

# VALIDADE DE ALGUMAS EQUAÇÕES DE DRENAGEM PARA ESPAÇAMENTO DE DRENOS COBERTOS: II. REGIME DE ESCOAMENTO NÃO-PERMANENTE<sup>1</sup>

PAULO EMÍLIO PEREIRA DE ALBUQUERQUE<sup>2</sup>, PAULO AFONSO FERREIRA,  
BLANOR TORRES LOUREIRO e SALASSIER BERNARDO<sup>3</sup>

**RESUMO** - Dois tipos de solos de várzeas (solo Aluvial Eutrófico, de textura franco-argilosa, chamado de solo mineral, e associação de Gley Húmico Distrófico com solos Orgânicos Distróficos e textura argilo-arenosa, chamado de solo orgânico) foram utilizados para prever valores do espaçamento entre drenos, por meio das seguintes teorias de drenagem, que são válidas para regime de escoamento não-permanente: Glover, Tapp-Moody, Boussinesq-Schilfgaard, Hammad e Bouwer-Schilfgaard. Obtiveram-se a condutividade hidráulica saturada e a porosidade drenável, utilizando-se o próprio modelo físico, a partir de medições da posição do lençol freático. O valor real do espaçamento (149,0 cm) no modelo físico, foi comparado com os valores estimados por meio das teorias. Na condição em que o tubo de dreno tocava a camada impermeável, as teorias de Glover e de Tapp-Moody mostraram-se ineficazes para qualquer tipo de material poroso. De forma geral, considerando os dois tipos de material poroso, em conjunto, a ordem de preferência das teorias foi a seguinte: Glover, Hammad, Tapp-Moody, Bouwer-Schilfgaard e Boussinesq-Schilfgaard.

Termos para indexação: várzeas, solo mineral, solo orgânico, lençol freático.

## EFFICIENCY OF SOME THEORIES OF DRAINAGE FOR TILE DRAIN SPACING: II. TRANSIENT FLOW

**ABSTRACT** - Two typical low land soils, flooded with superficial water-table, (Eutrophic Aluvial soil, of clay-loam texture, called a mineral soil; and an association of a Dystrophic Humic-Gley with a Dystrophic Organic soil, of sandy-clay texture, called an organic soil) were used for estimating values of subsurface tile drain spacing utilizing some theories of drainage for transient (non-steady-state) flow: Glover, Tapp-Moody, Boussinesq-Schilfgaard, Hammad and Bouwer-Schilfgaard, from a physical laboratory model. The proper laboratory model was useful for obtaining saturated hydraulic conductivity and porosity drainable values from water-table measurements. The actual spacing drain (149.0 cm) in the model was compared with values computed from the theories. When the tile drain was in contact with the impermeable-layer, the Glover and Tapp-Moody theories were inefficient for any type of soil. In general, the order of preference of the theories was: Glover, Hammad, Tapp-Moody, Bouwer-Schilfgaard and Boussinesq-Schilfgaard, for the two types of soils studied.

Index terms: low lands, mineral soil, organic soil, water-table.

<sup>1</sup> Aceito para publicação em 29 de novembro de 1991.  
Extraído da tese do primeiro autor para obtenção do grau de M.Sc. em Eng. Agríc., apresentada à Univ. Fed. de Viçosa.

<sup>2</sup> Eng. - Agríc., M.Sc., EMBRAPA/Centro Nacional de Pesquisa de Milho e Sorgo (CNPMS), Caixa Postal 151, CEP 35700 Sete Lagoas, MG.

<sup>3</sup> Eng. - Agr., Ph.D., Dep. de Eng. Agríc. - Univ. Fed. de Viçosa, CEP 36570 Viçosa, MG.

## INTRODUÇÃO

O aproveitamento de várzeas teve grande incentivo no Brasil a partir de 1975 no estado de Minas Gerais, com o Programa Estadual de Aproveitamento de Várzeas (Provárzeas). O Programa previa a utilização de sete milhões de

hectares de várzeas, brejos e charcos existentes em onze estados do centro-sul do País (Lamster 1980).

Em condições de campo, a água está em constante movimento no solo, em consequência da variação do potencial com o passar do tempo e da variação da posição do lençol freático (LF), ou seja, está em condições de regime não-permanente. Portanto, o dimensionamento de sistemas de drenagem é mais correto quando se considera a variação do LF (Luthin 1973), como ocorre em regiões úmidas ou onde as irrigações são intermitentes.

Alguns autores comparam os resultados da altura do LF calculado teoricamente com observações de campo ou de modelos experimentais. As comparações, em geral, consideram os valores relativos entre a distância (d) do centro do dreno à camada impermeável, em relação ao espaçamento dos drenos (S), ou à máxima altura do LF acima do dreno (H).

Talsma & Haskew (1959), trabalhando com dados de campo provenientes de área com sistema de drenagem em funcionamento, obtiveram diferenças entre o S calculado pela teoria de Glover e o valor medido de S na faixa de -47,3 a +11%, para uma relação d/H de 0,1 a 4,6. Concluíram que a teoria apresenta resultados mais coerentes entre o valor de S estimado e o medido, quando a camada impermeável (CI) está mais distante do fundo do dreno.

Pires (1980), em experimento de laboratório, encontrou diferenças entre o S calculado pelas teorias de Glover e o valor medido de S na faixa de -66,0 a +80,8%, para d/H de 0 a 6,3. Concluiu que a teoria mostrou-se ineficiente para avaliar o valor de S para  $d = 0$ , provavelmente por causa da alta relação  $Ko/q$  (condutividade hidráulica saturada : precipitação) utilizada.

Dumm (1964), trabalhando com dados de campo em área já provida de sistema de drenagem, utilizou a solução gráfica da teoria de Tapp-Moody, com a relação d/H variando de 0,82 a 5,90 e d/S constante. Verificou que 33% dos casos estudados apresentaram uma diferença de  $\pm 10\%$  entre o valor calculado de S e o valor medido, quando d/H estava entre 0,82 e 0,88. Para d/H na faixa de 2,06 a 3,70, 80% dos

casos estudados apresentaram diferença de  $\pm 10\%$  entre o S calculado e o medido, ao passo que, para d/H de 4,30 a 5,90, todos os casos estudados apresentaram diferença de  $\pm 10\%$  entre o S calculado e o medido. Verificou também que, para d/H menor ou igual a 0,10 e  $d = 0$ , a solução gráfica da teoria de Tapp-Moody na estimativa de S apresentou melhores resultados. Concluiu também que a confiabilidade dos valores estimados aumenta à medida que a razão d/H também aumenta, conforme foi prefixado na sua derivação.

Pires (1980), em condições de laboratório, encontrou diferenças entre o S calculado pela teoria de Tapp-Moody e o S medido na faixa de -66,0 a +91,9%, para um d/H de 0 a 6,3. Concluiu que, talvez por causa da alta relação  $Ko/q$ , a teoria foi ineficaz para estimar S no caso de  $d = 0$ .

Rochester & Kriz (1968), trabalhando com modelo Hele-Shaw de laboratório, para d/S = 0,028, verificaram que os valores teóricos de S, obtidos pela teoria de Boussinesq-Schilfgaard, mostraram-se coerentes com os valores experimentais.

Pires (1980), também trabalhando com modelo de laboratório, verificou desvios de -35,6 a +95,4% de valores de S estimados pela teoria de Boussinesq-Schilfgaard, comparados com o valor real de S, para um d/H de 0 a 6,3. Observou que esses desvios eram maiores no caso de solo orgânico.

Asseed & Kirkham (1966), trabalhando com modelo de laboratório, utilizando como material poroso esferas de vidro de diâmetro de 2 mm e glicerol como fluido, testaram a teoria de Bouwer-Schilfgaard. Verificaram serem os valores teóricos de Ht (altura máxima do LF sobre os drenos após um intervalo de tempo t de seu rebaixamento) coerentes com os medidos no modelo.

Nwa & Twocock (1969) pesquisaram área com sistema de drenagem em funcionamento nas seguintes condições: S = 40,3 m; d/H = 16,9 e 11,6; d/S = 0,22; e valor de f de 0,013 a 0,071. Compararam os valores de S estimados com o valor real, utilizando as teorias de Glover, Boussinesq-Schilfgaard, Hammad e Bouwer-

-Schilfgaard. Concluíram que todas essas teorias superestimaram em mais de 100%, em média, os valores de S, quando comparados com o valor real, mas não apresentaram justificativas para tais discrepâncias.

Skaggs et al. (1973) conduziram experimentos de campo para testar a eficiência das teorias de Glover, Boussinesq-Schilfgaard, Hammad e Bouwer-Schilfgaard, usando um solo raso ( $d/S < 0,25$ ) arenoso. Os espaçamentos calculados pelas teorias foram comparados com os reais, que eram de 7,5; 15 e 30 m. Concluíram: a) quando  $K_0$  foi determinado a partir de medidas de posição do LF, para  $S = 15$  m; a ordem de preferência das equações testadas foi: Hammad, Bouwer-Schilfgaard, Boussinesq-Schilfgaard e Glover; b) quando  $K_0$  foi determinado a partir de amostras do solo ou outros métodos independentes, a teoria de Hammad não deu uma previsão segura na estimativa de S, usando solos rasos. As outras três teorias estudadas poderiam ser melhoradas, usando solos rasos, se houvesse uma melhor forma de compensar o efeito da convergência próxima aos tubos de drenos; c) melhor precisão poderia ser obtida nas quatro teorias, caso se usasse uma porosidade drenável variável com a profundidade do LF, em vez de se usar um  $f$  de valor constante.

French & O'Callaghan, citados por Skaggs et al. (1973) e por Schilfgaard (1974), utilizando dados de campo provenientes de área drenada e de solo profundo ( $d/S > 0,25$ ), bem como métodos independentes para determinar o  $K_0$  e o  $f$ , em quinze situações diferentes de  $d/S$  e  $d/H$ , compararam os valores estimados de S com os medidos no campo. Verificaram então que, para uma diferença de  $\pm 15\%$  entre o valor de S estimado e medido, a teoria de Glover apresentou 26,7% dos 15 casos estudados; a de Tapp-Moody apresentou 13,3%; a de Boussinesq-Schilfgaard, 66%; a de Hammad, 46,7%; a de Bouwer-Schilfgaard, para um fator de correção de  $C = 0,81$ , 60%, e, para  $C = 1$ , 40%. Observaram também que, aparentemente, a teoria de Hammad mostrou-se mais precisa para solos profundos do que para solos rasos.

Pires (1980), em experimento de laboratório, comparou os valores estimados de S, com base

nas teorias de Glover, Tapp-Moody e Boussinesq-Schilfgaard, e o valor real, para  $d$  variando de 0 a 30 cm, para três tipos de solo (areia, solo orgânico e solo mineral). Concluiu que os maiores desvios percentuais entre os valores estimados de S e o valor real foram obtidos quando o fundo do canal de drenagem aproximou-se da superfície do solo, sendo mais acentuada a discrepância para solo orgânico.

Segundo Pires (1980), o grau de eficiência das teorias de regime não-permanente, ao predizerem espaçamentos de drenos, está na dependência de  $d$  ser muito maior que  $H$ , de  $d$  ser muito menor que  $S$  (decorrente do efeito de convergência das linhas de corrente ao se admitir como verdadeira a hipótese de Dupuit-Forchheimer) e na determinação correta do valor da porosidade drenável, pois em quase todas as teorias o valor de S é inversamente proporcional à raiz quadrada de  $f$ .

O maior fator limitante à aplicação das teorias válidas para regime não-permanente, em condições de campo, está na determinação do valor real da condutividade hidráulica e da porosidade drenável (Grover & Kirkham 1961, Skaggs 1976).

Complementando a primeira parte deste trabalho (Albuquerque et al. 1990), foi objetivo do presente, com dados controlados de laboratório, para dois solos típicos de várzeas, investigar a validade de cinco das principais equações de drenagem, conforme Luthin (1973) e Schilfgaard (1974), válidas para regime de escoamento não-permanente: Glover, Tapp-Moody, Boussinesq-Schilfgaard, Hammad e Bouwer-Schilfgaard.

## MATERIAL E MÉTODOS

Foi construído no laboratório de Hidráulica da Universidade Federal de Viçosa um modelo físico reduzido, para estudos de drenagem. Trata-se de uma caixa de madeira impermeabilizada, com dimensões internas de 49,0 cm de altura, 149,0 cm de comprimento e 10,7 cm de largura. A face posterior da caixa foi constituída de uma chapa de vidro. A face frontal, em madeira, teve colocada em sua parte externa uma folha de papel milimetrado para o traçado de malhas

de 10 x 10 cm, a partir de 5 cm para a direita e para a esquerda, de um eixo vertical traçado no centro dessa face a 5 cm do fundo da caixa. Nos nódulos dessas malhas foram feitas perfurações, para colocação de piezômetros, construídos de tubos de plástico transparentes de 5 mm de diâmetro interno.

Os piezômetros foram colocados projetando-se cerca de 1,5 cm em relação à face interna de madeira, formando uma rede de 56 piezômetros (Fig. 1-A). Na face externa, os piezômetros foram adaptados à forma de U. Na extremidade inferior de cada piezômetro, foi colocada uma mecha de lã de vidro, para evitar seu entupimento. As medições das cargas hidráulicas de pressão foram feitas diretamente nos piezômetros e, para obter a carga hidráulica total, tomou-se como plano de referência o fundo da caixa que simulava a presença da camada impermeável.

Na posição central das faces frontal e posterior (Fig. 1-A e 1-C) foram feitos furos a 0, 3, 6, 12, 18, 24 e 30 cm acima do fundo da caixa, onde foram inseridos pequenos tubos de dreno de aço galvanizado, com 10,7 cm de comprimento e 0,8 cm de diâmetro interno. Os tubos possuíam perfurações de 1,6 mm de diâmetro, com doze furos por cm<sup>2</sup>, uniformemente distribuídos pelo tubo.

A precipitação (q) era obtida por gotejamento proveniente de um tubo de PVC, de 2,5 cm de diâmetro, perfurado de 5 em 5 cm. Em cada furo conectaram-se microtubos (do tipo usado em irrigação por gotejo) de 3 cm de comprimento. Uma das extremidades do tubo de PVC foi vedada e a outra foi ligada a um reservatório de carga constante (sistema Mariotte). Para precipitações menores, foram utilizados dez microtubos de 100 cm de comprimento e equidistantemente espaçados ao longo da linha central da superfície do solo.

No lado interno da caixa foram colocados sete poços de observação, de 1,1 cm de diâmetro, distanciados dos tubos de dreno de 1, 2, 4, 10, 20, 40 e 74,5 cm (Fig. 1-B).

O modelo descrito permitiu trabalhar com um valor de S/2 = 74,5 cm, uma camada de material poroso (d') de 40 cm e valores de d variando de 0 até 30 cm, sendo a superfície do material de 10,7 x 149,0 cm.

Foram utilizados um solo mineral, proveniente do município de Caratinga, Minas Gerais, e um solo orgânico, do município de Pouso Alegre, Minas Gerais. Ambos os locais contam com projetos do Provárzeas.

Os resultados das análises granulométricas e texturais, realizadas no Laboratório de Física do solo do Departamento de Solos da UFV, encontram-se na Tabela 1. O solo mineral foi preliminarmente classifi-

cado como Aluvial Eutrófico A, fraco e moderado, e o solo orgânico como Associação Gley Húmico Distrófico mais solos Orgânicos Distróficos.

Os solos, depois de secados ao ar, foram passados em peneira de malha de 4 mm de diâmetro (nº 5). Para formar um meio homogêneo, o preenchimento da caixa foi feito em camadas de aproximadamente 5 cm, misturando-se cada camada com a precedente. As densidades globais médias foram de 1,04 g/cm<sup>3</sup> para solo mineral e 0,62 g/cm<sup>3</sup> para solo orgânico.

Saturado o material poroso de baixo para cima, para expulsar os gases presentes nos macroporos, efetuou-se a drenagem do sistema. Em seguida, iniciou-se a aplicação de uma precipitação com o tubo de drenagem a 0 cm do fundo da caixa aberto (d = 0). Depois de verificar que os piezômetros acusavam os potenciais de pressão constantes (regime permanente), lia-se, nos poços de observação, a posição do LF em relação à CI e eram determinadas, simultaneamente, a temperatura da água e a vazão no dreno. Com isso eram obtidos o valor da distância vertical (H = H<sub>0</sub>) do LF até a CI no semi-espaço entre drenos (S/2), a curvatura do LF e o valor do coeficiente de drenagem (q).

A seguir, interrompia-se a precipitação e cronometrava-se o tempo t gasto para que o LF descesse da posição inicial (H<sub>0</sub>) até outra posição (H<sub>t</sub>), coletando-se, através do tubo de dreno, todo o volume de água proveniente da variação do LF.

A porosidade drenável foi determinada para os dois tipos de solo, assim como as cinco posições dos drenos e diferentes precipitações (q), utilizando a equação de Taylor (1959):

$$f(z) = \frac{[V_n - V_{n-1}]}{[A \cdot (z_n - z_{n-1})]}$$

em que: f(z): porosidade drenável do perfil do solo à profundidade z em relação à superfície do solo (L<sup>3</sup>L<sup>-3</sup>); (V<sub>n</sub> - V<sub>n-1</sub>): volume de água drenado quando o LF passa de

$$Z_{n-1} \text{ a } Z_n (L^3);$$

A = área da seção do perfil do solo drenado (L<sup>2</sup>); z<sub>n</sub> e Z<sub>n-1</sub>: profundidades final e inicial do LF, respectivamente (L).

Foi utilizado um modelo matemático proposto por Kirkham (1966) na determinação da condutividade hidráulica saturada. O próprio modelo físico gerou os

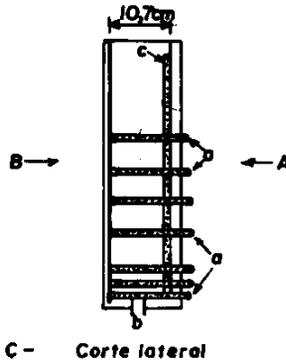
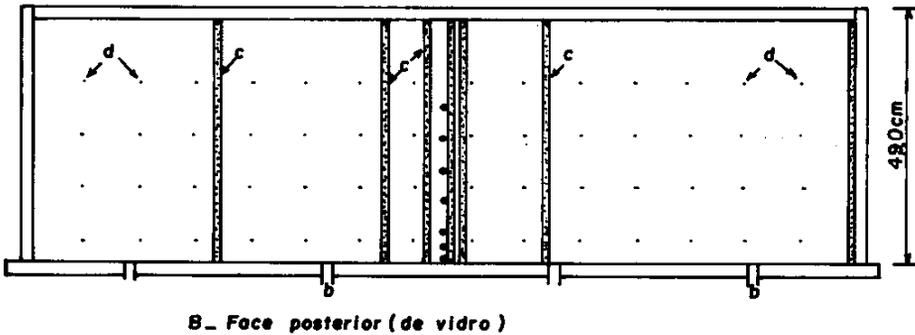
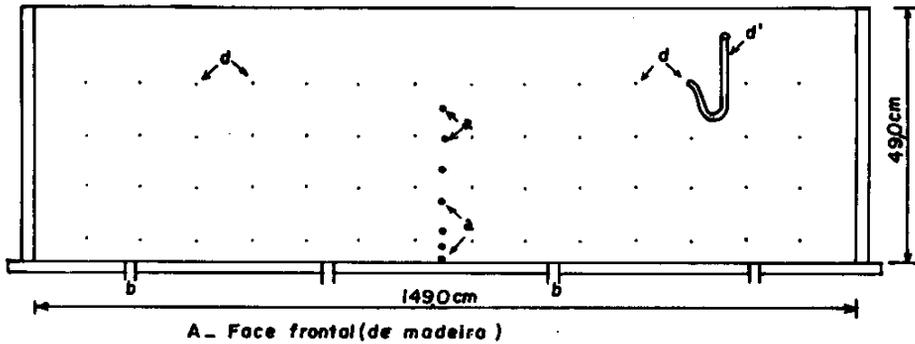


FIG. 1. Vista do modelo físico de laboratório. (a) tubos de drenos a 0, 3, 6, 12, 18, 24 e 30 cm do fundo; (b) tubos para permitir o esvaziamento da caixa; (c) poços de observação; (d) pontos de piezômetros; (d') detalhe de um piezômetro.

**TABELA 1. Análise granulométrica e classificação textural de dois tipos de solos de várzeas de Minas Gerais.**

Solo	Distribuição granulométrica (%)				Classificação textural
	Areia grossa	Areia fina	Silte	Argila	
Mineral	2	37	24	37	Franco-argiloso
Orgânico	2	44	10	44	Argilo-arenoso

valores dos parâmetros necessários à solução do modelo matemático, com a ajuda de um programa de computador escrito em linguagem PL/I. Maiores detalhes do modelo matemático e sua solução são apresentados por Kirkham (1966) e Kirkham & Powers (1964).

Como K é função da viscosidade dinâmica do líquido ( $\eta$ ) e esta varia com a temperatura, houve necessidade de se corrigir o valor de Ko pela seguinte relação:

$$\frac{K_1}{K_2} = \frac{\eta_2}{\eta_1}$$

cujos índices 1 e 2 representam valores diferentes da temperatura e seus respectivos valores da viscosidade dinâmica ( $\eta$ ).

Obtidos os parâmetros anteriormente descritos, fez-se a estimativa teórica de S, em condições de regime não-permanente.

1. Equação de Glover, para  $d \neq 0$ :

$$S^2 = \frac{\pi^2 \cdot Ko \cdot [d + (\frac{Ho}{2}) \cdot t]}{f \cdot [\ln(\frac{4 \cdot Ho}{Ht})]}$$

em que:

S: espaçamento entre drenos (L)

Ko: condutividade hidráulica saturada ( $LT^{-1}$ )

d: distância vertical do centro do tubo de dreno até a CI (L)

Ho: altura máxima do LF sobre os drenos (L)

Ht: altura máxima do LF sobre os drenos após um tempo de rebaixamento t (L)

t: tempo de rebaixamento do LF de Ho para Ht (T)

f: porosidade drenável ( $L^3L^{-3}$ )

A equação de Glover é para o caso de drenos paralelos e equidistantemente separados; ela considera a posição inicial do LF horizontal, admite como verdadeira a hipótese de Dupuit-Forchheimer (D-F) e d como sendo muito maior que Ho (Glover 1966).

2. Equação de Glover, para  $d = 0$ :

$$S^2 = \frac{9 \cdot Ko \cdot t \cdot Ho}{2 \cdot f \cdot (\frac{Ho}{Ht}) - 1}$$

Essa equação considera a curvatura inicial do LF de forma elíptica.

3. Equação de Tapp-Moody:

$$\frac{Ht}{Ho} = \frac{192}{\pi^3} \sum_{N=1,3,5,\dots}^{\infty} (-1)^{(N-1)/2} \cdot \left( \frac{N^2 - \frac{8}{\pi^2}}{N^5} \right) \cdot \left( \frac{-\pi^2 \cdot N^2 \cdot \alpha \cdot t}{S^2} \right)$$

em que

$$\alpha = \frac{Ko \cdot d}{f}$$

N: número inteiro ímpar que varia de 1 até  $\infty$

Tapp-Moody utilizaram as mesmas condições da equação de Glover, mas consideraram a forma inicial do LF como uma parábola do 4º grau e não como uma horizontal (Dumm 1964, Schilfgaarde 1974). A teoria de Tapp-Moody é recomendada pelo "U.S. Bureau of Reclamation" dos Estados Unidos, quando se considera a condição de não-equilíbrio do LF (Luthin 1973, Schilfgaarde 1974).

4. Equação de Boussinesq-Schilfgaarde:

$$S^2 = \frac{9 \cdot Ko \cdot do \cdot t}{f \cdot \ln \left[ \frac{Ho \cdot (2 \cdot do + Ht)}{Ht \cdot (2 \cdot do + Ho)} \right]}$$

onde, do representa o "extrato equivalente" e é dado por:

$$do = \frac{d}{[2,55 \cdot (\frac{d}{S}) \cdot \ln(\frac{d}{\pi \cdot ro}) + 1]}$$

sendo ro o raio do tubo de dreno (L).

A equação de Boussinesq-Schilfgaard é também usada para drenos paralelos,  $d \neq 0$  e curvatura inicial do LF de forma elíptica; admite ainda, ser verdadeira a hipótese D-F (Schilfgaard 1974).

##### 5. Equação de Hammad:

$$S = \frac{2 \cdot \pi \cdot K_o \cdot t}{f \cdot \ln\left(\frac{H_o}{H_t}\right) \cdot \ln\left(\frac{S^2}{2 \cdot \pi^2 \cdot r \cdot d}\right)}, \text{ para } \frac{d}{S} < 0,25$$

$$S = \frac{2 \cdot \pi \cdot K_o \cdot t}{f \cdot \ln\left(\frac{H_o}{H_t}\right) \cdot \ln\left(\frac{2 \cdot S}{2 \cdot \pi \cdot r}\right)}, \text{ para } \frac{d}{S} > 0,25$$

Hammad baseou-se na teoria dos potenciais e  $d \neq 0$  para a obtenção de sua equação (Nwa & Twocock 1969, Schilfgaard 1974).

##### 6. Equação de Bouwer-Schilfgaard:

$$S^2 = \frac{8 \cdot K_o \cdot t \cdot d_o}{C \cdot f \cdot \ln\left[\frac{H_o(2 \cdot d_o + H_t)}{H_t(2 \cdot d_o + H_o)}\right]}$$

onde: C é um fator de correção por admitir regime permanente na obtenção da equação. O critério utilizado foi o seguinte: para  $0,02 \leq H/S \leq 0,08$ ,  $C = 0,8$ ; para  $H/S > 0,15$ ,  $C = 1,0$  (Nwa & Twocock 1969).

Bouwer e Schilfgaard basearam-se na teoria dos potenciais, em condições de regime permanente,  $d \neq 0$ , admitiram como válida a hipótese D-F e utilizaram o conceito de "extrato equivalente" (Nwa & Twocock 1969, Schilfgaard 1974).

Os espaçamentos estimados ( $S_e$ ) foram comparados com o real ( $S_r$ ) a partir da seguinte expressão do desvio percentual:

$$\text{desvio} = [(S_e/S_r) - 1] \times 100$$

Foram ainda considerados, para as comparações dos espaçamentos, as médias, os desvios-padrão e os coeficientes de variação, em cada caso analisado.

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os parâmetros necessários ao cálculo da condutividade hidráulica saturada ( $K_o$ ), para cada tipo de material poroso, foram obtidos

com o tubo de dreno a 12 cm da camada impermeável ( $d = 12$ ). Os valores estimados de  $K_o$ , pela metodologia de Kirkham (1966), foram 73,35 cm/h e 1,16 cm/h, a 23°C, para o solo orgânico e o mineral, respectivamente.

Os resultados dos parâmetros  $K_o$ ,  $H$ ,  $H_o$ ,  $H_t$ ,  $f$  e  $t$ , em função das faixas de intensidade de precipitação ( $q$ ) e dos valores de  $d$ , encontram-se nas Tabelas 2 e 3, respectivamente, para os solos orgânico e mineral.

Os desvios percentuais entre os valores estimados dos espaçamentos resultantes das teorias de Glover, de Tapp-Moody, de Boussinesq-Schilfgaard, de Hammad e de Bouwer-Schilfgaard, e o valor real de 149 cm, para cada valor de  $d$ ,  $d/H$ ,  $K_o/q$ , para o solo orgânico e o mineral, são apresentados nas Tabelas 4 e 5, respectivamente.

Analisando a teoria de Glover nas Tabelas 4 e 5, vemos que os valores dos desvios diminuem, ou seja, o valor de  $S$  estimado aproxima-se do valor real, à medida que o tubo de dreno aproxima-se da superfície (maiores valores de  $d$ ). Isso é justificado porque uma das condições impostas pela teoria de Glover é de  $d$  ser muito maior que  $H_o$ . Quando  $d = 0$ , a teoria mostra-se ineficaz, principalmente para altas relações  $K_o/q$ , concordando assim com Pires (1980). A alta relação  $K_o/q$  eleva pouco o LF e, por isso,  $f$  torna-se grande, subestimando o valor de  $S$ , que é inversamente proporcional à raiz quadrada de  $f$ .

Analisando os desvios percentuais provenientes da teoria de Tapp-Moody, vemos nas Tabelas 4 e 5 o mesmo tipo de comportamento observado para a teoria de Glover, para qualquer tipo de material poroso, valores de  $d$ ,  $d/H$  e  $K_o/q$ . Esse resultado está de acordo com Luthin (1973) e Schilfgaard (1974), segundo os quais, não há diferença no uso da teoria de Glover ou de Tapp-Moody ao se estimar  $S$ . A diferença entre ambas está apenas na curvatura inicial do LF, ou seja, a de Glover considera o LF como uma horizontal e a de Tapp-Moody a considera como uma parábola do quarto-grau, sendo, portanto, o comportamento de ambas bem próximo.

**TABELA 2.** Valores observados de condutividade hidráulica saturada ( $K_o$ ), intensidade de precipitação ( $q$ ), altura máxima do lençol freático sobre os drenos ( $H_o$ ), altura do lençol freático sobre os drenos após um tempo de rebaixamento  $t$  ( $H_t$ ), porosidade drenável ( $f$ ), tempo de rebaixamento do lençol freático de  $H_o$  para  $H_t$  ( $t$ ), para diferentes profundidades da camada impermeável em relação ao centro do tubo de dreno ( $d$ ) e diferentes faixas de intensidade de precipitação, usando solo orgânico.

Faixa de int. de prec. (cm/h)	d (cm)	$K_o^*$ (cm/h)	$q \times 10^{-2}$ (cm/h)	$H_o$ (cm)	$H_t$ (cm)	$f$	$t$ (h)
$0,53 \leq q \leq 3,21$	0	72,48	52,69	3,1	1,3	0,063	0,250
	18	70,78	92,58	2,3	1,0	0,104	0,167
	30	73,35	320,55	3,4	1,1	0,053	0,067
$1,51 \leq q \leq 1,69$	0	73,35	153,55	7,6	3,3	0,119	0,333
	3	73,35	157,31	6,9	2,6	0,127	0,333
	6	71,64	153,05	5,5	1,8	0,127	0,333
	12	73,35	158,82	4,4	1,0	0,111	0,333
	18	73,35	161,07	3,3	1,1	0,093	0,167
	24	69,09	150,54	2,5	1,1	0,060	0,083
$0,75 \leq q \leq 1,28$	30	73,35	168,98	2,2	0,6	0,039	0,083
	0	75,07	127,96	6,3	1,3	0,070	0,500
	3	72,48	94,59	4,5	1,4	0,077	0,333
	6	76,82	99,35	3,8	1,0	0,091	0,333
	12	71,64	81,29	2,5	0,7	0,089	0,250
	18	74,20	80,54	2,0	0,8	0,093	0,167
	24	71,64	74,52	1,4	0,5	0,062	0,167
30	75,07	85,81	1,2	0,4	0,060	0,083	

\* Valores de  $K_o$  corrigidos para as temperaturas da água escoada através dos drenos.

A teoria de Boussinesq-Schilfgaard, como mostram as Tabelas 4 e 5, resultou em valores de  $S$  estimados mais coerentes com o real, no solo orgânico (Tabela 4), quando  $d = 24$  cm ( $d/H = 17,1$ ), para  $K_o/q = 96,1$  (valor mais alto) e, no solo mineral (Tabela 5). Isso ocorreu, quando  $d = 12$  cm ( $d/H = 1,1$ ), para  $K_o/q = 20,1$ , e  $d = 6$  cm ( $d/H = 0,3$ ), para  $K_o/q = 15,7$ . Nas teorias de Glover e de Tapp-Moody, era de se esperar melhor eficiência da teoria de Boussinesq-Schilfgaard para maiores  $d/H$  e menores  $d/S$ , pois essa equação admite como verdadeira a hipótese D-F.

Novamente, observando as Tabelas 4 e 5, para a teoria de Hammad, no caso do solo orgânico, observamos uma tendência geral de se supe-

restimarem os valores de  $S$ , particularmente para valores mais altos de  $K_o/q$  e valores mais baixos de  $d/H$ . No caso do solo mineral, que possui baixas relações  $K_o/q$ , a teoria de Hammad apresentou, de modo geral, boa eficiência nas estimativas de  $S$ . Isso ocorreu, provavelmente, por serem as estimativas de  $K_o$  e  $f$  obtidas por medições da posição do LF, segundo demonstraram Skaggs et al. (1973).

Observando as Tabelas 4 e 5, notamos que o tipo de comportamento da teoria de Bouwer-Schilfgaard foi semelhante ao da teoria de Boussinesq-Schilfgaard; a diferença entre ambas está num fator de correção  $C$  que a primeira possui e numa constante de  $8/9$ . O fator  $C$  foi utilizado como uma forma de correção ao se

**TABELA 3.** Valores observados de condutividade hidráulica saturada ( $K_o$ ), intensidade de precipitação ( $q$ ), altura máxima do lençol freático sobre os drenos ( $H_o$ ), altura do lençol freático sobre os drenos após um tempo de rebaixamento  $t$  ( $H_t$ ), porosidade drenável ( $f$ ), tempo de rebaixamento do lençol freático de  $H_o$  para  $H_t$  ( $t$ ), para diferentes profundidades da camada impermeável em relação ao centro do tubo de dreno ( $d$ ) e diferentes faixas de intensidade de precipitação, usando solo mineral.

Faixa de int. de prec. (cm/h)	$d$ (cm)	$K_o^*$ (cm/h)	$q \times 10^{-2}$ (cm/h)	$H_o$ (cm)	$H_t$ (cm)	$f$	$t$ (h)
$0,079 \leq q \leq 0,103$	0	1,19	8,09	20,6	11,6	0,018	2,0
	3	1,15	10,35	19,0	11,0	0,027	2,0
	6	1,24	7,90	17,6	7,9	0,016	2,0
	12	1,16	9,60	13,9	7,2	0,026	2,0
	24	1,13	7,90	7,7	3,4	0,023	1,5
	30	1,17	7,90	6,5	1,9	0,017	1,5
$0,049 \leq q \leq 0,070$	0	1,19	6,96	12,6	9,3	0,047	2,0
	3	1,16	6,96	15,0	8,9	0,027	2,0
	6	1,15	6,77	11,9	7,5	0,035	2,0
	12	1,21	6,02	10,6	6,5	0,032	2,0
	18	1,16	4,89	6,9	3,4	0,026	2,0
	24	1,21	5,46	5,9	3,2	0,024	1,5
	30	1,21	4,89	4,5	2,1	0,022	1,5
$q = 0,041$	18	1,19	4,14	6,3	3,6	0,027	2,0

\* Valores de  $K_o$  corrigidos para as temperaturas da água escoada através dos drenos.

admitir o regime permanente na teoria de Bouwer-Schilfgaarde, sendo  $0,8 \leq C \leq 1,0$ . Por isso, houve ligeiras superestimativas dos valores de  $S$  estimados pela teoria de Bouwer-Schilfgaarde quando comparada com a teoria de Boussinesq-Schilfgaarde, pois  $S$  é inversamente proporcional à raiz quadrada de  $C$ .

Verificando, conjuntamente, as Tabelas 4 e 5, vemos que houve uma tendência de todas as teorias, à exceção da de Hammad, em subestimar o valor real do espaçamento entre drenos, que é de 149,0 cm.

Os valores médios dos espaçamentos estimados ( $S$ ), os desvios-padrão ( $DP$ ) e os coeficientes de variação ( $CV$ ) para as cinco equações, estão condensados na Tabela 6. Os valores incluem resultados dos dois tipos de solos, as várias situações de  $d$  ( $d \leq 30$  cm e  $d \neq 0$ ) e  $q$ . Assim, para cada equação, foram obtidas 31 obser-

vações, quando  $d \leq 30$  cm, e 26 observações, quando  $d \neq 0$ .

A teoria de Glover, conforme a Tabela 6, resultou num  $S$  médio de 128,8 cm e  $CV$  de 23,8%, e a de Tapp-Moody resultou num  $S$  médio de 118,2 cm e  $CV$  de 31,3%. Nota-se que a primeira diferiu da última em 9,0%. Quando se consideraram os espaçamentos estimados para  $d \neq 0$ , a diferença entre as duas foi de 10,0%.

Na Tabela 6 tem-se o valor do  $S$  médio proveniente da teoria de Boussinesq-Schilfgaarde, igual a 107,2 cm, com  $CV$  de 14,0%. Essa teoria diferiu da de Glover em -22,3% e diferiu da de Tapp-Moody em -14,5%

Para a teoria de Hammad (Tabela 6), tem-se um  $S$  médio estimado igual a 162,1 cm, com o  $CV$  de 14,7%. A diferença foi de +17,5% em relação à teoria de Glover.

**TABELA 4.** Desvios percentuais entre os valores estimados de espaçamento (S) calculados por cinco equações e o valor real de 149 cm, obtidos em solo orgânico, para diferentes alturas do tubo de dreno em relação à camada impermeável (d) e faixas de precipitação (q). (1) Glover; (2) Tapp-Moody; (3) Boussinesq-Schilfgaarde; (4) Hammad; (5) Bouwer-Schilfgaarde. Os símbolos são os mesmos da Tabela 2.

Faixa de int. de prec. (cm/h)	d (cm)	d/H	Ko/q	Teorias				
				(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
0,53 ≤ q ≤ 3,21	0	0	137,6	-63,9	-63,4	-	-	-
	18	7,8	76,5	-5,2	-4,8	-29,0	+9,7	-23,9
	30	8,8	22,9	-2,6	-2,7	-47,4	-17,1	-43,2
1,51 ≤ q ≤ 1,69	0	0	47,8	-50,7	-49,9	-	-	-
	3	0,4	46,6	-32,7	-52,3	-37,2	+16,4	-33,8
	6	1,1	46,8	-26,6	-37,4	-33,7	+11,5	-29,8
	12	2,7	46,2	-10,2	-15,8	-28,9	+10,7	-24,3
	18	5,5	45,5	-7,4	-8,9	-33,8	-0,1	-29,1
	24	9,6	45,9	+0,7	+1,7	-33,4	+2,4	-28,3
0,75 ≤ q ≤ 1,28	30	13,6	43,4	+18,6	+18,9	-32,1	+8,3	-26,6
	0	0	58,7	-57,8	-57,9	-	-	-
	3	0,7	76,6	-27,9	-43,8	-33,2	+48,5	-29,5
	6	1,6	77,3	-20,8	-29,3	-28,9	+32,4	-24,7
	12	4,8	88,1	-11,5	-13,8	-28,5	+15,9	-23,8
	18	9,0	92,1	-1,5	-1,0	-26,6	+14,9	-21,3
	24	17,1	96,1	+29,0	+30,6	-10,1	+43,8	-3,4
	30	25,0	87,5	+2,9	+4,6	-44,6	-8,3	-39,9

Pela teoria de Bouwer-Schilfgaarde na Tabela 6, o S médio foi de 113,1 cm, com o CV de 12,8%. Notou-se uma diferença de 5,5% entre o S médio estimado por essa teoria e o estimado pela teoria de Boussinesq-Schilfgaarde.

A Fig. 2 sintetiza o número de vezes, em forma percentual, que os valores de S, independentemente do material poroso, encontram-se numa faixa de desvio percentual entre o S estimado e o real baseado numa das teorias para  $d \neq 0$ . Nessa figura não foram incluídas estimativas de S, quando  $d = 0$ , para não haver interferência na análise comparativa entre as teorias de Glover e Tapp-Moody e as de Boussinesq-Schilfgaarde, Hammad e Bouwer-Schilfgaarde, que não são válidas para  $d = 0$ .

A interpretação da Fig. 2 é a seguinte: a teoria de Glover foi utilizada 26 vezes nos cálculos

de espaçamento, quando  $d \neq 0$ . Em 30,8% das 26 vezes, o desvio entre o valor estimado por ela e o real ficou na faixa de -5% a +5%, ou seja,  $\pm 5\%$ .

Analisando as eficiências das teorias de drenagem para os dois tipos de material poroso, de maneira conjunta, por meio da Fig. 2, observa-se que as teorias de Glover e de Hammad apresentaram os melhores desempenhos. A teoria de Boussinesq-Schilfgaarde apresentou a mais baixa eficiência, principalmente na faixa de pequeno desvio da média (até  $\pm 10\%$ ), ocorrendo o mesmo tipo de comportamento para a teoria de Bouwer-Schilfgaarde, para essa mesma faixa.

Para os dois tipos de material poroso, nos 26 cálculos de espaçamento resultantes de cada teoria, e para  $d \neq 0$ , observou-se que, para um

**TABELA 5.** Desvios percentuais entre os valores estimados de espaçamento (S) calculados por cinco equações e o valor real de 149 cm, obtidos em solo mineral, para diferentes alturas do tubo de dreno em relação à camada impermeável (d) e faixas de precipitação (q). (1) Glover; (2) Tapp-Moody; (3) Boussinesq-Schilfgaarde; (4) Hammad; (5) Bouwer-Schilfgaarde. Os símbolos são os mesmos da Tabela 2.

Faixa de int. de prec. (cm/h)	d (cm)	d/H	Ko/q	Teorias				
				(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
$0,08 \leq q \leq 0,10$	0	0	14,7	-15,6	-17,4	-	-	-
	3	0,2	11,1	-22,5	-59,7	-20,4	-3,1	-20,9
	6	0,3	15,7	-1,1	-34,4	-7,1	+24,0	-7,7
	12	0,9	12,1	-8,6	-23,9	+16,3	+3,6	-16,8
	24	3,1	14,3	-7,2	-10,6	-37,2	-14,6	-32,7
	30	4,6	14,8	+1,8	-1,0	-42,8	-15,7	-38,3
$0,05 \leq q \leq 0,07$	0	0	17,1	-39,6	-40,8	-	-	-
	3	0,2	16,7	-27,5	-58,8	-24,3	+1,1	-24,8
	6	0,5	17,0	-29,5	-46,8	-25,3	-1,8	-21,1
	12	1,1	20,1	-10,8	-21,3	-13,4	+14,0	-8,1
	18	2,6	23,7	-5,4	-9,6	-24,8	+3,8	-19,7
	24	4,1	22,2	+3,0	+1,8	-24,4	+6,6	-18,9
q = 0,04	30	6,7	24,7	+8,6	+8,7	-32,7	+0,4	-27,4
	18	2,9	28,7	+1,7	-1,4	-13,9	+21,9	-8,1

**TABELA 6.** Valores médios de espaçamentos estimados ( $\bar{S}$ )\*, desvios-padrão (DP) e coeficientes de variação (CV) para duas faixas de distância d entre o dreno e a camada impermeável.

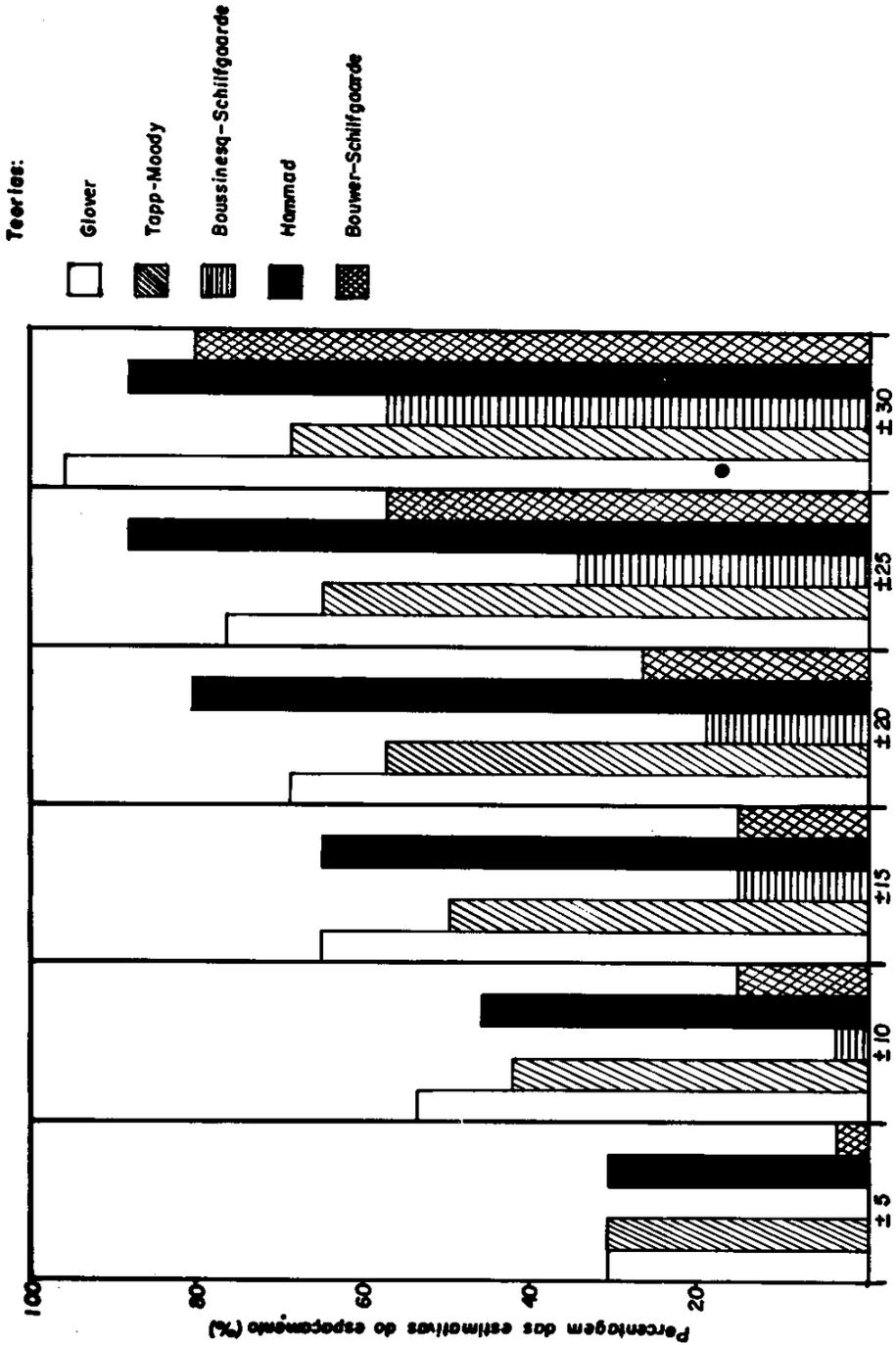
Equação	$\bar{S}$ para d $\leq$ 30 (cm)	DP (cm)	CV (%)	$\bar{S}$ para d $\neq$ 0 (cm)	DP (cm)	CV (%)
Glover	128,8	30,7	23,8	138,0	21,8	15,8
Tapp-Moody	118,2	37,0	31,3	125,4	34,6	27,5
Boussinesq-Schilfg.	-	-	-	107,2	15,0	14,0
Hammad	-	-	-	162,1	23,8	14,7
Bouwer-Schilfgaarde	-	-	-	113,1	14,5	12,8

\* Médias de 31 observações feitas nos dois tipos de solo, quando d  $\leq$  30 cm, e 26 observações, quando d  $\neq$  0.

desvio percentual de até  $\pm 15\%$  entre o valor estimado de S e o real, a teoria de Glover e de Hammad alcançaram 65,4% dos seus cálculos; a de Tapp-Moody, 50,0%; a de Bouwer-Schilfgaarde e de Boussinesq-Schilfgaarde, 15,4%. Para um desvio de até  $\pm 30\%$ ; a teoria de Glover

obteve 96,2% dos seus cálculos; a de Hammad, 88,5%; a de Bouwer-Schilfgaarde, 80,8%; a de Tapp-Moody, 69,2%, e de Boussinesq-Schilfgaarde, 57,7% (Fig. 2).

Conjuntamente à parte I deste trabalho (Albuquerque et. al. 1990), a ordem de preferência



Desvio percentual entre o espaçamento estimado e o real (%)  
 FIG. 2. Percentagem das estimativas do espaçamento (S) para cada faixa de desvio percentual entre o valor de S estimado pelas teorias de regime não-permanente e o valor real de 149 cm.

das teorias, válidas para regime de escoamento permanente e não-permanente, foi a seguinte: Donnan-Hooghoudt, Glover, Hammad, Tapp-Moody, Hooghoudt, Bouwer-Schilfgaarde, Boussinesq-Schilfgaarde e Kirkham.

### CONCLUSÕES

1. As teorias de Glover e de Tapp-Moody, utilizadas para avaliar o valor de S na condição em que o tubo de dreno tocava a camada impermeável ( $d = 0$ ), mostraram-se ineficazes, particularmente para altas relações entre a condutividade hidráulica saturada ( $K_0$ ) e a intensidade de precipitação ( $q$ ), em qualquer um dos solos estudados.

2. Dentre as equações avaliadas, a de Glover e a de Hammad foram as que apresentaram os melhores desempenhos. À medida que o dreno se afastou da camada impermeável, a equação de Glover tornou-se mais eficiente.

3. De modo geral, os resultados obtidos indicam a seguinte ordem de preferência das teorias de drenagem, válidas para regime de escoamento não-permanente: Glover, Hammad, Tapp-Moody, Bouwer-Schilfgaarde e Boussinesq-Schilfgaarde..

### REFERÊNCIAS

- ALBUQUERQUE, P.E.P. de; FERREIRA, P.A.; LOUREIRO, B.T.; BERNARDO, S. Validade de algumas equações de drenagem para espaçamento de drenos cobertos. I. Regime de escoamento permanente. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, v.25, n.3, p.353-363, 1990.
- ASSEED, M.; KIRKHAM, D. Depth of barrier and water-table fall in a tile drainage model. *Soil Science Society of America, Proceedings*, v.30, p.292-298, 1966.
- DUMM, L.D. Transient-flow concept in subsurface drainage: its validity and use. *Transactions of the ASAE*, v.7, p.142-146, 1964.
- GLOVER, R.E. Use of mathematical models in drainage design. *Transactions of the ASAE*, v.9, p.210-212, 1966.
- GROVER, B.L.; KIRKHAM, D. A glassbead-glycerol model for non-steady-state tile drainage. *Soil Science Society of America, Proceedings*, v.25, p.91-94, 1961.
- KIRKHAM, D. Steady-state theories for drainage. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, v.92, p.19-39, 1966.
- KIRKHAM, D.; POWERS, W.L. An exact theory of seepage of steady rainfall into tile and ditch drained land of finite depth. In: INTERN. CONGRESS OF SOIL SCIENCE, 8., 1964, Bucharest, Romania. *Transactions...* Bucharest: House of the Academy of the Socialist Republic of Romania, 1964. v.2, p.39-44.
- LAMSTER, E.C. Programa nacional de aproveitamento racional de várzeas - Provárzeas nacional. *Informativo Agropecuário*, v.65, p.3-8, 1980.
- LUTHIN, J.N. *Drainage engineering*. New York: Roberto E. Krieger Publishing Co. Huntington, 1973. 250p.
- NWA, E.U.; TWOCOCK, J.G. Drainage design theory and practice. *Journal of Hydrology*, v.9, p.259-276, 1969.
- PIRES, E.T. *Redes de fluxo de água e dimensionamento de sistemas de drenagem, usando três tipos de solos*. Viçosa: UFV, 1980. 67p. Tese de Mestrado.
- ROCHESTER, E.W.; KRIZ, G.J. Model study of boundary effects on ditch drainage. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, v.94, p.493-504, 1968.
- SCHILFGAARDE, J. van. Non-steady flow to drains. In: SCHILFGAARDE, J. van. *Drainage for agriculture*. Madison: American Society of Agronomy, 1974. Part V. (Agronomy, 17).
- SKAGGS, R.W. Determination of hydraulic conductivity-drainage porosity ratio from water-table measurements. *Transactions of the ASAE*, v.19, p.73-84, 1976.
- SKAGGS, R.W.; KRIZ, G.J.; BERNAL, R. Field evaluation of transient drain spacing equations. *Transactions of the ASAE*, v.16, p.590-595, 1973.

TALSMA, T.; HASKEW, H.C. Investigation of water-table response to tile drains in comparison with theory. **Journal of Geophysical Research**, v.64, p.1933-1944, 1959.

TAYLOR, G.S. Drainable porosity evaluation outflow measurements and its use in drawdown equations. **Soil Science**, v.90, p.338-343, 1959.