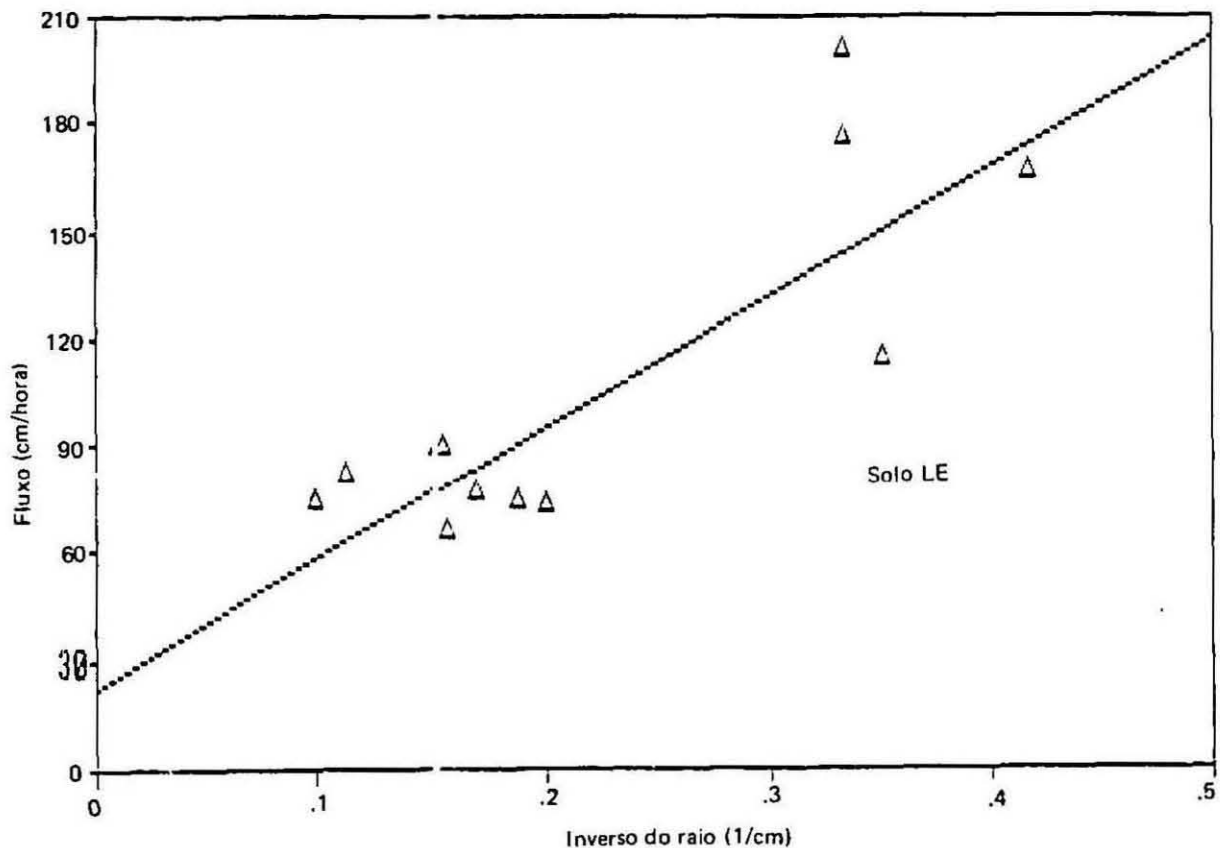


FIG. 6. Fluxo de água em equilíbrio dinâmico relacionado com o inverso do raio da área "saturada", no solo LE.

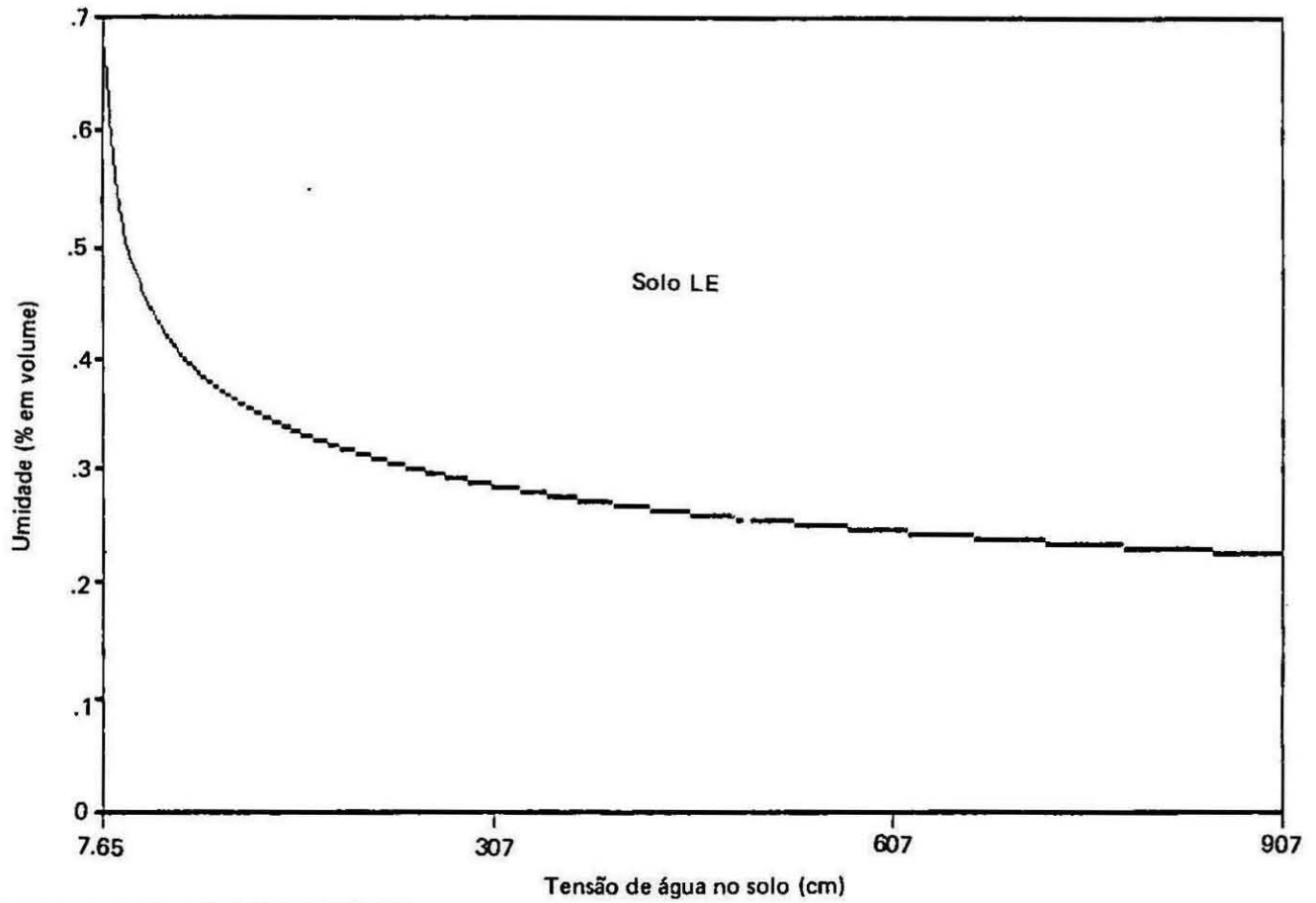


FIG. 7. Curva de retenção de água no solo LE.

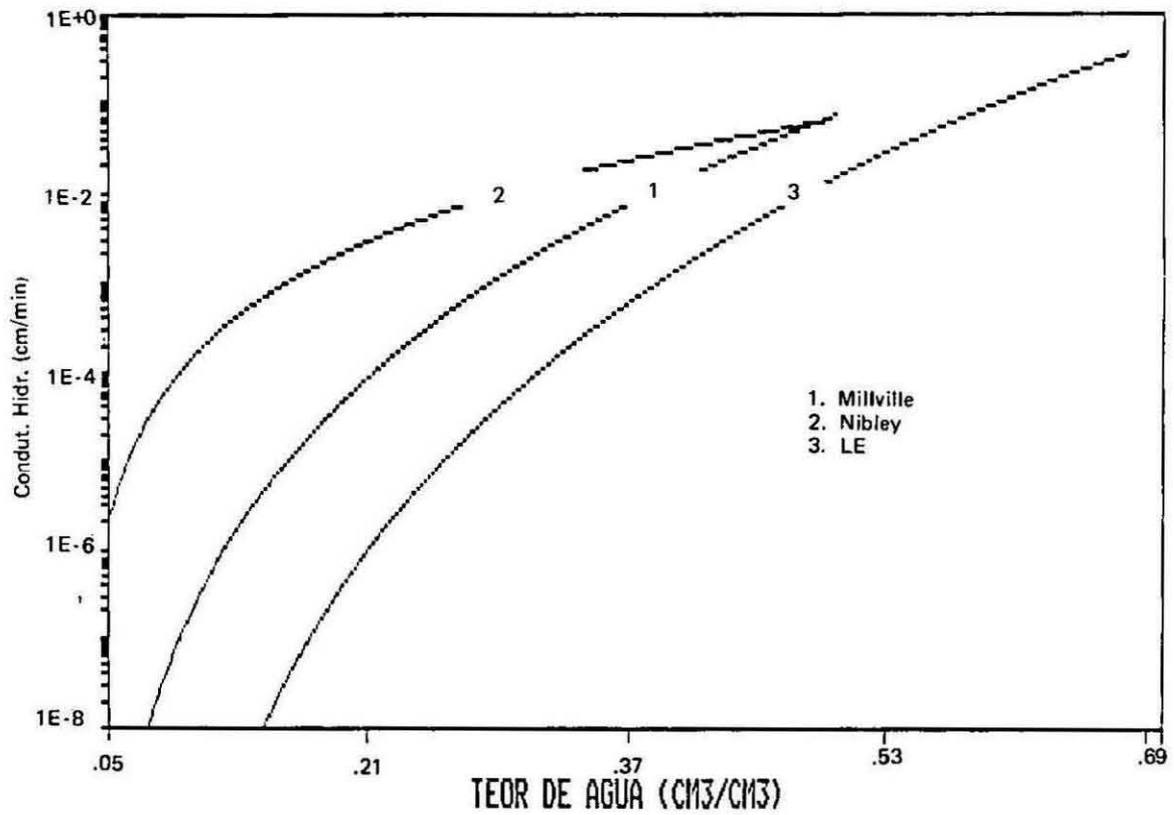


FIG. 8. Função condutividade hidráulica para os solos Millville, Nibley e Latossolo Vermelho-Escuro (LE).



## Considerações gerais

Para a determinação da curva de retenção de água no solo usando o método do gotejador, o local escolhido deve estar o mais plano possível e de preferência preparado para o plantio, ou seja, arado e gradeado. Assim procedendo, podem ser evitadas crostas, rachaduras e/ou torrões grandes que, de certa forma, podem influir ou mesmo invalidar os resultados obtidos.

Via de regra, a condutividade hidráulica saturada na superfície é uma propriedade muito dinâmica, podendo variar, acentuadamente, desde o plantio até o final do ciclo da cultura. Oliveira (1986) mostrou que é possível utilizar o método do gotejador para quantificar tais mudanças.

A determinação do diâmetro saturado em equilíbrio dinâmico é a que requer maiores atenções quando da realização do método. Dependendo do tipo de solo o limite entre a área saturada e não saturada pode não ser facilmente visualizado. Este problema, geralmente, é menor em solos arenosos. Dias de sol permitem uma melhor caracterização deste dado do que dias nublados, devido ao reflexo dos raios solares sob a superfície molhada. Um pouco de prática e um maior número de repetições será necessário até que esta determinação possa vir a ser feita com maior segurança.

O problema de variabilidade espacial afetando as propriedades físicas do solo não é de fácil solução. O método do gotejador tem a seu favor o fato de permitir que seja considerado um número praticamente ilimitado de amostragens com área variável e em condições de campo. Obviamente, quanto maior o número de observações, maior será a probabilidade de encontrar um valor médio representativo destas propriedades físicas na área de interesse.

O método se baseia em funções  $K(h)$  e  $\theta(h)$  ajustadas, portanto, as possíveis limitações destas funções devem ser estendidas aos resultados obtidos. Na solução do fluxo saturado em equilíbrio dinâmico (Eq. 7), um solo homogêneo foi assumido. Entretanto, estas condições nem sempre são observadas na prática. Independentemente do método de aplicação, pelo simples fato de se adicionar água ao solo, as propriedades físicas na sua superfície

podem ser modificadas. Neste caso, o método do gotejador estará medindo um valor médio destas propriedades.

Devido à relativa simplicidade dos cálculos a serem feitos, cuja maior "dificuldade" reside em ajustar uma reta de regressão linear a utilização do programa de computador incluído neste trabalho, deve ser feita, preferivelmente, por aqueles que irão fazer este tipo de avaliação de forma rotineira ou em número de vezes relativamente grande. Se necessário, cópias do programa em BASIC e/ou compilado e um exemplo do arquivo para entrada de dados ou "input file" poderão ser solicitadas ao autor, desde que seja enviado um disquete de 5 1/4".

## Referências

- BROOKS, R.H. & COREY, A.T. Hydraulic properties of porous media. Fort Collins, Colorado State University, 1964. 54p. (Hydrological Paper, 3).
- BRUTSAERT, W. Some methods of calculating unsaturated permeability. Trans. ASAE, 10:400-404, 1967.
- BURDINE, N.T. Relative permeability calculations from poresize distribution data. Trans. Am. Inst. Eng. 198:71-78, 1953.
- CHILDS, E.C., & COLLIS-GEORGE, N. The permeability of porous materials. Proc. Roy. Soc. London, 201A:392-405, 1950.
- GATES, J.I. & LIETZ, W.T. Relative permeabilities of California cores by the capillary-pressure method. In: Drilling and production practice. New York, American Petroleum Institute, 1950.
- LIBARDI, P.L.; REICHARDT, K.; NIELSEN, D.R. & BIGGAR, J.W. Simple field methods for estimating soil hydraulic conductivity. Soil Sci. Soc. Am. J. 44:3-7, 1980.
- OLIVEIRA, C.A.S. Influence of diking and mulch soil surface treatments on infiltration and runoff as affected by irrigation. Logan, Utah State University, 1986. 124p. Tese Ph.D.
- PHILIP, J.R. Theory of infiltration. Adv. Hydrosci. 5:215-291, 1969.
- RUSSO, D. & BRESLER, E. Field determination of soil properties for statistical analysis. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 44:697-702, 1980.
- SHANI, U.; HANKS, J.R.; BRESLER, E. & OLIVEIRA, C.A.S. A simple field method for estimating the hydraulic conductivity and matric potential water content relations of soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 51:298-302, 1987.
- WOODING, R.A. Steady infiltration from a shallow circular pond. Water Res. Res. 4(6):1259-1273, 1968.

- 10 \* Nome do programa: DRIPTWO.BAS: Versão: Junho 87.  
20 \* Este programa executa os cálculos para o método "dripper"  
30 \* Autor: Carlos A.S. Oliveira - EMBRAPA - CNPHortaliças - Brasília, DF  
40 \* ===== Lista de variáveis =====  
60 \* SORPT = Sorptividade (cm/hora)  
70 \* q = Fluxo na superfície do solo, array (cm/hora)  
80 \* QD = Vazão da fonte gotejadora, array (cm<sup>3</sup>/hora)  
90 \* QDLP = Vazão da fonte gotejadora, array (l/hora)  
100 \* A = Área saturada, array (cm<sup>2</sup>)  
110 \* r = Raio médio da região saturada, array (cm)  
120 \* MN = Inteiro que depende do modelo considerado (-1, 0, 1)  
130 \* TS = Tempo usado na frente de avanço (sorptiv.), array (min)  
140 \* WF = Frente de avanço da água (N, S, L, O), média, array (cm)  
150 \* TETAVS = Teor de água (volume) do solo saturado  
160 \* TETAVI = Teor de água (volume) no início do teste, = TETAVR  
170 \* TETAVR = Teor de água (volume) residual onde K aproxima zero  
180 \* ALFA = Parâmetro de solo na função k(h), Philip  
190 \* hw = Potencial matricial de entrada de ar  
200 \* ETA = Parâmetro de solo na função k(h), Bresler  
210 \* ND = Número de vazões usadas no teste

```

220 ' NAS = Número de áreas para cálculo da sorptividade
230 ' DAVER = Diâmetro saturado médio, array (cm)
240 ' NOS = Número de observações feitas para sorptividade
250 ' =====
260 DIM Q(30), QD(30), QDLPH(30), A(30), R(30), TS(30), WF(100)
270 DIM WT(30), NDM(30), RRECIP(30), X(30), Y(30)
280 DIM SQRTS(30), DAVER(30)
290 INPUT "NOME DOS 'FILES' PARA ENTRADA E SAÍDA DE DADOS?"; IN$, OUTF$
300 OPEN IN$ FOR INPUT AS # 1
310 OPEN OUTF$ FOR OUTPUT AS # 2: PRINT # 2, OUTF$
320 01$ ="  ##      #####      #####      #####  ##.##
330 02$ ="  #####      #####      #####      "
340 03$ ="  #####  #####      ##      ##      ##  "
350 04$ ="  ###      #####      #####      #####"
360 REM ===== seção de entrada de dados =====
370 INPUT # 1, ADATES$, TREAT$
380 INPUT # 1, ND, TETA VS, TETA VI, TETA VR
390 FOR I = TO ND
400 INPUT # 1, DAVER (I), QDLPH (I)
410 R (I) = DAVER (I)/2!
420 A(I) = 3.141593 *R(I) 2!
430 QD (I) = QDLPH (I) *1000
440 Q (I) = QD (I)/A(I)
450 NEXT I
460 PRINT # 2, ADATES$, TREAT$
470 PRINT # 2, "DISCH. # QD (1/h) Área (cm2)           r(cm)           q(cm/h)"
480 FOR I = 1 TO ND
490 PRINT # 2, USING 01$ ; I, QDLPH (I), A(I), R(I), Q(I): NEXT I
500 PRINT # 2, " SORP (cm/h.5)  SORPCOR  SORPB1 "
510 SOMSORP = 0!
520 INPUT # 1, NAS
530 FOR L = 1 TO NAS
540 INPUT # 1, NOS
550 FOR J = 1 TO NOS
560 INPUT # 1, TS(J), N,W,S,E
570 COUNT = 0
580 REM == controle problemas (rachaduras, etc) na frente de avanço ==
590 IF N > 0 THEN COUNT = COUNT + 1
600 IF W > 0 THEN COUNT = COUNT + 1
610 IF S > 0 THEN COUNT = COUNT + 1
620 IF E > 0 THEN COUNT = COUNT + 1
630 WF(J) = (N+W+S+E)/COUNT
640 SQRTS(J) = SQR(TS(J))
650 NEXT J
660 REM ===== frente de avanço vs. sqr (tempo) file =====
670 OPEN "REGDAT.DAT" FOR OUTPUT AS # 3
680 PRINT # 3, NOS
690 FOR K = 1 TO NOS
700 PRINT # 3, SQRTS (K), WF (K): NEXT K
710 CLOSE # 3
720 REM ===== cálculo da sorptividade =====
730 GOSUB 1080
740 SORP = B1 *(TETA VS-TETA VI) *(60.5)
750 SOMSORP = SOMSORP + SORP
760 SORPB1=B1:SORPBO=BO:SORPCOR=RCOR
770 PRINT # 2, USING 02$ ;SORP, SORPCOR, SORPB1
780 NEXT L
790 SORPT = SOMSORP / NAS
800 REM ===== q vs. 1/r file =====
810 OPEN "REGDAT.DAT" FOR OUTPUT AS # 3
820 PRINT # 3, ND
830 FOR I = 1 TO ND
840 RRECIP(I) = 1/R(I)
850 PRINT # 3, RRECIP(I), Q(I): NEXT I
860 CLOSE # 3

```

```

870 REM ===== KS, alfa, hw, eta, and beta section =====
880 GOSUB 1080
890 KSB1 = B1 : KSRCOR = RCOR
900 KS = BO : ALFA = (4 * KS) / (B1 * 3.141593)
910 PRINT # 2, " KS (cm/hora) KSRCOR KSB1 "
920 PRINT # 2, USING 02$; KS, KSRCOR, KSB1
930 PRINT # 2, " n ETA hw(cm) BETA "
940 FOR J = 1 TO 3 : MN = J - 2
950 C2 = (5 * KSB1 * (TETA VS - TETA VR) * (MN + 2)) / ((3 * MN + 8) * SORPT ^ 2!)
960 C1 = (3 * MN + 10) / (3 * MN + 8)
970 ETA = .5 * ((C2 + C1) + SQR ((C2 + C1) ^ 2! - 4 * C2))
980 HW = (1 - ETA) / (ALFA * ETA)
990 BETA = (ETA - 2) / (MN + 2)
1000 PRINT # 2, USING 04$; MN, ETA, HW, BETA
1010 NEXT J
1020 PRINT # 2, " SORPT ALFA(1/cm) TETA VS TETA VI TETA VR"
1030 PRINT # 2, USING 03$; SORPT, ALFA, TETA VS, TETA VI, TETA VR
1040 END
1050 REM ===== FIM DO PROGRAMA =====
1060 REM =====
1070 REM subrotina para calcular regressão linear
1080 OPEN "regdat. dat" FOR INPUT AS 4
1090 INPUT # 4, NDR
1100 FOR I = 1 TO NDR : INPUT # 4, X (I), Y (I) : NEXT I
1110 SX = 0 : SXX = 0 : SY = 0 : SYY = 0 : SXY = 0 : BTEM = 0 : B1 TEM = 0 : B2TEM = 0
1120 FOR I = 1 TO NDR
1130 SX = SX + X (I) : SXX = SXX + X (I) ^ 2 : SY = SY + Y (I) : SYY = SYY + Y (I) ^ 2
1140 SXY = SXY + X (I) * Y (I) : NEXT I
1150 XGAG = SX / NDR : YGAG = SY / NDR
1160 FOR I = 1 TO NDR
1170 BTEM = BTEM + (X (I) - XGAG) * (Y (I) - YGAG) : B1 TEM = B1 TEM + (X (I) - XGAG) ^ 2
1180 NEXT I : B1 = BTEM / B1 TEM : BO = YGAG - B1 * XGAG
1190 SSB1 = B1 * (SXY - SX * SY / NDR) : SSTU = SYY - SY ^ 2 / NDR : SSRD = SSTU - SSB1
1200 FOR I = 1 TO NDR : B2TEM = B2TEM + (Y (I) - YGAG) ^ 2 : NEXT I
1210 RCOR = BTEM / (B1 TEM ^ .5 * B2TEM ^ .5)
1220 PRINT " B0,B1, RCOR = " ; : PRINT USING " ###. ### " ; B0, B1, RCOR
1230 CLOSE # 4 : RETURN

```

Saída de dados para o exemplo III

cnphct.out

07/05/87

QUADRA C-3

DISCH.#	QD(1/h)	Área (cm <sup>2</sup> )	r (cm)	q (cm/h)
1	2.901	25.52	2.85	113.69
2	2.988	18.10	2.40	165.12
3	3.687	41.85	3.65	92.39
4	5.681	78.54	5.00	72.33
5	6.614	89.92	5.35	73.55
6	8.352	128.68	6.40	64.91
7	8.559	111.22	5.95	76.96
8	4.957	28.27	3.00	175.32
9	11.740	132.73	6.50	88.45
10	5.670	28.27	3.00	200.54
11	23.200	314.16	10.00	23.100
12	20.200	246.06	8.85	82.09
SORP (cm/h.5)		SORPRCOR	SORPB1	
11.51283		0.99	2.322	
11.92914		1.00	2.406	
KS (cm/hora)		KSRCOR	KSB1	
22.45443		0.81	362.286	
n		ETA	hw (cm)	BETA
-1.0		2.37801	-7.3431	0.3780
0.0		2.52374	-7.6508	0.2619
1.0		2.59711	-7.7926	0.1990
SORPT		ALFA (1/cm)	TETA VS TETA VI	TETA VR
11.721		0.07892	0.68	0.04