TEORIA DO FLUXO DA ÁGUA EM SOLOS NÃO SATURADOS: NOVOS CONCEITOS E APLICAÇÕES

CELSO LUIZ PREVEDELLO

Orientador: Prof. Dr. PAULO LEONEL LIBARDI

Tese apresentada à Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", da Universidade de São Paulo, para obtenção do título de Doutor em Agronomia. Área de Concentração: Solos e Nutrição de Plantas.

PIRACICABA
Estado de São Paulo - Brasil
Fevereiro - 1987

Aos meus *pais* e *irmãos*;

À minha esposa, *Beatriz*,

e aos nossos filhos:

Daniel, Luciano, Endrigo e Juliana,

D E D I C O

AGRADECIMENTOS

Meus agradecimentos às pessoas e às instituições que tornaram possível a realização deste trabalho, especialmente:

- Ao Prof. Dr. *Paulo Leonel Libardi*, pela orientação e amizade.
- Ao Prof. Dr. *Klaus Reichardt*, pela amizade e apoio.
- Aos amigos *Sergio Oliveira Moraes*, *João Eduardo Pilotto*, *Sebastião Alberto de Oliveira*, *Jorge Kazuo Yamamoto*, *Reynaldo Luiz Victória*, *Luiz Antonio Martinelli*, *Alvaro Pires da Silva*, *Rivail Salvador Lourenço*, *José Ademir Rodrigues* e outros que, de alguma forma, colaboraram na realização deste trabalho.
- Aos Professores do Curso de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas da ESALQ/USP, pelos ensinamentos recebidos.
- Aos funcionários *Luiz Angeleli* e *Manoel Israel*, pela ajuda no experimento de campo.
- À *Universidade Federal do Paraná* (Setor de Ciências Agrárias, Departamento de Engenharia e Tecnologia Rurais), e à *Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz"*, pela oportunidade de realização do Curso.
- Ao *Plano Institucional de Capacitação de Docentes* da CAPES, pela Bolsa de Estudos.

CONTEÚDO

página

1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO DE LITERATURA	4
2.1. Resumo da evolução histórica da teoria do fluxo de água em solos não saturados	4
2.2. Principais métodos de determinação das funções con- dutividade e difusividade hidráulicas dos solos não saturados	6
2.2.1. Métodos baseados na condição de regime de flu- xo permanente	7
2.2.2. Métodos baseados na condição de regime de flu- xo não permanente	8
2.2.2.1. Utilizando a técnica da entrada ou saída do fluxo	8
2.2.2.2. Utilizando a técnica do perfil ins- tantâneo	10
3. CONSIDERAÇÕES TEÓRICAS	14
3.1. Derivação da equação diferencial geral que governa o fluxo de água em solos não saturados	14
3.2. Base teórica para a hipótese formulada	18
3.3. Método proposto para a determinação da função difu- sividade hidráulica global, $D_g(\theta)$	22
4. MATERIAL E MÉTODOS	27
4.1. Considerações gerais	27
4.2. Experimento em Terra Roxa Estruturada	28
4.2.1. Local do experimento e características do cli- ma e solo	28
4.2.2. Instalação do experimento	30
4.2.3. Saturação do solo na parcela experimental ...	37
4.2.4. Curvas de calibração da sonda de neutrons e perfis de umidade em função do tempo	40

4.2.5. Perfis de potencial matricial em função do tempo	42
4.2.6. Uso da função "Spline" cúbica na obtenção dos perfis de umidade e de potencial matricial em função da profundidade, e nos cálculos das armazenagens e fluxos da água no solo	43
4.2.7. Difusividades global, matricial e gravitacional, e condutividade hidráulica	46
4.3. Experimento em Duna de Areia (dados fornecidos por CHO <u>et alii</u> , 1977)	48
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	51
5.1. Experimento em Terra Roxa Estruturada	51
5.1.1. Massa específica do solo	51
5.1.2. Curvas de calibração da sonda de neutrons ...	51
5.1.3. Perfis de umidade em função do tempo	56
5.1.4. Perfis de potencial matricial em função do tempo	56
5.1.5. Perfis de umidade e de potencial matricial em função da profundidade	108
5.1.6. Difusividades global, matricial, gravitacional, e condutividade hidráulica	109
5.2. Experimento em Duna de Areia	158
5.3. Roteiro para determinação da função $D_g(\theta)$	162
6. CONCLUSÕES	235
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	236
APÊNDICE A	245
APÊNDICE B	250
APÊNDICE C	254

RESUMO

PREVEDELLO, C.L. Teoria do fluxo da água em solos não saturados: novos conceitos e aplicações. 264 p. (Doutorado - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" da Universidade de São Paulo). Professor Orientador: Prof. Dr. Paulo Leonel Libardi.

A partir de duas funções matemáticas que expressam as dependências dos potenciais matricial e gravitacional (energia/peso) com a umidade e coordenada de posição vertical, são propostas novas equações para a quantificação e descrição do fluxo vertical da água em solos não saturados, em termos de novos conceitos de difusividades hidráulicas: matricial (D_m), gravitacional (D_z) e global (D_g). É proposto também um método de determinação da difusividade hidráulica global em função do conteúdo de água, em qualquer camada de um perfil de solo, desde que cada camada do perfil possa ser considerada hidraulicamente homogênea. O método de HILLEL et alii (Soil Sci., 114:395-400, 1972), foi utilizado para comprovar a validade da teoria proposta em dois solos distintos, um deles classificado como Terra Roxa Estruturada (Paleudalf óxico), localizado no campus de Piracicaba da Universidade de São Paulo (latitude $20^{\circ}42'30''$ S; longitude $47^{\circ}38'00''$ O), e o outro, como Duna de Areia (provavelmente Quartzipsamment), localizado dentro do Instituto de Pesquisas de Dunas de Areia, Fa-

culdade de Agricultura da Universidade de Tottori, Japão (latitude $35^{\circ}32'N$; longitude $134^{\circ}12'L$). A teoria proposta é válida para meios porosos hidraulicamente homogêneos, podendo também, para propósitos práticos, ser aplicada em meios aproximadamente homogêneos do ponto de vista hidráulico. São analisados três critérios para identificação de meios porosos hidraulicamente homogêneos, e dos três: (a) morfológico, (b) através da função F (proposta no trabalho), e (c) da família de curvas características, o primeiro nem sempre conduz a resultados satisfatórios, o segundo é o mais apropriado, e o terceiro é de interesse prático, preferível ao primeiro, porém, menos preciso que o segundo.

SUMMARY

PREVEDELLO, C.L. Theory of the water flow in unsaturated soils:

New concepts and uses. 264 p. (Ph.D. - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz"; University of São Paulo, Piracicaba, SP, Brazil). Adviser professor: Paulo Leonel Libardi

From two mathematical functions of matric and gravitational potentials as a function of soil-water content and soil depth, new equations are proposed to quantify and to describe the vertical water flux in unsaturated soil, in terms of new concepts of matric, gravitational and global diffusivities. A method to determine the global water diffusivity as a function of soil-water content in any soil layer of a soil profile, provided that the layer can be considered homogeneous from the hydraulic point of view, is also proposed. The HILLEL et alii (Soil Sci., 114: 395-400, 1972) procedure was utilized to confirm the validity of the proposed theory in two different soils, one classified as Oxic Paleudalf, located in the campus of the University of São Paulo, in Piracicaba, SP, Brazil ($20^{\circ}42'30''S$; $47^{\circ}38'00''W$; 580 m above sea level) and the other as a Quartzipsamment, located in Japan, Research Institute of Sand Dunes, College of Agriculture of the University of Tottori ($35^{\circ}32'N$, $134^{\circ}12'E$). The proposed theory is valid to homogeneous porous media from the hydraulic point of view

but, to practical purposes, it can also be applied to approximately homogeneous porous media from that point of view. Three criteria to identify homogeneous porous media from the hydraulic point of view are analysed: (a) morphologic, (b) through the F function (proposed in the work), and (c) from the family of characteristic curves. The first one not always lead to satisfactory results; the second is the more appropriated one; and the third one is of practical interest, preferable to the first, but less precise than the second.

1. INTRODUÇÃO

DARCY (1856) foi o primeiro a estabelecer uma equação que possibilitasse a quantificação do fluxo de água em solos saturados. Ele verificou que a densidade de fluxo é igual ao produto do gradiente de potencial hidráulico dentro do solo, pela sua condutividade hidráulica. Por outro lado, embora o fluxo de água em solos saturados seja importante, os solos geralmente não se encontram neste estado, mas mesmo assim, armazenam considerável quantidade de água, parte da qual deve ser utilizada pelas plantas. Os processos de fluxo de água em solos não saturados fazem parte de assuntos científicos terrestres do ciclo hidrológico e de problemas relacionados com irrigação, ecologia de plantas, e com a biologia da fauna e flora do solo. Processos específicos de grande interesse e importância incluem: infiltração, redistribuição, evaporação e retenção de água pelos solos, e a extração de água pelas plantas. Contudo, nas aplicações quantitativas da teoria do fluxo em tais processos, quando se visa entendê-los com profundidade e obter uma maior eficiência no uso da água e dos insumos na agricultura, há necessidade do conhecimento das características hidráulicas dos solos envolvidos.

Em condições de não saturação, a primeira modificação na equação de DARCY (1856), envolve o reconhecimento de que os poros ocupados por ar reduzem a área efetiva ao fluxo, aumentando a tortuosidade do fluxo remanescente. Assim, a condutividade hidráulica em

fluxos não saturados, é menor que para fluxos saturados, e dependente do conteúdo de água ou potencial matricial do meio. Argumentos desse tipo foram primeiramente considerados por BUCKINGHAM (1907), com base na analogia com fluxos de calor e elétrico, sem menção à equação de DARCY (1856). A conexão com a equação de DARCY (1856) foi notada posteriormente por ISRAELSEN (1927); e RICHARDS (1961), bem como SWARTZENDRUBER (1966,1969), têm chamado esta equação de fluxo de água em solos não saturados como "equação de Buckingham-Darcy". BUCKINGHAM (1907) introduziu ainda uma nova função na teoria do fluxo de água em solos não saturados (embora sem dar nome a ela), definida como a razão entre a condutividade hidráulica e a capacidade específica de água, essa obtida pela tangente na curva de retenção para um dado valor de umidade ou potencial matricial. Mais tarde, essa função foi chamada de difusividade da água, por CHILDS & COLLIS-GEORGE (1948).

RICHARDS (1931) combinou a equação de Buckingham-Darcy com a equação da continuidade e obteve a equação diferencial geral que governa o fluxo de água em solos não saturados, explícita e implicitamente em termos das funções condutividade e difusividade, respectivamente.

Todavia, se por um lado o conceito de difusividade trouxe vantagens, por outro trouxe também desvantagens. Vantagens na quantificação do fluxo dos processos na direção horizontal (definido simplesmente como o produto da difusividade pelo gradiente de umidade, dispensando o uso de instrumentos de recursos limitados, como os tensiômetros), e no tratamento matemático analítico e experimental desses processos, onde a equação diferencial geral do fluxo expressa em termos da difusividade, encontra muitas soluções já disponíveis (por exemplo, CARSLAW & JAEGER, 1976; CRANK, 1975), quando envolvem

condições iniciais e de contorno aplicáveis aos processos de fluxo de água. Desvantagens na quantificação do fluxo dos processos na direção vertical (sendo função de ambas: condutividade e difusividade), e no tratamento matemático analítico desses processos, onde a equação diferencial geral do fluxo resulta em soluções altamente complexas.

Assim, embora o conceito de difusividade como originalmente proposto por BUCKINGHAM (1907) tenha trazido grandes contribuições à teoria do fluxo não saturado de água na direção horizontal, este conceito parece merecer ainda novos estudos, devendo ser revisto e ampliado, visando os mesmos objetivos para a direção vertical. Esta situação é altamente desejável, porquanto a maioria dos processos de fluxo no solo sob condições principalmente de campo, realizam-se na presença do potencial gravitacional.

Dessa forma, a partir da definição de duas funções matemáticas que expressam as dependências dos potenciais matricial e gravitacional com a umidade e coordenadas de posição vertical e, admitindo a validade da equação de Buckingham-Darcy para a quantificação do fluxo de água em solos não saturados, este trabalho teve por objetivos:

- i) propor a introdução de novos conceitos de difusividades hidráulicas na teoria do fluxo de água em solos não saturados;
- ii) propor uma nova equação para a quantificação e para a descrição do fluxo vertical da água em solos não saturados, em termos de um novo conceito de difusividade hidráulica global;
- iii) propor um método de determinação da difusividade hidráulica global em função do conteúdo de água, em qualquer camada de um perfil de solo, desde que cada camada do perfil possa ser considerada hidraulicamente homogênea; e
- iv) comprovar a validade da teoria proposta.

2. REVISÃO DE LITERATURA

Neste capítulo é apresentado primeiramente um resumo dos principais trabalhos científicos que marcaram a evolução histórica da teoria do fluxo de água em solos não saturados, cujas contribuições foram decisivas para o estabelecimento das bases teóricas gerais. Posteriormente, é apresentado um levantamento dos vários métodos disponíveis para a determinação das funções condutividade e difusividade da água nos solos não saturados, identificando-se os princípios, vantagens e desvantagens dos mesmos.

2.1. Resumo da evolução histórica da teoria do fluxo de água em solos não saturados

DARCY (1856), trabalhando com colunas de areia saturada de água, foi o primeiro a estabelecer uma equação que possibilitasse a quantificação do fluxo de água em solos saturados. Ele estabeleceu que a quantidade de água que passa por unidade de tempo e de área através de um solo, é igual ao produto do gradiente de potencial hidráulico dentro do solo, pela sua condutividade hidráulica.

SLICHTER (1898) combinou a equação de DARCY (1856) com a equação da continuidade e obteve a equação diferencial geral que governa o fluxo de água em solos saturados.

Em condições de não saturação, a primeira modificação na equação de DARCY (1856) envolve o reconhecimento de que os poros ocupados por ar reduzem a área efetiva ao fluxo, aumentando a tortuosidade do fluxo remanescente. Assim, a condutividade hidráulica em fluxos não saturados, é menor que para fluxos saturados, e dependente do conteúdo de água ou potencial matricial do meio. Argumentos desse tipo foram primeiramente considerados por BUCKINGHAM (1907), com base na analogia com fluxos de calor e elétrico, sem menção à equação de DARCY (1856).

ISRAELSEN (1927) notou a semelhança da equação de DARCY (1856) com a de BUCKINGHAM (1907) para solos não saturados, e RICHARDS (1961), bem como SWARTZENDRUBER (1966,1969), em reconhecimento ao trabalho de BUCKINGHAM (1907), têm chamado esta equação de fluxo de água em solos não saturados, como "equação de Buckingham-Darcy".

BUCKINGHAM (1907) introduziu ainda uma nova função na teoria do fluxo de água em solos não saturados (embora sem dar nome a ela), definida como a razão entre a condutividade hidráulica e a capacidade específica de água, essa obtida pela tangente na curva de retenção para um dado valor de umidade ou potencial matricial. Mais tarde, essa função foi chamada de difusividade da água, por CHILDS & COLLIS-GEORGE (1948). Por este conceito, basta possuir a curva de retenção e a função condutividade para que a função difusividade seja conhecida, ou vice-versa. Isto promoveu, até certo ponto, um grande avanço na obtenção de metodologias destinadas à determinação dessas funções, particularmente em experimentos onde o potencial gravitacional pode ser negligenciado, pois dessa forma, as equações que as regem são mais facilmente solúveis do que quando o potencial gravitacional deve ser considerado. Promoveu ainda vantagens no tratamento

experimental dos ensaios, onde as condições iniciais e de contorno podem ser propostas em termos de umidade, dispensando assim o uso de instrumentos de recursos limitados, como os tensiômetros.

Finalmente, RICHARDS (1931) combinou a equação de Buckingham-Darcy com a equação da continuidade e obteve a equação diferencial geral que governa o fluxo de água em solos não saturados. Embora RICHARDS (1931) não apresente a mesma equação diferencial posta em termos da função difusividade, ele reconheceu explicitamente que o uso da condutividade em função da umidade ou do potencial matricial, era estritamente uma questão de notação matemática. Por esta razão, SWARTZENDRUBER (1969) sugere que ambas as formas da equação diferencial geral, possam ser apropriadamente referidas como "equações de Richards" .

2.2. Principais métodos de determinação das funções condutividade e difusividade hidráulicas dos solos não saturados

A rigor, de acordo com o regime de fluxo que se estabelece no solo, pode-se dividir os métodos de determinação das funções condutividade e difusividade, em dois grandes grupos: i) métodos baseados na condição de regime de fluxo permanente, e ii) métodos baseados na condição de regime de fluxo não permanente. No primeiro caso, o fluxo volumétrico e o gradiente de potencial hidráulico são medidos em um sistema de fluxo unidirecional, onde a umidade não varia com o tempo. Neste caso, a equação de Buckingham-Darcy é usada diretamente para determinar a condutividade, sendo que ela é associada com o potencial matricial ou umidade na posição e tempo nos quais o fluxo e o

gradiente são medidos. No segundo caso, a dependência temporal de alguns aspectos do comportamento do sistema de fluxo é usado para a determinação da função condutividade ou difusividade. Este grupo compreende os métodos que se utilizam de uma das seguintes técnicas: i) técnica da entrada ou saída do fluxo, e ii) técnica do perfil instantâneo.

2.2.1. Métodos baseados na condição de regime de fluxo permanente

RICHARDS (1931) provavelmente foi o primeiro a apresentar um método de determinação da condutividade hidráulica. Ele utilizou uma pequena coluna de solo entre duas placas porosas de cerâmica, mantendo um regime de fluxo constante entre ambas. Quando esta condição era atingida, a condutividade era então facilmente determinada pela aplicação direta da equação de Buckingham-Darcy.

Outra versão dos métodos baseados na condição de regime de fluxo permanente, é apresentada por CHILDS & COLLIS-GEORGE (1950) que utilizaram uma coluna relativamente grande de solo, submetendo-a a um suprimento de fluxo constante na superfície e mantendo um lençol freático na base. Nestas condições, haverá um fluxo descendente e, sob condições de regime permanente, 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 como uma função do potencial matricial ou umidade. 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 & BENYAMINI (1973) adaptaram este método para condições de campo.

Em geral, os métodos baseados na condição de regime de fluxo permanente apresentam a desvantagem de requererem longos períodos de tempo para estabelecer o fluxo constante, sendo caracterizados primariamente como métodos de laboratório (KLUTE, 1972).

2.2.2. Métodos baseados na condição de regime de fluxo não permanente

2.2.2.1. Utilizando a técnica da entrada ou saída do fluxo

GARDNER (1956), através da utilização do aparelho de câmara de pressão, cuja descrição detalhada pode ser encontrada em RICHARDS (1965), desenvolveu um método inerentemente de laboratório para a determinação tanto da função condutividade como da difusividade, através de simplificações que linearizam a equação diferencial geral do fluxo não saturado, tornando-a mais facilmente solúvel. Ele assumiu negligível a componente gravitacional do fluxo, porquanto a altura da amostra era de alguns centímetros, e que para pequenos incrementos de pressão dentro da câmara, a condutividade e a difusividade podiam ser consideradas constantes durante o processo, e a curva de retenção linear. MILLER & ELRICK (1958), PECK (1966), KUNZE & KIRKHAM (1962) e outros, refinaram o método de GARDNER (1956) no sentido de evitar o problema da resistência da placa porosa, enquanto que JACKSON et alii (1963) e DAVIDSON et alii (1966) examinaram o método e concluíram que ele não é prático o suficiente para se usar pequenos incrementos de pressão e validar a suposição da condutividade e difusividade constantes, além de apresentar extrema dificuldade na obtenção

de repetições.

Um outro método, também de laboratório, comumente conhecido como "one-step method", foi descrito por DOERING (1965), com base em algumas análises prévias de GARDNER (1962) sobre a técnica de separação de variáveis e solução da equação diferencial geral do fluxo não saturado, escrita em termos da difusividade. GARDNER (1962) assumiu que a função difusividade podia ser representada como um produto de uma função do tempo, e que durante a saída do fluxo da amostra previamente saturada, o conteúdo de água era aproximadamente uniforme com respeito à posição. Desde que neste método somente um incremento de pressão é necessário, maior rapidez na determinação podia ser obtido, comparado com o método de GARDNER (1956). De qualquer forma, DOERING (1965) não previu a resistência da membrana, embora tenha concluído que os valores da difusividade eram mais compatíveis do que aqueles produzidos pelo método de GARDNER (1956).

BRUCE & KLUTE (1956) descrevem um outro método, também de natureza laboratorial, para determinar a função difusividade com base na distribuição espacial do conteúdo de água para um tempo fixado num sistema de fluxo de infiltração horizontal. Eles utilizaram a técnica da transformação de Boltzmann para a solução da equação diferencial geral do fluxo não saturado, por separação de variáveis, transformando-a numa equação diferencial ordinária. WHISLER et alii (1968), utilizando a mesma técnica, desenvolveram um método para determinação da função difusividade com base na distribuição temporal do conteúdo de água para uma posição fixada. Segundo KLUTE (1972), este método é mais conveniente para ser usado com a técnica de atenuação gama, enquanto que o método de BRUCE & KLUTE (1956) por amostragem gravimétrica da umidade. Ambos os métodos são laboratoriais.

Os métodos até agora citados se destinam à obtenção da função difusividade para relativamente altos valores de umidade. Para solos relativamente secos, JACKSON (1964a e 1964b) apresenta métodos de determinação da difusão do vapor de água baseados nas isotermas de adsorção e desorção dos conteúdos de água entre 0 e $0,07 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$. Já CASSEL et alii (1968), para valores intermediários de umidade, toda-via com a técnica do perfil instantâneo, que se descreve a seguir.

2.2.2.2. Utilizando a técnica do perfil instantâneo

Quando se integra a equação da continuidade para uma direção, com relação à distância, obtém-se que a diferença entre os fluxos nas distâncias correspondentes aos limites de integração, e-quivale à integral das variações da umidade com o tempo dentro dos mesmos limites de integração. Se se conhece a variação da umidade com a profundidade e com o tempo, então esta integral pode ser avaliada e, se um dos fluxos é conhecido, o outro pode ser estimado. Esta técnica, que como se nota, se aplica em condições de regime de fluxo não per-manente, é conhecida com o nome de "perfil instantâneo", largamente utilizada tanto em experimentos de campo como de laboratório, todavia com muitas variações nas análises dos dados, uma vez que as condições de contorno não necessitam serem constantes, ou conhecidas em deta-lhes (KLUTE, 1972).

RICHARDS & WEEKS (1953) foram provavelmente os primei-ros a utilizarem esta técnica em experimentos de colunas, e RICHARDS et alii (1956), os primeiros em experimentos de campo. Os primeiros mediram o fluxo de drenagem de uma coluna posicionada horizontalmente e fechada numa de suas extremidades, medindo os potenciais matricial ao longo da mesma em função do tempo, através de leituras em tensiô-

metros munidos com manômetros de mercúrio; as variações de umidade com a distância e com o tempo eram obtidas a partir da curva de retenção. 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 manômetros de mercúrio instalados a diversas profundidades e amostragem do solo nas mesmas profundidades para medida da umidade, 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 nulo.

OGATA & RICHARDS (1957) simplificaram bastante o procedimento de RICHARDS et alii (1956) eliminando o fluxo na superfície com a cobertura de uma lona plástica, de modo que somente o processo de drenagem ocorresse. Este mesmo procedimento foi também utilizado posteriormente por NIELSEN et alii (1962), HILLEL et alii (1972), Van BAVEL et alii (1968), CHO et alii (1977) e outros, com a diferença de que a umidade do solo em função da profundidade e do tempo de redistribuição era medida com auxílio da técnica de moderação de nêutrons e não gravimetricamente como originalmente utilizada por OGATA & RICHARDS (1957). Atualmente, a utilização da sonda de nêutrons está sendo bastante empregada em condições de campo, principalmente pela vantagem que apresenta com relação ao método gravimétrico em não ser destrutiva. Em nosso meio, trabalhos desta natureza utilizando sonda de nêutrons foram realizados por REICHARDT & LIBARDI (1974), GROHMANN et alii (1976), SAUNDERS et alii (1978), e outros.

LIBARDI (1978) destaca o trabalho de HILLEL et alii (1972) pelo fato de apresentar um roteiro simples e completo para a determinação da função condutividade em condições de campo. PREVEDELLO et alii (1981) simplificaram o método de HILLEL (1972), com re-

sultados satisfatórios.

Como se verifica, embora todos estes métodos tenham em comum a técnica do perfil instantâneo, esta teoria não exige uniformidade das propriedades hidráulicas do sistema de fluxo e nem que as condições de contorno sejam necessariamente constantes ou conhecidas em detalhes. Como consequência, as variações na análise dos dados são muitas. ROSE et alii (1965), por exemplo, determinaram a função condutividade em diversas profundidades de um solo estratificado sob condições de evaporação e redistribuição simultaneamente, sendo que o fluxo de evaporação foi estimado assumindo ser igual ao fluxo de evaporação potencial e calculado pela equação de Penman. O objetivo era mostrar como a função condutividade podia ser determinada em condições de campo para uma ampla variação nos conteúdos de água no solo.

GARDNER (1970), assumindo a umidade do solo como função do tempo mas não função da profundidade durante o processo de redistribuição, transformou a equação de Richards num método para determinação da difusividade em função do potencial matricial. Este método foi utilizado por NIELSEN et alii (1972), que concluíram ser perfeitamente adequado para os propósitos práticos, particularmente durante os estágios iniciais da redistribuição.

A técnica do perfil instantâneo pode ser aplicada também em colunas de solo, estratificados ou não, sob condições de laboratório. Muitos métodos são disponíveis, todos variando em detalhes, mas com o mesmo princípio em comum. WATSON (1966) e WEEKS & RICHARDS (1967), por exemplo, determinaram a função condutividade de maneira idêntica a de RICHARDS & WEEKS (1953), sendo que o primeiro utilizou a técnica da atenuação de radiação gama para medir a umidade, tensiômetros com transdutor de pressão para medir o potencial matricial e o

fluxo era vertical; os segundos, além de usarem o solo homogeneamente acondicionado em colunas, utilizaram também colunas de solo com estrutura não deformada.

WIND (1966) utilizou colunas de solo com estrutura não deformada fechadas na base e posicionadas verticalmente, e mediu o fluxo de evaporação a partir dos valores de umidade obtidos das curvas de retenção através de leituras de tensiômetros e elementos de resistência de "nylon". Semelhantemente, FLOCKER et alii (1968) procederam da mesma forma, porém com a diferença de utilizarem a técnica da atenuação de radiação gama para medida da umidade do solo.

VACHAUD & THONY (1971) utilizaram coluna de solo homogêneo fechada na base, e determinaram a função condutividade em experimento que envolvia infiltração no solo previamente seco ao ar, drenagem e redistribuição, através da técnica de atenuação de radiação gama para medida da umidade do solo e tensiômetros com transdutor de pressão para medida do potencial matricial, procurando ao longo da coluna as posições nas quais o fluxo se tornava nulo. Este procedimento é semelhante ao utilizado por RICHARDS et alii (1956) em condições de campo.

Finalmente, uma variante da técnica do perfil instantâneo é aquela de se considerar gradiente de potencial hidráulico unitário, uma aproximação que tem sido explorada por BLACK et alii (1969), DAVIDSON et alii (1969) e LIBARDI et alii (1980), os quais recomendam em solos identificados como homogêneos. Neste aspecto, LIBARDI et alii (1980) apresentam uma metodologia simplificada para determinação da função condutividade, através apenas de medidas de umidade do solo em função da profundidade e tempo de redistribuição, quando se previne a infiltração e evaporação através da superfície do solo.

3. CONSIDERAÇÕES TEÓRICAS

3.1. Derivação da equação diferencial geral que governa o fluxo de água em solos não saturados.

A primeira equação que possibilitou a quantificação do fluxo de água num solo saturado foi desenvolvida por DARCY (1856), que escrita na forma diferencial é:

$$q_0 = -K_0 \frac{d\psi_h}{ds} \quad (1)$$

onde q_0 é o fluxo de água em solo saturado ao longo de um segmento dirigido ds , isto é, o volume de água que flui por unidade de área e de tempo; K_0 é a condutividade hidráulica do solo saturado; ψ_h é o potencial hidráulico da água no solo (igual à soma dos potenciais de pressão e gravitacional); e s é uma coordenada qualquer de posição.

Para fluxo em solo saturado, a condutividade hidráulica da equação (1) é uma constante e representa uma característica do solo em transmitir água. Para fluxo em solo não saturado, esta característica se torna função da umidade do solo (θ) ou do potencial matricial (ψ_m), de tal maneira que a equação (1) se converte na equação de Buckingham-Darcy, ou seja:

$$q = -K(\theta) \frac{d\psi_h}{ds} \quad (2)$$

onde q é o fluxo não saturado de água; $K(\theta)$ é a condutividade hidráulica do solo não saturado; ψ_h é o potencial hidráulico da água no solo (agora igual à soma dos potenciais matricial e gravitacional).

Os fluxos q ou q_0 das equações anteriores, por se tratar de uma grandeza vetorial, podem ser escritos para qualquer direção. Nesse caso, a coordenada s pode assumir, no sistema cartesiano, os valores x , y ou z , conforme o fluxo seja horizontal (x e y) ou vertical (z). A mesma observação é válida para $K(\theta)$ e K_0 .

Reescrevendo a equação (2) para as direções x , y e z , resulta, respectivamente:

$$q_x = -K_x(\theta) \frac{\partial \psi_h}{\partial x} \quad (3)$$

$$q_y = -K_y(\theta) \frac{\partial \psi_h}{\partial y} \quad (4)$$

$$q_z = -K_z(\theta) \frac{\partial \psi_h}{\partial z} \quad (5)$$

Nas equações (3), (4) e (5) foi usada a derivada parcial no lugar da derivada total para mostrar que y e z são mantidos constantes, enquanto ψ_h varia com x ; similarmente para q_y e q_z .

Se a equação de Buckingham-Darcy for admitida como válida para a quantificação do fluxo em solos não saturados, então a descrição desse fluxo deve obedecer ainda à lei da conservação da massa, a qual, em três dimensões (x , y e z), é expressa por:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \left(\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right) \quad (6)$$

Assim, se na equação (6) os fluxos q_x , q_y e q_z forem substituídos pela equação de Buckingham-Darcy para as respectivas direções, obtém-se a seguinte equação:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K_x(\theta) \frac{\partial \psi_h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K_y(\theta) \frac{\partial \psi_h}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z(\theta) \frac{\partial \psi_h}{\partial z} \right] \quad (7a)$$

conhecida como equação diferencial geral que governa o fluxo de água em solos não saturados, ou equação de Richards, escrita em termos da função condutividade.

Lembrando que o potencial hidráulico ψ_h é igual à soma dos potenciais matricial ψ_m e gravitacional ψ_g , então a equação (7a) pode ser reescrita como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K_x(\theta) \frac{\partial \psi_m}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K_y(\theta) \frac{\partial \psi_m}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z(\theta) \left(\frac{\partial \psi_m}{\partial z} + \frac{\partial \psi_g}{\partial z} \right) \right] \quad (7b)$$

ou

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K_x(\theta) \frac{\partial \psi_m}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K_y(\theta) \frac{\partial \psi_m}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z(\theta) \left(\frac{\partial \psi_m}{\partial z} + 1 \right) \right] \quad (7c)$$

para o caso particular em que ψ_m e ψ_g são expressos em termos de energia por unidade de peso de água (carga hidráulica).

BUCKINGHAM (1907) ainda definiu uma nova função na teoria do fluxo de água em solos não saturados, mais tarde chamada de difusividade hidráulica por CHILDS & COLLIS-GEORGE (1948), ou seja:

$$D(\theta) = \frac{K(\theta)}{c(\theta)} = K(\theta) \frac{d\psi_m}{d\theta} \quad (8)$$

onde $c(\theta)$ é a capacidade específica de água, obtida pela tangente na curva de retenção para um determinado valor de θ ou ψ_m .

Substituindo a equação (8) na equação (7c), esta fica:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial t} = & \frac{\partial}{\partial x} \left[D_x(\theta) \left(\frac{d\theta}{d\psi_m} \right)_x \frac{\partial \psi_m}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[D_y(\theta) \left(\frac{d\theta}{d\psi_m} \right)_y \frac{\partial \psi_m}{\partial y} \right] + \\ & \frac{\partial}{\partial z} \left[D_z(\theta) \left(\frac{d\theta}{d\psi_m} \right)_z \frac{\partial \psi_m}{\partial z} + K_z(\theta) \right] \end{aligned} \quad (9)$$

Se o solo for homogêneo e isotrópico, então os gradientes de potencial matricial podem ser expandidos pela regra da cadeia (HILLEL, 1971), e a equação (9) fica:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} + K(\theta) \right] \quad (10)$$

que é a equação diferencial geral que governa o fluxo de água em solos não saturados homogêneos.

Comparando agora as equações (6) e (10), resulta:

$$q_x = -D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \quad (11)$$

$$q_y = -D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial y} \quad (12)$$

$$q_z = - \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} + K(\theta) \right] \quad (13)$$

3.2. Base teórica para a hipótese formulada

A introdução do conceito de difusividade hidráulica, assim chamada por CHILDS & COLLIS-GEORGE (1948) e originalmente proposto por BUCKINGHAM (1907), até certo ponto contribuiu em muito na teoria do fluxo de água em solos homogêneos não saturados. Como se pode observar pelas equações (11) e (12), a quantificação do fluxo na direção horizontal, portanto, fica simplesmente definida através desta função e do gradiente de umidade, dispensando-se, com isso, o uso de tensiômetros, um instrumento de recursos relativamente limitados. Do mesmo modo, a equação diferencial (equação 10) para a mesma direção, por se apresentar de forma análoga à equação de condução de calor em sólidos, simplifica o tratamento matemático analítico e também experimental dos processos de fluxo, uma vez que muitas soluções podem ser disponíveis (por exemplo, CARSLAW & JAEGER, 1976; CRANK, 1975), quando envolvem condições iniciais e de contorno aplicáveis aos processos de fluxo de água (HILLEL, 1971). Por outro lado, o mesmo não se verifica para a direção vertical, onde a equação (13) mostra que o fluxo é função de ambas: difusividade e condutividade. Além disso, a equação diferencial (equação 10) nessa direção, resulta num tratamento matemático analítico altamente complexo. Evidentemente, essa situação é indesejável, porquanto a maioria dos processos de fluxo no solo sob condições principalmente de campo, realizam-se em presença do potencial gravitacional, isto é, quando esta componente não pode ser desprezada. Isso, entretanto, pode mudar com a introdução de novos conceitos, a exemplo de BUCKINGHAM (1907). Assim, expressemos inicialmente o fato de que o potencial matricial ψ_m é uma função da umidade θ que, por sua vez, no sistema cartesiano, é uma função das

coordenadas de posição x , y e z , e do tempo t , ou seja:

$$\psi_m = f \left[\theta (x, y, z, t) \right] \quad (14)$$

onde $f \left[\theta (x, y, z, t) \right]$ denota uma função de θ a qual é função de x , y , z e t .

Analogamente, para o potencial gravitacional, se este for expresso em termos de energia por unidade de peso, isto é, carga hidráulica, então pode-se escrever:

$$\psi_g \equiv z = f \left[\theta (z, t) \right] \quad (15)$$

que diz que ψ_g (carga hidráulica) é numericamente igual à coordenada de posição z , a qual é uma função de θ , que por sua vez, é também uma função da coordenada de posição z , e do tempo t ; uma função de função implícita, portanto.

Com isso, se as funções ψ_m e z versus θ forem unívocas, contínuas e deriváveis, então os gradientes de potencial matricial e gravitacional da equação (7b) podem ser expandidos pela regra da cadeia através das equações (14) e (15), respectivamente. Assim, para t constante, derivando-se ambos os membros da equação (14) com relação a x , y e z , e ambos os membros da equação (15) com relação a z , obtêm-se, respectivamente:

$$\frac{\partial \psi_m}{\partial x} = \frac{d\psi_m}{d\theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \quad (16)$$

$$\frac{\partial \psi_m}{\partial y} = \frac{d\psi_m}{d\theta} \frac{\partial \theta}{\partial y} \quad (17)$$

$$\frac{\partial \psi_m}{\partial z} = \frac{d\psi_m}{d\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (18)$$

$$\frac{\partial \psi_g}{\partial z} \equiv \frac{\partial z}{\partial z} = 1 = \frac{dz}{d\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (19)$$

Substituindo as equações (16), (17), (18) e (19), respectivamente, na equação (7b), resulta:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K(\theta) \frac{d\psi_m}{d\theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K(\theta) \frac{d\psi_m}{d\theta} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \right. \\ \left. \left(\frac{d\psi_m}{d\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{dz}{d\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \right] \end{aligned} \quad (20)$$

Definindo as funções

$$D_m(\theta) = K(\theta) \frac{d\psi_m}{d\theta} = \text{difusividade hidráulica matricial} \quad (21)$$

$$D_z(\theta) = K(\theta) \frac{dz}{d\theta} = \text{difusividade hidráulica gravitacional} \quad (22)$$

então, a equação (20) pode ser escrita como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D_m(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[D_m(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[D_m(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} + D_z(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] \quad (23)$$

Definindo ainda mais uma função:

$$D_g(\theta) = D_m(\theta) + D_z(\theta) = \text{difusividade hidráulica global} \quad (24)$$

então, a equação (23) pode ainda ser simplificada para:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D_m(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[D_m(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[D_g(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] \quad (25)$$

onde

$$D_g(\theta) = D_m(\theta) + D_z(\theta) = K(\theta) \left[\frac{d\psi_m}{d\theta} + \frac{dz}{d\theta} \right] \equiv K(\theta) \frac{d\psi_h}{d\theta} \quad (26)$$

uma vez que $z \equiv \psi_g$ (posto em termos de carga hidráulica).

Como se verifica, a equação (21), com exceção da nova nomenclatura adotada, em nada difere da equação (8) originalmente proposta por BUCKINGHAM (1907). Por outro lado, as equações (22), (24) e, consequentemente, (25), para a direção vertical, constituem-se em novidades na teoria do fluxo de água em solos não saturados, como também a equação (27), que se obtém comparando-se a equação (25) para a direção vertical, com a equação (6) para a mesma direção, ou seja:

$$q_z = -D_g(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (27)$$

Desse modo, as equações (27) e (25) para a direção vertical, substituem com vantagens as respectivas equações (13) e (10) para a mesma direção. Isto porque pela equação (27), o fluxo na direção vertical é quantificado somente em função do gradiente de umidade e da difusividade, da mesma forma que na direção horizontal x ou y advinda da teoria clássica, inicialmente proposta por BUCKINGHAM (1907). Consequentemente, a equação diferencial geral, equação (25), para a direção vertical, ao contrário da equação (10), poderá receber o mesmo tratamento matemático analítico que se verifica para a direção horizontal, podendo até mesmo encontrar muitas soluções já disponíveis (por exemplo, CARSLAW & JAEGER, 1976; CRANK, 1975), quando en-

volver condições iniciais e de contorno aplicáveis aos processos de fluxo de água. Para isso, basta que se disponha de uma metodologia adequada para obtenção da função difusividade hidráulica global $D_g(\theta)$, que será a seguir considerada.

3.3. Método proposto para a determinação da função difusividade hidráulica global, $D_g(\theta)$

Com base na técnica do perfil instantâneo, procuraremos uma solução para a equação (25) escrita para a direção vertical, visando a obtenção da função difusividade hidráulica global $D_g(\theta)$. Antes porém, algumas observações importantes sobre a função difusividade hidráulica, devem ser consideradas. Nas definições das equações (21) e (22), implicitamente ficou assumido que K , D , $d\psi_m/d\theta$ e $dz/d\theta$ são funções unicamente de θ . Isto, entretanto, pode não ser rigorosamente verdadeiro, uma vez que estas funções podem ser afetadas pelo fenômeno da histerese, o que dificulta sobremaneira a descrição matemática do fluxo de água em solos não saturados. Este problema, por outro lado, pode ser parcialmente contornado utilizando-se as funções K , D , $d\psi_m/d\theta$ e $dz/d\theta$ de molhamento quando se descrevem processos de molhamento, e de secamento em processos de secamento. Quando os dois processos ocorrem simultaneamente, o problema torna-se muito complexo necessitando, na maioria das vezes, ser desconsiderado (REICHARDT, 1985). Assumindo a unicidade da função difusividade hidráulica, provavelmente a mais simples interpretação dessa função é encontrada nas equações (11) e (12) para a direção horizontal, e pela equação (27) proposta para a direção vertical, que dizem que a difusividade hidráulica

lica é uma medida do fluxo de água sob um gradiente de umidade. Isto indica que a difusividade hidráulica tem um significado físico. Por outro lado, esta função deve ser usada com critérios. Em outras palavras, quando se define a difusividade hidráulica como um fator de proporcionalidade entre o fluxo e o gradiente de umidade, tacitamente está se assumindo que o solo é homogêneo; e isto torna claro que o principal interesse em se introduzir a função difusividade hidráulica na teoria do fluxo de água em solos não saturados, é para facilitar a resolução de problemas próprios dos meios porosos hidraulicamente homogêneos, isto é, aqueles que satisfazem as igualdades das equações (16), (17) e (18). Neste caso, a equação (25) não deve sofrer nenhuma restrição de aplicação. Contudo, quando se observam os perfis de solo sob condições de campo, verifica-se que, na grande maioria das vezes, não exibem morfologia homogênea; são os horizontes ou camadas, cujos graus de diferenciação variam desde abrupta até difusa, passando pelas transições intermediárias clara e gradual. Mas mesmo assim, de acordo com as proposições levantadas no item 3.2., pode-se afirmar:

"Se cada horizonte ou camada de um perfil de solo for considerado hidraulicamente homogêneo, então a função difusividade hidráulica global, $D_g(\theta)$ da equação (25), para cada horizonte ou camada do perfil, pode ser obtida."

Para tanto, após a saturação de um perfil de solo (homogêneo ou não) e prevenida a infiltração e evaporação através de sua

superfície, as seguintes condições inicial e de contorno podem ser utilizadas durante o processo de redistribuição:

$$\theta = \theta(z) \quad ; \quad t = 0 \quad ; \quad z > 0 \quad (28)$$

$$\theta = \theta_i \quad ; \quad t > 0 \quad ; \quad z = \infty \quad (29)$$

$$q = 0 \quad ; \quad t > 0 \quad ; \quad z = 0 \quad (30)$$

onde θ_i é a umidade inicial do solo.

Sendo assim, integrando-se a equação (25) para a direção vertical com relação à coordenada de posição z , desde a superfície do solo até a profundidade de interesse z , obtém-se:

$$\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = \int_0^z \frac{\partial}{\partial z} \left[D_g(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] dz \quad (31a)$$

ou

$$\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = D_g(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_z - D_g(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_0 \quad (31b)$$

Em princípio, a equação (31b) se aplica para casos de drenagem e evaporação simultaneamente. Entretanto, para se evitar modificações desfavoráveis no regime hídrico do perfil de solo, após este ter sido saturado, a superfície do solo é coberta para prevenir a evaporação e infiltração (condição 30), e somente a redistribuição ocorre. Neste caso, o termo $D_g(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_0$ é nulo, e a equação (31b) fica:

$$\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = D_g(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_z \quad (32a)$$

ou, explicitando $D_g(\theta)$:

$$D_g(\theta) = \frac{\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz}{\left. \frac{\partial \theta}{\partial z} \right|_z} \quad (32b)$$

onde a função $D_g(\theta)$ e o gradiente de umidade são avaliados na profundidade de interesse z .

A equação (32b) permite a obtenção da função $D_g(\theta)$ para qualquer profundidade, z , desde que o gradiente de umidade, $\partial\theta/\partial z$, possa ser medido dentro de uma camada hidraulicamente homogênea.

Assim, através de medidas de umidade do solo durante um certo período de redistribuição, determinam-se a integral da equação (32b), que corresponde ao fluxo (q) de água na profundidade z , e o gradiente de umidade na mesma profundidade. Um procedimento simplificado que se sugere para a determinação da função $D_g(\theta)$ nas diversas profundidades do solo a partir da equação (32b), consiste na elaboração de duas tabelas: uma para determinação da densidade de fluxo da água no solo nas diversas profundidades e para diversos tempos a partir da integral da equação (32b); é a outra para o cálculo da difusividade hidráulica global, D_g , em cada profundidade e para diferentes umidades, dividindo os fluxos apresentados na primeira tabela pelos gradientes de umidade nos respectivos tempos, todavia dentro da camada considerada hidraulicamente homogênea.

A hipótese fundamental do presente trabalho, portanto, é a de verificar a validade da equação (25) proposta para a direção vertical do fluxo, em camadas hidraulicamente homogêneas do perfil de

solo, o que é imposto pela equação (18). O capítulo seguinte detalha a metodologia empregada nesse sentido.

4. MATERIAL E MÉTODOS

4.1. Considerações gerais

Para comprovar a validade da equação (25) proposta para a direção vertical do fluxo, a equação (18) impõe a necessidade de que as camadas de interesse do perfil de solo sejam hidraulicamente homogêneas. Se isso se verifica, então pelo enunciado no item 3.3., a relação funcional $D_g(\theta)$ pode ser obtida pela metodologia proposta naquele item, que envolve experimento de redistribuição de água no perfil de solo, após ele ter sido previamente saturado e prevenida a evaporação e infiltração de água na sua superfície. Uma vez conhecida a função $D_g(\theta)$, e desde que se disponha também dos valores de $d\psi_m/d\theta$ e $dz/d\theta$, fica fácil então se obter a relação funcional $K(\theta)$, pela equação (26), que por sua vez, possibilita o conhecimento das funções $D_m(\theta)$ e $D_z(\theta)$, pela equações (21) e (22), respectivamente.

Desse modo, se se dispõe de uma outra metodologia, reconhecidamente aceita como padrão para obtenção das relações funcionais $K(\theta)$ e $D_m(\theta)$, como a proposta por HILLEL et alii (1972), por exemplo, então uma relação estreita entre essas duas funções assim obtidas, com as mesmas respectivas funções obtidas pela teoria proposta, validarão a hipótese fundamental do trabalho e, conseqüentemente, os conceitos emitidos, notadamente o cumprimento da condição de homogeneidade hidráulica (equação 18).

Dois solos distintos sob o ponto de vista físico-químico foram estudados. Um deles é de natureza argilosa e classificado como Terra Roxa Estruturada, localizado no Brasil; e outro é de natureza arenosa e classificado como duna de areia, localizado no Japão, cujos dados são fornecidos por CHO et alii (1977).

4.2. Experimento em Terra Roxa Estruturada

4.2.1. Local do experimento e características do clima e solo

A área experimental utilizada nesse solo localiza-se dentro do campus da Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba, próximo ao Posto Agrometeorológico do Departamento de Física e Meteorologia, cujas coordenadas geográficas são: 20°42'30" de latitude Sul, 47°38'00" de longitude Oeste, a 580 m de altitude. A Figura 1 mostra o local onde foi instalada a parcela experimental.

Os dados meteorológicos coletados no posto próximo (Figura 1) mostram, em termos médios anuais, que a precipitação pluvial é de 1247,1 mm, ocorrendo, a maior parte, no verão (de novembro a fevereiro), principalmente como chuvas de alta intensidade e curta duração; a temperatura do ar é de 20,8°C, sendo a mínima da ordem de 10°C em julho, e a máxima da ordem de 30°C em janeiro; a umidade relativa é de 69%; a velocidade do vento é de 2,5 m/s; e o período de brilho solar é de 6 h/dia (CERVELLINI et alii, 1973).

O clima da região é denominado de tropical de altitude por CAMARGO et alii (1974), com estiagem no inverno, com temperatura média do mês mais frio superior a 18°C e do mês mais quente superior

FIGURA 1 - Localização da parcela experimental em Terra Roxa Estruturada, dentro do campus da ESALQ/USP, próximo ao Posto Agrometeorológico (escala aproximada).

a 22°C.

O solo no qual foi instalado o experimento foi descrito e classificado por RANZANI et alii (1966) como Terra Roxa Estruturada série "Luiz de Queiroz" (Paleudalf óxico, pela Soil Taxonomy, ESTADOS UNIDOS, 1979). Ele apresenta como material de origem rochas eruptivas básicas e cobre aproximadamente 1,0% da área do Estado de São Paulo. São solos muito profundos, com o lençol freático a vários metros abaixo da superfície.

Este mesmo tipo de solo, mas de outro local, segundo MONIZ & JACKSON (1967), do ponto de vista mineralógico, apresenta: 15,3% de óxidos de ferro; 48% de caolinita; 10,7% de mica + vermiculita; 4,3% de gibsitita; e 31,7% de material amorfo.

4.2.2. Instalação do experimento

Antes da instalação do experimento e próximo a parcela destinada a esse fim, foi aberta uma trincheira com dimensões de 2,0 metros de comprimento, 1,0 metro de largura, por 2,6 metros de profundidade, com o objetivo de separar as camadas de solo consideradas morfológicamente homogêneas. Após cuidadoso exame das principais características morfológicas, o perfil foi, então, dividido em seis camadas consideradas morfológicamente homogêneas, quais sejam: 0 - 15, 15 - 49, 49 - 83, 83 - 113, 113 - 173, 173 - 233 cm.

Resumidamente, as principais características morfológicas desse solo são: presença de horizonte Ap de 0-15 cm, franco-argiloso com estrutura forte, pequena a média, blocos subangulares assentados sobre um horizonte B textural (B_t) de 83-113 cm, argilo-limoso com estrutura moderada, grande, prismática, que se rompe em blo-

cos subangulares, forte, pequena a média, que, por sua vez, num limite ondulado e difuso tem abaixo um horizonte B latossólico (B_{sq}) argilo-limoso com estrutura muito fraca, pequena a média, blocos subangulares.

Com a definição dessas camadas⁽¹⁾ e com a decisão de que cada uma delas, com exceção da primeira, receberia três tensiômetros verticalmente equidistantes, 15 cápsulas porosas de alto fluxo, de procedência americana, foram então selecionadas de um total de 30. Essa seleção levou em conta as características de pressão de borbulhamento e condutância hidráulica das cápsulas (LIBARDI, 1984), a fim de que os tensiômetros destinados a cada camada fossem dotados de cápsulas hidráulicamente homogêneas. A Tabela 1 mostra os valores de condutância hidráulica e pressão de borbulhamento das cápsulas ensaiadas, bem como a profundidade em que foram instaladas no perfil, após a confecção dos tensiômetros.

Os tensiômetros foram construídos artesanalmente, e consistem essencialmente de um tubo de PVC de 1/2 polegada de diâmetro e comprimento variável de acordo com a profundidade para a qual se deseja obter o valor do potencial matricial; uma cápsula porosa colada numa das extremidades do tubo e uma rolha de borracha ajustada na outra (protegida por tampa rosqueável); e um tubo de "nylon" de 2 mm de diâmetro interno e comprimento variável, conectado numa das extremidades ao tubo de PVC e a outra imersa numa cuba de mercúrio.

Um procedimento usual que facilita bastante o manejo

(1) Embora os termos camada e horizonte encerrem conceitos pedologicamente distintos, neste trabalho, por simplicidade, eles serão utilizados indistintamente.

TABELA 1 - Características hidráulicas das cápsulas selecionadas para confecção dos tensiômetros e profundidade de instalação nas respectivas camadas morfologicamente homogêneas do solo Terra Roxa Estruturada.

espessura da camada (cm)	nº da cápsula	prof. de instalação no solo (cm)	condutância ₄ hidráulica (10^{-4}) (cm^2/s)	pressão de borbulhamento ($\text{cm H}_2\text{O}$)
15 - 49	23	23,5	7,4	>1000
	28	32	7,4	>1000
	16	40,5	7,4	>1000
49 - 83	8	57,5	7,3	>1000
	12	66	7,3	>1000
	19	74,5	7,3	>1000
83 - 113	6	90,5	7,0	>1000
	21	98	7,0	>1000
	29	105,5	7,0	>1000
113 - 173	4	128	6,9	>1000
	18	143	6,9	>1000
	22	158	6,9	>1000
173 - 233	10	188	6,7	>1000
	11	203	6,7	>1000
	7	218	6,7	>1000

operacional desses instrumentos no campo, principalmente quando é necessário uma bateria deles, é confeccionar um suporte de madeira com 2,5 cm de espessura, por 200 cm de comprimento, e fazer tantas canaletas no sentido do maior comprimento quanto for o número de tensiômetros necessários. A abertura dessas canaletas deve ser igual ao diâmetro externo do tubo de "nylon", para permitir sua fixação. Além disso, na parte superior do suporte de madeira, são feitos orifícios inclinados por onde os tubos de "nylon" passam e se inserem nas respectivas canaletas, sendo que sua porção terminal livre é inserida na cuba, que por sua vez, pode ser comum a todos os tensiômetros ou individual; normalmente são placas de lucite de comprimento igual à largura do suporte, altura de 7 cm e espessura de 2 cm, com orifícios de 1,4 cm e 5 cm de profundidade para receber o mercúrio, e espaçados igualmente às canaletas. A Figura 2 mostra com detalhes o esquema de um tensiômetro instalado no campo, apontando os materiais acima discriminados.

Com base no esquema mostrado na Figura 2, é fácil demonstrar que:

$$\psi_m = -12,6h + H_c + z \quad (33)$$

onde ψ_m é o potencial matricial (cm H_2O); h é a altura da coluna de mercúrio (cm), medida com auxílio de uma régua graduada; H_c é a distância (cm) entre a superfície do solo e a superfície do mercúrio na cuba; e z é a distância (cm) entre a superfície do solo e a metade do comprimento da cápsula porosa.

No caso deste experimento, à semelhança do que fez PAULETTO (1986), a equação (33) foi um pouco modificada, a fim de considerar a distância H_c fixa, uma vez que esta varia à medida que a al-

FIGURA 2 - Esquema de um tensiômetro instalado no campo. As letras (a) e (b) referem-se a leituras antes e após o tensiômetro ter sido ativado, respectivamente.

tura h também varia. Para que isso possa ser feito, há que se levar em conta o diâmetro da cuba de mercúrio e o diâmetro interno do tubo de "nylon". Assim, uma vez instalados os tensiômetros e colocado o mercúrio em suas cubas correspondentes, marca-se a posição do nível de mercúrio na cuba de cada um deles, de tal maneira que a distância a partir dessa marca (feita antes dos tensiômetros serem ativados) até a superfície do solo, vale H_c .

Quando os tensiômetros são ativados, a coluna h aumenta e, conseqüentemente, H_c decresce (passa de H_c para H_{cf} , na Figura 2). Para proceder a correção na equação (33), mantendo H_c fixo, basta igualar o volume de mercúrio que desaparece na cuba com aquele que vai para o tubo de "nylon", determinar a variação do nível de mercúrio com relação à superfície do solo e descontá-la na equação (33), ou seja:

$$\frac{\pi D^2}{4} \cdot (H_c - H_{cf}) = \frac{\pi d^2}{4} \cdot h \quad (34a)$$

ou, explicitando $H_c - H_{cf}$:

$$H_c - H_{cf} = \left(\frac{d}{D}\right)^2 h \quad (34b)$$

que, descontada na equação (33), resulta:

$$\psi_m = - \left[12,6 + \left(\frac{d}{D}\right)^2 \right] h + H_c + z \quad (35)$$

onde ψ_m é o potencial matricial da água no solo (cm H_2O); d é o diâmetro interno (cm) do tubo de "nylon"; e D é o diâmetro (cm) da cuba de mercúrio.

Definidas as profundidades de instalação dos tensiôme-

tros e os mesmos tendo sido confeccionados, a parcela experimental previamente livre de vegetação e de dimensões 5,5 x 5,5 m, foi nivelada e cercada com tábuas de 30 cm de largura, assentadas numa pequena vala de 15 cm de profundidade, sendo que o solo ao seu redor foi bem compactado para evitar vazamentos durante a saturação.

No centro da parcela foi instalado um tubo de alumínio (selado com uma rolha de borracha numa de suas extremidades), de 4,1 cm de diâmetro interno e 4,5 cm de diâmetro externo até a profundidade de 2,4 m para acesso da sonda de nêutrons. Para isso, foi utilizado um trado tipo holandês, de diâmetro pouco maior ao tubo.

Para a instalação dos 15 tensiômetros, foram abertos orifícios no solo, dispostos em duas linhas paralelas e distantes 20 cm um do outro, com ajuda de um trado helicoidal, de diâmetro igual ao do tensiômetro (1/2"). Antes da introdução do tensiômetro, o orifício era alargado um pouco com um trado do tipo pistão, de diâmetro pouco maior ao da cápsula porosa. Esse trado era sempre introduzido até uma profundidade 5 cm menor do que a profundidade alcançada pela ponta da cápsula do tensiômetro, a fim de que, quando este fosse introduzido no orifício, pudesse ser obtido um contato perfeito entre a cápsula e o solo, na profundidade desejada.

Para minimizar os efeitos da ação direta da luz do sol no regime térmico do solo e para prevenir a incidência de chuvas dentro da parcela durante o experimento, a mesma foi coberta por uma tenda de lona plástica. As Figuras 3 e 4 mostram o esquema de duas vistas da parcela, vertical e horizontal, respectivamente, com a distribuição dos instrumentos utilizados; o suporte de madeira contendo os manômetros de mercúrio foi instalado fora da parcela, mas sob o abrigo da tenda, e o feixe de tubos de "nylon" que ligam os tensiômetros

aos respectivos manômetros no suporte de madeira, foi conduzido subterraneamente sob o cercado da parcela por meio de uma mangueira flexível de 2 polegadas. A distância H_c indicada na Figura 3 e definida anteriormente, foi medida com auxílio de um nível de água.

4.2.3. Saturação do solo na parcela experimental

A infiltração foi iniciada colocando-se água na parcela por meio de uma mangueira, a partir de um reservatório de água existente próximo à parcela (Figura 1), até que se estabelecesse a condição de regime de fluxo constante em todas as profundidades, até 218 cm. A parcela foi inundada por quatro vezes consecutivas com uma lâmina de água que totalizou aproximadamente 92 cm.

A confirmação de que se havia atingida a condição de equilíbrio dinâmico foi obtida por meio das colunas de mercúrio nos tensiômetros, isto é, quando estas permaneceram constantes; nesse caso, a umidade do solo não estava mais variando e, conseqüentemente, o fluxo devia ser constante.

Terminada esta operação, o excesso de água na parcela foi drenado, e a superfície do solo foi coberta com uma lona plástica preta de 48 m² para evitar qualquer fluxo através da superfície (evaporação ou infiltração).

FIGURA 3 - Esquema da vista vertical da parcela experimental em Terra Roxa Estruturada, com a distribuição dos instrumentos utilizados. A letra z indica profundidade de instalação dos tensiômetros, ou seja: 23,5; 32; 40,5; 57,5; 66; 74,5; 90,5; 98; 105,5; 128; 143; 158; 188; 203 e 218 cm.

FIGURA 4 - Esquema da vista horizontal da parcela experimental em Terra Roxa Estruturada, com a distribuição dos instrumentos utilizados. Os números de 1 a 15, indicam as profundidades de instalação dos tensiômetros, ou seja: 23,5; 32; 40,5; 57,5; 66; 74,5; 90,5; 98; 105,5; 128; 143; 158; 188; 203 e 218 cm, respectivamente.

4.2.4. Curvas de calibração da sonda de nêutrons e perfis de umidade em função do tempo

As medidas de umidade ao longo do tempo de redistribuição da água no solo, foram realizadas nas mesmas profundidades de instalação dos tensiômetros, isto é, 23,5; 32; 40,5; 57,5; 66; 74,5; 90,5; 98; 105,5; 128; 143; 158; 188; 203 e 218 cm, além de mais uma a 7,5 cm, que foi feita visando maior precisão nos cálculos dos fluxos de água. Essas medidas foram executadas com auxílio de uma sonda de nêutrons de fabricação francesa, marca Nardeux, modelo Solo-25. Ela contém uma fonte de $^{241}\text{Am-Be}$ de atividade 40 mCi, e um cristal cintilador de ^3He para detecção dos nêutrons termalizados. As medidas superficiais foram feitas sob a proteção de um refletor de nêutrons, que se constituiu de uma placa de polietileno de alta densidade, com dimensões de 0,6 x 0,6 m e 5 cm de espessura. Nessa placa foi feito um orifício no seu centro, com diâmetro pouco maior ao diâmetro do tubo de acesso. Antes do processamento de qualquer leitura, a placa refletora era colocada sobre a superfície do solo, tendo o tubo de acesso passando pelo orifício central, e somente era retirada após a integração do perfil com as leituras desejadas.

As leituras com a sonda foram feitas a intervalos de minutos no início logo após a cobertura da superfície com a lona plástica, passando a intervalos progressivamente maiores com o tempo de redistribuição da água, durante um período de 27 dias, perfazendo um total de 14 médias de leituras por profundidade. O número de leituras para fazer a média por profundidade, no entanto, variou de 3 no início do processo de redistribuição, e foi aumentado para até 12 leituras, à medida que a redistribuição se tornava mais lenta. Esse pro-

cedimento visou a obtenção de médias bem mais representativas do que evidentemente se obteria com menor número de leituras. Para cada média de leituras, o tempo de redistribuição acumulado considerado (a partir do momento em que a superfície do solo foi coberta, tempo zero), foi aquele no qual era iniciada a primeira leitura na respectiva profundidade. Toda vez, antes de se introduzir a sonda no tubo de acesso, anotava-se a média de 6 a 8 leituras padrões que, neste experimento, foram tomadas quando a fonte radioativa se encontrava dentro da blindagem.

Paralelamente a algumas leituras no solo, amostras com até 3 a 4 repetições eram tomadas para determinação da umidade gravimétrica nas profundidades de leituras com a sonda. Esse procedimento visou obter as curvas de calibração para conversão da contagem relativa (contagem no solo/contagem padrão), em valores de umidade.

Transcorridos os 27 dias de redistribuição interna da água, a superfície do solo na parcela foi descoberta, todavia mantendo-se a cobertura da tenda de lona plástica. Isso possibilitou uma secagem mais rápida da água no solo e a garantia de obtenção das curvas de calibração mais bem elaboradas, porque as leituras padrões no solo, e as tomadas nas respectivas profundidades, continuaram a ser realizadas de tempo em tempo durante esse processo de evaporação por 30 dias. Após esse período, foi aberta uma trincheira dentro da parcela, com dimensões de 2,0 m de comprimento, 1,0 m de largura, por 2,6 m de profundidade, de tal modo que uma de suas faces maior tangenciasse o tubo de acesso para a sonda de nêutrons; dessa face, e nas mesmas profundidades de leituras da sonda de nêutrons, foram coletadas 7 amostras de solo não deformado, por profundidade, para determinação da massa específica média do solo, a fim de transformar os

valores de unidade gravimétrica do experimento em unidade volumétrica. Dessa forma, pôde-se obter as curvas de calibrações com cerca de 22 a 27 pares de pontos, por profundidade, dentro de uma variação de unidade relativamente ampla, sendo que a contagem padrão da sonda foi considerada como a média de todas as médias das leituras padrões realizadas.

Com a obtenção das curvas de calibração por profundidade, as relações entre os valores médios das contagens no solo pela contagem padrão (contagens relativas) foram convertidas em valores de unidade, os quais, por sua vez, foram ajustados com os respectivos tempos de redistribuição interna, pela equação (36), adaptada de van GENUCHTEN (1980):

$$\theta = \beta + \frac{(\gamma - \beta)}{\left[1 + (\alpha t)^n\right]^{1-1/n}} \quad (36)$$

onde α , β , γ e n são parâmetros independentes; t é o tempo acumulado de redistribuição da água no solo (a partir da cobertura da superfície do solo, tempo zero de redistribuição); e θ a unidade (cm^3/cm^3).

4.2.5. Perfis de potencial matricial em função do tempo

Os valores de potencial matricial da água no solo, nas diversas profundidades, como uma função do tempo de redistribuição, foram obtidos com os tensiômetros instalados às profundidades correspondentes.

As leituras dos tensiômetros foram feitas a intervalos de horas, após a cobertura da superfície com a lona plástica, passando a intervalos progressivamente maiores com o tempo de redistribui-

ção da água, durante o mesmo período de 27 dias, perfazendo um total de 23 leituras por profundidade.

Para um dado tempo qualquer, as leituras das colunas de mercúrio (h) dos tensiômetros foram realizadas de modo praticamente simultâneo por meio de uma régua, uma vez que o conjunto de tubos de "nylon" - cubas de mercúrio foi fixado no suporte de madeira instalado à margem da parcela experimental (ver item 4.2.3.), facilitando bastante essa operação. Esses valores medidos juntamente com as distâncias H_c e z , ambas previamente conhecidas (ver item 4.2.3.), foram utilizados na equação (35) para o cálculo do potencial matricial, ψ_m .

O ajuste dos valores de ψ_m , por profundidade, com o tempo de redistribuição, foi feito pela equação:

$$\psi_m = e^{\alpha + \beta \ln(1+t)} \quad (37)$$

onde α e β são parâmetros independentes; e é a base do logaritmo neperiano; e t é o tempo acumulado de redistribuição da água no solo.

4.2.6. Uso da função "SPLINE" cúbica na obtenção dos perfis de umidade e de potencial matricial em função da profundidade, e nos cálculos das armazenagens e fluxos da água no solo

Com o auxílio das equações (36) e (37), correspondentes a cada profundidade (z) no solo, foram elaboradas duas tabelas ($\theta = \theta(z, t)$ e $\psi_m = \psi_m(z, t)$, respectivamente), ambas para uma série de valores de tempos (t) em comum, que variaram arbitrariamente desde zero hora até 672 h de redistribuição, com intervalos de 6 e 6 horas para as primeiras 48 horas, e de 24 em 24 horas para o restante. De

cada tabela correspondente, para cada tempo fixo, foram obtidos os perfis de umidade e de potencial matricial ($\theta = \theta(z)$ e $\psi_m = \psi_m(z)$), respectivamente, usando uma função "spline" cúbica. Essa função, que em estudos dessa natureza é provavelmente a primeira vez que se utiliza em nosso meio, é um processo analítico de interpolação que promove uma contínua e suave curva a partir dos pares de pontos observados, a qual é diferenciável bem como integrável para um domínio de interesse. É, portanto, um instrumento de auxílio muito importante, principalmente nos estudos quantitativos da dinâmica da água em solos, uma vez que muitos dos processos envolvidos são tratados empiricamente devido à própria complexidade que o sistema solo apresenta. Nesses estudos são frequentes as necessidades de se avaliar como a umidade, ou o potencial matricial, ou o potencial hidráulico, se distribuem com o tempo ou profundidade; da armazenagem da água em função do tempo, etc., e suas derivadas ou integrais são tediosas e sujeitas a erros quando avaliadas manualmente. A função "spline" cúbica usa um processo polinomial de 3º grau para interpolação de valores entre cada par de pontos observados. Uma polinomial diferente é usada para cada intervalo, e cada um é construído para passar sempre pelos dados originais e apresentar uma derivada contínua nas funções entre cada intervalo. A curva definida por uma polinomial cúbica pode passar exatamente por 4 pontos; mas no caso de uma longa sequência de pontos, é necessário usar uma sucessão de intervalos polinomiais. Por isso, para assegurar que não haja mudanças súbitas nas inclinações ou curvaturas entre os intervalos sucessivos, a função polinomial não é ajustada para quatro pontos, mas somente para dois.

A função "spline" cúbica foi primeiramente desenvolvida por SCHOENBERG (1946) e posteriormente aperfeiçoada por WALSH et

alii (1962). NIELSEN et alii (1973) foram os primeiros a utilizarem essa função em estudos da dinâmica da água no solo. ERH (1972) mostra algumas aplicações da função "spline" cúbica na ciência do solo, e DAVIS (1986), um exemplo de sua obtenção.

No Apêndice A é apresentado um programa para computar a armazenagem de água (por camada e acumulada), e as tangentes $(\frac{\partial \theta}{\partial z})_t$ nos n pares de pontos observados, a partir de um perfil de umidade que se obtém, por interpolação "spline" cúbica, dos n pares de pontos (umidade versus profundidade). Neste programa, as inclinações são computadas pela obtenção da inclinação da parábola que passa em cada ponto dado e seus dois vizinhos próximos. O mesmo programa foi aplicado também para obtenção das tangentes $(d\psi_m/d\theta)_z$, $(\partial \psi_m / \partial z)_t$ e dos fluxos de água $(q)_z$; bastou apenas organizar as entradas dos dados x,y, de acordo com o interesse.

Nesse solo, a umidade entre a superfície do solo e a profundidade de 7,5 cm, foi assumida ser idêntica àquela a 7,5 cm, e a água armazenada nessa camada (0 - 7,5 cm), foi 7,5 vezes o conteúdo de água na profundidade de 7,5 cm. Para as demais profundidades no perfil, em qualquer tempo, a umidade e a armazenagem foram obtidas a partir de interpolações dos valores de umidade para 23,5; 32; 40,5; 57,5; 66; 74,5; 90,5; 105,5; 128; 143; 158; 188; 203 e 218 cm, através da função "spline" cúbica, com auxílio do programa dado no Apêndice A. Com os valores de umidade interpolados, a função $\theta = \theta(z, t)$ foi então integrada (no programa) de $z = 7,5$ até z para obter a armazenagem de água no perfil no tempo t após o término da infiltração. Assim, a quantidade de água armazenada A_z (cm) no tempo t , foi:

$$A_z(t) = 7,5 \theta(7,5; t) + \int_{7,5}^z \theta(z, t) dz \quad (38)$$

com incrementos $dz = 0,5 \text{ cm}$.

Para os cálculos do fluxo de água q , que é a quantidade de água que passa por unidade de tempo e de área numa profundidade de interesse, o programa dado no Apêndice A também foi utilizado. Os valores dos fluxos na profundidade z foram calculados pelas razões das variações da quantidade de água armazenada no perfil desde a superfície até a profundidade z , com o tempo; seus valores são simplesmente:

$$(q)_z = dA_z(t) / dt \quad (39)$$

a qual é a derivada da equação (38) para A_z .

4.2.7. Difusividades global, matricial, gravitacional e condutividade hidráulica

Os experimentos e cálculos descritos nos itens anteriores deste capítulo, foram realizados para que se pudesse calcular as funções difusividades global (D_g), matricial (D_m), gravitacional (D_z), e condutividade hidráulica (K), todas como uma função da umidade, a partir das teorias desenvolvidas nos itens 3.2. e 3.3.

É fácil perceber que, uma vez conhecida a função $D_g(\theta)$ pelo método proposto no item 3.3., e desde que se disponha também as funções $\psi_m = \psi_m(\theta)$ (curva característica) e $\theta = \theta(z)$ (perfil de umidade), então pode-se obter a relação funcional $K(\theta)$ pela equação (26), que por sua vez, possibilita o conhecimento das funções $D_m(\theta)$ e $D_z(\theta)$, pelas equações (21) e (22), respectivamente. Além disso, para comprovar a validade da equação (25), deve-se dispor ainda de uma outra metodologia, reconhecidamente aceita como padrão para obtenção das relações funcionais $K(\theta)$ e $D_m(\theta)$. Com esse propósito, a metodologia

adotada neste trabalho, foi a proposta por HILLEL et alii (1972), por apresentar um roteiro simples e completo. Dessa forma, se existir uma relação estreita entre essas duas funções assim obtidas, com as mesmas respectivas funções obtidas pela teoria proposta, então a hipótese fundamental do trabalho será aceita, notadamente os conceitos emitidos e o cumprimento da condição de homogeneidade hidráulica imposta pela equação (18), para cada camada de solo considerada. Para isso, foi utilizado um procedimento simplificado, que consiste na elaboração de duas tabelas: uma para determinação dos fluxos de água no solo nas diversas profundidades e para diversos tempos, que é comum tanto para o método de HILLEL et alii (1972), como para a teoria proposta; e a outra para cálculo das funções $D_g(\theta)$, $D_z(\theta)$, $D_m(\theta)$ e $K(\theta)$ pela teoria proposta, e $K(\theta)$ e $D_m(\theta)$ pelo método de HILLEL et alii (1972), doravante simbolizadas, respectivamente, por $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$.

Essas funções foram calculadas em cada profundidade de interesse e para diferentes umidades, da seguinte forma:

(i) $D_g(\theta)$: pela teoria proposta no item 3.3., equação (32b), isto é, dividindo os fluxos apresentados na primeira tabela pelos gradientes de umidade $\partial\theta/\partial z$ obtidos pela função "spline" cúbica (Apêndice A);

(ii) $K(\theta)$: pela teoria proposta, equação (26), isto é, dividindo os valores de $D_g(\theta)$ pela soma das tangentes $d\psi_m/d\theta$ e $dz/d\theta$, respectivamente obtidas a partir da curva característica e perfil de umidade pela função "spline" cúbica (Apêndice A);

(iii) $D_m(\theta)$: pela teoria proposta, equação (21), isto é, multiplicando os valores de $K(\theta)$ pelas tangentes $d\psi_m/d\theta$;

(iv) $D_z(\theta)$: pela teoria proposta, equação (22), isto é, multiplicando os valores de $K(\theta)$ pelas tangentes $dz/d\theta$;

(v) $K_H(\theta)$: pela teoria proposta por HILLEL et alii (1972), isto é, dividindo os fluxos apresentados na primeira tabela pelos gradientes de potencial hidráulico, $\partial\psi_h/\partial z$, que por sua vez, foram calculados somando uma unidade aos gradientes de potencial matricial, $\partial\psi_m/\partial z$, esses obtidos pela função "spline" cúbica (Apêndice A); e, finalmente,

(vi) $D_{mH}(\theta)$: pela teoria proposta por HILLEL et alii (1972), isto é, multiplicando os valores de $K_H(\theta)$ pelas tangentes $d\psi_m/d\theta$.

4.3. Experimento em duna de areia (dados fornecidos por CHO et alii, 1977)

Todos os detalhes da instalação e desenvolvimento experimental nesse solo são apresentados por CHO et alii (1977), de maneira que aqui somente serão fornecidas algumas informações julgadas indispensáveis.

A área experimental utilizada nesse solo localiza-se dentro do Instituto de Pesquisas de Dunas de Areia, Faculdade de Agricultura, Universidade de Tottori, Tottori, Japão, próximo a um Posto Meteorológico, cujas coordenadas geográficas são $35^{\circ}32'$ de latitude Norte, $134^{\circ}12'$ de longitude Leste, a 23 m de altitude.

Os dados meteorológicos coletados no posto próximo mostram, em termos médios anuais, que a precipitação para 20 anos (1951-1970) foi 2009 mm, e a evaporação (evaporímetro de 20 cm de diâmetro), 1251 mm. O clima da região é úmido.

A distribuição do tamanho de partículas numa amostra típica da duna, revelou que 10% do material é constituído de partículas com diâmetro menor que 0,22 mm; 20% com diâmetro menor que 0,28; 60% com diâmetro menor que 0,33; e 100% com diâmetro menor que 0,9 mm. Com base nas classes texturais do método internacional, o solo é classificado como areia no triângulo textural, com massa específica de partículas em torno de $2,7 \text{ g/cm}^3$ e massa específica do solo em torno de $1,5 \text{ g/cm}^3$ (provavelmente Quartzipsamment, pela Soil Taxonomy, ESTADOS UNIDOS, 1979).

A taxa de infiltração básica medida com cilindros infiltrômetros foi de 1300 mm/h; a capacidade de campo na ordem de 7% em volume, e a máxima capacidade de retenção, na ordem de 35% (também em volume). O lençol freático nesse solo se encontra a cerca de 30 m de profundidade.

Nesse solo, uma parcela com dimensões 5 x 5 m foi instalada e coberta com uma tenda, no sentido de possibilitar a obtenção da relação $K(\theta)$, pelo método de HILLEL et alii (1972). Para isso, foi instalado um tubo de alumínio para acesso da sonda de nêutrons, e também uma bateria de 12 tensiômetros nas profundidades de 5, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 e 100 cm. Para as primeiras 4 profundidades, as curvas de calibração foram obtidas por meio de uma sonda de nêutrons de superfície, e para as demais com uma sonda de nêutrons de profundidade. Após o solo ter sido previamente saturado e coberta sua superfície com uma lona plástica (tempo zero de redistribuição), as leituras com as sondas e tensiômetros foram processadas por um período de 7 dias, em intervalos de minutos no início do processo, passando a intervalos de horas após a primeira hora, e de dias após o primeiro dia de leituras.

Os dados sumarizados por CHO et alii (1977), da umidade e do potencial matricial em função da profundidade e do tempo de redistribuição da água, encontram-se respectivamente nas Tabelas 1 e 2 do Apêndice B, e foram utilizados neste trabalho também com o propósito de aplicação e verificação da validade da teoria proposta.

Presumivelmente, por se tratar de um solo de morfologia homogênea, a teoria foi aplicada para as profundidades de 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 e 90 cm, e os dados utilizados foram os originalmente apresentados por CHO et alii (1977), Tabelas 1 e 2 do Apêndice B, sem ajustes dos perfis de umidade e de potencial matricial em função do tempo, já que o número de dados nessas tabelas é suficientemente grande.

Aqui, a função "spline" cúbica (Apêndice A) também foi utilizada na obtenção dos perfis de umidade e de potencial matricial em função da profundidade. A quantidade de água armazenada A_z (cm) no tempo t foi calculada pela equação:

$$A_z(t) = 5,0 \theta(5,0;t) + \int_{5,0}^z \theta(z,t) dz \quad (40)$$

com incrementos $dz = 0,5$ cm; e os valores dos fluxos na profundidade z foram calculados pela equação (39).

Finalmente, para a obtenção das funções $D_g(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $D_{mH}(\theta)$, $K(\theta)$ e $K_H(\theta)$, seguiu-se exatamente o descrito no item 4.2.7., do experimento em Terra Roxa Estruturada.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1. Experimento em Terra Roxa Estruturada

5.1.1. Massa específica do solo

A Tabela 2 mostra os valores médios da massa específica do solo e seus desvios padrões respectivos, obtidos nas várias profundidades estudadas nesse solo; são mostradas também as umidades médias correspondentes por ocasião da coleta dessas amostras no final do experimento, bem como seus respectivos desvios padrões

Esses dados revelam que o solo é mais compacto na superfície (23,5 e 32 cm), com os valores da massa específica decrescendo gradualmente com a profundidade; a variabilidade dos dados pode ser considerada baixa (WARRICK & NIELSEN, 1980).

5.1.2. Curvas de calibração da sonda de nêutrons

O valor médio (contagem ou leitura padrão) das médias de leituras realizadas durante todo o experimento com a sonda de nêutrons dentro de seu corpo de blindagem, é mostrado na Figura 5. Esse valor foi de 164,985 cpm, com um desvio padrão, para os 20 valores mostrados na Figura 5, de apenas 1,45 cpm. Como o corpo de blindagem da sonda é de polietileno, procedimento dessa natureza para determinação da contagem padrão, pode não ser o mais adequado, se com-

TABELA 2 - Massa específica do solo, ρ_s , unidade de coleta, θ , e seus respectivos desvios padrões, s , em função da profundidade do solo Terra Roxa Estruturada. Média de 7 repetições por profundidade.

Prof. (cm)	ρ_s (g/cm ³)		θ (cm ³ /cm ³)	
	médias	s	médias	s
7,5	1,469	0,014	0,2303	0,0122
23,5	1,524	0,036	0,2860	0,0068
32,0	1,520	0,041	0,3022	0,0091
40,5	1,516	0,015	0,2571	0,0213
57,5	1,467	0,054	0,2909	0,0072
66,0	1,443	0,057	0,3123	0,0087
74,5	1,413	0,044	0,3140	0,0046
90,5	1,358	0,034	0,3230	0,0059
98,0	1,338	0,051	0,3197	0,0052
105,5	1,311	0,035	0,3150	0,0127
128,0	1,230	0,040	0,2964	0,0072
143,0	1,190	0,057	0,2882	0,0076
158,0	1,151	0,061	0,2783	0,0028
188,0	1,149	0,013	0,2763	0,0045
203,0	1,144	0,056	0,2797	0,0064
218,0	1,149	0,033	0,2908	0,0040

parado com a água que é um ótimo termalizador. Mesmo assim, os dados obtidos revelam a boa performance da sonda empregada, embora o período do experimento sob condições de campo tenha sido relativamente curto (57 dias), e não sujeito a grandes oscilações térmicas.

FIGURA 5 - Leitura padrão para a sonda de nêutrons empregada no experimento em Terra Roxa Estruturada, sob condições de campo.

A Tabela 1 do Apêndice C mostra os valores médios das contagens padrões e das contagens no solo realizadas com a sonda de nêutrons nas profundidades estudadas, em diferentes tempos. Como descrito no item 4.2.4., essas leituras foram processadas em duas fases: a primeira, durante o período de redistribuição da água no solo da parcela previamente saturada e prevenida a evaporação e infiltra-

ção (27 dias de duração); e a segunda, durante o período de redistribuição e evaporação da água, após a remoção da lona plástica que cobria a superfície do solo (30 dias de duração).

No mesmo Apêndice, a Tabela 2 mostra os valores de umidade obtidos através de amostras que foram coletadas por tradagens, nas mesmas profundidades e nos mesmos tempos em que se processaram algumas das leituras no solo com a sonda de nêutrons.

A partir desses dados e dos valores da massa específica do solo (Tabela 1), foram construídos os gráficos de calibração da sonda, por profundidade, relacionando a umidade volumétrica em função da contagem relativa (contagem no solo/contagem padrão). Esses gráficos encontram-se nas Figuras 6 a 21, e as curvas que se ajustam aos pontos experimentais foram obtidas através de regressão, cujos coeficientes de determinação (r^2) variaram entre 0,505 e 0,993. Os valores dos coeficientes de determinação e as equações de regressão obtidos para as diversas profundidades, encontram-se dispostos na Tabela 3. Para esses ajustes, foi estudada uma família de 13 equações diferentes, e o critério adotado para sua escolha foi o maior coeficiente de determinação. Isso resultou na equação da reta para a maioria das profundidades, com exceção das profundidades 23,5 e 32 cm, cujas equações são do tipo polinomial de 2a. ordem inversa. Fatos como esse são comuns de serem observados sob condições de campo (CHO et alii, 1977; BELTRAME & TAYLOR, 1980), principalmente nas profundidades mais superficiais do perfil, onde os outros constituintes do solo, além da água, podem não ser desprezíveis na moderação dos nêutrons rápidos. De qualquer forma, desde que a precisão do método da moderação de nêutrons depende da derivação de uma regressão onde as contagens possam ser satisfatoriamente convertidas em umidade no solo, as

calibrações para essas duas profundidades, 23,5 e 32 cm, careceram de um maior número de pontos experimentais, principalmente entre os limites de contagem relativa 2,6 - 2,9 e 2,95 - 3,15, respectivamente. E esse não parece ser o caso da calibração na profundidade de 40,5 cm onde os limites de contagem relativa (Figura 9) estão bem representados pelos pontos experimentais, mas com baixo coeficiente de determinação devido a um problema de variabilidade natural do solo nessa profundidade; isso pode ser observado na Tabela 2 do Apêndice C, que mostra valores de umidades até bem distintos para uma mesma contagem no solo.

Quanto às demais 13 profundidades do perfil, a Tabela 3 e as figuras correspondentes, mostram que as calibrações foram muito boas, melhorando sensivelmente com o aumento da profundidade, provavelmente decorrente de uma maior homogeneidade do solo.

Finalmente, os coeficientes angulares das equações da reta mostrados na Tabela 3, revelam uma particularidade importante, do ponto de vista de obtenção experimental dessas calibrações. Como se observa, os valores numéricos dos coeficientes angulares apresentam-se levemente decrescentes com o aumento da profundidade, com um máximo de 0,159 e um mínimo de 0,118. Essa é uma variação muito pequena, pois os arcos tangentes desses valores resultam nos ângulos de 9 e 6,7°, respectivamente e, portanto, muito próximos. Com isso, para propósitos práticos, desde que se disponha de uma única calibração, adequadamente elaborada para qualquer profundidade no perfil, então a calibração para qualquer outra profundidade de interesse (com exceção, ao que parece, daquelas mais superficiais), pode ser facilmente obtida, bastando para isso proceder simultaneamente uma leitura com a sonda e uma tradagem cuidadosa, e a partir desses valores, traçar uma pa-

ralela ao ajuste previamente obtido.

5.1.3. Perfis de umidade em função do tempo

Os dados de umidade para as diversas profundidades como uma função do tempo de redistribuição da água, foram obtidos pela conversão dos valores de leituras no solo com a sonda de nêutrons (Tabela 1 do Apêndice C), nas profundidades e tempos respectivos, através das equações de calibração (Tabela 3).

A partir desses dados, foram feitos os gráficos de umidade em função do tempo de redistribuição da água no solo, para cada profundidade, os quais se encontram nas Figuras 22 a 37. Nesses gráficos, as linhas que se ajustam aos pontos experimentais foram obtidas por meio da equação (36) através de regressão não-linear (BORRITO, 1984), com altos coeficientes de determinação (r^2), para todas as profundidades, mostrando a adequação da equação (36) em descrever o fenômeno. Essa equação constitui-se numa novidade no emprego de representações dessa natureza e foi adaptada de Van GENUCHTEN (1980), que a utiliza para ajustes em curvas características, simplesmente substituindo o termo ψ_m (potencial matricial) por t (tempo de redistribuição da água), na equação (36). Os valores dos coeficientes de determinação e dos parâmetros de ajuste da equação (36) obtidos para as diversas profundidades, encontram-se dispostos na Tabela 4.

5.1.4. Perfis de potencial matricial em função do tempo

A Tabela 3 do Apêndice C mostra os dados de potencial matricial para os diferentes tempos de redistribuição da água nas di-

versas profundidades estudadas, ou seja: 23,5; 32; 40,5; 57,5; 66; 74,5; 90,5; 98; 105,5; 128; 143; 158; 188; 203 e 218 cm. Através desses valores e da utilização da equação (37), foram construídos os gráficos de potencial matricial em função do tempo de redistribuição da água no solo, para cada profundidade, os quais se encontram nas Figuras 38 a 52.

Aqui, os ajustes dos pontos experimentais à equação (37), obtidos através de regressão não linear (BORATO, 1984), foram muito bons, visto que os coeficientes de determinação superam a 0,975 para todas as profundidades, mostrando a adequação da equação, que também se constitui numa novidade no emprego de representações dessa natureza. Ela foi adaptada a partir de uma conhecida equação exponencial do tipo $y = e^{\alpha + \beta x}$ (que resulta na equação da reta, quando logaritmizada), e das condições teóricas desenvolvidas por LIBARDI (1978). Os valores dos coeficientes de determinação e dos parâmetros de ajuste da equação (37) obtidos para as diversas profundidades, encontram-se dispostos na Tabela 5.

FIGURA 6 - Calibração da sonda de nêutrons para a profundidade de 7,5 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 7 - Calibração de sonda de nêutrons para a profundidade de 23,5 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 8 - Calibração da sonda de nêutrons para a profundidade de 32 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 9 - Calibração da sonda de nêutrons para a profundidade de 40,5 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 10 - Calibração da sonda de nêutrons para a profundidade de 57,5 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 11 - Calibração da sonda de nêutrons para a profundidade de 66 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 12 - Calibração da sonda de nêutrons para a profundidade de 74,5 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 13 - Calibração da sonda de nêutrons para a profundidade de 90,5 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 14 - Calibração da sonda de nêutrons para a profundidade de 98 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 15 - Calibração da sonda de nêutrons para a profundidade de 105,5 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 16 - Calibração da sonda de nêutrons para a profundidade de 128 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 17 - Calibração da sonda de nêutrons para a profundidade de 143 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 18 - Calibração da sonda de nêutrons para a profundidade de 158 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 19 - Calibração da sonda de nêutrons para a profundidade de 188 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 20 - Calibração da sonda de nêutrons para a profundidade de 203 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 21 - Calibração da sonda de nêutrons para a profundidade de 218 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

TABELA 3 - Equações de calibração da sonda de nêutrons e seus respectivos coeficientes de determinação (r^2) para as diversas profundidades (z) do solo Terra Roxa Estruturada.

z (cm)	equação de calibração (1)	r^2
7,5	$\Theta = -0,14448862 + 0,15830517 \text{ CR}$	0,9927
23,5	$\Theta = 1/(14,629089 - 6,6685729 \text{ CR} + 0,95657509 \text{ CR}^2)$	0,8692
32,0	$\Theta = 1/(17,224427 - 8,2506804 \text{ CR} + 1,1969805 \text{ CR}^2)$	0,6256
40,5	$\Theta = -0,13735693 + 0,15692554 \text{ CR}$	0,5051
57,5	$\Theta = -0,12250864 + 0,16172511 \text{ CR}$	0,7712
66	$\Theta = -0,10014746 + 0,15887032 \text{ CR}$	0,6775
74,5	$\Theta = -0,05363259 + 0,14577869 \text{ CR}$	0,7603
90,5	$\Theta = -0,069173774 + 0,1514478 \text{ CR}$	0,7438
98	$\Theta = -0,031005208 + 0,13981714 \text{ CR}$	0,8549
105,5	$\Theta = -0,023647163 + 0,13743389 \text{ CR}$	0,8742
128	$\Theta = 0,0002855712 + 0,12849415 \text{ CR}$	0,8857
143	$\Theta = 0,013445448 + 0,12610327 \text{ CR}$	0,7822
158	$\Theta = 0,022318449 + 0,11845641 \text{ CR}$	0,9299
188	$\Theta = -0,0051596587 + 0,12095651 \text{ CR}$	0,9418
203	$\Theta = -0,013996776 + 0,12255204 \text{ CR}$	0,9524
218	$\Theta = 0,00068590487 + 0,11808741 \text{ CR}$	0,9446

(1) Θ = umidade (cm^3/cm^3); CR = contagem relativa = contagem no solo / contagem padrão

FIGURA 22 - Umidade em função do tempo de redistribuição da água na profundidade de 7,5 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 23 - Umidade em função do tempo de redistribuição da água na profundidade de 23,5 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 24 - Umidade em função do tempo de redistribuição da água na profundidade de 32 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 25 - Umidade em função do tempo de redistribuição da água na profundidade de 40,5 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 26 - Umidade em função do tempo de redistribuição da água na profundidade de 57,5 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 27 - Umidade em função do tempo de redistribuição da água na profundidade de 66 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 28 - Umidade em função do tempo de redistribuição da água na profundidade de 74,5 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 29 - Umidade em função do tempo de redistribuição da água na profundidade de 90,5 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 30 - Umidade em função do tempo de redistribuição da água na profundidade de 98 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 31 - Umidade em função do tempo de redistribuição da água na profundidade de 105,5 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 32 - Umidade em função do tempo de redistribuição da água na profundidade de 128 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 33 - Umidade em função do tempo de redistribuição da água na profundidade de 143 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 34 - Umidade em função do tempo de redistribuição da água na profundidade de 158 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 35 - Umidade em função do tempo de redistribuição da água na profundidade de 188 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 36 - Umidade em função do tempo de redistribuição da água na profundidade de 203 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 37 - Umidade em função do tempo de redistribuição da água na profundidade de 218 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

TABELA 4 - Parâmetros da equação (36) e seus respectivos coeficientes de determinação (r^2), obtidos através do ajuste dos dados de umidade em função do tempo de redistribuição da água nas diversas profundidades (z) do solo Terra Roxa Estruturada.

z (cm)	parâmetros				r^2
	α	β	γ	n	
7,5	0,29633272	0,33809246	0,43212383	1,0381427	0,7586
23,5	0,13893188	0,31557665	0,33173668	1,0513444	0,9136
32	0,30305675	0,32655021	0,33184477	1,2505452	0,8995
40,5	0,50907502	0,31487867	0,3890204	1,0739056	0,9629
57,5	0,24370219	0,33076011	0,4348398	1,0868267	0,9751
66	0,23890747	0,34427782	0,43690118	1,0753428	0,9681
74,5	0,22842378	0,3008523	0,4354693	1,0477233	0,9698
90,5	0,21052083	0,26555286	0,43480839	1,0542721	0,9804
98	0,22392714	0,2494424	0,43337675	1,054005	0,9847
105,5	0,24469493	0,31441827	0,43355699	1,113507	0,9884
128	0,20952473	0,30948333	0,40920506	1,2206542	0,9947
143	0,16744762	0,29878356	0,40155151	1,284143	0,9949
158	0,13861873	0,29653117	0,39586666	1,4094544	0,9949
188	0,099448555	0,28821669	0,39422076	1,4093038	0,9961
203	0,11784429	0,27298134	0,39806937	1,3006512	0,9940
218	0,10408788	0,29093879	0,40148666	1,3975361	0,9971

FIGURA 38 - Potencial matricial em função do tempo de redistribuição da água na profundidade de 23,5 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 39 - Potencial matricial em função do tempo de redistribuição da água na profundidade de 32 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 40 - Potencial matricial em função do tempo de redistribuição da água na profundidade de 40,5 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 41 - Potencial matricial em função do tempo de redistribuição da água na profundidade de 57,5 cm do solo Terra Roxa Es truturada.

FIGURA 42 - Potencial matricial em função do tempo de redistribuição da água na profundidade de 66 cm de solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 43 - Potencial matricial em função do tempo de redistribuição da água na profundidade de 74,5 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 44 - Potencial matricial em função do tempo de redistribuição da água na profundidade de 90,5 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 45 - Potencial matricial em função do tempo de redistribuição da água na profundidade de 98 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 46 - Potencial matricial em função do tempo de redistribuição da água na profundidade de 105,5 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 47 - Potencial matricial em função do tempo de redistribuição da água na profundidade de 128 cm do solo Terra Roxa Es truturada.

FIGURA 48 - Potencial matricial em função do tempo de redistribuição da água na profundidade de 143 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 49 - Potencial matricial em função do tempo de redistribuição da água na profundidade de 158 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 50 - Potencial matricial em função do tempo de redistribuição da água na profundidade de 188 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 51 - Potencial matricial em função do tempo de redistribuição da água na profundidade de 203 cm do solo Terra Roxa E_s truturada.

FIGURA 52 - Potencial matricial em função do tempo de redistribuição da água na profundidade de 218 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

TABELA 5 - Parâmetros da equação (37) e seus respectivos coeficientes de determinação (r^2), obtidos através do ajuste dos dados de potencial matricial em função do tempo de redistribuição da água nas diversas profundidades (z) do solo Terra Roxa Estruturada.

z (cm)	parâmetros		r^2
	α	β	
23,5	0,49529999	0,35569009	0,9889
32	0,53317898	0,35772062	0,9832
40,5	0,60297583	0,3669216	0,9755
57,5	0,52439484	0,38868733	0,9871
66	0,46836966	0,41156379	0,9769
74,5	0,41967858	0,42625352	0,9840
90,5	1,1114014	0,37375663	0,9910
98,0	1,4502838	0,35949164	0,9834
105,5	1,7042073	0,35367311	0,9861
128	1,8603341	0,41293063	0,9947
143	3,1795381	0,27542546	0,9975
158	3,3768941	0,26956518	0,9990
188	3,2905702	0,27879647	0,9991
203	3,2757669	0,28133642	0,9980
218	3,0552417	0,30817856	0,9982

5.1.5. Perfis de umidade e de potencial matricial em função da profundidade

Com base nas equações (36) e (37), e seus correspondentes parâmetros mostrados nas Tabelas 4 e 5, respectivamente, foram então construídas as Tabelas 6 e 7, que se constituíram nos elementos-chave para obtenção de todos os cálculos subsequentes. A Tabela 6 contém os valores de umidade nas diversas profundidades do solo, para uma ampla variação no tempo de redistribuição da água. Da mesma forma, para as mesmas profundidades (com exceção de 7,5 cm, que não foi instalado tensiômetro) e tempos, a Tabela 7 apresenta os valores de potencial matricial.

Com isso, os perfis de umidade e de potencial matricial, ambos em função da profundidade e para cada tempo de redistribuição da água, foram transladados em linguagem BASIC pela função "Spline" cúbica (Apêndice A), a partir das Tabelas 6 e 7, respectivamente.

Como exemplo, as Figuras 53 e 54 mostram, respectivamente, os perfis de umidade e de potencial matricial para os tempos zero e 672 h após o término da infiltração na parcela.

Foi construído um perfil para cada tempo de ambas as tabelas, e em cada profundidade, as tangentes $\partial\theta/\partial z$ e $\partial\psi_m/\partial z$ foram automaticamente determinadas de seus respectivos perfis, através da função "Spline" cúbica. No caso dos perfis de umidade, esses ainda foram integrados pela mesma função, obedecendo à equação (38), para fornecer a armazenagem de água em cada tempo, e nos limites de profundidade de interesse. Na Figura 53, até a profundidade de 218 cm, os 88,3 cm de água inicialmente armazenados no tempo zero, diminuiu

para 76,6 cm após 672 h de drenagem e redistribuição. Comparativamente, nos primeiros 40,5 cm de profundidade, esse decréscimo foi de 15,0 cm para 14,6 cm de água, no mesmo período.

5.1.6. Difusividades global, matricial, gravitacional e condutividade hidráulica

Através do procedimento apresentado no item 4.2.7. para determinação das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, foram construídas as Tabelas 8 e 9, que fornecem, além desses parâmetros hidráulicos, todos aqueles outros necessários às suas determinações, também descritos no item 4.2.7. Todos os cálculos foram realizados visando a determinação dessas funções para as profundidades de 32, 66, 98, 143 e 203 cm, que são exatamente as profundidades médias das camadas 15-49, 49-83, 83-113, 113-173 e 173-233 cm, consideradas morfologicamente homogêneas (ver item 4.2.1.).

A terceira coluna da Tabela 8 foi obtida pela equação (39) através da função "Spline" cúbica (Apêndice A), entrando-se no programa com os dados de armazenagens previamente obtidos (coluna 2) e dos tempos respectivos, para cada profundidade de interesse. De modo semelhante foram obtidas as tangentes nas curvas características $d\psi_m/d\theta$ (quinta coluna da Tabela 9); neste caso, foram utilizados também, para cada profundidade de interesse, os dados de umidade e de potencial matricial das Tabelas 6 e 7, uma vez que eles são comuns com o tempo de redistribuição. A obtenção detalhada dos demais parâmetros hidráulicos da Tabela 9, é descrita no item 4.2.7.

Observando-se os valores de $K(\theta)$ e $K_H(\theta)$ da Tabela 9, verifica-se, de modo geral, que eles são bastante diferentes na pro-

fundidade de 32 cm e também a 66 cm para os menores valores de umidade, passando a melhorar sensivelmente, principalmente para as profundidades de 98, 143 e 203 cm. A mesma observação é válida para as funções $D_m(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, uma vez que essas são obtidas pelo produto das respectivas condutividades hidráulica ($K(\theta)$ e $K_H(\theta)$), com as tangentes $d\psi_m/d\theta$, para um mesmo valor de umidade. Para melhor visualizar o comportamento dessas funções e facilitar a comparação entre elas, foram construídas, a partir da Tabela 9, as Figuras 55 a 59, que mostram graficamente os valores das condutividades hidráulicas determinadas pela teoria proposta, K , e pelo método de HILLEL et alii (1972), K_H , ambos em função da umidade, para cada uma das profundidades estudadas. Da mesma forma, os valores das difusividades hidráulicas determinadas pela teoria proposta: global (D_g), gravitacional (D_z) e matricial (D_m), bem como a determinada pelo método de HILLEL et alii (1972), e neste trabalho simbolizada por D_{mH} , também foram graficadas em função da umidade, e são mostradas nas Figuras 60 a 64, para cada profundidade.

Como se pode notar, há uma defasagem bastante pronunciada entre os valores de condutividades hidráulicas (K e K_H) para a profundidade de 32 cm, e também para os menores valores de umidade na profundidade de 66 cm. Isso não ocorreu para as demais profundidades, podendo-se até dizer que essas funções se ajustam razoavelmente bem entre si, principalmente na profundidade de 98 cm. Essas mesmas observações também se aplicam para as funções D_m e D_{mH} , das Figuras 60 a 64.

Tudo isso mostra, como será comprovado a seguir, que as três últimas camadas, isto é, 83-113, 113-173 e 173-233 cm, são suficientemente homogêneas do ponto de vista hidráulico, embora não o bastante em duas delas para indicar corretamente o sentido vertical do

fluxo. É o caso das camadas 83-113 e 113-173 cm, onde os valores de gradiente de umidade ($\partial\theta/\partial z$) foram negativos. Se tais camadas fossem rigorosamente homogêneas, esses valores seriam positivos, indicando, pela equação (27), o movimento descendente da água no perfil de solo. Mesmo assim, os resultados nelas obtidos ainda validam e tornam possível a aplicação do método proposto no item 3.3. para fins práticos, porquanto que para esses propósitos, o sentido do fluxo será respeitado se os sinais das funções $D_g(\theta)$ forem observados.

Desse modo, as funções $D_g(\theta)$, tal como foram obtidas nas profundidades de 98, 143 e 203 cm, são de grande importância prática, uma vez que através delas pode-se estimar razoavelmente bem o fluxo de água pela equação (27), com algumas vantagens sobre a equação de Buckingham-Darcy, equação (5). Essas funções são mostradas nas Figuras 62 a 64, onde se pode notar que todas apresentam comportamento exponencial e com uma distribuição dos pontos experimentais muito bem definida em cada profundidade. Isso também se observa para as demais funções $D_m(\theta)$ e $D_z(\theta)$, e serve para mostrar a coerência na definição desses conceitos, equações 21 e 22, especialmente da segunda, que se constitui numa novidade no campo da física da água em meios porosos não saturados. Ambas as funções estão relacionadas com a propriedade do meio em conduzir água, seja pela presença da matriz ($D_m(\theta)$), ou pela ação do campo gravitacional terrestre ($D_z(\theta)$). Por isso, como é de se esperar e mostrado nas Figuras 62 a 64, a função $D_z(\theta)$ assume maior importância para altos valores de umidade, próximo à saturação, tendendo a decrescer mais pronunciadamente do que a função $D_m(\theta)$, à medida que as forças matriciais mais intensamente se evidenciam com a secagem do solo.

Com relação às profundidades de 32 e 66 cm, embora as

funções $D_g(\theta)$ se apresentem bem definidas, Figuras 60 e 61, respectivamente, elas não encerram nenhum fundamento físico que justifique aplicabilidade. Pelo contrário, as defasagens entre as funções $K(\theta)$ e $K_H(\theta)$, e $D_m(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$ nessas profundidades, mostram que ambas as camadas não são hidraulicamente homogêneas e, portanto, o método proposto não pode ser aplicado em nenhuma delas.

Para comprovar essas afirmações de uma forma mais adequada e fisicamente embasada, retornemos à equação (18). Como descrito no item 3.2., essa equação foi obtida admitindo-se a hipótese de solo (camada de solo no caso em questão) hidraulicamente homogêneo, todavia sem impor restrições quanto ao regime do fluxo de água que nele se processa (evaporação, redistribuição, infiltração, etc). Ela diz que se um solo é rigorosamente homogêneo do ponto de vista hidráulico, então para qualquer tempo dentro do regime de fluxo envolvido, o produto das tangentes $\partial\theta/\partial z$ e $d\psi_m/d\theta$, deve ser exatamente igual ao gradiente de potencial matricial ($\partial\psi_m/\partial z$). É lógico admitir, por outro lado, que a imposição dessa condição seja difícil de ser satisfeita, principalmente sob condições de campo. Daí, a pergunta que surge de imediato, é a seguinte: como se pode avaliar o afastamento que uma camada qualquer de solo apresenta, com relação a uma condição padrão de homogeneidade hidráulica ?

A equação (18) pode ser utilizada para responder a esta pergunta, se através dela puder ser definida a condição padrão de homogeneidade hidráulica. Para isso, se considerarmos a equação

$$F(\theta) = \frac{\partial\psi_m}{\partial z} - \frac{d\psi_m}{d\theta} \cdot \frac{\partial\theta}{\partial z}, \quad (41)$$

então a condição padrão será satisfeita, quando o valor de F for nulo

para qualquer valor de umidade. Portanto, se para qualquer valor de umidade o valor de F for diferente de zero na equação (41), esta será uma medida do afastamento da condição padrão de homogeneidade hidráulica, para aquele valor de umidade. Assim, se todos os parâmetros hidráulicos da equação (41) são conhecidos para uma ampla variação de umidade na camada de interesse, então o comportamento dessa camada pode ser analisado dentro dessa variação de umidade, com respeito à condição padrão de homogeneidade hidráulica.

Os valores de F da equação (41), em função da umidade, foram calculados para todas as camadas consideradas, a partir dos dados da Tabela 9. Esses valores se encontram graficados nas Figuras 65 a 69. Como pode ser notado, há, sem exceção, uma correlação muito estreita entre os valores de F com as respectivas diferenças entre as funções $K(\theta)$ e $K_H(\theta)$, e $D_m(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$ nas profundidades correspondentes (Figuras 55 a 64), e isso mostra que essas diferenças também podem ser utilizadas como critério interpretativo para análise de homogeneidade hidráulica dentro da camada de interesse. Deve ser notado, também, que as funções $F(\theta)$ de camadas distintas, não podem ser utilizadas para comparação entre si, a menos que essa comparação seja referida a valores de umidades comuns para ambas as camadas. Isso é fácil de compreender, porque somente assim os parâmetros hidráulicos da equação (41) serão afins para esse propósito.

Diante de tudo isso, e como ficou demonstrado, se conclui que toda a teoria formulada nos itens 3.2. e 3.3. deste trabalho, pode ser aplicada para propósitos práticos, em meios porosos aproximadamente homogêneos hidraulicamente, mas que o critério morfológico para identificação das camadas hidraulicamente homogêneas, nem sempre conduz a resultados satisfatórios.

Infelizmente, essa conclusão se traduz desfavoravelmente na aplicação da teoria proposta em solos dessa natureza, uma vez que a descrição morfológica é um processo relativamente rápido e simples no campo. Por outro lado, o critério da função $F(\theta)$, equação (41), que embora se constitua numa maneira segura para identificação das camadas hidraulicamente homogêneas, tem como implicação o conhecimento prévio de um volume de informações adicionais, que provavelmente não justifique a aplicação do método proposto no item 3.3., comparativamente ao de HILLEL et alii (1972), por exemplo.

Para que essa situação se inverta, é necessário adotar um novo critério para identificação das camadas hidraulicamente homogêneas, e que seja relativamente seguro e rápido. Ao que parece, uma maneira atrativa de se conseguir isso, e que tem muito a ver com a equação (41), é a de se utilizar o confronto das curvas características respectivas a cada profundidade dentro da camada de interesse. Evidentemente, quanto mais próximas se apresentarem as curvas, mais forte será a indicação de se tratar de uma camada hidraulicamente homogênea.

As Figuras 70 a 74 mostram as famílias de curvas características das camadas de solo consideradas, obtidas a partir das Tabelas 6 e 7. Como se pode observar, embora esse critério seja menos preciso do que a equação (41), já que as curvas características são independentes do tempo, mesmo assim ele oferece uma boa idéia, pelo menos para efeitos práticos, da condição de homogeneidade hidráulica de cada uma das camadas. Há, em outras palavras, uma boa aproximação das curvas para as três últimas camadas, enquanto que para aquelas mais superficiais, pelo menos uma delas se apresenta diferentemente disposta com relação às outras, o que permite inferir as mesmas

TABELA 6 - Valores de umidade (cm^3/cm^3) em função da profundidade e do tempo de redistribuição da água, do experimento em Terra Roxa Estruturada, obtidos pela equação (36) e parâmetros da Tabela 4.

t (hora)	profundidade (cm)							
	z = 7,5	z=23,5	z=32	z=40,5	z=57,5	z=66	z=75,5	z=90,5
0	0,4321	0,3317	0,3316	0,389	0,4348	0,4369	0,4355	0,4348
6	0,4286	0,3313	0,3308	0,3819	0,4275	0,4312	0,4302	0,4278
12	0,4269	0,331	0,3302	0,3791	0,4235	0,4282	0,4274	0,4239
18	0,4258	0,3308	0,3299	0,3774	0,421	0,4262	0,4255	0,4212
24	0,425	0,3306	0,3297	0,3762	0,4191	0,4247	0,4241	0,4192
30	0,4243	0,3304	0,3296	0,3753	0,4176	0,4235	0,423	0,4176
36	0,4237	0,3303	0,3294	0,3745	0,4163	0,4225	0,422	0,4163
42	0,4233	0,3302	0,3293	0,3739	0,4153	0,4217	0,4212	0,4152
48	0,4229	0,3301	0,3292	0,3733	0,4144	0,421	0,4205	0,4142
72	0,4216	0,3299	0,329	0,3716	0,4116	0,4188	0,4184	0,4112
96	0,4208	0,3297	0,3288	0,3704	0,4097	0,4173	0,4168	0,409
120	0,4201	0,3295	0,3287	0,3695	0,4082	0,4161	0,4156	0,4074
144	0,4195	0,3294	0,3286	0,3688	0,4071	0,4151	0,4147	0,406
168	0,4191	0,3293	0,3285	0,3682	0,4061	0,4143	0,4139	0,4049
192	0,4186	0,3292	0,3285	0,3677	0,4052	0,4136	0,4131	0,4039
216	0,4183	0,3291	0,3284	0,3672	0,4045	0,413	0,3125	0,403
240	0,418	0,3291	0,3284	0,3668	0,4036	0,4125	0,412	0,4022
264	0,4177	0,329	0,3283	0,3665	0,4032	0,412	0,4115	0,4015
288	0,4174	0,3289	0,3283	0,3661	0,4027	0,4116	0,411	0,4009
312	0,4172	0,3289	0,3282	0,3658	0,4022	0,4112	0,4106	0,4003
336	0,417	0,3288	0,3282	0,3656	0,4017	0,4108	0,4102	0,3998
360	0,4168	0,3286	0,3282	0,3653	0,4013	0,4105	0,4099	0,3993
384	0,4166	0,3287	0,3282	0,3651	0,4009	0,4101	0,4095	0,3988
408	0,4164	0,3287	0,3281	0,3648	0,4005	0,4098	0,4092	0,3984
432	0,4162	0,3287	0,3281	0,3646	0,4002	0,4096	0,4089	0,398
456	0,4161	0,3286	0,3281	0,3644	0,3999	0,4093	0,4087	0,3976
480	0,4159	0,3286	0,3281	0,3643	0,3996	0,409	0,4084	0,3973
504	0,4158	0,3286	0,3281	0,3641	0,3993	0,4088	0,4082	0,3969
528	0,4156	0,3285	0,328	0,3639	0,399	0,4086	0,4079	0,3966
552	0,4155	0,3285	0,328	0,3637	0,3987	0,4084	0,4077	0,3963
576	0,4154	0,3285	0,328	0,3636	0,3985	0,4082	0,4075	0,396
600	0,4153	0,3284	0,328	0,3634	0,3982	0,408	0,4073	0,3957
624	0,4151	0,3284	0,328	0,3633	0,398	0,4078	0,4071	0,3954
648	0,415	0,3284	0,328	0,3632	0,3978	0,4076	0,4069	0,3951
672	0,4149	0,3284	0,3279	0,363	0,3976	0,4074	0,4067	0,3949

(continua)

TABELA 6 - Valores de umidade (cm^3/cm^3) em função da profundidade e do tempo de redistribuição da água, do experimento em Terra Roxa Estruturada, obtidos pela equação (36) e parâmetros da Tabela 4.

t (hora)	profundidade (cm)							
	z=98	z=105,5	z = 128	z = 143	z = 158	z = 188	z = 203	z = 218
0	0,4334	0,4336	0,4092	0,4016	0,3959	0,3942	0,3981	0,4015
6	0,4254	0,4228	0,3951	0,3869	0,3807	0,3828	0,3846	0,3891
12	0,4211	0,4171	0,3868	0,3769	0,3684	0,3716	0,3736	0,3775
18	0,4182	0,4233	0,3815	0,3704	0,3602	0,3633	0,3657	0,369
24	0,4161	0,4106	0,3777	0,3657	0,3544	0,3571	0,3598	0,3626
30	0,4143	0,4084	0,3748	0,3621	0,35	0,3523	0,3551	0,3576
36	0,4129	0,4067	0,3724	0,3592	0,3465	0,3484	0,3514	0,3537
42	0,4117	0,4052	0,3704	0,3568	0,3437	0,3452	0,3482	0,3504
48	0,4106	0,4039	0,3688	0,3548	0,3414	0,3424	0,3456	0,3476
72	0,4073	0,4001	0,3639	0,349	0,3348	0,3347	0,3378	0,3398
96	0,405	0,3974	0,3607	0,3452	0,3307	0,3298	0,3327	0,3347
120	0,4032	0,3954	0,3583	0,3424	0,3278	0,3263	0,329	0,3311
144	0,4017	0,3938	0,3564	0,3402	0,3256	0,3236	0,3261	0,3264
168	0,4005	0,3924	0,3548	0,3385	0,3238	0,3215	0,3237	0,3262
192	0,3994	0,3913	0,3535	0,337	0,3224	0,3198	0,3218	0,3244
216	0,3985	0,3903	0,3524	0,3358	0,3212	0,3183	0,3201	0,3229
240	0,3977	0,3894	0,3514	0,3347	0,3201	0,3171	0,3186	0,3216
264	0,3969	0,3886	0,3506	0,3337	0,3192	0,316	0,3174	0,3205
288	0,3962	0,3879	0,3498	0,3329	0,3184	0,315	0,3162	0,3195
312	0,3956	0,3872	0,3491	0,3321	0,3177	0,3141	0,3152	0,3186
336	0,395	0,3866	0,3484	0,3314	0,3171	0,3134	0,3143	0,3178
360	0,3945	0,386	0,3479	0,3308	0,3165	0,3127	0,3134	0,3171
384	0,394	0,3855	0,3473	0,3302	0,316	0,312	0,3127	0,3164
408	0,3935	0,385	0,3468	0,3297	0,3155	0,3115	0,312	0,3158
432	0,3931	0,3846	0,3464	0,3292	0,3151	0,3109	0,3113	0,3153
456	0,3927	0,3841	0,3459	0,3287	0,3147	0,3104	0,3107	0,3147
480	0,3923	0,3837	0,3455	0,3283	0,3143	0,31	0,3101	0,3143
504	0,3919	0,3834	0,3451	0,3279	0,314	0,3095	0,3096	0,3138
528	0,3915	0,383	0,3448	0,3275	0,3136	0,3091	0,3091	0,3134
552	0,3912	0,3827	0,3444	0,3272	0,3133	0,3088	0,3086	0,313
576	0,3909	0,3823	0,3441	0,3268	0,313	0,3084	0,3081	0,3126
600	0,3906	0,382	0,3438	0,3265	0,3128	0,3081	0,3077	0,3123
624	0,3903	0,3817	0,3435	0,3262	0,3125	0,3078	0,3073	0,312
648	0,39	0,3814	0,3432	0,3259	0,3123	0,3075	0,3069	0,3116
672	0,3897	0,3812	0,3429	0,3256	0,312	0,3072	0,3066	0,3113

TABELA 7 - Valores de potencial matricial em função da profundidade e do tempo de redistribuição da água, do experimento em Terra Roxa Estruturada, obtidos pela equação (37) e parâmetros da Tabela 5.

t (hora)	profundidade (cm)							
	z=23,5	z = 32	z=40,5	z=57,5	z = 66	z=74,5	z=90,5	z = 98
0	1,64	1,7	1,83	1,69	1,6	1,52	3,04	4,26
6	3,28	3,42	3,73	3,6	3,56	3,49	6,29	8,56
12	4,09	4,27	4,68	4,58	4,59	4,54	7,93	10,72
18	4,68	4,89	5,38	5,31	5,37	5,34	9,13	12,29
24	5,16	5,39	5,95	5,9	6,01	6	10,12	13,56
30	5,57	5,82	6,44	6,42	6,56	6,58	10,97	14,65
36	5,93	6,2	6,88	6,88	7,06	7,09	11,72	15,62
42	6,25	6,54	7,26	7,29	7,51	7,56	12,39	16,48
48	6,55	6,86	7,62	7,67	7,93	7,99	13,01	17,28
72	7,55	7,91	8,82	8,95	9,34	9,47	15,1	19,94
96	8,35	8,76	9,79	10	10,5	10,69	16,8	22,08
120	9,04	9,48	10,62	10,9	11,5	11,75	18,24	23,91
144	9,64	10,11	11,35	11,69	12,39	12,69	19,52	25,52
168	10,18	10,68	12	12,41	13,19	13,55	20,67	26,96
192	10,67	11,2	12,6	13,06	13,93	14,34	21,72	28,28
216	11,12	11,68	13,16	13,67	14,62	15,07	22,7	29,5
240	11,54	12,12	13,67	14,24	15,27	15,76	23,6	30,63
264	11,94	12,54	14,16	14,78	15,88	16,41	24,46	31,69
288	12,31	12,94	14,62	15,28	16,45	17,03	25,26	32,7
312	12,67	13,31	15,05	15,77	17	17,62	26,03	33,65
336	13,01	13,67	15,46	16,23	17,53	18,18	26,75	34,56
360	13,33	14,01	15,86	16,67	18,03	18,72	27,45	35,42
384	13,64	14,34	16,24	17,09	18,51	19,25	28,12	36,25
408	13,93	14,65	16,6	17,49	18,98	19,75	28,76	37,05
432	14,22	14,95	16,95	17,89	19,43	20,23	29,38	37,81
456	14,49	15,24	17,29	18,26	19,87	20,7	29,98	38,55
480	14,76	15,52	17,62	18,63	20,29	21,16	30,56	39,27
504	15,02	15,8	17,94	18,99	20,7	21,6	31,12	39,96
528	15,27	16,06	18,25	19,33	21,1	22,04	31,67	40,64
552	15,51	16,32	18,55	19,67	21,49	22,46	32,19	41,29
576	15,75	16,57	18,84	20	21,87	22,87	32,71	41,92
600	15,98	16,81	19,12	20,32	22,24	23,27	33,21	42,54
624	16,2	17,05	19,4	20,63	22,6	23,66	33,7	43,15
648	16,42	17,28	19,67	20,93	22,95	24,04	34,18	43,73
672	16,63	17,51	19,93	21,23	23,3	24,42	34,65	44,31

(continua)

TABELA 7 - Valores de potencial matricial em função da profundidade e do tempo de redistribuição da água, do experimento em Terra Roxa Estruturada, obtidos pela equação (37) e parâmetros da Tabela 5.

t (hora)	profundidade (cm)						
	z=105,5	z=128	z=143	z=158	z=188	z=203	z=218
0	5,5	6,43	24,04	29,28	26,86	26,46	21,23
6	10,94	14,35	41,08	49,47	46,2	45,75	38,66
12	13,62	18,53	48,72	58,46	54,91	54,46	46,79
18	15,57	21,68	54,08	64,76	61,04	60,59	52,6
24	17,16	24,28	58,33	69,73	65,89	65,45	57,24
30	18,52	26,53	61,89	73,89	69,96	69,54	61,16
36	19,71	28,54	64,98	77,5	73,5	73,09	64,59
42	20,79	30,37	67,73	80,7	76,64	76,24	67,65
48	21,77	32,05	70,21	83,6	79,49	79,1	70,43
72	25,07	37,79	78,35	93,08	88,83	88,48	79,64
96	27,72	42,49	84,74	100,49	96,16	95,85	86,93
120	29,97	46,56	90,06	106,66	102,27	102	93,06
144	31,96	50,17	94,66	111,99	107,56	107,33	98,39
168	33,73	53,44	98,74	116,72	112,25	112,05	103,15
192	35,36	56,46	102,41	120,97	116,49	116,32	107,46
216	36,85	59,26	105,77	124,85	120,36	120,22	111,41
240	38,25	61,88	108,67	128,43	123,93	123,82	115,07
264	39,55	64,35	111,76	131,76	127,25	127,17	118,49
288	40,78	66,7	114,46	134,88	130,37	130,31	121,69
312	41,95	68,93	117	137,81	138,3	133,27	124,72
336	43,06	71,07	119,41	140,58	136,07	136,07	127,6
360	44,12	73,11	121,69	143,21	138,71	138,73	130,33
384	45,14	75,08	123,87	145,72	141,22	141,26	132,94
408	46,11	76,98	125,95	148,11	143,62	143,69	135,44
432	47,05	78,82	127,94	150,41	145,92	146,01	137,84
456	47,96	80,59	129,86	152,61	148,13	148,24	140,15
480	48,83	82,31	131,7	154,73	150,26	150,39	142,38
504	49,68	83,99	133,48	156,78	152,32	152,47	144,53
528	50,51	85,61	135,2	158,75	154,3	154,47	146,62
552	51,3	87,19	136,86	160,66	156,22	156,41	148,64
576	52,08	88,74	138,47	162,51	158,08	158,29	150,59
600	52,84	90,24	140,03	164,31	159,89	160,12	152,5
624	53,57	91,71	141,55	166,05	161,64	161,89	154,35
648	54,29	93,15	143,03	167,75	163,35	163,62	156,15
672	54,99	94,58	144,47	169,4	165,01	165,3	157,91

FIGURA 53 - Perfis de umidade em função da profundidade para os tempos zero e 672 h de redistribuição de água no solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 54 - Perfis de potencial matricial em função da profundidade para os tempos zero e 672 h de redistribuição da água no solo Terra Roxa Estruturada.

TABELA 8 - Cálculo dos fluxos de água no solo nas diversas profundidades (z) e diversos tempos de redistribuição (t), para o solo Terra Roxa Estruturada.

t (hora)	z (cm)	Az (t) (cm)	$-(q)z \cdot 10^4$ (cm/hora)
6	32	11,88	67,42
	66	25,55	347,08
	98	39,28	601,75
	143	57,52	1363,58
	203	80,45	2614,25
12	32	11,86	38,42
	66	25,42	184,75
	98	39,04	335,58
	143	56,94	796,5
	203	79,18	1781,25
18	32	11,84	26,75
	66	25,33	124,08
	98	38,88	230,83
	143	56,56	542,08
	203	78,32	1242,83
24	32	11,82	22,25
	66	25,67	95,58
	98	38,76	177,17
	143	56,29	408,50
	203	77,69	931,00

(continua)

TABELA 8 - Cálculo dos fluxos de água no solonas diversas profundidades (z) e diversos tempos de redistribuição (t), para o solo Terra Roxa Estruturada.

t (hora)	z (cm)	Az (t) (cm)	$-(q)_z \cdot 10^4$ (cm / hora)
30	32	11,81	18,75
	66	25,22	78,83
	98	38,66	145,67
	143	56,08	328,67
	203	77,20	738,33
36	32	11,80	14,08
	66	25,17	63,42
	98	38,58	119,5
	143	55,90	270,42
	203	76,80	601,58
42	32	11,80	11,75
	66	25,14	53,00
	98	38,52	101,00
	143	35,75	227,75
	203	76,48	502,50
98	32	11,79	11,05
	66	25,11	49,03
	98	38,46	91,99
	143	55,63	200,99
	203	76,20	438,18
72	32	11,77	7,23
	66	25,02	32,5
	98	38,29	62,15
	143	55,25	133,83
	203	75,39	279,08

(continua)

TABELA 8 - Cálculo dos fluxos de água no solo nas diversas profundidades (z) e diversos tempos de redistribuição (t), para o solo Terra Roxa Estruturada.

t (hora)	z (cm)	Az (t) (cm)	$-(q)_z \cdot 10^4$ (cm / hora)
96	32	11,75	5,56
	66	24,95	23,88
	98	38,17	45,81
	143	54,98	96,17
	203	74,86	192,67
120	32	11,74	4,73
	66	24,90	15,75
	98	38,07	32,83
	143	54,78	71,4
	203	74,47	142,52
144	32	11,73	3,48
	66	24,88	14,90
	98	38,01	28,96
	143	54,64	60,4
	203	74,18	115,94
168	32	11,72	3,10
	66	24,83	16,10
	98	37,93	28,42
	143	54,49	54,48
	203	73,91	98,81
192	32	11,72	2,92
	66	24,80	11,54
	98	37,87	22,48
	143	54,38	44,25
	203	73,70	81,08

(continua)

TABELA 8 - Cálculo dos fluxos de água no solo nas diversas profundidades (z) e diversos tempos de redistribuição (t), para o solo Terra Roxa Estruturada.

t (hora)	z (cm)	Az (t) (cm)	$-(q)_z \cdot 10^4$ (cm / hora)
216	32	11,71	2,00
	66	24,77	9,63
	98	37,82	18,90
	143	54,28	38,10
	203	73,52	69,92
240	32	11,71	2,02
	66	24,75	8,69
	98	37,78	17,02
	143	54,20	33,92
	203	73,37	61,35
264	32	11,70	2,38
	66	24,73	8,38
	98	37,74	16,04
	143	54,12	30,94
	203	73,23	55,17
288	32	11,69	1,73
	66	24,71	7,38
	98	37,70	14,33
	143	54,05	28,17
	203	73,10	49,85
312	32	11,69	1,48
	66	24,70	6,50
	98	37,67	12,85
	143	53,98	25,75
	203	72,99	44,4

(continua)

TABELA 8 - Cálculo dos fluxos de água no solo nas diversas profundidades (z) e diversos tempos de redistribuição (t), para o solo Terra Roxa Estruturada.

t (hora)	z (cm)	Az (t) (cm)	$-(q)_z \cdot 10^4$ (cm / hora)
336	32	11,69	1,44
	66	24,68	6,06
	98	37,64	11,73
	143	53,92	23,15
	203	72,89	39,94
360	32	11,69	1,44
	66	24,67	5,77
	98	37,62	11,40
	143	53,87	21,88
	203	72,80	37,83
384	32	11,68	1,48
	66	24,65	5,85
	98	37,59	11,21
	143	53,82	21,17
	203	72,71	35,21
408	32	11,68	1,10
	66	24,64	5,06
	98	37,56	9,71
	143	53,77	18,29
	203	72,63	31,23
432	32	11,68	1,17
	66	24,63	4,46
	98	37,54	8,77
	143	53,73	17,38
	203	72,56	29,67

.. (continua)

TABELA 8 - Cálculo dos fluxos de água no solo nas diversas profundidades (z) e diversos tempos de redistribuição (t), para o solo Terra Roxa Estruturada.

t (hora)	z (cm)	Az (t) (cm)	$-(q)_z \cdot 10^4$ (cm / hora)
456	32	11,67	1,19
	66	24,62	4,25
	98	37,52	8,31
	143	53,69	16,79
	203	72,49	27,81
480	32	11,67	0,81
	66	24,61	3,81
	98	37,50	7,85
	143	53,65	14,98
	203	72,42	25,29
504	32	11,67	1,19
	66	24,60	4,48
	98	37,48	8,48
	143	53,62	15,17
	203	72,36	25,40
528	32	11,66	1,21
	66	24,59	4,5
	98	37,46	8,15
	143	53,58	14,69
	203	72,30	23,77
552	32	11,66	0,54
	66	24,58	3,19
	98	37,44	6,48
	143	53,55	13,08
	203	72,25	21,60

(continua)

TABELA 8 - Cálculo dos fluxos de água no solo nas diversas profundidades (z) e diversos tempos de redistribuição (t), para o solo Terra Roxa Estruturada.

t (hora)	z (cm)	Az (t) (cm)	$-(q)_z \cdot 10^4$ (cm / hora)
576	32	11,66	0,90
	66	24,57	3,54
	98	37,43	6,83
	143	53,52	13,02
	203	72,20	20,94
600	32	11,66	1,17
	66	24,56	3,81
	98	37,41	7,13
	143	53,48	12,77
	203	72,15	19,96
624	32	11,66	0,81
	66	24,55	2,85
	98	37,39	6,19
	143	53,45	11,83
	203	72,10	19,00
648	32	11,65	0,58
	66	24,55	2,98
	98	37,38	6,02
	143	53,43	11,25
	203	72,06	18,31

TABELA 9 - Cálculo das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, para as profundidades (z) de 32, 66, 98, 143 e 203 cm, do solo Terra Roxa Estruturada.

z (cm)	$-(q)_z \cdot 10^4$ (cm/h)	$\partial\theta/\partial z \cdot 10^4$ (cm ⁻¹)	$D_g \cdot 10$ (cm ² /h)	$-d\psi_m/d\theta$ (cmH ₂ O)	$dz/d\theta$ (cm)	$K \cdot 10^4$ (cm/h)	$D_m \cdot 10$ (cm ² /h)
32	67,42	29,76	-22,65	1504,4	336	19,38	-29,16
	38,42	28,29	-13,58	1731,6	353,4	9,85	-17,06
	26,75	27,41	- 9,76	2286	364,8	5,08	-11,61
	22,25	26,82	- 8,29	3226	372,8	2,01	- 9,38
	18,75	26,41	- 7,1	2574	378,6	3,23	- 8,32
	14,08	26	- 5,42	2476,7	384,6	2,59	- 6,41
	11,75	25,71	- 4,57	3293,9	389	1,57	- 5,18
	11,05	25,41	- 4,35	3521,2	393,5	1,39	- 4,9
	7,23	24,53	- 2,95	4645,9	407,7	0,7	- 3,23
	5,56	23,94	- 2,32	5461,5	417,7	0,46	- 2,52
	4,73	23,53	- 2,01	6690,3	425	0,32	- 2,15
	3,48	23,76	- 1,46	5970,1	420,8	0,26	- 1,58
	3,1	22,88	- 1,36	11948,1	437	0,12	- 1,41
	2,92	22,65	- 1,29	9230,8	441,6	0,15	- 1,35
	2	22,41	- 0,89	10036,4	446,2	0,09	- 0,93
	2,02	22,18	- 0,91	8209,1	450,9	0,12	- 0,96
	2,38	22,06	- 1,08	8610	453,3	0,13	- 1,14
	1,73	21,88	- 0,79	7122,5	457	0,12	- 0,84
	1,48	21,71	- 0,68	7502,8	460,7	0,1	- 0,73
	1,44	21,65	- 0,66	∞	462	?	?
	1,44	21,47	- 0,67	∞	465,8	?	?
	1,48	21,41	- 0,69	6012,1	467	0,12	- 0,75
	1,1	21,24	- 0,52	6303,3	470,9	0,09	- 0,56
	1,17	21,12	- 0,55	∞	473,5	?	?
	1,19	21,06	- 0,56	∞	474,9	?	?
	0,81	21	- 0,39	∞	476	?	?
	1,19	20,88	- 0,57	5014,3	478,9	0,13	- 0,63
	1,21	20,82	- 0,58	5200	480,2	0,12	- 0,64
	0,54	20,71	- 0,26	∞	483	?	?
	0,9	20,65	- 0,43	∞	484,3	?	?
	1,17	20,59	- 0,57	∞	485,7	?	?
	0,81	20,53	- 0,4	∞	487,1	?	?
0,58	20,47	- 0,28	4600	488,5	0,07	- 0,32	

(continua)

TABELA 9 - Cálculo das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, para as profundidades (z) de 32, 66, 98, 143 e 203 cm, do solo Terra Roxa Estruturada.

z (cm)	$D_z \cdot 10$ (cm ² /h)	$\partial\psi_m/\partial z$ (cmH ₂ O/cm)	$\partial\psi_h/\partial z$ (cmH ₂ O/cm)	$K_H \cdot 10^4$ (cm/h)	$D_{mH} \cdot 10$ (cm ² /h)	ψ_m (cmH ₂ O)	θ (cm ³ /cm ³)
32	6,51	0,03	1,03	-65,68	98,81	3,42	0,3308
	3,48	0,03	1,03	-37,13	64,29	4,27	0,3302
	1,85	0,04	1,04	-25,69	58,73	4,89	0,3299
	1,08	0,05	1,05	-21,26	68,59	5,39	0,3297
	1,22	0,05	1,05	-17,84	45,91	5,82	0,3296
	1	0,06	1,06	-13,34	33,03	6,2	0,3294
	0,61	0,06	1,06	-11,09	36,53	6,54	0,3293
	0,55	0,06	1,06	-10,4	36,6	6,86	0,3292
	0,28	0,07	1,07	-6,73	31,25	7,92	0,329
	0,19	0,08	1,08	-5,13	28,01	8,76	0,3288
	0,14	0,09	1,09	-4,33	28,95	9,48	0,3287
	0,11	0,1	1,1	-3,16	18,87	10,11	0,3286
	0,05	0,11	1,11	-2,8	33,5	10,68	0,3285
	0,06	0,11	1,11	-2,62	24,18	11,2	0,3285
	0,04	0,12	1,12	-1,79	17,92	11,68	0,3284
	0,05	0,13	1,13	-1,8	14,74	12,12	0,3284
	0,06	0,13	1,13	-2,1	18,09	12,54	0,3283
	0,05	0,14	1,14	-1,52	10,84	12,94	0,3283
	0,04	0,14	1,14	-1,3	9,74	13,31	0,3282
	?	0,14	1,14	-1,26	?	13,67	0,3282
	?	0,15	1,15	-1,25	?	14,01	0,3282
	0,06	0,15	1,15	-1,28	7,71	14,34	0,3282
	0,04	0,16	1,16	-0,95	6,02	14,65	0,3281
	?	0,16	1,16	-1,01	?	14,95	0,3281
	?	0,16	1,16	-1,02	?	15,24	0,3281
	?	0,17	1,17	-0,7	?	15,52	0,3281
	0,06	0,17	1,17	-1,01	5,08	15,8	0,3281
	0,06	0,18	1,18	-1,03	5,35	16,06	0,328
	?	0,18	1,18	-0,46	?	16,32	0,328
	?	0,18	1,18	-0,76	?	16,57	0,328
	?	0,18	1,18	-0,98	?	16,81	0,328
	?	0,19	1,19	-0,68	?	17,05	0,328
0,03	0,19	1,19	-0,49	2,25	17,28	0,328	

(continua)

TABELA 9 - Cálculo das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, para as profundidades (z) de 32, 66, 98, 143 e 203 cm, do solo Terra Roxa Estruturada.

z (cm)	$-(q)_z \cdot 10^4$ (cm/h)	$\partial\theta/\partial z \cdot 10^4$ (cm ⁻¹)	$D_g \cdot 10$ (cm ² /h)	$-d\psi_m/d\theta$ (cmH ₂ O)	dz/dθ (cm)	$K \cdot 10^4$ (cm/h)	$D_m \cdot 10$ (cm ² /h)
	347,08	1,59	-2185,39	343,5	6296,4	-367,11	126,11
	184,75	2,29	- 805,33	368,4	4359	-201,81	74,35
	124,08	2,65	- 468,75	409,3	3777,7	-139,16	56,96
	95,58	2,94	- 324,98	443,1	3400	-109,91	48,7
	78,83	3,18	- 248,18	479,3	3148,1	- 92,99	44,57
	63,42	3,35	- 189,14	531,1	2982,5	- 77,15	40,97
	53	3,47	- 152,71	581,3	2881,3	- 66,39	38,59
	49,03	3,59	- 136,65	608,9	2786,9	- 62,74	38,2
	32,5	4	- 81,25	707,4	2500	- 45,32	32,06
	23,88	4,18	- 57,17	804,4	2394,3	- 35,95	28,92
	15,75	4,35	- 36,18	862,4	2297,3	- 25,22	21,75
	14,9	4,47	- 33,32	944,7	2236,8	- 25,79	24,36
	16,1	4,59	- 35,1	1028,9	2179,5	- 30,5	31,39
	11,54	4,65	- 24,84	1103,2	2151,9	- 23,68	26,13
	9,63	4,71	- 20,45	1222,6	2125	- 22,67	27,71
	8,69	4,82	- 18,01	1257,5	2073,2	- 22,08	27,76
66	8,38	4,88	- 17,15	1318	2048,2	- 23,49	30,96
	7,38	4,88	- 15,11	1399,1	2048,2	- 23,27	32,56
	6,5	4,94	- 13,15	1349,1	2023,8	- 19,5	26,3
	6,06	5	- 12,12	1481,3	2000	- 23,37	34,62
	5,77	5,06	- 11,41	1390,7	1976,8	- 19,47	27,07
	5,85	5,06	- 11,57	1360,9	1976,8	- 18,79	25,57
	5,06	5,12	- 9,89	1854,4	1954	- 99,26	184,06
	4,46	5,12	- 8,71	1771,6	1954	- 47,75	84,59
	4,25	5,18	- 8,21	1431,8	1931,8	- 16,42	23,51
	3,81	5,18	- 7,37	1667,6	1931,8	- 27,87	46,48
	4,48	5,24	- 8,56	2024,4	1910,1	74,87	-151,57
	4,5	5,24	- 8,6	1974,4	1910,1	133,77	-264,11
	3,19	5,29	- 6,02	1924,4	1888,9	169,81	-326,78
	3,54	5,29	- 6,69	1874,3	1888,9	-459,41	861,1
	3,81	5,35	- 7,12	1824,3	1868,1	-162,49	296,44
	2,85	5,35	- 5,33	1774,3	1868,1	- 56,81	100,81
	2,98	5,35	- 5,57	1750	1868,1	- 47,11	82,44

(continua)

TABELA 9 - Cálculo das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, para as profundidades (z) de 32, 66, 98, 143 e 203 cm, do solo Terra Roxa Estruturada.

z (cm)	$D_z \cdot 10$ (cm ² /h)	$\partial\psi_m/\partial z$ (cmH ₂ O/cm)	$\partial\psi_h/\partial z$ (cmH ₂ O/cm)	$K_H \cdot 10^4$ (cm/h)	$D_{mH} \cdot 10$ (cm ² /h)	ψ_m (cmH ₂ O)	θ (cm ³ /cm ³)
	-2311,5	-0,01	0,99	-349,34	120	3,56	0,4312
	- 879,68	0	1	-185,19	68,26	4,59	0,4282
	- 525,71	0	1	-123,86	50,7	5,37	0,4262
	- 373,68	0,01	1,01	- 95,02	42,07	6,01	0,4247
	- 292,74	0,01	1,01	- 78,1	37,43	6,56	0,4235
	- 230,11	0,01	1,01	- 62,64	33,27	7,06	0,4225
	- 191,31	0,02	1,02	- 52,17	30,33	7,51	0,4217
	- 174,86	0,02	1,02	- 48,13	29,31	7,93	0,421
	- 113,31	0,03	1,03	- 31,54	22,31	9,34	0,4188
	- 86,09	0,04	1,04	- 22,94	18,46	10,5	0,4173
	- 57,93	0,05	1,05	- 15	12,94	11,5	0,4161
	- 57,68	0,06	1,06	- 14,07	13,29	12,39	0,4151
	- 66,49	0,07	1,07	- 15,09	15,53	13,19	0,4143
	- 50,97	0,08	1,08	- 10,73	11,84	13,93	0,4136
	- 48,17	0,08	1,08	- 8,89	10,87	14,62	0,413
	- 45,78	0,09	1,09	- 7,97	10,03	15,27	0,4125
66	- 48,12	0,1	1,1	- 7,64	10,07	15,88	0,412
	- 47,67	0,1	1,1	- 6,69	9,36	16,45	0,4116
	- 39,46	0,11	1,11	- 5,86	7,91	17	0,4112
	- 46,75	0,11	1,11	- 5,44	8,06	17,53	0,4108
	- 38,48	0,12	1,12	- 5,15	7,16	18,03	0,4105
	- 37,15	0,13	1,13	- 5,19	7,07	18,51	0,4101
	- 193,96	0,13	1,13	- 4,47	8,29	18,98	0,4098
	- 93,3	0,14	1,14	- 3,92	6,94	19,43	0,4096
	- 31,72	0,14	1,14	- 3,72	5,32	19,87	0,4093
	- 53,84	0,15	1,15	- 3,32	5,53	20,29	0,409
	143,01	0,15	1,15	- 3,88	7,86	20,7	0,4088
	255,51	0,16	1,16	- 3,88	7,66	21,1	0,4086
	320,76	0,16	1,16	- 2,74	5,27	21,49	0,4084
	- 867,79	0,17	1,17	- 3,03	5,68	21,87	0,4082
	- 303,56	0,17	1,17	- 3,25	5,93	22,24	0,408
	- 106,14	0,18	1,18	- 2,42	4,3	22,6	0,4078
	- 88	0,18	1,18	- 2,52	4,41	22,95	0,4076

(continua)

TABELA 9 - Cálculo das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, para as profundidades (z) de 32, 66, 98, 143 e 203 cm, do solo Terra Roxa Estruturada.

z (cm)	$-(q)_z \cdot 10^4$ (cm/h)	$\partial\theta/\partial z \cdot 10^4$ (cm ⁻¹)	$D_g \cdot 10$ (cm ² /h)	$-d\psi_m/d\theta$ (cmH ₂ O)	dz/dθ (cm)	$K \cdot 10^4$ (cm/h)	$D_m \cdot 10$ (cm ² /h)
98	601,75	-3,33	1805,27	510,9	-3000	-514,18	262,72
	335,58	-4,53	740,26	522	-2205,9	-271,37	141,65
	230,83	-5,27	438,29	574,7	-1898,7	-177,2	101,83
	177,17	-5,73	309,01	605,2	-1744,2	-131,53	79,6
	145,67	-6,13	237,5	648,8	-1630,4	-104,2	67,61
	119,5	-6,4	186,72	705,3	-1562,5	-82,34	58,07
	101	-6,67	151,5	722,1	-1500	-68,18	49,23
	91,99	-6,87	133,97	744,1	-1456,3	-60,88	45,3
	62,15	-7,4	83,98	870,5	-1351,4	-37,8	32,9
	45,81	-7,73	59,24	975	-1293,1	-26,12	25,47
	32,83	-8	41,04	1046	-1250	-17,87	18,7
	28,96	-8,13	35,6	1136,7	-1229,5	-15,05	17,1
	28,42	-8,33	34,1	1200	-1200	-14,21	17,05
	22,48	-8,4	26,76	1276,1	-1190,5	-10,85	13,84
	18,9	-8,47	22,32	1384,5	-1181,1	-8,7	12,04
	17,02	-8,53	19,95	1366	-1171,9	-7,86	10,74
	16,04	-8,6	18,65	1382,8	-1162,8	-7,33	10,13
	14,33	-8,67	16,54	1512	-1153,8	-6,2	9,38
	12,85	-8,73	14,72	1548,6	-1145	-5,46	8,46
	11,73	-8,8	13,33	1614,8	-1136,4	-4,84	7,82
	11,4	-8,87	12,85	1688,9	-1127,8	-4,56	7,71
	11,21	-8,87	12,64	1628,9	-1127,8	-4,59	7,47
	9,71	-8,93	10,87	1741	-1119,4	-3,8	6,61
	8,77	-8,93	9,82	1874,3	-1119,4	-3,28	6,15
	8,31	-9	9,24	1824,3	-1111,1	-3,15	5,74
	7,85	-9,07	8,66	1760,9	-1102,9	-3,02	5,33
	8,48	-9	9,42	1712,3	-1111,1	-3,34	5,71
	8,15	-9,07	8,98	1910,4	-1102,9	-2,98	5,7
	6,48	-9,07	7,15	2132,3	-1102,9	-2,21	4,71
	6,83	-9,13	7,48	2083,1	-1094,9	-2,35	4,9
	7,13	-9,13	7,8	2049,7	-1094,9	-2,48	5,08
	6,19	-9,13	6,77	1980,8	-1094,9	-2,2	4,36
	6,02	-9,13	6,59	1933,3	-1094,9	-2,18	4,21

(continua)

TABELA 9 - Cálculo das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, para as profundidades (z) de 32, 66, 98, 143 e 203 cm, do solo Terra Roxa Estruturada.

z (cm)	$D_z \cdot 10$ (cm ² /h)	$\partial\psi_m/\partial z$ (cmH ₂ O/cm)	$\partial\psi_h/\partial z$ (cmH ₂ O/cm)	$K_H \cdot 10^4$ (cm/h)	$D_{mH} \cdot 10$ (cm ² /h)	ψ_m (cmH ₂ O)	θ (cm ³ /cm ³)
98	1542,55	0,31	1,31	-459,35	234,7	8,58	0,4254
	598,61	0,38	1,38	-243,29	126,99	10,72	
	336,46	0,43	1,43	-161,5	92,81	12,29	0,4182
	229,41	0,47	1,47	-120,58	72,97	13,56	0,4161
	169,89	0,5	1,5	-96,9	62,87	14,65	0,4143
	128,65	0,53	1,53	-77,97	54,99	15,62	0,4129
	102,27	0,56	1,56	-64,74	46,75	16,48	0,4117
	88,66	0,58	1,58	-58,08	43,21	17,28	0,4106
	51,08	0,66	1,66	-37,33	32,5	19,94	0,4073
	33,77	0,73	1,73	-26,51	25,85	22,08	0,405
	22,34	0,78	1,78	-18,42	19,27	23,91	0,4032
	18,5	0,83	1,83	-15,83	17,99	25,52	0,4017
	17,05	0,87	1,87	-15,19	18,23	26,96	0,4005
	12,92	0,91	1,91	-11,77	15,02	28,28	0,3994
	10,27	0,94	1,94	-9,72	13,46	29,5	0,3985
	9,21	0,98	1,98	-8,61	11,76	30,63	0,3977
	8,52	1,01	2,01	-8	11,06	31,69	0,3969
	7,16	1,03	2,03	-7,04	10,65	32,7	0,3962
	6,26	1,06	2,06	-6,24	9,66	33,65	0,3956
	5,51	1,09	2,09	-5,62	9,07	34,56	0,395
	5,15	1,11	2,11	-5,4	9,12	35,42	0,3945
	5,17	1,13	2,13	-5,25	8,55	36,25	0,394
	4,25	1,16	2,16	-4,5	7,84	37,05	0,3935
	3,67	1,18	2,18	-4,03	7,55	37,81	0,3931
	3,5	1,2	2,2	-3,78	6,9	38,55	0,3927
	3,34	1,22	2,22	-3,54	6,24	39,27	0,3923
	3,71	1,24	2,24	-3,79	6,49	39,96	0,3919
	3,29	1,26	2,26	-3,61	6,9	40,64	0,3915
	2,44	1,27	2,27	-2,85	6,08	41,29	0,3912
	2,58	1,29	2,29	-2,98	6,21	41,92	0,3909
	2,72	1,31	2,31	-3,09	6,33	42,54	0,3906
	2,41	1,32	2,32	-2,66	5,27	43,15	0,3903
	2,38	1,34	2,34	-2,57	4,97	43,73	0,39

(continua)

TABELA 9 - Cálculo das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, para as profundidades (z) de 32, 66, 98, 143 e 203 cm, do solo Terra Roxa Estruturada.

z (cm)	$-(q)_z \cdot 10^4$ (cm/h)	$\partial\theta/\partial z \cdot 10^4$ (cm ⁻¹)	$D_g \cdot 10$ (cm ² /h)	$-d\psi_m/d\theta$ (cmH ₂ O)	dz/dθ (cm)	$K \cdot 10^4$ (cm/h)	$D_m \cdot 10$ (cm ² /h)
	1363,58	- 4,8	2840,8	854,1	-1083,3	-967,09	826,03
	796,5	- 6,13	1298,65	798,5	-1630,4	-534,66	426,92
	542,08	- 7,1	763,5	867,2	-1408,5	-335,51	290,96
	408,5	- 7,77	525,96	948,4	-1287,5	-235,23	223,1
	328,67	- 8,27	397,56	1028,5	-1209,7	-177,64	182,7
	270,42	- 8,63	313,23	1106,6	-1158,3	-138,3	153,03
	227,75	- 8,9	255,9	1193,5	-1123,6	-110,44	131,81
	200,99	- 9,13	220,06	1274,7	-1094,9	- 92,87	118,38
	133,83	- 9,7	137,97	1546,8	-1030,9	- 53,53	82,79
	96,17	-10	96,17	1794,1	-1000	- 34,42	61,75
	71,4	-10,17	70,23	1997,8	- 983,6	- 23,55	47,06
	60,4	-10,27	58,83	2244,1	- 974	- 18,28	41,02
	54,48	-10,33	52,72	2424,3	- 967,7	- 15,54	37,68
	44,25	-10,37	42,68	2619,2	- 964,6	- 11,91	31,2
	38,1	-10,4	36,64	2809,4	- 961,5	- 9,72	27,3
143	33,92	-10,43	32,51	2854,9	- 958,5	- 8,52	24,34
	30,94	-10,47	29,56	3121,9	- 955,4	- 7,25	22,63
	28,17	-10,47	26,91	3268,9	- 955,4	- 6,37	20,82
	25,75	-10,47	24,6	3307	- 955,4	- 5,77	19,09
	23,15	-10,43	22,18	3617,6	- 958,5	- 4,85	17,54
	21,88	-10,47	20,9	3712,9	- 955,4	- 4,48	16,62
	21,17	-10,43	20,29	3885	- 958,5	- 4,19	16,27
	18,29	-10,43	17,53	4066	- 958,5	- 3,49	14,19
	17,38	-10,43	16,65	3907,5	- 958,5	- 3,42	13,37
	16,79	-10,4	16,15	4193,8	- 961,5	- 3,13	13,13
	14,98	-10,4	14,4	4522,5	- 961,5	- 2,63	11,88
	15,17	-10,37	14,63	4372,4	- 964,6	- 2,74	11,99
	14,69	-10,4	14,12	4850,1	- 961,5	- 2,43	11,79
	13,08	-10,37	12,62	4648,9	- 964,6	- 2,25	10,45
	13,02	-10,37	12,56	4546,8	- 964,6	- 2,28	10,36
	12,77	-10,33	12,36	5131,6	- 967,7	- 2,03	10,4
	11,83	-10,33	11,45	4998,2	- 967,7	- 1,92	9,59
	11,25	-10,3	10,92	4864,8	- 970,9	- 1,87	9,11

(continua)

TABELA 9 - Cálculo das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, para as profundidades (z) de 32, 66, 98, 143 e 203 cm, do solo Terra Roxa Estruturada.

z (cm)	Dz.10 (cm ² /h)	$\partial\psi_m/\partial z$ (cmH ₂ O/cm)	$\partial\psi_h/\partial z$ (cmH ₂ O/cm)	$K_H \cdot 10^4$ (cm/h)	D _{mH} .10 (cm ² /h)	ψ_m (cmH ₂ O)	θ (cm ³ /cm ³)
	2014,77	1,17	2,17	-628,19	536,56	41,08	0,3869
	871,73	1,33	2,33	-341,7	272,84	48,72	0,3769
	472,54	1,44	2,44	-222,53	192,98	54,08	0,3704
	302,87	1,51	2,51	-162,43	154,05	58,33	0,3657
	214,88	1,58	2,58	-127,46	131,09	61,89	0,3621
	160,19	1,63	2,63	-102,74	113,69	64,98	0,3592
	124,09	1,68	2,68	- 85,06	101,51	67,73	0,3568
	101,68	1,72	2,72	- 73,94	94,25	70,21	0,3548
	55,18	1,84	2,84	- 47,07	72,81	78,35	0,349
	34,42	1,93	2,93	- 32,78	58,82	84,74	0,3452
	23,17	2	3	- 23,77	47,49	90,06	0,3424
	17,81	2,06	3,06	- 19,73	44,28	94,66	0,3402
	15,04	2,11	3,11	- 17,52	42,48	98,74	0,3385
	11,49	2,15	3,15	- 14,05	36,79	102,41	0,337
	9,34	2,19	3,19	- 11,96	33,6	105,77	0,3358
143	8,17	2,22	3,22	- 10,54	30,09	108,87	0,3347
	6,93	2,25	3,25	- 9,53	29,75	111,76	0,3337
	6,09	2,27	3,27	- 8,61	28,13	114,46	0,3329
	5,51	2,3	3,3	- 7,81	25,84	117	0,3321
	4,65	2,32	3,32	- 6,98	25,24	119,41	0,3314
	4,28	2,34	3,34	- 6,56	24,34	121,69	0,3308
	4,01	2,35	3,35	- 6,31	24,51	123,87	0,3302
	3,34	2,37	3,37	- 5,43	22,06	125,95	0,3297
	3,28	2,39	3,39	- 5,13	20,05	127,94	0,3292
	3,01	2,4	3,4	- 4,94	20,71	129,86	0,3287
	2,53	2,41	3,41	- 4,39	19,84	131,7	0,3283
	2,64	2,43	3,43	- 4,43	19,35	133,48	0,3279
	2,34	2,44	3,44	- 4,27	20,72	135,2	0,3275
	2,17	2,45	3,45	- 3,79	17,64	136,86	0,3272
	2,2	2,46	3,46	- 3,76	17,12	138,47	0,3268
	1,96	2,47	3,47	- 3,68	18,89	140,03	0,3265
	1,86	2,48	3,48	- 3,4	17,01	141,55	0,3262
	1,82	2,49	3,49	- 3,23	15,7	143,03	0,3259

(continua)

TABELA 9 - Cálculo das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, para as profundidades (z) de 32, 66, 98, 143 e 203 cm, do solo Terra Roxa Estruturada.

z (cm)	$-(q)_z \cdot 10^4$ (cm/h)	$\partial\theta/\partial z \cdot 10^4$ (cm ⁻¹)	$D_g \cdot 10$ (cm ² /h)	$-d\psi_m/d\theta$ (cmH ₂ O)	dz/dθ (cm)	$K \cdot 10^4$ (cm/h)	$D_m \cdot 10$ (cm ² /h)
2614,25	2,1	-	12448,81	919,3	4761,9	-3239,7	2978,32
1781,17	1,97	-	9056,76	782,4	5084,7	-2105,09	1647,08
1242,83	1,9	-	6541,23	801,9	5263,2	-1466,23	1175,76
931	1,83	-	5078,27	848,3	5454,6	-1102,46	935,26
738,33	1,77	-	4179,17	915,8	5660,3	- 880,85	806,7
601,58	1,77	-	3405,12	972,5	5660,3	- 726,38	706,41
502,5	1,73	-	2899,09	1041,8	5769,3	- 613,23	638,85
438,18	1,73	-	2527,98	1122,4	5769,3	- 544,01	610,57
279,08	1,7	-	1641,67	1327,3	5882,4	- 360,41	478,37
192,67	1,63	-	1179,62	1555,9	6122,6	- 258,31	401,89
142,52	1,6	-	890,75	1751,9	6250	- 198,03	346,93
115,94	1,6	-	724,61	1906	6250	- 166,81	317,94
98,81	1,57	-	630,7	2104,8	6382,8	- 147,43	310,31
81,08	1,53	-	528,82	2269	6521,9	- 124,34	282,13
69,92	1,53	-	455,99	2348	6521,9	- 109,25	256,51
61,35	1,5	-	409,03	2588,1	6666,7	- 100,29	259,55
55,17	1,5	-	367,78	2698,5	6666,7	- 92,68	250,1
49,85	1,5	-	332,36	2782,8	6666,7	- 85,58	238,14
44,4	1,5	-	295,97	3035,8	6666,7	- 81,51	247,46
39,94	1,47	-	272,29	3029,3	6818	- 71,87	217,72
37,83	1,47	-	257,95	3260,1	6818	- 72,5	236,35
35,21	1,47	-	240,05	3540	6818	- 73,23	259,23
31,23	1,43	-	217,88	3389,2	6976,9	- 60,73	205,83
29,67	1,47	-	202,27	3507,9	6818	- 61,11	214,36
27,81	1,43	-	194,05	3647,6	6976,9	- 58,28	212,59
25,29	1,43	-	176,46	3854,9	6976,9	- 56,52	217,89
25,4	1,43	-	177,18	4076,9	6976,9	- 61,1	249,08
23,77	1,43	-	165,85	3938,2	6976,9	- 54,58	214,94
21,6	1,4	-	154,32	3818,1	7142,9	- 46,41	177,22
20,94	1,4	-	149,55	4133,1	7142,9	- 49,69	205,37
19,96	1,4	-	142,56	4497,5	7142,9	- 53,89	242,37
19	1,4	-	135,71	4373,9	7142,9	- 49,01	214,37
18,31	1,37	-	133,99	4889,8	7316,9	- 55,21	269,95

(continua)

TABELA 9 - Cálculo das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, para as profundidades (z) de 32, 66, 98, 143 e 203 cm, do solo Terra Roxa Estruturada.

z	$D_z \cdot 10$	$\partial \psi_m / \partial z$	$\partial \psi_h / \partial z$	$K_H \cdot 10^4$	$D_{mH} \cdot 10$	ψ_m	θ
(cm)	(cm ² /h)	(cmH ₂ O/cm)	(cmH ₂ O/cm)	(cm/h)	(cm ² /h)	(cmH ₂ O)	(cm ³ /cm ³)
-15427,13	-0,25	0,75	-3491,87	3210,15	45,75	0,3846	
-10703,85	-0,27	0,73	-2442,18	1910,83	54,46	0,3736	
- 7716,99	-0,28	0,72	-1729,36	1386,76	60,59	0,3657	
- 6013,53	-0,29	0,71	-1308,2	1109,79	65,45	0,3598	
- 4985,87	-0,29	0,71	-1044,81	956,86	69,54	0,3551	
- 4111,53	-0,3	0,7	- 855,74	832,21	73,09	0,3514	
- 3537,94	-0,3	0,7	- 717,52	747,49	76,24	0,3482	
- 3138,56	-0,3	0,7	- 627,76	704,57	79,1	0,3456	
- 2120,04	-0,31	0,69	- 402,33	534,02	88,48	0,3378	
- 1581,5	-0,31	0,69	- 278,29	432,97	95,85	0,3327	
- 1237,69	-0,31	0,69	- 205,66	360,3	102	0,329	
- 1042,55	-0,31	0,69	- 166,98	318,26	107,33	0,3261	
- 941,02	-0,3	0,7	- 141,84	298,54	112,06	0,3237	
- 810,94	-0,3	0,7	- 116	263,2	116,32	0,3218	
- 712,5	-0,3	0,7	- 99,64	233,96	120,22	0,3201	
203 - 668,58	-0,3	0,7	- 87,07	225,34	123,82	0,3186	
- 617,88	-0,29	0,71	- 77,92	210,27	127,17	0,3174	
- 570,5	-0,29	0,71	- 70,15	195,22	130,31	0,3162	
- 543,43	-0,29	0,71	- 62,27	189,03	133,27	0,3152	
- 490,02	-0,28	0,72	- 55,65	168,58	136,07	0,3143	
- 494,3	-0,28	0,72	- 52,5	171,15	138,73	0,3134	
- 499,28	-0,28	0,72	- 48,63	172,15	141,26	0,3127	
- 423,71	-0,27	0,73	- 42,94	145,52	143,69	0,312	
- 416,63	-0,27	0,73	- 40,6	142,43	146,01	0,3113	
- 406,64	-0,27	0,73	- 37,89	138,21	148,24	0,3107	
- 394,34	-0,26	0,74	- 34,3	132,23	150,39	0,3101	
- 426,27	-0,26	0,74	- 34,3	139,85	152,47	0,3096	
- 380,78	-0,26	0,74	- 31,95	125,82	154,47	0,3091	
- 331,53	-0,25	0,75	- 28,91	110,38	156,41	0,3086	
- 354,93	-0,25	0,75	- 27,9	115,33	158,29	0,3081	
- 384,93	-0,25	0,75	- 26,48	119,1	160,12	0,3077	
- 350,09	-0,24	0,76	- 25,1	109,78	161,89	0,3073	
- 403,94	-0,24	0,76	- 24,1	117,82	163,62	0,3069

FIGURA 55 - Condutividade hidráulica em função da umidade, segundo a teoria proposta ($\diamond$); e HILLEL et alii (1972), ($\square$), para a profundidade de 32 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 56 - Condutividade hidráulica em função da umidade, segundo a teoria proposta (◇); e HILLEL *et alii* (1972), (□), para a profundidade de 66 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 57 - Condutividade hidráulica em função da umidade, segundo a teoria proposta (◇); e HILLEL et alii (1972), (□), para a profundidade de 98 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 58 - Condutividade hidráulica em função da umidade, segundo a teoria proposta (◇); e HILLEL *et alii* (1972), (□), para a profundidade de 143 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 59 - Condutividade hidráulica em função da umidade, segundo a teoria proposta (◇); e HILLEL et alii (1972), (□), para a profundidade de 203 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 60 - Difusividade hidráulica em função da umidade, segundo a teoria proposta: global (□), gravitacional (O), e matricial (◇); e segundo HILLEL et alii (1972), (Δ), para a profundidade de 32 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 61 - Difusividade hidráulica em função da umidade, segundo a teoria proposta: global (□), gravitacional (O), e matricial (◇); e segundo HILLEL et alii (1972), (Δ), para a profundidade de 66 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 62 - Difusividade hidráulica em função da umidade, segundo a teoria proposta: global (□), gravitacional (○), e matricial (◇); e segundo HILLEL *et alii* (1972), (Δ), para a profundidade de 98 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 63 - Difusividade hidráulica em função da umidade, segundo a teoria proposta: global (□), gravitacional (○), e matricial (◇); e segundo HILLEL *et alii* (1972), (Δ), para a profundidade de 143 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 64 - Difusividade hidráulica em função da umidade, segundo a teoria proposta: global (□), gravitacional (○), e matricial (◇); e segundo HILLEL *et alii* (1972), (Δ), para a profundidade de 203 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 65 - Valor F (Equação 41) em função da umidade para a camada 15-49 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 66 - Valor F (Equação 41) em função da umidade para a camada 49-83 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 67 - Valor F (Equação 41) em função da umidade para a camada 83-113 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 68 - Valor F (Equação 41) em função da umidade para a camada 113-173 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 69 - Valor F (Equação 41) em função da umidade para a camada 173-233 cm do solo Terra Roxa Estruturada.

FIGURA 70 - Família de curvas características da camada 15-49 cm do solo Terra Roxa Estruturada. Os números das curvas referem-se às suas respectivas profundidades.

FIGURA 71 - Família de curvas características da camada 49-83 cm do solo Terra Roxa Estruturada. Os números das curvas referem-se às suas respectivas profundidades.

FIGURA 72 - Família de curvas características da camada 83-113 cm do solo Terra Roxa Estruturada. Os números das curvas, referem-se às suas respectivas profundidades.

FIGURA 73 - Família de curvas características da camada 113-173 cm do solo Terra Roxa Estruturada. Os números das curvas, referem-se às suas respectivas profundidades.

FIGURA 74 - Família de curvas características da camada 173-233 cm do solo Terra Roxa Estruturada. Os números das curvas, referem-se às suas respectivas profundidades.

conclusões daquelas analisadas anteriormente pela equação (41), ou pelo afastamento entre as funções $K(\theta)$ e $K_H(\theta)$, e $D_m(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$.

A continuidade desta discussão está incorporada junto à análise dos resultados obtidos com os dados fornecidos por CHO et alii (1977), que é o próximo passo.

5.2. Experimento em duna de areia (dados fornecidos por CHO et alii, 1977)

Como descrito no item 4.3., os dados de umidade e de potencial matricial em função do tempo de redistribuição da água para as profundidades 5, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90 e 100 cm, são mostrados nas Tabelas 1 e 2 do Apêndice B, respectivamente, e foram obtidos por CHO et alii (1977).

Por se tratar de um solo de morfologia presumivelmente homogênea (embora isso não implique na condição de homogeneidade hidráulica, como discutido anteriormente), o método proposto no item 3.3. foi aplicado para as profundidades de 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 e 90 cm. Para isso, foram consideradas hipoteticamente, as seguintes camadas hidraulicamente homogêneas: 5-15, 10-20, 15-30, 20-40, 30-50, 40-60, 50-70, 60-80, 70-90 e 80-100 cm.

Uma vez que o número de dados nas Tabelas 1 e 2 do Apêndice B é suficientemente grande, não foram feitos os ajustes dos perfis de umidade e de potencial matricial em função do tempo. Dessa forma, todos os cálculos que se apresentam a seguir, foram obtidos a partir dessas duas tabelas.

Assim, primeiramente, foram obtidos os perfis de umidade e de potencial matricial, ambos em função da profundidade e para cada tempo de redistribuição da água, transladados em linguagem BASIC pela função "Spline" cúbica (Apêndice A).

As Figuras 75 e 76 mostram, respectivamente, e como exemplo, os perfis de umidade e de potencial matricial para os tempos de 1 minuto e 168 após o término da infiltração da água na parcela.

Também aqui foi construído um perfil para cada tempo de ambas as tabelas, e as tangentes $\partial\theta/\partial z$ e $\partial\psi_m/\partial z$, para cada profundidade, foram determinadas de seus respectivos perfis, através da função "Spline" cúbica. A armazenagem de água em cada tempo, e nos limites de profundidade de interesse, foi obtida obedecendo à equação (40), a partir dos perfis de umidade, os quais foram integrados pela função "Spline" cúbica. Na Figura 75, até a profundidade de 100 cm, os 31,1 cm de água inicialmente armazenados no primeiro minuto, diminuiu para 7,7 cm após 168 horas de drenagem e redistribuição. Essa variação, comparativamente ao mesmo período e profundidade no solo Terra Roxa Estruturada, é cerca de 11 vezes maior.

A determinação das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$ também seguiu o procedimento apresentado no item 4.2.7., e todos os parâmetros envolvidos encontram-se nas Tabelas 10 e 11. Nota-se que aqui a coerência dos sinais das tangentes $\partial\theta/\partial z$, é mantida na ampla variação de umidade, em praticamente todas as profundidades.

A terceira coluna da Tabela 10 e a quinta da Tabela 11 foram calculadas do mesmo modo daquelas para o solo Terra Roxa Estruturada, respectivamente.

A partir dos valores de $K(\theta)$ e $K_H(\theta)$ da Tabela 10, e dos valores de $D_g(\theta)$, $D_z(\theta)$, $D_m(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$ da mesma tabela, foram

construídas as Figuras 77 a 86 e 87 a 96, respectivamente, para cada uma das profundidades, onde se nota que as funções $K(\theta)$ e $K_H(\theta)$, e $D_m(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, de modo geral, se ajustam muito bem entre si, o que reforça a validade da teoria formulada nos itens 3.2 e 3.3.

Como pode ser visto nessas figuras, os valores de condutividade hidráulica, de modo geral, configuram pequenas inclinações com as umidades próximas da saturação, mas que aumenta rapidamente quando a umidade decresce. As funções difusividades, por outro lado, exibem inclinações muito grandes nos extremos de umidade, e somente para valores intermediários é que elas assumem dependência exponencial com o conteúdo de água, resultando uma forma de "S" alongado, tal como nas respectivas curvas características que serão mostradas posteriormente.

A coerência do comportamento de natureza física das funções $D_z(\theta)$ também pode ser observada com relação às funções $D_m(\theta)$, tendo em vista que aquelas se apresentam superiores a esta, em todas as profundidades, já que a matriz desse solo é fundamentalmente constituída de areia ($\approx 97\%$).

Os valores experimentais das funções difusividades carecem de ajustes, porquanto que seus cálculos foram realizados a partir dos dados originais de CHO et alii (1977), sem ajustes prévios.

De acordo com as Figuras 77 a 96, as diferenças entre as funções $K(\theta)$ e $K_H(\theta)$, e $D_m(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, somente ocorrem de modo apreciável para as profundidades de 15 e 20 cm, mesmo assim para umidades acima de $0,18 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, em ambos os casos. Algumas pequenas diferenças também entre esses valores são notadas nas demais profundidades, porém, numa faixa bem mais estreita de umidade, próxima da saturação. Isso mostra, com maior destaque para as profundidades de 15

e 20 cm, que até mesmo os solos que exibem notoriamente uma morfologia homogênea, podem não o serem hidraulicamente, de acordo com o rigor conceitual imposto pela equação (18). Conclusão semelhante a esta foi obtida para o solo Terra Roxa Estruturada quando se disse que o critério morfológico nem sempre conduz a resultados satisfatórios.

Para realçar ainda mais este fato, e pela importância que ele representa na aplicação da teoria proposta, foram calculados os valores de F da equação (41) em função da umidade, para todas as camadas consideradas, a partir da Tabela 11. Esses valores se encontram graficados nas Figuras 97 a 106. Observa-se que realmente quando a umidade se aproxima da saturação, os valores de F aumentam na maioria das profundidades, particularmente a 15 e 20 cm, o que coincide com as observações feitas anteriormente. Além disso, como as umidades nessas figuras são comuns para todas as profundidades, tornando possível as comparações entre elas, pode-se garantir que de todas as camadas assumidas nesse solo, a que mais se aproxima do conceito de homogeneidade hidráulica é a de 60-80 cm, representada pela profundidade de 70 cm, cujos valores de F se distribuem muito próximos de zero, na ampla variação de umidade (Figura 104). De fato, com base nos valores de $K(\theta)$ e $K_H(\theta)$ da Tabela 11 para $z = 70$ cm, o erro que se cometeria através da função $D_g(\theta)$ na quantificação do fluxo pela teoria proposta, não seria maior do que 1,25 vezes aquele que se obteria com o método de HILLEL et alii (1972). Inversamente, para a profundidade de 15 cm e para valores de umidade próximos à saturação, esse erro poderia chegar a aproximadamente 30 vezes. Portanto, fica claro que a teoria proposta neste trabalho somente pode ser aplicada em meios porosos reconhecidamente homogêneos do ponto de vista hidráulico, e que seus resultados, tal como ficou demonstrado especial-

mente nesse solo, serão tanto mais confiáveis quanto mais o meio se aproximar da condição padrão de homogeneidade hidráulica, uma vez que é para essa condição que a teoria foi desenvolvida.

As Figuras 107 a 116 mostram as famílias de curvas características das camadas consideradas, obtidas a partir das Tabelas 1 e 2 do Apêndice B. Tal como ocorreu para o solo Terra Roxa Estruturada, esse critério também aqui permite inferir razoavelmente bem as mesmas conclusões daquelas analisadas anteriormente, o que garante a sua indicação frente ao critério morfológico, como uma forma prática, porém menos precisa do que a função $F(\theta)$ no reconhecimento de camadas hidráulicamente homogêneas. Para mostrar a menor precisão desse critério, comparativamente à equação (41), basta que se tomem como exemplo as Figuras 109 e 110. A família de curvas representada na Figura 109 para a camada 15-30 cm, leva a crer que esta camada seja hidráulicamente mais homogênea do que a camada 20-40 cm da Figura 110. No entanto, os valores das funções $F(\theta)$ nas Figuras 99 e 100, respectivamente, bem como os valores das funções $K(\theta)$, $K_H(\theta)$, e $D(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, mostram o contrário. Isso se deve, como comentado anteriormente, ao fato de que as curvas características são independentes do tempo e, por isso, devem ser utilizados certos cuidados nesse propósito.

5.3. Roteiro para determinação da função $D_g(\theta)$

Com base no que foi discutido nos itens 5.1. e 5.2., o seguinte roteiro para o estabelecimento da função $D_g(\theta)$, é sugerido para propósitos práticos:

- (i) identificar as camadas de solo hidraulicamente homogêneas, ou proximoamente homogêneas, através das curvas características obtidas para, no mínimo, duas profundidades diferentes dentro de cada camada previamente estabelecida e de interesse. Lembrar que a função $D_g(\theta)$ será tanto mais confiável quanto mais próximas as curvas se apresentarem, por camada;
- (ii) delimitar uma área de 5 x 5m, livre de vegetação e bem nivelada;
- (iii) inundar com água até atingir a condição de regime de fluxo permanente;
- (iv) parar a aplicação de água, cobrir a superfície do solo com uma lona plástica e, logo a seguir, medir a umidade do solo desde a superfície até a última profundidade de interesse, procedendo três leituras equidistantemente espaçadas em cada camada hidraulicamente homogênea;
- (v) continuar com as medidas de umidade, desse modo, durante aproximadamente 20 dias;
- (vi) obter os perfis de umidade em função do tempo de redistribuição da água, mediante ajuste;
- (vii) montar uma tabela (como a Tabela 6) reunindo os valores de umidade para as diversas profundidades, nos diversos tempos de redistribuição da água no solo;
- (viii) calcular as armazenagens de água, os gradientes de umidade e os fluxos de água para as profundidades intermediárias de cada camada, com auxílio da função "Spline" cúbica, através do programa apresentado no Apêndice A;

- (ix) montar duas tabelas (tais como a Tabela 8 e as três primeiras colunas da Tabela 9), reunindo na primeira os valores de armazenagens e fluxos de água obtidos nas diversas profundidades e para cada tempo de redistribuição, e na segunda, os valores dos fluxos de água comuns a cada profundidade nos diversos tempos, com os respectivos gradientes de umidade;
- (x) dividir os fluxos da segunda tabela pelos gradientes de umidade respectivos, para obter os valores de D_g em cada camada, conservando os sinais;
- (xi) graficar os valores de $|D_g|$ em função da umidade obtida na profundidade intermediária de cada camada, e anotar a faixa de umidade para a qual os valores de D_g foram positivos ou negativos, se isso ocorrer. Lembrar que, se for de interesse, a função "Spline" cúbica (Apêndice A) pode ser utilizada para interpolação dos dados.

FIGURA 75 - Perfis de umidade em função da profundidade para os tempos de 1 minuto e 168 h de redistribuição da água no solo Duna de Areia.

FIGURA 76 - Perfis de potencial matricial em função da profundidade para os tempos de 1 minuto e 168 h de redistribuição da água no solo Duna de Areia.

TABELA 10 - Cálculo dos fluxos de água no solo, nas diversas profundidades (z) e diversos tempos de redistribuição (t), para o solo Duna de Areia.

t (hora)	z (cm)	Az (t) (cm)	$-(q)_z \cdot 10^2$ (cm / hora)
0,0333	10	2,2	1206,37
	15	3,43	1961,85
	20	4,75	2564,41
	30	7,73	3280,89
	40	10,9	3703,87
	50	14,13	3852,07
	60	17,35	3855,01
	70	20,62	3853,51
	80	23,88	3853,81
	90	27,12	3853,51
0,05	10	2,05	754,79
	15	3,17	1213,17
	20	4,43	1597,6
	30	7,31	2269,16
	40	10,39	2898,8
	50	13,58	3164,67
	60	16,8	3190,12
	70	20,07	3218,86
	80	23,33	3248,5
	90	26,57	3279,94
0,0667	10	1,95	538,58
	15	3,01	839,2
	20	4,21	1154,34
	30	6,97	1907,39
	40	9,93	2634,2
	50	13,07	2976,45
	60	16,29	3045,4
	70	19,54	3102,75
	80	22,8	3164,02
	90	26,03	3208,35

(continua)

TABELA 10- Cálculo dos fluxos de água no solo, nas diversas profundidades (z) e diversos tempos de redistribuição (t), para o solo Duna de Areia.

t (hora)	z (cm)	Az (t) (cm)	$-(q)_z \cdot 10^2$ (cm / hora)
0,0833	10	1,87	417,1
	15	2,89	648,24
	20	4,05	920
	30	6,68	1675,05
	40	9,51	2422,5
	50	12,59	2902,73
	60	15,79	3094,67
	70	19,03	3153,26
	80	22,28	3215
	90	25,5	3246,91
0,1167	10	1,76	286,02
	15	2,72	453,39
	20	3,8	671,54
	30	6,19	1281,42
	40	8,78	1965,22
	50	11,62	2653,77
	60	14,7	3185,16
	70	17,92	3439,01
	80	21,15	3576,31
	90	24,35	3660,69
0,1667	10	1,64	192,26
	15	2,54	305,28
	20	3,52	465,84
	30	5,68	876,03
	40	7,97	1357,59
	50	10,47	1944,68
	60	13,17	2609,05
	70	16,13	3199,74
	80	19,22	3620,62
	90	22,36	3859,88

(continua)

TABELA 10 - Cálculo dos fluxos de água no solo, nas diversas profundidades (z) e diversos tempos de redistribuição (t), para o solo Duna de Areia.

t (hora)	z (cm)	Az (t) (cm)	$-(q)_z \cdot 10^2$ (cm / hora)
0,25	10	1,54	129,41
	15	2,37	195,44
	20	3,25	292,02
	30	5,16	526,95
	40	7,18	784,63
	50	9,33	1100,3
	60	11,61	1476,05
	70	14	1981,75
	80	16,52	2522,51
	90	19,32	2952,52
0,3333	10	1,43	107,06
	15	2,21	152,06
	20	3,04	213
	30	4,8	368,37
	40	6,67	527,94
	50	8,64	707,72
	60	10,71	917,87
	70	12,82	1183,12
	80	17,44	1870,7
	90	17,44	1870,7
0,5	10	1,34	47,81
	15	2,07	74,45
	20	2,82	108,73
	30	4,41	190,67
	40	6,1	274,3
	50	7,87	371
	60	9,72	474,66
	70	11,6	583,74
	80	13,53	706,39
	90	15,61	852,31

(continua)

TABELA 10 - Cálculo dos fluxos de água no solo, nas diversas profundidades (z) e diversos tempos de redistribuição (t), para o solo Duna de Areia.

t (hora)	z (cm)	Az (t) (cm)	$-(q)_z \cdot 10^2$ (cm / hora)
0,6667	10	1,27	30,93
	15	1,97	49,62
	20	2,67	70,74
	30	4,16	119,82
	40	5,75	170,61
	50	7,4	229,46
	60	9,13	294,29
	70	10,88	361,97
	80	12,67	430,49
	90	14,6	506,6
0,8333	10	1,23	41,36
	15	1,9	54,3
	20	2,58	69,39
	30	4,01	104,46
	40	5,53	142,06
	50	7,1	182,51
	60	8,74	227,78
	70	10,4	275,92
	80	12,09	324,88
	90	13,92	383,75
1	10	1,13	52,97
	15	1,78	63,17
	20	2,44	75,86
	30	3,82	104,06
	40	5,28	134,88
	50	6,6	168,3
	60	8,37	204,91
	70	9,96	240,95
	80	11,58	279,5
	90	13,32	330,05

(continua)

TABELA 10 - Cálculo dos fluxos de água no solo, nas diversas profundidades (z) e diversos tempos de redistribuição (t), para o solo Duna de Areia.

t (hora)	z (cm)	Az (t) (cm)	$-(q)_z \cdot 10^2$ (cm / hora)
2	10	1,08	6,04
	15	1,66	11,57
	20	2,25	16,93
	30	3,47	28,65
	40	4,77	41,71
	50	6,1	55,15
	60	7,48	70,29
	70	8,86	85,81
	80	10,28	101,16
	90	11,76	118,74
3	10	1,01	4,93
	15	1,55	8,25
	20	2,1	11,63
	30	3,24	18,86
	40	4,44	16,64
	50	5,69	34,4
	60	6,96	42,14
	70	8,24	49,86
	80	9,56	58,14
	90	10,95	66,56
4	10	0,98	2,76
	15	1,49	4,96
	20	2,02	7,21
	30	3,1	12,14
	40	4,23	17,92
	50	5,42	24,03
	60	6,63	29,29
	70	7,86	33,86
	80	9,12	39,69
	90	10,43	46,52

(continua)

TABELA 10 - Cálculo dos fluxos de água no solo, nas diversas profundidades (z) e diversos tempos de redistribuição (t), para o solo Duna de Areia.

t (hora)	z (cm)	Az (t) (cm)	$-(q)_z \cdot 10^2$ (cm / hora)
5	10	0,96	2,32
	15	1,45	3,85
	20	1,96	5,2
	30	3	8,94
	40	4,09	13,76
	50	5,21	18,53
	60	6,38	23,28
	70	7,56	27,76
	80	8,77	32,26
	90	10,03	36,7
6	10	0,93	2,21
	15	1,42	3,39
	20	1,91	4,32
	30	2,92	7,58
	40	3,96	11,78
	50	5,05	15,46
	60	6,17	19,7
	70	7,31	23,88
	80	8,47	27,55
	90	9,7	31,25
12	10	0,85	1,01
	15	1,29	1,59
	20	1,75	2,13
	30	2,66	3,25
	40	3,6	4,55
	50	4,55	6,06
	60	5,53	7,65
	70	6,54	9,24
	80	7,59	10,73
	90	8,69	12,26

(continua)

TABELA 10 - Cálculo dos fluxos de água no solo, nas diversas profundidades (z) e diversos tempos de redistribuição (t), para o solo Duna de Areia.

t (hora)	z (cm)	Az (t) (cm)	$-(q)_z \cdot 10^2$ (cm / hora)
18	10	0,81	0,62
	15	1,23	0,97
	20	1,66	1,28
	30	2,53	1,9
	40	3,41	2,62
	50	4,32	3,33
	60	5,25	3,99
	70	6,2	4,79
	80	7,18	5,62
24	90	8,23	6,45
	10	0,78	0,49
	15	1,18	0,75
	20	1,59	0,97
	30	2,43	1,43
	40	3,28	1,96
	50	4,15	2,49
	60	5,05	2,93
	70	5,97	3,46
48	80	6,91	4,06
	90	7,92	4,65
	10	0,73	0,13
	15	1,1	0,2
	20	1,48	0,3
	30	2,25	0,5
	40	3,02	0,71
	50	3,82	0,91
	60	4,66	1,13
	70	5,51	1,3
	80	6,36	1,49
	90	7,31	1,76

(continua)

TABELA 10 - Cálculo dos fluxos de água no solo, nas diversas profundidades (z) e diversos tempos de redistribuição (t), para o solo Duna de Areia.

t (hora)	z (cm)	Az (t) (cm)	$-(q)_z \cdot 10^2$ (cm / hora)
72	10	0,72	0,04
	15	1,08	0,06
	20	1,45	0,06
	30	2,19	0,16
	40	2,94	0,23
	50	3,71	0,33
	60	4,51	0,44
	70	5,35	0,49
	80	5,19	0,56
	90	7,07	0,7
96	10	0,71	0,04
	15	1,07	0,05
	20	1,43	0,06
	30	2,17	0,09
	40	2,91	0,13
	50	3,66	0,17
	60	4,45	0,21
	70	5,27	0,26
	80	6,11	0,56
	90	6,97	0,7
120	10	0,7	0,05
	15	1,06	0,06
	20	1,42	0,07
	30	2,15	0,1
	40	2,88	0,14
	50	3,63	0,17
	60	4,41	0,19
	70	5,22	0,23
	80	6,05	0,27
	90	6,9	0,33
144	10	0,69	0,04
	15	1,04	0,05
	20	1,4	0,06
	30	2,12	0,08
	40	2,84	0,1
	50	3,58	0,12
	60	4,36	0,13
	70	5,15	0,15
	80	5,98	0,19
	90	6,82	0,24

TABELA 11 - Cálculo das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, para as profundidades de 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 e 90 cm, do solo Duna de Areia.

z (cm)	$-(q)_z \cdot 10^2$ (cm/h)	$\partial\theta/\partial z \cdot 10^3$ (cm ⁻¹)	D_g (cm ² /h)	$-d\psi'_m/d\theta$ (cmH ₂ O)	$dz/d\theta$ (cm)	$K \cdot 10^2$ (cm/h)	D_m (cm ² /h)
10	1206,37	3,7	-3260,46	132,2	270,3	-2361,63	3122,33
	754,79	3,2	-2358,72	186,7	312,5	-1875,03	3500,74
	538,58	3	-1795,27	233,8	333,3	-1803,56	4216,6
	417,1	2,9	-1438,27	296,3	344,8	-2963,6	8781,05
	288,02	2,6	-1107,79	300,3	384,6	-1313,46	3944
	192,26	2,3	-835,91	268,2	434,8	-501,8	1345,83
	129,41	1,8	-718,95	211,4	555,6	-208,9	441,61
	107,06	2,1	-509,82	184,5	476,2	-174,76	322,37
	47,81	1,9	-251,63	140,3	526,3	-65,19	91,47
	30,93	1,8	-171,82	133,4	555,6	-40,7	54,3
	41,36	1,6	-258,52	145,2	625	-53,88	78,24
	52,97	2,5	-211,86	153,7	400	-86,03	132,27
	6,04	1,3	-46,42	164,9	769,2	-7,68	12,67
	4,93	1,1	-44,82	220,5	909,1	-6,51	14,35
	2,76	0,8	-34,44	296,5	1250	-3,61	10,71
	2,32	0,6	-38,67	224	1666,7	-2,68	6
	2,21	0,6	-36,9	209,9	1666,7	-2,53	5,32
	1,01	0,5	-20,1	244,7	2000	-1,15	2,8
	0,62	0,4	-15,4	211	2500	-0,67	1,42
	0,49	0,4	-12,22	228,6	2500	-0,54	1,23
	0,13	0,2	-6,46	1051,4	5000	-0,16	1,72
	0,04	0,2	-2,01	∞	5000	∞	∞
	0,04	0,2	-2,09	∞	5000	∞	∞
	0,05	0,4	-1,23	600	2500	-0,06	0,39
	0,04	0,4	-0,87	600	2500	-0,05	0,28

(continua)

TABELA 11 - Cálculo das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$, e $D_{mH}(\theta)$, para as profundidades de 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 e 90 cm, do solo Duna de Areia.

z	D _z	∂ψ _m /∂z	∂ψ _h /∂z	K _H · 10 ²	D _{mH}	ψ _m	θ
(cm)	(cm ² /h)	(cmH ₂ O/cm)	(cmH ₂ O/cm)	(cm/h)	(cm ² /h)	(cmH ₂ O)	(cm ³ /cm ³)
	-6382,79	-0,33	0,67	-1800,55	2380,52	6,7	0,238
	-5859,46	-0,37	0,63	-1198,08	2236,86	9,8	0,219
	-6011,87	-0,46	0,54	-997,37	2331,79	12,1	0,208
	-10219,32	-0,6	0,4	-1042,75	3089,63	14,5	0,199
	-5051,78	-0,63	0,37	-778,44	2337,47	18,5	0,188
	-2181,74	-0,61	0,39	-492,97	1322,15	21,9	0,175
	-1160,56	-0,57	0,43	-300,96	636,21	25,2	0,163
	-832,19	-0,56	0,44	-243,32	448,84	26,9	0,154
	-343,1	-0,55	0,45	-106,25	149,07	28,7	0,144
	-226,12	-0,54	0,46	-67,23	69,7	29,7	0,136
	-336,76	-0,52	0,48	-86,17	125,13	30,4	0,131
10	-344,13	-0,49	0,51	-103,85	159,67	31	0,127
	-59,09	-0,43	0,57	-10,59	17,46	33,2	0,114
	-59,17	-0,43	0,57	-8,65	19,07	34,5	0,106
	-45,14	-0,39	0,61	-4,52	13,39	36	0,102
	-44,67	-0,36	0,64	-3,62	8,12	36,8	0,099
	-42,22	-0,33	0,67	-3,3	6,94	37,4	0,096
	-22,9	-0,3	0,7	-1,44	3,51	40,1	0,086
	-16,81	-0,31	0,69	-0,89	1,88	41,5	0,08
	-13,45	-0,3	0,7	-0,7	1,6	42,3	0,076
	-8,18	-0,24	0,76	-0,17	1,79	43,9	0,071
	∞	-0,22	0,78	-0,05	∞	44,6	0,071
	∞	-0,22	0,78	-0,05	∞	45	0,071
	-1,62	-0,21	0,79	-0,06	0,38	45,3	0,071
	-1,15	-0,21	0,79	-0,04	0,27	45,6	0,07

(continua)

TABELA 11 - Cálculo das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, para as profundidades de 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 e 90 cm, do solo Duna de Areia.

z (cm)	$-(q)_z \cdot 10^2$ (cm/h)	$\partial\theta/\partial z \cdot 10^3$ (cm ⁻¹)	D_g (cm ² /h)	$-d\psi_m/d\theta$ (cmH ₂ O)	dz/d θ (cm)	$K \cdot 10^2$ (cm/h)	D_m (cm ² /h)
15	1961,85	4,3	-4562,43	144,9	232,6	-5204,03	7539,97
	1213,17	5,1	-2378,77	203,6	196,1	31473,86	-64092,23
	839,2	5,1	-1645,48	211	196,1	11058	-23327,83
	648,24	4,9	-1322,93	202,5	204,1	-82730,27	167514,36
	453,39	4,2	-1079,51	203,4	238,1	-3115,55	6338,47
	305,28	3,3	-925,09	176,3	303	-729,8	1286,44
	195,44	2	-977,19	132	500	-265,55	350,58
	152,06	1,5	-1013,71	120,3	666,7	-185,55	223,28
	74,45	0,8	-930,56	124,1	1250	-82,65	102,58
	49,62	0,6	-826,96	134,8	1666,7	-53,98	72,75
	54,3	0,5	-1085,9	155,6	2000	-58,87	91,58
	63,17	0,4	-1579,3	174,2	2500	-67,9	118,27
	11,57	0,4	-289,25	156,5	2500	-12,34	19,32
	8,25	0,4	-206,25	176	2500	-8,87	15,62
	4,96	0,3	-165,17	253,2	3333,3	-5,35	13,58
	3,85	0,3	-128,33	400	3333,3	-4,37	17,5
	3,39	0,4	-84,81	462,1	2500	-4,16	19,23
	1,59	0,5	-31,73	243	2000	-1,81	4,39
	0,97	0,6	-16,14	229,6	1667,7	-1,12	2,58
	0,75	0,7	-10,66	231,9	1428,6	-0,89	2,07
	0,2	0,5	-4,07	301,3	2000	-0,24	0,72
	0,06	0,3	-1,87	424,2	3333,3	-0,06	0,27
	0,05	0,2	-2,31	1125	5000	-0,06	0,67
	0,06	0,2	-2,95	525	5000	-0,07	0,35
	0,05	0,2	-2,25	600	5000	-0,05	0,31

(continua)

TABELA 11 - Cálculo das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, para as profundidades de 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 e 90 cm, do solo Duna de Areia.

z	D _z	∂ψ _m /∂z	∂ψ _h /∂z	K · 10 ²	D _{mH}	ψ _m	Θ
(cm)	(cm ² /h)	(cmH ₂ O/cm)	(cmH ₂ O/cm)	(cm/h)	(cm ² /h)	(cmH ₂ O)	(cm ³ /cm ³)
15	-12102,4	0,13	1,13	-1736,15	2515,45	8,1	0,249
	61713,45	0,13	1,13	-1073,61	2186,25	11,3	0,231
	21682,35	0,16	1,16	- 723,44	1526,17	14,1	0,219
	-168837,29	0,12	1,12	- 578,78	1171,94	15,7	0,211
	-7417,98	0,06	1,06	- 427,73	870,2	18,6	0,197
	-2211,53	-0,02	0,98	- 311,51	549,1	21,4	0,183
	-1327,77	0,03	1,03	- 189,75	250,5	23,8	0,168
	-1236,99	0,02	1,02	- 149,08	179,39	24,9	0,159
	-1033,14	-0,01	0,99	- 75,2	93,33	26,2	0,148
	- 899,7	-0,01	0,99	- 50,12	67,54	27,1	0,141
	-1177,48	0	1	- 54,3	84,46	27,8	0,136
	-1697,57	0	1	- 63,17	110,03	28,5	0,132
	- 308,57	-0,03	0,97	- 11,93	18,67	30,9	0,118
	- 221,87	-0,06	0,94	- 8,78	15,45	32,1	0,11
	- 178,75	-0,13	0,87	- 5,7	14,42	33,4	0,104
	- 145,83	-0,14	0,86	- 4,48	17,91	34,6	0,1
	- 104,04	-0,13	0,87	- 3,9	18,02	35,8	0,098
	- 36,12	-0,13	0,87	- 1,82	4,43	38,3	0,09
	- 18,72	-0,09	0,91	- 1,06	2,44	39,2	0,086
	- 12,73	-0,04	0,96	- 0,78	1,8	39,9	0,083
	- 4,79	0,04	1,04	- 0,2	0,59	41,5	0,076
	- 2,14	0,04	1,04	- 0,05	0,23	42,2	0,074
	- 2,98	0,03	1,03	- 0,04	0,51	42,7	0,073
	- 3,29	0,03	1,03	- 0,06	0,3	43,1	0,073
	- 2,56	0,02	1,02	- 0,04	0,26	43,4	0,072

(continua)

TABELA 11 - Cálculo das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, para as profundidades de 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 e 90 cm, do solo Duna de Areia.

z (cm)	$-(q)_z \cdot 10^2$ (cm/h)	$\partial\theta/\partial z \cdot 10^3$ (cm ⁻¹)	D_g (cm ² /h)	$-d\psi_m/d\theta$ (cmH ₂ O)	dz/dθ (cm)	$K \cdot 10^2$ (cm/h)	D_m (cm ² /h)
20	2564,41	5,2	-4931,56	221,3	192,3	16993,45	-37611,27
	1597,6	6,13	-2604,79	255,1	163	2828,51	-7216,5
	1154,34	6,2	-1861,84	202,1	161,3	4562,77	-9221,15
	920	5,7	-1614,04	184,4	175,4	18062,65	-33302,89
	671,54	4,87	-1379,87	141,1	205,5	-2142,14	3021,78
	465,84	3,7	-1259,02	129,9	270,3	- 897,09	1165,55
	292,02	2,47	-1183,85	123,4	405,4	- 419,73	517,76
	213	1,77	-1205,64	99,2	566	- 258,24	256,11
	108,73	0,97	-1124,77	94,9	1034,5	- 119,71	113,65
	70,74	0,6	-1178,95	116,1	1666,7	- 76,03	88,3
	69,39	0,43	-1601,26	125,4	2307,7	- 73,37	91,99
	75,86	0,3	-2528,51	125,4	3333,3	- 78,82	98,83
	16,93	0,3	- 564,17	131,6	3333,3	- 17,62	23,18
	11,63	0,27	- 435,93	142,3	3750	- 12,08	17,19
	7,21	0,33	- 216,15	192,2	3000	- 7,7	14,8
	5,2	0,4	- 130	280	2500	- 5,86	16,4
	4,32	0,3	- 143,86	338,4	3333,3	- 4,8	16,25
	2,13	0,17	- 127,5	333,3	5999,9	- 2,25	7,5
	1,28	0,07	- 191,74	399,2	14999,3	- 1,31	5,24
	0,97	0,07	- 145,98	396,6	14999,3	- 1	3,96
	0,3	0,07	- 44,81	348,4	14999,3	- 0,31	1,07
	0,09	0,03	- 26,57	313,4	30003	- 0,09	0,28
	0,06	0,03	- 17,13	600	30003	- 0,06	0,35
	0,07	∞	∞	333,3	∞	∞	∞
	0,06	∞	∞	400	∞	∞	∞

(continua)

TABELA 11 - Cálculo das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, para as profundidades de 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 e 90 cm, do solo Duna de Areia.

z (cm)	D_z (cm ² /h)	$\partial\psi_m/\partial z$ (cmH ₂ O/cm)	$\partial\psi_h/\partial z$ (cmH ₂ O/cm)	$K_H \cdot 10^2$ (cm/h)	D_{mH} (cm ² /h)	ψ_m (cmH ₂ O)	θ (cm ³ /cm ³)
	32679,72	0,16	1,16	-2217,07	4907	8	0,281
	4611,71	0,1	1,1	-1452,37	3705,49	11,1	0,27
	7359,31	0,04	1,04	-1109,94	2243,14	13,7	0,259
	31688,86	0,08	1,08	-854,49	1575,46	15,7	0,248
	-4401,65	0,1	1,1	-612,34	863,79	19,1	0,23
	-2424,57	0,06	1,06	-438,09	569,19	21,7	0,208
	-1701,61	0,21	1,21	-241,34	297,7	25,5	0,183
	-1461,74	0,28	1,28	-166,84	165,46	27,1	0,169
	-1238,42	0,31	1,31	-83	78,8	28,6	0,152
	-1267,24	0,33	1,33	-53,19	61,76	29,6	0,142
20	-1693,25	0,34	1,34	-51,65	64,76	30,4	0,136
	-2627,33	0,33	1,33	-57,18	71,69	31	0,131
	-587,35	0,26	1,26	-13,47	17,72	32,9	0,118
	-453,13	0,25	1,25	-9,32	13,27	33,9	0,11
	-230,95	0,18	1,18	-6,09	11,7	34,7	0,105
	-146,4	0,12	1,12	-4,66	13,04	35,4	0,102
	-160,11	0,04	1,04	-4,14	14	36,1	0,1
	-135	0,05	1,05	-2,02	6,72	38,8	0,091
	-196,98	0,16	1,16	-1,1	4,4	40,6	0,086
	-149,94	0,23	1,23	-0,79	3,15	41,9	0,083
	-45,88	0,33	1,33	-0,23	0,78	44,3	0,076
	-26,85	0,34	1,34	-0,07	0,21	45	0,074
	-17,48	0,33	1,33	-0,04	0,26	45,3	0,073
		0,33	1,33	-0,05	0,17	45,6	0,073
		0,33	1,33	-0,04	0,17	45,8	0,072

(continua)

TABELA 11 - Cálculo das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, para as profundidades de 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 e 90 cm, do solo Duna de Areia.

z (cm)	$-(q)_z \cdot 10^2$ (cm/h)	$\partial\theta/\partial z \cdot 10^3$ (cm ⁻¹)	D_g (cm ² /h)	$-d\psi_m/d\theta$ (cmH ₂ O)	$dz/d\theta$ (cm)	$K \cdot 10^2$ (cm/h)	D_m (cm ² /h)
30	3280,89	2,05	-16004,35	204,4	487,8	-5647,05	11542,25
	2269,16	2,25	-10085,16	139,3	444,4	-3305,35	4605,3
	1907,39	2,3	-8292,98	114,3	434,8	-2587,68	2957,8
	1675,05	2,35	-7127,88	89,9	425,5	-2123,94	1910,19
	1281,42	2,1	-6102	82,7	476,2	-1550,56	1281,61
	876,03	1,6	-5474,18	105,5	625	-1053,94	1111,97
	526,95	1,2	-4391,26	110,8	833,3	-607,74	673,25
	368,37	1,1	-3348,79	103,3	909,1	-415,6	429,43
	190,67	1	-1906,72	117,2	1000	-215,98	253,07
	119,82	0,95	-1261,22	121,2	1052,6	-135,41	164,13
	104,46	0,9	-1160,71	105,1	1111,1	-115,37	121,2
	104,06	0,85	-1224,21	101,2	1176,5	-113,85	115,25
	28,65	0,65	-440,77	132,2	1538,5	-31,34	41,43
	18,86	0,6	-314,25	140,6	1666,7	-20,59	28,96
	12,14	0,55	-220,73	134,8	1818,2	-13,11	17,67
	8,94	0,45	-198,67	113,5	2222,2	-9,42	10,69
	7,58	0,35	-216,61	112,3	2857,1	-7,89	8,86
	3,25	0,2	-162,54	299,7	5000	-3,46	10,36
	1,9	0,15	-126,72	317,8	6666,7	-2	6,34
	1,43	0,1	-142,59	304	10000	-1,47	4,47
	0,5	0,05	-99,38	347,4	20000	-0,51	1,76
	0,16	0,05	-32,5	544	20000	-0,17	0,91
	0,09	0,05	-17,71	692,3	20000	-0,09	0,63
	0,1	∞	∞	541	∞	∞	∞
	0,08	∞	∞	1333,3	∞	∞	∞

(continua)

TABELA 11 - Cálculo das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, para as profundidades de 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 e 90 cm, do solo Duna de Areia.

z (cm)	D_z (cm ² /h)	$\partial\psi_m/\partial z$ (cmH ₂ O/cm)	$\partial\psi_h/\partial z$ (cmH ₂ O/cm)	$K_H \cdot 10^2$ (cm/h)	D_{mH} (cm ² /h)	ψ_m (cmH ₂ O)	θ (cm ³ /cm ³)
30	-27546,6	0,38	1,38	-1188,73	4859,39	13,1	0,309
	-14690,46	0,32	1,32	- 859,53	2395,14	14,9	0,298
	-11250,78	0,28	1,28	- 747,995	1709,96	16,5	0,285
	- 9038,06	0,24	1,24	- 675,425	1214,9	18	0,271
	- 7383,62	0,16	1,16	- 554,725	917,02	20	0,244
	- 6587,15	0,11	1,11	- 394,61	832,66	22,4	0,219
	- 5064,5	-0,02	0,99	- 267,49	592,64	25	0,197
	- 3778,22	-0,05	0,95	- 193,875	400,65	26,6	0,182
	- 2159,78	-0,07	0,93	- 102,51	240,23	28,3	0,165
	- 1425,35	-0,09	0,92	- 65,475	158,72	29,5	0,156
	- 1281,91	-0,1	0,9	- 58,035	121,93	30,3	0,149
	- 1339,46	-0,11	0,89	- 58,46	118,35	30,8	0,144
	- 482,2	-0,14	0,86	- 16,655	44,03	32,6	0,127
	- 343,21	-0,13	0,88	- 10,775	30,3	34,1	0,118
	- 238,4	-0,13	0,88	- 6,935	18,7	35	0,111
	- 209,36	-0,13	0,88	- 5,11	11,6	35,7	0,106
	- 225,47	-0,13	0,88	- 4,33	9,73	36,2	0,101
	- 172,9	-0,14	0,86	- 1,89	11,33	28,4	0,092
	- 133,06	-0,15	0,85	- 1,12	7,11	29,8	0,088
	- 147,06	-0,16	0,85	- 0,845	5,13	40,7	0,085
	- 101,13	-0,12	0,88	- 0,28	1,95	42,9	0,078
	- 33,41	-0,06	0,94	- 0,085	0,94	44	0,075
	- 18,34	-0,02	0,99	- 0,045	0,62	44,9	0,074
	∞	0,01	1,01	- 0,05	0,54	45,5	0,073
	∞	0,03	1,03	- 0,035	0,99	46	0,072

(continua)

TABELA 11 - Cálculo das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, para as profundidades de 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 e 90 cm, do solo Duna de Areia.

z (cm)	$-(q)_z \cdot 10^2$ (cm/h)	$\partial\theta/\partial z \cdot 10^3$ (cm ⁻¹)	D_g (cm ² /h)	$-d\psi_m/d\theta$ (cmH ₂ O)	dz/dθ (cm)	$K \cdot 10^2$ (cm/h)	D_m (cm ² /h)
40	3703,87	0,65	-56982,57	378,3	1538,5	-4911,61	18580,7
	2898,8	1,15	-25206,98	206,4	869,6	-3801,16	7846,6
	2634,2	1,75	-15052,6	144,8	571,4	-3527,93	5107,03
	2422,5	2,3	-10532,62	97,8	434,8	-3125,86	3058,05
	1965,22	2,55	-7706,75	61,8	392,2	-2332,98	1442,21
	1357,59	2	-6787,95	44,4	500	-1489,77	660,9
	784,63	1,25	-6277,07	47,9	800	-834,57	399,51
	527,94	1,05	-5028	57	952,4	-561,53	319,95
	274,3	0,85	-3227	61,3	1176,5	-289,37	177,3
	170,61	0,65	-2624,71	68	1538,5	-178,49	121,3
	142,06	0,6	-2367,67	68,7	1666,7	-148,17	101,79
	134,88	0,55	-2452,38	68,7	1818,2	-140,18	96,36
	41,71	0,45	-926,89	100	2222,2	-43,68	43,68
	26,64	0,45	-592	137,4	2222,2	-28,4	39
	17,92	0,45	-398,22	136,8	2222,2	-19,1	26,12
	13,76	0,4	-344	155,6	2500	-14,67	22,82
	11,78	0,45	-261,83	180,1	2222,2	-12,82	23,09
	4,55	0,2	-227,46	235,3	5000	-4,77	11,23
	2,62	0,2	-131,12	284,7	5000	-2,78	7,92
	1,96	0,2	-98,2	322	5000	-2,1	6,76
	0,71	0,25	-28,24	628,2	4000	-0,84	5,26
	0,23	0,2	-11,66	1039,8	5000	-0,29	3,06
	0,13	0,15	-8,74	815,3	6666,7	-0,15	1,22
	0,14	0,2	-7,2	642,4	5000	-0,17	1,06
	0,1	0,2	-4,86	1500	5000	-0,14	2,08

(continua)

TABELA 11 - Cálculo das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, para as profundidades de 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 e 90 cm, do solo Duna de Areia.

z (cm)	D_z (cm ² /h)	$\partial\psi_m/\partial z$ (cmH ₂ O/cm)	$\partial\psi_h/\partial z$ (cmH ₂ O/cm)	$K_H \cdot 10^2$ (cm/h)	D_{mH} (cm ² /h)	ψ_m (cmH ₂ O)	θ (cm ³ /cm ³)
	-75563,27	0,17	1,17	-3179,28	12027,28	15,6	0,322
	-33053,58	0,16	1,16	-2509,79	5180,86	17,5	0,315
	-20159,63	0,14	1,14	-2310,71	3344,97	19,2	0,305
	-13590,68	0,12	1,12	-2172,65	2125,52	20,5	0,295
	-9148,96	0,11	1,11	-1770,47	1094,47	22,2	0,272
	-7448,86	0,07	1,07	-1268,78	562,86	23,9	0,24
	-6676,59	0,01	1,01	-776,87	371,89	25,2	0,207
	-5347,95	-0,02	0,98	-538,71	306,95	26,1	0,191
	-3404,31	-0,04	0,97	-284,24	174,17	27,2	0,172
	-2746,01	-0,06	0,94	-180,54	122,69	27,9	0,161
	-2469,46	-0,06	0,94	-151,13	103,83	28,4	0,154
40	-2548,74	-0,06	0,94	-142,73	98,11	28,8	0,148
	-970,56	-0,08	0,92	-45,34	45,34	30,1	0,131
	-631	-0,09	0,92	-29,11	39,99	31,4	0,122
	-424,35	-0,1	0,9	-19,91	27,24	32,2	0,116
	-366,82	-0,1	0,9	-15,37	23,92	32,9	0,111
	-284,92	-0,1	0,9	-13,02	23,45	33,6	0,107
	-238,69	-0,08	0,92	-4,94	11,63	36	0,095
	-139,04	-0,08	0,92	-2,85	8,12	37,6	0,089
	-104,96	-0,07	0,94	-2,1	6,76	38,8	0,085
	-33,5	-0,03	0,97	-0,73	4,57	42	0,077
	-14,72	-0,01	0,99	-0,24	2,45	43,9	0,075
	-9,95	-0,01	0,99	-0,13	1,08	45	0,074
	-8,26	0	1	-0,14	0,93	45,7	0,073
	-6,95	0	1	-0,1	1,47	46,3	0,072

(continua)

TABELA 11 - Cálculo das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, para as profundidades de 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 e 90 cm, do solo Duna de Areia.

z (cm)	$-(q)_z \cdot 10^2$ (cm/h)	$\partial\theta/\partial z \cdot 10^3$ (cm ⁻¹)	D_g (cm ² /h)	$-d\psi_m/d\theta$ (cmH ₂ O)	dz/dθ (cm)	$K \cdot 10^2$ (cm/h)	D_m (cm ² /h)
50	3852,07	0,1	-385206,56	2819	10000	-5364,28	151221,69
	3164,67	0,45	- 70326,02	1419,3	2222,2	-8758,69	124311,62
	2976,45	0,9	- 33071,66	492,6	1111,1	-5346,86	26337,92
	2902,73	1,35	- 21501,68	167,8	740,7	-3753,09	6298,97
	2653,77	2,3	- 11538,14	57,1	434,8	-3055,13	1745,04
	1944,68	2	- 9723,4	40,7	500	-2116,81	860,66
	1100,3	1,3	- 8463,85	45,3	769,2	-1169,08	529,11
	707,72	0,95	- 7449,68	57,7	1052,6	- 748,76	431,98
	371	0,8	- 4637,45	63,3	1250	- 390,79	247,41
	229,46	0,7	- 3278,05	73,1	1428,6	- 241,84	176,8
	182,51	0,6	- 3041,78	93,8	1666,7	- 193,39	181,43
	168,3	0,55	- 3059,94	87,3	1818,2	- 176,78	154,29
	55,15	0,35	- 1575,71	93,7	2857,1	- 57,02	53,42
	34,4	0,25	- 1376	99,1	4000	- 35,27	34,94
	24,04	0,35	- 686,43	92,3	2857,1	- 24,83	22,92
	18,53	0,4	- 463,12	124,7	2500	- 19,5	24,3
	15,46	0,35	- 441,61	175,8	2857,1	- 16,47	28,95
	6,06	0,25	- 242,37	260,3	4000	- 6,48	16,87
	5,33	0,25	- 133,13	375,3	4000	- 3,67	13,78
	2,49	0,3	- 83,06	421,3	3333,3	- 2,85	12,02
	0,91	0,35	- 26,13	406	2857,1	- 1,07	4,33
	0,33	0,3	- 10,98	418,6	3333,3	- 0,38	1,58
	0,17	0,3	- 5,76	1028,6	3333,3	- 0,25	2,57
	0,17	0,3	- 5,83	857,1	3333,3	- 0,24	2,02
	0,12	0,35	- 3,39	812,5	2857	- 0,17	1,35

(continua)

TABELA 11 - Cálculo das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, para as profundidades de 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 e 90 cm, do solo Duna de Areia.

z (cm)	D_z (cm ² /h)	$\partial\psi_m/\partial z$ (cmH ₂ O/cm)	$\partial\psi_h/\partial z$ (cmH ₂ O/cm)	$K_H \cdot 10^2$ (cm/h)	D_{mH} (cm ² /h)	ψ_m (cmH ₂ O)	θ (cm ³ /cm ³)
50	-536428,25	0,06	1,06	-3651,25	102930,4	16,4	0,322
	-194637,64	0,04	1,04	-3057,65	43397,09	18	0,321
	-59409,57	0,02	1,02	-2932,46	14444,91	19,3	0,32
	-27800,65	0	1	-2902,73	4871,77	20,3	0,317
	-13283,18	-0,01	0,99	-2680,58	1531,1	22,2	0,295
	-10584,06	-0,04	0,97	-2015,21	819,35	23,8	0,259
	-8992,96	-0,04	0,97	-1140,21	516,04	25,2	0,222
	-7881,65	-0,04	0,96	-737,21	425,31	26,2	0,203
	-4884,85	-0,05	0,96	-388,48	245,94	27,6	0,182
	-3454,85	-0,05	0,96	-240,28	175,66	28,4	0,169
	-3223,21	-0,05	0,96	-191,11	179,29	29,1	0,161
	-3214,24	-0,05	0,96	-176,23	153,81	29,7	0,155
	-1629,14	-0,04	0,96	-57,45	53,82	31	0,136
	-1410,94	-0,06	0,94	-36,4	36,06	32,4	0,127
	-709,35	-0,05	0,96	-25,16	23,22	33	0,12
	-487,43	-0,07	0,94	-19,81	24,7	33,6	0,114
	-470,55	-0,07	0,93	-16,62	29,21	34,3	0,11
	-259,24	-0,08	0,92	-6,59	17,14	36,8	0,096
	-146,92	-0,09	0,92	-3,64	13,65	38,2	0,092
	-95,1	-0,09	0,91	-2,74	11,54	39,4	0,089
	-30,45	-0,1	0,9	-1,02	4,15	42,3	0,083
	-12,56	-0,12	0,86	-0,37	1,56	43,8	0,079
	-8,33	-0,13	0,88	-0,2	2,03	44,7	0,077
	-7,84	-0,13	0,87	-0,2	1,72	45,4	0,077
	-4,74	-0,14	0,86	-0,14	1,12	45,9	0,076

(continua)

TABELA 11 - Cálculo das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, para as profundidades de 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 e 90 cm, do solo Duna de Areia.

z (cm)	$-(q)_z \cdot 10^2$ (cm/h)	$\partial\theta/\partial z \cdot 10^3$ (cm ⁻¹)	D_g (cm ² /h)	$-d\psi'_m/d\theta$ (cmH ₂ O)	$dz/d\theta$ (cm)	$K \cdot 10^2$ (cm/h)	D_m (cm ² /h)
	3855,01	0,3	-128500,24	∞	3333,3	∞	∞
	3190,12	0,35	- 91146,28	2426,7	2857,1	-21173,37	513807,08
	3045,4	0,35	- 87011,57	1111,5	2857,1	- 4984,57	55404,69
	3094,67	0,45	- 68770,52	600	2222,2	- 4939,28	25435,67
	3185,16	1,45	- 21966,65	53,3	689,7	- 3451,7	1838,18
	2609,05	2,45	- 10649,18	29,6	408,2	- 2812,81	831,69
	1476,05	1,1	- 13418,64	31,7	909,1	- 1529,34	484,44
	917,87	0,5	- 18357,48	38,8	2000	- 936,05	363,51
	474,66	0,3	- 15821,84	50	3333,3	- 481,89	241,15
	294,29	0,7	- 4204,17	54,8	1428,6	- 306,04	167,8
	227,78	0,2	- 11389,25	56,4	5000	- 230,38	130
60	204,91	0,2	- 10245,56	59	5000	- 207,36	122,38
	70,29	0,15	- 4686	78,9	6666,7	- 71,13	56,16
	42,14	0,1	- 4213,5	133,3	10000	- 42,7	56,94
	29,19	0,15	- 1946	89,4	6666,7	- 29,59	26,47
	23,28	0,2	- 1164	85,7	5000	- 23,69	20,3
	19,7	0,2	- 985,11	126,4	5000	- 20,21	25,55
	7,65	0,3	- 255,14	201,7	3333,3	- 8,15	16,43
	3,99	0,2	- 199,25	306,2	5000	- 4,24	13
	2,93	0,15	- 195,64	378,6	6666,7	- 3,11	11,78
	1,13	0,15	- 75,03	498,9	6666,7	- 1,22	6,07
	0,44	0,3	- 14,56	747,7	3333,3	- 0,56	4,21
	0,21	0,35	- 6,12	692,3	2857,1	- 0,28	1,96
	0,19	0,3	- 6,46	1500	3333,3	- 0,35	5,28
	0,13	0,3	- 4,23	∞	3333,3	∞	∞

(continua)

TABELA 11 - Cálculo das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, para as profundidades de 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 e 90 cm, do solo Duna de Areia.

z (cm)	D_z (cm ² /h)	$\partial\psi_m/\partial z$ (cmH ₂ O/cm)	$\partial\psi_h/\partial z$ (cmH ₂ O/cm)	$K_H \cdot 10^2$ (cm/h)	D_{mH} (cm ² /h)	ψ_m (cmH ₂ O)	θ (cm ³ /cm ³)
	∞	-0,12	0,88	-4355,94	∞	16,7	0,324
	-604953,36	-0,14	0,86	-3709,44	90015,79	18,2	0,324
	-142416,26	-0,16	0,85	-3604,03	40059,66	19,5	0,323
	-94206,19	-0,16	0,84	-3684,13	22104,81	20,5	0,322
	-23804,83	-0,18	0,83	-3860,81	2056,05	22	0,318
	-11480,87	-0,16	0,85	-3087,63	912,95	23,2	0,28
	-13903,08	-0,13	0,88	-1686,91	534,35	24,5	0,233
	-18720,99	-0,12	0,88	-1043,04	405,06	25,3	0,21
	-16062,98	-0,12	0,88	- 539,38	269,92	26,3	0,188
	- 4371,97	-0,12	0,88	- 332,53	182,33	27	0,175
	-11519,24	-0,12	0,88	- 256,85	146,06	27,5	0,166
60	-10367,93	-0,13	0,87	- 235,53	139	27,9	0,159
	- 4742,16	-0,11	0,89	- 78,98	62,35	29,3	0,138
	- 4270,44	-0,12	0,88	- 47,88	63,84	30,3	0,127
	- 1972,47	-0,12	0,88	- 33,17	29,67	31,3	0,123
	- 1184,3	-0,13	0,88	- 26,61	22,8	31,6	0,119
	- 1010,66	-0,13	0,87	- 22,78	28,79	32,2	0,114
	- 271,57	-0,17	0,83	- 9,22	18,6	34,4	0,1
	- 212,25	-0,19	0,82	- 4,89	14,97	35,9	0,094
	- 207,42	-0,2	0,8	- 3,67	13,89	37	0,091
	- 81,1	-0,25	0,76	- 1,49	7,44	39,9	0,084
	- 18,77	-0,26	0,74	- 0,59	4,41	41,6	0,081
	- 8,08	-0,26	0,75	- 0,29	1,99	42,5	0,08
	- 11,74	-0,26	0,75	- 0,26	3,9	43,1	0,079
	∞	-0,25	0,75	- 0,17	∞	43,5	0,079

(continua)

TABELA 11 - Cálculo das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, para as profundidades de 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 e 90 cm, do solo Duna de Areia.

z (cm)	$-(q)_z \cdot 10^2$ (cm/h)	$\partial\theta/\partial z \cdot 10^3$ (cm ⁻¹)	D_g (cm ² /h)	$-d\psi_m/d\theta$ (cmH ₂ O)	$dz/d\theta$ (cm)	$K \cdot 10^2$ (cm/h)	D_m (cm ² /h)
	3853,51	0,05	-770702,24	∞	20000	∞	∞
	3218,86	0,05	-643772,46	1909,1	20000	-3558,54	67935,78
	3102,75	0,05	-620549,4	944,8	20000	-3256,58	30766,58
	3153,26	0,05	-630652,02	861,2	20000	-3295,16	28379,34
	3439,01	0,15	-229267,31	235,3	6666,7	-3564,83	8387,83
	3199,74	1,5	-21331,58	50	666,7	-3459,17	1729,59
	1981,75	1,4	-14155,38	33,9	714,3	-2080,36	704,33
	1183,12	0,9	-13145,74	42,3	1111,1	-1229,94	520,3
	583,74	0,5	-11674,86	83,4	2000	-602,84	382,03
	361,97	0,45	-8043,83	63,4	2222,2	-372,6	236,15
	275,92	0,45	-6131,45	63,8	2222,2	-284,08	181,32
70	240,95	0,4	-6023,71	69,5	2500	-247,84	172,31
	85,81	0,35	-2451,57	102,5	2857,1	-89	91,25
	49,86	0,4	-1246,37	105,9	2500	-52,06	55,12
	33,86	0,25	-1354,2	100	4000	-34,72	34,72
	27,76	0,2	-1388	111,1	5000	-28,39	31,55
	23,88	0,25	-955,05	129,7	4000	-24,68	32
	9,24	0,35	-264,02	169,1	2857,1	-9,82	16,61
	4,79	0,35	-136,74	204,1	2857,1	-5,15	10,52
	3,46	0,3	-115,25	250,2	3333,3	-3,74	9,35
	1,3	0,25	-51,86	607,6	4000	-1,53	9,29
	0,49	0,2	-24,7	1082	5000	-0,63	6,82
	0,26	0,2	-12,8	798,7	5000	-0,3	2,43
	0,23	0,2	-11,28	642,4	5000	-0,26	1,66
	0,15	0,15	-9,87	461,5	6666,7	-0,16	0,73

(continua)

TABELA 11 - Cálculo das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, para as profundidades de 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 e 90 cm, do solo Duna de Areia.

z (cm)	D_z (cm^2/h)	$\partial\psi_m/\partial z$ ($\text{cmH}_2\text{O}/\text{cm}$)	$\partial\psi_h/\partial z$ ($\text{cmH}_2\text{O}/\text{cm}$)	$K_H \cdot 10^2$ (cm/h)	D_{mH} (cm^2/h)	ψ_m (cmH_2O)	θ (cm^3/cm^3)
	∞	-0,15	0,85	-4533,54	∞	14,1	0,328
	-711708,24	-0,19	0,81	-3973,9	75865,44	15,2	0,328
	-651315,98	-0,22	0,78	-3977,88	37581,08	16,2	0,327
	-659031,36	-0,23	0,77	-4095,14	35269,18	17,1	0,326
	-237655,13	-0,22	0,78	-4437,43	10441,02	18,7	0,324
	-23061,16	-0,19	0,81	-3950,29	1975,15	20,7	0,308
	-14859,71	-0,1	0,9	-2214,25	749,66	22,7	0,244
	-13666,05	-0,07	0,93	-1272,17	538,17	23,8	0,213
	-12056,9	-0,03	0,98	-598,71	379,41	25,2	0,188
	-8279,99	-0,01	0,99	-365,63	231,74	26,1	0,175
	-6312,78	0	1	-277,3	177	26,7	0,165
70	-6196,01	0	1	-242,16	168,36	27,1	0,159
	-2542,82	0	1	-85,8	87,98	28,8	0,139
	-1301,5	0,01	1,01	-49,61	52,53	30	0,129
	-1388,92	-0,03	0,98	-34,72	34,72	30,6	0,123
	-1419,55	-0,02	0,99	-28,18	31,31	31,1	0,118
	-987,05	-0,03	0,97	-24,61	31,92	31,6	0,114
	-280,63	-0,06	0,94	-9,78	16,53	33,4	0,102
	-147,26	-0,08	0,92	-5,17	10,56	34,5	0,096
	-124,6	-0,09	0,92	-3,78	9,46	35,4	0,092
	-61,15	-0,13	0,87	-1,49	9,05	37,4	0,086
	-31,52	-0,15	0,85	-0,58	6,29	38,6	0,085
	-15,24	-0,14	0,86	-0,3	2,38	39,6	0,084
	-12,94	-0,13	0,88	-0,26	1,66	40,3	0,083
	-10,61	-0,12	0,88	-0,17	0,77	40,9	0,082

(continua)

TABELA 11 - Cálculo das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, para as profundidades de 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 e 90 cm, do solo Duna de Areia.

z (cm)	$-(q)_z \cdot 10^2$ (cm/h)	$\partial\theta/\partial z \cdot 10^3$ (cm ⁻¹)	D_g (cm ² /h)	$-d\psi_m/d\theta$ (cmH ₂ O)	dz/dθ (cm)	$K \cdot 10^2$ (cm/h)	D_m (cm ² /h)
	3853,81	-0,25	154152,53	∞	-4000	∞	∞
	3248,5	-0,25	129940,12	1400	-4000	-2406,3	33688,18
	3164,02	-0,25	126560,8	743,4	-4000	-2668,17	19834,18
	3215	-0,2	160749,79	800	-5000	-2771,55	22172,39
	3576,31	-0,15	238420,89	300,7	-6666,7	-3421,95	10290,99
	3620,62	0,45	-80458,17	101,2	2222,2	-3793,43	3840,32
	2522,51	2,7	-9342,63	49,7	370,4	-2913,68	1448,79
	1494,22	2,15	-6949,85	51,9	465,1	-1681,98	873,3
	706,39	1,55	-4557,35	68,4	645,2	-790,18	540,59
	430,49	1,4	-3074,94	68,4	714,3	-476,06	325,51
	324,88	1,3	-2499,11	55,6	769,2	-350,18	194,54
80	279,5	1,1	-2540,86	53	909,1	-296,79	157,22
	101,16	0,7	-1445,14	87,3	1428,6	-107,75	94,1
	58,14	0,7	-830,57	65,5	1428,6	-60,94	39,94
	39,69	0,65	-610,54	70,6	1538,5	-41,59	29,36
	32,26	0,65	-496,31	82,8	1538,5	-34,09	28,22
	27,55	0,65	-423,9	80,7	1538,5	-29,08	23,47
	10,73	0,6	-178,83	164,3	1666,7	-11,9	19,56
	5,62	0,6	-93,71	204,1	1666,7	-6,41	13,08
	4,06	0,6	-67,6	232,2	1666,7	-4,71	10,94
	1,49	0,5	-29,87	290,7	2000	-1,75	5,08
	0,56	0,3	-18,83	525,6	3333,3	-0,67	3,52
	0,3	0,25	-11,83	980,2	4000	-0,39	3,84
	0,27	0,2	-13,32	692,3	5000	-0,31	2,14
	0,19	0,15	-12,71	461,5	6666,7	-0,2	0,95

(continua)

TABELA 11 - Cálculo das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, para as profundidades de 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 e 90 cm, do solo Duna de Areia.

z (cm)	D_z (cm ² /h)	$\partial\psi_m/\partial z$ (cmH ₂ O/cm)	$\partial\psi_h/\partial z$ (cmH ₂ O/cm)	$K_H \cdot 10^2$ (cm/h)	D_{mH} (cm ² /h)	ψ_m (cmH ₂ O)	θ (cm ³ /cm ³)
	∞	-0,07	0,93	-4143,89	∞	13,7	0,325
	96251,94	-0,1	0,9	-3589,51	50253,08	14,4	0,325
	106726,65	-0,12	0,88	-3575,16	26576,44	15,1	0,324
	138577,4	-0,14	0,86	-3738,37	29906,94	15,9	0,323
	228129,89	-0,16	0,84	-4257,52	12803,84	17,5	0,321
	-84298,49	-0,19	0,82	-4442,48	4497,38	19,4	0,31
	-10791,42	-0,16	0,84	-3002,99	1493,2	22,4	0,261
	-7823,15	-0,15	0,85	-1757,9	912,72	23,9	0,228
	-5097,93	-0,14	0,86	-821,38	561,93	25,8	0,198
	-3400,46	-0,13	0,87	-497,68	340,29	26,8	0,184
	-2693,66	-0,13	0,87	-373,43	207,46	27,4	0,175
	-2698,08	-0,13	0,87	-321,26	170,18	27,8	0,167
80	-1539,25	-0,13	0,88	-115,61	100,97	29,3	0,145
	-870,51	-0,12	0,88	-66,07	43,3	30,4	0,135
	-639,9	-0,12	0,88	-45,1	31,83	30,8	0,128
	-524,52	-0,12	0,88	-36,45	30,17	31,3	0,123
	-447,36	-0,12	0,88	-31,13	25,12	31,6	0,119
	-198,4	-0,12	0,88	-12,12	19,93	33,3	0,107
	-106,79	-0,11	0,89	-6,32	12,9	34,4	0,101
	-78,54	-0,11	0,89	-4,56	10,58	35,3	0,097
	-34,95	-0,1	0,9	-1,67	4,85	37,3	0,089
	-22,35	-0,1	0,9	-0,63	3,3	38,6	0,085
	-15,67	-0,1	0,9	-0,33	3,2	39,7	0,084
	-15,46	-0,09	0,91	-0,29	2,03	40,6	0,083
	-13,65	-0,09	0,92	-0,21	0,96	41,2	0,082

(continua)

TABELA 11 - Cálculo das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, para as profundidades de 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 e 90 cm, do solo Duna de Areia.

z (cm)	$-(q)_z \cdot 10^2$ (cm/h)	$\partial\theta/\partial z \cdot 10^3$ (cm ⁻¹)	D_g (cm ² /h)	$-d\psi_m/d\theta$ (cmH ₂ O)	$dz/d\theta$ (cm)	$K \cdot 10^2$ (cm/h)	D_m (cm ² /h)
	3853,51	-0,15	256900,75	∞	-6666,7	∞	∞
	3279,94	-0,15	218662,67	1200	-6666,7	-2779,61	33355,32
	3208,35	-0,1	320835,35	1500	-10000	-2789,87	41848,09
	3246,91	-0,1	324691,14	4800	-10000	-2193,86	105305,24
	3660,69	-0,05	732137,76	606,7	-20000	-3552,9	21556,95
	3859,88	-0,05	-857751,27	221,4	22222,2	-3898,72	8631,86
	2952,52	2,45	-12051,11	41,9	408,2	-3290,46	1379,36
	1870,7	2,95	-6341,36	35,5	339	-2089,33	741,13
	852,31	2,45	-3478,81	53,4	408,2	-980,49	523,2
	506,6	2,1	-2412,39	60	476,2	-579,61	347,65
	383,75	1,9	-2019,75	45,2	526,3	-419,77	189,57
	330,05	1,8	-1833,61	43	555,6	-357,7	153,63
90	118,84	1,55	-766,71	91	645,2	-138,35	125,89
	66,56	1,4	-475,39	96	714,3	-76,69	73,85
	45,62	1,3	-350,88	100	769,2	-52,43	52,43
	36,7	1,2	-305,83	122,7	833,3	-43,04	52,79
	31,25	1,15	-271,75	127,7	869,6	-36,63	46,78
	12,26	0,95	-129,04	169,8	1052,6	-14,62	24,82
	6,45	0,9	-71,66	213,6	1111,1	-7,98	17,05
	4,65	0,85	-54,71	235,1	1176,5	-5,81	13,66
	1,76	0,75	-23,46	261	1333,3	-2,19	5,71
	0,7	0,85	-8,18	363,9	1176,5	-1,01	3,66
	0,36	0,75	-4,77	451,9	1333,3	-0,54	2,45
	0,33	0,65	-5,06	371,7	1538,5	-0,43	1,61
	0,24	0,6	-4,04	380,2	1666,7	-0,31	1,19

(continua)

TABELA 11 - Cálculo das funções $D_g(\theta)$, $K(\theta)$, $D_m(\theta)$, $D_z(\theta)$, $K_H(\theta)$ e $D_{mH}(\theta)$, para as profundidades de 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 e 90 cm, do solo Duna de Areia.

z (cm)	D_z (cm ² /h)	$\partial\psi_m/\partial z$ (cmH ₂ O/cm)	$\partial\psi_h/\partial z$ (cmH ₂ O/cm)	$K_H \cdot 10^2$ (cm/h)	D_{mH} (cm ² /h)	ψ_m (cmH ₂ O)	θ (cm ³ /cm ³)
	∞	0,03	1,03	-3741,27	∞	12,7	0,323
	185307,35	0,01	1,01	-3247,47	38969,58	13,3	0,323
	278987,26	0	1	-3224,48	48367,13	13,9	0,322
	219385,9	-0,03	0,97	-3347,33	160671,91	14,3	0,322
	710580,81	-0,07	0,94	-3915,18	23755	15,5	0,321
	-866383,13	-0,01	0,9	-4265,06	9442,94	17	0,317
	-13430,46	-0,13	0,88	-3374,31	1414,5	19,5	0,298
	- 7082,49	-0,1	0,9	-2076,56	737,3	20,8	0,256
	- 4002,01	-0,04	0,97	- 863,22	471,29	22,4	0,219
	- 2760,04	0	1	- 506,6	303,86	23,4	0,203
	- 2209,33	0,02	1,02	- 376,23	169,91	24,1	0,191
90	- 1987,25	0,04	1,04	- 318,89	136,96	24,5	0,181
	- 892,6	0,06	1,06	- 112,64	102,5	26,3	0,153
	- 549,25	0,05	1,05	- 63,39	60,88	27,6	0,143
	- 403,32	0,06	1,06	- 43,24	43,24	28,2	0,136
	- 358,63	0,06	1,06	- 34,79	42,68	28,8	0,131
	- 318,53	0,07	1,07	- 29,34	37,47	29,3	0,127
	- 153,87	0,05	1,05	- 11,68	19,83	31,1	0,114
	- 88,71	0,04	1,04	- 6,23	13,31	32,3	0,108
	- 68,37	0,02	1,02	- 4,58	10,77	33,2	0,104
	- 29,17	-0,01	0,99	- 1,78	4,64	35,3	0,096
	- 11,84	-0,02	0,98	- 0,71	2,58	36,6	0,091
	- 7,22	-0,03	0,98	- 0,37	1,66	37,7	0,089
	- 6,68	-0,04	0,97	- 0,34	1,27	38,5	0,087
	- 5,23	-0,04	0,97	- 0,25	0,95	39,2	0,085

FIGURA 77 - Condutividade hidráulica em função da umidade, segundo a teoria proposta ($\diamond$), e HILLEL et alii (1972), ($\square$), para a profundidade de 10 cm do solo Duna de Areia.

FIGURA 78 - Condutividade hidráulica em função da umidade, segundo a teoria proposta (◇), e HILLEL et alii (1972), (□), para a profundidade de 15 cm do solo Duna de Areia.

FIGURA 79 - Condutividade hidráulica em função da umidade, segundo a teoria proposta ($\diamond$), e HILLEL et alii (1972), ($\square$), para a profundidade de 20 cm do solo Duna de Areia.

FIGURA 80 - Condutividade hidráulica em função da umidade, segundo a teoria proposta (◇), e HILLEL et alii (1972), (□), para a profundidade de 30 cm do solo Duna de Areia.

FIGURA 81 - Condutividade hidráulica em função da umidade, segundo a teoria proposta (◇), e HILLEL et alii (1972), (□), para a profundidade de 40 cm do solo Duna de Areia.

FIGURA 82 - Condutividade hidráulica em função da umidade, segundo a teoria proposta (◇), e HILLEL *et alii* (1972), (□), para a profundidade de 50 cm do solo Duna de Areia.

FIGURA 83 - Condutividade hidráulica em função da umidade, segundo a teoria proposta (◇), e HILLEL *et alii* (1972), (□), para a profundidade de 60 cm do solo Duna de Areia.

FIGURA 84 - Condutividade hidráulica em função da umidade, segundo a teoria proposta (◇), e HILLEL et alii (1972), (□), para a profundidade de 70 cm do solo Duna de Areia.

FIGURA 85 - Condutividade hidráulica em função da umidade, segundo a teoria proposta ($\diamond$), e HILLEL et alii (1972), ($\square$), para a profundidade de 80 cm do solo Duna de Areia.

FIGURA 86 - Condutividade hidráulica em função da umidade, segundo a teoria proposta (◇), e HILLEL et alii (1972), (□), para a profundidade de 90 cm do solo Duna de Areia.

FIGURA 87 - Difusividade hidráulica em função da umidade, segundo a teoria proposta: global ($\square$), gravitacional ($\circ$), e matricial ($\diamond$); e segundo HILLEL *et alii* (1972), (Δ), para a profundidade de 10 cm do solo Duna de Areia.

FIGURA 88 - Difusividade hidráulica em função da umidade, segundo a teoria proposta: global (□), gravitacional (○), e matricial (◇); e segundo HILLEL *et alii* (1972), (Δ), para a profundidade de 15 cm do solo Duna de Areia.

FIGURA 89 - Difusividade hidráulica em função da umidade, segundo a teoria proposta: global ($\square$), gravitacional ($\circ$), e matricial ($\diamond$); e segundo HILLEL *et alii* (1972), (Δ), para a profundidade de 20 cm do solo Duna de Areia.

FIGURA 90 - Difusividade hidráulica em função da umidade, segundo a teoria proposta: global (□), gravitacional (○), e matricial (◇); e segundo HILLEL et alii (1972), (Δ), para a profundidade de 30 cm do solo Duna de Areia.

FIGURA 91 - Difusividade hidráulica em função da umidade, segundo a teoria proposta: global ($\square$), gravitacional ($\circ$), e matricial ($\diamond$); e segundo HILLEL *et alii* (1972), ($\triangle$), para a profundidade de 40 cm do solo Duna de Areia.

FIGURA 92 - Difusividade hidráulica em função da umidade, segundo a teoria proposta: global (□), gravitacional (O), e matricial (◇); e segundo HILLEL *et alii* (1972), (Δ), para a profundidade de 50 cm do solo Duna de Areia.

FIGURA 93 - Difusividade hidráulica em função da umidade, segundo a teoria proposta: global ($\square$), gravitacional ($\circ$), e matricial ($\diamond$); e segundo HILLEL et alii (1972), ($\triangle$), para a profundidade de 60 cm do solo Duna de Areia.

FIGURA 94 - Difusividade hidráulica em função da umidade, segundo a teoria proposta: global ($\square$), gravitacional ($\circ$), e matricial ($\diamond$); e segundo HILLEL *et alii* (1972), (Δ), para a profundidade de 70 cm do solo Duna de Areia.

FIGURA 95 - Difusividade hidráulica em função da umidade, segundo a teoria proposta: global ($\square$), gravitacional ($\circ$), e matricial ($\diamond$); e segundo HILLEL et alii (1972), ($\triangle$), para a profundidade de 80 cm do solo Duna de Areia.

FIGURA 96 - Difusividade hidráulica em função da umidade, segundo a teoria proposta: global (□), gravitacional (○), e matricial (◇); e segundo HILLEL et alii (1972), (Δ), para a profundidade de 90 cm do solo Duna de Areia.

FIGURA 97 - Valor F (equação 41) em função da umidade para a camada 5-15 cm do solo Duna de Areia.

FIGURA 98 - Valor F (equação 41) em função da umidade para a camada 10-20 cm do solo Duna de Areia.

FIGURA 99 - Valor F (equação 41) em função da umidade para a camada 15-30 cm do solo Duna de Areia.

FIGURA 100 - Valor F (equação 41) em função da umidade para a camada 20-40 cm do solo Duna de Areia.

FIGURA 101 - Valor F (equação 41) em função da umidade para a camada 30-50 cm do solo Duna de Areia.

FIGURA 102 - Valor F (equação 41) em função da umidade para a camada 40-60 cm do solo Duna de Areia.

FIGURA 103 - Valor F (equação 41) em função da umidade para a camada 50-70 cm do solo Duna de Areia.

FIGURA 104 - Valor F (equação 41) em função da umidade para a camada 60-80 cm do solo Duna de Areia.

FIGURA 105 - Valor F (equação 41) em função da umidade para a camada 70-90 cm do solo Duna de Areia.

FIGURA 106 - Valor F (equação 41) em função da umidade para a camada 80-100 cm do solo Duna de Areia.

FIGURA 107 - Família de curvas características da camada 5-15 cm do solo Duna de Areia. Os números às curvas referem-se às suas respectivas profundidades.

FIGURA 108 - Família de curvas características da camada 10-20 cm do solo Duna de Areia. Os números as curvas referem-se às suas respectivas profundidades.

FIGURA 109 - Família de curvas características da camada 15-30 cm do solo Duna de Areia. Os números às curvas referem-se às suas respectivas profundidades.

FIGURA 110 - Família de curvas características da camada 20-40 cm do solo Duna de Areia. Os números às curvas referem-se às suas respectivas profundidades.

FIGURA 111 - Família de curvas características da camada 30-50 cm do solo Duna de Areia. Os números às curvas referem-se às suas respectivas profundidades.

FIGURA 112 - Família de curvas características da camada 40-60 cm do solo Duna de Areia. Os números às curvas referem-se às suas respectivas profundidades.

FIGURA 113 - Família de curvas características da camada 50-70 cm do solo Duna de Areia. Os números às curvas referem-se às suas respectivas profundidades.

FIGURA 114 - Família de curvas características da camada 60-80 cm do solo Duna de Areia. Os números às curvas referem-se às suas respectivas profundidades.

FIGURA 115 - Família de curvas características da camada 70-90 cm do solo Duna de Areia. Os números às curvas referem-se às suas respectivas profundidades.

FIGURA 116 - Família de curvas características da camada 80-100 cm do solo Duna de Areia. Os números às curvas referem-se às suas respectivas profundidades.

6. CONCLUSÕES

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

(i). a teoria proposta (representada pelas equações (25) e (27) para a direção vertical do fluxo, pelos conceitos de difusividades hidráulicas global, gravitacional e matricial, bem como pelo método de determinação da difusividade hidráulica global em função da umidade), é válida para meios porosos não saturados, hidraulicamente homogêneos;

(ii) a teoria pode ser aplicada também para propósitos práticos, em meios porosos não saturados, aproximadamente homogêneos do ponto de vista hidráulico; e

(iii) dos três critérios analisados para identificação de meios porosos hidraulicamente homogêneos: a) morfológico, b) através da função F (proposta neste trabalho), e (c) da família de curvas características, o primeiro nem sempre conduz a resultados satisfatórios, o segundo é o mais apropriado, e o terceiro é de interesse prático, preferível ao primeiro, porém, menos preciso que o segundo.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BELTRAME, L. & TAYLOR, J.C. Uso da sonda de nêutrons para determinação da umidade do solo no campo. R. bras. Ci. Solo, Campinas, 4: 57-61, 1980.
- BLACK, T.A.; GARDNER, W.R.; THURTELL, G.W. The prediction of evaporation, drainage and soil water storage for a bare soil. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 33: 655-660, 1969.
- BORATO, F. Basic para engenheiros e cientistas. 2a. ed., Rio de Janeiro, Livros Técnicos e Científicos Editora, 1984. 120 p.
- BRUCE, R.R. & KLUTE, A. Measurement of soil moisture diffusivity. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 20: 458-462, 1956.
- BUCKINGHAM, E. Studies on the movement of soil moisture. U.S. Dept. Agr., Bur. Soils, Bul. 38: 1-61, 1907.
- CAMARGO, A.; PINTO, H.S.; PEDRO JR., M.J.; ALFONSI, R.R.; ORTOLANI, A. A. Clima do Estado de São Paulo. In: SAEPP. Inst. Agrônômico. Zoneamento Agrícola do Estado de São Paulo, vol. 1. 1974.
- CARSLAW, H.S. & JAEGER, J.C. Conduction of heat in solids. 2a. ed., Oxford, Clarendon Press, 1976. 510 p.
- CASSEL, D.K.; WARRICK, A.W.; NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. Soil water

diffusivity values based upon time dependent soil water content distributions. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 32: 774-777, 1968.

CERVELLINI, A.; SALATI, E.; BARROS FERRAZ, E.S.; VILLA NOVA, N.A.; REICHARDT, K.; DECICO, A.; OMETTO, J.C.; PEDRO JR., M.J. Análise dos dados meteorológicos de Piracicaba. Piracicaba, ESALQ/USP, Boletim Científico nº 36, 1973. 26 p.

CHILDS, E.C. & COLLIS-GEORGE, N. Soil geometry and soil water equilibrium. Disc. Faraday Soc. London, London, 3: 78-85, 1948.

CHILDS, E.C. & COLLIS-GEORGE, N. The permeability of porous materials. Roy. Soc. Proc., London, 201: 392-405, 1950.

CHO, T.; NOMURA, Y.; YANO, T.; SKIKASHO, S.; INOUE, M. The use of neutron moisture meter in studies of soil water regimes - water management in a sand dune area. Tottory, Faculty of Agriculture, Tottori University, 1977. 48 p.

CRANK, J. The mathematics of diffusion. London, Oxford University Press, 1975. 414 p.

DARCY, H. Les fontaines publique de la Ville de Dijon. Paris, Victor Dalmont, 1856.

DAVIDSON, J.M.; BIGGAR, J.W.; NIELSEN, D.R.; WARRICK, A.; CASSEL, D.K. Soil water diffusivity and water content distribution during outflow experiments. In: Water in the unsaturated zone. Volume I, p. 214-223. Publ. 82, Int. Assoc. Sci. Hydrol. Proc., Wageningen, Symp., 1966.

DAVIDSON, J.M.; STONE, L.R.; NIELSEN, D.R.; LA RUE, M.E. Field

measurement and use of soil properties. Water Res. Res., Washington, 5: 1312-1321, 1969.

DAVIS, J.C. Statistics and data analysis in Geology. New York, John Wiley, 1986. 646 p.

DOERING, E.J. Soil water diffusivity by the one-step method. Soil Sci., Baltimore, 99: 322-326, 1965.

EHR, K.T. Application of the spline function to soil science. Soil Sci., Baltimore, 114: 333-338, 1972.

ESTADOS UNIDOS. Soil Taxonomy: a basic system of soil classification to making and interpreting soil surveys. Washington, Agriculture Handbook nº 436, 1979. 754 p.

FLOCKER, W.J.; YAMAGUCHI, M.; NIELSEN, D.R. Capillary conductivity in soil columns. Agron. J., Madison, 60: 605-610, 1968.

GARDNER, W.R. Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 20: 317-320, 1956.

GARDNER, W.R. Note on the separation and solution of diffusion type equations. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 26: 404-405, 1962.

GARDNER, W.R. Field measurements of soil water diffusivity. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 34: 832-833, 1970.

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

HILLEL, D. Soil and water - physical principles and processes.

- New York, Academic Press, 1971. 288 p.
- HILLEL, D.; KRENTOS, V.D.; STYLIANOU, Y. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. Soil Sci., Baltimore, 114: 395-400, 1972.
- HILLEL, D. & BENYAMINI, Y. 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. Vienna, IAEA, p. 271-275, 1974.
- ISRAELSEN, O.W. The application of hydrodynamics to irrigation and drainage problems. Hilgardia, Berkeley, 2: 479-528, 1927.
- JACKSON, R.D.; VAN BAVEL, C.H.M.; REGINATO, R.J. Examination of the pressure plate outflow method for measuring capillary conductivity. Soil Sci., Baltimore, 96: 249-256, 1963.
- JACKSON, R.D. Water vapor diffusion in relatively dry soil: I. Theoretical considerations and sorption experiments. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 28: 172-176, 1964a.
- JACKSON, R.D. Water vapor diffusion in relatively dry soil: II. Desorption experiments. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 28: 464-466, 1964b.
- KLUTE, A. The determination of the hydraulic conductivity and diffusivity of unsaturated soils. Soil Sci., Baltimore, 113: 264-276, 1972.
- KUNZE, R.J. & KIRKHAM, D. Simplified accounting for membrane

impedance in capillary conductivity determinations. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 26: 421-426, 1962.

LIBARDI, P.L. Condutividade hidráulica do solo em condições de campo. Piracicaba, 1978. 113 p. (Doutorado, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" da Universidade de São Paulo).

LIBARDI, P.L. Dinâmica da água no sistema solo-planta-atmosfera. Piracicaba, 1984. 232 p. (Apostila impressa pelo CENA/USP).

LIBARDI, P.L.; REICHARDT, K.; NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. Simple field methods for estimating soil hydraulic conductivity. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 44: 3-7, 1980.

MILLER, E.E. & ELRICK, D.E. Dynamic determination of capillary conductivity extended for non-negligible membrane impedance. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 22: 483-486, 1958.

MONIZ, A.C. & JACKSON, M.L. Quantitative mineralogical analysis of Brazilian soils derived from basic rocks and slate. Madison, Wisc., Soil Sci. Dept., University of Wisconsin, 1967, Report nº 212.

NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W.; COREY, J.C. Application of flow theory to field situations. Soil Sci., Baltimore, 113: 254-263, 1972.

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

NIELSEN, D.R.; DAVIDSON, J.M.; BIGGAR, J.W.; MILLER, R.J. Water movement through Panoche clay loam soil. Hilgardia, Berkeley, 42: 491-506, 1962.

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

PAULETTO, E.A. Determinação da condutividade hidráulica de solos a partir da curva de retenção de água. Piracicaba, 1986. 133 p. (Doutoramento, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" da Universidade de São Paulo).

PECK, A.J. Diffusivity determination by a new outflow method. In: Water in the unsaturated zone. Vol. I: 191-202. Publ. nº 82, Int. Assoc. Sci. Hydrol. Proc., Wageningen Symp., 1966.

PREVEDELLO, B.M.S.; PREVEDELLO, C.L.; LIBARDI, P.L. Simplificação analítica do método do perfil instantâneo para obtenção da condutividade hidráulica não saturada em condições de campo. R. bras. Ci. Solo, Campinas, 5: 93-97, 1981.

RANZANI, G.; FREIRE, O.; KINJO, T. Carta de solos do município de Piracicaba. Piracicaba, Centro de Estudos de Solos, ESALQ/USP, 1966. 85 p.

REICHARDT, K. & LIBARDI, P.L. An analysis of soil water movement in the field. I. Hydrological field site characterization. Piracicaba, CENA/USP. BC-021, 1974. 21 p.

REICHARDT, K. Processos de transferência no sistema solo-planta-atmosfera. 4a. edição. Campinas, Fundação Cargill, 1985. 445 p.

RICHARDS, L.A. Capillary conduction of liquids through porous medium. Physics, New York, 1: 318-333, 1931.

RICHARDS, L.A. Trans. 7th. Intern. Congr. Soil Sci., Madison, Vol. 1, 67-69. Elsevier, Amsterdam. 1961.

RICHARDS, L.A. 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, 1965.

RICHARDS, L.A.; GARDNER, W.R.; OGATA, G. Physical processes determining water loss from soil. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 20: 310-314, 1956.

RICHARDS, S.J. & WEEKS, L.V. Capillary conductivity values from moisture yield and tension measurements on soil columns. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 17: 206-208, 1953.

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

SAUNDERS, L.C.U.; LIBARDI, P.L.; REICHARDT, K. Condutividade hidráulica da Terra Roxa Estruturada em condições de campo. R. bras. Ci. Solo, Campinas, 2: 164-167, 1978.

SCHOENBERG, I.J. Contributions to the problem of approximation of equidistant data by analitic functions. Quart Appl. Math., Providence, 4: 44-99, 1946.

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

SWARTZENDRUBER, D. Soil water behavior as described by transport

coefficients and functions. Adv. Agron., New York, 18: 327-370, 1966.

SWARTZENDRUBER, D. The flow of water in unsaturated soils. In: DE WIEST, R.J.M., ed., Flow through porous media. New York, Academic Press, cap. 6, p. 215-292, 1969.

VACHAUD, G. & THONY, J.L., Hysteresis during infiltration and redistribution in a soil column at different initial water contents. Water Res. Res., Washington, 7: 111-127, 1971.

VAN BAVEL, C.H.M.; STIRK, G.B.; BRUST, K.J. Hydraulic properties of a clay loam soil and the field measurement of water uptaken by roots. I. Interpretation of water content and pressure profiles. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 32: 310-317, 1968.

VAN GENUCHTEN, M.Th. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J., Madison, 44: 892-898, 1980.

WALSH, J.L.; AHLBERG, J.H.; NILSON, E.N. Best approximation properties of the spline fit. J. Math. Mech., 11: 225-234, 1962.

WARRICK, A.W. & NIELSEN, D.R. Spatial variability of soil physical properties in the field. In: HILLEL, D. Applications of soil physics. New York, Academic Press, p. 319-344, 1980.

WATSON, K.K. An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. Water Res. Res., Washington, 2: 709-615, 1966.

WEEKS, L.V. & RICHARDS, S.J. Soil water properties computed from

transient flow data. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 31: 721-725, 1967.

WHISLER, F.D.; KLUTE, A.; PETERS, D.B. Soil water diffusivity from horizontal infiltration. Soil Sci. Soc. Am. Proc., Madison, 32: 6-11, 1968.

WIND, G.P. Capillary conductivity data estimated by a simple method. In: Water in the unsaturated zone, Volume I, 181-191. Publ. n° 82, Int. Assoc. Sci. Hydrol. Proc., Wageningen Symp., 1966.

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

APÊNDICE A

Programa em linguagem "BASIC" para o computador TK 90X, usado para calcular a armazenagem de água no solo (por camada e acumulada), e as tangentes nos N pares de pontos, a partir de um perfil de umidade que se obtém por interpolação "SPLINE" cúbica (ver item 4.2.6.), dos N pares de pontos (umidade versus profundidade).

Neste trabalho, o mesmo programa foi também aplicado para obtenção das tangentes $(d\psi_m/d\theta)$, $(\partial\psi_m/\partial z)_t$, e dos fluxos de água $(q)_L$; bastou apenas organizar as entradas dos dados x, y, de acordo com o interesse.

```
1200 REM "SPL"
1201 PRINT "Programa Interpolacao 'SPLINE CÚBICA' aplicada a dinami-
      ca da H2O no solo"
1202 PRINT : PRINT : PRINT
1205 REM "Este progr. computa a armazenagem de H2O (por camada e a-
      cumulada), e as tangentes nos N pares de pontos, a partir de um
      perfil de umidade que se obtém por interpolação spline cúbica,
      dos N pares de pontos (theta x prof.)"
1210 PRINT TAB 10; "por C. L. Prevedello"
1211 PRINT : PRINT : PRINT
1391 PRINT "num. de pontos?"
1392 INPUT n
1393 DIM x(n)
1394 DIM y(n)
1395 CLS
1436 PRINT "digite prof., monotonicamente"
1437 FOR i = 1 TO n
1438 INPUT x(i)
1439 PRINT "x(';i;') = ";x(i)
1440 NEXT
1445 PRINT "digite umidade"
1447 FOR k = 1 TO n
```

```

1448 INPUT y(k)
1449 PRINT "y(';k;') = ";y(k)
1450 NEXT k
1460 CLS
1465 REM "tangentes e armazenagem de H2O"
1471 LET j = 2
1472 GOSUB 1585
1475 DIM d(n)
1477 LET d(1) = 2*a*x (1) + b
1480 LET d(2) = 2*a*x (2) + b
1490 FOR j = 3 TO n - 1
1500 GOSUB 1585
1510 LET d(j) = 2*a*x (j) + b
1512 NEXT j
1515 LET d(n) = 2*a*x (n) + b
1516 GOSUB 1690
1517 INPUT "interessa somente as tangentes ? (S/N) ?"; z$
1519 IF z$ <>"n" THEN GOTO 3077
1520 CLS
1523 DIM z (2*x (n))
1524 DIM q (2*x (n))
1525 FOR t = 2 TO 2*n STEP 2
1526 IF t = 2 THEN GOTO 1535
1530 LET min = x (t/2-1)
1535 IF t = 2 THEN LET min = 0
1540 LET max = x(t/2)
1542 PRINT
1545 PRINT "umi. camada =";min;" / ";max
1550 FOR j=min + .5 TO max STEP .5
1551 IF min = 0 THEN GOTO 1562
1555 FOR k = 2 TO n
1556 IF j < x(k) THEN GOTO 1558
1557 NEXT k
1558 LET k = k-1
1559 GOSUB 2250
1560 LET z (j*2) = v
1561 IF z (j*2) < 0 THEN LET z(j*2) = 0

```

```

1562 IF min = 0 THEN LET z(j*2) = y(1)
1574 PRINT TAB 2; "umi (";j;" ) = ";TAB 20; INT (z(j*2)*10000+ .5)/10000
1575 NEXT j
1576 NEXT t
1577 PRINT : PRINT
1579 PRINT "cont p/ arm."
1560 STOP
1582 GOTO 3000
1583 STOP
1585 LET a=(y(j-1)-y(j))/(x(j-1)-x(j))
1590 LET a=a-(y(j)-y(j+1))/(x(j)-x(j+1))
1600 LET a=a/(x(j-1)-x(j+1))
1610 LET b=a(y(j-1)-y(j))/(x(j-1)-x(j))
1620 LET b=b-a*(x(j-1)+x(j))
1630 RETURN
1690 DIM f(n) : DIM g(n) : DIM h(n)
1700 FOR j=1 TO n-1
1710 LET f(j) = d(j)*(x(j+1) - x(j))
1720 LET g(j) = 3*y(j+1) - d(j+1)*(x(j+1)-x(j))
1730 LET g(j) = g(j) - 3*y(j) - 2*f(j)
1740 LET h(j) = y(j+1) - y(j) - f(j) - g(j)
1750 NEXT j
1760 RETURN
2250 LET w=(j-x(k))/(x(k+1)-x(k))
2260 LET v=y(k) + f(k)*w+g(k)*w*w+h(k)*w*w*w
2270 RETURN
2280 STOP
3000 CLS
3001 FOR s=2 TO 2*n STEP 2
3002 IF s=2 THEN GOTO 3004
3003 LET min=x(s/2-1)
3004 IF s=2 THEN LET min=0
3005 LET max=x(s/2)
3009 LET e=0
3010 FOR i=min+ .5 TO max STEP .5
3020 LET e=e + .5*z(i*2)
3030 LET q (s/2) = e

```

```
3040 NEXT i
3041 NEXT s
3042 FOR i=1 TO n
3043 PRINT "arm. camada"; TAB 12;i; TAB 20; INT (q(i)*10000+ .5)/10000
3044 NEXT i
3045 PRINT : PRINT
3047 PRINT "cont p/ arm acum."
3048 STOP
3050 CLS
3052 DIM s(n)
3053 LET a=0
3055 FOR i=1 TO n
3060 LET a=a+q(i)
3065 LET s(i) =a
3070 PRINT "arm. acum."; TAB 20;i; TAB 20; INT (s(i)*10000+ .5)/10000
3072 NEXT i
3073 PRINT
3075 PRINT TAB 15; "cont p/tangentes"
3076 STOP
3077 CLS
3078 PRINT TAB 15; "tangentes"
3079 FOR i=1 TO n
3082 PRINT TAB 1; "prof."; TAB 6;x(i); TAB 15; INT (d(i)*100000000+
    .5)/100000000
3083 NEXT i
3090 PRINT : PRINT
3092 PRINT "para novos dados de umidade digite 'GOTO 1445'"
3093 PRINT : PRINT
3095 PRINT "FIM"
3100 STOP
```

A P E N D I C E B

Dados (fornecidos por CHO et alii, 1977) de umidade e potencial matricial, ambos em função da profundidade e do tempo (Tabelas 1 e 2, respectivamente), em experimento de redistribuição interna da água em Duna de Areia, após o solo ter sido previamente saturado e prevenida a infiltração e evaporação em sua superfície.

TABELA 1 - Valores de umidade (cm^3/cm^3), em função da profundidade e do tempo de redistribuição da água, do experimento em Duna de Areia (CHO et alii, 1977).

tempo (horas)	profundidade (cm)											
	z=5	z=10	z=15	z=20	z=30	z=40	z=50	z=60	z=70	z=80	z=90	z=100
0,0167	0,235	0,268	0,280	0,302	0,317	0,325	0,322	0,324	0,328	0,325	0,323	0,322
0,0333	0,212	0,238	0,249	0,281	0,309	0,322	0,322	0,324	0,328	0,325	0,323	0,322
0,05	0,199	0,219	0,231	0,270	0,298	0,315	0,321	0,324	0,328	0,325	0,323	0,322
0,0667	0,189	0,208	0,219	0,259	0,285	0,305	0,320	0,323	0,327	0,324	0,322	0,322
0,0833	0,182	0,199	0,211	0,248	0,271	0,295	0,317	0,322	0,326	0,323	0,322	0,321
0,1167	0,171	0,188	0,197	0,230	0,244	0,272	0,295	0,318	0,324	0,321	0,321	0,320
0,1667	0,160	0,175	0,183	0,208	0,219	0,240	0,259	0,280	0,308	0,310	0,317	0,319
0,25	0,150	0,163	0,168	0,183	0,197	0,207	0,222	0,233	0,244	0,261	0,298	0,310
0,3333	0,138	0,154	0,159	0,169	0,182	0,191	0,203	0,21	0,213	0,228	0,256	0,287
0,5	0,129	0,144	0,148	0,152	0,165	0,172	0,182	0,188	0,188	0,198	0,219	0,247
0,6667	0,123	0,136	0,141	0,142	0,156	0,161	0,169	0,175	0,175	0,184	0,203	0,226
0,8333	0,120	0,131	0,136	0,136	0,149	0,154	0,161	0,166	0,165	0,175	0,191	0,213
1	0,107	0,127	0,132	0,131	0,144	0,148	0,155	0,159	0,159	0,167	0,181	0,203
2	0,105	0,114	0,118	0,118	0,127	0,131	0,136	0,138	0,139	0,145	0,153	0,176
3	0,099	0,106	0,110	0,110	0,118	0,122	0,127	0,127	0,129	0,135	0,143	0,163
4	0,096	0,102	0,104	0,105	0,111	0,116	0,120	0,123	0,123	0,128	0,136	0,154
5	0,094	0,099	0,100	0,102	0,106	0,111	0,114	0,119	0,118	0,123	0,131	0,147
6	0,092	0,096	0,098	0,100	0,101	0,107	0,110	0,114	0,114	0,119	0,127	0,142
12	0,085	0,086	0,090	0,091	0,092	0,095	0,096	0,100	0,102	0,107	0,114	0,126
18	0,082	0,080	0,086	0,086	0,088	0,089	0,092	0,094	0,096	0,101	0,108	0,119
24	0,079	0,076	0,083	0,083	0,085	0,085	0,089	0,091	0,092	0,097	0,104	0,114
48	0,074	0,071	0,076	0,076	0,078	0,077	0,083	0,084	0,086	0,089	0,096	0,104
72	0,072	0,071	0,074	0,074	0,075	0,075	0,079	0,081	0,085	0,085	0,091	0,102
96	0,071	0,071	0,073	0,073	0,074	0,074	0,077	0,080	0,084	0,084	0,089	0,099
120	0,069	0,071	0,073	0,073	0,073	0,073	0,077	0,079	0,083	0,083	0,087	0,096
144	0,068	0,070	0,072	0,072	0,072	0,072	0,076	0,079	0,082	0,082	0,085	0,094
168	0,067	0,070	0,072	0,072	0,072	0,072	0,076	0,079	0,081	0,081	0,084	0,092

TABELA 2 - Valores de potencial matricial (cm H₂O), em função da profundidade e do tempo de redistribuição da água, do experimento em Duna de Areia (CHO et alii, 1977).

tempo (horas)	profundidade (cm)											
	z=5	z=10	z=15	z=20	z=30	z=40	z=50	z=60	z=70	z=80	z=90	z=100
0,0167	6,6	3,4	4,4	4,3	10,6	12,6	14,3	14,7	12,9	12,9	12	14
0,0333	11,4	6,7	8,1	8	13,1	15,6	16,4	16,7	14,1	13,7	12,7	14,3
0,05	15	9,8	11,3	11,1	14,9	17,5	18	18,2	15,2	14,4	13,3	14,6
0,0667	18,7	12,1	14,1	13,7	16,5	19,2	19,3	19,5	16,2	15,1	13,9	15
0,0833	21,7	14,5	15,7	15,7	18	20,5	20,3	20,5	17,1	15,9	14,3	15,3
0,1167	24,9	18,5	18,6	19,1	20	22,2	22,2	22	18,7	17,5	15,5	16,2
0,1667	27,5	21,9	21,4	21,7	22,4	23,9	23,8	23,2	20,7	19,4	17	17,5
0,25	29,5	25,2	23,8	25,5	25	25,2	25,2	24,5	22,7	22,4	19,5	19,9
0,3333	30,5	26,9	24,9	27,1	26,6	26,1	26,2	25,3	23,8	23,9	20,8	21,9
0,5	31,7	28,7	26,2	28,6	28,3	27,2	27,6	26,3	25,2	25,8	22,4	25,1
0,6667	32,5	29,7	27,1	29,6	29,5	27,9	28,4	27	26,1	26,8	23,4	26,8
0,8333	33	30,4	27,8	30,4	30,3	28,4	29,1	27,5	26,7	27,4	24,1	27,8
1	33,4	31	28,5	31	30,8	28,8	29,7	27,9	27,1	27,8	24,5	28,5
2	35,2	33,2	30,9	32,9	32,6	30,1	31	29,3	28,8	29,3	26,3	30,4
3	36,4	34,5	32,1	33,9	34,1	31,4	32,4	30,3	30	30,4	27,6	31,4
4	37,3	36	33,4	34,7	35	32,2	33	31,3	30,6	30,8	28,2	31,9
5	38,2	36,8	34,6	35,4	35,7	32,9	33,6	31,6	31,1	31,3	28,8	32,4
6	39,1	37,4	35,8	36,1	36,2	33,6	34,3	32,2	31,6	31,6	29,3	32,9
12	41,3	40,1	38,3	38,8	38,4	36	36,8	34,4	33,4	33,3	31,1	34,3
18	42,3	41,5	39,2	40,6	39,8	37,6	38,2	35,9	34,5	34,4	32,3	35,1
24	42,9	42,3	39,9	41,9	40,7	38,8	39,4	37	35,4	35,3	33,2	35,6
48	43,9	43,9	41,5	44,3	42,9	42	42,3	39,9	37,4	37,3	35,3	37,1
72	44,4	44,6	42,2	45	44	43,9	43,8	41,6	38,6	38,6	36,6	38,2
96	44,9	45	42,7	45,3	44,9	45	44,7	42,5	39,6	39,7	37,7	39,2
120	45,2	45,3	43,1	45,6	45,5	45,7	45,4	43,1	40,3	40,6	38,5	39,9
144	45,5	45,6	43,4	45,8	46	46,3	45,9	43,5	40,9	41,2	39,2	40,5
168	45,8	45,9	43,7	46,0	46,3	46,7	46,7	43,8	41,3	41,6	39,6	40,8

APENDICE C

TABELA 1 - Valores médios das leituras padrões e das leituras no solo, realizadas com a sonda de nêutrons, para diferentes tempos e profundidades (z), nas duas fases do experimento em Terra Roxa Estruturada.

fase do experimento	z = 7,5 cm			z = 23,5 cm			z = 32 cm			z = 40,5 cm		
	leitura média padrão* (cpm)	tempo acum. (h)	leitura média no solo (cpm)	tempo acum. (h)	leitura média no solo (cpm)	tempo acum. (h)	tempo acum. (h)	leitura média no solo (cpm)	tempo acum. (h)	tempo acum. (h)	leitura média no solo (cpm)	tempo acum. (h)
I	164 (3)	0,42	605 (3)	0,52	564,3 (3)	0,55	0,55	564 (3)	0,6	0,6	554,3 (3)	0,6
	164,7 (3)	1,3	597 (3)	1,32	562 (3)	1,37	1,37	551 (3)	1,38	1,38	548,7 (3)	1,38
	165,5 (2)	2,17	596 (3)	2,18	557 (4)	2,23	2,23	548,3 (3)	2,28	2,28	546,7 (3)	2,28
	165 (2)	3,78	595,3 (3)	3,82	555 (3)	3,87	3,87	552,7 (3)	3,9	3,9	549 (3)	3,9
	167,3 (3)	7,37	593,3 (3)	7,42	554,2 (5)	7,48	7,48	549 (3)	7,52	7,52	546,3 (4)	7,52
	165 (5)	17,23	596,3 (4)	17,3	554 (4)	17,35	17,35	545 (4)	17,42	17,42	542,3 (4)	17,42
	164 (6)	31,05	595,3 (4)	31,13	553 (6)	31,25	31,25	545 (4)	31,32	31,32	538,5 (4)	31,32
	162,6 (9)	47,4	595,5 (6)	47,48	549,2 (6)	47,55	47,55	540,3 (6)	47,63	47,63	535,3 (6)	47,63
	164 (7)	55,5	595,3 (6)	55,57	551,7 (7)	55,65	55,65	543,5 (6)	55,73	55,73	538,2 (5)	55,73
	163,4 (8)	91,6	592,6 (5)	91,67	546,4 (7)	91,75	91,75	539,7 (6)	91,83	91,83	532,4 (5)	91,83
	165,6 (8)	161,37	584,2 (6)	161,47	543,7 (6)	161,57	161,57	538,5 (6)	161,67	161,67	530 (7)	161,67
	164,5 (6)	286,77	587,2 (6)	286,85	546,3 (6)	286,92	286,92	540,5 (6)	286,98	286,98	531,8 (5)	286,98
	166,5 (8)	472,92	581,1 (8)	473,07	544,4 (8)	473,2	473,2	537,3 (9)	473,28	473,28	527,2 (5)	473,28
	165,4 (8)	647,52	579,1 (8)	647,63	541 (8)	647,75	647,75	537,5 (8)	647,87	647,87	525,9 (8)	647,87
II	167,5 (12)	718,97	553,3 (8)	719,08	528,8 (9)	719,22	719,22	532,5 (10)	719,35	719,35	522 (8)	719,35
	165,3 (9)	790,92	507,8 (10)	791,05	517,5 (9)	791,17	791,17	529,9 (9)	791,27	791,27	517 (9)	791,27
	163 (12)	862,32	489,4 (8)	862,43	507,5 (9)	862,53	862,53	524,1 (12)	862,67	862,67	514,8 (12)	862,67
	164,9 (13)	935,17	483,6 (9)	935,28	496,2 (9)	935,38	935,38	526,6 (9)	935,50	935,50	522,3 (9)	935,50
	167,8 (13)	1007,22	458,4 (5)	1007,26	490,4 (8)	1007,38	1007,38	525,1 (11)	1007,52	1007,52	520,1 (7)	1007,52
	163,7 (11)	1362,19	373,8 (6)	1362,26	428,4 (7)	1362,37	1362,37	487,0 (7)	1362,47	1362,47	506,7 (7)	1362,47

* média geral = 164,985 cpm; I = regime de redistribuição da água;
 II = regime de redistribuição e evaporação da água;
 valores entre parênteses indicam o número de leituras realizadas para se obter a média.

(continua)

TABELA 1 - Valores médios das leituras padrões e das leituras no solo, realizadas com a sonda de nêutrons, para diferentes tempos e profundidades (z), nas duas fases do experimento em Terra Roxa Estruturada.

fase do experimento	z = 57,5 cm			z = 66 cm			z = 74,5 cm			z = 90,5 cm		
	tempo acum. (h)	leitura média no solo (cpm)		tempo acum. (h)	leitura média no solo (cpm)		tempo acum. (h)	leitura média no solo (cpm)		tempo acum. (h)	leitura média no solo (cpm)	
I	0,65	569,7(3)		0,68	558,3(3)		0,73	555,3(3)		0,82	547(3)	
	1,42	569,9(3)		1,45	554,3(3)		1,47	551,3(3)		1,48	547,5(4)	
	2,32	561,3(3)		2,37	555(3)		2,4	548,5(4)		2,45	542(3)	
	3,95	561,7(3)		4	555(3)		4,03	550,5(4)		4,1	545,7(3)	
	7,57	558,5(4)		7,62	551,8(4)		7,68	548(4)		7,73	541,7(3)	
	17,47	553,8(4)		17,52	544,8(4)		17,57	540,8(4)		17,63	533,5(4)	
	31,43	553(4)		31,52	542,3(4)		31,57	536,8(4)		31,63	532(4)	
	47,7	545,9(7)		47,8	539,7(7)		47,88	536,7(7)		47,97	524,6(8)	
	55,8	549,2(5)		55,87	541,5(4)		55,92	543,8(5)		55,98	526,2(5)	
	91,9	543,4(5)		91,97	536,5(4)		92,02	533,3(7)		92,1	519,2(5)	
	161,78	537,5(6)		161,88	532(6)		161,95	526(6)		162,03	514,4(7)	
	287,1	537,8(6)		287,18	533,5(6)		287,25	527,3(6)		287,33	515,7(6)	
	473,35	532,8(8)		473,47	532,6(8)		473,57	526(8)		473,65	508,8(8)	
	647,97	529,5(8)		648,1	526(8)		648,23	521,4(8)		648,33	505,1(8)	
II	719,49	529,2(10)		719,63	519,4(10)		719,76	516,6(8)		719,90	502(8)	
	791,39	524,5(11)		791,53	516,9(9)		791,65	514,2(10)		791,78	495,4(9)	
	862,84	521,4(11)		862,97	517,5(11)		863,11	512,9(11)		863,25	494,6(9)	
	935,60	524,2(9)		935,73	524,8(9)		935,85	517,4(9)		935,98	496,2(9)	
	1007,62	523,8(6)		1007,7	522,8(6)		1007,76	514,8(5)		1007,83	498,2(5)	
	1362,55	517,7(6)		1362,63	518,5(6)		1362,73	511,8(6)		1362,80	492,8(6)	

(continua)

TABELA 1 - Valores médios das leituras padrões e das leituras no solo, realizadas com a sonda de nêutrons, para diferentes tempos e profundidades (z), nas duas fases do experimento em Terra Roxa Estruturada.

fase do expe- rimento	z = 98 cm			z = 105 cm			z = 128 cm			z = 143 cm		
	tempo acum. (h)	leitura média no solo (cpm)		tempo acum. (h)	leitura média no solo (cpm)		tempo acum. (h)	leitura média no solo (cpm)		tempo acum. (h)	leitura média no solo (cpm)	
I	0,87	547,3(3)		0,9	544,7(3)		0,95	522 (3)		1,0	507 (3)	
	1,52	544 (3)		1,53	545,7(3)		1,57	521 (3)		1,58	500,7(3)	
	2,5	540,5(4)		2,55	542,8(4)		2,6	515,3(3)		2,65	498,3(3)	
	4,13	541,7(3)		4,18	540,7(3)		4,22	510,8(4)		4,27	494,3(4)	
	7,77	537,3(4)		7,83	533 (3)		7,87	504 (3)		7,92	485 (4)	
	17,68	529,5(4)		17,73	521 (4)		17,78	486,6(5)		17,85	463,8(4)	
	31,68	526,3(4)		31,75	519,4(5)		31,83	483,8(4)		31,88	455,8(4)	
	48,07	523,3(8)		48,18	515,5(8)		48,28	474,1(9)		48,4	447,7(9)	
	56,05	520,8(5)		56,12	512,8(6)		56,62	471,3(6)		56,7	448 - (7)	
	92,17	512,2(6)		92,25	503,2(6)		92,68	461 (7)		92,78	431,2(5)	
	162,13	507,5(6)		162,22	497,5(6)		162,3	452,8(6)		162,38	423,5(6)	
	287,4	508,7(6)		287,48	497,5(6)		287,57	449,2(6)		287,65	416,8(6)	
	473,76	498,4(8)		473,87	491,3(8)		473,98	446,8(8)		474,08	415,8(8)	
	648,43	494 (8)		648,55	483,4(8)		648,65	438,6(8)		648,77	407,5(8)	
II	720,01	490,8(9)		720,17	477,5(11)		720,33	435,1(9)		720,47	406,3(9)	
	791,90	484,5(8)		792,02	473,6(8)		792,13	429,5(8)		792,24	403,8(8)	
	863,36	487 (9)		863,48	472,5(10)		863,62	432,8(9)		863,74	404,5(11)	
	936,10	488,6(9)		936,27	475,2(9)		936,42	437 (9)		936,54	409 (9)	
	1007,90	484 (6)		1007,98	474,2(6)		1008,05	436,6(8)		1008,15	406,8(5)	
	1362,88	481,5(6)		1362,97	470,2(6)		1363,03	432,8(6)		1363,10	403,7(6)	

(continua)

TABELA 1 - Valores médios das leituras padrões e das leituras no solo, realizadas com a sonda de nêutrons, para diferentes tempos e profundidades (z), nas duas fases do experimento em Terra Roxa Estruturada.

fase do expe- rimento	z = 158 cm		z = 188 cm		z = 203 cm		z = 218 cm	
	tempo acum. (h)	leitura média no solo (cpm)	tempo acum. (h)	leitura média no solo (cpm)	tempo acum. (h)	leitura média no solo (cpm)	tempo acum. (h)	leitura média no solo (cpm)
I	1,03	517 (3)	1,08	538,3(3)	1,12	547 (3)	1,2	559,7(3)
	1,6	514,3(3)	1,62	542,7(3)	1,63	557 (3)	1,67	552 (3)
	2,68	513,3(3)	2,73	540,3(4)	2,78	543,7(3)	2,83	555 (3)
	4,33	506 (3)	4,37	537 (4)	4,43	542,3(3)	4,48	549,3(4)
	7,97	495,7(3)	8	526 (4)	8,07	534,7(3)	8,1	534,8(4)
	17,9	464 (4)	17,95	497,8(4)	18,02	505 (4)	18,05	512 (4)
	31,95	453,3(4)	32	483,5(4)	32,07	495,8(5)	32,15	499,8(4)
	48,5	446,9(9)	48,62	473,8(9)	48,75	483,9(8)	48,85	485,6(9)
	56,78	445,8(5)	56,85	472,9(7)	56,95	483,7(7)	57,03	481,4(7)
	92,85	430,3(4)	92,9	460,4(5)	93	465,9(7)	93,1	463,1(7)
	162,47	417 (6)	162,55	443,8(6)	162,63	454,5(6)	162,73	454,2(6)
	287,72	410,3(6)	287,8	438 (6)	287,88	445 (8)	288	447,1(7)
	474,23	409,4(8)	474,33	430 (8)	474,47	436,9(8)	474,6	439,5(8)
	648,87	403,3(8)	648,98	425,1(8)	649,08	431,5(8)	649,18	433,4(8)
	720,59	405,9(8)	720,71	423,5(8)	720,83	430,3(9)	720,95	431,9(11)
	792,35	402,3(8)	792,45	420,1(12)	792,60	424,8(9)	792,71	427 (10)
	863,87	398,5(9)	863,98	419,2(10)	864,11	423,7(11)	864,25	427,8(10)
II	936,64	401,7(9)	936,76	419,7(9)	936,88	425,9(9)	937,00	425,8(9)
	1008,22	400,8(5)	1008,28	423,4(5)	1008,35	425,2(5)	1008,41	426 (6)
	1363,19	401 (6)	1363,26	417 (6)	1363,35	422 (6)	1363,41	421,3(7)

TABELA 2 - Valores de umidades, obtidos por meio de tradagens, nas mesmas profundidades e nos mesmos tempos em que se processaram as leituras com a sonda de nêutrons, no experimento em Terra Roxa Estruturada.

z = 7,5 cm				z = 23,5 cm				z = 32 cm				z = 40,5 cm			
leitura média no solo (cpm)	umidade (g/g)	leitura média no solo (cpm)	umidade (g/g)	leitura média no solo (cpm)	umidade (g/g)	leitura média no solo (cpm)	umidade (g/g)	leitura média no solo (cpm)	umidade (g/g)	leitura média no solo (cpm)	umidade (g/g)	leitura média no solo (cpm)	umidade (g/g)	leitura média no solo (cpm)	umidade (g/g)
596,3	0,2886	554	0,2182	545	0,2148	542,3	0,2501	545	0,2173	545	0,2516	542,3	0,2501	545	0,2173
595,3	0,2921	553	0,2173	545	0,2178	538,5	0,2516	545	0,2178	538,5	0,2516	538,5	0,2516	538,5	0,2516
595,3	0,2982	551,7	0,2225	543,5	0,2123	538,2	0,2418	543,5	0,2123	538,2	0,2418	538,2	0,2418	538,2	0,2418
592,6	0,2905	546,4	0,2127	539,7	0,2118	532,4	0,2465	539,7	0,2118	532,4	0,2465	532,4	0,2465	532,4	0,2465
584,2	0,2800	543,7	0,2250	538,5	0,2199	530	0,2445	538,5	0,2199	530	0,2445	530	0,2445	530	0,2445
587,2	0,2874	546,3	0,2165	540,5	0,2176	531,8	0,2393	540,5	0,2176	531,8	0,2393	531,8	0,2393	531,8	0,2393
581,1	0,2821	544,4	0,2150	537,3	0,2109	527,2	0,2401	537,3	0,2109	527,2	0,2401	527,2	0,2401	527,2	0,2401
	0,2778		0,2069		0,2168		0,2429		0,2168		0,2429		0,2429		0,2429
	0,2909		0,2225												
579,1	0,2772	541	0,2137	537,5	0,2233	525,9	0,2435	537,5	0,2137	525,9	0,2435	525,9	0,2435	525,9	0,2435
	0,2813		0,2101		0,2186		0,2373		0,2101		0,2373		0,2373		0,2373
553,3	0,2595	528,8	0,2139	532,5	0,2203	522	0,2364	532,5	0,2203	522	0,2364	522	0,2364	522	0,2364
	0,2615		0,2078		0,2176		0,2322		0,2078		0,2322		0,2322		0,2322
507,8	0,2303	517,5	0,2099	529,9	0,2115	517	0,2325	529,9	0,2115	517	0,2325	517	0,2325	517	0,2325
	0,2355		0,2032		0,2180		0,2263		0,2032		0,2263		0,2263		0,2263
489,4	0,2183	507,5	0,2055	524,1	0,2152	514,8	0,2363	524,1	0,2152	514,8	0,2363	514,8	0,2363	514,8	0,2363
	0,2225		0,2150		0,2108		0,2319		0,2150		0,2319		0,2319		0,2319
	0,2189		0,2109		0,2160		0,2443		0,2109		0,2443		0,2443		0,2443
483,6	0,2146	496,2	0,1952	526,6	0,2096	522,3	0,2410	526,6	0,2096	522,3	0,2410	522,3	0,2410	522,3	0,2410
	0,2141		0,2066		0,2159		0,2276		0,2066		0,2276		0,2276		0,2276
	0,2172		0,2096		0,2075		0,2326		0,2096		0,2326		0,2326		0,2326
	0,2140		0,1967		0,2080		0,2494		0,1967		0,2494		0,2494		0,2494
458,4	0,2025	490,4	0,2020	525,1	0,2118	520,1	0,2321	525,1	0,2118	520,1	0,2321	520,1	0,2321	520,1	0,2321
	0,1977		0,2014		0,2101		0,2313		0,2014		0,2313		0,2313		0,2313
	0,1995		0,2076		0,2149		0,2347		0,2076		0,2347		0,2347		0,2347
373,8	0,1486	428,4	0,1753	487	0,1997	506,7	0,2199	487	0,1997	506,7	0,2199	506,7	0,2199	506,7	0,2199
	0,1532		0,1728		0,1995		0,2337		0,1728		0,2337		0,2337		0,2337

(continua)

TABELA 2 - Valores de umidades, obtidos por meio de tradagens, nas mesmas profundidades e nos mesmos tempos em que se processaram as leituras com a sonda de nêutrons, no experimento em Terra Roxa Estruturada.

z = 57,5 cm			z = 66 cm			z = 74,5 cm			z = 90,5 cm		
leitura média no solo (cpm)	umidade (g/g)		leitura média no solo (g/g)	umidade (g/g)		leitura média no solo (cpm)	umidade (g/g)		leitura média no solo (cpm)	umidade (g/g)	
553,8	0,2844		544,8	0,2905		540,8	0,2994		533,5	0,3119	
553	0,2823		542,3	0,2996		536,8	0,2993		532	0,3057	
549,2	0,2879		541,5	0,2874		534,8	0,2943		526,2	0,3092	
543,4	0,2773		536,5	0,2900		533,3	0,2979		519,2	0,2956	
537,5	0,2792		532	0,2882		526	0,2868		514,4	0,2983	
537,8	0,2749		533,5	0,2820		527,3	0,2878		515,7	0,3029	
532,8	0,2751		532,6	0,2888		526	0,2937		508,8	0,2886	
	0,2764			0,2871			0,2936			0,2918	
				0,2882			0,2927				
529,5	0,2688		526	0,2776		521,4	0,2881		505,1	0,2862	
	0,2677			0,2810			0,2882			0,2942	
529,2	0,2759		519	0,2877		516,6	0,2843		502	0,2886	
	0,2687			0,2758			0,2857			0,2846	
524,5	0,2706		516,9	0,2775		514,2	0,2864		495,4	0,2891	
	0,2710			0,2784			0,2851			0,2897	
521,4	0,2692		517,5	0,2750		512,9	0,2784		494,6	0,2819	
	0,2620			0,2717			0,2850			0,2873	
524,2	0,2636		524,8	0,2835		517,4	0,2814		496,2	0,2820	
	0,2564			0,2775			0,2884			0,2700	
523,8	0,2631		522,8	0,2791		514,8	0,2868		498,2	0,2820	
	0,2694			0,2741			0,2804			0,2830	
	0,2682			0,2824			0,2856			0,2916	
517,7	0,2600		518,5	0,2721		511,8	0,2759		492,8	0,2884	
	0,2624			0,2761			0,2868			0,2840	

(continua)

TABELA 2 - Valores de unidades, obtidos por meio de tradagens, nas mesmas profundidades e nos mesmos tempos em que se processaram as leituras com a sonda de nêutrons, no experimento em Terra Roxa Estruturada.

z = 98 cm			z = 105,5 cm			z = 128 cm			z = 143 cm		
leitura média no solo (cpm)	umidade (g/g)	leitura média no solo (cpm)	umidade (g/g)	leitura média no solo (cpm)	umidade (g/g)	leitura média no solo (cpm)	umidade (g/g)	leitura média no solo (cpm)	umidade (g/g)	leitura média no solo (cpm)	umidade (g/g)
529,5	0,3111	521	0,3097	486,6	0,3063	463,8	0,3126				
526,3	0,3170	519,4	0,3175	483,8	0,3044	455,8	0,3002				
520,8	0,3036	512,8	0,3091	471,3	0,3036	448	0,3036				
512,2	0,2978	503,2	0,2988	461	0,2946	431,2	0,2874				
507,5	0,2954	497,5	0,2960	452,8	0,2861	423,5	0,28				
508,7	0,2956	497,5	0,2992	449,2	0,2828	416,8	0,2748				
498,4	0,2983	491,3	0,2957	446,8	0,2806	415,8	0,2745				
	0,2895		0,2901		0,2800						
	0,2917		0,2941								
494	0,2871	483,4	0,2843	438,6	0,2835	407,5	0,2699				
	0,2949		0,2925		0,2824		0,2767				
490,8	0,2839	477,5	0,2805	435,1	0,2804	406,3	0,2678				
	0,2937		0,2899		0,2723		0,2721				
484,5	0,2813	473,6	0,2877	429,5	0,2701	403,8	0,2736				
	0,2882		0,2877		0,2711		0,2741				
487	0,2853	472,5	0,2798	432,8	0,2758	404,5	0,2916				
	0,2903		0,2870		0,2725		0,1736				
488,6	0,2887	475,2	0,2875	437	0,2810	409	0,2781				
	0,2883		0,2889		0,2817		0,2740				
484	0,2816	474,2	0,2784	436,6	0,2733	406,8	0,2749				
	0,2842		0,2814		0,2755		0,2683				
	0,2796		0,2792								
481,5	0,2775	470,2	0,2767	432,8	0,2648	403,7	0,2623				
	0,2791		0,2795		0,2769		0,2627				

(continua)

TABELA 2 - Valores de umidades, obtidos por meio de tradagens, nas mesmas profundidades e nos mesmos tempos em que se processaram as leituras com a sonda de nêutrons, no experimento em Terra Roxa Estruturada.

z = 158 cm			z = 188 cm			z = 203 cm			z = 218 cm		
leitura média no solo (cpm)	umidade (g/g)		leitura média no solo (cpm)	umidade (g/g)		leitura média no solo (cpm)	umidade (g/g)		leitura média no solo (cpm)	umidade (g/g)	
464	0,3057		497,8	0,3147		505	0,3148		512	0,3195	
453,3	0,3005		483,5	0,2997		495,8	0,3093		499,8	0,3175	
445,8	0,3024		472,9	0,2997		483,7	0,3052		481,4	0,2982	
430,3	0,2918		460,4	0,2920		465,9	0,2941		463,1	0,2873	
417	0,2797		443,8	0,2773		454,5	0,2782		454,2	0,2790	
410,3	0,2726		438	0,2709		445	0,2717		447,1	0,2742	
409,4	0,2694		430	0,2733		436,9	0,2717		439,5	0,2778	
	0,2712			0,2645			0,2665			0,2771	
403,3	0,2741		425,1	0,2703		431,5	0,2711		433,4	0,2731	
	0,2741			0,2703			0,2686			0,2648	
405,9	0,2759		423,5	0,2693		430,3	0,2707		431,9	0,2726	
	0,2732			0,2680			0,268			0,2687	
402,3	0,2721		420,1	0,2665		424,8	0,2586		427	0,2695	
	0,2719			0,2584			0,2595			0,2614	
398,5	0,2659		419,2	0,2605		423,7	0,2599		427,8	0,2622	
	0,2711			0,2657			0,2582			0,2691	
401,7	0,2673		419,7	0,2667		425,9	0,2681		425,8	0,2602	
	0,2733			0,2577			0,2683			0,2686	
400,8	0,2629		423,4	0,2596		425,2	0,2627		426	0,2664	
	0,2696			0,2663			0,2659			0,2664	
401	0,2673		417	0,2654		422	0,2680		421,3	0,2671	
	0,2698			0,2594			0,2640			0,2691	

TABELA 3 - Valores de potencial matricial (ψ_m) em função do tempo de redistribuição da água, obtidos através de tensiômetros instalados nas diversas profundidades (z) do solo Terra Roxa Estruturada.

tempo acum. (hora)	z = 23,5 cm		z = 32 cm		z = 40,5 cm		z = 57,5 cm		z = 66 cm		z = 74,5 cm		z = 90,5 cm	
	$-\psi_m$ (cm H ₂ O)		$-\psi_m$ (cm H ₂ O)		$-\psi_m$ (cm H ₂ O)		$-\psi_m$ (cm H ₂ O)		$-\psi_m$ (cm H ₂ O)		$-\psi_m$ (cm H ₂ O)		$-\psi_m$ (cm H ₂ O)	
4,55	2,71		3,04		3,36		2,76		3,09		3,41		6,33	
7,21	3,97		4,3		4,63		3,09		4,68		4,68		6,33	
16,83	3,97		3,04		3,36		4,02		5,61		3,41		8,85	
30,83	5,23		6,82		5,89		6,54		8,13		5,94		11,37	
46,75	6,49		6,82		7,15		6,54		6,87		9,72		13,9	
49,05	6,49		6,82		7,15		7,8		6,87		8,46		13,9	
57,15	6,49		6,82		8,41		7,8		8,13		8,46		13,9	
75	7,75		8,08		8,41		9,06		10,65		9,72		15,16	
90,97	9,01		9,34		10,93		10,33		9,39		10,98		17,68	
160,8	10,28		10,6		12,19		12,85		14,44		13,5		18,94	
256,8	11,54		11,86		14,71		15,37		15,7		16,02		22,72	
286,35	12,8		13,13		15,98		15,37		15,7		16,02		23,99	
359,9	14,06		14,39		15,98		16,63		18,22		17,29		26,51	
407,38	14,06		14,39		17,24		17,89		18,22		19,81		29,03	
472,85	14,06		15,65		17,24		17,89		22		21,07		30,29	
596,15	15,32		16,91		18,5		20,41		20,74		23,59		34,07	
647,48	16,58		16,91		18,5		20,41		23,26		24,85		35,34	

(continua)

TABELA 3 - Valores de potencial matricial (ψ_m) em função do tempo de redistribuição da água, obtidos através de tensiômetros instalados nas diversas profundidades (z) do solo Terra Roxa Estruturada.

tempo acum. (hora)	z=98 cm		z=105,5cm		z = 128 cm		z = 143 cm		z = 158 cm		z = 188 cm		z = 203 cm		z = 218 cm	
	$-\psi_m$ (cmH ₂ O)	$-\psi_m$ (cmH ₂ O)	$-\psi_m$ (cmH ₂ O)	$-\psi_m$ (cmH ₂ O)	$-\psi_m$ (cmH ₂ O)	$-\psi_m$ (cmH ₂ O)	$-\psi_m$ (cmH ₂ O)	$-\psi_m$ (cmH ₂ O)	$-\psi_m$ (cmH ₂ O)	$-\psi_m$ (cmH ₂ O)	$-\psi_m$ (cmH ₂ O)	$-\psi_m$ (cmH ₂ O)	$-\psi_m$ (cmH ₂ O)	$-\psi_m$ (cmH ₂ O)	$-\psi_m$ (cmH ₂ O)	$-\psi_m$ (cmH ₂ O)
4,55	10,18	8,99	12,97	39,58	46,02	41,24	42,64	36,47								
7,21	7,66	12,77	19,27	42,11	52,33	47,55	48,94	41,51								
16,83	11,44	16,55	20,53	52,19	61,16	61,42	55,25	47,82								
30,83	15,22	20,34	29,36	62,28	75,03	70,25	70,38	61,69								
46,75	19,01	22,86	30,62	69,85	82,59	79,08	79,21	71,78								
49,05	17,75	24,12	34,41	73,63	83,85	80,34	81,73	71,78								
57,15	19,01	22,86	34,41	73,63	88,9	82,86	84,25	74,3								
75	21,53	25,38	39,45	81,2	96,47	91,69	91,82	81,86								
90,97	21,53	26,64	39,45	82,46	97,73	94,21	93,08	85,65								
160,8	25,31	30,42	50,8	96,33	116,64	113,13	110,74	102,04								
256,8	29,1	36,73	62,15	111,47	130,52	125,74	125,87	118,44								
286,35	30,36	37,99	64,67	111,47	134,3	129,52	128,39	118,44								
359,9	34,14	43,03	70,98	119,03	141,86	137,09	138,48	128,53								
407,38	36,66	46,82	76,02	124,08	146,91	142,13	141	133,57								
472,85	39,18	48,08	82,33	132,9	155,74	150,96	149,83	143,66								
596,15	42,97	54,38	91,16	140,47	163,3	159,79	162,44	153,75								
647,48	46,75	56,91	92,2	145,52	168,35	163,57	163,7	156,27								