

CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DO SOLO NO CAMPO: AS SIMPLIFICAÇÕES DO MÉTODO DO PERFIL INSTANTÂNEO

LAÉRCIO ALVES DE CARVALHO

Dissertação apresentada à Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, para obtenção do título de Mestre em Agronomia, Área de Concentração: Solos e Nutrição de Plantas.

PIRACICABA

Estado de São Paulo – Brasil

Dezembro – 2002

CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DO SOLO NO CAMPO: AS SIMPLIFICAÇÕES DO MÉTODO DO PERFIL INSTANTÂNEO

LAÉRCIO ALVES DE CARVALHO

Engenheiro Agrônomo

Orientador: Prof. Dr. **PAULO LEONEL LIBARDI**

Dissertação apresentada à Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, para obtenção do título de Mestre em Agronomia, Área de Concentração: Solos e Nutrição de Plantas.

PIRACICABA

Estado de São Paulo – Brasil

Dezembro – 2002

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
DIVISÃO DE BIBLIOTECA E DOCUMENTAÇÃO - ESALQ/USP

Carvalho, Laércio Alves de

Condutividade hidráulica do solo no campo : as simplificações do método do perfil instantâneo / Laércio Alves de Carvalho. - - Piracicaba, 2002.

86 p.

Dissertação (mestrado) - - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, 2002.

Bibliografia.

1. Condutividade hidráulica do solo 2. Física do solo 3. Relação solo-água 4. Umi-dade do solo I. Título

CDD 631.432

“Permitida a cópia total ou parcial deste documento, desde que citada a fonte – O autor”

DEDICO

À Deus por me conceder o dom da vida.

Aos meus pais, Argemiro e Rita, e aos meus irmãos, Agenor e Cristiane, pela amizade, amor, e constante incentivo durante todos os momentos de minha vida.

Ao meu orientador e esposa, Paulo e Cristina, pelo tratamento fraterno que sempre me proporcionaram.

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Dr. Paulo Leonel Libardi pelo incentivo, confiança, amizade, dedicação, companheirismo, e orientação durante o curso.

Aos Profs. Dr. Álvaro Pires da Silva e Dr. Sérgio de Oliveira Moraes pela amizade e ensinamentos.

Aos professores do Departamento de Solos e Nutrição de Plantas que demonstraram competência e responsabilidade com o futuro da educação do nosso país.

À CAPES por meio do PROCARD 0095/100-1, do qual o presente trabalho fez parte.

Ao CNPq pela concessão da bolsa de estudo.

À Dr^a Silvia Imhoff pela colaboração e sugestões apresentadas.

Ao Dr. José Fernandes de Mello Filho pela grande confiança e amizade durante o desenvolvimento do curso.

Ao Prof. Dr. José Eduardo Corrente pela colaboração na análise estatística.

Aos colegas e amigos de república - Genelício e Marcelo pela amizade e companheirismo durante todos momentos da realização deste trabalho e em especial ao grande amigo Edmilson que vem desde a graduação nos ajudando a lutar por um ideal de vida.

Aos colegas de pós-graduação pelo convívio durante o curso em especial: Lilian, Rogério, Débora, Camila, Lúgia, Aline, Herdjânia, Cláudia e Tairone.

Aos colegas que contribuíram de diversas formas para a realização deste trabalho: Genelício, Edmilson, Antônio Carlos, Marcelo, Tiago Romanelli e Ricardo Romero.

Aos funcionários do Departamento de Ciências Exatas Francisco Bernardo Dias e Luiz Fernando Novello pelo convívio durante a realização do curso.

Às bibliotecárias Eliana M. Garcia Sabino e Silivia Zinsly, da DIBD/ESALQ/USP, pela revisão das referências bibliográficas.

Aos anônimos que muito contribuíram para realização deste trabalho.

Ao consulado baiano por ter proporcionado momentos de muita alegria e descontração e mostrado que a amizade é duradoura e sincera quando as pessoas se respeitam e se gostam, em especial ao Sr. Pedro Louça e família por nos receber de uma forma bastante amigável.

À minha família que sempre esteve junto em todos os momentos de minha carreira, e é por ela que procuro esquecer a distância que nos separa tentando buscar a realização do meu sonho: Argemiro, Rita, Agenor Netto, Cristiane, Carmelita, Eraldo, Teresinha, Nátalia e Valdir.

SUMÁRIO

	Página
RESUMO.....	viii
SUMMARY.....	x
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 REVISÃO DE LITERATURA.....	3
2.1 Conceitos.....	3
2.2 Métodos de determinação.....	5
2.3 Fatores que influenciam na condutividade hidráulica do solo.....	12
3 CONSIDERAÇÕES TEÓRICAS.....	17
3.1 Teoria do método do perfil instantâneo.....	17
4. MATERIAL E MÉTODOS.....	19
4.1 Descrição geral da área experimental.....	19
4.1.1 Localização.....	19
4.1.2 Clima e solos.....	19
4.2 Curvas de retenção da água no solo.....	21
4.2.1 Coleta e preparo das amostras.....	21
4.2.2 Equipamentos utilizados.....	23
4.3 Tensiômetros	24
4.4 Condutividade hidráulica do solo pelo método do perfil instantâneo....	28
4.5 Teste de comparação entre modelos.....	29
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	32
5.1 Curvas de retenção da água no solo.....	32

5.2 Perfis de umidade em função do tempo.....	39
5.3 Perfis de potencial total em função do tempo.....	46
5.4 Condutividade hidráulica.....	48
6 CONCLUSÕES.....	60
ANEXOS.....	62
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	76

CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DO SOLO NO CAMPO: AS SIMPLIFICAÇÕES DO MÉTODO DO PERFIL INSTANTÂNEO

Autor: LAÉRCIO ALVES DE CARVALHO

Orientador: Prof. Dr. PAULO LEONEL LIBARDI

RESUMO

Sendo a condutividade hidráulica do solo um parâmetro que traduz a facilidade com que a água se movimenta ao longo do perfil de solo, sua determinação, principalmente no campo, torna-se imprescindível, visto que o movimento da água no solo está diretamente relacionado à produção das culturas agrícolas. Com isso, a aplicação de um método confiável que quantifique a condutividade hidráulica versus umidade, a função $K(q)$, certamente contribuirá muito para uma correta avaliação dos resultados, principalmente tendo em conta a grande variabilidade dessa função devido à variabilidade natural das características do solo. Neste trabalho, testou-se o método do perfil instantâneo com o objetivo de avaliar a função $K(q)$ com e sem a suposição de gradiente unitário e também o seu comportamento com relação aos os horizontes pedológicos do solo. A determinação da função foi

feita usando tensiômetros com manômetros de mercúrio instalados às profundidades de 0,1; 0,2; 0,3; 0,4; 0,5; 0,6; 0,7; 0,8; 0,9; 1,0; 1,1 e 1,2 m e curvas de retenção determinadas para as mesmas profundidades, num Latossolo Vermelho Distrófico argissólico A moderado textura média, localizado no campo experimental da Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo. A análise dos resultados foi feita pelo teste F de análise de variância, a fim de testar o paralelismo, a igualdade dos interceptos e a coincidência entre as retas $\ln K$ versus q , considerando e não considerando a suposição do gradiente unitário. Além disso, foram feitos também testes de similaridade da função $K(q)$ de cada profundidade do solo pelo índice de concordância de Willmott (1981). Com base na análise dos resultados pode-se dizer que, com os procedimentos utilizados de delimitação da área para inundação e redistribuição da água, podem ser empregados modelos simples que consideram unitário o gradiente de potencial total e que, pela comparação feita entre as profundidades, a separação do perfil do solo em horizontes pedológicos parece seguir a separação em camadas com funções $K(q)$ semelhantes, apenas a partir da profundidade 0,6 m.

FIELD SOIL HYDRAULIC CONDUCTIVITY: THE SIMPLIFICATION OF THE INSTANTANEOUS PROFILE METHOD

Author: LAÉRCIO ALVES DE CARVALHO

Adviser: Prof. Dr. PAULO LEONEL LIBARDI

SUMMARY

The soil hydraulic conductivity is a parameter that quantifies the ability of the soil to conduct water along the soil profile. Hence its field determination is indispensable, since soil water movement is directly related to the field crop productions. Thus, the use of an adequate method that assesses the hydraulic conductivity as a function of soil-water content, the $K(q)$ function, certainly will very contribute to a proper evaluation of results, mainly if it is considered the great variability of this function as a result of the natural variability of the soil characteristics. In this work, the instantaneous profile method was tested with the objective to evaluate a) the $K(q)$ function taking and not taking into consideration the assumption of unit gradient and b) the behaviour of the $K(q)$ function with respect to the pedological horizons of the soil. The determination of the function was made using mercury manometer tensiometers installed at the depths of 0.1; 0.2; 0.3; 0.4; 0.5; 0.6; 0.7; 0.8; 0.9; 1.0; 1.1 and 1.2 m and soil

water retention curves determined for the same depths, in an Oxisol, located at experimental fields of Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, University de São Paulo, in Piracicaba (SP), Brasil ($22^{\circ} 42' 43,3''$ W and $47^{\circ} 37' 10,4''$ S). The result analysis was made using an F-test in order to verify the paralelism, the intercept equality and the coincidence of the $\ln K$ versus q straight lines, taking and not taking account of the assumption of unit hydraulic gradient. Besides, similarity tests of the $K(q)$ function were also made by the Willmott (1981) index. From the analysis of results, it could be concluded that, with the procedures used to delimit the experimental plots in this experiment to water the soil profile and to follow the water redistribution, the unit gradient approaches seem to be adequate to assess the field $K(q)$ function and also that the pedological horizons seem to follow the layers of similar $K(q)$ function, for depths greater than 0.6 m.

1 INTRODUÇÃO

O estudo das propriedades hídricas de um solo é de grande importância, pois afetam grandemente o seu uso. O solo e a água são dois recursos fundamentais da agricultura. A necessidade de explorá-los e manejá-los eficientemente torna-se uma das mais importantes tarefas do nosso tempo, sendo necessário aprofundar os conhecimentos relativos às propriedades e ao comportamento do binômio solo-água, devido a sua relação direta com o desenvolvimento das culturas.

A dinâmica da água no solo está diretamente relacionada à produção vegetal. Seu conhecimento é, portanto, de interesse fundamental para qualquer tomada de decisão sobre a exploração agrícola dos solos. Portanto, a melhor caracterização dos fatores que interferem neste movimento torna-se imprescindível. O movimento da água no sistema solo-planta envolve processos como infiltração, redistribuição, drenagem e absorção pela planta. Nesse contexto, a condutividade hidráulica ocupa papel de destaque, pois está diretamente relacionada à capacidade do solo em conduzir água.

A equação que melhor quantifica o movimento de água no solo é a equação de Darcy-Buckingham. Nela, a constante de proporcionalidade entre a densidade de fluxo e o gradiente de potencial total da água denomina-se condutividade hidráulica do solo. A condutividade hidráulica é, portanto, um parâmetro do solo e traduz a rapidez com que este solo conduz a água. Além disso, é função da umidade do solo, sendo tanto maior quanto mais úmido o solo, atingindo seu valor máximo na saturação.

Conseqüentemente, o conhecimento dessa função para as diversas profundidades de perfis de solo reveste-se de maior relevância, quando a intenção é estudar a dinâmica da água em solos.

De acordo com a literatura diversos são os métodos de laboratório e de campo de medida dessa função. Sob condições de campo, o método que mais tem sido utilizado, por melhor representar a realidade, é o método do perfil instantâneo. Como em qualquer metodologia, para a utilização do método do perfil instantâneo, determinadas condições são exigidas. Assim, ele só pode ser aplicado em uma parcela no campo, quando se tem certeza que a) a direção do movimento da água no centro da parcela, onde devem ser feitas as medidas de umidade e potencial mátrico durante o processo de redistribuição, é vertical e b) o lençol freático é relativamente profundo para não interferir no processo de redistribuição. Além disso, o perfil do solo em estudo pode ser heterogêneo desde que, evidentemente, seja permeável o suficiente para que tanto o processo de infiltração (para a saturação do perfil) como o de redistribuição sejam possíveis.

A hipótese que norteia este trabalho é: "se os procedimentos experimentais de bordadura da parcela e da saturação do perfil forem corretamente seguidos, o método do perfil instantâneo para medida de condutividade hidráulica em função da umidade do solo com suas condições de contorno corretamente definidas, deve funcionar bem, assumindo ou não a simplificação de gradiente de potencial total unitário".

O objetivo central deste trabalho, portanto é avaliar o método do perfil instantâneo comparando a condutividade hidráulica em função da umidade do solo com e sem a suposição de gradiente unitário. Além disso avaliar também o comportamento dessa função considerando os horizontes pedológicos do solo.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Conceitos

O movimento da água no solo, para posterior absorção pelas plantas, é, em geral, não-saturado. Isto faz com que os processos de escoamento sejam mais complicados e de difícil descrição quantitativa, uma vez que eles muitas vezes acarretam mudanças no estado e no teor de água do solo durante o escoamento. Em estudos de dinâmica da água em meios porosos, a primeira equação de fluxo foi introduzida por Darcy (1856), o qual trabalhou com colunas de areia saturada de água. Esta equação, conhecida como equação de Darcy, estabelece que a quantidade de água que passa por unidade de tempo e de área através de um meio poroso é proporcional ao gradiente hidráulico. A constante de proporcionalidade, denominada condutividade hidráulica, caracteriza o meio poroso quanto à transmissão de água.

Buckingham (1907) introduziu os conceitos de condutividade hidráulica do solo não saturado e de potencial mátrico, isto é, verificou a relação funcional entre K e q e entre f_m e q , com base nas equações de fluxo de calor e de eletricidade, teorizou uma equação de fluxo semelhante à de Darcy, para solo não saturado, desconsiderando o efeito da gravidade.

A consideração desse efeito foi feita por Richards (1928) com a definição do potencial total pela soma do potencial mátrico com o potencial gravitacional. Atualmente essa equação tem sido chamada de equação de Darcy-Buckingham (Libardi, 2000).

Foi também Richards a (1931), quem combinou a equação de Darcy-Buckingham com a equação da continuidade, obtendo a equação diferencial geral que descreve o movimento da água no solo conhecida pelo seu nome, equação de Richards a.

Este autor foi o primeiro a apresentar um método de determinação da condutividade hidráulica. Seu procedimento consistiu em utilizar uma pequena coluna de solo entre duas placas porosas de cerâmica, mantendo um gradiente de potencial constante entre essas extremidades, por meio de colunas de água. Uma vez atingido o regime estacionário, a condutividade hidráulica era estimada por meio da equação de Darcy-Buckingham.

Hillel (1971) salienta que a diferença mais importante entre o escoamento em meio saturado e em meio não saturado está na condutividade hidráulica. Quando o solo se encontra saturado, todos os poros estão preenchidos e conduzindo água, sendo sua condutividade máxima nessa condição. Quando o solo torna-se não-saturado, alguns poros ficam preenchidos por ar e a condutividade hidráulica decresce rapidamente. Tanto para meios porosos saturados como para os não saturados, a maior dificuldade na quantificação do fluxo da água reside na determinação da condutividade hidráulica (Pauletto, 1988). A condutividade hidráulica envolve o conhecimento da permeabilidade intrínseca, relacionada ao volume total e distribuição do tamanho de poros, além da tortuosidade, e das características do fluido como densidade e viscosidade (Cintra 1997).

Reichardt (1988) analisando o conceito de capacidade de campo observou que o principal fator de redução do fluxo de drenagem é a condutividade hidráulica do solo e não o gradiente de potencial. O principal problema de basear os critérios para definir a capacidade de campo em condutividade hidráulica, está na dificuldade de sua estimativa.

A aplicação da teoria do fluxo de água em solo não saturado no campo e em laboratório requer, portanto, o conhecimento da condutividade hidráulica e das características de retenção de água do solo (Klute, 1972).

Bacchi et al. (1991) comentam que após os trabalhos de Richards (1931), que estabeleceram as primeiras bases analíticas para o estudo do movimento da água em meios porosos não saturados, vários métodos e procedimentos experimentais de laboratório e campo foram desenvolvidos para a avaliação da condutividade hidráulica de solos não saturados. Entretanto, qualquer que seja o método, há necessidade de informações sobre as propriedades hidráulicas do solo, quais sejam: do potencial mátrico em função da umidade e da condutividade e/ou difusividade hidráulica, ambas em função da umidade ou do potencial mátrico (Prevedello et al., 1995).

Estudos que envolvem o fluxo da água no solo em condições de não saturação precisam ser mais explorados, pois representam a situação mais comum no âmbito agrícola. Esses estudos assumem um papel importantíssimo no entendimento do movimento da água no solo, principalmente durante os processos de infiltração, redistribuição e no fornecimento de água para as plantas.

2.2 Métodos de determinação

Vários métodos são descritos para determinação da condutividade hidráulica em função da umidade. Quando a determinação é desenvolvida com solo na condição de saturação obtêm-se o K_0 – condutividade hidráulica do solo saturado – caso contrário, obtêm-se a função $K(\theta)$ – condutividade hidráulica do solo em função da umidade.

As determinações de K_0 e de $K(\theta)$ podem ser realizadas em laboratório ou diretamente no campo. Dentre os métodos mais estudados no laboratório, destacam-se os dos permeâmetros de carga constante e carga decrescente para quantificação de K_0 . Sob condições de campo, o método mais utilizado de estimativa da função $K(\theta)$ é o método do perfil instantâneo (Watson, 1966).

Saunders et al. (1978) consideram que a determinação da condutividade hidráulica em condições de campo apresenta uma aproximação das condições

reais, ao contrário do laboratório, que utiliza simples amostras de solo, podendo conduzir a erros ocasionados pela alteração das condições naturais. Porém os autores salientam que pode ocorrer grande variabilidade dessa determinação no campo, devido principalmente a grande variação dos gradientes potenciais, em função principalmente do surgimento de bolhas de ar e vazamentos nos tensiômetros.

A condutividade hidráulica determinada em laboratório por meio de permeâmetro, é beneficiada por exigir um menor esforço físico, além de ser relativamente prática e rápida. Porém requer bastante atenção na coleta e preparação das amostras indeformadas, para evitar qualquer tipo de desagregação estrutural adicional.

Problemas metodológicos envolvidos na obtenção da condutividade hidráulica do solo saturado, desde a amostragem até a sua determinação em laboratório e também em campo, podem levar a uma elevada variabilidade e grandes desvios entre os valores determinados (Warrick & Nielsen, 1980; Field et al., 1984). Estudos comparando diferentes metodologias de determinação de K_0 mostram diferenças significativas entre os valores obtidos, o que pode ser devido a limitações experimentais ou matemáticas assumidas pelos métodos.

Entre as limitações experimentais destacam-se, como fatores que mais influenciam, as características e propriedades do solo que variam interferindo na determinação de K_0 e entre as limitações matemáticas destacam-se o tratamento estatístico dos dados obtidos e a escolha de um valor representativo (Clothier & Smettem, 1990; Mohanty et al., 1991; Gupta et al., 1993; Paige & Hillel, 1993; Mohanty et al., 1994; Falleiros et al., 1998; Ghiberto, 1999).

Diversos pesquisadores propuseram modelos matemáticos para expressar a condutividade hidráulica dos solos destacando-se os trabalhos de Gardner, (1958); Hillel, et al., (1972); Mualem, (1976); Libardi et al., (1980); Sisson, et al., (1980); Van Genuchten, (1980); Jones & Wagenet, (1984), entre outros.

O método do perfil instantâneo é um método de campo que, foi inicialmente desenvolvido por Watson (1966), aperfeiçoado por Hillel et al. (1972) e simplificado por Libardi et al. (1980). Dentre as vantagens, pode-se citar a obtenção de medidas diretas no campo ou local de estudo, apresentando uma maior precisão dos valores de condutividade hidráulica, quando comparados com os de laboratório. Em contrapartida, é um método trabalhoso, com um consumo elevado de tempo e principalmente mão-de-obra, desde a instalação até a manutenção, o que pode ser dificultado ainda mais se o solo apresentar algum tipo de impedimento físico (Jong Van Lier & Libardi, 1999).

O método requer freqüentes e contínuas medidas de umidade do solo e potencial mátrico no perfil nas condições de drenagem. Com essas medidas é possível obter valores instantâneos de gradiente do potencial e densidade de fluxo ao longo do perfil e, conseqüentemente, valores de condutividade hidráulica (Hillel, 1972). No seu trabalho Hillel (1972) destaca não só a praticidade e aplicabilidade do método como também a importância da obtenção de uma função da condutividade e o conteúdo de água ao longo do perfil. Porém salienta a dificuldade para determinação da condutividade, quando o solo apresentar impedimentos físicos e fluxo horizontal, tendo nesse caso que utilizar alguns procedimentos para contornar essa dificuldade.

Netto et al. (2000) afirma que valores de $K(q)$ são afetados por erros inerentes à determinação das densidades de fluxo e dos gradientes de potencial, obtidos com base nos ajustes das umidades e dos potenciais totais. Ainda segundo os autores, erros em torno de 50 % sobre o gradiente potencial, podem provocar um valor de condutividade hidráulica final multiplicado ou dividido por 2.

Para obtenção da umidade volumétrica ao longo do tempo e do perfil em estudo, podem ser utilizados equipamentos como sonda de nêutrons, TDR ou obter valores de umidade, por meio de curvas de retenção da água obtidas em laboratório, conforme fizeram Pauletto et al. (1988).

A curva de retenção da água no solo (Richards, 1941; Richards & Fireman, 1943; Coile, 1952; Chahal & Yong, 1965; Rogers & Klute, 1971; Dane et al., 1992; Jalbert & Dane, 2001) relaciona o potencial mátrico e a umidade do solo, a qual pode ser medida a base de massa ou volume. Libardi (2000) de uma forma mais explicativa define como sendo a relação entre a quantidade de solução num determinado volume de solo, em equilíbrio com uma tensão aplicada. Essa relação parte do princípio de que a água ocupa os espaços porosos do solo sob determinada tensão; e esta retenção é dependente da composição granulométrica e da arranjo estrutural do solo.

O potencial mátrico é definido como, a energia que uma quantidade unitária de água em um sistema solo-água em equilíbrio, possui em relação à energia da água em um outro sistema em equilíbrio, idêntico em todos os aspectos ao primeiro, exceto de que não existe a presença de uma matriz (Libardi, 2000). Então, esse potencial mede a energia com que a água está retida na matriz do solo.

Como a água se comporta de maneira diferenciada na mais diversas classes de solo e nas diversas culturas, é através dessa quantificação do potencial mátrico correlacionado com a umidade do solo, que o produtor saberá quando e o quanto de água deverá ser adicionado ao sistema de produção. Segundo Kertsmann (1996) a água retida dentro dos microagregados de um Latossolo Roxo, pode ser extraída do solo apenas com tensões muito elevadas, tornando-se muitas vezes, indisponível para as plantas. Essa umidade tem papel importante na condutividade hidráulica e térmica do solo.

Sua importância pode ser dimensionada no que se refere a possibilidade de quantificar o tamanho e a distribuição de poros do solo, como também, no aproveitamento racional da água e no aumento da produção de determinada cultura. Isso porque as diferentes culturas apresentam tensões admissíveis para um aproveitamento de água disponível (Savarsi et al., 1992).

Diversas metodologias são propostas para determinação de curvas de retenção em laboratório, porém, segundo Lal (1979), essas determinações

podem fugir da realidade encontrada no campo. Por outro lado, a obtenção dessas curvas características da água no solo no campo, tornam-se trabalhosas e dispendiosas, além de exigirem uma boa calibração dos equipamentos utilizados, em função destes abrangerem um grande volume de solo.

Como esta curva é uma característica do solo, ela precisa ser determinada apenas uma única vez, e sempre que for preciso se obter valores de potencial mátrico, basta apenas medir a umidade do solo e, por meio da curva, estimar o potencial mátrico (Reichardt, 1987).

Para obtenção da curva de retenção um dos métodos que tem sido utilizado durante os últimos anos é o da câmara de pressão de Richards Richards, (1941), Richards & Fireman, (1943). Outros métodos para obtenção da curva de retenção podem ser encontrados utilizando: centrifugas Centurion et al., (1997), tensiômetros Perroux et al., (1982); Langner et al., (1998), mesas de tensão para determinação da umidade em baixas tensões (Jamison, 1958).

O método de Richards consiste de uma câmara de pressão no interior da qual são fixadas de uma a três placas porosas (5 mm de espessura e 0,3 m de diâmetro), nas superfícies superiores das quais colocam-se as amostras de solo procurando-se obter o melhor contato possível solo/placa; a outra superfície da placa, a inferior, é convenientemente preparada para ficar à pressão atmosférica quando uma pressão de ar é aplicada na câmara para retirada da água da amostra (Klute, 1986; Bacchi et al., 1998; Libardi, 2000).

Completando as informações anteriores, Libardi (2000) destaca que para obtenção da umidade em baixas tensões (menores que 10 kPa), pode-se utilizar o funil de Haines. Essa metodologia foi desenvolvida inicialmente por Haines (1930), na qual utiliza-se um funil com uma placa porosa na parte inferior, acoplada a uma coluna de vidro com as alturas ou tensões de interesse. Com isso, as amostras uma vez saturadas, são submetidas às respectivas tensões da coluna e após atingirem o equilíbrio, são pesadas e

transferidas para estufa, obtendo no final uma relação do potencial mátrico e umidade do solo.

Dentre alguns problemas práticos da câmara de pressão podem-se destacar: 1) o estabelecimento do equilíbrio ocorre quando cessa a saída de água da amostra na câmara de pressão. Porém, o julgamento do exato instante desse processo ainda é questionável Centurion et al., (1997); Bacchi et al., (1998); 2) após a pesagem da amostra, esta deve ser novamente saturada e colocada no interior da câmara, para ser submetida a uma nova pressão, o que pode ocasionar alteração da estrutura uma vez que ocorra perda de partículas de solo.

No que se refere a problemas metodológicos na determinação de curvas características de água no solo, Moraes & Libardi (1993) verificaram grande variabilidade, principalmente em altas tensões. Essa variabilidade encontrada se deve principalmente as variações de temperatura da região, ou seja, grande variações entre a máxima e a mínima em um mesmo dia, tiveram efeito direto sobre bolhas de ar aprisionadas nas amostras de solo. Portanto segundo os autores é imprescindível optar por uma curva de retenção de água completa afim de que se possa notar essas ingruências.

Segundo Dane (1980) diversos pesquisadores têm usado modelos matemáticos para estimar a condutividade hidráulica do solo não-saturado, a partir de características físico-hídricas mais fáceis de serem determinadas, como a curva de retenção da água no solo. Alexander e Skaggs (1986) apresentaram modelos matemáticos para estimar a condutividade hidráulica do solo não-saturado a partir da curva de retenção de água no solo. Os autores mencionam que os métodos para estimar a condutividade hidráulica a partir da curva de retenção de água no solo são geralmente fundamentados em modelos físicos compostos de tubos capilares, simulando o arranjo de poros do solo. Um exemplo desse tipo é o modelo de Mualem (1976) utilizado por Genuchten (1980) para determinação da condutividade hidráulica relativa.

A dificuldade que se apresenta na análise desses métodos está na avaliação dos seus valores absolutos, pela inexistência de um procedimento experimental que permita a avaliação direta dessa propriedade do solo (Bacchi & Reichardt, 1988).

Bacchi & Reichardt (1988) descreveram e compararam quatro métodos de avaliação da condutividade hidráulica de solos, dentre os quais destacam-se, pela maior coerência de resultados com a teoria dos meios similares, o do perfil instantâneo, apresentado por Hillel et al. (1972) e o desenvolvido por Libardi et al. (1980). O trabalho desses últimos autores apresenta uma grande simplificação nos procedimentos de campo, em função da adoção do gradiente unitário de potencial hidráulico para perfis homogêneos de solos, possibilitando a estimativa da condutividade hidráulica apenas com dados de acompanhamento da umidade do perfil ao longo do tempo de redistribuição da água. Tal acompanhamento pode ser feito com uma sonda de nêutrons, baterias de tensiômetros ou através da técnica de reflectometria no domínio do tempo (TDR).

Segundo Damé e Robaina (1992) a determinação da condutividade hidráulica no campo utilizando o método do perfil instantâneo descrito por Hillel et al. (1972), pode apresentar o inconveniente dos valores dos gradientes de potencial total, em relação à profundidade do solo, serem obtidos graficamente, o que representa uma possibilidade de erro, além de exigir grande trabalho e tempo relativamente longo.

Como citado anteriormente, dentre os métodos de determinação da condutividade hidráulica aqui mencionados, o de Hillel et al. (1972) pode ser considerado o de medidas mais diretas, por quantificar diretamente cada componente da equação de Richards: o fluxo de água, por meio da medida da variação do seu armazenamento ao longo do perfil e o gradiente de potencial total, por meio da medida do potencial mátrico por tensiômetros. Por essa razão, ele pode ser tomado como padrão dentro da categoria daqueles que envolvem a solução da equação de Richards.

Volpe et al. (1988) estudando um Latossolo Vermelho - Escuro constatou a boa aplicabilidade do método perfil instantâneo, mesmo determinando a umidade do solo indiretamente através da curva característica. Nesse mesmo estudo os autores concluíram que a condutividade hidráulica num determinado perfil de solo não pode ser determinada por apenas uma equação de regressão, pois para cada camada existe uma equação de ajuste entre condutividade hidráulica e umidade volumétrica.

2.3 Fatores que influenciam a condutividade hidráulica do solo

A água ocupa os espaços porosos do solo retida sob tensão, este processo depende da proporção dos componentes granulométricos e dos seus arranjos. Tais propriedades possuem fundamental importância no fornecimento de água às plantas, bem como sua capacidade de absorvê-la.

Entre os atributos do solo que influenciam no processo de condutividade hidráulica, a textura é uma das características importantes, devido a sua grande correlação com outros atributos ou com fenômenos que ocorrem no solo. As taxas de infiltração da água no solo, a capacidade de retenção de água e de nutrientes, são amplamente influenciadas pela composição granulométrica dos solos.

Alguns pesquisadores têm usado a razão de percolação através de amostras com estrutura indeformadas para relacionar a condutividade hidráulica do solo saturado com várias outras propriedades físicas do solo. Por outro lado, o efeito de restos culturais, de métodos de preparo de solo e de matéria orgânica na condutividade hidráulica do solo saturado tem sido objeto de inúmeros trabalhos de pesquisas Gerard, (1982); Klute, (1982).

Outro fator a ser considerado quando se discute as diferenças nos valores dos parâmetros físicos como a densidade, a distribuição do tamanho de poros, a retenção de água no solo e a condutividade hidráulica, é o tipo de solo e suas características morfo-estruturais, como por exemplo, o grau de

estruturção e a qualidade e estabilidade dos agregados. Isto pode se constituir, num dos motivos de que em determinados solos e após anos sob diferentes sistemas de cultivo, não se observam diferenças significativas em um ou mais dos parâmetros citados. Obviamente, não se quer dizer que não estejam ocorrendo alterações no solo, dentro de cada sistema de cultivo, ao contrário, as alterações sempre ocorrem em maior ou menor intensidade, apenas que o tempo necessário para que tais diferenças se manifestem é variável com o tipo de solo (Espírito Santo, 1998).

Ellies et al., (1997) relatam que a condutividade hidráulica do solo saturado descreve a funcionalidade de seu sistema poroso, englobando propriedades tais como, quantidade, tamanho, morfologia, continuidade e orientação dos poros. Devido que a condutividade hidráulica na condição saturada depende em grande parte da forma e continuidade do sistema poroso, varia fortemente de um local a outro, apresentando em determinados sítios valores extremos, e difere também para as distintas orientações do solo. A condutividade hidráulica na condição saturada é mais dependente, então, da estrutura do que da textura do solo. Ao aumentar o grau de agregação de um solo a distribuição dos valores dessa condutividade hidráulica se torna cada vez menos variável. O efeito da estrutura, e em especial dos poros grandes, torna possível que um solo argiloso possa exibir valores de K_0 similares aos solos arenosos.

Segundo Silva & Kato (1997), a macroporosidade é fator de extrema importância na condutividade hidráulica do solo saturado, e a redução desta provoca redução nos valores de K_0 . Estes autores observaram que uma pequena diferença entre a macroporosidade das áreas de manejo convencional e plantio direto foi acompanhado por uma grande diferença nos valores de K_0 , sendo constatado os valores de $0,0035 \text{ cm s}^{-1}$ na área de plantio direto e $0,0231 \text{ cm s}^{-1}$ na área de manejo convencional, evidenciando desta forma, a importância da macroporosidade na condutividade hidráulica, ou seja, o efeito do manejo na estrutura do solo. Neste trabalho, encontraram valores elevados

da macroporosidade correlacionados positivamente com elevada condutividade hidráulica saturada e negativamente com baixos valores da densidade do solo.

Isso vem de encontro às afirmações de Lopes (1984), que destaca algumas características dos Latossolos sob cerrados que, apesar dos elevados teores de argila desses solos, a densidade do solo é baixa, em geral menor que 1 Mg m^{-3} ; apresentam altos valores de capacidade de infiltração de água e altos valores de macroporosidade. Field et al. (1984), também verificaram o efeito de macroporos e bioporos no aumento da condutividade hidráulica na condição saturada.

Resultados que confirmam essas hipóteses são discutidos por Heard et al. (1988), considerando basicamente o sistema de cultivo convencional, o reduzido e o plantio direto. Neste último constatou-se uma maior continuidade dos poros, porém em quantidades menores, relativamente ao sistema que mobiliza o solo de forma mais intensa. Os valores de condutividade hidráulica (K_0), foram maiores no sistema convencional, porém neste caso com maior variabilidade, sugerindo que tanto o cultivo mínimo como o plantio direto, pelas próprias características, mantém, em relação ao primeiro, uma maior uniformidade destas propriedades físicas do solo.

Também estudando a influências de sistemas de manejo na condutividade hidráulica do solo Fernandes et al. (1983) observaram que dependendo do sistema de preparo e da profundidade os valores podem ser maiores ou menores, porém eles ressaltam que, de um modo geral, os valores de condutividade hidráulica estão relacionados com as quantidades de poros com diâmetro superior a 0.07 mm e com a densidade aparente.

Yao-Xianliang (1998) avaliando a disponibilidade de água em solos vermelhos da região central da China verificou que o conteúdo de água disponível foi maior a medida que diminuiu a quantidade de argila nas camadas de solo avaliadas até 1 m de profundidade. Segundo o autor, este fato ocorreu provavelmente devido ao crescimento das árvores e também devido a maior densidade do solo em profundidade.

Porém, Jarvis & Messing (1995) observaram que maiores valores de K_0 foram encontrados nos solos de textura mais fina, notando uma relação inversa existente entre conteúdo de areia e K_0 , ou seja, os menores valores de K_0 foram encontrados em solos de textura arenosa refletindo a importância da distribuição de tamanho dos macroporos para fluxo de água próximo à saturação. Isto é, o contrário das relações de K_0 com textura relatados na literatura e amplamente aceitos. Portanto, os tamanhos dos poros simplesmente podem não ser tão relevantes para permitir maior K_0 , pois esta propriedade é mais dependente da distribuição de tamanho dos poros e de sua continuidade. Solos muito argilosos podem apresentar-se altamente agregados, dando formação a uma estrutura mais porosa, que permite maiores valores de K_0 . A interação entre a textura e a estrutura dos solos é que permitem, então, maior ou menor valor de K_0 , a qual é dependente, como dito anteriormente de ambas propriedades do solo, ou seja, da relação existente entre elas, influenciando o movimento de água no solo.

Em seu estudo, Bosch & West (1998) encontraram que valores calculados de K_0 variaram de 0,07 a 117mm h⁻¹, e as diferenças estatísticas entre dados de K_0 coincidiram com a textura do solo, encontrando menor valor de K_0 em sítios mais argilosos. Esta variabilidade afeta a direção e velocidade na qual o fluxo de água e solutos passam através do perfil do solo. Estudando um Latossolo roxo distrófico Carvalho et al. (1996) observou que existe uma tendência muito grande entre condutividade hidráulica e umidade para cada camada, e que essa tendência é mais acentuada com o aumento da profundidade do solo. Isto segundo os autores deve-se às mudanças físicas que as camadas superficiais sofrem com o advento de entrada de máquinas para o preparo do solo.

Jorge et al. (1984) também observaram valores crescentes de K_0 calculado em profundidade, isso porque, sendo a umidade a base de volume diretamente relacionada com o meio poroso e a condutividade hidráulica, houve para esse estudo com diversos tipos de preparo do solo, uma possível redução

da densidade do solo em profundidade, conseqüentemente um aumento do K_0 . Cadima et al. (1980) observaram além dessa tendência de aumento do fluxo em profundidade, uma homogeneidade e uma variabilidade espacial menos pronunciada em camadas abaixo de 75 cm, garantindo assim uma segurança para estimativas de balanço hídrico.

Procurando relacionar propriedades hidráulicas com horizontes pedológicos de dois Latossolos, Marques et al. (2002), observaram a não coincidência entre valores de K_0 e os horizontes pedológicos. Segundo os autores esse fato se deve principalmente à homogeneidade textural e estrutural dos solos. Isso segundo os autores, permite inferir que a dinâmica da água nem sempre se altera quando há mudança de horizontes pedológicos.

Avaliando a condutividade hidráulica em condições de campo num Podzólico-Vermelho-Amarelo, Junior et al. (1983) constataram também um aumento desse parâmetro em profundidade, porém os autores destacam a maior capacidade de retenção nas camadas superiores em função principalmente do razoável teor de matéria orgânica oriundo dos restos de cultura e período de pousio do referido solo.

Outro fator que pode influenciar na condutividade hidráulica do solo é a concentração salina, pois a presença de sais proporciona uma dispersão e expansão das argilas e sua translocação pela solução de fluxo, podendo causar obstrução dos poros condutores. Esse efeito foi verificado por Melo et al. (1988) onde os resultados mostraram que a aplicação de solução de maior concentração salina, apresentou valores entre cinco e dez vezes mais elevados que os obtidos com a aplicação do gesso.

As propriedades hidráulicas, cujos valores são particulares de cada meio poroso, devem, portanto, ser medidas para cada solo, em campo ou em laboratório (Klute, 1972).

3 CONSIDERAÇÕES TEÓRICAS

3.1 Teoria do Método do Perfil Instantâneo

Com o método do perfil instantâneo procura-se uma solução para a equação de Richards (1), na direção vertical, após a saturação de um perfil de solo e prevenção de fluxo de água através de sua superfície, obtendo-se o seguinte problema de valor de contorno, durante o processo de redistribuição da água:

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{d}{dz} \left[K(\theta) \frac{d\phi_t}{dz} \right] \quad (1)$$

$$t = 0 \quad L > 0 \quad \theta = \theta(L)$$

$$t > 0 \quad L \rightarrow \infty \quad \theta = \theta_i$$

$$t > 0 \quad L = 0 \quad q = 0$$

em que θ = umidade volumétrica do solo, t = tempo de redistribuição, z = coordenada vertical de posição, ϕ_t = potencial total da água no solo, L = profundidade de solo, θ_i = umidade inicial do solo, q = densidade de fluxo da água e $K(\theta)$ função condutividade hidráulica K em função da umidade θ .

Assim, integrando-se a equação de Richards (1) com relação a profundidade L, obtém-se

$$\int_0^L \frac{d\mathbf{q}}{dt} dL = \int_0^L \frac{d}{dz} \left[K(\mathbf{q}) \frac{d\mathbf{f}_t}{dz} \right] dL \quad (2)$$

Como $dL = -dz$, então,

$$\int_0^L \frac{d\mathbf{q}}{dt} dL = - \int_0^L \frac{d}{dz} \left[K(\mathbf{q}) \frac{d\mathbf{f}_t}{dz} \right] dz \quad (3)$$

e conseqüentemente, como a densidade de fluxo em $L = 0$ é nula,

$$\int_0^L \frac{d\mathbf{q}}{dt} dL = -K(\mathbf{q}) \frac{d\mathbf{f}_t}{dz} \Big|_L = -q_L = -\frac{Ld\bar{\mathbf{q}}}{dt} \quad (4)$$

pelo que

$$K(\mathbf{q}) \Big|_L = \frac{-\frac{Ld\bar{\mathbf{q}}}{dt}}{\frac{d\mathbf{f}_t}{dz} \Big|_L} \quad (5)$$

Dessa maneira, por meio de medidas simultâneas de umidade e de potencial total da água ao longo do perfil do solo, durante o período de redistribuição da água, determina-se a) a integral da equação (5), que corresponde à densidade de fluxo de água na profundidade L e b) o gradiente de potencial total na mesma profundidade, respectivamente. Esse é o método do perfil instantâneo.

4 MATERIAL E MÉTODOS

Considerando todos os estudos citados anteriormente e tendo em vista a grande importância de determinação da condutividade hidráulica do solo, foi selecionada uma parcela experimental para um detalhamento mais específico, considerando as características físico-hídricas do local. Com isso, pretende-se com o material presente descrever a metodologia adotada no estudo, descrevendo os componentes do sistema utilizado, no intuito de inferir sobre a melhor forma de obter-se os resultados desejáveis, considerando os equipamentos e o solo estudado.

4.1 Descrição geral da área experimental

4.1.1 Localização

O local da instalação foi o campo experimental do Departamento de Produção vegetal, Campus da Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, município de Piracicaba, Estado de São Paulo, Brasil. Suas coordenadas geográficas são: 22° 42' 43,3" de latitude sul, 47° 37' 10,4" de longitude oeste, a 546 m de altitude acima do nível do mar .

4.1.2 Clima e solos

O clima do município de Piracicaba é do tipo Cwa, conforme a classificação de Köppen, conhecido como "tropical de altitude". Caracteriza-se por apresentar um inverno seco, em que a temperatura média do mês mais frio é inferior a 17°C e a do mês mais quente ultrapassa 23°C.

As médias anuais de temperatura, precipitação e umidade relativa são de 21,1°C, 1.257 mm e 74 %, respectivamente. A estação seca ocorre entre os meses de abril e setembro, sendo julho o mês mais seco. O mês mais chuvoso oscila entre janeiro e fevereiro e o total das chuvas do mês mais seco não ultrapassa 30 mm.

O solo foi classificado como Latossolo Vermelho Amarelo Distrófico argissólico A moderado textura média EMBRAPA (1999).

Foram realizadas as seguintes determinações: análise granulométrica - no laboratório de Física do Solo do Departamento de Ciências Exatas - determinação química e de óxidos por ataque sulfúrico - no laboratório do Departamento de Solos e Nutrição de Plantas da ESALQ/USP. Os valores de argila, silte e areia, classe textural, para as profundidades de interesse, são apresentados na Tabela 1. Os resultados da análise com ataque sulfúrico estão apresentados na Tabela 2.

Tabela 1. Granulometria (areia, silte e argila) e classe textural dos horizontes pedológicos.

Horizontes Pedológicos	Areia (g kg ⁻¹)	Silte (g kg ⁻¹)	Argila (g kg ⁻¹)	Classe Textural
Ap (0 – 0,05 m)	760	80	160	Franco – arenosa
A ₂ (0,05 – 0,22 m)	760	80	160	Franco – arenosa
Bw ₁ (0,22 – 0,48 m)	680	60	260	Franco – argilo – arenosa
Bw ₂ (0,48 – 0,72 m)	680	60	260	Franco – argilo – arenosa
Bw ₃ (0,74 – 1,0 m)	720	40	240	Franco – argilo – arenosa
Bw ₄ (1,01 – 1,35 m)	740	40	220	Franco – argilo – arenosa
Bw ₅ (1,35 m +)	740	40	220	Franco – argilo – arenosa

Tabela 2. Teores de óxidos de Silício, Alumínio, Ferro, Titânio e Manganês dos horizontes pedológicos.

Horizontes Pedológicos	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	TiO ₂	MnO	Ki	Kr
Ap (0 – 0,05 m)	5,10	3,62	2,31	0,65	0,03	2,40	1,70
A ₂ (0,05 – 0,22 m)	5,80	4,28	2,85	0,77	0,03	2,30	1,62
Bw ₁ (0,22 – 0,48 m)	7,50	7,09	3,61	0,78	0,03	1,80	1,36
Bw ₂ (0,48 – 0,72 m)	7,80	6,88	3,70	0,88	0,02	1,93	1,43
Bw ₃ (0,74 – 1,0 m)	9,90	7,08	3,86	0,86	0,02	2,38	1,76
Bw ₄ (1,01 – 1,35 m)	7,70	6,80	3,58	0,82	0,01	1,93	1,44
Bw ₅ (1,35 m +)	8,90	6,84	3,72	0,80	0,01	2,21	1,64

Detalhes da caracterização morfológica do solo podem ser vistos no Anexo A e no Anexo B e detalhes da caracterização química no Anexo C.

4.2 Curvas de retenção da água no solo

Como foi definida anteriormente essa curva relaciona uma determinada tensão ou potencial mátrico com a umidade do solo, refletindo a distribuição dos tamanhos dos poros. Por isso, para a sua determinação é imprescindível utilizar metodologias que reproduzem a verdadeira condição estrutural do solo. Uma boa curva de retenção exige não só cuidado na coleta das amostras, como também precisão nos equipamentos utilizados.

4.2.1 Coleta e preparo das amostras

Foram coletadas amostras com estrutura indeformada ao longo do perfil, em uma trincheira localizada ao lado da parcela experimental. Cada anel de coleta apresenta 0,05 m de altura e 0,048 m de diâmetro. Foram retiradas 15 amostras de cada uma das seguintes profundidades: 0,1; 0,2; 0,3; 0,4; 0,5; 0,6; 0,7; 0,8; 0,9; 1,0; 1,10 e 1,20 m, perfazendo um total de 180 amostras. O amostrador utilizado foi do tipo Uhland (Figura 1), conforme Moraes (1991).

Figura 1 - Amostrador do tipo Uhland utilizado para a coleta das amostras indeformadas.

No que se refere ao acondicionamento dessas amostras, foram embrulhadas com papel alumínio e em seguida embainhadas com parafina derretida, para posteriormente serem armazenadas na geladeira, mantendo assim o mínimo possível de alteração estrutural e perda de água.

No laboratório foram preparadas retirando-se o excesso de solo de ambos os lados, com auxílio de um estilete. Foram escolhidas aleatoriamente as amostras destinadas para as baixas e as altas tensões. Retirado o excesso de solo foi colocado um tecido poroso do tipo Facilin na parte inferior de cada amostra. Esse tecido serviu para evitar uma possível perda de solo no processo de saturação e também para propiciar um melhor contato entre a amostra e a placa porosa no funil de Haines e câmaras de pressão.

As amostras foram saturadas por um período de 24 horas, em um recipiente de plástico e, em seguida submetidas a cada tensão de interesse. Como foi utilizada uma amostra para cada tensão, evitou-se a saturação de

uma mesma amostra mais de uma vez, ou seja, cada ponto na curva foi determinado por uma amostra diferente, porém da mesma profundidade.

4.2.2 Equipamentos utilizados

Para determinação da curva de retenção da água no solo, no presente trabalho foram utilizados funis de Haines e câmaras de pressão de Richards (Libardi, 2000).

Para a obtenção dos pontos de baixa tensão com os funis de Haines (Figura 2) foram selecionadas as tensões de 0,5; 1,0; 3,0; 5,0; e 10 kPa e dos pontos de alta tensão com as Câmaras de Pressão de Richards (Figura 3) as tensões de 33, 50 e 100 kPa. Depois de atingido o equilíbrio, foi determinada a umidade gravimétrica, cujo tempo de equilíbrio variou em função da amostra e da tensão aplicada.

Figura 2 - Funis de Haines utilizados para a obtenção dos pontos de baixa tensão das curvas de retenção.

Figura 3 - Câmaras de pressão de Richards utilizadas para a obtenção dos pontos de alta tensão das curvas de retenção.

Os dados das curvas de retenção, para cada profundidade do solo, foram ajustados pelo modelo de Van Genuchten (1980). Esse ajuste foi feito apenas com o intuito de transformar os valores de f_m , medidos com os tensiômetros, em q .

4.3 Tensiômetros

Os tensiômetros foram construídos artesanalmente, dando-se preferência ao modelo com manômetro de mercúrio, pela sua maior sensibilidade. Foram selecionadas 36 cápsulas levando em consideração características de pressão de borbulhamento e condutância hidráulica. O primeiro teste objetivou eliminar cápsulas danificadas, ou seja, ocorrência de borbulhamento de ar a pressões inferiores a 100 kPa, que corresponde a aproximadamente o valor máximo de pressão de funcionamento do instrumento. O objetivo do segundo teste foi a uniformização das cápsulas, a fim de que o tempo de resposta dos tensiômetros, para uma mesma camada, fosse o mais semelhante possível.

Para os testes realizados, utilizou-se um compressor de ar existente no Laboratório do Departamento de Ciências Exatas da ESALQ/USP. Antes dos testes procedeu-se a saturação das cápsulas por um período de 24 horas as quais foram colocadas na posição vertical com o gargalo para cima em um balde, no qual o nível da lâmina de água foi elevado até a borda superior da cápsula. No teste de pressão de borbulhamento as cápsulas porosas foram imersas em uma canaleta com água destilada e aplicada a pressão de 100 kPa. As cápsulas consideradas em bom estado foram aquelas em que não havia passagem de ar pelos seus poros, quando submetidas a pressão de 100 kPa.

Para a determinação da condutância hidráulica, foi utilizado o método da carga decrescente (Youngs, 1991), que consiste na determinação do tempo necessário para que uma coluna de água, que atua sobre a cápsula porosa, decresça a partir de alturas previamente determinadas (Figura 4). No dispositivo utilizado é possível observar o processo por intermédio de um tubo transparente. A condutância hidráulica é obtida pela seguinte expressão:

$$C = \frac{a \cdot \ln (H_1 / H_2)}{t_2 - t_1} \quad (18)$$

sendo:

C = condutância hidráulica ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)

a = área da seção transversal do tubo de acrílico transparente (m^2)

H_1 e H_2 = carga hidráulica (m de água) na cápsula nos tempos t_1 e t_2 , respectivamente

$t_2 - t_1$ = intervalo de tempo (s) para que o nível de água no tubo decresça de H_1 para H_2 .

Os tensiômetros após a construção foram submetidos novamente a pressão de 100 kPa para verificar a possível existência de vazamentos nas cápsulas e conexões.

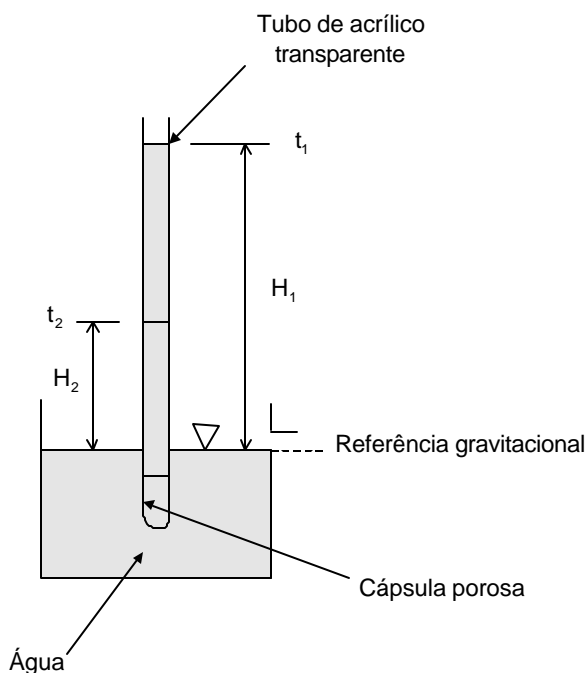


Figura 4 - Montagem para determinação da condutância hidráulica de cápsulas porosas utilizadas na confecção dos tensiômetros.

Após todas as cápsulas porosas terem sido devidamente testadas procedeu-se a construção dos tensiômetros com manômetro de mercúrio. Eles foram construídos com tubo de PVC, cujo comprimento variou de acordo com a profundidade de instalação; cada um deles possuía uma cápsula porosa em uma das extremidades e uma tampa rosqueável na outra. O manômetro de mercúrio foi confeccionado com tubos de “nylon” de comprimento variável, chamados de “espaguete”, com uma das extremidades conectada a 0,20 m da extremidade rosqueável do tubo de PVC e a outra imersa em uma cubeta com mercúrio. Maiores detalhes da confecção desses instrumentos podem ser obtidos em Prevedello (1987) e Assis Júnior (1995).

No centro da área experimental foram instaladas três baterias de tensiômetros, compostas por 12 tensiômetros cada, distanciados lateralmente entre si de 0,12 m. Na disposição dos tensiômetros na parcela procurou-se

projetar os mais profundos no centro e os mais superficiais lateralmente. Esses tensiômetros foram instalados por meio da abertura de orifícios no solo com ajuda de um trado helicoidal e uma chapa de madeira com os 36 pontos já marcados (Figura 5). Antes da introdução dos tensiômetros, o orifício foi alargado utilizando-se um trado do tipo pistão, cuja extremidade inferior possui o formato e o tamanho da cápsula porosa. A ferramenta foi utilizada com a intenção de alargar o orifício até a profundidade anterior ao início da cápsula, de forma a facilitar a entrada do tubo de PVC e garantir que a cápsula seja introduzida no solo o mais justo possível, possibilitando um melhor contato entre ela e o solo.

Para que as leituras fossem feitas, foram instalados três suportes de maneira para os manômetros de mercúrio no interior e próximo do limite da parcela experimental, em uma posição em que houvesse a menor interferência possível de aquecimento pelo sol, principalmente durante os horários de leitura. As leituras dos tensiômetros foram transformadas em potencial mátrico (m água) pela equação

$$f_m = - 12,6H + h_c + z \quad (19)$$

sendo H o valor da leitura do tensiômetro em m Hg; h_c , a altura da cuba de mercúrio em relação à superfície do solo, em m e z a profundidade de instalação do tensiômetro, em m. Como os manômetros foram instalados em diferentes alturas, os valores de h_c para cada bateria de tensiômetros foram variáveis, o que foi devidamente considerado nos cálculos.

Figura 5 - Parcela experimental com os trinta e seis tensiômetros, os suportes dos manômetros de mercúrio e a estrutura de chapa galvanizada.

4.4 Condutividade hidráulica do solo pelo método do perfil instantâneo

Para aplicar o método do perfil instantâneo no campo, foi utilizada uma estrutura de chapa galvanizada (2 mm de espessura) de 1 m de altura e 2,5 m de raio que foi introduzida no solo até 0,8 m de profundidade a fim de evitar qualquer fluxo de água lateralmente quando da inundação e durante a redistribuição (Figura 6).

Anteriormente à instalação dos equipamentos a área destinada ao experimento foi devidamente preparada de forma a ficar relativamente plana e livre de vegetação. As profundidades de instalação dos equipamentos foram definidas como sendo de 0,10 em 0,10 m, sendo a primeira profundidade a 0,10 m da superfície e a última a 1,20 m da superfície.

Os valores de umidade ao longo do perfil do solo, com o tempo de redistribuição foram obtidos a partir das curvas de retenção da água no solo e das leituras dos doze tensiômetros.

A saturação do perfil do solo foi iniciada colocando água na parcela por meio de uma mangueira munida de registro a partir de um caminhão pipa até que se umedecesse o máximo possível a camada de 0 – 1,2 m do solo (Figura 7). Terminada essa operação, a parcela foi coberta com uma capa plástica para evitar qualquer fluxo de água através da superfície e capim seco para diminuir o aquecimento.

O momento da colocação do plástico foi considerado o tempo zero de redistribuição (Figura 8). Depois das leituras dos tensiômetros em $t = 0$, durante os primeiros dias, essas leituras foram feitas a cada seis horas e, a partir daí, diariamente, até quando a drenagem praticamente cessou. De posse dos resultados, o método foi aplicado utilizando a equação 5 seguindo procedimento descrito por Libardi (2000).

4.5 Teste de comparação entre modelos

Foram ajustados modelos de regressão linear para $\ln K$ versus q com e sem a suposição de gradiente unitário, testando o paralelismo, a igualdade dos interceptos e a coincidência de tais retas pelo teste F de análise de variância ao nível de 5% de probabilidade (Seber, 1977). Utilizou-se o programa SAS for windows v.6.11 (SAS, 1987) para o processamento dos dados.

A mesma comparação foi feita por meio do índice de concordância de Willmott (1981) o qual varia de 0 a 1, sendo que o valor 1 indica perfeita similaridade e o zero a inexistência de qualquer concordância entre os modelos. Os mesmos testes (F e índice de Willmott) foram usados na comparação da função $K(q)$ entre as profundidades de solo estudadas.

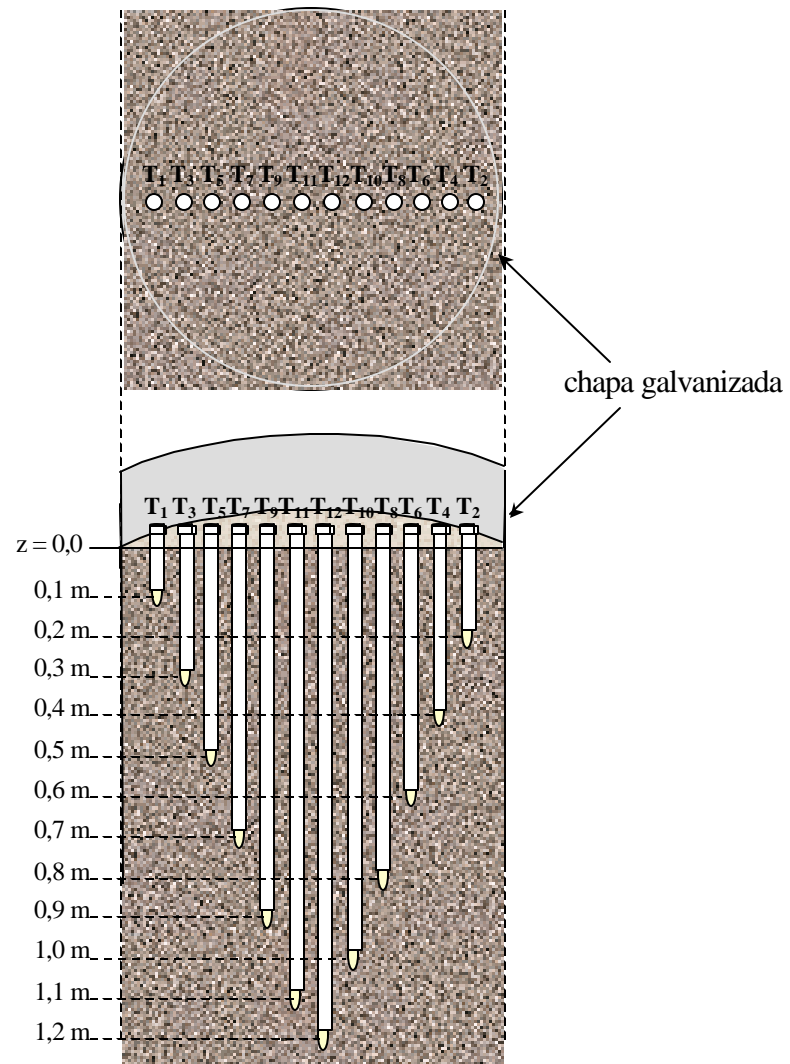


Figura 6 - Arranjo experimental utilizado para estimativa da função $K(\theta)$ pelo método do perfil instantâneo. $T_1, T_2, T_3, \dots, T_{12}$ = tensiômetros às profundidades 0,1 m; 0,2 m; 0,3 m; ...; 1,2 m.

Figura 7 - Parcela experimental no momento da inundação, com auxílio do caminhão pipa.

Figura 8 - Parcela experimental coberta, após a inundação, com plástico de polietileno e capim seco.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Curvas de retenção da água no solo

Os valores de umidade correspondentes às tensões aplicadas de 0,5; 1; 3; 5; 10; 20; 30; 50 e 100 kPa são mostrados juntamente com as respectivas densidades do solo, nas Tabelas 3 a 8.

Tabela 3. Umidade volumétrica (θ) e densidade das amostras de solo (ρ) utilizadas para os diversos valores de potencial mátrico (ϕ_m) das profundidades (z) 0,1 e 0,2 m.

Potencial mátrico kPa (ϕ_m)	$z = 0,1$ m		$z = 0,2$ m	
	(θ) $m^3 m^{-3}$	(ρ) $kg m^{-3}$	(θ) $m^3 m^{-3}$	(ρ) $kg m^{-3}$
0,50	0,3180	1693	0,3040	1751
1,00	0,3056	1672	0,2912	1790
3,00	0,2906	1677	0,2742	1760
5,00	0,2623	1626	0,2636	1777
10,00	0,2439	1697	0,2190	1776
20,00	0,2059	1683	0,1910	1754
30,00	0,2130	1676	0,1871	1727
50,00	0,1944	1650	0,1697	1754
100,00	0,1782	1747	0,1697	1743

Tabela 4. Umidade volumétrica (θ) e densidade das amostras de solo (ρ) utilizadas para os diversos valores de potencial mátrico (ϕ_m) das profundidades (z) 0,3 e 0,4 m.

Potencial mátrico kPa (ϕ_m)	z = 0,3 m		z = 0,4 m	
	(θ) m ³ m ⁻³	(ρ) kg m ⁻³	(θ) m ³ m ⁻³	(ρ) kg m ⁻³
0,50	0,3262	1731	0,3394	1642
1,00	0,3079	1770	0,3380	1630
3,00	0,3006	1752	0,2870	1641
5,00	0,2656	1792	0,2702	1626
10,00	0,2458	1745	0,1983	1756
20,00	0,2225	1748	0,1810	1700
30,00	0,2081	1735	0,1873	1592
50,00	0,1827	1615	0,1811	1622
100,00	0,1922	1710	0,1713	1687

Tabela 5. Umidade volumétrica (θ) e densidade das amostras de solo (ρ) utilizadas para os diversos valores de potencial mátrico (ϕ_m) das profundidades (z) 0,5 e 0,6 m.

Potencial mátrico kPa (ϕ_m)	z = 0,5 m		z = 0,6 m	
	(θ) m ³ m ⁻³	(ρ) kg m ⁻³	(θ) m ³ m ⁻³	(ρ) kg m ⁻³
0,50	0,3447	1605	0,3348	1591
1,00	0,3219	1624	0,3323	1593
3,00	0,3116	1557	0,3062	1582
5,00	0,2799	1587	0,2636	1507
10,00	0,2063	1538	0,2143	1549
20,00	0,1690	1517	0,1579	1559
30,00	0,1762	1619	0,1741	1587
50,00	0,1832	1654	0,1604	1557
100,00	0,1440	1584	0,1453	1455

Tabela 6. Umidade volumétrica (θ) e densidade das amostras de solo (ρ) utilizadas para os diversos valores de potencial mátrico (ϕ_m) das profundidades (z) 0,7 e 0,8 m.

Potencial mátrico kPa (ϕ_m)	z = 0,7 m		z = 0,8 m	
	(θ) m ³ m ⁻³	(ρ) kg m ⁻³	(θ) m ³ m ⁻³	(ρ) kg m ⁻³
0,50	0,3775	1460	0,3410	1600
1,00	0,3398	1585	0,3545	1489
3,00	0,3156	1562	0,3080	1540
5,00	0,2694	1630	0,2696	1506
10,00	0,2037	1567	0,1928	1464
20,00	0,1648	1566	0,1567	1518
30,00	0,1765	1480	0,1769	1568
50,00	0,1602	1568	0,1582	1478
100,00	0,1346	1467	0,1446	1541

Tabela 7. Umidade volumétrica (θ) e densidade das amostras de solo (ρ) utilizadas para os diversos valores de potencial mátrico (ϕ_m) das profundidades (z) 0,9 e 1,0 m.

Potencial mátrico kPa (ϕ_m)	z = 0,9 m		z = 1,0 m	
	(θ) m ³ m ⁻³	(ρ) kg m ⁻³	(θ) m ³ m ⁻³	(ρ) kg m ⁻³
0,50	0,3748	1472	0,3779	1553
1,00	0,3610	1524	0,3519	1535
3,00	0,3267	1464	0,3227	1531
5,00	0,2943	1435	0,2669	1486
10,00	0,2026	1504	0,1933	1525
20,00	0,1740	1486	0,1552	1466
30,00	0,1746	1495	0,1747	1544
50,00	0,1592	1438	0,1605	1510
100,00	0,1462	1587	0,1449	1619

Tabela 8. Umidade volumétrica (θ) e densidade das amostras de solo (ρ) utilizadas para os diversos valores de potencial mátrico (ϕ_m) das profundidades (z) 1,1 e 1,2 m.

Potencial mátrico kPa (ϕ_m)	z = 1,1 m		z = 1,2 m	
	(θ) m ³ m ⁻³	(ρ) kg m ⁻³	(θ) m ³ m ⁻³	(ρ) kg m ⁻³
0,50	0,3701	1520	0,3700	1516
1,00	0,3745	1486	0,3777	1503
3,00	0,3136	1573	0,3465	1426
5,00	0,3064	1377	0,2865	1578
10,00	0,2073	1350	0,2208	1587
20,00	0,1594	1505	0,1614	1531
30,00	0,1677	1520	0,1637	1537
50,00	0,1613	1526	0,1652	1480
100,00	0,1369	1524	0,1372	1548

Analisando os dados das Tabelas acima, observa-se uma coerência na relação densidade do solo e umidade volumétrica, ou seja, para uma mesma profundidade os valores de densidade são bem uniformes, mostrando que a amostragem foi corretamente realizada. Já ao longo do perfil do solo esses valores variaram devido às características do solo que variam em profundidade.

Segundo Heard et al. (1988) solos com mesma textura, que apresentam menores valores de densidade, possivelmente apresentam uma maior e melhor continuidade dos poros, sendo que, devido a isso, essas camadas devem apresentar maiores valores de K_0 , sendo esta uma propriedade importante e que será discutido adiante.

As maiores densidades encontradas no perfil foram dos horizontes Bw_1 e Bw_2 , valores estes oriundos da alta percentagem de argila. Ao contrário, nas demais profundidades onde essa percentagem reduziu, a densidade também decresceu, mostrando assim a extrema relação desses parâmetros.

Como para determinação da curva utilizou-se uma amostra para cada ponto, evitou-se a reutilização de uma mesma amostra, o que poderia ser uma fonte de erro em virtude de uma possível alteração estrutural durante o manuseio e ressaturação. Segundo Centurion et al. (1997) e Bacchi et al. (1998) a reutilização de uma mesma amostra para ser submetida a uma nova tensão, pode ocasionar alteração da estrutura uma vez que pode ocorrer perda de partículas de solo. Porém, por outro lado, o cuidado na retirada das amostras no campo é fundamental para evitar uma discrepância nos resultados obtidos na curva, em função principalmente dos valores de densidade do solo.

As Figuras 9 e 10 apresentam as curvas de retenção elaboradas a partir dos dados das Tabelas 3 a 8 e ajustados conforme Genuchten (1980), pelas quais pode-se observar o bom ajuste do modelo aos dados experimentais. No Anexo D são mostrados os valores dos parâmetros de ajuste para confecção das curvas de retenção pelo método de Van Genuchten (1980). Embora as curvas não se apresentem completas sendo a maior tensão 100 kPa, sua importância é fundamental na interpretação das propriedades responsáveis pelo movimento da água no solo. Até a profundidade de 0,3 m curvas são mais suaves em todos os pontos de tensão e não apresentam uma queda brusca no ponto de inflexão. Isso mostra a intensa relação da curva de retenção com a distribuição de poros e granulometria.

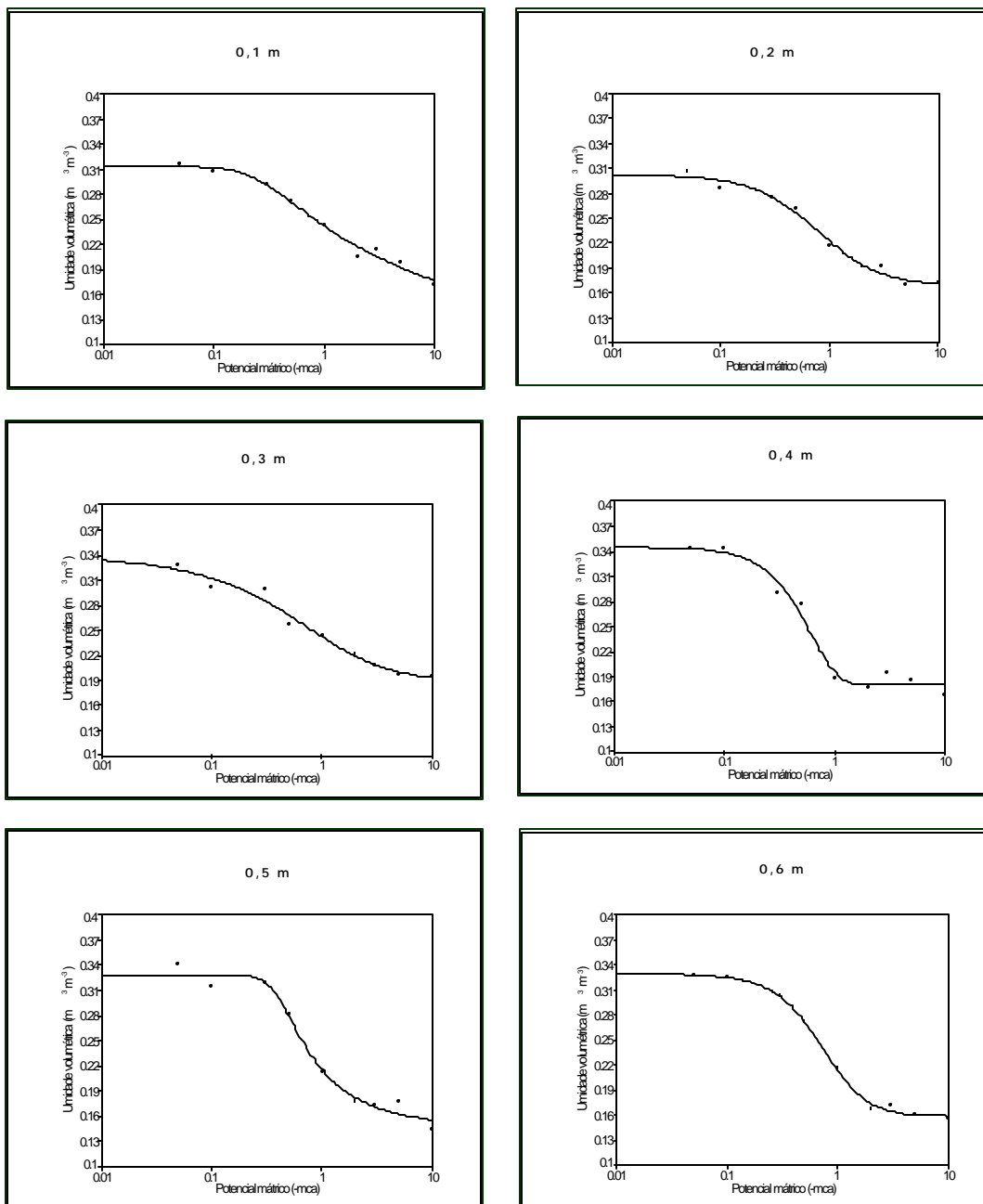


Figura 9 - Curvas de retenção de água no solo para as profundidades de 0,1; 0,2; 0,3; 0,4; 0,5 e 0,6 m.

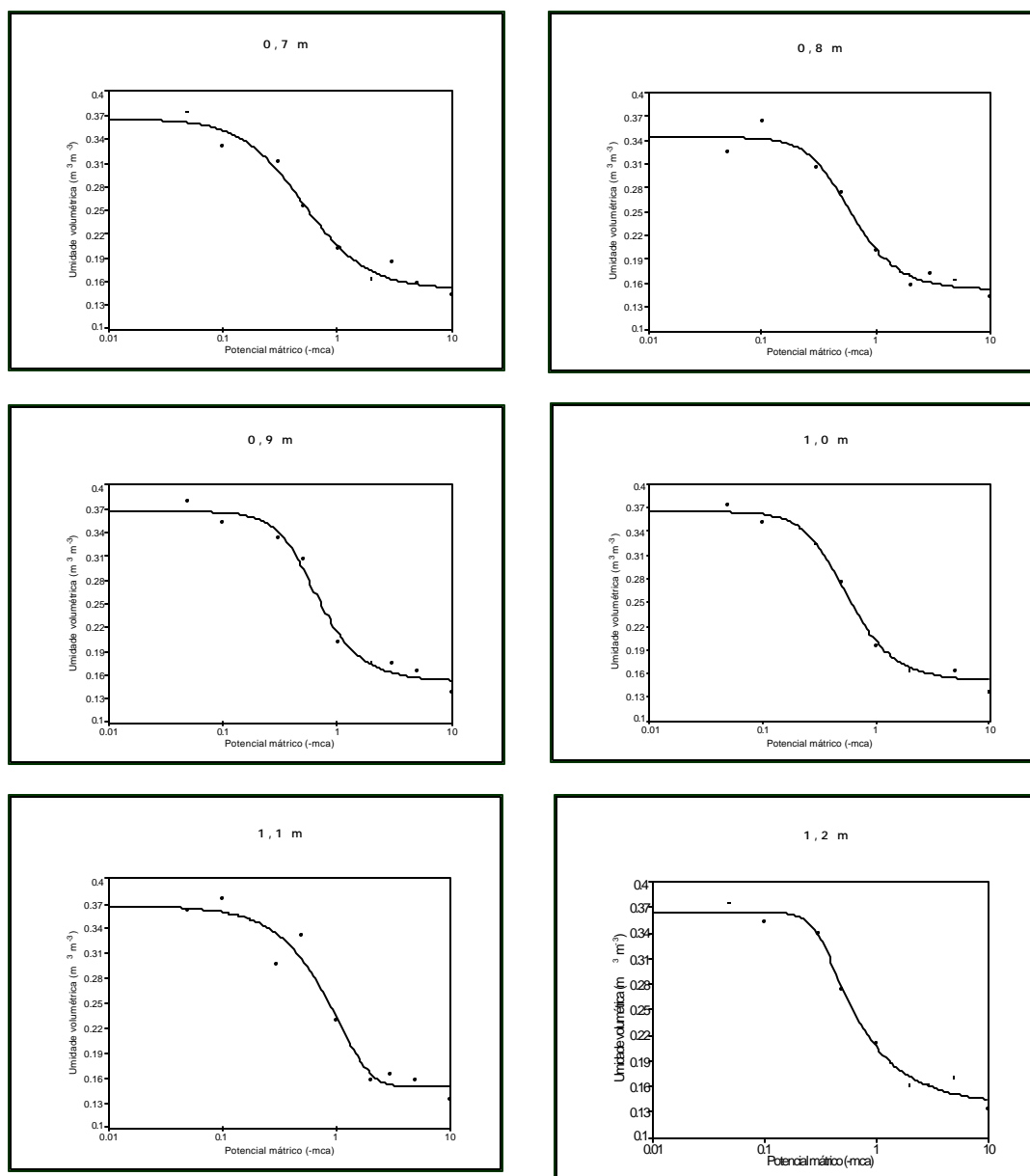


Figura 10 - Curvas de retenção de água no solo para as profundidades de 0,7; 0,8; 0,9; 1,0; 1,1 e 1,2 m.

5.2 Perfis de umidade em função do tempo

A partir dos valores de potencial mátrico durante o processo de redistribuição da água no método do perfil instantâneo (Anexos E e F) e as respectivas curvas de retenção para cada profundidade, calcularam-se os valores de umidade volumétrica para todos os tempos e profundidades da parcela experimental, a semelhança do que fizeram Pauletto et al. (1988). Esses valores de umidade em função do tempo e da profundidade estão apresentados nas Tabelas 9 e 10.

Com os dados das Tabelas 9 e 10, elaboraram-se os gráficos de umidade média versus tempo para cada profundidade, os quais estão representados nas Figuras 11 e 12.

Para calcular a função condutividade hidráulica por meio da equação 5, procedeu-se ao ajuste dos dados de umidade média, calculados a partir das Tabelas 9 e 10, por meio de uma equação do terceiro grau, obtendo-se para todas as profundidades um coeficiente de determinação R^2 muito próximo da unidade o que demonstra o excelente ajuste dos dados. Esses coeficientes, juntamente com as equações representativas de cada curva também podem ser vistas nas Figuras 11 e 12.

Tabela 9. Umidade volumétrica (θ) para os diversos tempos (t) nas profundidades 0,1 m; 0,2 m; 0,3 m; 0,4 m; 0,5 m e 0,6 m, obtidas a partir dos valores de potencial mátrico e da curva de retenção.

Tempo (h)	$(\theta) \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$					
	Z = 0,1 m	Z = 0,2 m	Z = 0,3 m	Z = 0,4 m	Z = 0,5 m	Z = 0,6 m
1	0,298865	0,290753	0,279213	0,266994	0,293221	0,27479
2	0,289819	0,285193	0,276147	0,260294	0,287171	0,266736
3	0,282477	0,279489	0,275161	0,258126	0,282833	0,262894
4	0,278864	0,274237	0,273554	0,255288	0,276805	0,259185
5	0,275876	0,269934	0,271076	0,253892	0,27341	0,255611
6	0,273046	0,267401	0,269287	0,249134	0,269238	0,252851
7	0,271497	0,265321	0,269287	0,249134	0,267595	0,251503
8	0,269627	0,263681	0,267273	0,244576	0,263564	0,246331
9	0,26854	0,262465	0,26671	0,243312	0,262771	0,245709
10	0,267478	0,260071	0,26671	0,243942	0,2612	0,245091
11	0,267478	0,259677	0,266432	0,243312	0,259649	0,243271
12	0,26644	0,258505	0,265604	0,241446	0,257361	0,242084
13	0,266099	0,258117	0,265331	0,240833	0,257361	0,241498
14	0,265093	0,257345	0,264788	0,239018	0,25512	0,23977
15	0,264762	0,256962	0,264252	0,238421	0,252927	0,238643
16	0,264434	0,255821	0,264252	0,237829	0,252927	0,238087
17	0,264109	0,255821	0,263721	0,236657	0,252207	0,236989
18	0,263786	0,255068	0,263721	0,235502	0,252207	0,234851
19	0,263786	0,254694	0,263457	0,233801	0,250784	0,234328
20	0,263465	0,25395	0,262674	0,233801	0,249383	0,234328
21	0,263147	0,253213	0,262674	0,233243	0,248691	0,233296
22	0,263147	0,253581	0,262934	0,233801	0,249383	0,234851
23	0,262518	0,252482	0,261903	0,232138	0,246648	0,232787
41	0,258085	0,252482	0,258212	0,225368	0,236602	0,223919
65	0,254358	0,252119	0,254336	0,217978	0,227924	0,21714
89	0,251906	0,245855	0,252614	0,214259	0,224056	0,21325
113	0,250512	0,241024	0,250345	0,210115	0,217967	0,208487

Tabela 9. Umidade volumétrica (θ) para os diversos tempos (t) nas profundidades 0,1 m; 0,2 m; 0,3 m; 0,4 m; 0,5 m e 0,6 m, obtidas a partir dos valores de potencial mátrico e da curva de retenção.

Tempo (h)	$(\theta) \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$					
	Z= 0,1 m	Z = 0,2 m	Z = 0,3 m	Z = 0,4 m	Z = 0,5 m	Z = 0,6 m
137	0,24852	0,237699	0,247611	0,208033	0,215219	0,206738
161	0,246637	0,236248	0,246305	0,205133	0,213006	0,204531
185	0,244472	0,232106	0,244328	0,203053	0,209917	0,202458
209	0,242983	0,229769	0,242946	0,200855	0,207081	0,200984
233	0,241387	0,22778	0,241773	0,199572	0,205605	0,198893
257	0,240535	0,225872	0,242105	0,199324	0,205318	0,19779
281	0,238424	0,224491	0,241609	0,196984	0,204473	0,1957
305	0,237497	0,223152	0,239214	0,194305	0,201069	0,194131
329	0,237497	0,221431	0,239059	0,194497	0,201069	0,193941
353	0,237044	0,219778	0,237545	0,193926	0,199862	0,193752
377	0,23587	0,219778	0,236232	0,192842	0,19804	0,19301
401	0,23587	0,218779	0,235804	0,192842	0,197604	0,192828
425	0,233924	0,217614	0,234413	0,191669	0,195934	0,191412
449	0,234604	0,217423	0,235804	0,191351	0,197176	0,190565
473	0,232974	0,215567	0,23455	0,190738	0,195337	0,189424
497	0,232205	0,215931	0,233603	0,190153	0,193817	0,188641
521	0,232016	0,214851	0,233871	0,189194	0,193453	0,188487
545	0,23109	0,213803	0,232037	0,188808	0,191719	0,187291
593	0,229672	0,214149	0,232165	0,186868	0,185403	0,185203
617	0,229845	0,212126	0,230907	0,188076	0,190431	0,186016
641	0,230195	0,206457	0,230538	0,18773	0,190431	0,185606
665	0,230372	0,211159	0,229933	0,187288	0,190121	0,185203
689	0,229845	0,210843	0,229933	0,186971	0,190587	0,185071
713	0,229672	0,210374	0,230173	0,186971	0,188915	0,185203

Tabela 10. Umidade volumétrica (θ) para os diversos tempos (t) nas profundidades 0,7 m; 0,8 m; 0,9 m; 1,0 m; 1,1 m e 1,2 m, obtidas a partir dos valores de potencial mátrico e da curva de retenção.

Tempo (h)	$(\theta) \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$					
	Z= 0,7 m	Z = 0,8 m	Z = 0,9 m	Z = 1,0 m	Z = 1,1 m	Z = 1,2 m
1	0,274551	0,280472	0,292941	0,287066	0,30257	0,3192
2	0,269036	0,270023	0,285143	0,278553	0,295727	0,307546
3	0,263828	0,262084	0,278595	0,267374	0,28898	0,294108
4	0,260985	0,254589	0,274091	0,264445	0,284823	0,287278
5	0,256233	0,251021	0,26804	0,257823	0,279905	0,282938
6	0,25428	0,245899	0,265541	0,254178	0,277477	0,276751
7	0,251752	0,242638	0,265541	0,249767	0,271899	0,273802
8	0,248115	0,237976	0,256859	0,243867	0,266451	0,263778
9	0,246943	0,237225	0,256107	0,24224	0,26492	0,26125
10	0,245221	0,235018	0,253161	0,239064	0,261892	0,259611
11	0,244657	0,234298	0,251725	0,239848	0,262645	0,258805
12	0,243542	0,230802	0,250313	0,236751	0,257441	0,258008
13	0,243542	0,228789	0,248925	0,233024	0,258175	0,254153
14	0,241904	0,226839	0,246888	0,231578	0,259653	0,25194
15	0,240306	0,226839	0,245558	0,230158	0,2531	0,2498
16	0,239782	0,225573	0,244252	0,228762	0,251678	0,247729
17	0,238747	0,224333	0,245558	0,228074	0,251678	0,246385
18	0,238236	0,22312	0,241085	0,224072	0,24749	0,243783
19	0,237729	0,222523	0,241085	0,223426	0,24612	0,241291
20	0,237729	0,221932	0,239857	0,221524	0,24409	0,238902
21	0,236728	0,220769	0,239251	0,220902	0,24409	0,237175
22	0,236728	0,220769	0,239857	0,222152	0,244764	0,240084
23	0,234773	0,219071	0,237466	0,220285	0,242753	0,23832
41	0,226302	0,207723	0,226225	0,207627	0,228338	0,226454
65	0,220453	0,200597	0,21732	0,198336	0,215695	0,216215
89	0,216231	0,196226	0,211962	0,193502	0,208844	0,211728
113	0,212677	0,192956	0,207218	0,188968	0,203032	0,206834

Tabela 10. Umidade volumétrica (θ) para os diversos tempos (t) nas profundidades 0,7 m; 0,8 m; 0,9 m; 1,0 m; 1,1 m e 1,2 m, obtidas a partir dos valores de potencial mátrico e da curva de retenção.

Tempo (h)	$(\theta) \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$					
	Z= 0,7 m	Z = 0,8 m	Z = 0,9 m	Z = 1,0 m	Z = 1,1 m	Z = 1,2 m
137	0,210264	0,190535	0,204453	0,185837	0,19851	0,204882
161	0,207707	0,18832	0,201616	0,184021	0,194335	0,20227
185	0,205564	0,185648	0,198752	0,181869	0,19185	0,199613
209	0,203535	0,184621	0,197294	0,179699	0,188205	0,196943
233	0,20256	0,182704	0,195678	0,177738	0,185152	0,195486
257	0,201611	0,181809	0,194793	0,17683	0,183715	0,19429
281	0,19869	0,180621	0,19331	0,17421	0,17999	0,192583
305	0,19805	0,179504	0,191516	0,17333	0,178048	0,190456
329	0,197839	0,179349	0,191324	0,173189	0,178048	0,190117
353	0,19701	0,17802	0,190202	0,173189	0,177125	0,189287
377	0,195216	0,177054	0,188269	0,172236	0,174952	0,187855
401	0,195023	0,177054	0,187934	0,171975	0,174745	0,187701
425	0,193153	0,175768	0,186957	0,171345	0,172961	0,186794
449	0,193335	0,176017	0,187278	0,170746	0,17354	0,186794
473	0,191735	0,174928	0,185418	0,170174	0,17149	0,185775
497	0,190548	0,174023	0,183982	0,169844	0,169633	0,184933
521	0,190548	0,174023	0,184545	0,169212	0,169957	0,185071
545	0,188776	0,172868	0,182771	0,168615	0,167809	0,183722
593	0,184456	0,171442	0,181266	0,165941	0,166971	0,179316
617	0,187109	0,172087	0,181631	0,16796	0,166569	0,181953
641	0,185743	0,171623	0,180908	0,167693	0,165799	0,181711
665	0,185328	0,171	0,180098	0,167263	0,164839	0,181
689	0,185535	0,170659	0,179985	0,166852	0,164724	0,181
713	0,185535	0,170743	0,179652	0,166693	0,164275	0,180311

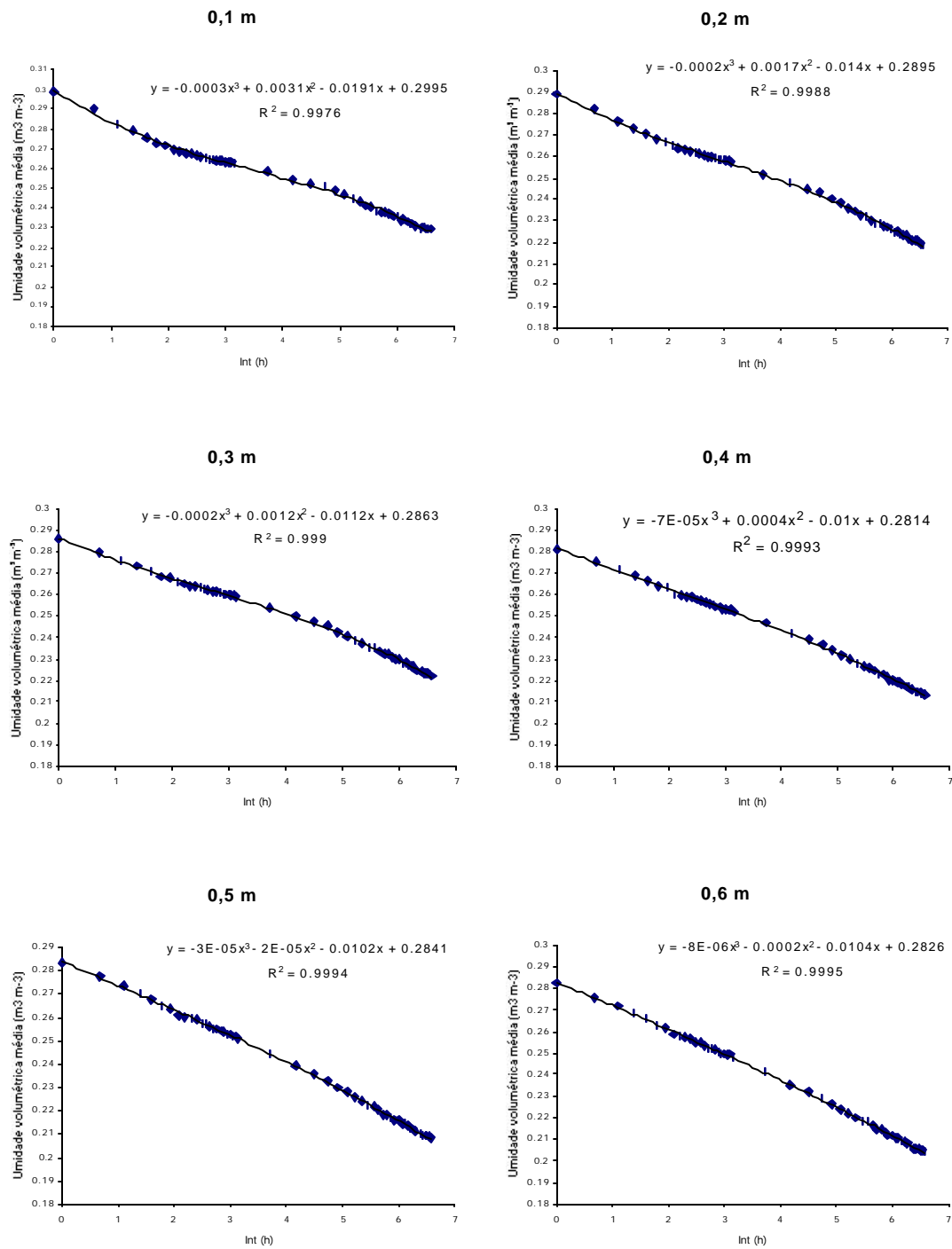


Figura 11 - Curvas de ajuste da umidade volumétrica média em função do tempo de redistribuição da água no solo.

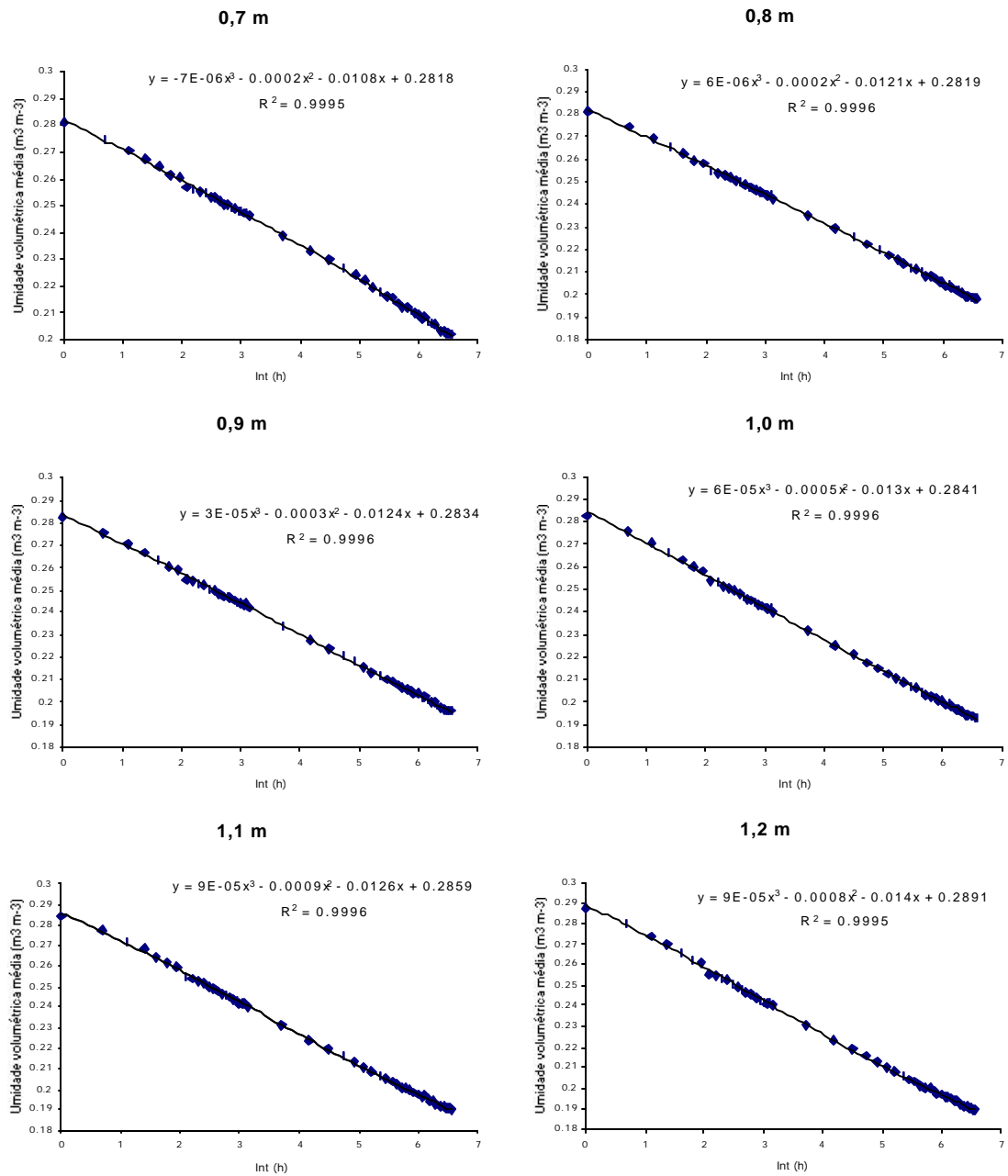


Figura 12 - Curvas de ajuste da umidade volumétrica média em função do tempo de redistribuição da água no solo.

É importante esclarecer que a umidade média se refere a média aritmética das umidades medidas na camada de 0 a z até z ; por exemplo, a umidade média em $z = 0,4$ m é igual a média aritmética das umidades em $z = 0,10$ m; $z = 0,20$ m; $z = 0,30$ m e $z = 0,40$ m, para cada tempo de medida.

Uma análise visual das Figuras 11 a 12 mostra que, de fato, pela equação do terceiro grau, a curva passa praticamente por sobre todos os pontos experimentais. Além disso, à medida que se aprofunda no solo observa-se também que a relação \bar{q} versus $\ln t$ se aproxima muito de uma linha reta e que, mesmo para as profundidades menores (0,1; 0,2; 0,3 e 0,4 m), para as quais percebe-se um comportamento não linear, se for feito um ajuste linear, seguramente encontraremos um alto coeficiente de correlação para todas as profundidades.

Este fato mostra que os dados experimentais seguem a equação da umidade versus tempo proposta pelo método de umidade desenvolvido por Libardi et al. (1980) de determinação da condutividade hidráulica em função da umidade do solo. Utilizou-se a equação do terceiro grau para esse conjunto de dados no presente trabalho, para representar da maneira mais fiel possível os dados experimentais para o cálculo da densidade de fluxo da água no solo, pelo numerador do segundo membro da equação 5.

5.3 Perfis de potencial total em função do tempo

A partir dos dados do potencial mátrico apresentados nos Anexo E e F, considerando a referência gravitacional na superfície do solo, foram calculados os valores de potencial total os quais foram ajustados em função da profundidade para diversos tempos por uma equação do segundo grau. A Figura 13 apresenta alguns perfis de potencial total com as suas respectivas equações de ajuste.

Um total de 53 perfis foram ajustados e para todos eles o coeficiente de determinação foi acima de 0,99, mostrando que a equação de segundo grau descreveu adequadamente o fenômeno para esse solo.

Essa correlação entre f_t e z no processo de redistribuição da água no método do perfil instantâneo parece ser universal, visto que em trabalho recente Lier e Libardi (1999), trabalhando com 12 pontos de observação numa Terra Roxa Estruturada também obtiveram um bom ajuste ($R^2 > 0,9$) a uma equação polinomial do segundo grau.

Derivando com relação a profundidade as equações representativas dos perfis de potencial total, foram calculados os gradientes de potencial total para cada profundidade e tempo os quais podem ser vistos nos Anexos G e H. Percebe-se por esse anexo que os valores variaram em média de aproximadamente 0,7 a aproximadamente 1,6, considerando todas as profundidades e tempos medidos. Por exemplo, para a profundidade de 1 m o menor valor de gradiente de potencial total foi 0,76 para o tempo de redistribuição de 1 hora e o maior de 1,51 para o tempo de 713 horas.

Apesar de se poder calcular o gradiente de potencial total para as profundidades igual ou menores do que 0,1 m, e igual ou maiores do que 1,2 m, isto não foi feito em virtude de não se possuírem medidas acima de 0,1 m nem abaixo de 1,2 m.

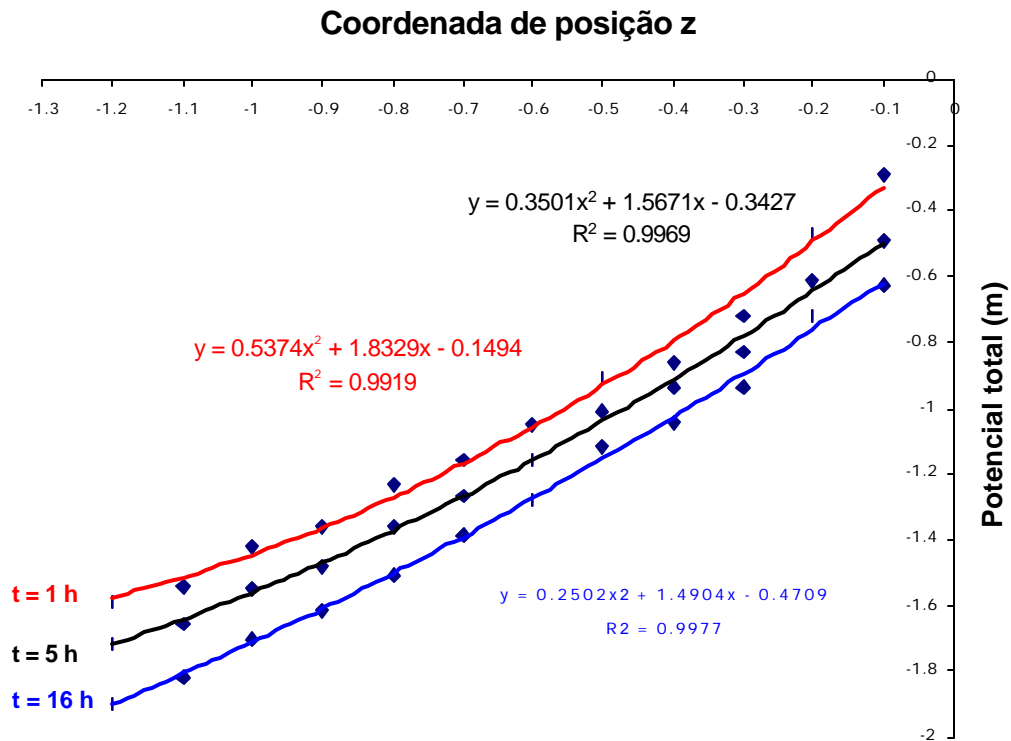


Figura 13 - Curvas de ajuste do potencial total \mathcal{f}_i em função da coordenada vertical de posição z para três tempos de redistribuição da água no solo.

5.4 Condutividade hidráulica

A partir das equações representativas das curvas de ajuste da umidade volumétrica média em função do tempo (Figuras 11 a 12) e das curvas de ajuste do potencial total em função da coordenada vertical de posição (Figura 13), determinaram-se as funções $K(q)$ pela equação 5 para as profundidades 0,2 a 1,1 m, as quais podem ser vistas nas Figuras 14 a 16.

Esses gráficos da condutividade hidráulica em função da umidade do solo representam, portanto, as funções $K(q)$ considerando em seu cálculo os gradientes de potencial total medidos.

Como se pode ver, as curvas possuem um comportamento exponencial, isto é, a relação $\ln K$ versus q é uma equação linear para todas as profundidades com R^2 variando de 0,97 a 0,99. Esse fato também parece ser universal para essa função determinada sob condições de campo pelo método do perfil instantâneo (Hille et al. 1972; Libardi et al. 1980). Expressando, então, as equações de ajuste das Figuras 14 a 16 na forma

$$K = K_0 e^{g(q-q_0)} \quad (20)$$

na qual K_0 representa o valor de condutividade hidráulica do solo saturado, q_0 o valor da umidade de saturação e g o coeficiente angular da reta $\ln K$ versus q , obtém-se as equações da função $K(q)$ para cada profundidade, cujos parâmetros são apresentados na Tabela 11 juntamente com os coeficientes de determinação. Pode-se observar pelas Figuras 14 a 16 e as respectivas equações da Tabela 11, que há uma tendência de a condutividade hidráulica do solo aumentar em profundidade. Resultado semelhante foi obtido por Carvalho et al. (1996) num Latossolo Roxo Distrófico e por Aragão Júnior et al. (1983) num Podzólico Vermelho-Amarelo. Já Cadima et al. (1980) em seu estudo num Latossolo Vermelho-Amarelo textura média, concluíram que a variabilidade do parâmetro condutividade hidráulica no sentido vertical foi muito pronunciada e salientam que o uso de valores médios pode trazer erros consideráveis na estimativa de fluxo de água nesse solo. Porém os mesmos autores acreditam que a variabilidade em profundidades maiores devem ser menor em função da maior homogeneidade das camadas mais profundas.

Dando ênfase ainda no problema da variabilidade espacial da condutividade hidráulica determinada sob condições de campo, Lier e Libardi (1999), constataram que as grandes diferenças ocorridas entre as repetições de determinações de $K(q)$, pelo método do perfil instantâneo devem-se, em menor

grau às diferenças entre g encontrados e em maior grau aos valores de K_0 e q_0 estimados pelos seus respectivos ajustes.

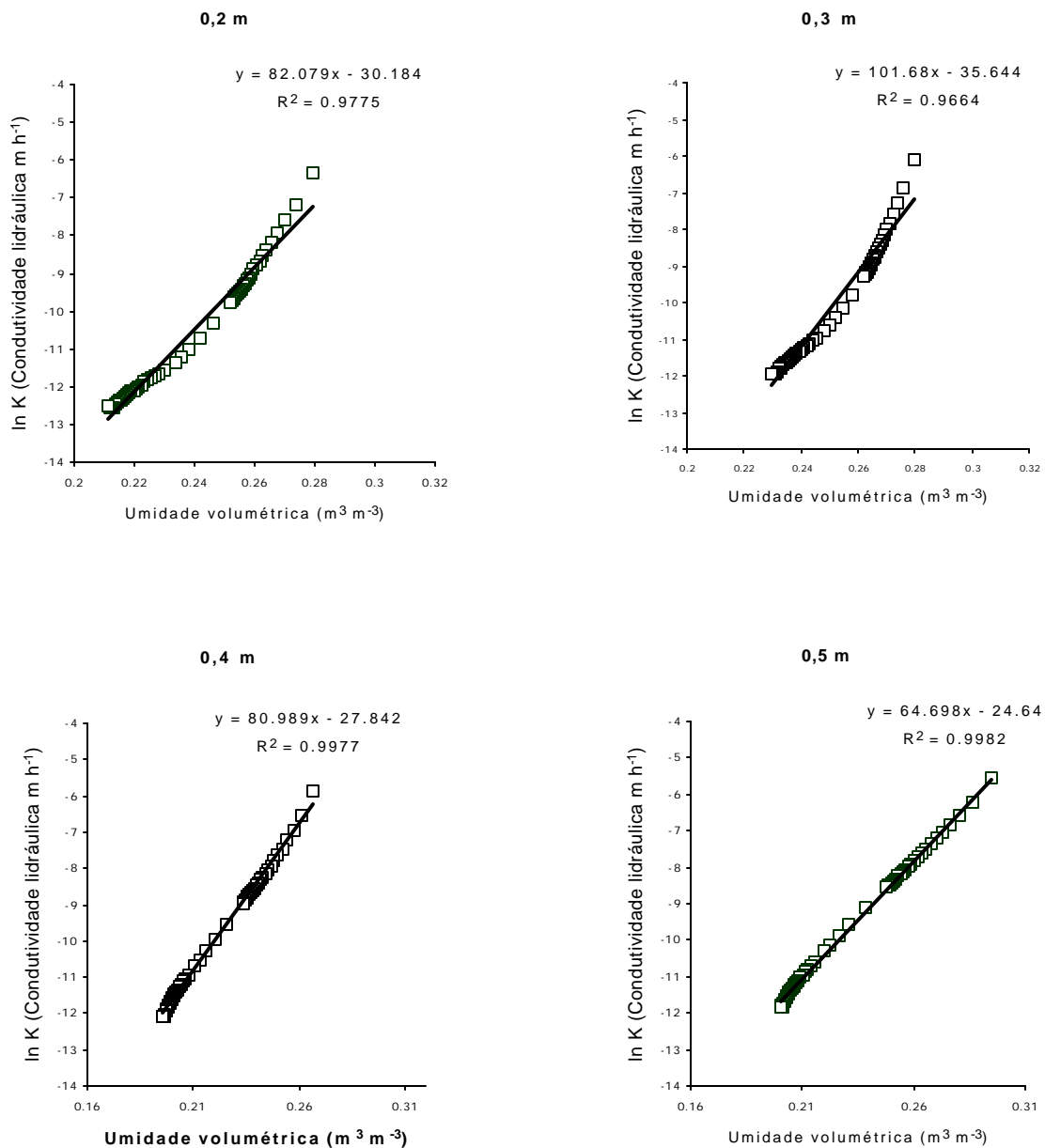


Figura 14 - Condutividade hidráulica K em função da umidade do solo q para as profundidades 0,2; 0,3; 0,4 e 0,5 m.

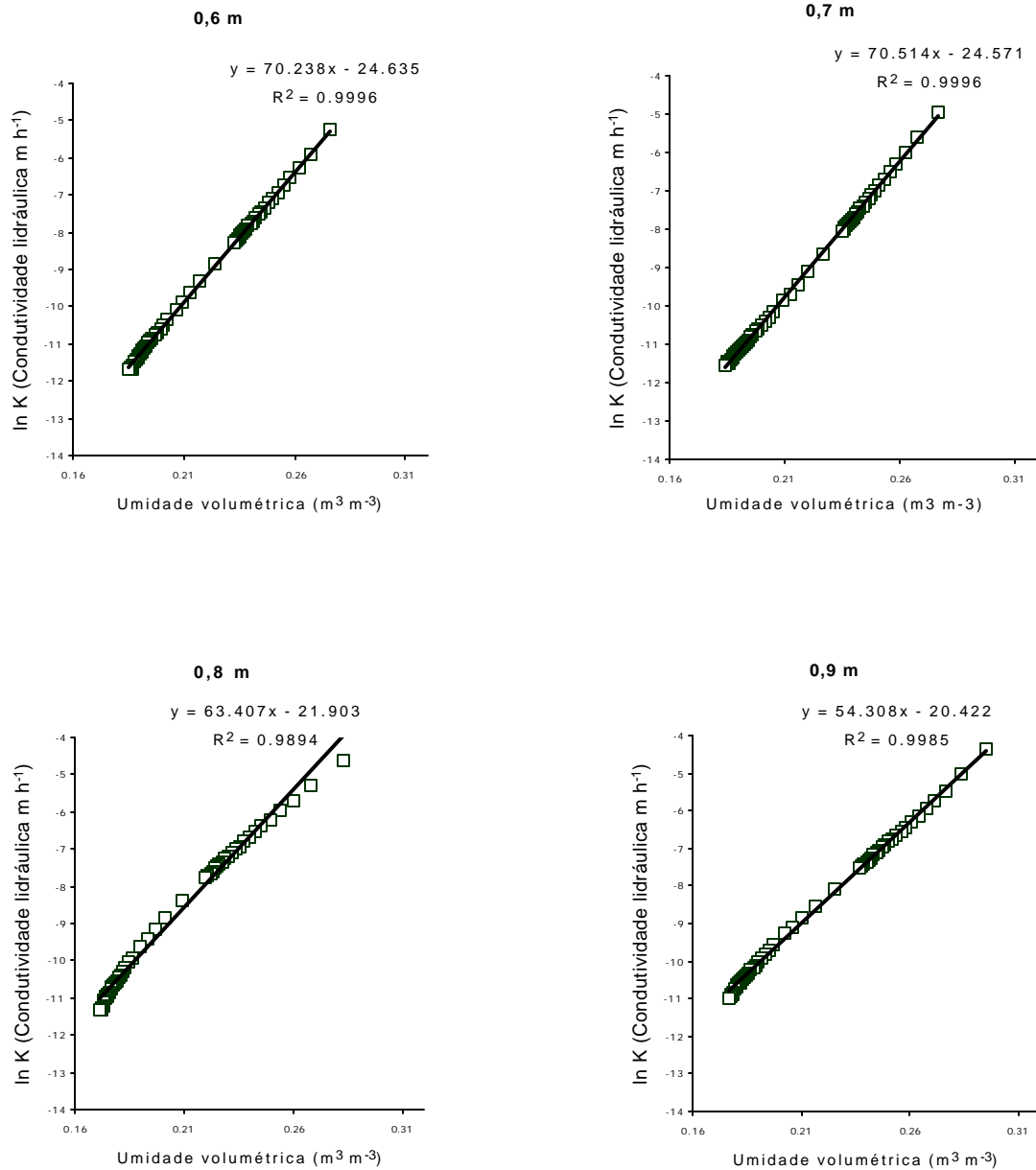


Figura 15 - Condutividade hidráulica K em função da umidade do solo q para as profundidades 0,6; 0,7; 0,8 e 0,9 m.

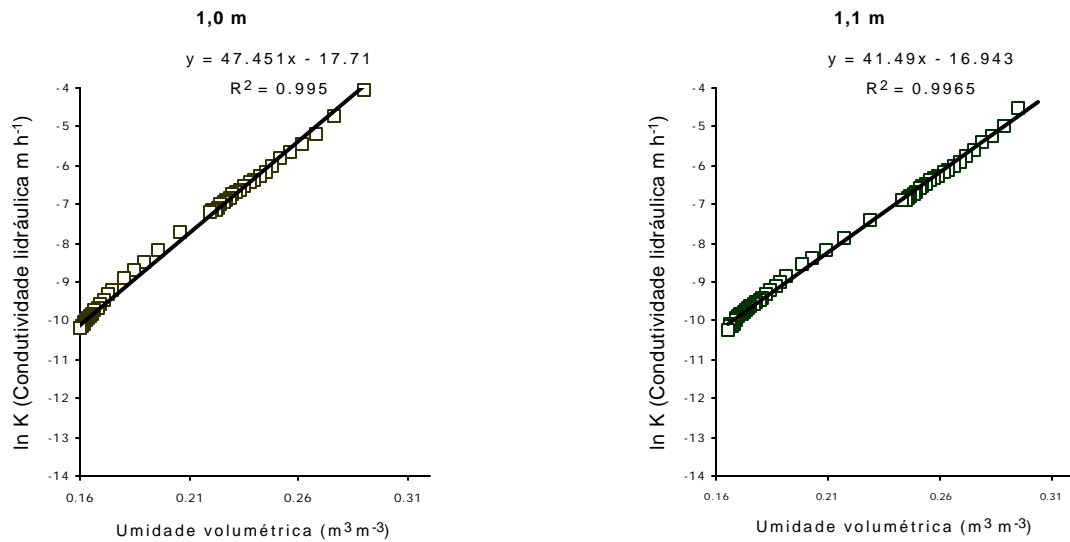


Figura 16 - Condutividade hidráulica K em função da umidade do solo q para as profundidades 1,0 e 1,1 m.

Para atingir o objetivo central deste trabalho obteve-se também a função $K(q)$ considerando gradiente unitário para todos os tempos de medida. Isso foi feito considerando como 1 o denominador da equação 5 e as equações representativas desta nova função $K(q)$ juntamente com os coeficientes de determinação podem ser vistos na Tabela 12.

A semelhança do que ocorreu para o caso em que se levou em conta o gradiente potencial total medido (Tabela 11), no caso em que isso não foi feito, isto é, considerando o gradiente igual a 1 (Tabela 12) o mesmo comportamento exponencial da função $K(q)$ foi obtido com coeficientes de correlações maiores que 0,97.

Tabela 11. Parâmetros da equação $K = K_0 e^{g(q-q_0)}$ utilizados para expressar a condutividade hidráulica em cada profundidade do solo estudado, levando-se em conta o valor do gradiente de potencial total.

Profundidades (m)	Parâmetros teóricos			R ²
	q_0 (m ³ m ⁻³)	K ₀ (m h ⁻¹)	g	
0,2	0,302	0,0045	82,07	0,977
0,3	0,334	0,1858	101,68	0,966
0,4	0,343	0,9390	80,99	0,998
0,5	0,332	0,0420	64,70	0,998
0,6	0,334	0,3080	70,24	0,999
0,7	0,371	4,5680	70,51	0,999
0,8	0,347	1,1040	63,41	0,999
0,9	0,368	0,6470	54,31	0,998
1,0	0,370	0,8570	47,45	0,995
1,1	0,375	0,2500	41,49	0,996

A partir dos dados originais de condutividade hidráulica em função da umidade com e sem a simplificação de gradiente de potencial total unitário, procedeu-se a comparação das retas de $\ln K$ versus q testando o paralelismo entre elas, a igualdade de seus interceptos e o grau de coincidência das retas pelo teste F baseado na análise da variância para os modelos de regressão ajustados. Os resultados de tais comparações podem ser vistos na Tabela 13.

Tabela 12. Parâmetros da equação $K = K_0 e^{g(q-q_0)}$ utilizados para expressar a condutividade hidráulica em cada profundidade do solo estudado, considerando unitário o gradiente de potencial total.

Profundidades (m)	Parâmetros teóricos			
	q_0 ($m^3 m^{-3}$)	K_0 ($m h^{-1}$)	g	R^2
0,2	0,302	0,0066	82,84	0,976
0,3	0,334	0,2460	101,26	0,963
0,4	0,343	1,0776	79,70	0,996
0,5	0,332	0,0464	62,87	0,998
0,6	0,334	0,2834	67,37	0,999
0,7	0,371	3,4250	66,70	0,999
0,8	0,347	0,7356	59,16	0,990
0,9	0,368	0,3824	49,69	0,998
1,0	0,370	0,4231	42,50	0,995
1,1	0,375	0,1213	36,26	0,997

O teste F, conforme mostra a Tabela 13 evidencia que para todas as profundidades tanto para o paralelismo, como para o intercepto e a coincidência, o valor de p foi sempre maior que 0,05, revelando portanto que há 95% de probabilidade de que os valores de condutividade calculados pelos dois métodos (com e sem a suposição do gradiente unitário) sejam iguais.

Um ponto importante, que também pode ser extraído dos resultados da Tabela 13, é o de que, apesar de não haver, estatisticamente, diferenças entre os dois modelos comparados, percebe-se, pelos valores de p, que se o gradiente vier a ter uma influência significativa esta será tanto no intercepto

quanto na inclinação da reta. Para Netto et al. (2000) e Damé e Robaima (1992), este fato parece ter ocorrido apenas para o intercepto.

Tabela 13. Comparação das retas de regressão apresentadas nas Tabelas 11 e 12 pelo teste F ao nível de 5% de probabilidade.

Profundidade (m)	Paralelismo		Intercepto		Coincidência	
	F observado	Valor p	F observado	Valor p	F observado	Valor p
0,2	1,856	0,176	1,629	0,204	1,382	0,255
0,3	1,387	0,241	1,257	0,264	1,088	0,340
0,4	1,518	0,220	1,303	0,256	1,124	0,329
0,5	1,140	0,288	0,939	0,334	0,852	0,429
0,6	1,517	0,219	1,252	0,264	1,116	0,330
0,7	0,129	0,719	0,101	0,750	0,113	0,892
0,8	0,01	0,967	0,002	0,959	0,003	0,996
0,9	0,207	0,649	0,177	0,674	0,120	0,886
1,0	1,007	0,317	0,795	0,374	0,620	0,539
1,1	1,823	0,180	1,371	0,244	1,209	0,302

Os índices de Willmott (1981) para as mesmas comparações do teste F (Tabela 13) confirmaram similaridade da função $K(\mathbf{q})$ com e sem a simplificação do gradiente unitário, visto que os valores de tal índice encontrados foram todos próximo da unidade, variando de 0,95 a 0,99.

Portanto pode-se dizer que para o solo estudado os modelos que consideram esta suposição de gradiente unitário como, por exemplo, os de Libardi et al. (1980), Sisson et al. (1980) e Chong et al. (1981), podem

perfeitamente serem aplicados, apesar de o gradiente não ser necessariamente unitário e ter uma variação de, por exemplo, na profundidade de 1,1 m, 0,65 a 1,53 e de 1,33 a 1,61, na profundidade de 0,2 m (Anexos G e H).

Bacchi e Reichardt (1988) comparando os métodos de Hillel et al. (1972), Libardi et al. (1980), Genuchten (1980) e Pauletto et al. (1988) de avaliação de condutividade hidráulica por meio da técnica de "scaling", baseada na teoria dos meios similares (Miller e Miller, 1956), concluíram que o método de Hillel et al. (1972) que considera o gradiente e o desenvolvido por Libardi et al. (1980) que assume gradiente unitário, foram os que apresentaram maior coerência dos resultados.

Há que se chamar atenção, neste ponto, à metodologia utilizada para a delimitação da parcela experimental, isto é, a utilização de uma estrutura circular de chapa galvanizada cravada até a profundidade de 0,8 m no solo (Figura 6). Isso permitiu um perfeito confinamento do solo numa área relativamente pequena conferindo, com segurança, o movimento vertical da água exigido pelo método do perfil instantâneo. Valores discrepantes de gradiente de potencial total certamente podem ocorrer, se esse fato não for devidamente considerado.

A Tabela 14 apresenta os valores do índice de Willmott (1981) de comparação entre as funções $K(\mathbf{q})$ considerando na sua determinação o procedimento padrão de não suposição de gradiente unitário, nas profundidades estudadas.

Percebe-se que quando se compara uma profundidade com as restantes mais profundas o índice sempre diminui, mostrando que há uma menor similaridade entre as profundidades menores e as maiores, e que quanto maior a diferença de profundidade, menor a similaridade.

Analisando a parte sombreada que aparece na Tabela 14 e que delimita os horizontes A_2 , Bw_1 , Bw_2 , Bw_3 e Bw_4 , observa-se que pelo índice de Willmott parece existir uma correlação entre os horizontes pedológicos e a função $K(\mathbf{q})$, isto é, de fato os horizontes delimitados pela caracterização pedológica

perecem coincidir com a caracterização hidráulica do solo no que respeita à condutividade hidráulica do solo não-saturado. Por exemplo, no horizonte Bw_2 que engloba as profundidades 0,5; 0,6 e 0,7 m a utilização da função $K(q)$ obtida em 0,6 m aparentemente deve representar a camada delimitada pelo Bw_2 porque sua correlação com a profundidade de 0,5 m foi 0,97 e com a de 0,7 m, 0,98. Nota-se, entretanto que o índice diminui quando são comparados as profundidades 0,5 e 0,7 m.

A fim de se ter uma análise mais definida fez-se a análise de variância pelo teste F ao nível de 5% de probabilidade entre as profundidades 0,3 m e 0,4 m; 0,5 m, 0,6 m e 0,7 m; 0,8 m e 0,9 m; e 1,0 e 1,1 m que pertencem aos horizontes pedológicos, Bw_1 , Bw_2 , Bw_3 e Bw_4 , respectivamente, e também as profundidades 0,7 m e 0,8 m; e 0,9 m e 1,0 m. Os resultados estão na Tabela 15.

Pela Tabela 15, verifica-se que para o horizonte Bw_1 aceita-se o paralelismo e o intercepto comum entre as retas, mas não se aceita a coincidência entre elas, portanto hidraulicamente a profundidade 0,3 m é diferente da profundidade 0,4 m. Resultado semelhante é observado no horizonte Bw_2 entre as profundidades 0,5 m e 0,6 m; para as profundidades 0,5 m e 0,7 m entretanto, nem o paralelismo e nem o intercepto são aceitos o que, de uma certa maneira é revelado pelo valor menor, 0,91, para o índice de Willmott (Tabela 14) na comparação entre as profundidades. Já para as profundidades 0,6 m e 0,7 m aceita-se coincidência entre as retas e igualmente para as profundidades dos outros horizontes Bw_3 (0,8 m e 0,9 m) e Bw_4 (1,0 m e 1,1 m).

Para Marques et al. (2002), entretanto, essa semelhança entre os horizontes pedológicos e hidráulicos, que neste trabalho ocorreu para $z > 0,6$ m, não ocorreu em seu estudo com dois Latossolos para a curva de retenção da água no solo e a condutividade hidráulica do solo saturado.

Tabela 14. Índice de concordância de Willmott (1981) para avaliação do grau de similaridade da função $K(\mathbf{q})$ (não considerando a suposição de grad $\mathbf{f}_r = 1$) entre as profundidades estudadas.

		Horizontes pedológicos												
		A ₂		Bw ₁		Bw ₂			Bw ₃		Bw ₄			
		Profundidades do solo (m)												
		0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0	1,1			
Horizontes pedológicos	Profundidades do solo (m)	A ₂	0,2	1,0										
		Bw ₁	0,3	0,97	1,00									
		0,4	0,91	0,97	1,00									
		Bw ₂	0,5	0,78	0,88	0,96	1,00							
		0,6	0,67	0,77	0,88	0,97	1,00							
		0,7	0,56	0,66	0,78	0,91	0,98	1,00						
		Bw ₃	0,8	0,43	0,53	0,64	0,79	0,90	0,97	1,00				
		0,9	0,35	0,44	0,54	0,68	0,80	0,90	0,98	1,00				
		Bw ₄	1,0	0,28	0,35	0,44	0,57	0,68	0,80	0,91	0,98	1,0		
		1,1	0,22	0,29	0,36	0,48	0,59	0,71	0,84	0,99	0,98	1,0		

Tabela 15. Comparação das retas de regressão apresentadas nas Tabelas 11 entre as profundidades de cada horizonte pedológico pelo teste F ao nível de 5% de probabilidade.

Profundidade (m)	Paralelismo		Intercepto		Coincidência	
	F observado	Valor p	F observado	Valor p	F observado	Valor p
Bw ₁ (0,3 x 0,4)	0,044	0,833	0,114	0,736	17,008	0,000
Bw ₂ (0,5 x 0,6)	2,527	0,115	1,304	0,256	7,209	0,001
Bw ₂ (0,6 x 0,7)	1,157	0,284	0,979	0,324	0,780	0,460
Bw ₂ (0,5 x 0,7)	6,205	0,014	3,973	0,049	10,312	0,000
0,7 x 0,8	2,147	0,146	1,010	0,317	6,340	0,003
Bw ₃ (0,8 x 0,9)	0,053	0,816	0,153	0,696	0,569	0,567
0,9 x 1,0	0,884	0,349	0,131	0,718	5,405	0,006
Bw ₄ (1,0 x 1,1)	0,052	0,816	0,201	0,654	0,656	0,521

6 CONCLUSÕES

Com base nos resultados obtidos, pode-se concluir que para o solo estudado:

- Utilizando corretamente a metodologia do método perfil instantâneo, em especial, a delimitação da área para inundação do perfil, podem ser empregados os modelos simples que consideram unitário o gradiente de potencial total para determinação da função $K(\mathbf{q})$.
- A delimitação dos horizontes pedológicos coincidiu com a delimitação de camadas no perfil pela característica de condução da água no solo, para profundidades maiores do que 0,6 m (parte do horizonte Bw_2 e os horizontes Bw_3 e Bw_4).
- Independente de se considerar ou não a simplificação de gradiente unitário, confirmou-se que a condutividade hidráulica varia exponencialmente com a umidade do solo.

- Os valores de potencial total em função da profundidade do solo, ao longo do processo de redistribuição, ajustaram-se muito bem ($R^2 > 0,98$) a uma equação polinomial do segundo grau, para todos os tempos e profundidades.
- O gradiente de potencial total da água no solo deve influenciar tanto o coeficiente angular quanto o coeficiente linear da relação $\ln K$ versus ***q***.

ANEXOS

ANEXO A. Caracterização morfológica do solo descrita em trincheira aberta na área próxima ao experimento e apresenta:

Ap 0-5 cm; bruno avermelhado escuro (5YR 3/4, úmido); franco arenosa; estrutura modificada pelo uso agrícola, composto por blocos subangulares de tamanho variável; moderada a forte, não plástico e ligeiramente pegajoso; transição abrupta; plana.

A₂ 5-22 cm; bruno avermelhado escuro (5YR 3/4, úmido); franco arenosa; estrutura modificada pelo uso agrícola composta por blocos subangulares de tamanho variável; moderada, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição clara; plana.

Bw₁ 22-48 cm; vermelho-escuro (2,5YR 3/6, úmido); franco argilo arenosa; blocos subangulares de tamanho variável; moderada, plástico e muito pegajoso; transição clara; plana.

Bw₂ 48-72 cm; vermelho-escuro (2,5YR 3/6, úmido); franco argiloso arenosa; moderada; blocos subangulares; plástico e pegajoso. carvões pequenos esparsos; transição gradual; plana.

Bw₃ 72-100 cm; vermelho-escuro (2,5YR 3/6, úmido); franco argiloso arenosa; moderada a forte; blocos subangulares; plástico e ligeiramente pegajoso. carvões pequenos esparsos; transição gradual; plana.

Bw₄ 100-135 cm; vermelho-escuro (2,5YR 3/6, úmido); franco argiloso arenosa; moderada; blocos subangulares; plástico e pegajoso. carvões pequenos esparsos; transição gradual; plana.

Bw₅ 135 + cm; vermelho-escuro (2,5YR 3/6, úmido); franco argiloso arenosa; moderada; blocos subangulares; plástico e pegajoso. carvões pequenos esparsos.

Observações:

1) Raízes: muitas, médias e finas no **Ap**; comuns e finas no **Bw₁**; raras e muito finas nos demais horizontes.

2) Porosidade: são encontrados poros muito pequenos, comuns nos horizontes **Ap** e **Bw** e poros pequenos médios, abundantes nos demais horizontes.

3) O relevo local é levemente ondulado e o regional também.

ANEXO B. Características físicas do perfil de Latossolo Vermelho Amarelo Distrófico argissólico textura média A moderado no sistema de cultivo convencional de citros.

Hor	Prof. cm	Cor	Textura	Estrutura			Consistência			Transição		Cerosidade		
				Tipo	Classe	Grau	Seca	Úmida	Molhada	Nitidez	Topog.	Grau	Quant.	
Ap	0 – 5	5YR	Franco	Blocos	Média	Moderada a	Lig.	Muito	Não	Lig.	Abrupta	Plana	Ausente	----
		3/4	arenosa	Suban.		forte	dura	friável	Plástico	Pegajosa				
A ₂	5-22	5YR	Franco	Blocos	Média a	Moderada	Dura	Muito	Lig.	Lig.	Clara	Plana	Ausente	----
		3/4	arenosa	Suban.	grande			friável	Plástico	pegajosa				
Bw ₁	22-48	2,5YR	Franco	Blocos	Média a	Moderada	Muito	Muito	Plástico	Muito	Clara	Plana	Ausente	----
		3/6	argilo arenosa	Suban.	grande		dura	friável		pegajosa				
Bw ₂	48-72	2,5YR	Franco	Blocos	Média a	Moderada	Lig. a	Muito	Plástico	Pegajosa	Gradual	Plana	Ausente
		3/6	argilo arenosa	Suban.	Grande		Dura	friável						
Bw ₃	72-100	2,5YR	Franco	Blocos	Média	Moderada a	Lig.	Muito	Plástico	Lig.	Gradual	Plana	Ausente
		3/6	argilo arenosa	Suban.		forte	dura	friável		pegajosa				
Bw ₄	100-135	2,5YR	Franco	Blocos	Pequena	Moderada	Lig.	Muito	Plástico	Pegajosa	Gradual	Plana	Ausente
		3/6	argilo arenosa	Suban.			dura	friável						
Bw ₅	135+	2,5YR	Franco	Blocos	Pequena	Moderada	Lig.	Muito	Plástico	Pegajosa	----	----	Ausente
		3/6	argilo arenosa	Suban.			dura	friável						

Obs.: O relevo local é levemente ondulado e o regional também.

ANEXO C. Características químicas do perfil de Latossolo Vermelho Amarelo Distrófico argissólico textura média A moderado no sistema de cultivo convencional de citros.

Identif.	pH	M.O.	P	S	K	Ca	Mg	Al	H + Al	SB	T	V	m
	CaCl ₂	g dm ⁻³	mg dm ⁻³		mmol _c dm ⁻³					%			
A _p	5,3	24	12	63	1,1	23	9	0	20	33,1	53,1	62	0
A ₂	4,5	15	5	10	1,1	10	4	3	22	15,1	37,1	41	17
Bw ₁	4,3	7	3	12	0,4	5	4	3	18	9,4	27,4	34	24
Bw ₂	4,4	7	3	22	0,3	6	4	3	18	10,3	28,3	36	23
Bw ₃	4,6	7	2	24	0,2	5	3	0	15	8,2	23,2	35	0
Bw ₄	4,8	7	2	19	0,4	6	2	0	15	8,4	23,4	36	0
Bw ₅	5,2	8	2	30	0,2	8	1	0	12	9,2	21,2	43	0

ANEXO D. Parâmetros da equação Genuchten (1980) utilizada para o ajuste das curvas de retenção.

Profundidade (m)	q_r	q_{sat} ($m^3 m^{-3}$)	a (m^{-1})	m	n	r^2
0,1	0,143	0,316	3,789	0,246	1,727	0,97
0,2	0,166	0,302	1,002	1,267	1,414	0,98
0,3	0,185	0,334	0,077	7,752	0,816	0,96
0,4	0,179	0,343	0,168	28,499	1,489	0,97
0,5	0,161	0,332	1,965	0,612	2,884	0,97
0,6	0,146	0,334	2,415	0,472	2,563	0,99
0,7	0,139	0,370	2,355	0,714	1,673	0,98
0,8	0,153	0,347	2,098	0,740	2,605	0,98
0,9	0,152	0,368	1,970	0,732	2,325	0,99
1,0	0,156	0,371	1,140	2,131	1,826	0,99
1,1	0,154	0,376	0,099	4,115	1,479	0,98
1,2	0,137	0,373	0,137	0,271	3,893	0,99

ANEXO E. Valores de potencial mátrico (f_m , m) para as profundidades 0,1; 0,2; 0,3; 0,4; 0,5 e 0,6 m nos diversos tempos de redistribuição.

Tempo (h)	(f_m) m					
	Z = 0,1 m	Z = 0,2 m	Z = 0,3 m	Z = 0,4 m	Z = 0,5 m	Z = 0,6 m
1	-0,18648	-0,26853	-0,42272	-0,46025	-0,40943	-0,45029
2	-0,3599	-0,52036	-0,76159	-0,89912	-0,93966	-1,09348
3	-0,42469	-0,56355	-0,77455	-0,91208	-0,96126	-1,11508
4	-0,27276	-0,32093	-0,37342	-0,46911	-0,58206	-0,68638
5	-0,12957	-0,0907	-0,06911	-0,03887	-0,06911	-0,06479
6	-0,09502	-0,06479	-0,08206	-0,05615	-0,06911	-0,06047
7	-0,26422	-0,32036	-0,48319	-0,49912	-0,45694	-0,4978
8	-0,42901	-0,57651	-0,81774	-0,95959	-0,99149	-1,15395
9	-0,47652	-0,60674	-0,81342	-0,95095	-0,99581	-1,16259
10	-0,32027	-0,36413	-0,4123	-0,50366	-0,61662	-0,72957
11	-0,15549	-0,1123	-0,08206	-0,04751	-0,0907	-0,08638
12	-0,12093	-0,0907	-0,09934	-0,06911	-0,09934	-0,08638
13	-0,2815	-0,33764	-0,50478	-0,52072	-0,47853	-0,52371
14	-0,45924	-0,60242	-0,84365	-0,98982	-1,0174	-1,17986
15	-0,49811	-0,62402	-0,83502	-0,97255	-1,02172	-1,1885
16	-0,34187	-0,38572	-0,42957	-0,52525	-0,64253	-0,75549
17	-0,16844	-0,12525	-0,09934	-0,06479	-0,10798	-0,10798
18	-0,13389	-0,1123	-0,10798	-0,0907	-0,10366	-0,11662
19	-0,29013	-0,35923	-0,51774	-0,55095	-0,49149	-0,55395
20	-0,46788	-0,61538	-0,86093	-1,01142	-1,03468	-1,20146
21	-0,50675	-0,64129	-0,85229	-0,98982	-1,04332	-1,20146
22	-0,35051	-0,39436	-0,43821	-0,52525	-0,65117	-0,75117
23	-0,1814	-0,14253	-0,1123	-0,07774	-0,12525	-0,12093
41	-0,20732	-0,19436	-0,18572	-0,15549	-0,18572	-0,203
65	-0,63632	-0,80542	-1,03369	-1,17554	-1,20744	-1,40446
89	-0,63632	-0,77519	-1,00778	-1,14531	-1,20744	-1,38718
113	-0,45849	-0,52825	-0,58074	-0,63755	-0,77642	-0,88938
137	-0,28506	-0,26778	-0,25051	-0,19004	-0,24187	-0,24619
161	-0,33257	-0,33257	-0,32393	-0,25051	-0,28074	-0,29802

ANEXO E Valores de potencial mátrico (f_m , m) para as profundidades 0,1; 0,2; 0,3; 0,4; 0,5 e 0,6 m nos diversos tempos de redistribuição.

Tempo (h)	(f_m) m					
	Z = 0,1 m	Z = 0,2 m	Z = 0,3 m	Z = 0,4 m	Z = 0,5 m	Z = 0,6 m
185	-0,54496	-0,61406	-0,78552	-0,79282	-0,75063	-0,82173
209	-0,75726	-0,90044	-1,14599	-1,26193	-1,30678	-1,5038
233	-0,73134	-0,86157	-1,06393	-1,20578	-1,27223	-1,47356
257	-0,5751	-0,61463	-0,61529	-0,70666	-0,81529	-0,99304
281	-0,38872	-0,3628	-0,31961	-0,2937	-0,31529	-0,34553
305	-0,41463	-0,40168	-0,406	-0,34553	-0,34985	-0,38008
329	-0,58383	-0,67021	-0,89782	-0,85761	-0,82838	-0,86492
353	-0,80477	-0,94795	-1,23237	-1,29648	-1,36293	-1,52971
377	-0,77885	-0,9134	-1,15895	-1,24465	-1,33702	-1,49948
401	-0,67012	-0,68806	-0,71031	-0,7628	-0,89304	-1,04919
425	-0,42759	-0,40168	-0,33257	-0,33257	-0,33257	-0,406
449	-0,50614	-0,46214	-0,44487	-0,40168	-0,39736	-0,46646
473	-0,64079	-0,7134	-0,92373	-0,9008	-0,87589	-0,93835
497	-0,88979	-0,99114	-1,29284	-1,36126	-1,44499	-1,58586
521	-0,84364	-0,9825	-1,24101	-1,30512	-1,4234	-1,55994
545	-0,76082	-0,89538	-0,75782	-0,87942	-1,13971	-1,15285
593	-0,50533	-0,47942	-0,43191	-0,37144	-0,41031	-0,47942
617	-0,53853	-0,4967	-0,4967	-0,44055	-0,43191	-0,51829
641	-0,61487	-0,59678	-1,00148	-0,88352	-0,72423	-0,93835
665	-0,88979	-1,01757	-1,32739	-1,40446	-1,44068	-1,61609
689	-0,86308	-1,02137	-1,25397	-1,33535	-1,46708	-1,5729
713	1,31804	1,33978	1,36152	1,38326	1,405	1,42674

ANEXO F. Valores de potencial mátrico (f_m , m) para as profundidades 0,7; 0,8; 0,9; 1,1; 1,1 e 1,2 m nos diversos tempos de redistribuição.

Tempo (h)	(f_m) m					
	Z = 0,7 m	Z = 0,8 m	Z = 0,9 m	Z = 1,0 m	Z = 1,1 m	Z = 1,2 m
1	-0,45493	-0,43101	-0,46225	-0,42105	-0,43933	-0,3895
2	-1,18517	-1,2742	-1,3968	-1,4556	-1,57389	-1,62837
3	-1,2154	-1,30875	-1,42704	-1,50311	-1,60844	-1,67588
4	-0,77774	-0,9123	-0,98638	-1,09502	-1,1907	-1,3123
5	-0,07774	-0,08638	-0,08206	-0,0907	-0,08206	-0,0907
6	-0,06047	-0,07774	-0,06479	-0,06047	-0,06047	-0,06911
7	-0,5154	-0,49148	-0,50544	-0,49016	-0,50844	-0,44564
8	-1,24132	-1,34331	-1,45727	-1,52471	-1,64731	-1,71475
9	-1,26723	-1,35626	-1,47887	-1,56358	-1,67755	-1,7493
10	-0,82525	-0,95549	-1,05549	-1,15117	-1,24685	-1,3814
11	-0,10366	-0,10798	-0,1123	-0,1123	-0,10366	-0,11662
12	-0,08638	-0,11662	-0,09934	-0,0907	-0,10366	-0,08638
13	-0,52836	-0,53035	-0,53136	-0,52471	-0,53004	-0,47588
14	-1,26291	-1,39082	-1,4875	-1,57222	-1,66459	-1,75362
15	-1,29315	-1,38218	-1,5091	-1,60245	-1,70346	-1,79681
16	-0,85549	-0,97708	-1,08572	-1,17708	-1,28572	-1,42027
17	-0,12957	-0,12525	-0,12093	-0,13389	-0,15117	-0,15117
18	-0,10366	-0,14253	-0,12957	-0,12957	-0,13821	-0,12525
19	-0,54563	-0,55195	-0,55295	-0,55926	-0,56459	-0,51907
20	-1,27155	-1,40809	-1,52638	-1,61541	-1,7121	-1,80545
21	-1,3061	-1,39946	-1,52206	-1,62405	-1,72506	-1,84432
22	-0,86413	-0,99004	-1,09436	-1,18572	-1,29436	-1,42891
23	-0,15549	-0,14685	-0,13821	-0,14253	-0,15981	-0,15549
41	-0,203	-0,25483	-0,23323	-0,23323	-0,24619	-0,21596
65	-1,47023	-1,64133	-1,76393	-1,8616	-1,97124	-2,06892
89	-1,47023	-1,58086	-1,72937	-1,83137	-1,94101	-2,07756
113	-0,99802	-1,13257	-1,25417	-1,34985	-1,45849	-1,5844

ANEXO F. Valores de potencial mátrico (f_m , m) para as profundidades 0,7; 0,8; 0,9; 1,1; 1,1 e 1,2 m nos diversos tempos de redistribuição.

Tempo (h)	(f_m) m					
	Z = 0,7 m	Z = 0,8 m	Z = 0,9 m	Z = 1,0 m	Z = 1,1 m	Z = 1,2 m
137	-0,27642	-0,2721	-0,28074	-0,28074	-0,31098	-0,29802
161	-0,31098	-0,3844	-0,3628	-0,34985	-0,37144	-0,33689
185	-0,81774	-0,85428	-0,86393	-0,87456	-0,90148	-0,88187
209	-1,55661	-1,75794	-1,86759	-1,98685	-2,09218	-2,19849
233	-1,53933	-1,66724	-1,8028	-1,93934	-2,05331	-2,18553
257	-1,08872	-1,22759	-1,33191	-1,48374	-1,58374	-1,67942
281	-0,3628	-0,35417	-0,36712	-0,39736	-0,42759	-0,41463
305	-0,3844	-0,44919	-0,43623	-0,44919	-0,46646	-0,43623
329	-0,85229	-0,92771	-0,93303	-0,90479	-0,95331	-0,96394
353	-1,61708	-1,83137	-1,94533	-2,02141	-2,15265	-2,2676
377	-1,5998	-1,73635	-1,88486	-1,97822	-2,11809	-2,25032
401	-1,1751	-1,30102	-1,41397	-1,54421	-1,67012	-1,74853
425	-0,406	-0,38872	-0,39304	-0,44919	-0,45782	-0,44487
449	-0,46214	-0,52261	-0,50533	-0,51397	-0,53989	-0,49238
473	-0,91708	-0,99249	-1,01941	-0,96094	-1,03537	-1,02009
497	-1,68618	-1,90479	-2,02307	-2,08187	-2,23903	-2,31942
521	-1,67755	-1,81841	-1,96693	-2,043	-2,21743	-2,31511
545	-1,35218	-1,41331	-1,50467	-1,73425	-1,74787	-1,9472
593	-0,50102	-0,47078	-0,48806	-0,50533	-0,55716	-0,54853
617	-0,55085	-0,57876	-0,57012	-0,55716	-0,60467	-0,56148
641	-0,88917	-1,01409	-1,06261	-0,88751	-1,10879	-0,9553
665	-1,73386	-1,9739	-2,08354	-2,13802	-2,30381	-2,35398
689	-1,68402	-1,8616	-2,01444	-2,09483	-2,27358	-2,36693
713	1,31804	1,33978	1,36152	1,38326	1,405	1,42674

ANEXO G. Valores de gradiente potencial total para as profundidades 0,2; 0,3; 0,4; 0,5 e 0,6 m nos diversos tempos de redistribuição.

Tempo (h)	Gradiente de potencial total				
	Z = 0,2 m	Z = 0,3 m	Z = 0,4 m	Z = 0,5 m	Z = 0,6 m
1	1,61794	1,51046	1,40298	1,2955	1,18802
2	1,5429	1,4477	1,3525	1,2573	1,1621
3	1,4567	1,3815	1,3063	1,2311	1,1559
4	1,43638	1,36442	1,29246	1,2205	1,14854
5	1,42706	1,35704	1,28702	1,217	1,14698
6	1,40312	1,33668	1,27024	1,2038	1,13736
7	1,38846	1,32754	1,26662	1,2057	1,14478
8	1,39298	1,33432	1,27566	1,217	1,15834
9	1,37478	1,32032	1,26586	1,2114	1,15694
10	1,37176	1,31984	1,26792	1,216	1,16408
11	1,39026	1,33354	1,27682	1,2201	1,16338
12	1,39542	1,33858	1,28174	1,2249	1,16806
13	1,38966	1,33634	1,28302	1,2297	1,17638
14	1,39518	1,33912	1,28306	1,227	1,17094
15	1,39716	1,34404	1,29092	1,2378	1,18468
16	1,39032	1,34028	1,29024	1,2402	1,19016
17	1,39024	1,33946	1,28868	1,2379	1,18712
18	1,40206	1,35334	1,30462	1,2559	1,20718
19	1,39498	1,34872	1,30246	1,2562	1,20994
20	1,38602	1,34428	1,30254	1,2608	1,21906
21	1,38334	1,34236	1,30138	1,2604	1,21942
22	1,38664	1,34276	1,29888	1,255	1,21112
23	1,41162	1,36298	1,31434	1,2657	1,21706
41	1,43834	1,39216	1,34598	1,2998	1,25362
65	1,43506	1,39784	1,36062	1,3234	1,28618
89	1,44532	1,41038	1,37544	1,3405	1,30556
113	1,51266	1,46964	1,42662	1,3836	1,34058
137	1,47058	1,43502	1,39946	1,3639	1,32834
161	1,44556	1,41724	1,38892	1,3606	1,33228
185	1,4108	1,3924	1,374	1,3556	1,3372

ANEXO G. Valores de gradiente potencial total para as profundidades 0,2; 0,3; 0,4; 0,5 e 0,6 m nos diversos tempos de redistribuição.

Tempo (h)	Gradiente de potencial total				
	Z = 0,2 m	Z = 0,3 m	Z = 0,4 m	Z = 0,5 m	Z = 0,6 m
209	1,39942	1,38538	1,37134	1,3573	1,34326
233	1,38108	1,37372	1,36636	1,359	1,35164
257	1,35792	1,35908	1,36024	1,3614	1,36256
281	1,34494	1,34766	1,35038	1,3531	1,35582
305	1,3489	1,3519	1,3549	1,3579	1,3609
329	1,35054	1,35226	1,35398	1,3557	1,35742
353	1,34294	1,34836	1,35378	1,3592	1,36462
377	1,3492	1,3535	1,3578	1,3621	1,3664
401	1,30866	1,31764	1,32662	1,3356	1,34458
425	1,35978	1,36202	1,36426	1,3665	1,36874
449	1,34642	1,35168	1,35694	1,3622	1,36746
473	1,35646	1,36114	1,36582	1,3705	1,37518
497	1,372	1,3721	1,3722	1,3723	1,3724
521	1,37042	1,37238	1,37434	1,3763	1,37826
545	1,38676	1,38904	1,39132	1,3936	1,39588
593	1,34982	1,35868	1,36754	1,3764	1,38526
617	1,44106	1,44484	1,44862	1,4524	1,45618
641	1,4879	1,4944	1,5009	1,5074	1,5139
665	1,43886	1,43724	1,43562	1,434	1,43238
689	1,4148	1,4202	1,4256	1,431	1,4364
713	1,33978	1,36152	1,38326	1,405	1,42674

ANEXO H. Valores de gradiente potencial total para as diversas profundidades 0,7; 0,8; 0,9; 1,0 e 1,1 m nos diversos tempos de redistribuição.

Tempo (h)	Gradiente de potencial total				
	Z = 0,7 m	Z = 0,8 m	Z = 0,9 m	Z = 1,0 m	Z = 1,1 m
1	1,08054	0,97306	0,86558	0,7581	0,65062
2	1,0669	0,9717	0,8765	0,7813	0,6861
3	1,0807	1,0055	0,9303	0,8551	0,7799
4	1,07658	1,00462	0,93266	0,8607	0,78874
5	1,07696	1,00694	0,93692	0,8669	0,79688
6	1,07092	1,00448	0,93804	0,8716	0,80516
7	1,08386	1,02294	0,96202	0,9011	0,84018
8	1,09968	1,04102	0,98236	0,9237	0,86504
9	1,10248	1,04802	0,99356	0,9391	0,88464
10	1,11216	1,06024	1,00832	0,9564	0,90448
11	1,10666	1,04994	0,99322	0,9365	0,87978
12	1,11122	1,05438	0,99754	0,9407	0,88386
13	1,12306	1,06974	1,01642	0,9631	0,90978
14	1,11488	1,05882	1,00276	0,9467	0,89064
15	1,13156	1,07844	1,02532	0,9722	0,91908
16	1,14012	1,09008	1,04004	0,99	0,93996
17	1,13634	1,08556	1,03478	0,984	0,93322
18	1,15846	1,10974	1,06102	1,0123	0,96358
19	1,16368	1,11742	1,07116	1,0249	0,97864
20	1,17732	1,13558	1,09384	1,0521	1,01036
21	1,17844	1,13746	1,09648	1,0555	1,01452
22	1,16724	1,12336	1,07948	1,0356	0,99172
23	1,16842	1,11978	1,07114	1,0225	0,97386
41	1,20744	1,16126	1,11508	1,0689	1,02272
65	1,24896	1,21174	1,17452	1,1373	1,10008
89	1,27062	1,23568	1,20074	1,1658	1,13086
113	1,29756	1,25454	1,21152	1,1685	1,12548
137	1,29278	1,25722	1,22166	1,1861	1,15054
161	1,30396	1,27564	1,24732	1,219	1,19068
185	1,3188	1,3004	1,282	1,2636	1,2452

ANEXO H Valores de gradiente potencial total para as diversas profundidades 0,7; 0,8; 0,9; 1,0 e 1,1 m nos diversos tempos de redistribuição.

Tempo (h)	Gradiente de potencial total				
	Z = 0,7 m	Z = 0,8 m	Z = 0,9 m	Z = 1,0 m	Z = 1,1 m
209	1,32922	1,31518	1,30114	1,2871	1,27306
233	1,34428	1,33692	1,32956	1,3222	1,31484
257	1,36372	1,36488	1,36604	1,3672	1,36836
281	1,35854	1,36126	1,36398	1,3667	1,36942
305	1,3639	1,3669	1,3699	1,3729	1,3759
329	1,35914	1,36086	1,36258	1,3643	1,36602
353	1,37004	1,37546	1,38088	1,3863	1,39172
377	1,3707	1,375	1,3793	1,3836	1,3879
401	1,35356	1,36254	1,37152	1,3805	1,38948
425	1,37098	1,37322	1,37546	1,3777	1,37994
449	1,37272	1,37798	1,38324	1,3885	1,39376
473	1,37986	1,38454	1,38922	1,3939	1,39858
497	1,3725	1,3726	1,3727	1,3728	1,3729
521	1,38022	1,38218	1,38414	1,3861	1,38806
545	1,39816	1,40044	1,40272	1,405	1,40728
593	1,39412	1,40298	1,41184	1,4207	1,42956
617	1,45996	1,46374	1,46752	1,4713	1,47508
641	1,5204	1,5269	1,5334	1,5399	1,5464
665	1,43076	1,42914	1,42752	1,4259	1,42428
689	1,4418	1,4472	1,4526	1,458	1,4634
713	1,44848	1,47022	1,49196	1,5137	1,53544

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALEXANDER, L. ; SKAGGS, R. W. Predicting unsaturated hidrulic conductivity from the water characteristic. **Transactions Of the ASAE**, v.29, n. 1, p. 176-184, 1986.

ARAGÃO JÚNIOR, T. C. A.; MAGALHÃES, C. A.; CASTRO, P. T. CASTRO. Determinação da condutividade hidráulica em um solo podzólico-Vermelho-Amarelo em condições de campo. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.18, n.7, p.805-810, juL, 1983.

ASSIS JÚNIOR, R. N. de. Análise do desempenho do tensiômetro de câmara de ar na avaliação do potencial mátrico da água. Piracicaba, 1995. 85p. Tese (Doutorado) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo.

BACCHI, O. O. S.;REICHARDT, K. Escalonamento de propriedades hídricas na avaliação de métodos de determinação da condutividade hidráulica de solos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.12, p.217-223, 1988.

BACCHI, O. O. S.; CORRENTE, J. E.;REICHARDT, K. Análise comparativa de dois métodos simplificados de determinação da condutividade hidráulica de solos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.15, p.249-252, 1991.

- BACCHI, O. O. S.; REICHARDT, K.; CALVACHE, M. **Sonda de neutrons y gamma y sus aplicaciones en agronomia.** Viena: International Atomic Energy Agency, 1998. 94p. (Curso de Treinamento).
- BACCHI, O. O. S.; REICHARDT, K. J. C. M.; NIELSEN, D. R. Gammaray beam attenuation as an auxiliary technique for the evaluation of soil water retention curve. **Scientia Agrícola**, v.55, p.499-502, 1998.
- BOSCH, D. D.; WEST, L. T. Hydraulic conductivity variability for two soils. **Soil Science Society of America Journal**, v.62, p.90-98, 1998.
- BUCKINGHAM, E. **Studies on the movement of soil moisture.** Washington, USDA: soils Bulletin 38, 1907. 61p.
- CADIMA Z., A.; LIBARDI, P. L.; REICHARDT, K. Variabilidade espacial da condutividade hidráulica em um Latossolo Vermelho-Amarelo textura média, no campo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.4, p.63-66, 1980.
- CARVALHO, L. G. de; SAMPAIO, S. C.; SILVA, A. M. da. Determinação da condutividade hidráulica " in situ " de um Latossolo Roxo Distrófico. **Engenharia Rural**, n. 7, p. 1-97. dez. 1996.
- CENTURION, J. F.; MORAES, M. H.; DELLA LIBERA, C. L. P. Comparação de métodos para determinação da curva de retenção de água em solos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.21, p.173-179, 1997.
- CHAHAL, R. S.; YONG, R. N. Validity of the soil water characteristics determined with the pressurized apparatus. **Soil Science**, v.99, p.98-103, 1965.
- CHONG, S. K.; GREEN, R. E.; AHUJA, L. R. Simple in situ determination of hydraulic conductivity by power-function description of drainage. **Water Resources Research**. v.17, p.1109-114, 1981.

- CINTRA, F. L. D. Disponibilidade de água no solo para porta-enxertos de citros em ecossistema de tabuleiro costeiro. Piracicaba, 1997. 90p. Tese (Doutorado) – Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo.
- CLOTHIER, B. E.; SMETTEM, K. R. J. Combining laboratory and field measurements to define the hydraulic properties of soil. **Soil Science Society of America Journal**, v.54, n.2, p.229-304, 1990.
- COILE, T. S. Moisture content of small stone in soil. **Soil Science**, v.75, p.203-207, 1953.
- DAMÉ, R. C. F.; ROBAINA, A. D. Condutividade hidráulica em solo não saturado: método do perfil instantâneo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA, 21., SIMPÓSIO DE ENGENHARIA DO CONESUL, 1., Santa Maria, 1992. **Anais**. Santa Maria, UFSM, 1992. v. 2, p. 389-397.
- DANE, J. H. Comparison of field and laboratory determined hydraulic conductivity values. **Soil Science Society of America Journal**, v. 49, p.12-8, 1980.
- DANE, J. H.; OOSTROM, M.; MISSILDINE, B. C. An improved method for the determination of capillary pressure-saturation curves involving TCE, water and air. **Journal of Contaminant Hydrology**, v.11, p.69-81, 1992.
- DARCY, H. Les fontaines publiques de la Ville de Dijon Paris. : Victor Dalmont, 1856. 647 p.
- DOURADO NETO, D.; JONG VAN LIER, Q.; BORTEL, T. A.; LIBARDI, P. L. Programa para confecção da curva de retenção de água no solo utilizando o modelo de van Genuchten. **Engenharia Rural**, v.1, p.92-102, 1990.

- ELLIES, A.; GREZ, R.; RAMIREZ, C. La conductividad hidráulica en fase saturada como herramienta par el diagnostico de la estructura del suelo. **Agro Sur**, v. 5, p.51-56, 1997.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. **Manual de métodos de análise de solo**. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Rio de Janeiro: Embrapa - CNPS, 212 p., 1997.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Centro Nacional de Pesquisa de Solos (Rio de Janeiro, RJ). Brasília: EMBRAPA Produção de Informação; Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 1999. 412p.
- ESPÍRITO SANTO, F. R. Retenção e transmissão de água em um latossolo roxo sob diferentes sistemas de cultivo . Piracicaba, 1998. 104p. Tese (Doutorado) – Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo.
- FALLEIROS, M. C.; PORTEZAN, O.; OLIVEIRA, J. C. M.; BACHI, O. O. S.; REICHARDT, K. Spatial and temporal variability of soil hidraulic conductivity in relation to soil water distribution, using na exponential model. **Soil and Tillage Research**, v.45, p.279-285, 1998.
- FERNANDES, B.; GALLOWAY, H. M.; BRONSON, R. D.; MANNERING, J. V. Condutividade hidráulica do solo saturado, em três sistemas de manejo. **Revista Ceres**. v.30, n.169, p.232-241, 1983.
- FIELD, J. A.; PARKER, J. C.; POWELL, N. L. Comparison of field and laboratory-measured and predicted hydraulic properties of soil with macropores. **Soil Science**, v.138, n.6, p.385-396, 1984.

- GARDNER, W. R. some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. **Soil Science**, v. 85, p. 228 – 232, 1958.
- GENUCHTEN, M. van Th. A closed-form equation for predicting the hydraulic of unsaturated soils. **Soil Science Society America Journal**, v.44, p.892-898, 1980.
- GUIBERTO, P. J. Metodologias para obtenção de parâmetros utilizados em modelos de infiltração da água no solo. Piracicaba, 1999. 79 p. Dissertação (Mestrado) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.
- GUPTA, R. K.; RUDRA, R. P.; DICKINSON, W. T.; PATNI, N. K.; WALL, G. J. Comparison of saturated hydraulic conductivity measured by various field methods. **Transactions of the ASAE**, v.36, n.1, p.51-55. 1993.
- HAINES, W. B. Studies in the physical properties of soil: V. The hysteresis effect in capillary properties and the modes of moisture associated therewith. **Journal of Agricultural Science**. v.20, p.97 – 116, 1930.
- HILLEL, D.; KRENTOS, V. D.; STILIANOV, Y. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. **Soil Science**, v.114, p.395-400, 1972.
- JALBERT, M.; DANE, J. H. Correcting laboratory retention curves for hydrostatic fluid distributions. **Soil Science Society of America Journal**, v.65, p.648-654, 2001.
- JAMISON, V. C. Sand-silt suction column for determination of moisture retention. **Soil Science Society of America Journal**, v.22, p.82-83, 1958.

- JARVIS, N. J.; MESSING, I. Near-saturated hydraulic conductivity in soils of contrasting texture measured by tension infiltrometers. **Soil Science Society of America Journal**, v.59, p.27-34, 1995.
- JONES, A. J.; WAGENET, R. J. In situ estimation of hydraulic conductivity using simplified methods. **Water Resources Research**, v.20, n.11, p.1620-1626, 1984.
- JONG van LIER, Q.; LIBARDI, P. L. Variabilidade dos parâmetros da equação que relaciona a condutividade hidráulica com a umidade do solo no método do perfil instantâneo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.23, p.1005-1014, 1999.
- JORGE, J. A.; LIBARDI, P. L.; FOLONI, L. L.; ALMEIDA, J. O. C.; REICHARDT, K.; GAMERO, C. A. Influência da subsolagem e gradagem do solo na sua condutividade hidráulica. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.8, p.1-6, 1984.
- KERTZMANN, F. F. Modificações na estrutura e no comportamento de um Latossolo roxo provocadas pela compactação. São Paulo, 1996. 153p. Tese (Doutorado) Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo.
- KLUTE, A. The determination of the hydraulic conductivity and diffusivity of unsaturated soils. **Soil Science**, v.113, p.264-276, 1972.
- KLUTE, A.; DIRKSEN, C. H. Hydraulic conductivity and diffusivity: Laboratory methods. In: KLUTE, A. **Methods of soil analysis: physical and mineralogical methods**. 2. ed. Madison: American Society of Agronomy, 1986. cap. 28, p 687-732.
- KUTILEK, M.; NIELSEN, D. R. **Soil hydrology**. Berlin: Catena Verlag, 1994. 370 p.

- LAL, R. Mechanized tillage system effects on properties of a tropical alfisol in watersheds cropped to maize. **Soil & Tillage Research**, v.6, p.149-161, 1955.
- LANGNER, H. W.; WRAITH, J. M.; INSKEEP, W. P.; GABER, H. M.; HUWE, B. Apparatus for constant-head solute transport and soil water characteristic determination. **Soil Science Society of America Journal**, v.62, p.110-113, 1998.
- LIBARDI, P. L. **Dinâmica da água no solo**. Piracicaba-SP: o autor, 2000. 509 p.
- LIBARDI, P. L.; REICHARDT, K.; NIELSEN, D. R.; BIGGAR, J. W. Simple field methods for estimating hydraulic conductivity. **Soil Science Society America Journal**, v.44, p.3-7, 1980.
- LOPES, A. S. **Solos sob “cerrado” características, propriedades e manejo**. 2. ed. Piracicaba: Associação Brasileira para Pesquisa de Potassa e do Fósforo, 1984. 162p.
- MARQUES, J. D.; LIBARDI, P. L.; VAN LIER, J. Q. Relação entre horizontes pedológicos e propriedades hidráulicas em dois Latossolos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.12, p.189-195, 1988.
- MELO, F. B.; COELHO, M. A.; FERREIRA, F. F. Efeitos do gesso e da concentração salina da água na condutividade hidráulica do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.12, p.89-92, 1988.
- MILLER, E. E.; MILLER, R. D. Physical theory for capillary flow phenomena. **Journal Applied Physics**. v.27, n.4, p.324-332, 1956.

- MOHANTY, B. P.; KANVAR, R. S.; EVERTS, C. J. Comparison of saturated hydraulic conductivity measurement methods for a glacial-till soil. **Soil Science Society of America Journal**, v.58, p.672-677, 1994.
- MOHANTY, B. P.; KANVAR, R. S.; HORON, R. A robust-resistant approach to interpret spatial behavior of saturated hydraulic conductivity of a glacial-till soil under no-tillage system. **Water Resources Research**, v.27, n.11, p.2979-2992, 1991.
- MORAES, S.O. Heterogeneidade hidráulica de uma terra roxa estruturada. Piracicaba, 1991. 141p. Tese (Doutorado) – Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo.
- MORAES, S. O.; LIBARDI, P. L.; NETO, D. D. Problemas metodológicos na obtenção na curva de retenção da água pelo solo. **Scientia Agrícola**, v.58, n.3. p.383-392, out/dez., 1993.
- MUALEM, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. **Water Resources Research**, v.12, n.3, p.513-522, 1976.
- NETTO, A. M.; ANTONINO, A. C. D.; AUDRY, P.; CARNEIRO, J. G. C.; DALL`OLIO. Condutividade hidráulica não saturada de um Podzólico Amarelo da zona da mata norte de Pernambuco. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.35, n.6, p.1221-1228, jun. 2000.
- PAIGE, G. B.; HILLEL, D. Comparison of three methods for assessing soil hydraulic properties. **Soil Science**, v.155, n.3, p.175-189, 1993.
- PAULETTO, E. A.; LIBARDI, P. L.; MANFRON, P. A .;MORAES, S. O. Determinação da condutividade hidráulica a partir da curva de retenção de água. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.12, p.189-195, 1988.

- PERROUX, K. M.; RAATS, P. A. C.; SMILES, D. E. Wetting moisture characteristic curves derived from constant-rate infiltration into thin samples. **Soil Science Society of America Journal**, v.46, p.231-234, 1982.
- PREVEDELLO, C. L.; KOBIYAMA, M.; JACOBS, G. A. Comparação dos métodos do perfil instantâneo e de van Genuchten na obtenção da condutividade hidráulica de uma areia marinha. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.19, p.1-5, 1995.
- REGINATO, R. J.; VAN BAVEL, C.H.M. Pressure cell for soil cores. **Soil Science Society of America Journal**, v.26, p.1-3, 1962.
- REICHARDT, K. **A água em sistemas agrícolas**. São Paulo: Manole. 1987. 188p.
- REICHARDT, K. Capacidade de campo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. v.12, p.211-216, 1988.
- RICHARDS, L. A. Capillary conduction of liquids through porous medium. **Physics**, New York, v.1, p.318-333, 1931a.
- RICHARDS, L. A. The usefulness of capillary potential to soil moisture and plant investigators. **Journal Agronomy Research**. v.37, p.719 – 742, 1931b.
- RICHARDS, L. A. A pressure-membrane extraction apparatus for soil solution. **Soil Science**, v.51, p.377-386, 1941.
- RICHARDS, L. A.; FIREMAN, M.; Pressure plate apparatus for measuring moisture sorption and transmission by soils. **Soil Science**, v.56, p.395-404, 1943.

- ROGERS, J. S.; KLUTE, A. The hydraulic conductivity-water content relationship during nonsteady flow through a sand column. **Soil Science Society of America Journal**, v.35, p.695-700,1971.
- SAS INSTITUTE **SAS/STAT Guide for personal computers**: version 6. Cary, 1987, 1028p.
- SAUNDERS, L. C. U.; LIBARDI, P. L.; REICHARDT, K. Condutividade hidráulica da Terra Roxa Estruturada em condições de campo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.2, p.164-167, 1974.
- SAVARSI, F. O. C.; VIEIRA, S. R.; CASTRO, O. M.; BARBOSA, C. C. Curva de retenção de água, por tensiometria, para dois solos da região de Alfenas (MG). **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.27, n.6, p.893-900, jun. 1992.
- SEBER, G. A. F. **Linear Regression Analysis**. New York: John Wiley. 1977. 465p.
- SILVA, C. L. da; KATO, E. Efeito do selamento superficial na condutividade hidráulica saturada da superfície de um solo sob cerrado. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.32, n.2, p.213-220, 1997.
- SISSON, J. B.; FERGUSON, A. H.; VAN GENUCHTEN, M. T. Simple method for predicting drainage from field plots. **Soil Science of America Journal**, v.44, p.1147-1152,1980.
- VAN GENUCHTEN, M. T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of American Journal**, v.44, p.892-898, 1980.

- VOLPE, C. A.; DELLA LIBERA, C. L. F.; ANDRÉ, R. G. B.; NISHIMURA, T. -
Determinação, em condições de campo, da condutividade hidráulica de um
solo Latossolo Vermelho - Escuro fase arenosa. **Científica**, v.16, n.2, p.219-
228, 1988.
- WARRICK, A. W.; NIELSEN, D. R. Spatial variability of soil physical properties
in the field. In: HILLEL, D. (Ed.). **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 Resources Research**,
v.2, p.709-715, 1966.
- WILLMOTT, C. J.: On the validation of models. **Physical Geography**, v.2,
p.184-194, 1981.
- YAO-XIANLIANG. Water problems of red soil in hilly region of central China. IV
The water regime of red soil in orange orchard. **Acta Pedologica**, v.35, n.2,
p.210-217, 1998.