

CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DE TRÊS SOLOS DA REGIÃO
NORTE FLUMINENSE

REJANE SIQUEIRA BERNARDES

UNIVERSIDADE ESTADUAL DO NORTE FLUMINENSE
DARCY RIBEIRO – UENF

CAMPOS DOS GOYTACAZES-RJ
ABRIL - 2005

CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DE TRÊS SOLOS DA REGIÃO
NORTE FLUMINENSE

REJANE SIQUEIRA BERNARDES

Tese apresentada ao Centro de Ciências e
Tecnologias Agropecuárias da Universidade
Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro,
como parte das exigências para obtenção do
título de Mestre em Produção Vegetal.

Orientador: Prof. Cláudio Roberto Marciano

CAMPOS DOS GOYTACAZES – RJ
ABRIL - 2005

Aos meus irmãos Renata, Raul, Juliana, Priscila e
as minhas queridas sobrinhas Rayssa e Rayane.

DEDICO E OFEREÇO

AGRADECIMENTOS

A Deus, por me enviar “toda boa dádiva e todo presente perfeito”.

A minha família, pelo incentivo e encorajamento sempre, mesmo apesar da distância.

Ao meu orientador, professor Cláudio Roberto Marciano, pela valiosa instrução e amizade.

À CAPES, por conceder-me a bolsa.

À Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro.

Ao Sr. Gonçalo de La Riva, por permitir a condução dos experimentos na Fazenda Taí e pelo apoio à pesquisa.

À Estação Experimental da PESAGRO-RJ.

Ao Colégio Estadual Agrícola Antonio Sarlo.

Aos funcionários da Fazenda Taí, Pesagro e Colégio Estadual Agrícola Antonio Sarlo.

Ao professor Frederico (LECIV/CCT) pela concessão do permeâmetro de Guelph.

Às técnicas do Laboratório de Solos, Kátia e Vanilda, pela disposição e ajuda.

Ao André, secretário do Laboratório de Solos.

Aos professores e funcionários do Centro de Ciências Agrárias – Universidade Federal do Espírito Santo.

Aos amigos Marcelo e Romano, pela constante ajuda e partilha de conhecimento.

Às queridas amigas Derliane, Poliana e Carolina, pela maravilhosa convivência e amizade baseadas, sobretudo, no amor e respeito que dignificam e engrandece o ser humano.

Aos amigos: André, Annelise, Roberta, Daniel, Manoel, Maria Kelen, Partelli, Cristiana, Anderson, Letícia, Robson e Débora.

Aos antigos e novos amigos, aos irmãos de fé sempre eternos e queridos, muito obrigada.

SUMÁRIO

	Página
RESUMO.....	vii
ABSTRACT.....	ix
1 INTRODUÇÃO	1
2 REVISÃO DE LITERATURA	3
2.1 Condutividade hidráulica e absorção de água e nutrientes ...	3
2.2 Relação entre condutividade hidráulica, umidade e potencial mátrico da água do solo	6
2.3 Métodos de determinação da condutividade hidráulica do solo saturado	8
2.3.1 Método do permeâmetro de amostras (carga constante ou decrescente)	9
2.3.2 Método do permeâmetro de Guelph	10
2.4 Métodos de determinação da condutividade hidráulica em função da umidade do solo	12
2.4.1 Método de Van Genutchen (1980)	12
2.4.2 Método do perfil instantâneo	13

3	MATERIAL E MÉTODOS	17
3.1	Descrição da área e do solo	17
3.2	Determinação da condutividade hidráulica do solo saturado	20
3.2.1	Método do permeâmetro de carga constante	20
3.2.2	Método do permeâmetro de Guelph	21
3.3	Determinação da condutividade hidráulica em função da umidade do solo	22
3.3.1	Método de Van Genuchten (1980)	22
3.3.2	Método do perfil instantâneo	23
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO	25
4.1	Condutividade hidráulica do solo saturado pelo método do permeâmetro de carga constante	25
4.2	Condutividade hidráulica do solo saturado pelo permeâmetro de Guelph	32
4.3	Condutividade hidráulica obtida pelo modelo de Van Genuchten (1980)	36
4.4	Condutividade hidráulica obtida pelo método do perfil instantâneo	50
5	RESUMO E CONCLUSÕES	64
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	65

RESUMO

BERNARDES, Rejane Siqueira; Eng^a. Agrônoma; M.Sc.; Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro; Abril de 2005. Condutividade hidráulica de três solos da Região Norte Fluminense. Orientador: Cláudio Roberto Marciano.

A condutividade hidráulica é um atributo físico de considerável importância para o entendimento dos processos de retenção e dinâmica da água no solo e de sua absorção pelas plantas. É um atributo altamente dependente tanto do conteúdo quanto do potencial mátrico da água no solo, sendo que, seu valor decresce acentuadamente com a diminuição da umidade. O objetivo desse estudo foi determinar a condutividade hidráulica de três solos saturados e não-saturados da Região Norte Fluminense, visando verificar diferenças entre os perfis de solo, entre os horizontes de cada perfil e entre métodos de determinação, interpretando suas conseqüências para a disponibilidade de água para as plantas. O trabalho foi realizado em três áreas, sendo duas delas inseridas na Baixada Campista (área 1 - Fazenda Taí, localidade de Venda Nova; área 2 - Estação Experimental da PESAGRO-Rio, área urbana de Campos dos Goytacazes, RJ) e a terceira no ecossistema dos Tabuleiros Costeiros (área 3 - Colégio Estadual Agrícola Antonio Sarlo, próxima à área urbana de Campos dos Goytacazes-RJ). Os solos foram classificados como Neossolo Quartzarênico Órtico gleico (área 1), Cambissolo Háptico Tb Distrófico gleico (área 2) e Argissolo Amarelo Distrófico fragipânico latossólico (área 3). A determinação da condutividade hidráulica do solo saturado (K_s) foi realizada pelo método do permeâmetro de carga constante (PCC), que utiliza amostras indeformadas para ensaios de permeabilidade (no presente caso, retiradas

a cada 0,10 m da superfície até a profundidade de 1,50 m), e pelo método do permeâmetro de Guelph (PG), baseado em medidas de infiltração *in situ* (nesse trabalho, tomadas de 0,10 m até 1,50 m, a cada 0,20 m). A condutividade hidráulica em função da umidade do solo, $K(\theta)$, foi determinada tanto pelo modelo proposto por Van Genuchten (1980) quanto por meio de um experimento de drenagem interna baseado no método do perfil instantâneo. A área 1 apresenta valores de condutividade hidráulica do solo saturado, determinados pelo PCC, menores nas três primeiras camadas que nas demais. Os valores obtidos pelo PG, para esta área, apresentaram maior variabilidade, sendo o valor mínimo muito menor e o valor máximo muito maior que os obtidos pelo PCC. Para a área 2, observam-se grande variabilidade e nenhuma relação clara da K_s com a profundidade, densidade, porosidade total e macroporosidade, tanto pelo PCC quanto pelo PG. Para a área 3, embora também se verifique grande variabilidade dos valores de K_s -PCC, estes estão satisfatoriamente relacionados com a profundidade e outras propriedades do solo. Entretanto, para esta área, o método do PG resultou em valores de tal variabilidade que não permitem correlacioná-los com a profundidade ou outra propriedade do solo. Pelo método de Van Genuchten, a condutividade hidráulica em função da umidade da área 1 foi menor nas camadas superficiais (até 0,80 m) que nas profundas. Na área 2, as camadas intermediárias apresentaram valores de condutividade hidráulica maiores que os das camadas superficiais e muito maiores que os das camadas profundas. Na área 3, a condutividade hidráulica se correlacionou com aspectos morfológicos do solo, sendo os menores valores coincidentes com o horizonte B latossólico e os maiores com o centro dos subhorizontes que compõem o B textural. O modelo de Van Genuchten forneceu valores de $K(\theta)$ consideravelmente menores que os determinados pelo método do perfil instantâneo, mesmo para o solo arenoso da área 1, onde este modelo teoricamente teria maior aplicabilidade. O método do perfil instantâneo permitiu a obtenção de modelos exponenciais da função $K(\theta)$ para todas as camadas das áreas 1 e 3. Para a área 2, no entanto, a intensa precipitação pluvial e fluxo lateral de água no perfil permitiu a obtenção de modelos apenas para as camadas de 1,00 m a 1,50 m.

ABSTRACT

BERNARDES, Rejane Siqueira; Agronomy Engineer; M.Sc.; Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro; April 2005. Hydraulic conductivity of three soils from the North Region of Rio de Janeiro State. Adviser: Cláudio Roberto Marciano.

The hydraulic conductivity is a physical attribute of considerable importance for the understanding of the retention processes and dynamics of the water in the soil and of your absorption for the plants. It is highly an attribute dependent so much of the content as of the potential matric of the water in the soil, and, your value decreases strongly with the decrease of the humidity. The objective of that study was to determine the hydraulic conductivity of three saturated soils and not saturated of the Fluminense North Area, seeking to verify differences among the soil profiles, among the horizons of each profile and enter determination methods, interpreting your consequences for the readiness of water for the plants. The work was accomplished in three areas, being two of them inserted in the Baixada Campista Ecosystem (area 1 - Farm Taí, place of New Sale; area 2 - Experimental Station of PESAGRO Rio, urban area of Campos of Goytacazes, RJ) and the third in the ecosystem of the Tabuleiros Costeiros (area 3 - Agricultural State School Antonio Sarlo, close to the urban area of Campos of Goytacazes RJ). The soils were classified like Neossolo Quartzarênico Órtico gleico (area 1), Cambissolo Háplico Tb Distrófico gleico (area 2) and Argissolo Amarelo Distrófico fragipânico latossólico (area 3). The determination of the hydraulic conductivity of the saturated soil (K_s) was it accomplished by the method of the constant head permeameter (PCC), what does use samples indeformadas for permeability rehearsals (in the present case,

retreats to each 0,10 m of the surface to the depth of 1,50 m), and for the method of the Guelph permeameter (PG), based on measures of infiltration *in situ* (in that work, retreats to each of 0,10 m up to 1,50 m, to each 0,20 m). The hydraulic conductivity in function of the humidity of the soil, $K(\theta)$, was it determined so much by the model proposed by Van Genuchten (1980) how much through a intern drainage experiment does based on the method of the instantaneous profile. The area 1 presents values of hydraulic conductivity of the saturated soil, certain for PCC, smaller in the first three layers that in the others. The values obtained by PG, for this area, they presented larger variability, being the very smaller minimum value and the much larger maximum value than obtained them by PCC. For the area 2, great variability and any clear relationship of Ks are observed with the depth, density, total porosity and macro porosity, so much for PCC as for PG. For the area 3, although great variability of Ks-PCC values is also verified, these are satisfactorily related with the depth and other properties of the soil. However, for this area, the method of PG resulted in values of such variability that not admit correlation them with the depth or other property of the soil. For model proposed by Van Genuchten, the hydraulic conductivity in function of the humidity of the area 1 was smaller in the superficial layers (up to 0,80 m) that in the deep ones. In the area 2, the intermediate layers presented values of hydraulic conductivity larger than the one of the superficial and much larger layers than the one of the deep layers. In the area 3, the hydraulic conductivity was correlated with morphologic aspects of the soil, being the smallest coincident values with the horizon B latossólico and the largest with the center of the sub horizons that you/they compose the B textural. Did model proposed by Van Genuchten supply values of $K(\theta)$ considerably smaller than the certain ones for the method of the instantaneous profile, even for the sandy soil of the area 1, where would this model theoretically have larger applicability. Did the method of the instantaneous profile allow the obtaining of exponential models of the function $K(\theta)$ for all the layers of the areas 1 and 3. Para the area 2, however, the intense pluvial precipitation and lateral flow of water in the profile just allowed the obtaining of models for the layers of 1,00 m to 1,50 m.

1 INTRODUÇÃO

O movimento da água controla a dinâmica dos elementos químicos que intervêm nos processos de formação e evolução dos solos, a disponibilidade de nutrientes para as plantas e a satisfação da demanda hídrica das culturas. Esse movimento depende, diretamente, das características físicas do solo, principalmente da textura e da estrutura.

Para qualquer estudo que envolva o movimento da água no solo torna-se imprescindível o conhecimento da condutividade hidráulica, devido à sua fundamental importância para a solução de problemas envolvendo irrigação, drenagem, armazenamento e transporte de água e de nutrientes, controle de infiltração e escoamento superficial, bem como conservação do solo.

A despeito de sua relevância para a compreensão da dinâmica da água em tal sistema, a condutividade hidráulica é um dos atributos do solo de mais difícil e demorada determinação, principalmente devido à sua variabilidade espacial e temporal.

Sua determinação tem sido feita no campo e/ou no laboratório, tanto para meios porosos saturados como para os não-saturados, mediante vários métodos, tais como os baseados na medida do processo de infiltração, no método do perfil instantâneo, no conhecimento da curva de retenção de água no solo, na passagem de água através de uma amostra indeformada confinada.

A condutividade hidráulica é altamente dependente do conteúdo de água no solo, ou seja, seu valor decresce acentuadamente com a diminuição da umidade. Entretanto, como a umidade está relacionada diretamente com as propriedades do

solo que regem a retenção de água, a condutividade hidráulica tem uma relação direta também com o potencial mátrico.

Na Região Norte Fluminense, as condições edafoclimáticas são preocupantes no tocante à quantidade e distribuição de água por precipitação pluviométrica (cerca de 900 mm por ano, concentrados nos seis meses da primavera-verão), o que dificulta a produção agrícola sem o recurso da irrigação. Além disso, a agricultura intensiva com o preparo convencional na exploração da cana-de-açúcar tem contribuído, por décadas, para a acentuada alteração das condições físicas do solo da região. Isso, sem dúvida, tem comprometido a condução eficiente da água pelos macroporos, diminuindo assim a condutividade hidráulica e tornando necessária a aquisição de conhecimento sobre as propriedades hidrodinâmicas do solo.

Este estudo teve como objetivo determinar a condutividade hidráulica de três solos saturados e não-saturados da Região Norte Fluminense, visando verificar diferenças entre os três perfis de solo, entre os horizontes de cada perfil e entre os métodos de determinação, interpretando suas conseqüências para a disponibilidade de água para as plantas.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Condutividade hidráulica e absorção de água e nutrientes pelas plantas

A água é fator fundamental no desenvolvimento de uma cultura, afetando, principalmente, o desenvolvimento do sistema radicular e a absorção e transferência de nutrientes pelas plantas. Sua dinâmica tem sido estudada mediante balanços hídricos, baseados principalmente em informações obtidas na atmosfera, deixando as informações edáficas para um segundo plano (Reichardt et al., 1978).

A água tem sua essencialidade na vida vegetal evidenciada quando se considera que ela constitui de 85 a 95% da massa da planta, e que não existe absorção vegetal sem que as substâncias minerais e orgânicas estejam dissolvidas em água (Primavesi, 1984).

São dois os principais aspectos para se medir a água no solo. O primeiro deles é o próprio conteúdo total de água no solo, isto é, a sua umidade. Essa informação é necessária para se calcular a armazenagem de água no solo, seja ela total ou disponível, subsidiando a aplicação de lâminas de água por meio da irrigação. O segundo aspecto é a magnitude do potencial com que está retida no solo. A resposta da planta à irrigação está intimamente relacionada à elevação tanto do potencial quanto da velocidade de movimentação da água, permitindo, conseqüentemente, que sua demanda hídrica possa ser satisfeita (Ashcroft, 1972).

A determinação da quantidade de água necessária é um dos principais parâmetros para o correto planejamento, dimensionamento e manejo de qualquer sistema de irrigação. Durante o ciclo de irrigação, a tensão máxima que se deve

permitir para a água no solo é aquela em que não há efeito negativo sobre a produção, havendo ainda suficiente absorção de água pela planta (Bernardo, 1995).

Os efeitos dos sistemas de manejo da vegetação sobre as características de retenção e movimento da água são importantes porque afetam a disponibilidade de água e a resistência à erosão (Martins e Coelho, 1980).

É grande a importância do manejo do solo, pois se reflete principalmente na distribuição dos tamanhos dos poros e agregados, afeta o comportamento da água, propicia uma maior ou menor homogeneidade estrutural e, conseqüentemente, afeta a faixa de disponibilidade de água para as plantas (Centurion e Demattê, 1985).

Solos grumosos com bioestrutura estável possuem uma infiltração maior, retêm mais água disponível e permitem um enraizamento melhor. As plantas, nestes solos, têm maior possibilidade de serem bem nutridas, reduzindo o gasto de água (Primavesi, 1984).

Nem toda a água disponível, retida entre a capacidade de campo e o ponto de murcha permanente, pode ser igualmente utilizada pelas plantas, pelas seguintes razões: (i) à medida que o solo perde água, a tensão aumenta, exigindo um maior gasto de energia das raízes para absorção dos nutrientes e, conseqüentemente, da água; e (ii) quanto mais seco o solo, menor a condutividade hidráulica e a movimentação da água em direção às raízes (Kiehl, 1979).

Assim, se a condutividade hidráulica do solo é baixa, a quantidade de água que chega às raízes pode não ser suficiente para que a planta tenha sua demanda atendida, levando-a ao murchamento (Hausenbuiller, 1978). Por outro lado, a eficiência da planta na absorção da água do solo também é função do tamanho e da distribuição espacial de seu sistema radicular. Quando há uma maior densidade de raízes no solo, diminui a distância média que a água precisa se movimentar para chegar às raízes, aumentando o tempo entre eventuais murchamentos.

Quando o déficit de água no solo é prolongado, quase sempre o crescimento radicular é reduzido, sendo acompanhado tanto pelo desenvolvimento da exoderme próxima ao ápice quanto pela morte das células epidérmicas, resultando em aumento no grau de suberização da raiz e restringindo a perda de água da planta para o solo. Alterações estruturais na raiz em resposta à seca são permanentes, e o restabelecimento do crescimento, após a reidratação, usualmente envolve a formação de novas raízes laterais (Stasovski e Peterson, 1993).

O estresse hídrico diminui a fotossíntese e o consumo de fotoassimilados nas folhas. No entanto, a relativa insensibilidade da translocação à seca permite que a planta mobilize e use as reservas quando são necessárias (por exemplo, no enchimento do grão), mesmo quando o estresse é muito severo. A translocação contínua de carbono parece ser um fator-chave em quase todos os aspectos de resistência à seca (Taiz e Zeiger, 1998).

A compactação tem grande influência na redução da condutividade hidráulica do solo saturado, pois diminui a quantidade de poros grandes. Por outro lado, teores elevados de areia tendem a ocasionar maior proporção de macroporos, elevando a transmissão da água em solo saturado (Resende, 2000).

Em condição de não-saturação, para dois solos de mesma granulometria, a diminuição do conteúdo de água provoca uma queda menos acentuada da condutividade hidráulica em um solo mais compactado do que em um solo menos compactado. Por outro lado, para solos de textura diferentes, inicialmente, sob um mesmo potencial mátrico, a diminuição do conteúdo de água provoca uma redução mais acentuada da condutividade hidráulica em um solo arenoso que em um argiloso. A extração de um determinado volume de água pelas plantas ocasionará maior redução da condutividade hidráulica próximo às raízes em um solo mais arenoso e/ou menos compacto do que em um solo mais argiloso e/ou mais compacto, devido à elevação da tortuosidade do filme de água que reveste as partículas ser maior nos primeiros que nos últimos (Resende, 2000).

Verifica-se que a disponibilidade de água às plantas é resultado de processos dinâmicos, envolvendo fluxos de água para baixo do perfil enraizado (drenagem) e em direção a raízes (extração). Assim, o estabelecimento de um valor crítico de condutividade hidráulica, associado a um potencial mátrico ou a uma umidade, seria o melhor indicador da qualidade físico-hídrica de um solo, por relacionar-se mais diretamente com o movimento de água no solo (Jong van Lier, 2000).

Os nutrientes atingem os sítios de absorção da raiz movimentando-se por fluxo de massa (junto com a água que satisfaz as exigências transpiratórias) ou por difusão (que ocorre em função de seu gradiente de concentração, independentemente do movimento da solução). Sendo a condutividade hidráulica do solo não-saturado maior para solos mais argilosos e/ou mais compactos, o fluxo de

massa será também maior, carreando mais rapidamente os íons da solução até a superfície absorvedora (Resende, 2000).

2.2 Relação entre condutividade hidráulica, umidade e potencial mátrico da água no solo

Segundo Reichardt (1975), para um solo saturado, no qual todos os poros estão cheios de água, não existe capilaridade e a adsorção também é nula. Nestas condições, o componente mátrico do potencial da água é nulo. Com a saída de água, o solo vai-se tornando não-saturado e o ar substitui a água inicialmente nos poros maiores, onde aparecem meniscos (interfaces água/ar) e começa a atuar a capilaridade. Como conseqüência, o componente mátrico torna-se cada vez mais negativo.

O componente mátrico do potencial da água de um solo é, portanto, função de sua umidade. Para valores de umidade relativamente altos (solos úmidos), a capilaridade é o principal fenômeno que determina o potencial mátrico. Por isso, nestas condições, o arranjo poroso determinado pela estrutura, textura, natureza das partículas, entre outras, é de enorme importância. A compactação, por exemplo, afeta o arranjo poroso, interferindo no valor de potencial mátrico. Para valores de umidade relativamente baixos (solos secos), a água apresenta-se sob a forma de filmes, cobrindo as partículas de solo e o fenômeno de capilaridade deixa de ter importância. Nesta condição, a adsorção é importantíssima (Reichardt, 1990).

Se o arranjo poroso permanecer o mesmo, a relação entre o potencial mátrico e a umidade, que é uma característica física do solo, também permanece. Esta relação é denominada curva característica ou curva de retenção da água no solo (Reichardt, 1978).

A condutividade hidráulica (K) é uma propriedade que depende dos atributos do solo e daqueles relacionados à fluidez da água. As características do solo que afetam a condutividade são a porosidade total, a distribuição dos espaços porosos e a tortuosidade *in situ*, ou seja, a geometria dos poros no solo. Os atributos do fluido que a afetam são a sua densidade e viscosidade (Hillel, 1971).

A condutividade hidráulica é tanto maior quanto mais úmido o solo, atingindo seu valor máximo quando o solo está saturado. O valor de K decresce bruscamente

com a diminuição de umidade, sendo K uma função exponencial de umidade (Reichardt, 1978).

Avaliando as propriedades físicas e hidráulicas em um solo vulcânico, Ciollaro e Romano (1995) obtiveram curvas de condutividade em função da umidade que apresentaram variabilidade menor que a comumente reportada pela literatura. Explicaram, assim, que a condutividade hidráulica do solo saturado é determinada pela presença de poros grandes e, portanto, depende principalmente da estrutura do solo, enquanto a condutividade não-saturada é influenciada pela textura do solo. Conseqüentemente, pequenas mudanças no potencial mátrico que ocorrem próximo à saturação podem causar uma variação considerável na condutividade hidráulica.

Segundo Martins e Coelho (1980), as modificações na porosidade, ocasionadas por pressões exercidas pelo pastejo, influem negativamente na condutividade hidráulica do solo. Essa influência ocorre não só em superfície, mas também, em profundidades maiores. Costa e Libardi (1999), trabalhando em uma terra roxa estruturada latossólica, a aproximadamente 0,40 m de profundidade, verificaram que este apresentava características gerais de estrutura mais endurecidas, o que determinava maiores valores de condutividade hidráulica na capacidade de campo quando comparados com valores a profundidades de 0,90 m a 2,40 m.

Como esperado para um solo não-saturado e mais denso, os valores de condutividade hidráulica encontrados por Silva e Libardi (2000), para a profundidade de 0,40 m, foram menores que os obtidos para 0,20 m. O solo, a esta profundidade, possui características estrutural e textural bem diferentes das de 0,20 m, com a sua massa de solo apresentando-se bastante endurecida, com grandes volumes mais adensados, formados por blocos compactados, entremeados por porções mais soltas.

Os perfis de umidade e de potencial mátrico, em função do tempo, obtidos em experimentos de drenagem interna mostram claramente a existência de um ponto de inflexão que marca a transição das fases de drenagem rápida para a lenta. Os horizontes superficiais, mais condicionantes para a exploração agrícola e conservação do solo, apresentam elevados valores de condutividade hidráulica em comparação com horizontes de estruturas maciças, coesas e com poucos poros visíveis (Neto et al., 2000).

Souza e Paiva (2001) observaram que, em solos com uma camada coesa, há um aumento na dificuldade do fluxo de água, tanto no processo de molhamento como no de secamento. Em consequência, o potencial total da água em solos com camadas coesas variam bruscamente na camada mais superficial ao longo do tempo e, mais lentamente, nas camadas mais profundas. Esta lenta dinâmica da água no perfil causa, com frequência, sérios problemas no suprimento de água para as plantas. Sob estresse hídrico, as laranjeiras presentes na área estudada por Souza e Paiva (2001) apresentaram-se com as folhas enroladas, adaptação natural para reduzir a transpiração, de acordo com o potencial total da água no solo.

Reichardt et al. (1979) também observaram que a condutividade hidráulica em função da umidade diferiu significativamente para diversas profundidades, diminuindo ao longo do perfil. Valores de fluxos descendentes (isto é, drenagem profunda) verificados por Reichardt et al. (1979) naquele solo justificam a ocorrência de sintoma visível de enrolamento de folhas, agravados pelo baixo índice de pluviosidade naquele ano.

Prevedello et al. (1981) encontraram certa correlação entre os valores médios de expoentes das equações de condutividade hidráulica e o conteúdo de argila no solo, sendo esses valores expandidos com o acréscimo do teor médio de argila.

Em um latossolo em condições de campo, Cadima et al. (1980) verificaram que a condutividade hidráulica não possui uma distribuição normal, visto que a relação entre o conteúdo de água do solo e a condutividade hidráulica é uma função exponencial, ou seja, pequenas variações do conteúdo de água no solo implicam uma grande variação da condutividade hidráulica.

Também, a variabilidade espacial da condutividade hidráulica do solo, observada por Bacchi e Reichardt (1994), aponta a necessidade do desenvolvimento de método de campo para a sua medida dentro de limites de precisão pré-estabelecidos, levando-se em conta a medida quantitativa das variâncias temporal e espacial associadas ao modelo matemático, à calibração dos instrumentos e às propriedades do solo.

2.3 Métodos de determinação da condutividade hidráulica do solo saturado

A condutividade hidráulica do solo saturado pode ser obtida no campo ou em laboratório. No campo, o método do furo de trado é empregado quando se tem a

presença do lençol freático, enquanto outros métodos, baseados em ensaios de infiltração, são utilizados na ausência do lençol. Em laboratório, amostras deformadas e indeformadas podem ser utilizadas.

Em solo de estrutura estável a condutividade hidráulica é uma característica constante. Situa-se na ordem de magnitude de, aproximadamente, 10^{-4} a 10^{-5} mm h^{-1} em solos arenosos e 10^{-6} a 10^{-9} mm h^{-1} em solos argilosos (Hillel, 1971).

2.3.1 Método do permeâmetro de amostras (carga constante ou decrescente)

Os métodos de laboratório podem utilizar amostras com estrutura deformada ou indeformada. O uso de um permeâmetro de carga constante é adequado para amostras de solo cujos valores de condutividade sejam maiores que $2 \cdot 10^{-3}$ mm s^{-1} . O método reproduz a própria experiência de Darcy sobre infiltração vertical de solução em filtros de areia homogênea, sob condições de saturação. Nos estudos sobre movimento da solução do solo, em condições de laboratório, o frasco de Mariotte é muito utilizado para a manutenção de uma carga constante de líquido.

Atingida a condição de regime estacionário, aplica-se a equação de Darcy-Buckingham, lembrando que, no presente caso, o gradiente de potencial total vale $(h + L) / L$:

$$K_s = \frac{V_a \cdot L}{A \cdot t(h + L)} \quad (1)$$

onde:

V_a = volume de água coletado (ou medido pela bureta de Mariotte), em m^3 , durante o tempo t (s);

A = área da seção transversal da amostra, em m^2 ;

L = comprimento da amostra, em m;

h = potencial de pressão (= carga hidráulica) no topo da amostra, em m;

K_s = condutividade hidráulica do solo saturado, em m s^{-1} .

Para amostras com baixos valores de condutividade (menores que $2 \cdot 10^{-3}$ mm s^{-1}), o permeâmetro de carga decrescente se mostra mais adequado

(Libardi, 1995). Nesse caso, uma solução analítica comumente apresentada na literatura é a expressa pela equação 2, a seguir:

$$K_s = \frac{aL}{A(\Delta t)} \ln\left(\frac{H_1}{H_2}\right) \quad (2)$$

onde H é a diferença de potencial total entre as extremidades da amostra, em m; Δt é o intervalo de tempo (s) para a diferença de potencial total entre os extremos da amostra diminuir de H_1 para H_2 ; A é a área da seção transversal da coluna de solo, em m^2 ; L é o comprimento (m) da amostra de solo e a é a área transversal (m^2) do tubo de vidro onde se mede H.

2.3.2 Método do permeâmetro de Guelph

O método do permeâmetro de Guelph (PG) envolve perfurar um pequeno orifício vertical e cilíndrico até uma profundidade pré-estabelecida. A extremidade do equipamento onde ocorre a saída de água é mantida dentro e apoiada no fundo do orifício, em seu centro. O sistema de despressurização tipo “frasco de Mariotte” permite que as lâminas de água utilizadas nos ensaios de infiltração sejam estabelecidas e mantidas em equilíbrio dinâmico, permanecendo essencialmente as mesmas durante o processo (Reynolds e Elrick, 1985).

Fontes de variação inter-relacionadas que afetam os valores de condutividade hidráulica do solo saturada obtidos pelo método PG incluem: (i) heterogeneidade e anisotropia do solo; (ii) obtenção de taxas de fluxo de equilíbrio dinâmico; (iii) água no solo infiltrada anteriormente em outros níveis de carga hidráulica (H); e (iv) tamanho de bolhas de ar no permeâmetro. A influência de alguns dos fatores mencionados depende especificamente da quantidade de água contida anteriormente no solo. Por exemplo, soluções analíticas que negligenciam o componente de fluxo não-saturado podem superestimar significativamente a condutividade hidráulica, em solo seco, obtida pelo método. A compactação da parede pode contribuir para valores muito baixos de condutividade hidráulica em um solo úmido (Elrick et al., 1990).

A influência do conteúdo inicial de água sobre a estimativa da condutividade

hidráulica do solo saturado foi estudada por Bagarello e Provenzano (1995). Os resultados mostraram que este fator afetou significativamente os resultados determinados pelo permeâmetro de Guelph. Em particular, foram obtidos valores de condutividade hidráulica do solo saturado decrescentes quando o solo apresentava maior conteúdo inicial de água.

Para o cálculo da condutividade hidráulica do solo saturado pelo método do permeâmetro de Guelph (PG), utiliza-se a seguinte equação (Soil Masture Equipment Corporation, 1991):

$$K_s = (0,0041) \cdot (S) \cdot (R_2) - (0,0054) \cdot (S) \cdot (R_1) \quad (3)$$

em que:

S = área da seção transversal do reservatório, em cm^2 ($= 10^{-4} \text{ m}^2$);

R_1 e R_2 = taxas de equilíbrio dinâmico da queda de água no reservatório, em cm s^{-1} ($= 10 \text{ mm s}^{-1} = 3,6 \cdot 10^4 \text{ mm h}^{-1}$), respectivamente para as cargas hidráulicas H_1 e H_2 , em cm ($= 10 \text{ mm}$);

H_1 e H_2 = alturas da água estabilizada dentro do furo do trado (carga hidráulica), em cm ($= 10 \text{ mm}$); e

K_s = condutividade hidráulica do solo saturado, em cm s^{-1} ($= 3,6 \cdot 10^4 \text{ mm h}^{-1}$).

Sendo, para o cálculo da taxa de equilíbrio dinâmico:

$$R_1 = \left(\frac{L_2 - L_1}{\Delta t} \right) \quad \text{e} \quad R_2 = \left(\frac{L_2 - L_1}{\Delta t} \right) \quad (4)$$

onde:

L_1 e L_2 = leituras de infiltração da água do permeâmetro nos tempos t_1 e t_2 , respectivamente, em cm ($= 10 \text{ mm}$).

Δt = intervalo de tempo entre as leituras, expresso em s ($= 2,78 \cdot 10^{-4} \text{ h}$).

2.4 Métodos de determinação da condutividade hidráulica em função da umidade do solo

A condutividade hidráulica do solo não-saturado pode ser obtida em laboratório, usando-se amostras/colunas grandes ou pequenas, em condições de regime estacionário ou transiente. A manutenção da estrutura original do solo e o controle da evaporação são, no entanto, as principais dificuldades que se apresentam. Para sua determinação no campo, podem ser utilizados os resultados de ensaios de um infiltrômetro de tensão ou de ensaio de drenagem interna. Métodos analíticos, baseados na curva de retenção e na condutividade hidráulica do solo saturado, também podem ser utilizados.

2.4.1 Método de Van Genuchten (1980)

Outros métodos de determinação da condutividade hidráulica em função da umidade do solo surgiram com base na curva de retenção de água. Van Genuchten (1980) apresentou uma forma analítica de determinação da condutividade hidráulica relativa ($K_r = K / K_0$). Os parâmetros das equações propostas por este autor são estimados pelo uso de programas de otimização de funções não-lineares pelo método de quadrados mínimos. Uma vez estimados, são utilizados para descrever as relações entre o potencial mátrico e a umidade, entre a condutividade e a umidade, e entre a condutividade e o potencial mátrico.

Van Genuchten (1980) propôs a seguinte equação para descrever a umidade do solo (θ) em função de seu potencial matricial:

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left(1 + |\alpha\phi_m|^n\right)^m} \quad (5)$$

onde θ_r é a umidade volumétrica residual ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$); θ_s é a umidade volumétrica de saturação ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$); ϕ_m é o potencial mátrico (m); α (m^{-1}), n e m são parâmetros independentes que devem ser estimados por meio de ajustes dos dados observados.

Para a previsão de $K(\theta)$, Van Genuchten (1980) combinou essa equação com o modelo de Mualem (1976), e considerando $m = 1 - 1/n$, deduziu que:

$$K(\theta) = K_s \omega^\ell \left[1 - (1 - \omega^{1/m})^m \right]^2 \quad (6)$$

sendo que:

$$\omega = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (7)$$

onde ω é a saturação efetiva, K_s é a condutividade hidráulica do solo saturado, e ℓ é um parâmetro empírico estimado por Mualem (1976) em 0,5 para a maioria dos solos.

2.4.2 Método do perfil instantâneo

O perfil instantâneo foi desenvolvido como método de campo para a determinação da condutividade hidráulica em função da umidade do solo. As condições de contorno exigem que o perfil do solo, depois de saturado, tenha sua superfície coberta com uma lona plástica para evitar evaporação e garantir que o movimento da água seja sempre vertical descendente (Richards et al., 1956).

As metodologias empregadas com mais sucesso são fundamentadas em experimentos de drenagem interna, que se baseiam na análise de Darcy sobre perfis de potenciais e fluxos transientes durante a drenagem vertical que ocorre após o umedecimento do solo por uma chuva ou irrigação (Paige e Hillel, 1993). O trabalho de Hillel et al. (1972) apresenta um roteiro simples e completo do método do perfil instantâneo sob condições de campo, com medição freqüente e simultânea da umidade e do potencial mátrico por meio de sondas de nêutrons e de tensiômetros de mercúrio, em várias profundidades.

O método do perfil instantâneo possibilita a medição direta dos parâmetros hidráulicos no campo, sem a necessidade de aguardar o estabelecimento de um

equilíbrio dinâmico (“steady state”). Segundo Prevedello et al. (1981), este método pode ser considerado padrão, pois seus resultados são mais consistentes do que os obtidos por outros métodos.

Presumindo tanto uma relação exponencial entre a condutividade hidráulica e a umidade volumétrica quanto a ocorrência de gradiente de potencial total unitário (L / L), é possível estimar a condutividade em função do conteúdo de água do solo apenas com medidas de umidade ao longo do perfil e com a utilização de uma equação que relaciona a umidade com o tempo de drenagem interna do perfil (Libardi et al., 1980).

Pauletto et al. (1988) consideram o método do perfil instantâneo o mais exato, uma vez que permite a quantificação direta de cada componente da equação de Richards. Apesar disso, apresentaram um novo método de determinação da condutividade hidráulica em função da umidade, baseado em dados da curva característica da água do solo (elaborada com amostras de solo com estrutura indeformada). Para a obtenção da equação proposta não se exige mais que regressões lineares simples, embora haja a necessidade de se obter, por outro método, o valor de um dos parâmetros α ou γ da equação e, então, investigar a existência de dada relação entre ambos.

Pelo método do perfil instantâneo, objetiva-se a determinação da condutividade hidráulica do solo pela medição dos componentes da equação de Richards, em condições transientes. Considerando-se um solo no qual há fluxo descendente, integra-se a equação de Richards com relação à profundidade entre a superfície e uma outra profundidade z (m) e, assim, obtém-se:

$$K(\theta)|_z = \frac{q_z}{\left. \frac{\partial \phi_t}{\partial z} \right|_z} = \frac{\int_{z=0}^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz}{\left. \frac{\partial \phi_t}{\partial z} \right|_z} = \frac{\frac{\partial h_{0-z}}{\partial t}}{\left. \frac{\partial \phi_t}{\partial z} \right|_z} \quad (8)$$

onde $K(\theta)$ é a função condutividade hidráulica, θ é a umidade, ϕ_t é o potencial total, h_{0-z} ($m^3 m^{-2}$) é a armazenagem de água no solo entre a superfície e a profundidade z , e q_z ($m h^{-1}$) é a densidade de fluxo de água na profundidade z .

Geralmente, pelo menos em um domínio limitado de conteúdo de água no solo, os valores de K se apresentam relacionados exponencialmente com a umidade, de maneira que essa função $K(\theta)$ pode ser representada pela equação:

$$K(\theta) = K^* \cdot e^{\gamma\theta} \quad (9)$$

onde γ é uma constante adimensional e K^* (m h^{-1}) é o valor da condutividade hidráulica quando o teor de água no solo equivale a zero.

Essa equação também pode ser escrita como:

$$K(\theta) = K_s \cdot e^{\gamma(\theta - \theta_s)} \quad (10a)$$

ou

$$K(\theta) = K_s \cdot e^{\gamma(\theta_s - \theta)} \quad (10b)$$

onde K_s (m h^{-1}) e θ_s ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) são os valores da condutividade hidráulica e do teor de água para o solo saturado, respectivamente.

Algumas limitações ao uso do método do perfil instantâneo foram citadas por Paige e Hillel (1993). Uma delas é que a condutividade hidráulica pode ser medida somente entre a condição saturada e a capacidade de campo. Para umidades inferiores, o movimento torna-se muito lento, exigindo a realização de um experimento de evaporação do perfil para que se obtenha valores de condutividade hidráulica para o solo mais seco. Outra limitação se manifesta quando o lençol freático encontra-se relativamente próximo à superfície do solo, exercendo influência sobre a drenagem interna. Outra, ainda, ocorre quando camadas menos permeáveis estão presentes (perfis de solos heterogêneos), dificultando o fluxo vertical (e geralmente incrementando o fluxo lateral) e prejudicando uma redistribuição uniforme da água.

Jong van Lier e Libardi (1999), em um experimento de aproximadamente dois meses, observaram, em diversas profundidades, que a umidade teve variação inferior a $0,03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.

Em experimentos em que se permitiu à evaporação, Hurtado (2004) observou que o fluxo de água dentro do perfil, a partir de certa profundidade, apresentou-se em sentidos opostos. Assim, um fluxo ascendente ocorreu na parte superior do perfil (que se encontrava sob a ação da evaporação) e um fluxo descendente na parte mais profunda (que compunha a drenagem). Esse limite entre o fluxo ascendente e o fluxo descendente é denominado de plano de fluxo zero (PFZ).

Queiroz et al. (1999) utilizaram o método do perfil instantâneo, em um perfil de solo com evaporação em vez da drenagem, obtendo resultados de condutividade hidráulica para a profundidade de 0,25 m em uma pequena faixa de umidade (0,23 a $0,25 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$). Estes autores concluíram que é necessário um tempo maior de observações para que haja mais evaporação de água no perfil e, conseqüentemente, a obtenção de valores de condutividade em umidades menores, a fim de que o método do perfil instantâneo com evaporação mostre-se vantajoso.

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Descrição da área e do solo

Este trabalho foi realizado no Município de Campos dos Goytacazes (RJ), em três áreas cultivadas com coqueiro (*Cocos Nucifera* L.), sendo estas as mesmas utilizadas por Souza (2004). Duas dessas áreas experimentais estão inseridas na Baixada Campista, sendo uma (área 1) localizada na Fazenda Taí (localidade de Venda Nova), com latitude 21°45'18" S, longitude 41°17'00" W e altitude aproximadamente de 5 m acima do nível do mar; e a outra (área 2), na Estação Experimental da PESAGRO-Rio (área urbana de Campos), com coordenadas geográficas 21°44'47" S e 41°18'24" W e altitude de aproximadamente 10 m. A terceira área (área 3) está inserida no ecossistema dos Tabuleiros Costeiros, localizando-se no Colégio Estadual Agrícola Antonio Sarlo, próximo à área urbana de Campos, com altitude aproximada de 15 m e coordenadas 21°45'15" S e 41°19'28" W.

Segundo a classificação de Köppen, o clima da região Norte Fluminense é Aw, isto é, tropical úmido, com verão chuvoso, inverno seco e temperatura do mês mais frio superior a 18°C. A temperatura média anual está em torno de 24°C.

Os solos, classificados como Neossolo Quartzarênico Órtico gleico (área 1), Cambissolo Háptico Tb Distrófico gleico (área 2) e Argissolo Amarelo Distrófico fragipânico latossólico (área 3), têm os atributos físicos apresentados na Tabela 1 (Souza, 2004) e comentados a seguir:

- ✓ Textura: o solo da área 1 é muito arenoso; o da área 2 apresenta altos teores de argila e silte; e o da área 3 apresenta teores elevados de argila e areia.

- ✓ Estrutura: o solo da área 1, devido à alta quantidade de areia na sua composição, não possui estrutura definida, formado por grãos simples. As exceções são os horizontes A_p e A_{31} , em que a presença de matéria orgânica confere a essas camadas maior agregação. Já o solo da área 2, devido à maior presença de argila expansiva e silte na sua composição, possui estrutura prismática com a matriz compacta (baixa macroporosidade), visto que o silte não é um agente cimentante. O solo da área 3 apresenta estrutura mais estável com relação aos outros solos estudados, porém com coesão tal que o torna friável ou muito friável, quando úmido, e ligeiramente duro ou duro, quando seco.
- ✓ Densidade e porosidade total: com relação à área 1, verifica-se que a densidade do solo e a porosidade total são uniformes em todo o perfil, com valores médios de $1,43 \text{ Mg m}^{-3}$ e $0,47 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, respectivamente. Para as áreas 2 e 3 observa-se que a densidade do solo diminui em profundidade, variando de $1,41$ a $1,09 \text{ Mg m}^{-3}$ na área 2 e de $1,54$ a $1,33 \text{ Mg m}^{-3}$ na área 3. Esse comportamento é inverso ao da porosidade total, que aumenta em profundidade, passando de $0,48$ para $0,58 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ na área 2 e de $0,45$ para $0,54 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ na área 3. Para a área 2, a exceção é a camada IIC_x , onde uma descontinuidade litológica leva ao aumento da densidade e à diminuição da porosidade total em relação à camada imediatamente superior. Apesar da tendência de um maior adensamento nas camadas superficiais dos solos das áreas 2 e 3, é importante destacar que, nas três áreas, os valores da porosidade total estiveram sempre próximos a $0,50 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, valor considerado ideal por Kiehl (1979) no que diz respeito à participação da macro e da microporosidade em relação à aeração, drenagem e retenção de água do solo.
- ✓ Macroporosidade e microporosidade: o solo da área 1 apresenta grande quantidade de macroporos ao longo do perfil que, em média, ocupam $2/3$ da porosidade total. Para o solo da área 2, verificam-se, em média no perfil, valores de macroporos da ordem de apenas $1/6$ da porosidade total. Esta situação, embora oposta à do solo da área 1, também diverge do solo tido pela literatura como ideal - $1/3$ de macroporos e $2/3$ de microporos (Kiehl, 1979). Com relação ao solo da área 3, este apresenta, em média, macroporosidade da ordem de $0,17 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ e microporosidade de $0,33 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, relativamente uniformes em todo o perfil, o que teoricamente o aproxima do solo tido como o ideal.

Tabela 1. Composição granulométrica, densidade do solo, densidade de partículas, porosidade total, macroporosidade, microporosidade e classe textural dos horizontes das três áreas estudadas.

Horizonte	Espessura (cm)	Argila -----(g kg ⁻¹)-----	Silte -----	Areia -----	Densidade do solo -----	Densidade de partícula -----	Porosida- de total -----	Macropo- rosidade -----	Micropo- rosidade -----	Classe textural
					(Mg m ⁻³)		(m ³ m ⁻³)			
área 1										
Ap	0-16	65,6	77,1	857,3	1,47	2,75	0,46	0,306	0,160	Areia franca
A31	16-30	99,3	50,4	850,3	1,38	2,75	0,49	0,303	0,196	Areia franca
A32	30-50	70,7	29,6	899,8	1,42	2,74	0,48	0,372	0,109	Areia
AC	50-66	44,5	27,8	927,9	1,46	2,75	0,47	0,378	0,092	Areia
C1	66-84	40,4	25,6	934,0	1,45	2,73	0,46	0,384	0,084	Areia
C2	84-104	44,0	21,4	934,6	1,43	2,77	0,48	0,401	0,083	Areia
C3	104-150	36,7	21,6	941,7	1,43	2,73	0,47	0,393	0,085	Areia
área 2										
Ap	0-10	471,1	435,8	93,0	1,41	2,69	0,47	0,046	0,430	Argila siltosa
A/Bi	10-22	472,0	431,1	96,8	1,41	2,67	0,47	0,031	0,442	Argila siltosa
B1i	22-70	493,9	395,1	110,8	1,26	2,69	0,55	0,066	0,485	Argila
B2ig	70-114	554,9	403,2	41,1	1,14	2,68	0,58	0,089	0,492	Argila siltosa
B3ig	114-125	662,6	297,3	40,0	1,09	2,71	0,58	0,122	0,460	Muito siltosa
IICx	125-150	341,1	89,1	569,7	1,32	2,63	0,41	0,152	0,261	Franco argilo arenosa
área 3										
Ap	0-10	402,4	93,0	504,5	1,54	2,78	0,44	0,128	0,319	Argila arenosa
A31	10-20	386,0	71,6	542,3	1,50	2,81	0,46	0,146	0,319	Argila arenosa
A32	20-35	462,2	76,6	461,1	1,52	2,82	0,46	0,143	0,318	Argila arenosa
Bt1	35-80	575,7	57,2	367,0	1,43	2,83	0,49	0,148	0,346	Argila
Bt2	80-120	573,8	65,5	360,6	1,34	2,76	0,51	0,170	0,343	Argila
Bw	120-150	503,4	132,1	364,4	1,33	2,88	0,53	0,183	0,355	Argila

Obs: Adaptada de Souza (2004)

3.2 Determinação da condutividade hidráulica do solo saturado

3.2.1 Método do permeâmetro de carga constante (PCC)

A condutividade hidráulica do solo saturado foi determinada pelo método do permeâmetro de carga constante, que neste trabalho consistiu de um suporte de madeira sobre o qual eram colocados três funis plásticos (com tela metálica fixada em sua parte superior) e um reservatório de água tipo frasco de Mariotte.

Nas profundidades médias de 0,05, 0,15, 0,25, 0,35, 0,40, 0,55, 0,65, 0,75, 0,85, 0,95, 1,05, 1,15, 1,25, 1,35 e 1,45 m, três amostras indeformadas de solo por camada foram coletadas utilizando um amostrador tipo Uhland, em anéis metálicos de 70 mm de diâmetro e 70 mm de altura. Após a remoção do excesso de terra das bordas dos anéis, a face inferior foi protegida por um tecido de náilon preso com elástico para evitar a perda de material, enquanto, na face superior, outro cilindro foi preso por uma fita adesiva transparente, servindo como reservatório de água durante a realização do ensaio.

As amostras foram colocadas em bandejas e gradualmente embebidas por água até a formação de uma lâmina de aproximadamente 10 mm no cilindro reservatório, permanecendo assim por 24 h ou mais, aproximando-a da completa saturação. Com o auxílio de uma pisseta, a lâmina de água do cilindro reservatório de três dessas amostras era elevada para cerca de 40 mm, sendo imediatamente transferidas para os funis (para não se permitir a dessaturação). Uma vez colocadas sobre a tela metálica dos funis, o nível da água no cilindro reservatório passou a ser mantido em cerca de 35 mm pelo frasco de Mariotte. A água que passava através da amostra num certo intervalo de tempo era coletada em copos plásticos, sendo pesada numa balança para a medição da massa e cálculo do volume de água percolada. Atingida a condição de regime estacionário e, após a determinação do volume de água percolada, aplicou-se a equação 1 para a obtenção da condutividade hidráulica.

Após estes procedimentos, estas amostras foram levadas à estufa, a 105°C por 48 h e, a seguir, pesadas. A determinação da densidade do solo (ρ , em Mg m^{-3}) foi obtida aplicando-se a equação 11:

$$\rho = MS / V \quad (11)$$

sendo MS ($g = 10^{-6} \text{ Mg}$) é a massa do solo seco em estufa e V ($\text{cm}^3 = 10^{-6} \text{ m}^3$) é o volume do anel.

A porosidade total (PT , em $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$) foi determinada a partir da densidade do solo e da densidade de partículas, aplicando-se a seguinte equação:

$$PT = 1 - \rho / \rho_s \quad (12)$$

onde ρ_s (Mg m^{-3}) é a densidade de partículas obtida por Souza (2004) para cada camada de cada solo.

A macroporosidade ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$) foi obtida pela diferença entre porosidade total e microporosidade:

$$\text{macroporosidade} = PT - \text{microporosidade} \quad (13)$$

onde a microporosidade ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$) foi estimada a partir da curva de retenção de água (item 3.3.1), sendo considerada correspondente à umidade no potencial mátrico de -6 kPa.

3.2.2 Método do permeâmetro de Guelph (PG)

Em cada área, em três pontos próximos à trincheira aberta por Souza (2004), foram feitas medidas de infiltração com o permeâmetro de Guelph (PG) nas profundidades 0,10, 0,30, 0,50, 0,70, 0,90, 1,10, 1,30 e 1,50 m. Para isso, em cada ponto, foi aberto um furo de trado com diâmetro aproximado de 0,06 m, sendo as medidas tomadas, em cada profundidade, sob cargas hidráulicas de 0,05 e 0,10 m, respectivamente.

Para os solos das áreas 2 e 3, que apresentam alto teor de argila e, portanto, infiltração mais lenta, as leituras foram feitas de minuto em minuto, até a estabilização da infiltração da água. Para o solo da área 1, devido ao alto teor de areia e, conseqüentemente, rápida infiltração, as leituras foram feitas de 30 em 30 ou de 10 em 10 segundos.

Até 0,70 m de profundidade, utilizou-se um permeâmetro de Guelph modelo 2800KI, da empresa americana Soil Moisture. Para as leituras de infiltração em solos mais argilosos utilizou-se apenas o reservatório interno de água – área da seção

transversal de $2,14 \text{ cm}^2$ ($= 2,14 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2$) – e para leitura em solos mais arenosos os reservatórios interno e externo combinados – área da seção transversal de $35,39 \text{ cm}^2$ ($= 35,39 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2$).

Para profundidades entre 0,90 e 1,50 m, utilizou-se um permeâmetro de Guelph de PVC confeccionado no LSOL/CCTA/UENF. Considerando-se as diferentes texturas e taxas de infiltração, este permeâmetro apresenta três diferentes reservatórios de água, com áreas de seção transversal de $2,10 \text{ cm}^2$ ($= 2,10 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2$), $12,47 \text{ cm}^2$ ($= 12,47 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2$) e $73,38 \text{ cm}^2$ ($= 73,38 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2$).

Após as leituras, aplicaram-se as equações 4, para a determinação da taxa de equilíbrio dinâmico, e 3, para o cálculo da condutividade hidráulica.

3.3 Determinação da condutividade hidráulica do solo não-saturado

3.3.1 Método de Van Genuchten (1980)

A relação entre condutividade hidráulica e umidade volumétrica foi obtida usando-se a metodologia proposta por Van Genuchten (1980), que combina seu modelo de curva de retenção (equação 8) com o modelo de Mualem (1976), resultando na equação 9.

Para a estimativa das curvas de retenção, os valores de umidade gravimétrica (U , em kg kg^{-1}) de Souza (2004), obtidos em funis de placa porosa e em câmaras de pressão de Richards, foram utilizados para o cálculo das umidades volumétricas (θ) correspondentes, por meio da equação:

$$\theta = U \cdot \rho / \rho_a \quad (14)$$

onde ρ_a é a densidade da água ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$) e ρ é a densidade do solo determinada no presente trabalho, conforme descrito no item 3.2.1.

As curvas de retenção foram, então, estimadas associando-se os valores de umidade (θ) aos respectivos potenciais mátricos (ϕ_m). A umidade de saturação (θ_s) que consta no modelo foi considerada como correspondente à porosidade total média das amostras do item 3.2.1, por camada.

Enquanto Souza (2004) optou por fazer os ajustes considerando os horizontes identificados na descrição morfológica dos perfis de solo, no presente

trabalho, estes ajustes foram feitos para cada camada de 0,10 m de espessura, da superfície até 1,50 m de profundidade.

Para a estimativa da função $K(\theta)$, considerou-se a condutividade hidráulica do solo saturado aquela obtida pelo método do permeâmetro de carga constante, em cada camada, e a variável θ_s como a porosidade total média das amostras utilizadas no ensaio do permeâmetro de carga constante.

3.3.2 Método do perfil instantâneo

Em cada uma das áreas, foi demarcada uma parcela de 6 m de diâmetro, no centro da qual se instalou uma bateria com 8 tensiômetros de manômetro de mercúrio, às profundidades 0,10, 0,30, 0,50, 0,70, 0,90, 1,10, 1,30 e 1,50 m. Esta parcela foi temporariamente cercada com uma folha metálica parcialmente enterrada, o que permitiu a manutenção de uma lâmina de água para infiltração e a elevação da umidade do perfil do solo. Encerrado o processo de infiltração, fizeram-se as leituras dos tensiômetros, e a parcela foi coberta com uma lona plástica para prevenir a evaporação. Nesse momento, identificou-se o tempo zero da redistribuição da água no perfil, sendo as leituras iniciais feitas em intervalos de tempo menores e as posteriores em intervalos maiores.

A partir das leituras dos tensiômetros, calcularam-se, para cada profundidade e em cada tempo, os valores de potencial mátrico (ϕ_m) e de potencial total (ϕ_t) (ambos em metro de coluna d'água – $m_{\text{água}}$), respectivamente, pelas equações:

$$\phi_m = -12,6 H + hc + z \quad (15)$$

e

$$\phi_t = -12,6 H + hc \quad (16)$$

em que:

H = altura do mercúrio, em m.

hc = altura da cuba do mercúrio, em m.

z = profundidade do tensiômetro, em m.

Substituindo-se os valores de potencial mátrico (ϕ_m) nas curvas de retenção, obtiveram-se, para cada tempo, as umidades correspondentes a cada camada de 0,10 m de espessura. Para isso, o potencial mátrico obtido a partir da leitura de um determinado tensiômetro foi considerado representativo tanto da camada imediatamente acima quanto da imediatamente abaixo. Assim, por exemplo, o ϕ_m a 0,10 m foi aplicado tanto na curva de retenção da camada de 0 - 0,10 m quanto na de 0,10 - 0,20 m. A exceção é o ϕ_m a 1,50 m, utilizado apenas para a camada 1,40 - 1,50 m. A partir desses valores de umidade, a armazenagem de água no solo foi estimada pelo método trapezoidal (Libardi, 1995), sempre da superfície até cada profundidade, com incrementos de 0,10 m.

A estimativa da densidade do fluxo foi obtida derivando-se numericamente as equações ajustadas entre a armazenagem e o tempo. Estes ajustes foram feitos usando-se, como modelos, as equações cinéticas de decaimento para a área 1 e as logarítmicas para as áreas 2 e 3.

Os valores de gradiente de potencial total foram estimados a partir das derivadas das equações ajustadas entre o potencial total e a profundidade, também em cada profundidade múltipla de 0,1 m, até 1,50 m. Estes ajustes foram feitos utilizando-se o modelo sigmoidal assimétrico, para as três áreas.

Esse procedimento permite, pela equação 7, estimar o valor de condutividade hidráulica (K) para cada tempo e profundidade, e, portanto, associa-lo ao valor de umidade (ou de potencial mátrico) correspondente.

Para a obtenção da equação representativa da condutividade hidráulica adotou-se o modelo exponencial, sendo os valores de K ajustados em função de $\theta_s - \theta$ (equação 10b), de tal forma que o coeficiente de ajuste K_s corresponda a uma estimativa da condutividade hidráulica do solo saturado.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Condutividade hidráulica do solo saturado pelo método do permeâmetro de carga constante

As Tabelas 2, 3, 4 e 5 apresentam, respectivamente, os valores de densidade (ρ), porosidade total (PT), macroporosidade e condutividade hidráulica do solo saturado pelo método do permeâmetro de carga constante (K_s -PCC), obtidos para as amostras coletadas nas três áreas estudadas.

Em relação à ρ , à PT e à macroporosidade, a comparação entre os valores obtidos por Souza (2004), apresentados na Tabela 1, e os obtidos no presente trabalho revelam que, para a área 1, os valores foram muito semelhantes. Para as áreas 2 e 3, os valores de densidade do solo foram consideravelmente menores (redução de 16,3% e 6,0%, respectivamente) no presente trabalho do que os obtidos em Souza (2004). Por outro lado, foram consideravelmente maiores, no presente trabalho, os valores de porosidade total (aumento de 15,9% na área 2 e de 6,0% na área 3) e de macroporosidade (aumento de 24,5% e de 16,1%, respectivamente, para as áreas 2 e 3). Essas diferenças justificam-se pelo fato de que, em solos com elementos estruturais grandes ou muito grandes, os anéis volumétricos maiores tendem a incluir maior proporção de superfícies de fraqueza existentes entre os agregados do que os anéis menores, resultando em menor densidade do solo e maior porosidade total. Além disso, enquanto Souza (2004) fez suas coletas de amostras de solo em períodos relativamente secos (junho, para a área 2, e outubro, para a área 3), no presente trabalho, a coleta foi feita em um período excessivamente úmido (dezembro e janeiro). Isso favorece o distanciamento entre

as partículas do solo (devido ao aumento do raio de curvatura da água contida nos poros) e a expansão de argilas 2:1 (freqüentes na área 2), contribuindo para a diminuição da ρ e aumento da PT e da macroporosidade.

Como a condutividade hidráulica do solo saturado (K_s) depende da quantidade e da geometria do espaço poroso (particularmente, dos macroporos), esta varia de solo para solo, ou dentro de um mesmo solo, cujas variações podem ser de textura, estrutura e compactação. A área 1 apresenta valores de K_s -PCC relativamente uniformes no perfil, porém menores nas três primeiras camadas (média de 198,2 mm h⁻¹) e maiores nas demais camadas (média de 361,3 mm h⁻¹). Isso se justifica basicamente pelo fato de que, em superfície, este solo apresenta-se menos arenoso (Tabela 1) e com menor proporção de macroporos (Tabelas 1 e 4 e Figura 1-c₁) e, conforme verificado por Cadima et al. (1980), há uma correlação linear positiva entre a condutividade hidráulica do solo saturado e a macroporosidade. A relação K_s -PCC *versus* ρ e K_s -PCC *versus* PT não existe, conforme se observa na Figura 1-a₁ e 1-b₁. Com relação à área 2, observa-se grande variabilidade dos valores de K_s -PCC (variam de 15,07 mm h⁻¹ a 748,25 mm h⁻¹), nenhuma relação clara destes com a densidade e porosidade total (gráficos a₂ e b₂ da Figura 1, respectivamente) ou com a profundidade (Tabela 5) e, ainda, ausência de correlação linear positiva com a macroporosidade (Figura 1-c₂). Apenas para as três últimas camadas, onde uma descontinuidade litológica (Souza, 2004) traz consigo grandes mudanças de composição granulométrica (Tabela 1) e de ρ , PT e macroporosidade (Tabela 1, 2, 3 e 4), ocorre uma redução acentuada nos valores de K_s -PCC. A média dos valores de K_s -PCC do perfil da área 2 mostrou-se semelhante ao da área 1 (348,466 mm h⁻¹ e 328,665 mm h⁻¹, respectivamente), fato que chama a atenção devido à diferença na textura desses solos. Segundo Lobato et al. (1998), a aplicação do método com a utilização de amostras indeformadas compromete as condições de igualdade dos solos, especialmente no que se refere ao grau de compactação, o qual, certamente, influi nos valores de condutividade hidráulica obtidos. Para a área 3, embora também se verifique grande variabilidade dos valores de K_s -PCC (variam de 5,39 mm h⁻¹ até 331,54 mm h⁻¹), estes apresentam alguma relação com a densidade do solo, com a porosidade total e com a macroporosidade, (a₃, b₃ e c₃ da Figura 1, respectivamente) e ainda com a profundidade (valores menores, nas camadas superficiais, mais adensadas, e maiores, nas camadas mais profundas).

Tabela 2. Densidade do solo das três áreas estudadas (repetições r1, r2 e r3 e média).

Camadas (cm)	Densidade do solo (Mg m ⁻³)											
	Área 1				Área 2				Área 3			
	r1	r2	r3	Média	r1	r2	r3	Média	r1	r2	r3	Média
0-10	1,495	1,567	1,553	1,538	1,057	1,087	1,122	1,089	1,402	1,433	1,515	1,450
10-20	1,475	1,430	1,389	1,431	1,138	1,170	1,072	1,127	1,464	1,515	1,468	1,482
20-30	1,310	1,389	1,368	1,356	1,088	1,115	1,158	1,120	1,426	1,411	1,560	1,466
30-40	1,404	1,413	1,386	1,401	1,133	1,045	1,107	1,095	1,417	1,408	1,456	1,427
40-50	1,505	1,458	1,517	1,493	1,110	1,095	1,077	1,094	1,452	1,366	1,290	1,369
50-60	1,467	1,468	1,482	1,472	0,990	1,038	1,050	1,026	1,275	1,314	1,011	1,200
60-70	1,480	1,478	1,485	1,481	1,012	0,999	0,970	0,994	1,457	1,389	1,482	1,442
70-80	1,501	1,513	1,513	1,509	1,012	0,985	0,951	0,983	1,373	1,297	1,292	1,321
80-90	1,506	1,524	1,484	1,505	0,975	0,957	1,016	0,983	1,203	1,230	1,315	1,249
90-100	1,498	1,510	1,497	1,502	0,959	0,947	0,969	0,958	1,222	1,326	1,275	1,275
100-110	1,472	1,511	1,543	1,509	0,986	0,961	0,940	0,963	1,203	1,280	1,340	1,274
110-120	1,519	1,490	1,482	1,497	0,936	1,441	0,984	1,121	1,211	1,278	1,170	1,220
120-130	1,495	1,485	1,503	1,494	0,849	0,910	0,957	0,906	1,214	1,245	1,241	1,233
130-140	1,430	1,524	1,496	1,483	0,914	0,904	0,824	0,881	1,270	1,235	1,267	1,258
140-150	1,483	1,415	1,514	1,471	1,472	1,592	1,593	1,552	1,275	1,238	1,228	1,247

Tabela 3. Porosidade total do solo das três áreas estudadas (repetições r1, r2 e r3 e médias).

Camadas (cm)	Porosidade total (m ³ m ⁻³)											
	Área 1				Área 2				Área 3			
	r1	r2	r3	Média	r1	r2	r3	Média	r1	r2	r3	Média
0-10	0,459	0,433	0,438	0,443	0,607	0,596	0,583	0,595	0,496	0,485	0,455	0,479
10-20	0,462	0,478	0,493	0,478	0,564	0,552	0,589	0,568	0,480	0,462	0,479	0,474
20-30	0,524	0,495	0,503	0,507	0,595	0,584	0,569	0,582	0,496	0,502	0,449	0,482
30-40	0,483	0,480	0,489	0,484	0,583	0,615	0,592	0,597	0,497	0,500	0,483	0,494
40-50	0,455	0,472	0,451	0,459	0,594	0,600	0,606	0,600	0,494	0,524	0,550	0,522
50-60	0,463	0,463	0,458	0,462	0,634	0,617	0,612	0,621	0,558	0,544	0,650	0,584
60-70	0,465	0,466	0,463	0,465	0,625	0,629	0,640	0,631	0,493	0,517	0,484	0,498
70-80	0,447	0,443	0,443	0,444	0,618	0,629	0,642	0,630	0,495	0,523	0,525	0,514
80-90	0,450	0,443	0,458	0,450	0,634	0,641	0,619	0,631	0,536	0,526	0,493	0,518
90-100	0,450	0,446	0,450	0,449	0,645	0,649	0,641	0,645	0,569	0,533	0,551	0,551
100-110	0,502	0,489	0,478	0,489	0,639	0,648	0,656	0,648	0,575	0,547	0,526	0,549
110-120	0,423	0,433	0,436	0,431	0,653	0,465	0,635	0,584	0,570	0,546	0,584	0,567
120-130	0,448	0,452	0,445	0,448	0,677	0,654	0,636	0,656	0,574	0,564	0,565	0,568
130-140	0,475	0,441	0,451	0,456	0,649	0,653	0,684	0,662	0,561	0,573	0,562	0,565
140-150	0,457	0,482	0,446	0,462	0,457	0,413	0,413	0,428	0,561	0,574	0,577	0,571

Tabela 4. Macroporosidade do solo das três áreas estudadas (repetições r1, r2 e r3 e média).

Camadas (cm)	Macroporosidade (m ³ m ⁻³)											
	Área 1				Área 2				Área 3			
	r1	r2	r3	Média	r1	r2	r3	Média	r1	r2	r3	Média
0-10	0,313	0,293	0,297	0,301	0,091	0,087	0,082	0,087	0,149	0,145	0,132	0,142
10-20	0,281	0,293	0,304	0,293	0,076	0,072	0,085	0,077	0,154	0,145	0,153	0,151
20-30	0,372	0,347	0,354	0,358	0,054	0,052	0,049	0,051	0,168	0,171	0,143	0,161
30-40	0,366	0,363	0,371	0,367	0,064	0,069	0,066	0,066	0,144	0,146	0,137	0,143
40-50	0,335	0,349	0,331	0,338	0,096	0,098	0,100	0,098	0,159	0,176	0,191	0,175
50-60	0,366	0,366	0,362	0,365	0,090	0,086	0,085	0,087	0,192	0,184	0,245	0,207
60-70	0,371	0,372	0,370	0,371	0,079	0,080	0,083	0,081	0,145	0,157	0,141	0,148
70-80	0,359	0,356	0,356	0,357	0,089	0,093	0,096	0,093	0,131	0,143	0,144	0,139
80-90	0,368	0,363	0,375	0,369	0,093	0,095	0,089	0,092	0,133	0,128	0,114	0,125
90-100	0,372	0,368	0,372	0,371	0,105	0,106	0,104	0,105	0,218	0,196	0,207	0,207
100-110	0,416	0,405	0,396	0,406	0,035	0,036	0,037	0,036	0,194	0,180	0,169	0,181
110-120	0,340	0,349	0,352	0,347	0,101	0,053	0,097	0,084	0,207	0,194	0,215	0,205
120-130	0,364	0,368	0,362	0,365	0,178	0,175	0,174	0,176	0,208	0,202	0,203	0,204
130-140	0,388	0,359	0,367	0,371	0,194	0,195	0,201	0,197	0,197	0,204	0,198	0,200
140-150	0,371	0,392	0,362	0,375	0,226	0,196	0,196	0,206	0,197	0,204	0,206	0,202

Tabela 5. Condutividade hidráulica das três áreas, determinada pelo método do permeâmetro de carga constante (repetições r1, r2 e r3 e média).

Camadas (cm)	K (mm h ⁻¹)											
	Área 1				Área 2				Área 3			
	r1	r2	r3	Média	r1	r2	r3	Média	r1	r2	r3	Média
0-10	195,97	168,60	172,79	179,12	547,97	400,77	464,60	471,11	2,94	10,18	3,06	5,39
10-20	142,70	245,99	202,36	197,02	313,48	347,63	690,46	450,52	2,98	53,07	5,29	20,45
20-30	214,02	151,20	288,39	217,87	243,35	480,86	474,38	399,53	107,20	189,29	2,24	99,58
30-40	522,07	434,83	387,98	448,29	66,56	279,15	400,36	248,69	1,67	100,43	128,27	76,79
40-50	234,24	452,85	289,40	325,50	115,57	287,67	305,68	236,31	3,06	128,27	1,18	44,17
50-60	414,61	341,48	268,00	341,36	470,16	491,81	84,78	348,92	196,98	554,88	224,48	325,45
60-70	257,50	319,16	480,00	352,22	766,15	699,25	779,35	748,25	15,96	47,85	4,42	22,74
70-80	311,97	236,82	170,39	239,73	293,50	277,64	275,47	282,20	37,24	2,95	3,07	14,42
80-90	247,78	265,70	263,50	258,99	723,76	292,07	270,52	428,78	263,72	306,63	1,93	190,76
90-100	516,74	663,32	287,49	489,18	265,95	203,20	500,38	323,18	162,82	415,90	415,90	331,54
100-110	488,88	352,08	503,04	448,00	500,79	174,73	459,13	378,22	329,00	13,92	2,47	115,13
110-120	364,93	399,93	325,32	363,39	858,83	489,39	177,95	508,73	331,19	245,43	186,22	254,28
120-130	361,83	324,44	341,82	342,70	368,23	141,56	68,04	192,61	171,88	154,17	520,54	282,19
130-140	506,12	449,20	311,87	422,40	1,34	26,68	556,37	194,79	158,56	220,15	125,64	168,12
140-150	246,72	351,53	314,15	304,13	6,39	13,08	25,75	15,07	273,04	227,48	400,44	300,32

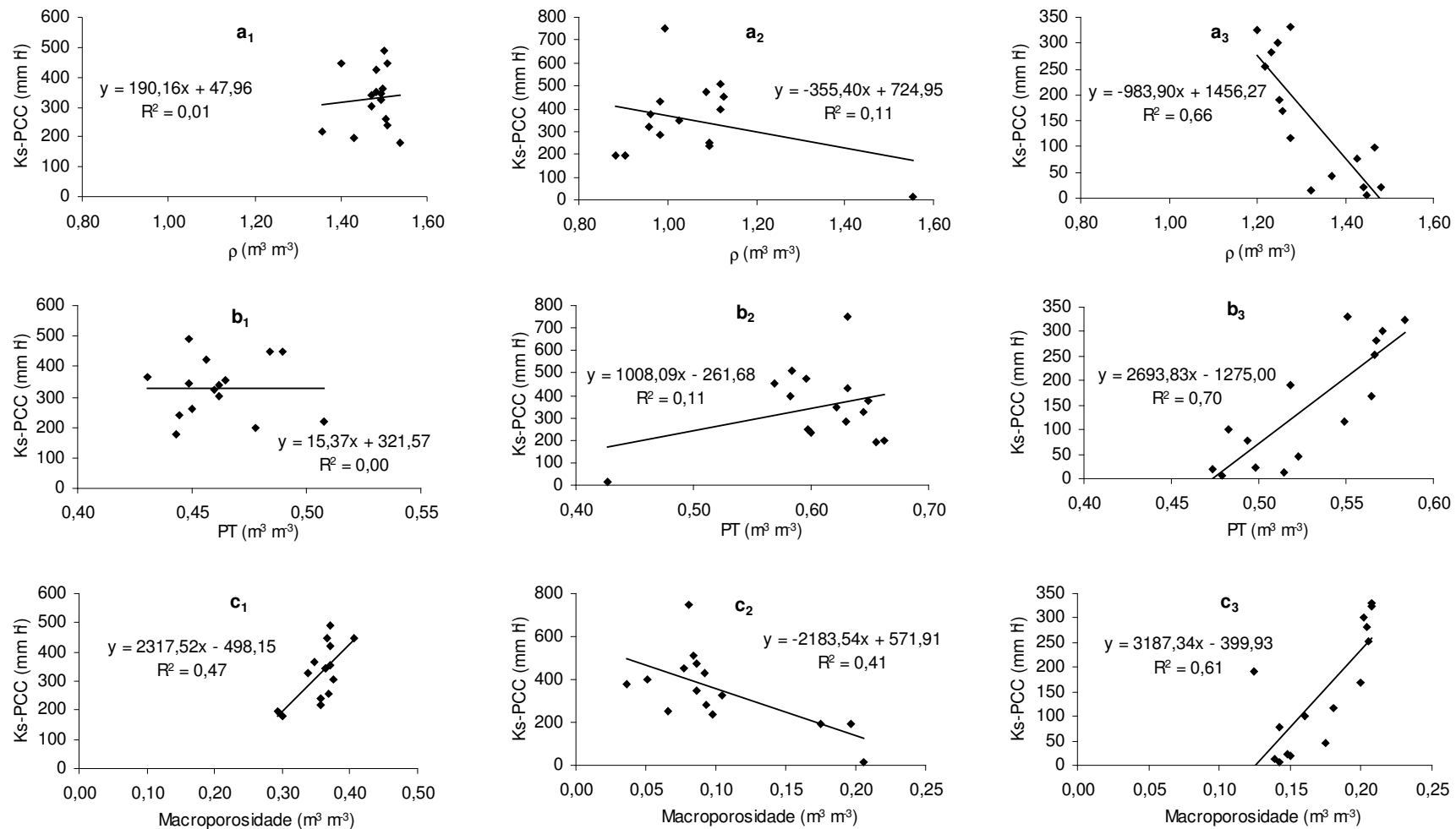


Figura 1. Regressões lineares entre a condutividade hidráulica do solo saturado, determinada pelo permeâmetro de carga constante, e os valores de ρ , PT e macroporosidade para as três áreas estudadas (respectivamente, as letras a, b e c identificam a ρ , PT e a macroporosidade; enquanto os subscritos 1, 2 e 3 identificam as áreas 1, 2 e 3).

4.2 Condutividade hidráulica do solo saturado pelo permeômetro de Guelph

A Tabela 6 mostra os valores de condutividade hidráulica do solo saturado obtidos pelo método do permeômetro de Guelph (K_s -PG) para os solos das áreas 1, 2 e 3.

Os coeficientes de correlação entre os valores de condutividade hidráulica determinados pelos métodos PCC e PG foram muito baixos (0,0008, 0,0576 e 0,1488, respectivamente, para as áreas 1, 2 e 3). Observa-se que os valores de K_s -PG apresentam-se mais discrepantes tanto entre as áreas quanto dentro de cada área, quando comparados aos obtidos pelo permeômetro de carga constante. Por exemplo, para a área 1, os valores de K_s -PG foram muito maiores que os de K_s -PCC nas profundidades de 1,10 e 1,50 m; muito menores, na profundidade de 0,30 m; e da mesma ordem para as demais profundidades. Bagarello e Provezano (1995), comparando os resultados obtidos por esses dois métodos e a influência dos possíveis fatores, verificaram que a variabilidade de K_s obtida foi menor no campo do que no laboratório. As justificativas se basearam no fato de que, durante o ensaio de infiltração com o PG, o fluxo externo foi bem orientado, principalmente no sentido vertical, enquanto para as amostras de solo utilizadas no PCC ocasionalmente ocorreram perturbações na estrutura. Essa comparação permite apenas avançar nos conhecimentos dos fatores que causam as variações dos resultados.

Ainda pela Tabela 6, pode-se observar que os valores de condutividade hidráulica do solo saturado foram maiores na área 1 que nas demais, tendo em vista que este solo apresenta grande quantidade de macroporos ao longo do perfil (Tabelas 1 e 4). De acordo com Libardi (1995), os macroporos (raio maior que 0,05 mm) são responsáveis pela aeração do solo e drenagem do excesso de água, enquanto os microporos (raio menor que 0,05 mm) respondem pela retenção de água. Entretanto, como nas camadas superficiais desta área ocorrem teores relativamente elevados de carbono orgânico, granulometria menos arenosa e menor macroporosidade, ocorrem também os menores valores de K_s -PG.

Para as três áreas, a Figura 2 mostra que a variabilidade dos resultados de K_s -PG obtidos é tal que não permite correlacioná-los com a profundidade ou com qualquer outra propriedade do solo (p , PT e macroporosidade). Conforme verificado por Marques et al. (2002), a influência de atributos, do ponto de vista textural e estrutural, nas propriedades hidráulicas do solo é esperada. Entretanto, processos

dinâmicos que regem o movimento da solução do solo nem sempre dependem das características do solo utilizadas na separação de horizontes e camadas, indicando que determinações hidráulicas em pontos específicos para cada solo podem levar a resultados mais satisfatórios. A identificação das camadas que devem ser utilizadas para medidas de infiltração, para posterior caracterização hidráulica, não é tarefa fácil, especialmente, quando os solos apresentam feições morfológicas homogêneas ao longo do perfil.

Merece destaque o fato de que, em algumas repetições, os valores de condutividade hidráulica foram negativos. Isso se deu basicamente em duas situações: quando as taxas de infiltração foram menores na lâmina de 0,10 m do que na de 0,05 m; ou quando, embora a taxa de infiltração tenha sido maior na lâmina de 0,10 m que na de 0,05 m, a diferença entre estes valores foi muito pequena. A primeira situação revela problema no ensaio de infiltração, pois contraria a própria lei de Darcy. A segunda situação, sem dúvida, evidencia algum problema no método de cálculo sugerido no manual do equipamento para certas condições, possivelmente, devido às constantes que multiplicam cada lâmina (equação 3). Para a aplicação do método semi-analítico e numérico, algumas condições que devem ser consideradas são a existência de um meio poroso rígido, homogêneo e isotrópico; de um fluxo em equilíbrio dinâmico; e de um domínio de fluxo em um semi-espaço infinito (Mahler e Aguiar, 2001). Em virtude da heterogeneidade do meio, os cálculos com mais de uma carga de pressão levam a resultados negativos. Para evitar isto, Elrick et al. (1989) propuseram que, nos ensaios com o permeâmetro de Guelph, se utilizasse somente uma carga de pressão. Esse procedimento de cálculo não foi utilizado no presente trabalho, sendo ainda necessários conhecimentos adicionais para validação e aplicação do mesmo.

Tabela 6. Resultados de condutividade hidráulica do solo saturado das áreas 1, 2 e 3, obtidos pelo método do permeâmetro de Guelph.

K (mm h⁻¹)*				
Profundidade do furo (m)	Ponto 1	Ponto 2	Ponto 3	Média
área 1				
0,10	57,37	209,52	375,04	213,97
0,30	7,73	-	-	7,73
0,50	-	954,37	89,19	521,78
0,70	-	132,04	366,32	249,18
0,90	-	377,81	441,68	409,75
1,10	1092,33	1736,30	390,15	1072,93
1,30	299,44	-	-	299,44
1,50	408,13	1140,12	675,02	741,09
área 2				
0,10	23,06	4,44	36,55	21,35
0,30	6,39	4,62	1,62	4,21
0,50	28,56	16,15	16,07	20,26
0,70	6,17	3,03	-	4,60
0,90	-	0,74	2,92	1,83
1,10	-	-	12,74	12,74
1,30	14,46	-	152,80	83,63
1,50	4,78	6,47	-	5,63
área 3				
0,10	10,36	-	0,89	5,62
0,30	28,69	29,97	1,59	20,08
0,50	19,91	265,42	-	142,67
0,70	-	-	2,82	2,82
0,90	5,43	9,73	7,27	7,48
1,10	27,36	-	2,59	14,97
1,30	23,84	-	0,04	11,94
1,50	22,19	-	10,53	16,36

* Não foram expressos os valores negativos obtidos nas repetições.

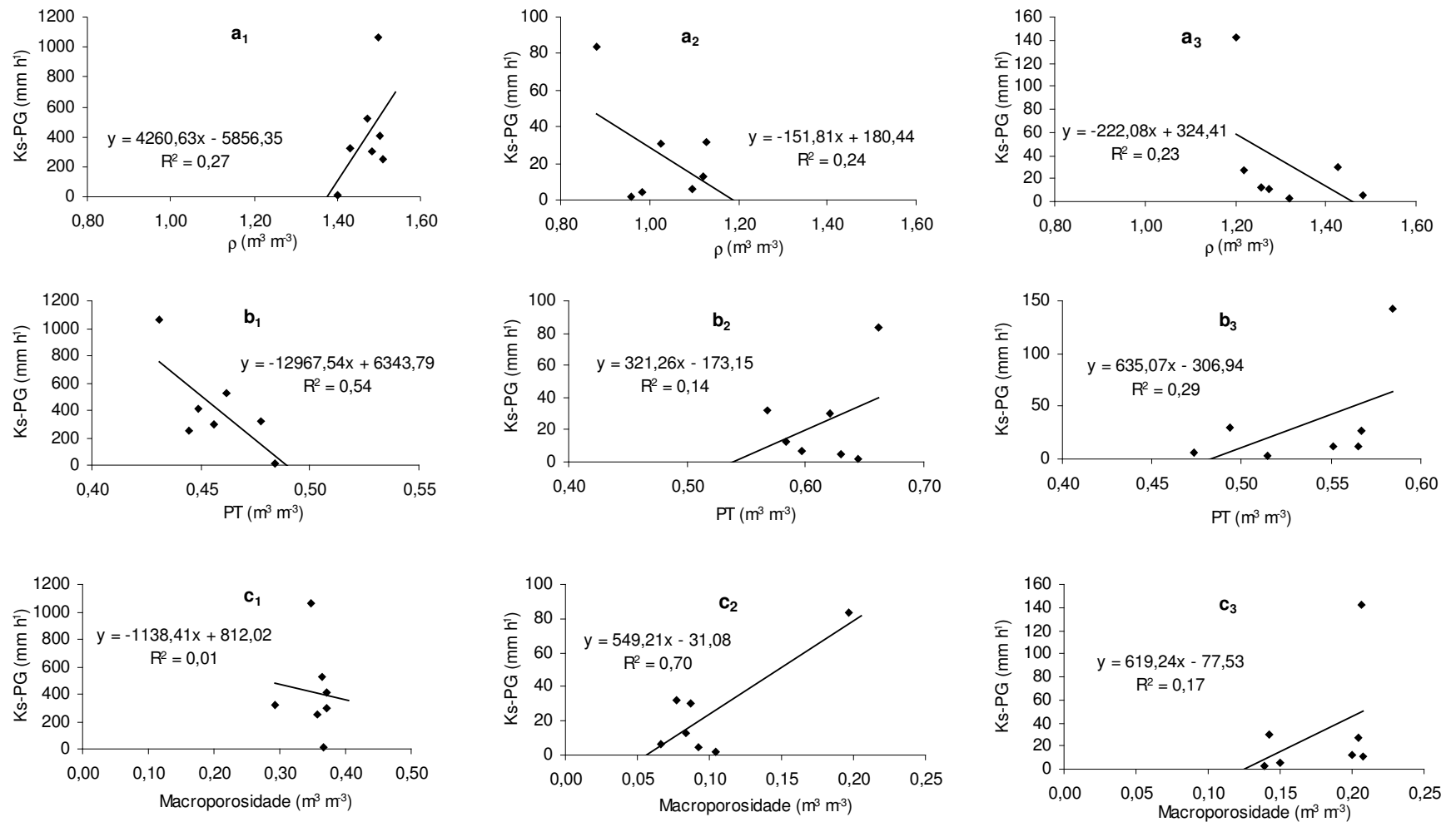


Figura 2. Regressões lineares entre a condutividade hidráulica do solo saturado, determinada pelo permeâmetro de Guelph, e os valores de ρ , PT e macroporosidade para as três áreas estudadas, respectivamente (as letras a, b e c identificam a ρ , PT e a macroporosidade; e os subscritos 1, 2 e 3 identificam as áreas 1, 2 e 3).

4.3 Condutividade hidráulica obtida pelo modelo de Van Genuchten (1980)

A partir dos valores de K_s obtidos pelo permeâmetro de carga constante (Tabela 5) e dos coeficientes de ajuste da curva de retenção representada pela equação 5 (Tabelas 7, 8 e 9), e assumindo 0,5 como o valor da constante “ l ”, foram obtidas, para cada camada de cada solo, as equações representativas da função $K(\theta)$, segundo o modelo de Van Genuchten-Mualem (equação 6).

Estas equações foram, inicialmente, utilizadas para calcular a condutividade hidráulica nas umidades correspondentes aos potenciais mátricos utilizados por Souza (2004) na determinação das curvas de retenção, resultando nos valores apresentados nas Tabelas 10, 11 e 12. Nessas Tabelas as células com fundo cinza identificam os valores de condutividade hidráulica maiores que a média geral do perfil, para cada potencial mátrico. As colunas correspondentes ao $\phi_m = 0$ representam a K_s -PCC, cujo comportamento foi discutido anteriormente no item 4.1.

Tabela 7. Resultados do ajuste da curva de retenção de água para o solo da área 1.

Camadas(cm)	Coeficientes				
	θ_r	θ_s	α	n	m
0-10	0,06150	0,44323	0,67912	2,99104	0,35959
10-20	0,06366	0,47768	1,40047	2,34012	0,25247
20-30	0,07543	0,50740	1,34479	4,54774	0,12809
30-40	0,04596	0,48401	0,95388	3,56048	0,31889
40-50	0,03774	0,45944	0,75648	2,77184	0,50572
50-60	0,02970	0,46157	0,26941	1,80853	2,26841
60-70	0,02722	0,46464	0,69139	1,90258	0,81272
70-80	0,02575	0,44433	0,62445	3,75408	0,48647
80-90	0,02844	0,45007	0,17477	1,56983	3,77909
90-100	0,02111	0,44862	0,50433	1,99973	1,08745
100-110	0,02341	0,48924	0,20094	1,35363	3,13784
110-120	0,02054	0,43076	0,10277	1,62705	6,24347
120-130	0,02270	0,44836	0,14473	1,81039	4,85264
130-140	0,02691	0,45597	0,10000	1,49378	6,27769
140-150	0,02253	0,46152	0,11143	1,51686	7,03022

Tabela 8. Resultados do ajuste da curva de retenção de água para o solo da área 2.

Camadas(cm)	Coeficientes				
	θ_r	θ_s	α	n	m
0-10	0,28485	0,59544	3,54646	2,49970	0,38983
10-20	0,28541	0,56834	0,43850	0,26172	1,88473
20-30	0,27831	0,58243	1,76762	1,56343	0,24733
30-40	0,28073	0,59672	0,59504	0,59874	0,74830
40-50	0,33731	0,59999	0,16983	0,99072	1,44916
50-60	0,25526	0,62125	0,89608	0,58305	0,58895
60-70	0,15138	0,63137	0,10000	0,24595	0,96133
70-80	0,29300	0,62957	0,10000	0,38600	1,77691
80-90	0,25210	0,63143	3,61306	2,03611	0,11563
90-100	0,23268	0,64487	0,10000	0,25449	1,23404
100-110	0,28486	0,64800	0,11190	0,38840	1,44621
110-120	-0,69737	0,58413	3,93628	2,72097	0,00736
120-130	0,28023	0,65559	4,40538	3,92095	1,12020
130-140	0,10197	0,66190	3,95719	3,40735	0,47918
140-150	0,11565	0,42769	4,01519	3,66855	0,13190

Tabela 9. Resultados do ajuste da curva de retenção de água para o solo da área 3.

Camadas(cm)	Coeficientes				
	θ_r	θ_s	α	n	m
0-10	0,21878	0,47880	3,27840	2,51868	0,17300
10-20	0,21846	0,47367	0,10016	0,38569	1,65366
20-30	0,13057	0,48228	1,80601	0,28704	0,63724
30-40	0,15264	0,49357	0,58077	0,19689	0,95456
40-50	0,20330	0,52249	0,12576	0,23542	1,56027
50-60	0,08598	0,58404	0,96175	0,14000	1,07422
60-70	0,19456	0,49808	0,10025	0,27955	1,06202
70-80	0,23682	0,51447	0,10000	0,28865	1,89959
80-90	0,20660	0,51812	3,36561	2,12588	0,20930
90-100	0,19962	0,55092	0,12123	0,31755	1,70298
100-110	0,21816	0,54912	0,11402	0,42078	1,73588
110-120	0,21386	0,56659	4,11684	2,74714	0,15369
120-130	0,21021	0,56757	4,19125	3,57096	0,11061
130-140	0,21228	0,56498	3,81900	3,39790	0,11273
140-150	0,21772	0,57060	3,89464	3,68237	0,11586

Tabela 10. Condutividade hidráulica, para o solo da área 1, determinada pelo modelo de Van Genuchten em valores fixos de potencial mátrico (ϕ_m).

Camadas (cm)	K (mm h ⁻¹)								
	ϕ_m (kPa)								
	0	-1	-3	-6	-10	-30	-100	-500	-1500
0-10	1,79 10 ⁺⁰²	2,76 10 ⁺⁰¹	1,88 10 ⁻⁰¹	2,38 10 ⁻⁰³	8,68 10 ⁻⁰⁵	6,76 10 ⁻⁰⁸	2,63 10 ⁻¹¹	7,30 10 ⁻¹⁶	5,66 10 ⁻¹⁹
10-20	1,97 10 ⁺⁰²	1,39 10 ⁺⁰⁰	9,48 10 ⁻⁰³	3,13 10 ⁻⁰⁴	2,48 10 ⁻⁰⁵	1,05 10 ⁻⁰⁷	2,63 10 ⁻¹⁰	8,75 10 ⁻¹⁴	3,70 10 ⁻¹⁶
20-30	2,18 10 ⁺⁰²	1,68 10 ⁻⁰¹	7,35 10 ⁻⁰⁶	1,10 10 ⁻⁰⁸	9,10 10 ⁻¹¹	3,02 10 ⁻¹⁵	3,73 10 ⁻²⁰	1,02 10 ⁻²⁶	2,93 10 ⁻³¹
30-40	4,48 10 ⁺⁰²	1,97 10 ⁺⁰¹	1,36 10 ⁻⁰²	6,80 10 ⁻⁰⁵	1,34 10 ⁻⁰⁶	2,88 10 ⁻¹⁰	2,75 10 ⁻¹⁴	1,16 10 ⁻¹⁹	2,49 10 ⁻²³
40-50	3,26 10 ⁺⁰²	5,77 10 ⁺⁰¹	4,19 10 ⁻⁰¹	6,41 10 ⁻⁰³	2,69 10 ⁻⁰⁴	2,84 10 ⁻⁰⁷	1,54 10 ⁻¹⁰	6,66 10 ⁻¹⁵	6,98 10 ⁻¹⁸
50-60	3,41 10 ⁺⁰²	3,06 10 ⁺⁰²	1,44 10 ⁺⁰²	2,58 10 ⁺⁰¹	3,27 10 ⁺⁰⁰	1,14 10 ⁻⁰²	1,35 10 ⁻⁰⁵	1,49 10 ⁻⁰⁹	2,95 10 ⁻¹²
60-70	3,52 10 ⁺⁰²	1,05 10 ⁺⁰²	5,02 10 ⁺⁰⁰	2,99 10 ⁻⁰¹	3,15 10 ⁻⁰²	2,16 10 ⁻⁰⁴	8,78 10 ⁻⁰⁷	5,54 10 ⁻¹⁰	3,63 10 ⁻¹²
70-80	2,40 10 ⁺⁰²	8,53 10 ⁺⁰¹	2,45 10 ⁻⁰¹	8,27 10 ⁻⁰⁴	1,13 10 ⁻⁰⁵	1,09 10 ⁻⁰⁹	4,30 10 ⁻¹⁴	5,59 10 ⁻²⁰	5,36 10 ⁻²⁴
80-90	2,59 10 ⁺⁰²	2,30 10 ⁺⁰²	1,42 10 ⁺⁰²	5,46 10 ⁺⁰¹	1,37 10 ⁺⁰¹	9,32 10 ⁻⁰²	8,90 10 ⁻⁰⁵	5,14 10 ⁻⁰⁹	6,31 10 ⁻¹²
90-100	4,89 10 ⁺⁰²	2,93 10 ⁺⁰²	2,72 10 ⁺⁰¹	1,58 10 ⁺⁰⁰	1,39 10 ⁻⁰¹	5,70 10 ⁻⁰⁴	1,26 10 ⁻⁰⁶	3,51 10 ⁻¹⁰	1,31 10 ⁻¹²
100-110	4,48 10 ⁺⁰²	3,78 10 ⁺⁰²	2,21 10 ⁺⁰²	8,53 10 ⁺⁰¹	2,52 10 ⁺⁰¹	4,67 10 ⁻⁰¹	2,03 10 ⁻⁰³	9,29 10 ⁻⁰⁷	4,64 10 ⁻⁰⁹
110-120	3,63 10 ⁺⁰²	3,37 10 ⁺⁰²	2,37 10 ⁺⁰²	1,12 10 ⁺⁰²	3,78 10 ⁺⁰¹	2,74 10 ⁻⁰¹	4,16 10 ⁻⁰⁵	1,00 10 ^{-∞}	1,00 10 ^{-∞}
120-130	3,43 10 ⁺⁰²	3,19 10 ⁺⁰²	2,11 10 ⁺⁰²	8,22 10 ⁺⁰¹	1,86 10 ⁺⁰¹	3,61 10 ⁻⁰²	3,79 10 ⁻⁰⁶	1,07 10 ⁻¹¹	1,00 10 ^{-∞}
130-140	4,22 10 ⁺⁰²	3,83 10 ⁺⁰²	2,61 10 ⁺⁰²	1,27 10 ⁺⁰²	4,67 10 ⁺⁰¹	6,32 10 ⁻⁰¹	2,53 10 ⁻⁰⁴	1,45 10 ⁻⁰⁹	1,00 10 ^{-∞}
140-150	3,04 10 ⁺⁰²	2,69 10 ⁺⁰²	1,65 10 ⁺⁰²	6,61 10 ⁺⁰¹	1,92 10 ⁺⁰¹	1,22 10 ⁻⁰¹	1,96 10 ⁻⁰⁵	1,00 10 ^{-∞}	1,00 10 ^{-∞}

Obs: Fundo cinza identifica valores de condutividade hidráulica maiores que a média geral do perfil, para cada potencial mátrico.

Tabela 11. Condutividade hidráulica, para o solo da área 2, determinada pelo modelo de Van Genuchten em valores fixos de potencial mátrico (ϕ_m).

Camadas (cm)	K (mm h ⁻¹)								
	ϕ_m (kPa)								
	0	-1	-3	-6	-10	-30	-100	-500	-1500
0-10	4,71 10 ⁺⁰²	6,45 10 ⁻⁰²	1,65 10 ⁻⁰⁴	3,70 10 ⁻⁰⁶	2,25 10 ⁻⁰⁷	5,42 10 ⁻¹⁰	7,33 10 ⁻¹³	1,07 10 ⁻¹⁶	2,58 10 ⁻¹⁹
10-20	4,51 10 ⁺⁰²	1,58 10 ⁺⁰²	1,14 10 ⁺⁰²	9,03 10 ⁺⁰¹	7,46 10 ⁺⁰¹	4,72 10 ⁺⁰¹	2,65 10 ⁺⁰¹	1,10 10 ⁺⁰¹	5,72 10 ⁺⁰⁰
20-30	4,00 10 ⁺⁰²	2,28 10 ⁺⁰⁰	8,71 10 ⁻⁰²	9,30 10 ⁻⁰³	1,74 10 ⁻⁰³	4,58 10 ⁻⁰⁵	8,44 10 ⁻⁰⁷	4,03 10 ⁻⁰⁹	1,05 10 ⁻¹⁰
30-40	2,49 10 ⁺⁰²	4,56 10 ⁺⁰¹	1,94 10 ⁺⁰¹	1,01 10 ⁺⁰¹	5,88 10 ⁺⁰⁰	1,63 10 ⁺⁰⁰	3,50 10 ⁻⁰¹	3,96 10 ⁻⁰²	8,59 10 ⁻⁰³
40-50	2,36 10 ⁺⁰²	1,85 10 ⁺⁰²	1,10 10 ⁺⁰²	5,62 10 ⁺⁰¹	2,77 10 ⁺⁰¹	3,45 10 ⁺⁰⁰	1,97 10 ⁻⁰¹	2,96 10 ⁻⁰³	1,57 10 ⁻⁰⁴
50-60	3,49 10 ⁺⁰²	3,47 10 ⁺⁰¹	1,38 10 ⁺⁰¹	6,96 10 ⁺⁰⁰	4,04 10 ⁺⁰⁰	1,14 10 ⁺⁰⁰	2,59 10 ⁻⁰¹	3,26 10 ⁻⁰²	7,68 10 ⁻⁰³
60-70	7,48 10 ⁺⁰²	2,34 10 ⁺⁰²	1,79 10 ⁺⁰²	1,48 10 ⁺⁰²	1,27 10 ⁺⁰²	8,84 10 ⁺⁰¹	5,65 10 ⁺⁰¹	2,88 10 ⁺⁰¹	1,74 10 ⁺⁰¹
70-80	2,82 10 ⁺⁰²	1,64 10 ⁺⁰²	1,22 10 ⁺⁰²	9,50 10 ⁺⁰¹	7,65 10 ⁺⁰¹	4,33 10 ⁺⁰¹	1,98 10 ⁺⁰¹	5,51 10 ⁺⁰⁰	2,04 10 ⁺⁰⁰
80-90	4,29 10 ⁺⁰²	2,43 10 ⁻⁰²	2,62 10 ⁻⁰⁴	1,44 10 ⁻⁰⁵	1,70 10 ⁻⁰⁶	1,71 10 ⁻⁰⁸	1,10 10 ⁻¹⁰	1,30 10 ⁻¹³	1,30 10 ⁻¹⁵
90-100	3,23 10 ⁺⁰²	1,27 10 ⁺⁰²	9,81 10 ⁺⁰¹	8,12 10 ⁺⁰¹	6,96 10 ⁺⁰¹	4,82 10 ⁺⁰¹	3,03 10 ⁺⁰¹	1,49 10 ⁺⁰¹	8,69 10 ⁺⁰⁰
100-110	3,78 10 ⁺⁰²	1,99 10 ⁺⁰²	1,43 10 ⁺⁰²	1,10 10 ⁺⁰²	8,71 10 ⁺⁰¹	4,82 10 ⁺⁰¹	2,18 10 ⁺⁰¹	6,16 10 ⁺⁰⁰	2,34 10 ⁺⁰⁰
110-120	5,09 10 ⁺⁰²	1,53 10 ⁻⁰⁵	3,93 10 ⁻⁰⁸	8,98 10 ⁻¹⁰	5,55 10 ⁻¹¹	1,39 10 ⁻¹³	1,96 10 ⁻¹⁶	3,03 10 ⁻²⁰	7,59 10 ⁻²³
120-130	1,93 10 ⁺⁰²	8,23 10 ⁻⁰⁵	1,35 10 ⁻⁰⁹	1,28 10 ⁻¹²	7,60 10 ⁻¹⁵	1,23 10 ⁻¹⁹	6,96 10 ⁻²⁵	6,67 10 ⁻³²	1,00 10 ^{-∞}
130-140	1,95 10 ⁺⁰²	1,22 10 ⁻⁰³	2,82 10 ⁻⁰⁷	1,42 10 ⁻⁰⁹	2,89 10 ⁻¹¹	6,60 10 ⁻¹⁵	6,76 10 ⁻¹⁹	3,13 10 ⁻²⁴	7,16 10 ⁻²⁸
140-150	1,51 10 ⁺⁰¹	6,92 10 ⁻⁰⁶	1,69 10 ⁻⁰⁹	8,82 10 ⁻¹²	1,84 10 ⁻¹³	4,45 10 ⁻¹⁷	4,84 10 ⁻²¹	2,44 10 ⁻²⁶	5,79 10 ⁻³⁰

Obs: Fundo cinza identifica valores de condutividade hidráulica maiores que a média geral do perfil, para cada potencial mátrico.

Tabela 12. Condutividade hidráulica, para o solo da área 3, determinada pelo modelo de Van Genuchten em valores fixos de potencial mátrico (ϕ_m).

Camadas (cm)	K (mm h ⁻¹)								
	ϕ_m (kPa)								
	0	-1	-3	-6	-10	-30	-100	-500	-1500
0-10	5,39 10 ⁺⁰⁰	2,96 10 ⁻⁰⁴	9,75 10 ⁻⁰⁷	2,56 10 ⁻⁰⁸	1,75 10 ⁻⁰⁹	5,44 10 ⁻¹²	9,72 10 ⁻¹⁵	2,06 10 ⁻¹⁸	6,41 10 ⁻²¹
10-20	2,05 10 ⁺⁰¹	1,16 10 ⁺⁰¹	8,59 10 ⁺⁰⁰	6,67 10 ⁺⁰⁰	5,36 10 ⁺⁰⁰	3,03 10 ⁺⁰⁰	1,39 10 ⁺⁰⁰	3,94 10 ⁻⁰¹	1,48 10 ⁻⁰¹
20-30	9,96 10 ⁺⁰¹	8,09 10 ⁺⁰⁰	5,08 10 ⁺⁰⁰	3,69 10 ⁺⁰⁰	2,89 10 ⁺⁰⁰	1,65 10 ⁺⁰⁰	8,54 10 ⁻⁰¹	3,36 10 ⁻⁰¹	1,73 10 ⁻⁰¹
30-40	7,68 10 ⁺⁰¹	1,47 10 ⁺⁰¹	1,12 10 ⁺⁰¹	9,32 10 ⁺⁰⁰	8,06 10 ⁺⁰⁰	5,79 10 ⁺⁰⁰	3,91 10 ⁺⁰⁰	2,21 10 ⁺⁰⁰	1,46 10 ⁺⁰⁰
40-50	4,42 10 ⁺⁰¹	1,84 10 ⁺⁰¹	1,45 10 ⁺⁰¹	1,21 10 ⁺⁰¹	1,05 10 ⁺⁰¹	7,47 10 ⁺⁰⁰	4,84 10 ⁺⁰⁰	2,49 10 ⁺⁰⁰	1,50 10 ⁺⁰⁰
50-60	3,25 10 ⁺⁰²	6,23 10 ⁺⁰¹	5,11 10 ⁺⁰¹	4,47 10 ⁺⁰¹	4,04 10 ⁺⁰¹	3,21 10 ⁺⁰¹	2,46 10 ⁺⁰¹	1,68 10 ⁺⁰¹	1,27 10 ⁺⁰¹
60-70	2,27 10 ⁺⁰¹	8,34 10 ⁺⁰⁰	6,26 10 ⁺⁰⁰	5,07 10 ⁺⁰⁰	4,27 10 ⁺⁰⁰	2,83 10 ⁺⁰⁰	1,68 10 ⁺⁰⁰	7,61 10 ⁻⁰¹	4,18 10 ⁻⁰¹
70-80	1,44 10 ⁺⁰¹	7,38 10 ⁺⁰⁰	5,74 10 ⁺⁰⁰	4,71 10 ⁺⁰⁰	4,00 10 ⁺⁰⁰	2,65 10 ⁺⁰⁰	1,54 10 ⁺⁰⁰	6,44 10 ⁻⁰¹	3,27 10 ⁻⁰¹
80-90	1,91 10 ⁺⁰²	3,33 10 ⁻⁰²	2,66 10 ⁻⁰⁴	1,21 10 ⁻⁰⁵	1,23 10 ⁻⁰⁶	9,01 10 ⁻⁰⁹	4,12 10 ⁻¹¹	3,08 10 ⁻¹⁴	2,26 10 ⁻¹⁶
90-100	3,32 10 ⁺⁰²	1,65 10 ⁺⁰²	1,24 10 ⁺⁰²	9,90 10 ⁺⁰¹	8,19 10 ⁺⁰¹	5,09 10 ⁺⁰¹	2,72 10 ⁺⁰¹	1,00 10 ⁺⁰¹	4,66 10 ⁺⁰⁰
100-110	1,15 10 ⁺⁰²	6,74 10 ⁺⁰¹	4,87 10 ⁺⁰¹	3,69 10 ⁺⁰¹	2,89 10 ⁺⁰¹	1,51 10 ⁺⁰¹	6,18 10 ⁺⁰⁰	1,45 10 ⁺⁰⁰	4,74 10 ⁻⁰¹
110-120	2,54 10 ⁺⁰²	1,83 10 ⁻⁰³	3,54 10 ⁻⁰⁶	6,80 10 ⁻⁰⁸	3,69 10 ⁻⁰⁹	6,99 10 ⁻¹²	7,27 10 ⁻¹⁵	7,48 10 ⁻¹⁹	1,42 10 ⁻²¹
120-130	2,82 10 ⁺⁰²	9,28 10 ⁻⁰⁵	2,94 10 ⁻⁰⁸	1,82 10 ⁻¹⁰	4,28 10 ⁻¹²	1,35 10 ⁻¹⁵	1,96 10 ⁻¹⁹	1,45 10 ⁻²⁴	4,51 10 ⁻²⁸
130-140	1,68 10 ⁺⁰²	1,81 10 ⁻⁰⁴	8,50 10 ⁻⁰⁸	6,70 10 ⁻¹⁰	1,89 10 ⁻¹¹	8,76 10 ⁻¹⁵	1,94 10 ⁻¹⁸	2,54 10 ⁻²³	1,18 10 ⁻²⁶
140-150	3,00 10 ⁺⁰²	1,34 10 ⁻⁰⁴	3,27 10 ⁻⁰⁸	1,71 10 ⁻¹⁰	3,57 10 ⁻¹²	8,65 10 ⁻¹⁶	9,43 10 ⁻²⁰	4,77 10 ⁻²⁵	1,14 10 ⁻²⁸

Obs: Fundo cinza identifica valores de condutividade hidráulica maiores que a média geral do perfil, para cada potencial mátrico.

Para a área 1, enquanto valores de K_s -PCC destacadamente menores podem ser identificados apenas nas três primeiras camadas (0-0,30 m), nos potenciais mátricos de -1 a -30 kPa valores menores que a média geral do perfil para um dado potencial mátrico estendem-se até 0,80 m. Para potenciais mátricos de -100 a -1500 kPa os valores menores que a média geral do perfil se concentram tanto nas camadas mais superficiais (0-0,50 m) quanto nas mais profundas (1,10-1,50 m).

Embora o resultado esperado fosse que, em cada potencial mátrico, a condutividade hidráulica estivesse relacionada diretamente à umidade (Tabela 13) e inversamente à porosidade de aeração (Tabela 16), isso não se verificou. Nessas Tabelas, similarmente ao que se fez para a condutividade hidráulica, as células com fundo cinza identificam os valores maiores que a média geral do perfil, para cada potencial mátrico. Tal expectativa se fundamenta no fato de que uma maior umidade ocasiona o aumento da área da seção transversal disponível ao fluxo (área de água), e uma maior porosidade de aeração aumenta a tortuosidade do filme de água que recobre as partículas do solo. No entanto, a granulometria mais fina e a maior proporção de microporos que se verificam em superfície foram preponderantes, dificultando o movimento de água tanto em solo saturado quanto em não-saturado.

Para potenciais mátricos entre -1 a -10 kPa, quando se analisa a redução do valor da condutividade hidráulica em relação ao observado no potencial mátrico imediatamente anterior, verifica-se que esta é mais acentuada em superfície (0-0,80 m) do que em profundidade (0,80-1,50 m). Assim, para os potenciais mátricos -1 kPa, -3 kPa, -6 kPa e -10 kPa, a redução média foi de, respectivamente, 75,8%, 93,2%, 91,1% e 94,6%, para as camadas superficiais, e de 14,6%, 43,4%, 63,2% e 73,5%, para as camadas profundas. Para potenciais mátricos mais negativos, no entanto, não se verifica tal distinção entre camadas. Segundo Barbosa et al. (2004) a presença de matéria orgânica nas camadas superficiais promove a agregação de partículas do solo, determinando o aumento do seu volume e influenciando, portanto, a condutividade hidráulica de solos nesses potenciais.

Para a área 2, enquanto a análise dos valores de K_s -PCC permitiu distinguir o comportamento diferenciado apenas das camadas mais profundas (1,20-1,50 m) em relação às demais, a dos valores de condutividade hidráulica do solo não-saturado permitiu distinguir, além das camadas profundas (1,10-1,50 m), também o comportamento das camadas superficiais (0 a 0,60 m, excetuando-se 0,10-0,20 m).

Nas camadas intermediárias (0,60-1,10 m) e na 0,10-0,20 m, os valores de condutividade hidráulica foram maiores que os das camadas superficiais (0-0,10 m e 0,20-0,60 m) e muito maiores que os das camadas inferiores (1,10 a 1,50 m), para todos os potenciais mátricos estudados. Este comportamento pode ser associado aos valores de umidade em cada potencial, os quais são maiores nas camadas intermediárias, menores em superfície e ainda menores nas profundas. Por outro lado, estas diferenças na retenção de água podem ser justificadas pelas diferenças físicas e morfológicas no perfil, no qual distingue-se a camada superficial seguida de um horizonte B incipiente e de uma descontinuidade litológica. O maior adensamento em superfície (evidenciado na Tabela 1 pela maior densidade, menor porosidade total e menor macroporosidade), embora não resulte em aumento de retenção de água no solo (Tabela 14), leva à ocorrência de baixos valores de porosidade livre de água (Tabela 17). Para as camadas inferiores, a descontinuidade litológica leva ao aumento da densidade e diminuição da porosidade total em relação às camadas intermediárias, onde os menores valores de umidade e maiores valores de porosidade de aeração (Tabelas 14 e 17) estão claramente associados a menores valores de condutividade hidráulica (Tabela 11).

Ainda para a área 2, as reduções dos valores de condutividade hidráulica em relação aos obtidos para o potencial mátrico imediatamente anterior foram menos acentuadas nas camadas intermediárias (redução de 50,6%, em média), mais acentuadas para as superficiais (redução média de 73,0%), e ainda mais pronunciadas para as camadas profundas (redução de 99,5%). Essas reduções diferenciadas entre as camadas superficiais, intermediárias e profundas evidenciam o efeito da morfologia e demais atributos físicos sobre a dinâmica da água, corroborando com o discutido no parágrafo anterior.

Para a área 3, os valores de condutividade hidráulica do solo não-saturado são menores nas três primeiras camadas (0 a 0,30 m), em algumas camadas no meio do perfil (0,60 a 0,90 m) e nas quatro últimas (1,10 a 1,50 m), quando comparados à média geral do perfil. Entre estas, no entanto, observa-se grande variabilidade, sendo os valores das camadas de 1,10 a 1,50 m muito menores do que os das de 0 a 0,30 m e 0,60 a 0,90 m. Para as camadas que apresentaram condutividade maior que média geral do perfil, os valores de 0,90 a 1,10 m são aproximadamente o dobro dos verificados para 0,30 a 0,60 m. Nesta área, os valores de condutividade hidráulica parecem estar mais correlacionados com

aspectos morfológicos do solo do que com as propriedades físicas densidade, porosidade total, umidade ou porosidade de aeração (apresentadas, respectivamente, nas Tabelas 2, 3, 15 e 18). Assim, os menores valores da camada 1,10 a 1,50 m coincidem, aproximadamente, com o horizonte B latossólico, enquanto os maiores valores coincidem com o centro dos subhorizontes que compõem o B textural (Bt1 de 0,35 a 0,80 m e Bt2 de 0,80 a 1,20 m).

Quando se avalia a redução dos valores de condutividade hidráulica em relação aos obtidos para o potencial mátrico imediatamente anterior, observa-se a mesma distinção entre camadas identificada no parágrafo anterior. Nas camadas em que os valores de condutividade foram menores, ocorreram as maiores reduções (99,5%, em média, de 1,10 a 1,50 m; 63,0%, de 0 a 0,30 m; e 57,0%, de 0,60 a 0,90 m). Para as camadas onde ocorreram os maiores valores de condutividade, as reduções foram de 42,5% (de 0,90 a 1,10 m) e 31,5% (de 0,30 a 0,60 m).

Para as camadas superficiais, os valores de condutividade hidráulica à capacidade de campo (assumida aqui como $\phi_m = -10$ kPa) foram maiores para a área 2 ($1,87 \cdot 10^{+1} \text{ mm h}^{-1}$), intermediários para a área 3 ($2,75 \cdot 10^{00} \text{ mm h}^{-1}$), e menores para a área 1 ($4,12 \cdot 10^{-1} \text{ mm h}^{-1}$). Apesar de Souza (2004) ter verificado valores de água disponível não muito diferentes entre as três áreas, estes valores de condutividade indicam que o solo da área 2 deve permitir a chegada de maior quantidade de água às raízes em relação ao da área 3, e muito maior em relação ao da área 1. Estes resultados mostram coerência com os de granulometria e de microporosidade, pois os maiores valores de condutividades na capacidade de campo se verificam nos solos de textura mais fina (área 2 - argilo-siltosa, área 3 - argilo-arenosa e área 1 - arenosa) e com maior microporosidade (área 2 = $0,37 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, área 3 = $0,29 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ e área 1 = $0,09 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$).

Tabela 13. Valores de umidade obtidos pelo modelo de Van Genuchten (1980), correspondentes aos potenciais mátricos (ϕ_m) utilizados na determinação da curva de retenção, para o solo da área 1.

Camadas (cm)	θ ($m^3 m^{-3}$)								
	ϕ_m (kPa)								
	0	-1	-3	-6	-10	-30	-100	-500	-1500
0-10	0,443	0,232	0,145	0,110	0,075	0,066	0,062	0,062	0,062
10-20	0,478	0,239	0,181	0,151	0,107	0,086	0,072	0,068	0,068
20-30	0,507	0,267	0,203	0,170	0,123	0,100	0,085	0,081	0,081
30-40	0,484	0,178	0,106	0,080	0,055	0,048	0,046	0,046	0,046
40-50	0,459	0,165	0,088	0,062	0,042	0,039	0,038	0,038	0,038
50-60	0,462	0,163	0,057	0,035	0,030	0,030	0,030	0,030	0,030
60-70	0,465	0,145	0,073	0,049	0,031	0,028	0,027	0,027	0,027
70-80	0,444	0,153	0,063	0,040	0,027	0,026	0,026	0,026	0,026
80-90	0,450	0,159	0,055	0,033	0,028	0,028	0,028	0,028	0,028
90-100	0,449	0,138	0,055	0,033	0,022	0,021	0,021	0,021	0,021
100-110	0,489	0,153	0,058	0,032	0,024	0,023	0,023	0,023	0,023
110-120	0,431	0,194	0,060	0,025	0,021	0,021	0,021	0,021	0,021
120-130	0,448	0,184	0,049	0,025	0,023	0,023	0,023	0,023	0,023
130-140	0,456	0,191	0,066	0,032	0,027	0,027	0,027	0,027	0,027
140-150	0,462	0,152	0,043	0,024	0,023	0,023	0,023	0,023	0,023

Obs: Fundo cinza identifica valores de umidade maiores que a média geral do perfil, para cada potencial mátrico.

Tabela 14. Valores de umidade obtidos pelo modelo de Van Genuchten (1980), correspondentes aos potenciais mátricos (ϕ_m) utilizados na determinação da curva de retenção, para o solo da área 2.

Camadas (cm)	θ ($m^3 m^{-3}$)								
	ϕ_m (kPa)								
	0	-1	-3	-6	-10	-30	-100	-500	-1500
0-10	0,595	0,374	0,316	0,301	0,294	0,288	0,286	0,285	0,285
10-20	0,568	0,378	0,357	0,345	0,337	0,321	0,310	0,299	0,294
20-30	0,582	0,502	0,435	0,400	0,378	0,341	0,319	0,300	0,293
30-40	0,597	0,490	0,444	0,415	0,395	0,355	0,328	0,305	0,296
40-50	0,600	0,546	0,482	0,432	0,400	0,355	0,341	0,338	0,337
50-60	0,621	0,503	0,456	0,426	0,404	0,361	0,330	0,300	0,286
60-70	0,631	0,463	0,433	0,413	0,398	0,363	0,332	0,291	0,266
70-80	0,630	0,476	0,435	0,409	0,391	0,355	0,331	0,309	0,302
80-90	0,631	0,530	0,468	0,436	0,415	0,375	0,347	0,317	0,302
90-100	0,645	0,471	0,441	0,422	0,408	0,376	0,349	0,315	0,296
100-110	0,648	0,502	0,460	0,433	0,414	0,373	0,343	0,314	0,302
110-120	0,584	0,549	0,522	0,505	0,493	0,465	0,440	0,404	0,380
120-130	0,656	0,281	0,280	0,280	0,280	0,280	0,280	0,280	0,280
130-140	0,662	0,161	0,112	0,105	0,103	0,102	0,102	0,102	0,102
140-150	0,428	0,275	0,209	0,183	0,168	0,145	0,133	0,124	0,120

Obs: Fundo cinza identifica valores de umidade maiores que a média geral do perfil, para cada potencial mátrico.

Tabela 15. Valores de umidade obtidos pelo modelo de Van Genuchten (1980), correspondentes aos potenciais mátricos (ϕ_m) utilizados na determinação da curva de retenção, para o solo da área 3.

Camadas (cm)	θ ($m^3 m^{-3}$)								
	ϕ_m (kPa)								
	0	-1	-3	-6	-10	-30	-100	-500	-1500
0-10	0,479	0,372	0,315	0,290	0,276	0,253	0,240	0,229	0,225
10-20	0,474	0,363	0,332	0,313	0,300	0,271	0,252	0,234	0,227
20-30	0,482	0,344	0,321	0,306	0,295	0,271	0,250	0,224	0,208
30-40	0,494	0,338	0,319	0,308	0,300	0,281	0,264	0,242	0,229
40-50	0,522	0,355	0,331	0,317	0,307	0,285	0,267	0,246	0,235
50-60	0,584	0,323	0,304	0,292	0,283	0,263	0,245	0,221	0,206
60-70	0,498	0,388	0,366	0,351	0,340	0,314	0,292	0,264	0,249
70-80	0,514	0,363	0,337	0,322	0,311	0,289	0,273	0,256	0,249
80-90	0,518	0,385	0,318	0,288	0,272	0,245	0,230	0,218	0,214
90-100	0,551	0,373	0,338	0,317	0,302	0,271	0,248	0,225	0,215
100-110	0,549	0,402	0,359	0,332	0,313	0,275	0,251	0,231	0,225
110-120	0,567	0,407	0,336	0,305	0,287	0,258	0,242	0,228	0,223
120-130	0,568	0,413	0,342	0,310	0,292	0,261	0,243	0,228	0,221
130-140	0,565	0,423	0,351	0,319	0,300	0,268	0,248	0,232	0,225
140-150	0,571	0,415	0,341	0,310	0,292	0,262	0,245	0,232	0,226

Obs: Fundo cinza identifica valores de umidade maiores que a média geral do perfil, para cada potencial mátrico.

Tabela 16. Valores de porosidade de aeração (α_{ar}) correspondentes aos potenciais mátricos (ϕ_m) utilizados na determinação da curva de retenção, para o solo da área 1.

Camadas (cm)	α_{ar} ($m^3 m^{-3}$)								
	0	-1	-3	-6	-10	-30	-100	-500	-1500
0-10	0,000	0,036	0,211	0,298	0,333	0,368	0,378	0,381	0,382
10-20	0,000	0,105	0,238	0,297	0,327	0,371	0,392	0,405	0,410
20-30	0,000	0,079	0,240	0,304	0,337	0,385	0,407	0,422	0,427
30-40	0,000	0,078	0,306	0,378	0,404	0,429	0,436	0,438	0,438
40-50	0,000	0,074	0,294	0,371	0,397	0,417	0,421	0,422	0,422
50-60	0,000	0,079	0,299	0,405	0,427	0,432	0,432	0,432	0,432
60-70	0,000	0,122	0,319	0,391	0,416	0,434	0,437	0,437	0,437
70-80	0,000	0,031	0,291	0,381	0,404	0,417	0,418	0,419	0,419
80-90	0,000	0,089	0,291	0,395	0,418	0,422	0,422	0,422	0,422
90-100	0,000	0,093	0,310	0,393	0,415	0,427	0,427	0,428	0,428
100-110	0,000	0,134	0,336	0,431	0,457	0,466	0,466	0,466	0,466
110-120	0,000	0,058	0,236	0,371	0,406	0,410	0,410	0,410	0,410
120-130	0,000	0,057	0,264	0,399	0,423	0,426	0,426	0,426	0,426
130-140	0,000	0,077	0,265	0,390	0,424	0,429	0,429	0,429	0,429
140-150	0,000	0,096	0,310	0,418	0,437	0,439	0,439	0,439	0,439

Obs: Fundo cinza identifica valores de porosidade de aeração maiores que a média geral do perfil, para cada potencial mátrico.

Tabela 17. Valores de porosidade de aeração (α_{ar}) correspondentes aos potenciais mátricos (ϕ_m) utilizados na determinação da curva de retenção, para o solo da área 2.

Camadas (cm)	α_{ar} ($m^3 m^{-3}$)								
	ϕ_m (kPa)								
	0	-1	-3	-6	-10	-30	-100	-500	-1500
0-10	0,000	0,222	0,280	0,295	0,301	0,308	0,310	0,310	0,311
10-20	0,000	0,190	0,211	0,223	0,232	0,248	0,259	0,270	0,275
20-30	0,000	0,080	0,147	0,183	0,204	0,241	0,263	0,282	0,290
30-40	0,000	0,107	0,153	0,182	0,202	0,242	0,268	0,292	0,301
40-50	0,000	0,054	0,118	0,168	0,200	0,245	0,259	0,262	0,263
50-60	0,000	0,118	0,166	0,196	0,217	0,260	0,291	0,322	0,335
60-70	0,000	0,168	0,199	0,219	0,233	0,268	0,299	0,341	0,365
70-80	0,000	0,154	0,195	0,221	0,238	0,274	0,299	0,320	0,328
80-90	0,000	0,101	0,163	0,196	0,216	0,256	0,285	0,314	0,329
90-100	0,000	0,173	0,204	0,223	0,237	0,269	0,296	0,330	0,349
100-110	0,000	0,146	0,188	0,215	0,234	0,275	0,305	0,334	0,346
110-120	0,000	0,035	0,062	0,079	0,091	0,119	0,145	0,181	0,205
120-130	0,000	0,375	0,375	0,375	0,375	0,375	0,375	0,375	0,375
130-140	0,000	0,501	0,550	0,557	0,559	0,560	0,560	0,560	0,560
140-150	0,000	0,153	0,218	0,245	0,260	0,283	0,295	0,304	0,307

Obs: Fundo cinza identifica valores de porosidade de aeração maiores que a média geral do perfil, para cada potencial mátrico.

Tabela 18. Valores de porosidade de aeração (α_{ar}) correspondentes aos potenciais mátricos (ϕ_m) utilizados na determinação da curva de retenção, para o solo da área 3.

Camadas (cm)	α_{ar} ($m^3 m^{-3}$)								
	ϕ_m (kPa)								
	0	-1	-3	-6	-10	-30	-100	-500	-1500
0-10	0,000	0,106	0,164	0,189	0,203	0,226	0,239	0,250	0,254
10-20	0,000	0,111	0,141	0,161	0,174	0,202	0,222	0,240	0,247
20-30	0,000	0,138	0,162	0,176	0,187	0,211	0,232	0,259	0,274
30-40	0,000	0,156	0,174	0,186	0,194	0,213	0,229	0,251	0,265
40-50	0,000	0,168	0,191	0,205	0,215	0,238	0,256	0,277	0,288
50-60	0,000	0,261	0,280	0,292	0,301	0,321	0,339	0,363	0,378
60-70	0,000	0,110	0,132	0,147	0,158	0,184	0,206	0,234	0,249
70-80	0,000	0,151	0,177	0,192	0,203	0,225	0,242	0,259	0,266
80-90	0,000	0,133	0,200	0,230	0,246	0,273	0,288	0,300	0,305
90-100	0,000	0,177	0,213	0,234	0,249	0,280	0,303	0,326	0,336
100-110	0,000	0,147	0,190	0,217	0,236	0,274	0,298	0,318	0,325
110-120	0,000	0,159	0,231	0,262	0,279	0,308	0,325	0,339	0,344
120-130	0,000	0,155	0,226	0,257	0,276	0,306	0,324	0,340	0,346
130-140	0,000	0,142	0,214	0,246	0,265	0,297	0,317	0,333	0,340
140-150	0,000	0,155	0,229	0,261	0,279	0,308	0,325	0,339	0,344

Obs: Fundo cinza identifica valores de porosidade de aeração maiores que a média geral do perfil, para cada potencial mátrico.

4.4 Condutividade hidráulica obtida pelo método do perfil instantâneo

Para área 1, a partir do sétimo dia de redistribuição de água, observou-se a estabilização das leituras dos tensiômetros, indicando que o fluxo de água passou a ser muito lento. Nesta ocasião foram obtidos valores de potencial mátrico -9,6 kPa para 0,10 m de profundidade e de -2,6 kPa para 1,50 m. A estabilização do potencial mátrico nesses patamares se justifica pela presença do lençol freático a, aproximadamente, 2 m de profundidade. Para área 2, tendo ocorrido elevada precipitação no período de realização do ensaio, ficou evidenciado o efeito da camada adensada (que ocorre aproximadamente à profundidade de 1,5 m) na manutenção da umidade do solo e na promoção de intensos fluxos laterais. A despeito da cobertura da superfície da parcela com filme plástico, no decorrer do ensaio ao menos seis episódios de elevação da armazenagem de água no perfil foram verificados. Além disso, o solo se manteve saturado por 8 dias na profundidade de 1,3 m e por 18 dias na profundidade de 1,5 m. Ao longo dos 30 dias de duração do ensaio, o ϕ_m permaneceu consideravelmente acima do valor assumido como correspondente à capacidade de campo ($\phi_m = -10$ kPa), sendo os valores mínimos observados de -6,9 kPa a 0,10 m (aos 8,8 dias); -7,2 kPa a 0,30 m (aos 22,8 dias); -5,4 kPa a 0,50 m (aos 24,8 dias); -4,7 kPa a 0,70 m (aos 11,8 dias); -3,8 kPa a 0,90 m (aos 16,8 dias); -2,9 kPa a 1,10 m (aos 24,8 dias); -3,0 kPa a 1,30 m (aos 30,8 dias); e -2,7 kPa a 1,50 m (aos 26,8 dias). Para área 3, onde não há proximidade de lençol freático ou presença de horizontes de baixa permeabilidade imediatamente abaixo das camadas avaliadas, o potencial mátrico decresceu proporcionalmente à profundidade e foi inferior a -10 kPa, ocorrendo, aos 26,7 dias após a inundação, os valores de -11,8 kPa na profundidade 0,10 m; e de -15,2 kPa, a 1,50 m.

O fluxo de água (termo dh/dt da equação 8) foi estimado derivando-se, nos diversos tempos de leitura dos tensiômetros, as equações obtidas para a relação armazenagem-tempo, para cada profundidade. Para a obtenção dessas equações, foram considerados os valores de armazenagem da superfície até a profundidade em questão, e os dados foram ajustados a modelos de interesse. Como exemplo, a Figura 3 mostra o gráfico para a profundidade 0,40 m da área 1, no qual o modelo utilizado foi uma equação cinética de decaimento. Para as áreas 2 e 3, foram utilizados modelos logarítmicos, como mostram, também para a profundidade de

0,40 m, as Figuras 4 e 5. Nestas, observa-se que não foi possível o ajuste de apenas uma equação para todo o tempo de medida, o que ocorreu devido às inúmeras chuvas no período. Nesses casos, para garantir que apenas períodos com fluxo vertical descendente fossem levados em conta, diversas medidas foram descartadas e os ajustes foram individualizados em curtos períodos.

Nas profundidades de interesse, a estimativa do gradiente de potencial total (termo $d\phi/dz$ da equação 8) foi obtida derivando-se a função ajustada para relacionar, em cada tempo, os valores de ϕ_t e a profundidade. Para estes ajustes utilizou-se um modelo sigmoidal assimétrico, como exemplificado nas Figuras 6, 7 e 8.

Aplicando-se os valores dos termos dh/dt e $d\phi/dz$ na equação 8, a condutividade foi calculada para cada tempo e profundidade e, por meio da equação 10b, seus valores relacionados com as umidades correspondentes, resultando em modelos exponenciais apresentados nas Figura 9, 10 e 11.

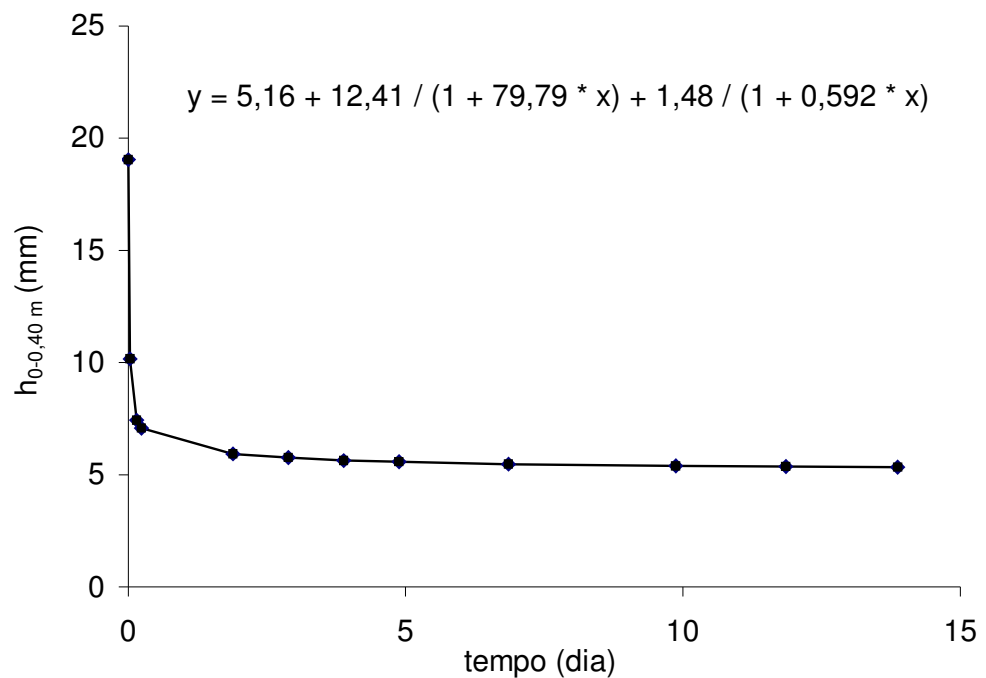


Figura 3. Ajustes realizados a partir da armazenagem e do tempo, na profundidade 0,40 m, para obtenção da densidade de fluxo na área 1.

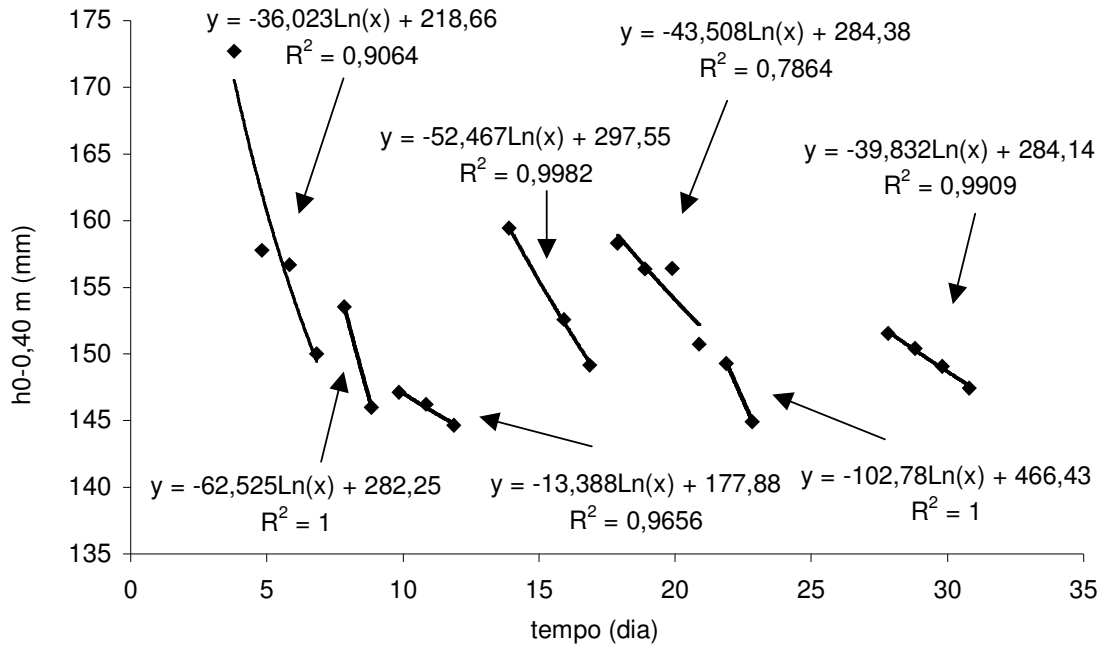


Figura 4. Ajustes realizados a partir da armazenagem e do tempo, na profundidade 0,40 m, para obtenção da densidade de fluxo na área 2.

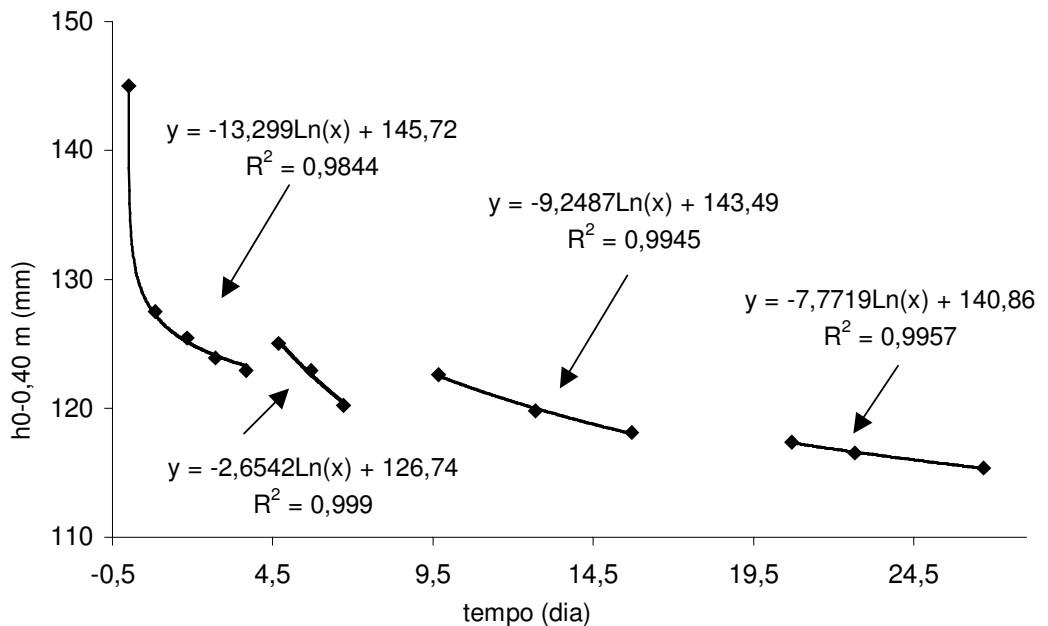


Figura 5. Ajustes realizados a partir da armazenagem e do tempo, na profundidade 0,40 m, para obtenção da densidade de fluxo na área 3.

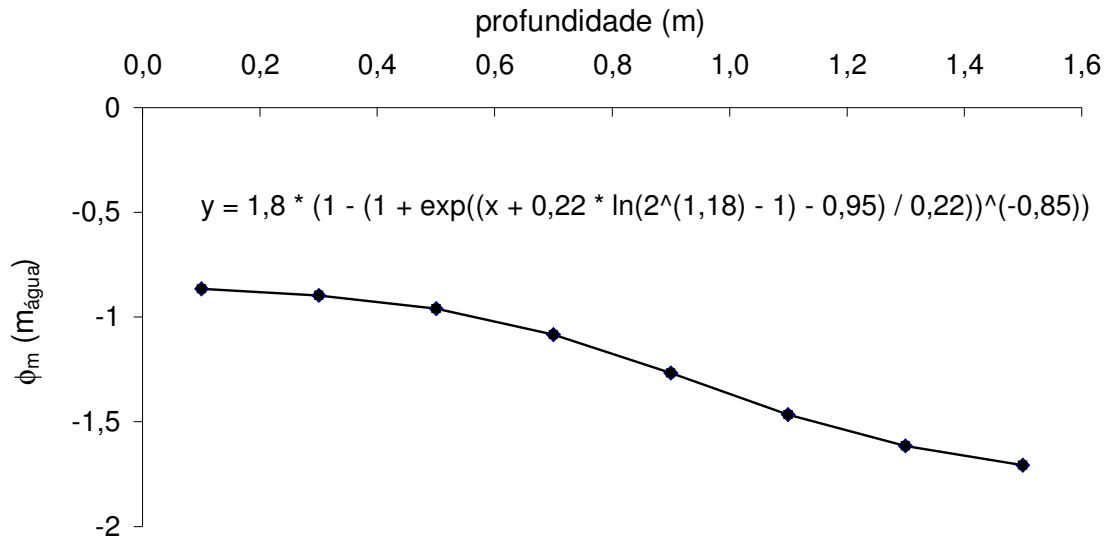


Figura 6. Ajustes realizados a partir do potencial total e profundidade, no tempo 1,8 dia, para obtenção do gradiente de potencial total na área 1.

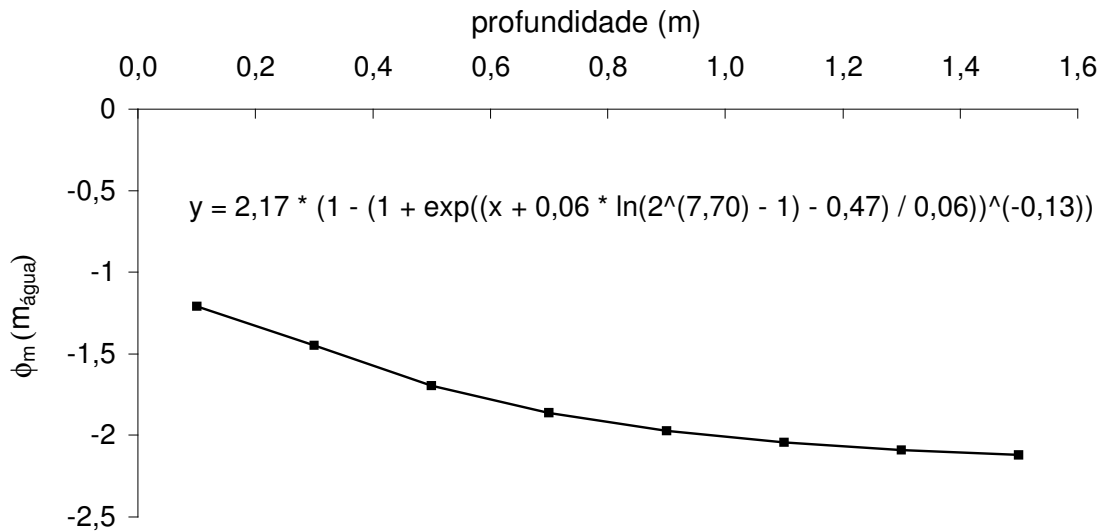


Figura 7. Ajustes realizados a partir do potencial total e profundidade, no tempo 4,8 dias, para obtenção do gradiente de potencial total na área 2.

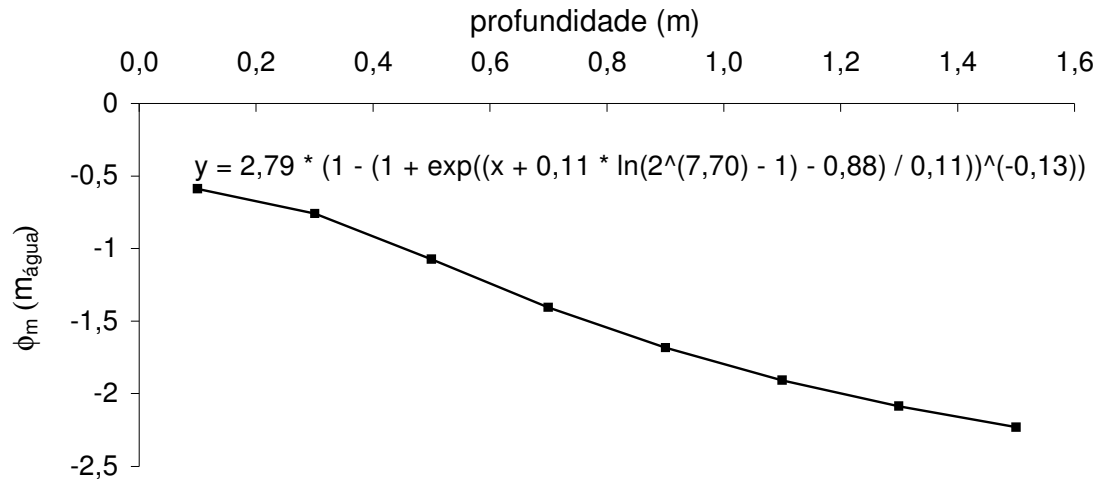


Figura 8. Ajustes realizados a partir do potencial total e profundidade, no tempo 2,7 dias, para obtenção do gradiente de potencial total na área 3.

Nas Figuras 9 a 11, a inclinação dos modelos obtidos (numericamente representado pela constante γ da equação 10a e 10b) indica a intensidade de variação da condutividade hidráulica em função da umidade. Para a área 1 (Figura 9), enquanto as profundidades superficiais (0,10 a 0,60 m) apresentam valores de γ entre 20 e 35 $m^3 m^{-3}$, para as outras camadas (exceto 1,30 e 1,40 m), a queda da condutividade com a diminuição da umidade é mais acentuada (γ entre 35 e 60 $m^3 m^{-3}$). Para a área 2 (Figura 10), foram aproveitados para discussão apenas os modelos obtidos para as profundidades entre 1,10 m e 1,50 m (para as demais, não houve ajuste). Nessas camadas, a inclinação dos modelos indica uma baixa variabilidade da condutividade hidráulica em função da umidade (γ na ordem de 10 $m^3 m^{-3}$), exceto a 1,20 m. Para a área 3 (Figura 11), os modelos apresentados indicaram alta variação na condutividade hidráulica em função da umidade para todas as profundidades (valores de γ entre 90 de 220 $m^3 m^{-3}$), exceto 1,50 m ($\gamma = 28,39 m^3 m^{-3}$). Estes resultados corroboram com os apresentados no item anterior (obtidos pelo método de Van Genuchten, 1980), cabendo aqui reiterar a importância da granulometria mais fina e da maior proporção de microporos na manutenção da umidade e da diminuição da tortuosidade do filme de água que recobre as partículas do solo.

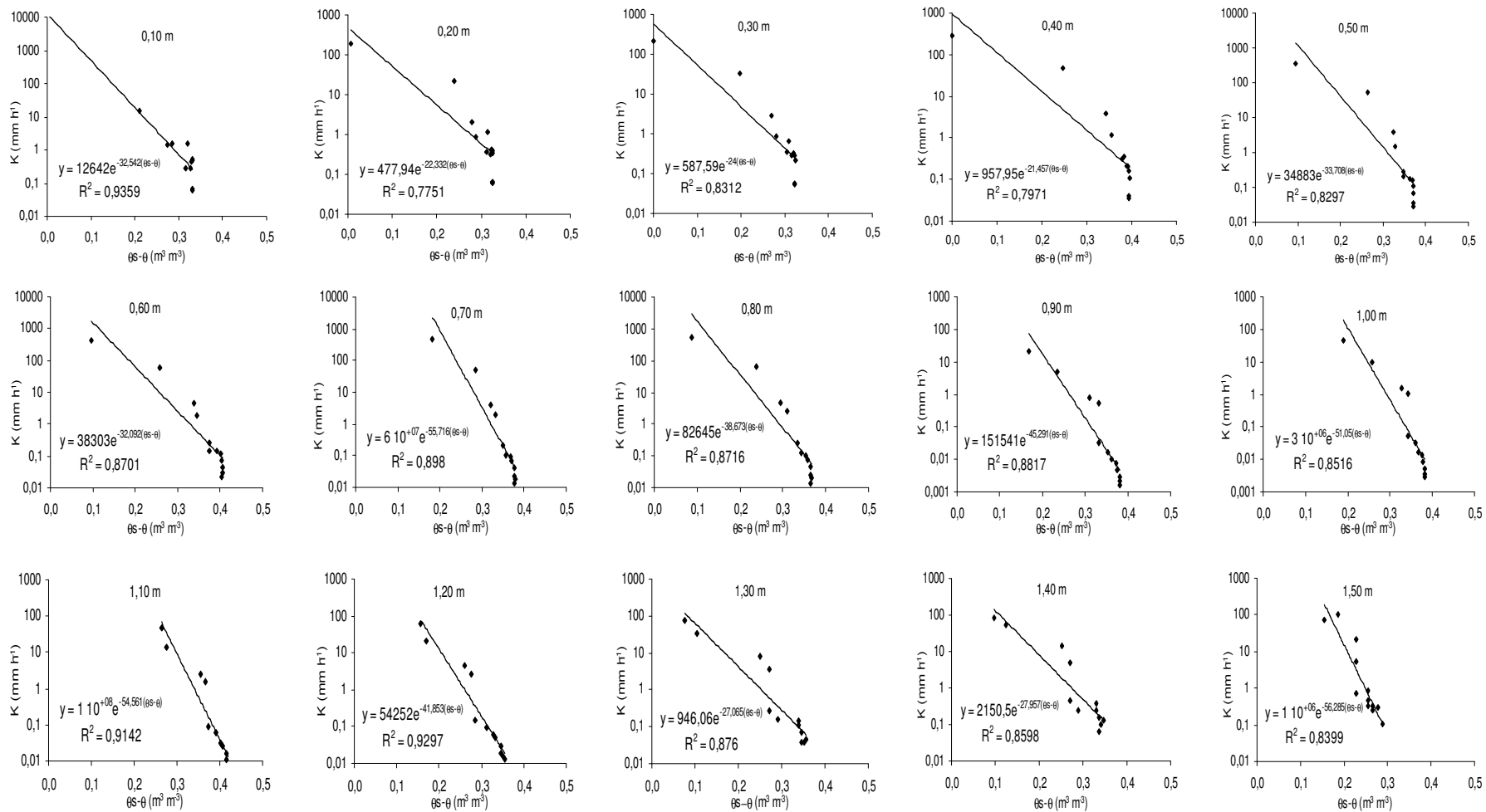


Figura 9. Condutividade hidráulica em função de $\theta_s - \theta$, pelo método do perfil instantâneo, para diversas profundidades da área 1.

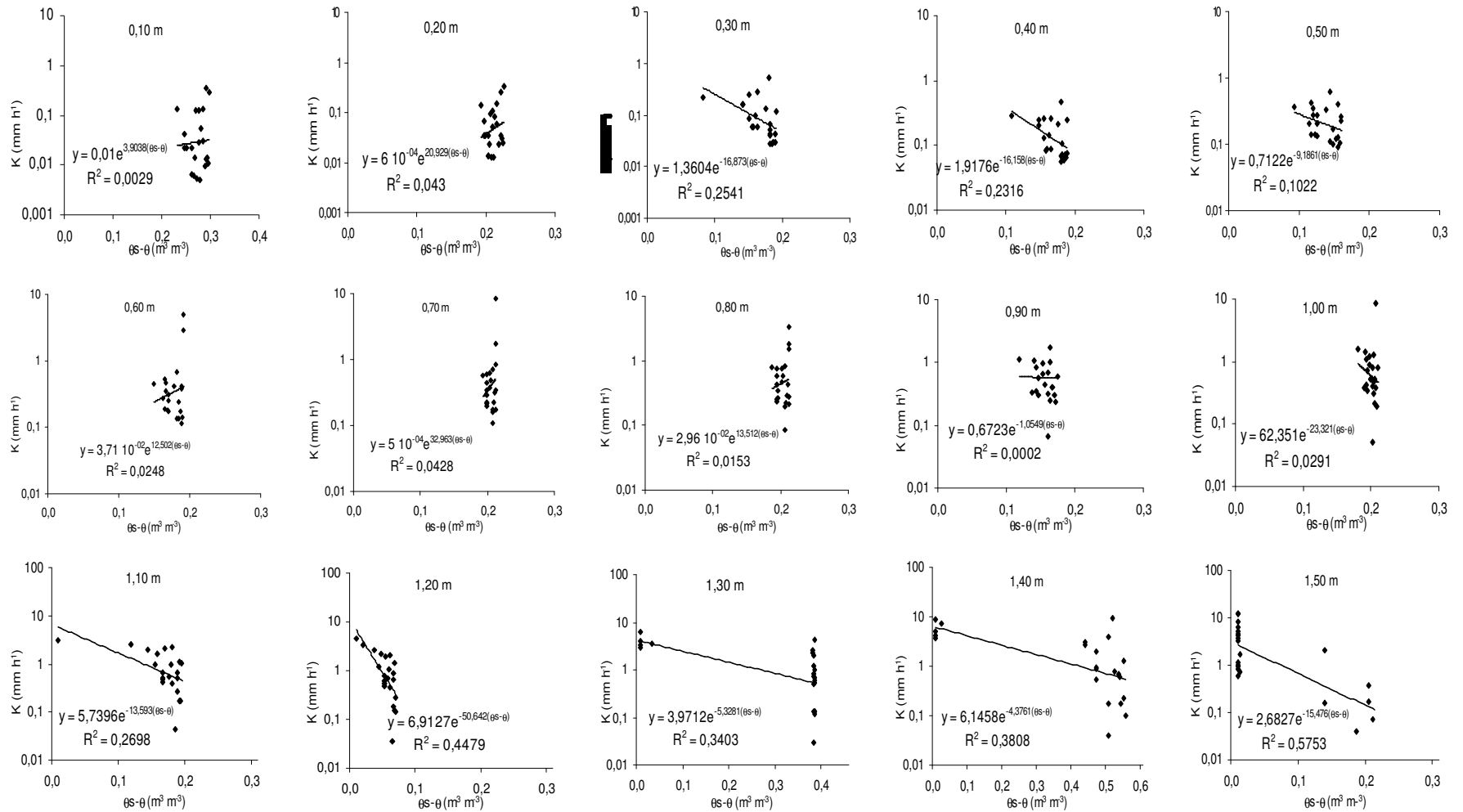


Figura 10. Condutividade hidráulica em função de $\theta_s - \theta$, pelo método do perfil instantâneo, para diversas profundidades da área 2.

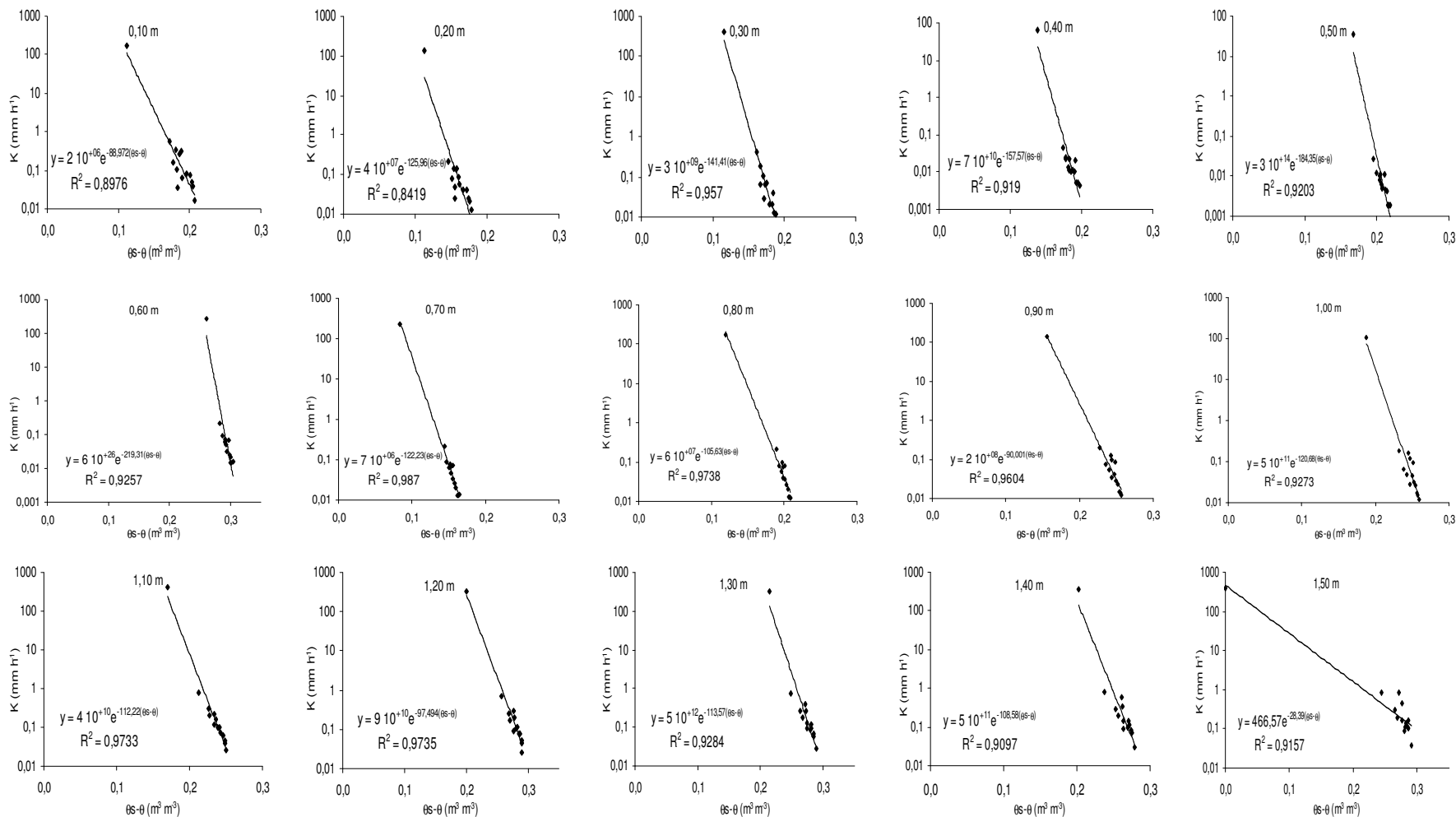


Figura 11. Condutividade hidráulica em função de $\theta_s - \theta$, pelo método do perfil instantâneo, para diversas profundidades da área 3.

Os modelos apresentados nas Figuras 9 a 11 têm validade para as faixas de umidade e potencial mátrico verificadas no decorrer do ensaio de drenagem interna. Apesar disso, similarmente ao procedimento adotado para a interpretação dos resultados de condutividade hidráulica obtidos pelo método de Van Genuchten (1980), a condutividade hidráulica pelo método do perfil instantâneo foi calculada para cada potencial mátrico utilizado por Souza (2004). Esses resultados são apresentados nas Tabelas 19 a 21, nas quais os valores de condutividade em negrito são correspondentes às umidades em que o modelo é válido. Observa-se que, para as três áreas estudadas, a umidade permaneceu em uma pequena faixa entre a saturação e a capacidade de campo (potencial mátrico igual a -10 kPa). Ainda nessas Tabelas, similarmente à forma como foram apresentados os resultados obtidos pelo modelo de Van Genuchten (1980), as células com fundo acinzentado identificam os valores de condutividade hidráulica maiores que a média geral do perfil, para cada potencial mátrico.

Para a área 1, embora a faixa de umidade para a qual o modelo é válido seja mais ampla nas camadas superficiais do que nas mais profundas, em apenas duas delas o $\phi_m = 0$ está incluído (Tabela 19). Neste contexto, fica claro que os valores de condutividade nesse potencial mátrico não representam uma boa estimativa de K_s . Isso se comprova quando se verifica que esses valores são muito maiores que os de K_s -PCC (Tabela 5) ou de K_s -PG (Tabela 6), exceto para as camadas superficiais onde $\phi_m = 0$ está incluído. Na capacidade de campo, os valores de K pelo perfil instantâneo foram maiores que por Van Genuchten (1980), sendo esta diferença da ordem de 10^{+05} a 10^{+12} vezes nas camadas superficiais (0,10 a 0,80 m) e de $5 \cdot 10^{+00}$ a 10^{+05} vezes nas camadas profundas (0,90 a 1,50 m). Bacchi e Reichardt (1988), utilizando a técnica de “scaling” para comparar métodos de determinação de K , identificaram diferenças entre eles e concluíram que o método do perfil instantâneo foi o que apresentou maior coerência nos resultados, inclusive em relação ao de Van Genuchten (1980).

Também, a partir dos dados da Tabela 19, pode-se verificar que, para os potenciais mátricos de -1 até -100 kPa, a redução nos valores de condutividade hidráulica em relação ao potencial mátrico imediatamente anterior foi menor nas camadas superficiais do que nas camadas intermediárias e profundas. Já para os potenciais mátricos -500 e -1500 kPa este comportamento se inverte, passando a ser a redução maior nas camadas superficiais do que nas demais.

Para a área 2, a pequena variação da umidade do solo durante o ensaio não permitiu a obtenção de modelos para as profundidades de 0,10 a 1,00 m. Mesmo para as profundidades de 1,10 a 1,50 m, a faixa de umidade para a qual o modelo é válido é pequena, variando apenas entre a saturação e o $\phi_m = -3\text{kPa}$ (Tabela 20). Para estas camadas, embora os valores de condutividade na saturação devessem representar uma boa estimativa de K_s , verifica-se que estes são menores que os valores de $K_s\text{-PCC}$ e $K_s\text{-PG}$ (Tabela 5 e 6). Nos outros potenciais esta tendência se inverte, passando a ser muito maiores que os apresentados na Tabela 12 (modelo de Van Genuchten, 1980), sendo da ordem de 10^{+05} vezes para -1 kPa e de 10^{+08} vezes para -3 kPa . Cadima et al. (1980) verificaram que os erros na variação do conteúdo de água são significativos quando a drenagem é lenta e que estes, possivelmente, provêm de leituras de tensiômetros quando o valor do gradiente de potencial total é inferior a $0,3\text{ mBar cm}^{-1}$ ($\sim 3\text{ kPa m}^{-1}$). Estes autores puderam constatar ainda que, em condições próximas à saturação, o erro apresentado pela condutividade hidráulica varia de 20 a 30%.

Ainda sobre essas camadas, as reduções da condutividade hidráulica foram muito pequenas em relação aos valores correspondentes ao potencial mátrico anterior (57,8% para $\phi_m = -1\text{ kPa}$; 24,7% para $\phi_m = -3\text{ kPa}$; 15,9% para $\phi_m = -6\text{ kPa}$; 11,8% para $\phi_m = -10\text{ kPa}$; 23,2% para $\phi_m = -30\text{ kPa}$; 24,2% para $\phi_m = -100\text{ kPa}$; 29,7% para $\phi_m = -500\text{ kPa}$; e 20,6% para $\phi_m = -1500\text{ kPa}$) quando comparados aos valores de redução de $K(\theta)$ das outras áreas, especialmente, em potenciais mais elevados.

Para a área 3, assim como verificado para a área 1, embora a faixa de umidade na qual o modelo é válido seja mais ampla nas camadas superficiais (0,10 a 0,80 m) do que nas mais profundas (0,90 a 1,50 m), em apenas duas delas o $\phi_m = 0$ está incluído (Tabela 21). Também neste caso, os valores de condutividade nesse potencial mátrico não representam uma boa estimativa de K_s , pois mesmo nessas duas camadas os valores verificados são muito maiores que os de $K_s\text{-PCC}$ ou $K_s\text{-PG}$ (da ordem de 10^{+06} vezes). Para o solo não saturado, os valores de K obtidos por esse método foram maiores do que os obtidos por Van Genuchten (Tabela 12). No entanto, embora a magnitude desta diferença tenha sido pequena para a maioria das camadas (da ordem de 10^{+03} vezes), foi muito grande para

algumas outras (da ordem de 10^{+15} vezes, para as profundidades 0,10, 0,90 e 1,20-1,50 m).

Ainda a partir dos dados da Tabela 21, pode-se verificar que a redução nos valores de condutividade hidráulica em relação ao potencial mátrico imediatamente anterior não apresentou comportamento distinto entre as camadas superficiais e profundas. Comparando-se, no entanto, a redução de K nos diferentes potenciais observados no campo, verifica-se que esta foi menos intensa na capacidade de campo (a -10 kPa) que mais próximo à saturação (a -3 kPa).

Comparando os resultados de condutividade hidráulica em função da umidade obtida para uma areia marinha, Prevedello et al. (1995) concluíram que, dentro dos limites de aplicabilidade e das respectivas limitações de cada método, o perfil instantâneo e o modelo de Van Genuchten forneceram resultados equivalentes. No presente trabalho, no entanto, os resultados de $K(\theta)$ determinados pelo modelo de Van Genuchten foram bem menores do que os do perfil instantâneo, mesmo para o solo arenoso da área 1 (onde este modelo teoricamente teria maior aplicabilidade).

Tabela 19. Resultados de condutividade hidráulica em função da umidade, para a área 1, obtidos pelo método do perfil instantâneo.

Camadas (cm)	K (mm h ⁻¹)								
	ϕ_m (kPa)								
	0	-1	-3	-6	-10	-30	-100	-500	-1500
0-10	1,26 10 ⁺⁰⁴	1,26 10⁺⁰⁴	1,22 10⁺⁰⁴	9,45 10⁺⁰³	3,95 10⁺⁰³	1,31 10 ⁺⁰¹	2,47 10 ⁻⁰¹	6,74 10 ⁻⁰²	5,55 10 ⁻⁰²
10-20	4,78 10 ⁺⁰²	4,67 10⁺⁰²	3,60 10⁺⁰²	1,56 10⁺⁰²	4,55 10⁺⁰¹	2,34 10 ⁺⁰⁰	3,22 10 ⁻⁰¹	9,78 10 ⁻⁰²	6,83 10 ⁻⁰²
20-30	5,88 10⁺⁰²	5,88 10⁺⁰²	5,75 10⁺⁰²	3,88 10⁺⁰²	8,81 10 ⁺⁰¹	1,84 10 ⁺⁰⁰	1,81 10 ⁻⁰¹	4,51 10 ⁻⁰²	2,96 10 ⁻⁰²
30-40	9,58 10⁺⁰²	9,57 10⁺⁰²	9,25 10⁺⁰²	6,57 10⁺⁰²	1,81 10 ⁺⁰²	1,34 10 ⁺⁰⁰	1,64 10 ⁻⁰¹	8,91 10 ⁻⁰²	8,20 10 ⁻⁰²
40-50	3,49 10 ⁺⁰⁴	3,43 10 ⁺⁰⁴	2,51 10⁺⁰⁴	4,32 10⁺⁰³	3,27 10 ⁺⁰¹	2,67 10 ⁻⁰⁸	1,62 10 ⁻¹²	2,00 10 ⁻¹³	1,65 10 ⁻¹³
50-60	3,83 10 ⁺⁰⁴	3,66 10 ⁺⁰⁴	2,76 10⁺⁰⁴	1,28 10⁺⁰⁴	3,02 10 ⁺⁰³	2,62 10 ⁺⁰⁰	4,33 10 ⁻⁰²	3,67 10⁻⁰²	3,66 10⁻⁰²
60-70	6,00 10 ⁺⁰⁷	5,31 10 ⁺⁰⁷	2,32 10⁺⁰⁷	2,50 10⁺⁰⁶	6,69 10 ⁺⁰⁴	1,13 10 ⁺⁰⁰	5,19 10 ⁻⁰³	1,73 10 ⁻⁰³	1,59 10 ⁻⁰³
70-80	8,26 10 ⁺⁰⁴	8,26 10 ⁺⁰⁴	8,14 10⁺⁰⁴	6,81 10⁺⁰⁴	2,50 10 ⁺⁰⁴	1,06 10 ⁺⁰⁰	1,36 10 ⁻⁰²	7,94 10 ⁻⁰³	7,74 10 ⁻⁰³
80-90	1,52 10 ⁺⁰⁵	1,34 10 ⁺⁰⁵	7,61 10⁺⁰⁴	2,14 10 ⁺⁰⁴	2,70 10 ⁺⁰³	2,89 10 ⁻⁰¹	9,30 10 ⁻⁰⁴	7,71 10 ⁻⁰⁴	7,71 10 ⁻⁰⁴
90-100	3,00 10 ⁺⁰⁶	2,82 10 ⁺⁰⁶	1,76 10⁺⁰⁶	4,13 10 ⁺⁰⁵	2,55 10 ⁺⁰⁴	3,94 10 ⁻⁰¹	1,85 10 ⁻⁰³	1,02 10 ⁻⁰³	9,99 10 ⁻⁰⁴
100-110	1,00 10 ⁺⁰⁸	6,71 10 ⁺⁰⁷	1,82 10⁺⁰⁷	1,72 10 ⁺⁰⁶	6,76 10 ⁺⁰⁴	1,07 10 ⁺⁰⁰	1,46 10 ⁻⁰³	9,17 10 ⁻⁰⁴	9,16 10 ⁻⁰⁴
110-120	5,43 10 ⁺⁰⁴	5,10 10 ⁺⁰⁴	3,75 10⁺⁰⁴	1,79 10 ⁺⁰⁴	4,81 10 ⁺⁰³	2,74 10 ⁺⁰⁰	2,31 10 ⁻⁰³	1,90 10 ⁻⁰³	1,90 10 ⁻⁰³
120-130	9,46 10 ⁺⁰²	9,22 10 ⁺⁰²	7,83 10⁺⁰²	4,95 10 ⁺⁰²	2,01 10 ⁺⁰²	7,46 10 ⁻⁰¹	9,97 10 ⁻⁰³	9,39 10 ⁻⁰³	9,39 10 ⁻⁰³
130-140	2,15 10 ⁺⁰³	1,99 10 ⁺⁰³	1,45 10⁺⁰³	7,40 10 ⁺⁰²	2,49 10 ⁺⁰²	1,30 10 ⁺⁰⁰	1,55 10 ⁻⁰²	1,33 10 ⁻⁰²	1,33 10 ⁻⁰²
140-150	1,00 10 ⁺⁰⁶	8,28 10 ⁺⁰⁵	3,75 10 ⁺⁰⁵	6,80 10 ⁺⁰⁴	4,43 10 ⁺⁰³	2,71 10 ⁻⁰²	2,06 10 ⁻⁰⁵	1,86 10 ⁻⁰⁵	1,86 10 ⁻⁰⁵

Obs 1: Resultados em negrito referem-se aos valores de condutividade hidráulica correspondentes aos potenciais mátricos associados às umidades utilizadas para determinação da curva de retenção, para a área 1, obtidas pelo modelo de Van Genuchten.

Obs 2: O fundo cinza identifica valores de condutividade hidráulica maiores que a média geral do perfil, para cada potencial mátrico.

Tabela 20. Resultados de condutividade hidráulica em função da umidade, para a área 2, obtidos pelo método do perfil instantâneo.

Camadas (cm)	K (mm h ⁻¹)								
	ϕ_m (kPa)								
	0	-1	-3	-6	-10	-30	-100	-500	-1500
0-10	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10-20	-	-	-	-	-	-	-	-	-
20-30	-	-	-	-	-	-	-	-	-
30-40	-	-	-	-	-	-	-	-	-
40-50	-	-	-	-	-	-	-	-	-
50-60	-	-	-	-	-	-	-	-	-
60-70	-	-	-	-	-	-	-	-	-
70-80	-	-	-	-	-	-	-	-	-
80-90	-	-	-	-	-	-	-	-	-
90-100	-	-	-	-	-	-	-	-	-
100-110	5,74 10⁺⁰⁰	2,06 10⁺⁰⁰	1,37 10⁺⁰⁰	1,01 10 ⁺⁰⁰	7,89 10 ⁻⁰¹	4,47 10⁻⁰¹	2,38 10 ⁻⁰¹	1,16 10 ⁻⁰¹	8,03 10 ⁻⁰²
110-120	6,91 10⁺⁰⁰	6,67 10⁺⁰⁰	4,41 10⁺⁰⁰	2,19 10 ⁺⁰⁰	1,18 10 ⁺⁰⁰	3,02 10 ⁻⁰¹	6,93 10 ⁻⁰²	1,02 10 ⁻⁰²	2,87 10 ⁻⁰³
120-130	3,97 10⁺⁰⁰	3,64 10⁺⁰⁰	8,22 10⁻⁰¹	5,52 10 ⁻⁰¹	5,39 10 ⁻⁰¹	5,37 10⁻⁰¹	5,37 10⁻⁰¹	5,37 10⁻⁰¹	5,37 10⁻⁰¹
130-140	6,15 10⁺⁰⁰	5,86 10⁺⁰⁰	2,37 10⁺⁰⁰	9,49 10 ⁻⁰¹	6,86 10 ⁻⁰¹	5,54 10⁻⁰¹	5,33 10⁻⁰¹	5,30 10⁻⁰¹	5,30 10⁻⁰¹
140-150	2,68 10⁺⁰⁰	2,62 10⁺⁰⁰	1,40 10 ⁺⁰⁰	4,95 10 ⁻⁰¹	2,52 10 ⁻⁰¹	9,13 10 ⁻⁰²	4,81 10 ⁻⁰²	3,11 10 ⁻⁰²	2,67 10 ⁻⁰²

Obs 1: Resultados em negrito referem-se aos valores de condutividade hidráulica correspondentes aos potenciais mátricos associados às umidades utilizadas para determinação da curva de retenção, para a área 2, obtidas pelo modelo de Van Genuchten.

Obs 2: O fundo cinza identifica valores de condutividade hidráulica maiores que a média geral do perfil, para cada potencial mátrico.

Tabela 21. Resultados de condutividade hidráulica em função da umidade, para a área 3, obtidos pelo método do perfil instantâneo.

Camadas (cm)	K (mm h ⁻¹)								
	ϕ_m (kPa)								
	0	-1	-3	-6	-10	-30	-100	-500	-1500
0-10	2,00 10 ⁺⁰⁶	1,58 10⁺⁰⁶	1,58 10⁺⁰⁵	3,33 10⁺⁰³	1,56 10⁺⁰²	9,17 10 ⁻⁰¹	2,82 10 ⁻⁰²	2,20 10 ⁻⁰³	8,48 10 ⁻⁰⁴
10-20	4,00 10 ⁺⁰⁷	2,62 10 ⁺⁰⁴	1,52 10⁺⁰³	1,85 10⁺⁰²	3,43 10⁺⁰¹	7,44 10 ⁻⁰¹	1,19 10 ⁻⁰²	1,25 10 ⁻⁰⁴	1,40 10 ⁻⁰⁵
20-30	3,00 10 ⁺⁰⁹	6,48 10⁺⁰³	3,38 10⁺⁰²	4,60 10⁺⁰¹	1,01 10⁺⁰¹	3,61 10 ⁻⁰¹	9,57 10 ⁻⁰³	9,96 10 ⁻⁰⁵	6,01 10 ⁻⁰⁶
30-40	7,00 10 ⁺¹⁰	4,71 10⁺⁰²	3,19 10⁺⁰¹	5,48 10⁺⁰⁰	1,47 10⁺⁰⁰	8,41 10 ⁻⁰²	3,75 10 ⁻⁰³	7,01 10 ⁻⁰⁵	5,61 10 ⁻⁰⁶
40-50	3,00 10 ⁺¹⁴	6,23 10⁺⁰⁴	1,11 10⁺⁰³	7,85 10⁺⁰¹	1,08 10⁺⁰¹	1,52 10 ⁻⁰¹	1,68 10 ⁻⁰³	7,65 10 ⁻⁰⁶	3,41 10 ⁻⁰⁷
50-60	6,00 10 ⁺²⁶	6,67 10⁺⁰⁵	9,48 10⁺⁰³	6,34 10⁺⁰²	8,63 10⁺⁰¹	1,21 10 ⁺⁰⁰	1,23 10 ⁻⁰²	3,42 10 ⁻⁰⁵	7,67 10 ⁻⁰⁷
60-70	7,00 10⁺⁰⁶	1,47 10⁺⁰³	1,65 10⁺⁰²	3,52 10⁺⁰¹	1,05 10⁺⁰¹	6,61 10 ⁻⁰¹	2,80 10 ⁻⁰²	4,44 10 ⁻⁰⁴	3,34 10 ⁻⁰⁵
70-80	6,00 10⁺⁰⁷	1,57 10⁺⁰³	1,29 10⁺⁰²	2,40 10⁺⁰¹	6,77 10⁺⁰⁰	4,53 10 ⁻⁰¹	2,85 10 ⁻⁰²	1,34 10 ⁻⁰³	2,83 10 ⁻⁰⁴
80-90	2,00 10 ⁺⁰⁸	1,16 10 ⁺⁰⁸	4,31 10⁺⁰⁶	4,59 10⁺⁰⁴	1,30 10⁺⁰³	2,95 10 ⁺⁰⁰	4,69 10 ⁻⁰²	2,34 10 ⁻⁰³	7,73 10 ⁻⁰⁴
90-100	5,00 10 ⁺¹¹	8,75 10 ⁺⁰⁵	2,21 10⁺⁰⁴	1,74 10⁺⁰³	2,49 10⁺⁰²	3,64 10 ⁺⁰⁰	4,48 10 ⁻⁰²	3,39 10 ⁻⁰⁴	2,85 10 ⁻⁰⁵
100-110	4,00 10 ⁺¹⁰	1,22 10 ⁺⁰⁷	3,55 10⁺⁰⁵	2,45 10⁺⁰⁴	2,85 10⁺⁰³	2,14 10 ⁺⁰¹	1,22 10 ⁻⁰¹	5,76 10 ⁻⁰⁴	5,66 10 ⁻⁰⁵
110-120	9,00 10 ⁺¹⁰	5,80 10 ⁺¹⁰	6,00 10⁺⁰⁸	1,23 10⁺⁰⁶	1,63 10⁺⁰⁴	1,53 10 ⁺⁰¹	1,34 10 ⁻⁰¹	3,93 10 ⁻⁰³	1,02 10 ⁻⁰³
120-130	5,00 10 ⁺¹²	5,07 10 ⁻¹⁶	6,17 10⁻¹⁶	7,37 10⁻¹⁴	1,36 10⁻¹⁰	2,14 10 ⁻⁰⁸	7,02 10 ⁻⁰⁵	2,00 10 ⁻⁰²	1,57 10 ⁺⁰⁰
130-140	5,00 10 ⁺¹¹	4,26 10 ⁺¹¹	1,02 10⁺¹⁰	1,24 10⁺⁰⁷	1,02 10⁺⁰⁵	4,00 10 ⁺⁰¹	1,54 10 ⁻⁰¹	1,96 10 ⁻⁰³	3,37 10 ⁻⁰⁴
140-150	4,67 10 ⁺⁰²	4,50 10 ⁺⁰²	1,53 10 ⁺⁰²	2,15 10⁺⁰¹	5,65 10⁺⁰⁰	6,96 10 ⁻⁰¹	1,70 10 ⁻⁰¹	5,99 10 ⁻⁰²	4,03 10 ⁻⁰²

Obs 1: Resultados em negrito referem-se aos valores de condutividade hidráulica correspondentes aos potenciais mátricos associados às umidades utilizadas para determinação da curva de retenção, para a área 3, obtidas pelo modelo de Van Genuchten.

Obs 2: O fundo cinza identifica valores de condutividade hidráulica maiores que a média geral do perfil, para cada potencial mátrico.

5 RESUMO E CONCLUSÕES

A condutividade hidráulica foi obtida, neste trabalho, em solos saturados e não-saturados, por quatro métodos de determinação, em três áreas da Região Norte Fluminense: um Neossolo Quartzarênico Órtico gleico, um Cambissolo Háplico Tb Distrófico gleico e um Argissolo Amarelo Distrófico fragipânico latossólico. Os resultados foram obtidos, para cada um dos métodos, da superfície até a profundidade de 1,50 m, a cada 0,10 m, podendo-se concluir que:

- O método do permeâmetro de Guelph, embora apresentando grande variabilidade dos dados, permitiu identificar que a condutividade hidráulica do solo saturado na área 1, de textura arenosa, foi maior que a das outras áreas.
- O método do permeâmetro de carga constante permitiu a obtenção de valores de condutividade hidráulica do solo saturado coerentes com outros atributos físicos do solo (densidade, porosidade total e, principalmente, macroporosidade), possibilitando diferenciar camadas e horizontes do solo.
- O modelo de Van Genuchten (1980) forneceu valores de $K(\theta)$ consideravelmente menores que os determinados pelo método do perfil instantâneo, mesmo para o solo arenoso, onde este modelo teoricamente teria maior aplicabilidade.
- O método do perfil instantâneo permitiu a obtenção de modelos exponenciais da função $K(\theta)$ para todas as camadas das áreas 1 e 3. Para a área 2, no entanto, a intensa precipitação pluvial e fluxo lateral de água no perfil permitiu a obtenção de modelos apenas para as camadas de 1,00 m a 1,50 m.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ashcroft, G.L. (1972) *Physical Edaphology: the physics of irrigated and nonirrigated soils*. San Francisco: W.H. Freeman and Company. 533p.
- Bacchi, O.O.S., Reichardt, K. (1988) Escalonamento de propriedades hídricas na avaliação de métodos de determinação da condutividade hidráulica de solo. *Rev. Bras. Ci. Solo*, Campinas, 12:217-223.
- Bacchi, O.O.S., Reichardt, K. (1994) Field determined variatio of the unsaturated hydraulic conductivity functions usig simplified analysis of internal drainage experiments. *Sci. Agric. Piracicaba*, 51 (1): 113-122.
- Bagarello, V., Provenzano, G. (1995) Factors affecting field and laboratory measurement of saturated hydraulic conductivity. *Transactions of the ASAE*. 39(1): 153-159.
- Barbosa, G.M.C, Tavares Filho, J., Fonseca, I.C.B. (2004) Condutividade hidráulica saturada e não saturada de latossolo vermelho eutroférico tratado com lodo de esgoto. *Rev.Bras. Ci. Solo*, Viçosa, 28: 403-407.
- Bernardo, S. (1995) *Manual de irrigação*. 6 ed. Viçosa: UFV, Imprensa Universitária. 657p.
- Cadima, A., Libardi, P.L., Reichardt, K. (1980) Variabilidade espacial da condutividade hidráulica em um Latossolo Vermelho – Amarelo textura média, no campo. *Rev. Bras. Ci. Solo*, Campinas, 4:63-66.

- Centurion, J.F., Demattê, J.L.I. (1985) Efeitos de sistemas de preparo nas propriedades físicas de um solo sob cerrado cultivado com soja. *Rev. Bras. Ci. Solo*, Campinas, 9:263-266.
- Ciollaro, G., Romano, N. (1995) Spatial variability of the hydraulic properties of a volcanic soil. *Geoderma*, 65:263-282.
- Costa, A.C.S., Libardi, P.L. (1999) Caracterização físico – hídrica de um perfil de terra roxa estruturada latossólica pelo método do perfil instantâneo. *Rev. Bras. Ci. Solo*, Viçosa, 23: 669-677.
- Elrick, D.E., Reynolds, W.D. e Tan, K.A. (1989) Hydraulic conductivity measurements in the unsaturated zone using improved well analyses. *Ground Water Monit. Rev.*
- Elrick, D.E, Reynolds, W.D., Geering, H.A., Tan, K.A. (1990) Estimating steady infiltration rate times for infiltrometers and permeameters. *Water Resources Reseach*, 26(4): 756-769.
- Hausenbuiller, R.L. (1978) *Soil Science: principles and pratices*. 2 ed. Washington, Wm. C. Brouw Company Publishes, 611p.
- Hillel, D. (1971) *Soil and Water – Physical principles and processes*. New York: Academic Press, 287p.
- Hillel, D., Krentos, V.D., Styliou, Y. (1972) Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. *Soil Science*, 114(5): 395-400.
- Hurtado, A.L.B. (2004) Variabilidade da condutividade hidráulica do solo em valores fixos de umidade e de potencial matricial. Dissertação (Doutorado em Irrigação e Drenagem) - Piracicaba–SP, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" - ESALQ. 94p.
- Jong Van Lier, Q. de, Libardi, P.L. (1999) Variabilidade dos parâmetros da equação que relaciona a condutividade hidráulica com a umidade do solo no método do perfil instantâneo. *Rev. Bras. Ci. Solo*, Viçosa, 23: 1005-1014.
- Jong Van Lier, Q. de. (2000) Índices da disponibilidade de água pelas plantas. In: Novais, R.F., Alvarez, V.H., Schaefer, C.A.G.R. *Tópicos em ciência do solo*. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v. 1, 95-106p.

- Kiehl, E.J. (1979) *Manual de edafologia: Relações solo-planta*. São Paulo: Ceres, 262p.
- Larcher, W. (2000) *Ecofisiologia vegetal*. Tradução de C.H.B.A. Prado. São Carlos: RiMa Artes e Textos. 530p.
- Libardi, P.L. (1995) *Dinâmica da água no solo*. 1.ed. Piracicaba: O autor, 509p.
- Libardi, P.L., Reichardt, K., Nielsen, D.R., Biggar, J.W. (1980) Simplified methods for estimating the unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, 44:3-6.
- Lobato, E.J.V., Libardi, P.L., Camargo, O.A. (1998) Condutividade hidráulica de amostras remoldadas de um latossolo roxo distrófico tratado com água/vinhaça. *Rev.Bras. Ci. Solo*, Viçosa, 22: 181-188.
- Marciano, C.R. (1999) Incorporação de resíduos urbanos e as propriedades físico-hídricas de um Latossolo Vermelho Amarelo. Dissertação (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Piracicaba-SP, Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" - ESALQ. 93p.
- Mahler, C.F., Aguiar, A.B. (2001) Determinação da permeabilidade in situ em aterros de resíduos sólidos. In: *XXVII Congresso Interamericano de Engenharia Sanitária e Ambiental*. Abes - Associação Brasileira de Engenharia Sanitária e Ambiental. 08 p.
- Marques, J.D., Libardi, P.L., Jong Van Lier, Q. (2002) Relação entre horizontes pedológicos e propriedades hidráulicas em dois latossolos. *Rev.Bras. Ci. Solo*, Viçosa, 26: 567-577.
- Martins, P.F.S., Coelho, M.A. (1980) Efeito do manejo da vegetação sobre retenção e movimento da água do solo. *Rev. Bras. Ci. Solo*, Campinas, 4:67-71.
- Mualem, Y. (1976) A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12(3):513-522.
- Neto, A.M., Antonio, A.C.D., Audry, P., Carneiro, C.J.G., Dall'olio, A. (2000) Condutividade hidráulica não saturada de um podzólico amarelo da zona da mata norte de Pernambuco. *Pesq. Agropec. Bras.*, Brasília, 35(6):1221-1228.

- Paige, G.B., Hillel, D. (1993) Comparison of three methods for assessing soil hydraulic properties. *Soil Science*, 155(3):175-189.
- Pauletto, E.A., Libardi, P.L., Mafron, P.A., Moraes, S.O. (1988) Determinação da condutividade hidráulica de solos a partir da curva de retenção de água. *Rev. Bras. Ci. Solo*, Campinas, 12:189-195.
- Prevedello, B.M.S., Prevedello, C.L., Libardi, P.L. (1981) Simplificação analítica do método do perfil instantâneo para obtenção da condutividade hidráulica não saturada em condições de campo. *Rev. Bras. Ci. Solo*, Campinas, 5:93-97.
- Prevedello, C.L., Kobiyama, M., Jacobs, G.A., Divardin, C.R. (1995) Comparação dos métodos do perfil instantâneo e de Van Genuchten na obtenção da condutividade hidráulica de uma areia marinha. *Rev. Bras. Ci. Solo*, Viçosa, 19: 1-5.
- Primavesi, A. (1984) *Manejo ecológico do solo: a agricultura em regiões tropicais*. 6.ed. São Paulo: Nobel, 541p.
- Queiroz, M.M.F., Rusteberg, B., Gheyi, H.R., Guerra, H.O.C. (1999) Estudo da condutividade hidráulica de um solo aluvial em lisímetro. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 3(2):161-166.
- Reichardt, K. (1975) *Processos de transferência no sistema solo-planta-atmosfera*. Campinas: Fundação Cargill, 268p.
- Reichardt, K. (1978) *A água na produção agrícola*. São Paulo: McGraw Hill do Brasil, 120p.
- Reichardt, K. (1990) *A água em sistemas agrícolas*. Piracicaba: Manole LTDA, 188p.
- Reichardt, K., Libardi, P.L., Saunders, L.C.V., Cadim, A. T. (1979) Dinâmica da água em solos cultivados com milho. *Rev. Bras. Ci. Solo*, Campinas, 3:1-6.
- Resende, J.O. (2000) *Solos coesos dos tabuleiros costeiros: limitações agrícolas e manejo*. Salvador, Seagri-SPA. 117p.
- Reynolds, W.D., Elrick, D.E. (1985) In situ measurement of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity and the α -parameter using the Guelph permeameter. *Soil Sci.* 140(4): 292-302.

- Richards, L.A., Gardner, W.R., Ogata, G. (1956) Physical processes determining water loss from soil. *Soil Science Society of America Proceedings*, 20:310-314.
- Silva, E.B., Libardi, P.L. (2000) Propriedades hidráulicas de um solo não saturado utilizando-se o permeâmetro a disco. *Scientia Agricola*, 57(3):525-529.
- Soil Moisture Equipment Corporation. Guelph permeameter model 2800 (user manual). Santa Bárbara. Soil moisture. 1991.
- Souza, L.S., Paiva, A.Q. (2001) Variação do potencial total da água em uma topossequência de solos de tabuleiro, durante dois anos. *Pesq. Agropec. Bras.*, 36(2):349-355.
- Souza, M.S. (2004) Caracterização do intervalo hídrico ótimo de três solos da Região Norte Fluminense. Tese (Mestrado em produção Vegetal) - Campos dos Goytacazes-RJ. Universidade Estadual Norte Fluminense – UENF. 72p.
- Stasovski, E., Peterson, C.A. (1993) The effects of drought and subsequent rehydration on the structure vitality and permeability of *Allium cepa* L. adventitious roots. *Canadian Journal of Botany*, 71:700-707.
- Taiz, L., Zeiger, E. (1998) *Plant Physiology*. 2.ed. Sunderland: Sinauer. 792p.
- Van Genuchten, M.T. (1980) A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44: 892-898p.