

RESUMO

Valores de condutividade hidráulica $K(\theta)$ calculados pelos métodos de Marshall e Millington & Quirk, a partir das curvas de retenção de água, para as profundidades de 0-15 e 15-30 cm de um solo oxissol de Areia, Paraíba, foram comparados com valores de $K(\theta)$ determinados experimentalmente por Cavalcante e colaboradores. Devido à alta taxa de movimento de água do solo só foi possível, através do método experimental, a avaliação de $K(\theta)$ a conteúdos de água menores de $0,35 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, o que não permitiu a comparação entre os valores calculados e medidos na faixa próxima à saturação. Verificou-se que, para a profundidade de 0-15 cm, nenhum dos métodos utilizados para calcular $K(\theta)$ forneceu uma boa estimativa de $K(\theta)$ medida experimentalmente. Para a profundidade de 15-30 cm, porém, verificou-se uma bem melhor associação entre ambos os métodos, sendo a equação de Millington e Quirk, com $p=2/3$, a que, em geral, fez a melhor estimativa de $K(\theta)$ medida. Finalmente, observou-se que os valores de $K(\theta)$ calculados através das equações originais de Marshall ($p=2$) e Millington e Quirk ($p=4/3$) são bastante semelhantes.

Palavras chaves: Condutividade hidráulica do solo, curva característica de umidade do solo.

ABSTRACT

COMPARISON BETWEEN MEASURED AND CALCULATED HYDRAULIC CONDUCTIVITY VALUES

Hydraulic conductivity values, calculated using the methods of Marshall, and Millington e Quirk from the soil moisture characteristic curve, were compared with experimentally determined ones for two depths (0-15 and 15-30 cm) of an oxissol from Areia - PB. Due to the rapid movement of water during the initi

- (1) Colaboração do Departamento de Solos e Engenharia Rural do Centro de Ciências Agrárias da Universidade Federal da Paraíba.
- (2) Engenheiro Agrônomo, Professor Visitante DSER/CAA/UFPb.
- (3) Engenheiros Agrônomos, Professores Colaboradores DSER/CAA/UFPb.

al stage of internal drainage and soil water distribution, values of the experimental conductivity were not available at soil water contents near saturation, which did not allow the comparison between methods at such soil-moisture levels. Neither the method of Marshall nor those of Millington & Quirk adequately measured conductivities for the 0 - 15 cm depth. For the 15 - 30 cm soil layer, however, it was found a much better association between both methods, the Millington & Quirk, with $p = 2/3$, being the one which more agreed with the experimental method. Finally, values of hydraulic conductivity calculated using the methods of Marshall ($p = 2$) and Millington e Quirk ($p = 2/3$) behaved quite similar.

Key words: Soil hydraulic conductivity, soil moisture characteristic curve.

INTRODUÇÃO

Vários métodos têm sido desenvolvidos para relacionar a permeabilidade com outros parâmetros de meios porosos. As primeiras equações derivadas se referem a um meio poroso "ideal", composto de grãos esféricos de tamanho uniforme. Slichter, citado por MARSHALL (1958) considera, na sua análise desse sistema, que o tubo capilar que conduz a água é de seção transversal e que, ao longo de seu comprimento curvo, ele passa alternativamente através de áreas de seções transversais máximas e mínimas. Alguns autores (GREEN e AMPT, 1912; SMITH, 1932) criticaram a conceituação de Slichter, baseados em que a seção dos condutos capilares depende da porosidade do meio e do arranjo das partículas sólidas.

Segundo MARSHALL (1958) o trabalho de Kozeny, Fair e Hatch, e Carman tem levado ao largo uso de uma equação, comumente chamada a equação de Kozeny, na qual um tamanho médio dos tubos condutores se obtém a partir do raio hidráulico (dado pela porosidade ϵ , em cm^3/cm^3 de extrato, dividida pela área superficial S , das partículas em cm^2/cm^2 de extrato). Referindo-se ao trabalho de Kozeny, SHEIDEGGER (1960) afirma que é a explicação mais aceita para a permeabilidade, condicionada pelas propriedades geométricas de um meio poroso.

CHILDS e COLLINS-GEORGE (1950) derivaram uma equação a partir da "curva característica", isto é, da curva que relaciona o conteúdo de água do solo com a pressão hidrostática. Segundo estes autores, uma equação do tipo da de Kozeny, baseada apenas na porosidade total e no tamanho das partículas do solo, é inaplicável para um feixe de tubos capilares. Posteriormente, MARSHALL (1958) e MILLINGTON e QUIRK (1959, 1960, 1961) propuseram métodos para calcular a condutividade hidráulica de solos não saturados (condutividade capilar) baseados, tal como o fizeram Childs e Collins-George, na relação conteúdo água-carga de pressão. Subsequentemente, condutividades calculadas usando estes métodos foram comparadas com condutividades determinadas experimentalmente (NIELSEN et alii, 1960; KUNZE et alii, 1968; GREEN e COREY, 1971; JACKSON, 1972; WHISLER, 1976). Green e Corey sugeriram uma modificação ao método de Marshall. As conclusões gerais foram que os métodos de Marshall, e Millington e Quirk, são os mais fáceis de aplicar e que, quando se utiliza um fator de ajuste "matching factor" eles fornecem valores de condutividade.

O objetivo deste trabalho foi comparar condutividade hidráulica calculada pelos métodos de Marshall, e Millington e Quirk com condutividade hidráulica determinada experimentalmente por CAVALCANTE et alii (1979), através da metodologia proposta por HILLEL et alii (1972).

MATERIAL E MÉTODOS

Valores de condutividade hidráulica, $K(\theta)$, determinados por CAVALCANTE et alii (1979) num solo podzólico do Campo Experimental do Centro de Ciências Agrárias da Universidade Federal da Paraíba, em Areia - PB, utilizando a metodologia descrita por HILLEL et alii (1972) foram utilizados como padrão de comparação dos dados calculados pelos métodos de MARSHALL (1958) e MILLINGTON e QUIRK (1959, 1960 e 1961).

Os valores de $K(\theta)$ calculados foram obtidos a partir das curvas de retenção de água das duas profundidades do solo. O conteúdo de água, em função da sucção matricial, durante a fase de desorção, foi determinado mediante o equipamento extrator a pressão. Utilizaram-se pressões positivas de 0,1; 0,2; 0,3; 0,5; 1,0; 3,0; 5,0; 10 e 15 bares. As curvas características foram divididas em 24 incrementos de igual conteúdo de água, estimando-se as cargas de pressão, ou sucções matriciais, nos pontos médios de cada incremento. A condutividade $K(\theta)$ calculou-se através da seguinte relação:

$$K(\theta)_i = \frac{30\gamma^2}{f \cdot gn} \cdot \frac{p}{\epsilon} \cdot n^{-2} \cdot \sum_{j=i}^m \{ (2j+1-2i) h_j^{-2} \} \quad (1)$$

onde $K(\theta)_i$ é a condutividade hidráulica calculada para um conteúdo de água especificado i (cm min^{-1}); γ , g e n são a tensão superficial (dina cm^{-1}), a constante gravitacional (cm seg^{-2}) e a viscosidade (poise) da água, respectivamente; ϵ representa a porosidade cheia de água, geralmente o conteúdo volumétrico de água ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$); p é uma constante cujo valor depende do método do cálculo; n é o número de classes de porosidade; h_j corresponde à sucção para dada classe de porosidade ($\text{cm H}_2\text{O}$); i e j são os índices do somatório e m o número de incrementos de igual conteúdo de água.

A diferença entre os métodos de Marshall e Millington e Quirk está nos valores de p e n . Para o primeiro, $p=2$ e n é o número de incrementos de conteúdo de água desde $\theta=0$ ao conteúdo de água em questão. Para o método de Millington e Quirk, $p=3/4$ e $n = nt$, o número total de incrementos de conteúdo de umidade desde $\theta = 0$ ao conteúdo de água à saturação.

Vários autores (STOCKTON e WARRICK, 1971; JACKSON, 1972; WHISLER, 1976) encontraram que a equação de Millington e Quirk proporciona melhores resultados quando se utiliza um fator de ajuste que, comumente, é a razão da condutividade saturada medida à condutividade saturada calculada. A equação fica assim:

$$K(\theta)_i = K_s/K_{sc} \cdot \frac{30\gamma^2}{f \cdot gn} \cdot \frac{p}{\epsilon} \cdot n^{-2} \cdot \sum_{j=i}^m \{ (2j+1-2i) h_j^{-2} \} \quad (2)$$

onde $K(\theta)$ é a condutividade calculada para um conteúdo de água especificado

em $\text{cm} \cdot \text{min}^{-1}$ e K_s/K_{sc} é o fator de ajuste (condutividade saturada medida/condutividade saturada calculada). Devido à impossibilidade de se obter experimentalmente a condutividade hidráulica saturada, nesta comparação de métodos não se usou um fator de ajuste.

A equação de Marshall foi aplicada aos dados da relação conteúdo de água-sucção matricial, tal como ele foi proposto originalmente pelo autor, ao passo que a de Millington e Quirk, além de ser usada na sua forma original ($p=4/3$) empregou-se também com um valor de $p = 2/3$ (JACKSON, 1972).

A densidade global do solo, nas duas extremidades (0 - 15 e 15 - 30 cm) foi obtida pelo método do torrão, seguindo a metodologia descrita por BLAKE (1965).

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na Figura 1 apresenta-se a relação conteúdo de água-sucção para a profundidade de 0 - 15 cm. A curva foi dividida em 24 classes de igual porosidade, calculando-se a sucção média de cada classe. Com esses valores e as suas respectivas porosidades à água, computaram-se as condutividades hidráulicas, em função de conteúdo de umidade, através dos métodos de Marshall, e Millington e Quirk. No Quadro 1 se mostra o cálculo de $K(\theta)$ para as duas primeiras classes de porosidade à água, seguindo as metodologias já assinaladas. De maneira semelhante procedeu-se com a profundidade de 15 - 30 cm.

Os valores de $K(\theta)$ medidos e calculados, encontram-se na Fig. 2. Verifica-se, em primeiro lugar, que no método experimental, apesar das leituras tensiométricas e de conteúdo de água do solo ter-se iniciado imediatamente após a água desaparecer da superfície do solo, não foi possível obter dados de condutividade $K(\theta)$ a altos conteúdos de água do solo, isto é, acima de $0,35 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, aproximadamente, para ambas as profundidades. Isto, que se limitou à comparação dos métodos a altos teores de umidade do solo, dever-se-ia à rápida movimentação da água nas profundidades estudadas que não permitiu determinar, em forma simultânea, as cargas de pressão e o conteúdo de água do solo a esses altos teores de umidade. Logo depois, observa-se que todos os métodos usados dão valores de $K(\theta)$ bastante aproximados, o que está em acordo com o encontrado por outros pesquisadores (JACKSON, 1972; WHISLER, 1976). As maiores diferenças entre os métodos de Marshall e Millington e Quirk se produzem a conteúdos de água próximos à saturação. Essas diferenças se acentuam quando, no segundo método, usou-se um valor de $p=2/3$.

Quando se compara a condutividade hidráulica $K(\theta)$ medida com a calculada na primeira profundidade (0 - 15 cm) nota-se que nenhum dos métodos usados para calcular $K(\theta)$ fez uma boa estimativa deste parâmetro obtido experimentalmente. Só se verifica algum grau de aproximação a conteúdos de água abaixo de $0,27 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, isto é, quando os valores de $K(\theta)$ descem de $0,035 \text{ cm dia}^{-1}$. A maiores teores volumétricos de água, a curva experimental se desloca para a direita, vale dizer, exhibe uma tendência acentuada a subestimar os valores de $K(\theta)$. A comparação dos valores de $K(\theta)$ calculados e medidos, para a profundidade de 15 - 30 cm, assinala uma melhor correlação entre os métodos utilizados, sendo a equação de Millington e Quirk, com $p=2/3$, a que forneceu uma mais adequada estimativa de $K(\theta)$ medida. Observa-se, também, que na região de maior conteúdo de água, a curva tende a se deslocar para a direita, mostrando a mesma tendência da curva correspondente à primeira profundidade, ainda que não tão acentuada. Não se descar

ta a possibilidade de que, a altos conteúdos de água, a curva continue paralela e perto das curvas de Marshall e Millington e Quirk.

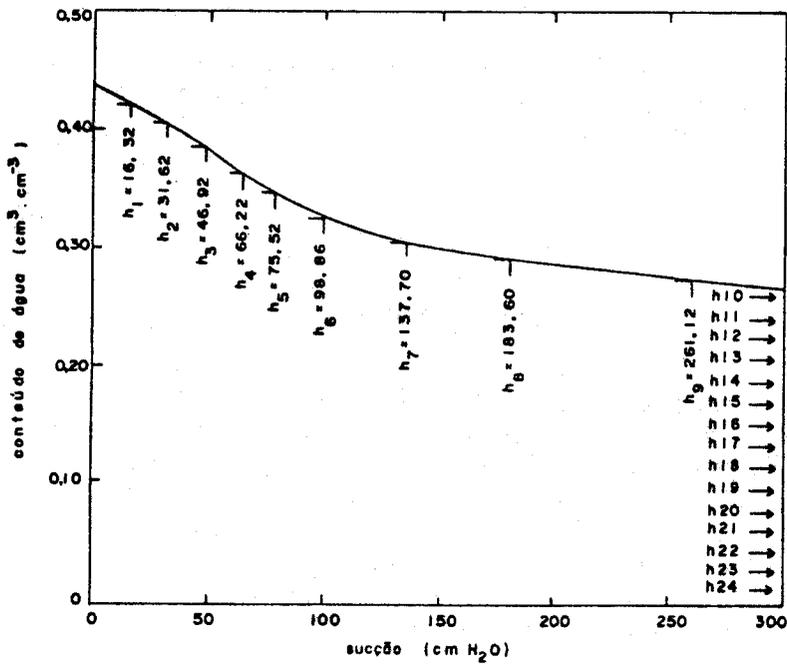


Figura 1 - Relação conteúdo Volumétrico de Água-Sucção para a Profundidade 0-15 centímetros de um Solo Oxissol de Areia, Paraíba, que mostra a Sucção Média de cada uma das 24 Classes de Porosidade à Água.

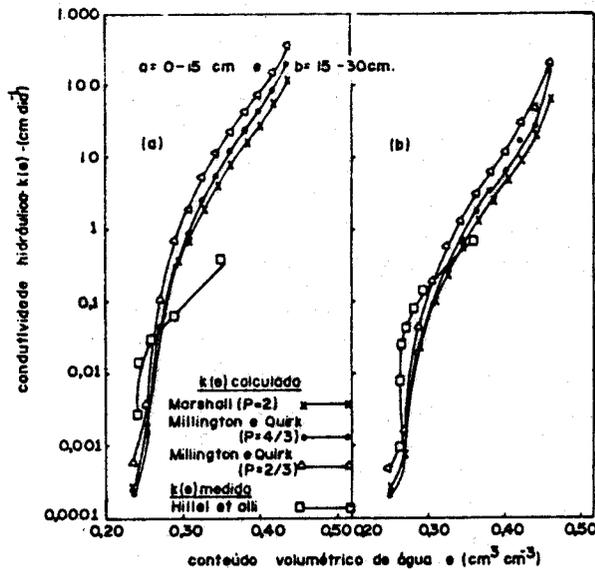


Figura 2 - Condutividade Hidráulica não Saturada em Função do Conteúdo Volumétrico de Água para as Profundidades (a) 0-15cm, e (b) 15-30 cm de um Solo Oxissol de Areia, Paraíba.

QUADRO 1

CÁLCULO DE VALORES DE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA A DOIS CONTEÚDOS DE UMIDADE ATRAVÉS DOS MÉTODOS DE MARSHALL E MILLINGTON & QUIRK, PARA A PROFUNDIDADE DE 0 - 15cm

CLASSE	POROSIDADE DA ÁGUA (cm ³ cm ⁻³)	SUCÇÃO -h- (cm água)	1/h ²	MULTIPL.		PRODUTO	
				1.ª C	2.ª C	1.ª CLASSE	2.ª CLASSE
01	0,4329	16,32	3,75x10 ⁻³	01	-	3,75x10 ⁻³	-
02	0,4149	31,62	1,00x10 ⁻³	03	01	3,00x10 ⁻³	1,00x10 ⁻³
03	0,3969	46,92	0,45x10 ⁻³	05	03	2,25x10 ⁻³	1,35x10 ⁻³
04	0,3789	66,22	0,23x10 ⁻³	07	05	1,59x10 ⁻³	1,15x10 ⁻³
05	0,3609	77,52	0,17x10 ⁻³	09	07	1,53x10 ⁻³	1,19x10 ⁻³
06	0,3429	98,86	0,10x10 ⁻³	11	09	1,13x10 ⁻³	0,90x10 ⁻³
07	0,3249	137,70	0,05x10 ⁻³	13	11	0,69x10 ⁻³	0,55x10 ⁻³
08	0,3069	183,60	0,03x10 ⁻³	15	13	0,45x10 ⁻³	0,39x10 ⁻³
09	0,2889	261,12	0,015x10 ⁻³	17	15	0,25x10 ⁻³	0,23x10 ⁻³
10	0,2709	399,81	0,006x10 ⁻³	19	17	0,12x10 ⁻³	0,10x10 ⁻³
11	0,2529	714,15	0,002x10 ⁻³	21	19	0,04x10 ⁻³	0,04x10 ⁻³
12	0,2349	4029,00	0,00006x10 ⁻³	23	21	0,0014x10 ⁻³	0,0013x10 ⁻³
						Σ 14,80x10 ⁻³	6,90x10 ⁻³

1. CÁLCULO DAS DUAS PRIMEIRAS CLASSES

1.1. Método de Marshall (p = 2)

$$K(\theta) = \frac{30\gamma^2}{f_{gn}} \Sigma^2 n^{-2} |h_1^{-2} + 3h_2^{-2} + 5h_3^{-2} + \dots + (2n-1) h_n^{-2}|$$

- Primeira Classe (Σ = 0,4329)

$$K(\theta)_1 = 16.150 \times (0,4329)^2 \times 24^{-2} \times 14,80 \times 10^{-3}$$

$$= 0,08 \text{cm min}^{-1} = 111,98 \text{cm dia}^{-1}$$

- Segunda Classe (Σ = 0,4149)

$$K(\theta)_2 = 16.150 \times (0,4149)^2 \times (23)^{-2} \times 6,9 \times 10^{-3}$$

$$= 0,04 \text{cm min}^{-1} = 52,22 \text{cm dia}^{-1}$$

1.2. Método de Millington e Quirk ($p = 4/3$)

$$K(\theta) = \frac{30\gamma^2}{f gn} \Sigma^{4/3} n^{-2} | h_1^{-2} + 3h_2^{-2} + 5h_3^{-2} + \dots + (2n-1)h_n^{-2} |$$

- Primeira Classe ($\Sigma = 0,4329$)

$$\begin{aligned} K(\theta)_1 &= 16.150 \times (0,4329)^{4/3} \times (24)^{-2} \times 14,80 \times 10^{-3} \\ &= 0,14 \text{ cm min}^{-1} = 195,69 \text{ cm dia}^{-1} \end{aligned}$$

- Segunda Classe ($\Sigma = 0,4149$)

$$\begin{aligned} K(\theta)_2 &= 16.150 \times (0,4149)^{4/3} \times (24)^{-2} \times 6,9 \times 10^{-3} \\ &= 0,06 \text{ cm min}^{-1} = 86,21 \text{ cm dia}^{-1} \end{aligned}$$

Finalmente, salienta-se que o emprego de um fator de ajuste poderia ter melhorado o grau de aproximação entre os métodos de Marshall, e Millington e Quirk, particularmente na segunda profundidade.

CONCLUSÕES

Para a profundidade de 0 - 15 cm nenhum dos métodos utilizados para aferir $K(\theta)$ forneceu uma boa estimativa de $K(\theta)$ determinada experimentalmente. Para a de 15 - 30 cm, porém, verificou-se uma bem melhor associação entre ambos os métodos, sendo a equação de Millington e Quirk, com $p = 2/3$, a que, em geral, fez a melhor estimativa de $K(\theta)$ medida. Finalmente, observou-se que os valores de $K(\theta)$ calculados através das equações originais de Marshall ($p = 2$) e Millington e Quirk ($p = 4/3$) são bastante semelhantes.

LITERATURA CITADA

- BLAKE, G.R. Bulk density. In: BLACK, C.A. EVANS, D.D. ENSMINGER, L.E. WHITE. J.L. & CLARK, F.E. Methods of soil analysis. Part. I. Physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling. Mad., Wis. Amer. Soc. Agron., Inc., 1965. Cap. 30, p. 374-390.
- CAVALCANTE, F.L.; FERNANDEZ, B. & BORGES, E.A. Determinação da condutividade hidráulica do solo "in situ." 1979. (Trabalho apresentado no XVII Congresso Brasileiro de Ciência do Solo).
- CHILDS, E.C., & COLLIS-GEORGE, N. The permeability of porous materials. Proc. Roy. Soc., A 201: 239-405, 1950.
- GREEN, H. & AMPT, G.A. Studies on soil physics. P. II. The permeability of an ideal soil to air and water. J. Agric. Sci. 5: 1-26, 1912.
- GREEN, R.E. & COREY, J.C. Calculation of hydraulic conductivity. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 35: 3-8, 1971.
- HILLEL, D., KRENTOS, V.D. & STYLIANOV, Y. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic conductivity "in situ" Soil Sci. 114: 395-400, 1972.
- JACKSON, R.D. On the calculation of hydraulic conductivity. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 36: 380-382, 1972.
- KUNZE, R.J., G. UEHARA, G. & GRAHAM, R. Factors important in the calculation of hydraulic conductivity. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 32: 760-765, 1968.
- MARSHALL, T.J. A relation between permeability and size distribution of pores. J. Soil Sci., 9: 1-8, 1958.
- MILLINGTON, R.J. & QUIRK, J.P. Permeability of porous media. Nature, 183: 387-388, 1959.
- MILLINGTON, R.J. & QUIRK, J.P. Transport in porous media. Int. Congr. Soil Sci. Trans. 7 th (Madison, Wis). 1.3, 97-106, 1960.
- MILLINGTON R.J. & QUIRK, J.P. Permeability of porous solids. Trans. Faraday Soc 57: 1200-1206, 1961.
- SMITH, W.O. Capillary flow through an ideal uniform soil. Physics, 3: 139 - 46, 1932.

SCHEIDEGGER, A.E. The physics of flow through porous media. Macmillan, N.Y., -
1960. 313 p.

WHISLER, F.D. Calculating the unsaturated hydraulic conductivity and diffusivity. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 40: 150-151, 1976.