**Universidade de São Paulo
Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”**

Curva de retenção na avaliação da qualidade física do solo

Fernando Henrique Setti Gimenes

Dissertação apresentada para obtenção do título de
Mestre em Ciências. Área de concentração: Solos e
Nutrição de Plantas

**Piracicaba
2012**

Fernando Henrique Setti Gimenes
Engenheiro Agrônomo

Curva de retenção na avaliação da qualidade física do solo

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

Dissertação apresentada para obtenção do título de
Mestre em Ciências. Área de concentração: Solos e
Nutrição de Plantas

**Piracicaba
2012**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
DIVISÃO DE BIBLIOTECA - ESALQ/USP**

Gimenes, Fernando Henrique Setti
Curva de retenção na avaliação da qualidade física do solo / Fernando Henrique Setti
Gimenes.- - Piracicaba, 2012.
69 p: il.

Dissertação (Mestrado) - - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", 2012.

1. Física do solo 2. Frequência de distribuição de poros 3. Latossolo - Propriedades físicas 4. Índice S 5. Retenção da água no solo I. Título

CDD 631.43
G491c

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

DEDICO

A meus pais,
Jose Antonio Gimenes e Silvia Helena Setti Gimenes

OFEREÇO

A meu irmão Matheus e familiares

“Os que se encantam com a prática sem a ciência são como os timoneiros que entram no navio sem timão nem bússola, nunca tendo certeza do seu destino”

Leonardo da Vinci

AGRADECIMENTOS

A Deus, pela oportunidade de desenvolver esse trabalho, me iluminando para superar as dificuldades, mostrando o caminho a ser seguido e nunca me desamparando.

A minha família, por estar sempre ao meu lado, me apoiando nos momentos difíceis da caminhada acadêmica e familiar, principalmente aos meus pais, Jose Antonio e Silvia Helena, que por sua dedicação e amor possibilitaram a oportunidade de realizar essa conquista. Também ao meu irmão Matheus, a avó Thereza e a tia Ermelinda, que me apoiaram e motivaram.

A Esalq e ao corpo docente do departamento de Solos e Nutrição de Plantas, por abrir as portas da instituição para a realização dessa pesquisa, receptividade e apoio. Ressalta-se o professor Dr. Paulo Leonel Libardi, pela orientação, disposição e amizade, por acreditar em mim, me mostrar o caminho da ciência, por ser exemplo de profissional e caráter. Também o professor Dr. Álvaro Pires da Silva por permitir o uso do laboratório.

A equipe técnica da Esalq e do Cena, pela dedicação em transmitir os conhecimentos, e incentivo nos estudos.

Aos amigos, por sempre estarem dispostos a comemorar nos momentos de alegria e a ajudar nas dificuldades. Dentre eles, os amigos da Engenharia de Biossistemas, Helon, Ismael, Roque, André, Marcos, Neilo, Verena, Mônica, Cristhiane, Marcelo, Angélica e Luciano. Também aos amigos do Solos, Edison, Osvaldo, Sueli, Lorena, Sâmala, Raul, Selene, Renata e Talita.

A Larissa pelo carinho e companheirismo.

Aos familiares e amigos não citados, que direta ou indiretamente contribuíram com a realização desse trabalho, sendo importantes no meu desenvolvimento pessoal e como pesquisador.

Ao CNPq e FAPESP, pela bolsa de estudos e pelo fomento dessa pesquisa.

SUMÁRIO

RESUMO.....	9
ABSTRACT.....	11
1 INTRODUÇÃO.....	13
2 DESENVOLVIMENTO.....	15
2.1 Revisão Bibliográfica.....	15
2.1.1 Qualidade do solo.....	15
2.1.2 Qualidade física do solo e indicadores físicos.....	15
2.1.3 Curva de retenção de água.....	18
2.1.4 Latossolos.....	21
2.2 Material e Métodos.....	22
2.2.1 Área experimental.....	22
2.2.2 Atributos avaliados.....	25
2.2.2.1 Curva de retenção de água (CRA).....	25
2.2.2.2 Densidade do solo (Ds).....	28
2.2.2.3 Densidade das partículas (Dp).....	28
2.2.2.4 Distribuição granulométrica.....	29
2.2.2.5 Porosidade total do solo (PT).....	29
2.2.2.6 Teor de carbono orgânico (CO).....	29
2.2.2.7 Grau de intemperismo (Ki e Kr).....	29
2.2.2.8 Estabilidade de agregados.....	30
2.2.3 Análise dos resultados.....	31
2.3 Resultados e Discussão.....	32
2.3.1 Atributos que influenciam a retenção de água.....	32
2.3.2 Retenção de água.....	39
2.3.3 Ajuste da curva de retenção de água no solo.....	42
2.3.4 Distribuição de poros.....	49
2.3.5 Índice S.....	53
3 CONCLUSÕES.....	55
REFERÊNCIAS.....	57
ANEXOS.....	65

RESUMO

Curva de retenção na avaliação da qualidade física do solo

O solo é um importante recurso natural e a sua conservação é essencial para uma produção sustentável. A qualidade de um solo, por sua vez, pode ser definida como a capacidade deste em exercer sua função em um ecossistema e pode ser descrita por meio de parâmetros físicos, químicos e biológicos. Os atributos físicos do solo descrevem a organização de sua estrutura, de modo que esta é responsável pela movimentação e disponibilidade da solução do solo para as plantas e depende da dimensão, forma e arranjo de suas partículas sólidas e de seus poros. Portanto, a discussão dos mecanismos de movimento e retenção da água no solo é relevante na inferência da sua qualidade física. A curva de retenção da água no solo é o gráfico da umidade do solo em função do potencial mátrico da água no solo, a qual é uma ferramenta importante na avaliação da qualidade física do solo. No Brasil, os Latossolos são de grande importância, devido a sua extensão e potencial produtivo. Estes solos são muito intemperizados, com elevada estabilidade de agregados e podem ser originados a partir de materiais distintos, o que interfere na resposta física. Portanto, o objetivo geral deste trabalho foi avaliar a qualidade físico-hídrica do solo por meio da análise da curva de retenção da água em três Latossolos, verificando entre dois modelos empíricos de ajuste (BROOKS; COREY, 1964; VAN GENUCHTEN, 1980). Também foram avaliadas a frequência de distribuição do tamanho de poros e a utilização do índice S como indicador da qualidade física do solo. Foram coletadas amostras indeformadas de três áreas para confecção das curvas de retenção de água no solo: (1) Latossolo Vermelho Amarelo Distrófico típico (pousio); (2) Latossolo Vermelho Distrófico típico álico (cana-de-açúcar); (3) Latossolo Vermelho Distrófico típico (cana-de-açúcar). Os resultados mostraram que a curva de retenção de água foi influenciada pela densidade do solo, porosidade, textura e conteúdo de carbono orgânico; o ajuste da curva de retenção de água no solo pelos dois modelos utilizados foi semelhante, porém o modelo de van Genuchten (1980) apresentou-se ligeiramente melhor que o modelo de Brooks e Corey (1964), principalmente nos pontos próximos à saturação; a frequência de distribuição de poros e o índice S foram sensíveis em diferenciar a qualidade estrutural de solos devido à textura e ao manejo.

Palavras-chave: Latossolo; Atributos físicos; Retenção da água no solo; Frequência de distribuição de poros; Índice S

ABSTRACT

Soil water retention curve on evaluation of soil physical quality

Soil is an important natural resource and its conservation is essential for sustainable production. The quality of a soil can be defined as its ability to exert its function in an ecosystem and can be described by means of physical, chemical and biological parameters. The soil physical attributes describe the organization of its structure, that is responsible for the movement and availability of soil solution for plants and it depends on the size, shape and arrangement of its solid particles and pores. Therefore, the discussion of the mechanisms of soil water movement and retention is important in inferring its physical quality. The soil water retention curve is an important tool to evaluate soil quality, is the graph of soil water content as a function of soil water matric potential. In Brazil, the Oxisols are of great importance due to their extent and productive potential. These soils are highly weathered, with high aggregate stability and can originate from different materials, which interfere on the physical response. Therefore, the aim of this work was to evaluate the physical-hydric quality of the soil by means of the soil water retention curve of three Oxisols, by using two empirical adjustment models (BROOKS; COREY, 1964; VAN GENUCHTEN, 1980). Pore-size distribution frequency and the use of the S index as an indicator of physical soil quality were also evaluated. Undisturbed soil samples were collected from three areas to obtain the soil water retention curves: (1) Typic Hapludox (fallow land), (2) Rhodic Hapludox (sugarcane), (3) Rhodic Hapludox (sugarcane). The results showed that the soil water retention curve was influenced by the soil bulk density, soil porosity, soil texture and soil organic carbon content. The fitness of the soil water retention curve by the two models was similar, however the van Genuchten's model (1980) was slightly better than the model of Brooks and Corey (1964), especially in the points near saturation; the pore-size distribution frequency and the S index were sensitive in differentiating the structural quality of soil due to the texture and management.

Keywords: Oxisol; Physical attributes; Soil water retention; Pore-size distribution frequency; S index

1 INTRODUÇÃO

O solo é um dos mais importantes recursos naturais de nosso planeta e a sua conservação constitui um aspecto de grande relevância para uma produção mais sustentável. A qualidade de um solo pode ser definida como a capacidade deste solo em exercer sua função em um ecossistema, e pode ser avaliada pela quantificação de alguns de seus atributos ou propriedades biológicas, físicas e químicas. Como tais atributos podem interagir, a mudança em um deles pode afetar os demais.

Os atributos físicos e químicos do solo são os que sofrem mudanças menos abruptas ao longo do tempo. Em condições naturais, a biota do solo pode ser mutável ao longo do ano, devido aos períodos de chuvas e secas (regiões tropicais) ou de altas e baixas temperaturas (regiões temperadas); porém, para que ocorra mudança em algum atributo físico ou químico do solo é necessário a atuação dessas intempéries por longos ciclos que podem chegar a centenas ou milhares de anos.

Esse processo é fácil de se observar em condições naturais. No entanto, quando ocorre interferência antrópica, todo esse processo é alterado, podendo ocorrer mudanças mais abruptas no solo. Isso nos leva a consideração de que, com o uso do solo pelo homem, há uma mudança em sua qualidade e isto interfere diretamente na resposta que este solo pode apresentar no processo produtivo.

Os atributos físicos do solo regem a organização de todo esqueleto mineral do solo (matriz do solo), sendo responsável pela movimentação e disponibilização da solução do solo, que fornece água e nutrientes para as plantas. Deste modo, o detalhamento organizacional desta estrutura é importante para o estudo dos processos que interferem diretamente na resposta das plantas a determinado tipo de solo ou manejo.

Ao analisar uma amostra de solo, podemos verificar que sua parte sólida, ou matriz do solo, pode ser subdividida em partículas tão ínfimas que não poderiam ser vistas a olho nu. Com isso, podemos dizer que o solo é formado por partículas de diferentes tamanhos, que constitui uma característica chamada textura do solo, que aderidas umas as outras por forças de coesão e adesão formam partículas secundárias, chamadas de agregados ou aglomerados, que em conjunto formam a estrutura do solo. Esta estrutura, por contar com espaços não ocupados por partículas, possui um espaço poroso, que pode ser preenchido por ar ou água. Com esta descrição física podemos ver que o solo possui diversos atributos: textura, estrutura, densidade, porosidade, podendo está ultima ser dividida em preenchida com ar (porosidade de

aeração) ou água (umidade do solo) e, por meio destes, diversos outros atributos ou índices podem ser gerados. Mas vemos que todos são primariamente dependentes de dois atributos principais, a textura e a estrutura, de modo que se mantivermos a textura de um solo constante, as demais mudanças serão prioritariamente dependentes das suas mudanças estruturais.

Portanto, a estrutura de um solo é um atributo físico que expressa muito de sua qualidade, pois depende da dimensão, forma e arranjo de suas partículas sólidas e de seus poros. Ao discutir arranjo de poros torna-se relevante os mecanismos de movimento e retenção da água no solo, pelos quais se pode inferir diversos índices de qualidade física, podendo com esse enfoque, devido a atuação da água, serem chamados de índices de qualidade físico-hídrica do solo.

Um dos principais índices de qualidade física é a curva de retenção de água no solo, que representa a correlação entre a umidade do solo, que é a quantidade de água retida pelos poros do solo em determinado momento, e o potencial mátrico da água no solo, definido como a energia potencial específica da água no solo dependente da ação de retenção por forças de capilaridade e adsorção na matriz do solo. Como a heterogeneidade do sistema poroso é muito grande, de modo que as forças de adsorção e capilaridade não são dependentes apenas do tamanho, mas também da forma e continuidade do sistema poroso, não há uma expressão matemática teórica que possa descrever a curva de retenção de água no solo, de maneira que vários modelos matemáticos empíricos foram desenvolvidos e têm sido utilizados.

No Brasil, a abrangência dos Latossolos, ordem de solos de grande importância devido ao seu potencial produtivo, é extensa. Estes solos são muito intemperizados e com elevada estabilidade de agregados, decorrente da atuação dos óxidos de ferro e alumínio presentes na fração argila, que são responsáveis pela estruturação bem desenvolvida e alto volume de macroporos. Portanto, torna-se necessário verificar quais métodos avaliariam melhor a qualidade físico-hídrica desses solos para o estabelecimento de sistemas de manejo que objetivem a sustentabilidade agrícola. Diante do exposto, o objetivo geral deste trabalho foi avaliar a qualidade físico-hídrica do solo por meio da análise da curva de retenção da água em três Latossolos, utilizando diferentes modelos empíricos de ajuste, e verificar qual deles representa melhor a retenção da água. Os objetivos específicos foram (i) avaliar a frequência de distribuição do tamanho de poros de cada solo e (ii) verificar a utilização do índice S como indicador da qualidade física do solo.

2 DESENVOLVIMENTO

2.1 Revisão Bibliográfica

2.1.1 Qualidade do solo

O solo é um dos mais importantes recursos naturais de nosso planeta, tanto para as necessidades humanas, como para a conservação dos ecossistemas, sustentando campos, cerrados e florestas, integrando a biodiversidade e acolhendo a água das chuvas que depois emergem nas nascentes e mananciais (LEPSCH, 2010). No entanto, os solos com capacidade produtiva apresentam degradação induzida pelo homem em quase 40% das terras agrícolas do mundo, como resultado da erosão, poluição atmosférica, cultivo, pastoreio excessivo, desmatamento, salinização e desertificação (OLDEMAN, 1994).

Assim, no início dos anos 1990, quando a comunidade científica, consciente da importância do solo para a humanidade, começou a abordar a preocupação com a degradação dos recursos naturais, produtividade, sustentabilidade agrícola e a função do solo na qualidade ambiental, intensificou-se a discussão sobre qualidade do solo (VEZZANI; MIELNICZUK, 2009).

A qualidade do solo pode ser definida como a capacidade de um tipo específico de solo desempenhar suas funções, dentro dos limites dos ecossistemas naturais ou manejados, para sustentar a produtividade vegetal, animal e a saúde humana, proporcionando habitação e mantendo ou melhorando a qualidade da água e do ar (KARLEN et al., 1997). O solo, em questões de uso e manejo, apresenta funções hidrológicas, reguladora do clima, habitacional, patrimonial, de produção, de armazenamento, de controle de resíduos e poluição, de ambiente biótico e de espaço conectivo (FAO, 1995). A deterioração de sua qualidade implica na perda de tais funções, agindo prejudicialmente sobre o fornecimento de suporte físico, água e nutrientes necessários para o crescimento das plantas terrestres; regulação do fluxo de água no ambiente; e eliminação dos efeitos de contaminantes por meio de processos físicos, químicos e biológicos, através da atuação como filtro ambiental (CONSTANZA et al., 1992).

2.1.2 Qualidade física do solo e indicadores físicos

No solo, existem diversas relações entre os atributos físicos, químicos e biológicos. Nesse contexto, a qualidade do solo pode ser avaliada através da quantificação de alguns atributos ou propriedades biológicas, físicas e químicas do solo (VEZZANI; MIELNICZUK, 2009). Essa avaliação é complexa e deve ser realizada em função de um conjunto de indicadores ou atributos específicos e suas relações, que controlam os processos e os aspectos

relacionados à sua variação no tempo e no espaço, já que se tem verificado que indicadores isolados não são suficientes para sua quantificação (CARNEIRO et al., 2009). A qualidade física afeta as qualidades química e biológica e a sua melhoria, para um determinado solo, promove, mesmo que indiretamente, melhoria das outras (DEXTER, 2004a). Ela depende das características intrínsecas do solo, como profundidade efetiva, mineralogia e textura, assim como de propriedades que variam com o tempo, como densidade e porosidade (REINERT et al., 2006), manifestando-se de várias maneiras, como uma boa infiltração de água, aeração e trabalhabilidade, além de ausência de escoamento superficial e hardsettings (caráter coeso) e baixa resistência à penetração (DEXTER, 2004a).

Conforme Carvalho et al. (2004), uma das grandes preocupações dos cientistas que trabalham com física do solo é encontrar uma única propriedade capaz de caracterizar a maior parte das informações importantes referentes a determinada mancha de solo que se está estudando; usualmente, as pesquisas nesta área são relacionadas para distribuição do tamanho dos poros e dos agregados. De acordo com Doran e Parkin (1994), entre as propriedades físicas propostas como indicadores básicos na avaliação da qualidade do solo incluem-se textura, estrutura, densidade do solo, porosidade, distribuição do tamanho de poros, capacidade de armazenamento e retenção de água.

A densidade do solo é um dos atributos físicos mais influenciados pela degradação estrutural do solo, sendo afetada por cultivos que alteram a estrutura e, por consequência, o arranjo e volume dos poros (KLEIN; LIBARDI, 2002). A densidade do solo foi extensivamente discutida em diversos trabalhos, de modo que alterações neste atributo influem em propriedades físico-hídricas importantes, tais como: porosidade de aeração, retenção de água no solo, disponibilidade de água às plantas e resistência do solo à penetração (TORMENA et al., 1998). O aumento nos valores de densidade do solo tem causado diminuição na qualidade deste (LIMA et al., 2005). Porém, um valor de densidade considerado elevado em um determinado solo argiloso pode representar menor estado de compactação em solo arenoso, por este atributo ser influenciado pela textura e teor de matéria orgânica (HAKANSSON, 1990).

A textura interfere em diversas características do solo, como retenção de água, velocidade de decomposição da matéria orgânica, capacidade de lixiviação, susceptibilidade a erosão hídrica e eólica, susceptibilidade a compactação, capacidade de troca catiônica (CTC) e grau de agregação de suas partículas, além de influenciar atributos físicos como porosidade e densidade do solo (BRADY; WEIL, 2008). Porém a interação das partículas minerais do solo, que definem sua textura, com outros elementos como matéria orgânica, gomas de

microrganismos, raízes e hifas de fungos, podem gerar diversas formas de agregados e tipos de estrutura do solo que estão altamente relacionados a resposta físico-hídrica de um solo.

Portanto, um dos atributos mais importantes para se avaliar a qualidade do solo é a sua estrutura, expressa pela dimensão, forma e arranjo das partículas sólidas e dos seus poros (BREWER; SLEEMAN, 1960), de modo que a alteração deste arranjo afeta propriedades físicas, como porosidade de aeração, resistência do solo à penetração, e físico-hídricas, como retenção de água no solo e disponibilidade de água às plantas (TORMENA et al., 1998). A estrutura do solo define a geometria de poros, que influencia decisivamente a movimentação da água e do ar no perfil do solo, pois a macroporosidade é responsável pela livre circulação da água e ar no solo e a microporosidade pela retenção da água. As partículas tornam-se agregadas devido a diversas forças, em diferentes escalas, formando unidades estruturais distintas, e as partículas nessas unidades são mais fortemente atraídas uma às outras do que por partículas do solo circunvizinho (BRADY; WEIL, 2008). Um dos principais agentes de formação e estabilização dos agregados do solo é a matéria orgânica, que juntamente com óxidos de ferro e alumínio, conferem estabilidade ao solo (AZEVEDO; BONUMÁ, 2004). Por esse motivo, a matéria orgânica é um bom indicador da qualidade do solo e, mesmo não sendo uma propriedade física, influencia direta e indiretamente a maioria delas, e se relaciona com outras propriedades químicas e biológicas (REICHERT et al., 2003). O seu teor está diretamente relacionado ao estoque de carbono orgânico do solo, sendo assim, quanto maior o conteúdo de carbono orgânico de um solo, maior será seu teor de matéria orgânica. Há indicação clara de que o incremento de matéria orgânica do solo é acompanhado pelo incremento da agregação e porosidade, expressa pela estabilidade dos agregados, ocorrendo independente do tipo de solo (REINERT et al., 2006).

Porém, o aumento da estabilidade também pode estar associado a compactação do solo, com predominância de microporos, não necessariamente estando associado à melhoria da qualidade dos agregados (CARPENEDO; MIELNICZUK, 1990). Como a macroporosidade é a primeira fração do sistema poroso afetada pelas atividades antrópicas, torna-se necessária uma atenção especial quanto ao manejo a ser adotado (BRITO, 2010). Portanto, as taxas de aumento de agregação, estão relacionadas não somente à textura do solo e ao seu conteúdo de matéria orgânica, mas também ao manejo e aos sistemas de cultivo adotados (REICHERT et al., 2003).

Logo, a avaliação da qualidade física do solo pode ser feita diretamente pela análise da porosidade do solo, de modo que sua degradação ocasiona redução do volume de macroporos e mudanças na continuidade e distribuição dos poros (DEXTER, 2004a). A porosidade, fração

volumétrica ocupada com ar e, ou, água, é o espaço em que ocorrem os processos dinâmicos do ar e solução do solo (HILLEL, 1970) e a distribuição do diâmetro dos poros condiciona a resposta físico-hídrica de um solo. A distribuição do tamanho de poros depende do sistema de classificação do diâmetro de poros utilizado. Na literatura há diversas propostas, Kiehl (1979) classifica em macroporos os poros com diâmetro maior do que 60 μm , e microporos, os com diâmetro menor do que 60 μm , enquanto Richards (1965) e USDA (1972) utilizam o valor de poro com diâmetro de 50 μm como limite entre microporos e macroporos. A proposta de Koorevaar et al. (1983) inclui os mesoporos, e classifica os poros em: (a) macroporos, poros que possuem diâmetro maior do que 100 μm , cuja função é a aeração do solo e a condução de solução durante o processo de infiltração e drenagem; (b) mesoporos, aqueles com diâmetro entre 30 e 100 μm , com a função de conduzir a solução durante o processo de redistribuição; e (c) microporos, poros com diâmetro menor do que 30 μm , que atuam, principalmente, na armazenagem da solução no solo.

Existem diversas maneiras de avaliar a porosidade do solo, desde a análise de imagens geradas em blocos impregnados com resina poliéster (MURPHY, 1986), até técnicas mais avançadas como análise de imagens 3D geradas por atenuação de raios X ou raios gama (ELLIOT; HECK, 2007). Porém, a curva de retenção de água no solo ainda é muito utilizada (DEXTER, 2004a; LIBARDI, 2005; ANDRADE; STONE, 2009; BRITO, 2010) e, devido aos diversos estudos realizados, é uma forma confiável de avaliar a distribuição de tamanho de poros de um solo, e apresenta recursos para descrever matematicamente a qualidade física do solo.

2.1.3 Curva de retenção de água

A retenção de água no solo ocorre devido a fenômenos de capilaridade e adsorção, sendo que, em altos conteúdos de água, a capilaridade atua na retenção da água nos poros capilares, o qual está sempre associado a uma interface curva água-ar, e, em menores conteúdos de água, a adsorção ocorre nas superfícies dos sólidos do solo como filme, predominando esta forma de retenção à medida que os poros esvaziam (REICHARDT; TIMM, 2004). O fenômeno de capilaridade depende, principalmente, da densidade e porosidade do solo, enquanto o fenômeno de adsorção depende, basicamente, da espessura do filme de água que recobre as partículas, a qual varia de acordo com sua superfície específica (HILLEL, 1970). Assim, textura e matéria orgânica interferem diretamente na capacidade de retenção de água pelo solo (CENTURION; ANDRIOLI, 2000).

A água no solo está sujeita a diversas forças, resultantes da atração do solo pela água, da presença do campo gravitacional, da presença de solutos, da carga hidrostática, entre outras. Assim, cada componente de energia potencial que estiver atuando na água dentro do solo origina um potencial componente do potencial total da água no solo (LIBARDI, 2005). O resultado dos fenômenos de adsorção e capilaridade entre a água e a matriz do solo constitui o potencial mátrico, o qual pode ser interpretado como uma medida do trabalho realizado por um agente externo para tornar livre a unidade de volume de água retida num solo não saturado. O potencial mátrico, a não ser no caso particular de uma interface água-ar plana, é sempre um valor negativo, sendo comum o uso do termo tensão da água no solo para eliminar o sinal negativo (LIBARDI, 2005).

O potencial mátrico atua na retenção da água no solo contra outras forças como gravidade, evaporação e absorção de água pelas raízes (PERAZA, 2003). E a relação entre o potencial mátrico e o conteúdo de água, a base de massa ou volume, é expressa pela curva de retenção de água no solo (CHILDS, 1940) e reflete a ação dos atributos que influenciam na retenção de água pelo solo (TORMENA et al. 1998), servindo assim como um indicador de qualidade. Pela curva de retenção de água no solo é possível calcular o teor de água atual, distribuição do tamanho de poros, porosidade de aeração e quantidade de água disponível para as plantas (HILLEL, 1982).

Para a obtenção de resultados analíticos correlacionando o potencial mátrico e o conteúdo de água no solo foram desenvolvidos aparelhos de placa porosa, sendo considerado o método padrão (EMBRAPA, 1997). Os aparelhos tradicionalmente utilizados, dependendo do potencial mátrico necessário, são o funil de placa porosa (HAINES, 1930) e a câmara de pressão com placa porosa (RICHARDS, 1949), os quais têm seu funcionamento baseado na teoria da capilaridade.

O funil de placa porosa, ou funil de Haines, é um equipamento utilizado para aplicar uma determinada tensão na amostra até atingir o equilíbrio, ou seja, cessar o gotejamento, e então, determinar a umidade remanescente. O potencial mátrico da amostra em contato hidráulico com a placa porosa é obtida pela distância entre o centro da amostra de solo e o nível de água mantido constante na extremidade da haste do funil, com sinal contrário (LIBARDI, 2005). Porém, esse desnível ocorre até um determinado valor máximo, em torno de 8,5 metros, a partir do qual ocorre o fenômeno da cavitação, ocorrendo passagem de ar através da placa porosa e rompimento do menisco (LIBARDI, 2005), atingindo um potencial mátrico máximo de, aproximadamente, -850 hPa. Em potenciais mátricos menores utiliza-se a câmara de pressão com placa porosa, ou câmara de Richards, em que se aplica uma

determinada pressão de ar na câmara com a amostra de solo saturada, retirando a água retida no solo com energia por unidade de volume de água menor do que a pressão de ar aplicada (KLAR, 1984). O potencial mátrico da amostra é assim igual à pressão aplicada com sinal contrário, e após o equilíbrio para cada pressão aplicada, determina-se a umidade remanescente e constrói-se a curva de retenção (LIBARDI, 2005).

Os aparelhos com placa porosa apresentam a desvantagem da demora na obtenção dos pontos necessários para a elaboração da curva e problemas de contato hidráulico entre a amostra e a placa porosa com paralisação da drenagem (COSTA et al., 2008). Em compensação, existem equipamentos que podem realizar medições de potenciais muito baixos com rapidez e qualidade, como por exemplo o psicrômetro. Este equipamento determina a atividade da água, ou umidade relativa de equilíbrio, que é o equilíbrio entre a fase de vapor no ar e a fase líquida da água presente na amostra deformada em condições isotérmicas e recipiente selado, e em seguida, se mede as temperaturas do ponto de orvalho do ar e da amostra. Dessa forma, o potencial da água pode ser calculado a partir da atividade de água expressa como uma fração, usando a equação de Kelvin (SCANLON et al, 2002). Este aparelho possui a vantagem de proporcionar rápidas leituras, e a desvantagem de ser afetado por mudanças bruscas de temperatura do ambiente e apresentar baixa precisão em tensões próximas e menores que 4000 hPa (COSTA et al., 2008). Assim, sugere-se o uso conjunto de ambos os métodos em estudos de retenção de água no solo, englobando extensa amplitude de potencial mátrico (CARDUCCI et al., 2011).

No ajuste da curva de retenção, é previsível que, quanto maior o número de pontos, mais representativa será a curva de retenção; no entanto, mais oneroso será seu levantamento (SILVA et al., 2006). Como uma expressão matemática teórica ainda não foi desenvolvida para um ajuste preciso da curva de retenção de água (KASTANEK; NIELSEN, 2001), utiliza-se alguns modelos matemáticos e empíricos (BROOKS; COREY, 1964; VAN GENUCHTEN, 1980; KASTANEK; NIELSEN, 2001) para sua descrição a partir de um determinado número de pontos medidos. O desempenho dos modelos amplamente utilizados de Brooks e Corey (1964) e van Genuchten (1980) é restrito para solos caracterizados por um formato específico de curva de retenção de água no solo, assim, o modelo de Brooks e Corey (1964) é melhor adaptado para curvas de retenção com formato em “J”, caracterizando solos com textura franca e arenosa, enquanto, o modelo de van Genuchten (1980) descreve mais precisamente curvas de retenção com formato em “S”, caracterizando solos de textura argilosa (VALIANTZAS, 2011). Devido a dificuldade de encontrar o ajuste mais eficiente, Dourado

Neto et al. (2001) desenvolveu um programa de computador para descrever a curva de retenção de água no solo com opção de 12 modelos analíticos presentes na literatura.

Um outro parâmetro para avaliação da qualidade física do solo que pode ser obtido por meio da curva de retenção de água no solo é o índice S, proposto por Dexter (2004a, 2004b, 2004c), e definido como o coeficiente angular da reta tangente à curva de retenção da água no solo (elaborada como o conteúdo de água em função do logaritmo da tensão da água) em seu ponto de inflexão. O índice S é de cálculo fácil, medido com equipamentos laboratoriais padrões, representa a distribuição do tamanho de poros de maior frequência e torna possível a comparação direta de diferentes solos e dos efeitos de diferentes práticas de manejo na qualidade física do solo (ANDRADE; STONE, 2009). Este índice pode ser calculado diretamente a partir de uma curva de retenção de água no solo com muitos pontos. Entretanto, é mais conveniente ajustar a curva de retenção de água com uma função matemática e então calculá-lo utilizando os parâmetros da função (DEXTER, 2004a). Quanto maior o índice S, maior a porosidade microestrutural, afetada pelo manejo. Portanto, o índice S coordena muitas propriedades físicas do solo. Os solos com apenas porosidade textural apresentam a qualidade física muito pobre (DEXTER, 1988). O valor do índice S é sempre negativo, desse modo, para facilitar a discussão, utiliza-se o módulo de S. O valor limite entre solos com boa e pobre qualidade estrutural é de 0,035 e 0,045, segundo Dexter (2004a) e Andrade e Stone (2009), respectivamente. Enquanto o valor de índice S associado às más condições físicas do solo é de 0,020 e 0,025, segundo Dexter (2004a) e Andrade e Stone (2009), respectivamente.

2.1.4 Latossolos

Os Latossolos, termo utilizado no Brasil, guardam certa correspondência com os Oxisols, Sols Ferralitiques e Ferralsols dos sistemas estadunidense, francês e da FAO, respectivamente (KER, 1998). Estes solos, geralmente, são muito intemperizados e apresentam baixa fertilidade natural, contrastando com a elevada estabilidade dos agregados, decorrente da atuação dos óxidos de alumínio e ferro presentes na fração argila e da estrutura granular, e alto volume de macroporos (OLIVEIRA et al., 2004). Também são caracterizados pela pequena diferenciação de seus horizontes, baixa atividade da argila, fraca macroestrutura e forte estrutura granular (EMBRAPA, 2006).

Esta classe constitui uma das treze ordens de solos de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006). Estes solos caracterizam-se por apresentar predominância de material mineral, bastante intemperizado, com horizonte diagnóstico B latossólico (Bw). Este horizonte é caracterizado pela presença de minerais de argila 1:1, teores

variáveis de ferro, sílica e óxido de alumínio extraíveis pelo ataque sulfúrico, apresentando uma relação entre sílica e óxido de alumínio (Ki) inferior ou igual a 2,2 (REATTO et al., 2009).

No Brasil, os Latossolos totalizam uma superfície de cerca de 331 milhões de hectares, correspondendo a aproximadamente 39% do território brasileiro (ESPIG et al., 2005), constituindo uma ordem de solo de grande importância, pela sua abrangência e vasto uso agrícola, ocorrendo praticamente em todas regiões do país sob diferentes condições climáticas, relevo e material de origem (KER, 1998). Estes solos sustentam uma grande fração da produção agrícola, pecuária e florestal no Brasil, uma vez que suas propriedades físicas são altamente adequados para mecanização e produção em larga escala (FERREIRA et al., 2010), despertando o interesse de pesquisadores em manter a qualidade desse solo e o potencial produtivo.

Por se tratar de uma ordem tão expressiva em extensão territorial, que pode apresentar solos originados de materiais tão distintos, mas que tenham que obedecer a determinados critérios pedogenéticos para gerar solos pertencentes a mesma ordem, os Latossolos se apresentam como uma ordem importante no estudo de atributos físico-hídricos, uma vez que devido a semelhante classificação exista certa homogeneidade, ficando a heterogeneidade ligada a fatores como textura, quantidade de matéria orgânica e qualidade estrutural, o que deve ser diferenciado pelos atributos físico-hídricos de cada solo.

2.2 Material e Métodos

2.2.1 Área experimental

O experimento foi realizado em áreas localizadas no município de Piracicaba, Estado de São Paulo (Figura 1). Segundo a classificação internacional de Köppen, o clima da região é do tipo Cwa, denominado “tropical de altitude”. É um clima mesotérmico de inverno seco, em que a temperatura média do mês mais frio é inferior a 18°C e a do mês mais quente ultrapassa 22°C. As médias anuais de temperatura, precipitação e umidade relativa são de 21,1°C, 1257 mm e 74%, respectivamente. A estação seca ocorre entre os meses de abril e setembro, sendo julho o mês mais seco com menos de 30 mm de chuva. O mês mais chuvoso oscila entre janeiro e fevereiro.

Figura 1 - Localização das três áreas experimentais: Área 1, Área 2 e Área 3

Neste município ocorre grande diversidade de solos, de modo que os Latossolos representam a classe de solos de maior expressão na região. Assim, foram selecionadas três áreas experimentais com Latossolos de diferentes texturas, visando avaliar a hipótese referente à sensibilidade da curva de retenção de água no solo na verificação da qualidade física em áreas que apresentam atributos diferenciados.

A área experimental 1 (Área 1) está em pousio, porém, eventualmente, é utilizada como pasto de bovinos, e localiza-se numa latitude sul de $22^{\circ}43'03''$ e longitude oeste de $47^{\circ}36'60''$, o solo do local foi classificado como Latossolo Vermelho Amarelo Distrófico típico (EMBRAPA, 2006) (Figura 2a). O horizonte B latossólico (Bw), com matiz 5 YR 4/6 (úmido), inicia-se ao redor de 60 cm de profundidade, com textura média a arenosa, estrutura em blocos subangulares muito pequenos e grau moderado, e consistência ligeiramente plástica e pegajosa quando molhado, friável quando úmido e ligeiramente dura quando seco. Entre o horizonte Ap e o Bw (14-60 cm), ocorre um horizonte de transição AB (matiz 7,5 YR 3/4, úmido) com textura média a arenosa, estrutura em blocos subangulares pequenos e grau moderado, de consistência ligeiramente plástica e pegajosa quando molhado, friável quando úmida e ligeiramente dura quando seco. A transição é plana e gradual.

A área experimental 2 (Área 2) é cultivada com cana de açúcar e localiza-se numa latitude sul de $22^{\circ}44'15''$ e longitude oeste de $47^{\circ}30'39''$, o solo do local foi classificado como Latossolo Vermelho Distrófico típico álico (EMBRAPA, 2006) (Figura 2b). O horizonte Bw (matiz 2,5 YR 3/5, úmido) inicia-se ao redor de 80 cm de profundidade, sendo muito argiloso, muito espesso e com forte microagregação. Entre o horizonte Ap e o Bw (15-80 cm), ocorre um horizonte transicional BA (matiz 2,5 YR 3/4, úmido) com blocos subangulares de

tamanho de 2 a 5 cm, de consistência friável quando úmida e com cerosidade moderada comum, concentrando-se principalmente nas paredes dos agregados. A atividade biológica é muito evidente tanto nos horizontes Bw como, principalmente, no horizonte BA.

A área experimental 3 (Área 3) também é cultivada com cana de açúcar e localiza-se numa latitude sul de 22°45'03" e longitude oeste de 47°34'01", o solo do local foi classificado como Latossolo Vermelho Distrófico típico (EMBRAPA, 2006) (Figura 2c). O horizonte B latossólico (matiz 10 R 4/4, úmido) inicia-se ao redor de 40 cm de profundidade, com textura muito argilosa, estrutura em blocos subangulares que se desfazem em maciça não porosa, de tamanho grande e grau fraco, e a consistência é muito plástica e muito pegajosa quando molhado, muito friável quando úmido e macia quando seco. Até o horizonte transicional BA (22-40 cm), ocorre um horizonte Ap (0-22 cm, matiz 2,5 YR 3/3, úmido) com estrutura em blocos subangulares, de tamanho pequeno e grau moderado, consistência muito plástica e muito pegajosa quando molhado, muito friável quando úmido e macia quando seco. A transição é plana e difusa.

Figura 2 - Perfis de solo amostrados. (a) Área 1, (b) Área 2, e (c) Área 3

Para a caracterização física e química dos solos, foram coletadas amostras com estrutura deformada das camadas entre 15 e 20 cm e entre 100 e 105 cm. Destas camadas, também foram coletadas amostras de solo com estrutura indeformada, com 40 amostras por camada de solo, que foram divididas em 4 replicatas utilizadas para obter os 10 pontos dos potenciais mais altos da curva de retenção de água no solo.

As amostras de solo com estrutura indeformada foram coletadas utilizando-se um amostrador de solo eletro-mecânico (Figura 3a) desenvolvido por Figueiredo (2010), o qual realizava as medições com velocidade constante ($2.10^{-3} \text{ m s}^{-1}$), sendo mais adequado para a preservação das propriedades físicas do solo, evitando o rearranjo das partículas do solo devido ao impacto gerado pela amostragem convencional por percussão, que resultaria em um aumento da densidade do solo e modificações no sistema poroso (HILLEL, 1982), bem como no aumento da resistência do solo à penetração (COSTA et al., 2003).

Figura 3 - (a) Amostrador de solo eletro-mecânico, (b) Esquema de amostragem das amostras indeformadas

O delineamento experimental adotado foi o inteiramente casualizado devido à homogeneidade apresentada nas camadas de 15 a 20 cm e de 100 a 105 cm e de a amostragem ser realizada em pontos próximos entre si (Figura 3b).

2.2.2 Atributos avaliados

2.2.2.1 Curva de retenção de água (CRA)

Em laboratório, as amostras com estrutura indeformada foram preparadas, com a retirada do excesso de solo dos anéis volumétricos, de modo que o solo preenchesse apenas o volume interno do anel, e utilização de papel de filtro, com o mesmo diâmetro do anel volumétrico e colado na extremidade do anel, para evitar perda de material durante a saturação com água deionizada. As amostras foram divididas em dez grupos de quatro replicatas para obtenção de valores médios para cada potencial mátrico que, correlacionados ao conteúdo volumétrico de água no solo, permitiu a obtenção da curva de retenção de água no solo. Para a obtenção dos pontos da curva de retenção de água empregou-se três métodos: o funil de placa porosa, a câmara de pressão com placa porosa e o psicrômetro (WP4 Dewpoint Potential Meter).

Os pontos da curva de retenção obtidos em funil de placa porosa foram referentes aos potenciais mátricos de -5, -20, -40, -60, -80 e -100 hPa; em câmara de pressão com placa porosa obtiveram-se os potenciais mátricos de -330, -500, -1000 e -3000 hPa (KLUTE, 1986). Nos funis de placa porosa, foram colocados os anéis volumétricos de solo com estrutura indeformada, onde se realizava a saturação, elevando o nível de água gradativamente; as amostras permaneciam sob saturação durante 24 horas. Nas câmaras de pressão com placa porosa, as amostras eram igualmente saturadas e mantidas em saturação por 24 horas antes de serem levadas às câmaras.

Com as amostras de solo com estrutura deformada foram obtidos os pontos da curva de retenção da água no solo nos potenciais de -6000, -9000, -12000 e -15000 hPa por meio do equipamento WP4-T (DECAGON DEVICES INC., 2007). Primeiramente as amostras eram passadas em peneiras com malha de abertura de 2 mm de diâmetro, separadas em alíquotas que, para chegar nos potenciais de água especificados anteriormente, eram divididos em grupos de amostras que eram submetidos a tempos de umedecimento em um aparelho umidificador ou a tempos de secagem ao ar em ambiente com temperatura variando entre 24 e 34 °C, dependendo da umidade inicial da amostra. Todas as amostras, após o respectivo tempo de umedecimento ou secagem, eram lacradas, embaladas em papel filme e alocadas em câmara de ambiente controlado (BOD) a 19 °C. Este procedimento teve o propósito de permitir a redistribuição do conteúdo de água dentro da amostra, com o objetivo de uniformizar os valores de umidade para cada amostra, o que atribui maior confiabilidade na medição do potencial da água, de modo que neste aparelho a medição depende do equilíbrio da pressão de vapor dentro da câmara de leitura existente na interface solução-ar no solo.

O WP4-T é um psicrômetro termoeletrônico que utiliza um sensor do tipo Peltier (SPANNER, 1951) em uma técnica de medição do ponto de orvalho com um espelho resfriado. Esse equipamento se baseia na relação teórica entre o potencial de uma fase líquida e a umidade relativa da fase vapor descrita pela equação de Kelvin (Equação 1).

$$\psi = \text{energia/volume} = (RT/V_a) \ln(p/p_0) \quad (1)$$

sendo que, ψ é o potencial total de água (soma do potencial mátrico e osmótico), R a constante universal dos gases, T a temperatura da amostra, V_a o volume molar da água, p é a pressão de vapor no solo e p_0 a pressão de vapor de saturação. Portanto o equipamento mede o potencial total de água, porém, como no solo o potencial osmótico é muito inferior ao

mátrico, pode-se considerar que a leitura equivale ao potencial mátrico, o qual é utilizado para a confecção da curva de retenção de água no solo. Detalhes do equipamento e do método estão em Scanlon et al. (2002).

Os dados foram ajustados aos modelos propostos por Brooks e Corey (1964) e por van Genuchten (1980) (Equações 2 e 3, respectivamente).

$$\theta = \theta_s, \text{ se } 0 \leq \psi < \frac{1}{\alpha}$$

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(\alpha\psi)^\lambda}, \text{ se } \psi \geq \frac{1}{\alpha} \quad (2)$$

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha\psi)^n]^m} \quad (3)$$

sendo θ_s e θ_r os conteúdos volumétricos de água na saturação e residual, respectivamente; α , n , m e λ são parâmetros que definem o formato da curva, sendo que o primeiro representa o inverso do potencial de entrada de ar, e os outros, a distribuição do tamanho de poros. O parâmetro m foi calculado com base na restrição $m = 1 - 1/n$.

A partir das curvas de retenção foram avaliadas as distribuições de frequência de volume de poros do solo (LIBARDI, 2005), substituindo inicialmente, no eixo das ordenadas θ pela razão θ/α , representando a razão entre o conteúdo volumétrico de água e a porosidade total, a qual corresponde à fração do volume de poros ocupado pela água. Elaborando-se a curva diferencial da curva de frequência acumulada do tamanho de poros tem-se a curva de distribuição da frequência do volume de poros. Tanto as curvas de retenção como as curvas de distribuição de frequência de volume de poros do solo foram elaboradas com o auxílio dos aplicativos computacionais Table Curve 2D (SPSS INC., 2000), R Project (R DEVELOPMENT CORE TEAM, 2011) e Gnuplot (WILLIAMS; KELLEY, 2011). Os poros foram classificados de acordo com Koorevaar et al. (1983).

Após o ajuste das curvas de retenção de água no solo, pôde ser calculado o índice S , ou seja, a declividade da curva de retenção de água no solo em seu ponto de inflexão, determinado pela sua tangente, relacionando o conteúdo gravimétrico de água (U) com o logaritmo do módulo do potencial matricial (Equação 4) (DEXTER, 2004a), sendo U_i o conteúdo gravimétrico de água no ponto de inflexão, e $\ln h_i$ o logaritmo neperiano do potencial mátrico no ponto de inflexão. Como o ajuste foi feito pelo modelo de van Genuchten (1980), utilizou-se a Equação 5 para cálculo do índice S , sendo U_s e U_r os

conteúdos gravimétricos de água na saturação e residual, respectivamente; α , n e m são parâmetros que definem o formato da curva. Embora o valor de S seja negativo, foi utilizado o valor do módulo de S para facilitar as discussões (DEXTER, 2004a).

$$S = dU_i / d(\ln h_i) \quad (4)$$

$$S = -n.(U_s - U_r) \left[1 + \frac{1}{m} \right]^{-(1+m)} \quad (5)$$

Para determinar o valor do índice S , foi considerado o conteúdo de água correspondente à umidade residual (θ_r) igual a zero e aplicado a restrição $m = 1 - 1/n$, assim como Dexter (2004c). De acordo com Maia (2011), é necessário indicar para o cálculo do índice S o uso da restrição $m = 1 - 1/n$, pois ela pode resultar em valores diferentes do índice S , impedindo comparações com resultados de outros pesquisadores.

De acordo com van Lier (2012), a unidade utilizada para o potencial mátrico não influencia os valores do índice S , pois resulta em adimensionalidade (kg kg^{-1}), portanto, manteve-se a unidade em hPa.

2.2.2.2 Densidade do solo (D_s)

A D_s (Mg m^{-3}) foi determinada pelo método do anel volumétrico de acordo com Grossman e Reinsch (2002), a partir da razão entre a massa de solo seco a 105°C e o volume do cilindro por ela ocupado. A altura e o diâmetro dos anéis foram previamente medidos, em três repetições, utilizando um paquímetro digital, apresentando, em média, 5 cm de altura e 5 cm de diâmetro.

2.2.2.3 Densidade das partículas (D_p)

A D_p (Mg m^{-3}) foi obtida pelo método do picnômetro de gás hélio (ACCUPYC 1330, Micromeritics Instrument Corporation[®]), em que as amostras de solo com estrutura deformada foram passadas em peneira com abertura de 2 mm e secas em estufa a 105°C , até que o peso se mantivesse constante, para obtenção da Terra Fina Seca em Estufa (TFSE). Após isso, foram pesadas alíquotas de aproximadamente 6 g de solo em uma cápsula de metal, para posterior realização das leituras no picnômetro.

2.2.2.4 Distribuição granulométrica

A distribuição granulométrica de partículas do solo foi determinada pelo método do densímetro, descrito em Grossman e Reinsch (2002). Para essa análise utilizaram-se amostras de solo com estrutura deformada, contando com 3 repetições por camada de solo. As amostras foram secas ao ar e passadas em peneiras com abertura de 2 mm para obtenção da Terra Fina Seca ao Ar (TFSA), utilizando-se 40 g de solo de cada amostra para a análise.

2.2.2.5 Porosidade total do solo (PT)

A PT ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) foi calculada a partir da D_s e da D_p (média), indicando o valor relativo de espaços vazios do solo (Equação 6).

$$PT = 1 - (D_s/D_p) \quad (6)$$

2.2.2.6 Teor de carbono orgânico (CO)

Os procedimentos de determinação de carbono orgânico (CO) foram realizados pelo método Walkey-Black, descrito em Anderson e Ingram (1992). Foram utilizadas amostras de solo com estrutura deformada advindas de cada camada amostrada, secas ao ar e passadas em peneiras com abertura de 2 mm. O princípio desse método baseia-se na oxidação do carbono orgânico do solo com solução de dicromato de potássio em presença de ácido sulfúrico, utilizando como catalisador da oxirredução o calor desprendido na diluição do ácido sulfúrico, sendo realizada titulação do excesso de dicromato com sulfato ferroso amoniacal.

Para cálculo de CO (g dm^{-3}) é considerado a normalidade da solução de sulfato ferroso amoniacal (C), o volume (cm^{-3}) de sulfato ferroso amoniacal utilizado na titulação do ensaio em branco (V1), o volume (cm^{-3}) de sulfato ferroso amoniacal utilizado na titulação da amostra (V2) e o volume (cm^{-3}) da amostra (V_s) (Equação 7).

$$CO = [(V1 - V2) \cdot C \cdot 3,99] / V_s \quad (7)$$

2.2.2.7 Grau de intemperismo (Ki e Kr)

O grau de intemperismo foi avaliado pelos índices de intemperismo do solo, obtidos pelos teores de óxidos determinados por meio do ataque sulfúrico (EMBRAPA, 1997). Foram utilizadas amostras de solo com estrutura deformada advindas de cada camada amostrada, secas ao ar e passadas em peneiras com abertura de 2 mm. O princípio desse método baseia-se na solubilização do solo com ácido sulfúrico (H_2SO_4) 1:1, permitindo a obtenção dos teores

de ferro, alumínio, silício, manganês e titânio associados aos minerais secundários do solo, e assim, os teores dos elementos serão próximos aos da fração coloidal do solo, não contabilizando os silicatos resistentes ao intemperismo (KEHRIG, 1949).

De acordo com IBGE (2007), o índice K_i é a relação molecular entre os óxidos de silício e os óxidos de alumínio, enquanto o K_r é a relação molecular entre óxidos de silício e óxidos de alumínio e ferro. Estes índices representam o quociente da divisão entre um elemento de grande mobilidade por elementos de muito baixa mobilidade no processo de intemperismo, assim, os menores valores são indicativos de grande intemperização, e podem ser obtidos pelas equações 8 e 9.

$$K_i = 1,70 \times (\% \text{ SiO}_2 / \% \text{ Al}_2\text{O}_3) \quad (8)$$

$$K_r = (1,70 \times \% \text{ SiO}_2) / [\% \text{ Al}_2\text{O}_3 + (\% \text{ Fe}_2\text{O}_3 \times 0,64)] \quad (9)$$

2.2.2.8 Estabilidade de agregados

A distribuição das classes de agregados foi determinada por meio do peneiramento úmido pelo método de Yoder (1936). Para essa análise utilizaram-se amostras de solo secas ao ar com diâmetro entre 2 e 4 mm.

O método foi realizado em um recipiente com dois conjuntos de peneiras constituídos por peneiras com malhas de 2,0; 1,0; 0,5; 0,25 e 0,106 mm de diâmetro. O solo retido em cada peneira e o que passou através da última peneira (<0,106 mm) foram quantificados, obtendo-se 6 classes de agregados, cujos diâmetros médios eram, respectivamente, 3,0; 1,5; 0,75; 0,375; 0,178 e 0,053 mm.

O processo de peneiramento consistiu na separação de três amostras de 25 g para cada camada amostrada. Destas, duas eram repetições e uma era para determinar a umidade e, assim, calcular o peso da amostra seca. Em cada jogo de peneiras, a amostra de agregados com 25 g foi colocada sobre a peneira de maior malha, e o tamizador foi acionado por 15 minutos, com movimento vertical de 30 oscilações por minuto. O solo retido em cada peneira foi transferido para recipientes e, em seguida, colocado na estufa para secagem, sendo posteriormente pesado. Os pesos de solo seco de cada classe obtidos foram usados para cálculo do diâmetro médio ponderado (DMP) e diâmetro médio geométrico (DMG), por meio das equações 10 e 11, e para a média final de cada camada de solo não aceitou-se coeficiente de variação superior a 10%.

$$\text{DMP} = \sum (x_i \cdot w_i) \quad (10)$$

$$\text{DMG} = \text{Exp} \left(\sum w_p \cdot \log x_i / \sum w_i \right) \quad (11)$$

em que, w_i é a proporção de cada classe em relação ao total, x_i é o diâmetro médio das classes (mm), e w_p é o peso dos agregados de cada classe (g).

Esses dois índices servem para avaliar a qualidade dos agregados do solo e monitorar características físicas, químicas e biológicas do solo, onde o DMP está diretamente relacionado à percentagem de agregados grandes, retidos nas peneiras com malhas maiores, e o DMG representa a estimativa do tamanho da classe de agregados de maior ocorrência (CASTRO FILHO et al., 1998).

2.2.4 Análise dos resultados

Para fins de comparação, foram adotados os limites de coeficiente de variação (CV) propostos por Warrick e Nielsen (1980), para a classificação da variabilidade dos atributos analisados, sendo o coeficiente de variação inferior a 12 %, entre 12 e 60 %, e superior a 60 %, considerados de baixa, média e alta variabilidade, respectivamente. A análise estatística dos dados envolveu a análise de variância (Teste de F; $p < 0,05$) e comparação de médias pelo teste de Tukey a 5% de significância.

Os modelos de ajuste da curva de retenção de água utilizados foram comparados com base no valor do coeficiente de determinação (R^2) e nos parâmetros das equações de regressão linear ajustadas entre valores de interesse e uma linha 1:1. O coeficiente de determinação (R^2) descreve a proporção da variância total nos dados observados que podem ser explicadas pelo modelo, apresentando limitações se manter constante as diferenças entre as médias observadas e as previstas.

Para completar a análise de eficiência do modelo de ajuste foi aplicado o método desenvolvido por Camargo e Sentelhas (1997) que correlaciona os valores estimados com os medidos, pelos modelos de ajuste, utilizando o índice “c” para indicar o desempenho do método, sendo expresso pelos produtos do índice de precisão “r” e de exatidão “d”.

A precisão é dada pelo coeficiente de correlação que indica o grau de dispersão dos dados obtidos em relação à média, ou seja, o erro aleatório. A exatidão está relacionada ao afastamento dos valores estimados em relação aos observados, matematicamente, é dada por um índice designado de concordância, representado pela letra “d” (WILLMOTT et al., 1985), cujos valores variam entre zero e 1, representando nenhuma concordância e concordância

perfeita, respectivamente. O índice é dado pela Equação 12, na qual P_i é o valor estimado, O_i o valor observado e O a média dos valores observados.

$$d = 1 - [\sum (P_i - O_i)^2 / \sum (|P_i - O| + |O_i - O|)^2] \quad (12)$$

O critério de interpretação do desempenho dos métodos de ajustes pelo índice “c” é composto pelas seguintes faixas: maior que 0,85, ótimo; entre 0,76 e 0,85, muito bom; entre 0,66 e 0,75, bom; entre 0,61 e 0,65, mediano; entre 0,51 e 0,60, sofrível; entre 0,41 e 0,50, mau; e menor ou igual a 0,40, péssimo.

2.3 Resultados e Discussão

2.3.1 Atributos que influenciam a retenção de água

O resultado da análise granulométrica permitiu enquadrar os solos das Áreas 1, 2 e 3 nas classes texturais franco-argilo-arenosa, muito argilosa e muito argilosa, respectivamente (Tabela 1). De acordo com a classificação proposta por Warrick e Nielsen (1980), os teores de areia e argila apresentaram baixa variabilidade nas três áreas experimentais, enquanto o teor de silte apresentou média variabilidade em alguns pontos, podendo estar relacionado a sua maior mobilidade no solo, ou ao seu processo de determinação, que pode ter incorporado parte da variabilidade existente nos atributos areia e argila (SIMÕES et al., 2006).

Entre as áreas experimentais houve diferenças significativas nas frações granulométricas do solo. As Áreas 2 e 3 apresentaram o teor de argila superior ao dobro do solo da Área 1, influenciando diretamente a retenção de água, devido a área de contato entre a água e as partículas sólidas, sendo que as frações granulométricas mais finas do solo são as que apresentam maior superfície específica (BEUTLER et al., 2002).

Os perfis de solo das Áreas 1 e 3 apresentaram distribuição homogênea no teor de argila, enquanto o perfil de solo da Área 2 apresentou um incremento no teor de argila na camada subsuperficial, sendo a camada de solo com maior teor de argila.

Tabela 1 - Estatística descritiva da distribuição granulométrica dos solos das áreas experimentais 1, 2 e 3, e camadas 1, superficial, e 2, subsuperficial

	Areia (g kg ⁻¹)			Silte (g kg ⁻¹)			Argila (g kg ⁻¹)		
	Área			Área			Área		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Camada 1									
Máx	753,53	210,89	221,31	27,04	139,01	101,22	225,67	665,63	702,71
Média	750,18 Aa	207,23 Ac	216,56 Ab	24,28 Ac	135,24 Aa	89,17 Ab	225,53 Ac	657,53 Bb	694,26 Aa
Mín	747,27	202,45	213,82	21,01	131,92	82,85	225,45	652,64	677,47
Dp	3,15	4,33	4,13	3,05	3,57	10,43	0,13	7,07	14,54
CV %	0,42	2,09	1,91	12,56	2,64	11,70	0,06	1,07	2,09
Camada 2									
Máx	736,55	165,89	217,92	38,05	86,18	80,52	250,56	753,33	702,72
Média	733,62 Ba	163,63 Bc	217,44 Bb	28,37 Ab	83,45 Ba	80,04 Aa	238,00 Ac	752,92 Aa	702,51 Ab
Mín	729,17	161,29	216,82	14,28	81,22	79,69	225,40	752,52	702,15
Dp	3,92	2,30	0,56	12,48	2,52	0,43	12,58	0,40	0,31
CV %	0,53	1,40	0,32	43,99	3,01	0,53	5,29	0,05	0,04

As médias seguidas por uma mesma letra maiúscula na coluna e minúscula na linha não diferem entre si pelo teste de Tukey, a 5% de probabilidade

Os índices Ki e Kr indicam o grau de intemperismo do solo, definindo a constituição mineralógica da argila do solo e estão diretamente relacionados com a lixiviação de nutrientes. De acordo com os resultados do ataque sulfúrico apresentados na Tabela 2, os solos das áreas experimentais apresentaram valores de Ki inferiores ao limite superior de 2,2 para a caracterização de B latossólico e, de acordo com Embrapa (2006), os solos apresentam mineralogia caulinítica por apresentarem valores de Ki e Kr superiores a 0,75, indicando predominância de caulinita em detrimento a gibbsita e óxidos de ferro (RESENDE; SANTANA, 1988), promovendo uma macroestrutura essencialmente em blocos subangulares (FERREIRA et al., 1999).

Em todas as áreas, os índices Ki e Kr foram mais baixos nas camadas mais profundas, e a Área 1 apresentou os maiores valores, indicando menor grau de intemperismo. Com relação aos teores de óxidos de ferro, observaram-se maiores valores nas camadas mais profundas, e a ordem nos solos, do maior para o menor, foi Área 3, Área 2 e Área 1, favorecendo a qualidade física, pela melhor agregação do solo, que resulta em aumento do espaço poroso e menor densidade do solo (FERREIRA et al., 1999).

Tabela 2 - Teores de óxidos de silício, alumínio, ferro e manganês, extraídos pelo método do ataque sulfúrico, dos solos das áreas experimentais 1, 2 e 3, e camadas 1, superficial, e 2, subsuperficial

Área	Camada	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	Ki	Kr
		%					
1	1	8,8	6,83	1,14	0,01	2,19	1,98
	2	7,2	6,07	1,4	0,01	2,02	1,76
2	1	24,5	21,06	3,75	0,03	1,98	1,78
	2	25,3	24,78	5,18	0,01	1,74	1,53
3	1	20,8	19,38	13,17	0,07	1,82	1,27
	2	21,4	20,09	13,28	0,05	1,81	1,27

De acordo com a classificação proposta por Warrick e Nielsen (1980), o teor de carbono orgânico apresentou baixa variabilidade nas três áreas experimentais (Tabela 3), devido ao pequeno espaço amostral. Os maiores teores de carbono orgânico (CO) foram observados nos solos das Áreas 2 e 3, devido ao maior teor de argila, ocorrendo interação dos minerais do solo com o carbono orgânico, proporcionando uma maior estabilidade da fração orgânica à decomposição pelos microrganismos, sendo a textura do solo mais importante do que a variação da temperatura entre regiões (BAYER; MIELNICZUK, 1999).

Tabela 3 - Estatística descritiva do teor de carbono orgânico e da densidade dos solos das áreas experimentais 1, 2 e 3, e camadas 1, superficial, e 2, subsuperficial

	Carbono Orgânico (g dm^{-3})			Densidade do solo (Mg m^{-3})		
	Área			Área		
	1	2	3	1	2	3
Camada 1						
Máx	9,66	19,00	19,35	1,69	1,47	1,38
Média	9,38 Ab	17,11 Aa	18,35 Aa	1,64 Aa	1,39 Ab	1,20 Ac
Mín	8,92	16,04	17,35	1,58	1,28	1,13
Dp	0,40	1,64	1,41	0,03	0,05	0,06
CV %	4,29	9,59	7,72	1,76	3,53	4,73
Camada 2						
Máx	6,89	12,39	17,86	1,60	1,20	1,15
Média	6,40 Bc	11,7 Bb	17,28 Aa	1,53 Ba	1,11 Bb	1,09 Bb
Mín	6,06	11,06	16,54	1,45	1,02	0,99
Dp	0,44	0,66	0,67	0,03	0,03	0,03
CV %	6,84	5,70	3,90	2,17	3,19	2,66

As médias seguidas por uma mesma letra maiúscula na coluna e minúscula na linha não diferem entre si pelo teste de Tukey, a 5% de probabilidade

Os solos das Áreas 1 e 2 apresentaram maiores teores de carbono orgânico na camada superficial, diminuindo na camada subsuperficial, devido ao maior acúmulo de material vegetal na superfície (COSTA et al., 2004), enquanto que o solo da Área 3 apresentou uma distribuição homogênea de carbono orgânico no perfil, com acúmulo de carbono orgânico na camada mais profunda do solo devido a incorporação de restos culturais durante o preparo do solo, ou pela introdução via sistema radicular das gramíneas (TOGNON et al., 1998).

De acordo com Lepsch et al. (1982), que sugeriu uma classificação para os solos paulistas bem drenados quanto a teores de carbono orgânico tendo como base as suas texturas, com exceção do solo da camada subsuperficial da Área 2, os solos das áreas experimentais apresentaram os teores de carbono orgânico entre os limites de teores médios nas faixas de 6 a 10 g dm^{-3} e de 14 a 22 g dm^{-3} para os solos de texturas franco-argilo-arenosa e muito argilosa, respectivamente. O menor teor de carbono orgânico do solo na camada subsuperficial da Área 2 pode ser devido a baixa incorporação de restos culturais no solo e a dificuldade de realizar tratamentos culturais até essa profundidade.

O comportamento da densidade do solo (Ds) foi semelhante em todas as áreas, com valores mais baixos nas camadas mais profundas, devido ao tráfego de máquinas e animais que resultou em maior densidade do solo nas camadas superficiais (Tabela 3). A dispersão foi

mínima em cada camada de solo, com coeficiente de variação inferior a 5%, concordando com Warrick e Nielsen (1980), que a densidade do solo é um atributo que apresenta baixa variabilidade e um coeficiente de variação menor que 12%.

De acordo com Cubilla et al. (2002), o sistema radicular das plantas cultivadas não altera significativamente a densidade do solo e, dessa forma, a variação da densidade do solo no perfil pode dar ideia da compactação sofrida pelo mesmo por um período longo. O solo da Área 1, que estava em pousio, com vegetação espontânea, e sem nenhuma prática de preparo do solo, apresentou densidade do solo na camada superficial superior ao valor crítico de densidade do solo de textura franco e arenosa, que é $1,6 \text{ Mg m}^{-3}$ (REYNOLDS et al., 2002), evidenciando um processo de compactação. Já os solos das Áreas 2 e 3, apresentaram densidade do solo abaixo do valor crítico de densidade do solo de textura argilosa, que é $1,4 \text{ Mg m}^{-3}$ (REYNOLDS et al., 2002), embora o valor de densidade do solo da camada superficial da Área 2 estava bem próxima ao valor crítico, sendo superior a camada superficial da Área 3.

Essa diferença na densidade entre o solo da Área 1 e os solos das Áreas 2 e 3, é em decorrência da microagregação das partículas de argila, que acarretam uma porosidade intra-agregados, o que reduz a densidade, sendo esses microagregados estáveis (KLEIN, 2005). O menor teor de carbono orgânico no solo da Área 1, também pode contribuir para esse comportamento da densidade do solo (GIAROLA et al., 2002).

A estrutura pode ser avaliada pela estabilidade de seus agregados, envolvendo os valores de diâmetro médio ponderado (DMP) e diâmetro médio geométrico (DMG). Os resultados desses índices, nas duas profundidades, em função das áreas experimentais encontram-se na Tabela 4. É importante ressaltar que o comportamento dos dois índices foram similares, sendo que o DMP mostrou ser mais sensível em identificar diferenças entre as áreas experimentais.

Não há na literatura uma classificação relacionando qualidade estrutural e os índices de estabilidade, não permitindo uma análise dos valores absolutos, porém, consideram-se solos de baixa estabilidade quando apresentam valores de DMP abaixo de 0,5 mm (KIEHL, 1979). Dessa forma, todas as áreas experimentais apresentaram valores de DMP acima do limite para baixa estabilidade de agregados.

O solo da Área 1, na camada subsuperficial, apresentou os menores valores de DMP e DMG, influenciado pelos menores teores de argila e carbono orgânico, que são agentes cimentantes, ligando as partículas maiores (TAVARES FILHO et al., 2012). Porém, a camada superficial deste solo apresentou valores maiores, evidenciando a possibilidade de que a

estabilidade desses agregados em água seja resultante do processo de compressão, observado pelos valores de densidade do solo, o que não pode ser necessariamente entendido como algo positivo (SILVA et al., 2012).

Tabela 4 - Estatística descritiva dos índices de estabilidade de agregados, DMP (diâmetro médio ponderado) e DMG (diâmetro médio geométrico), dos solos das áreas experimentais 1, 2 e 3, e camadas 1, superficial, e 2, subsuperficial

	DMP (mm)			DMG (mm)		
	Área			Área		
	1	2	3	1	2	3
Camada 1						
Máx	1,99	2,37	1,77	1,32	1,98	1,29
Média	1,89 Aab	2,32 Aa	1,69 Ab	1,25 Ab	1,89 Aa	1,21 Ab
Mín	1,80	2,27	1,62	1,19	1,81	1,14
Dp	0,13	0,07	0,10	0,09	0,12	0,10
CV %	7,08	3,04	6,25	7,32	6,34	8,72
Camada 2						
Máx	0,66	1,79	1,48	0,48	1,29	0,95
Média	0,64 Bc	1,73 Bb	1,38 Aab	0,47 Bb	1,21 Ba	0,89 Aa
Mín	0,62	1,67	1,29	0,46	1,13	0,84
Dp	0,02	0,08	0,13	0,10	0,11	0,07
CV %	4,41	4,90	9,70	3,01	9,35	8,69

As médias seguidas por uma mesma letra maiúscula na coluna e minúscula na linha não diferem entre si pelo teste de Tukey, a 5% de probabilidade

Os solos das Áreas 2 e 3, que possuem os maiores teores de argila e carbono orgânico, apresentaram os maiores valores de DMP e DMG. Ao mesmo tempo que o maior conteúdo de carbono orgânico contribui para agregação do solo e estabilidade dos agregados, a agregação do solo protege fisicamente o carbono orgânico no solo (COSTA et al., 2004).

Os valores de densidade das partículas (Dp) dos solos das Áreas 1 e 2 ficaram próximos a $2,65 \text{ Mg m}^{-3}$, considerado um valor médio frequentemente citado na literatura (REICHARDT; TIMM, 2004), sendo a faixa de densidade dos minerais predominantes no solo, como quartzo, feldspato, mica e colóides silicatados. O solo da Área 3 apresentou valor de densidade das partículas acima de $2,82 \text{ Mg m}^{-3}$ (Tabela 5) devido a maior quantidade de minerais de alta densidade, como o óxido de ferro, observado no ataque sulfúrico.

Tabela 5 - Estatística descritiva da densidade das partículas e da porosidade total dos solos das áreas experimentais 1, 2 e 3, e camadas 1, superficial, e 2, subsuperficial

	Densidade das partículas (Mg m^{-3})			Porosidade total ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)		
	Área			Área		
	1	2	3	1	2	3
Camada 1						
Máx	2,64	2,62	2,83	0,4029	0,5080	0,6018
Média	2,64 Ab	2,62 Bc	2,82 Aa	0,3806 Bc	0,4664 Bb	0,5739 Ba
Mín	2,64	2,61	2,82	0,3599	0,4371	0,5117
Dp	0,00	0,01	0,01	0,0109	0,0188	0,0201
CV %	0,01	0,28	0,28	2,8698	4,0366	3,5103
Camada 2						
Máx	2,65	2,67	2,85	0,4510	0,6129	0,6528
Média	2,64 Ab	2,66 Ab	2,84 Aa	0,4223 Ac	0,5834 Ab	0,6182 Aa
Mín	2,62	2,65	2,84	0,3958	0,5493	0,5944
Dp	0,02	0,01	0,00	0,0125	0,0132	0,0101
CV %	0,67	0,26	0,13	2,9625	2,2740	1,6448

As médias seguidas por uma mesma letra maiúscula na coluna e minúscula na linha não diferem entre si pelo teste de Tukey, a 5% de probabilidade

Os valores de densidade das partículas apresentaram baixíssima dispersão em cada camada de solo, com coeficiente de variação inferior a 1%, confirmando a baixa variabilidade e um coeficiente de variação menor que 12% (WARRICK; NIELSEN, 1980), isso porque depende principalmente da constituição mineralógica do solo, sendo pouco influenciada por fatores induzidos pelo manejo.

Como a porosidade total (PT) é uma relação entre densidade do solo e densidade das partículas, e estes atributos apresentaram baixa dispersão em cada camada de solo, espera-se uma baixa variabilidade e um coeficiente de variação menor que 12% (WARRICK; NIELSEN, 1980), como pode ser observado na Tabela 5. Também, pode-se observar um comportamento inverso ao da densidade do solo, com valores mais altos de porosidade total nas camadas mais profundas, mostrando que estes atributos são diretamente dependentes (SILVA et al., 2000; IMHOFF et al., 2001), uma vez que o aumento da densidade, diminuirá o volume do espaço poroso.

O solo da Área 1 apresentou valores de porosidade total abaixo da faixa estabelecida para solos francos, enquanto a camada subsuperficial de solo da Área 2 e o solo da Área 3 apresentaram valores adequados para solos argilosos, sendo, as faixas entre 0,47 e 0,52 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$, e entre 0,52 e 0,61 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$, respectivamente (LIBARDI, 2005). O menor valor de porosidade total da Área 1 está relacionado ao maior valor de densidade do solo (VAN LIER, 2000),

enquanto os valores de porosidade total das Áreas 2 e 3 estão relacionados aos maiores teores de argila (REICHARDT; TIMM, 2004) e carbono orgânico (BAYER; MIELNICZUK, 1999), que proporcionaram melhor agregação do solo, melhorando a estrutura e, com isso, aumentando a porosidade total. A porosidade total da camada superficial de solo da Área 2 pode ter sido afetada pelo manejo, ocorrendo, principalmente, a redução da macroporosidade do solo, pois os agregados grandes são destruídos mais facilmente que os agregados menores (PORTELA et al., 2001).

2.3.2 Retenção de água

O conteúdo volumétrico de água médio para cada uma das tensões aplicadas nos funis de placa porosa (5 a 100 hPa) e câmaras de pressão com placa porosa (330 a 3000 hPa) estão apresentados na Tabela 6, enquanto a Tabela 7, mostra o conteúdo volumétrico de água presente nas amostras de solo avaliadas pelo WP4-T, estimados com base no produto entre a densidade média do solo e o conteúdo gravimétrico de água das amostras de solo.

De acordo com a classificação proposta por Warrick e Nielsen (1980), os resultados apresentaram baixa variabilidade nas três áreas experimentais, devido a pequena área utilizada para amostragem e a qualidade das amostras que mantiveram sua estrutura indeformada.

Entre as áreas experimentais, e camadas, houve diferenças significativas no conteúdo de água em todas as tensões aplicadas, evidenciando a influência dos atributos dos solos na retenção de água. De acordo com Romero et al. (1999), em elevados conteúdos de água no solo, a quantidade de água armazenada no solo é alta suficiente para saturar os poros dentro dos agregados (microporos) e para preencher parcialmente os poros entre os agregados (macroporos), dominando os mecanismos de armazenamento capilar, que dependem das dimensões e características do sistema poroso, influenciada pela estrutura do solo, tornando-se uma função da densidade e da porosidade do solo. Por outro lado, para baixos conteúdos de água no solo, em tensões maiores que 10000 hPa, a influência da porosidade é insignificante, indicando uma região dominada por fenômenos de adsorção, os quais são mais influenciados pela textura e pela superfície específica das partículas.

O perfil de solo da Área 1 apresentou um comportamento homogêneo entre as camadas até a tensão de 1000 hPa, e então na tensão de 3000 hPa, foi observado um maior conteúdo de água na camada superficial, podendo ser devido ao maior teor de carbono orgânico, que retém a água em tensões próximas a 3300 hPa, e os efeitos são mais evidentes nos solos arenosos (RAWLS et al., 2003). Já no perfil de solo da Área 3, a exceção ocorreu na tensão de 5 hPa,

na qual foi observado o maior conteúdo de água na camada subsuperficial, devido a maior porosidade total e menor densidade do solo.

Os menores conteúdos de água observados no solo da Área 1, em todas as tensões, é devido ao seu alto teor de areia, que apresenta reduzida capacidade de retenção de água causada pelo grande espaço entre as partículas granulométricas (BRADY; WEIL, 2008).

Tabela 6 - Conteúdo volumétrico de água médio nos solos das áreas experimentais 1, 2 e 3, e camadas 1, superficial, e 2, subsuperficial, para cada uma das tensões aplicadas nos funis de placa porosa (5 a 100 hPa) e câmaras de pressão com placa porosa (330 a 3000 hPa)

Tensão (hPa)	Área	Umidade, θ (m ³ m ⁻³)		Tensão (hPa)	Área	Umidade, θ (m ³ m ⁻³)	
		Camadas				Camadas	
		1	2			1	2
5	1	0,3474 Ca	0,3636 Ca	100	1	0,2181 Ba	0,2011 Ba
	2	0,4576 Bb	0,5482 Ba		2	0,3913 Aa	0,3855 Aa
	3	0,5691 Ab	0,6016 Aa		3	0,3747 Aa	0,3847 Aa
20	1	0,3104 Ca	0,3237 Ba	330	1	0,1683 Ba	0,1567 Ba
	2	0,4388 Bb	0,5079 Aa		2	0,3750 Aa	0,3576 Aa
	3	0,5152 Aa	0,5209 Aa		3	0,3648 Aa	0,3568 Aa
40	1	0,2692 Ca	0,2573 Ba	500	1	0,1541 Ba	0,1438 Ca
	2	0,4201 Ba	0,4419 Aa		2	0,3739 Aa	0,3570 Aa
	3	0,4560 Aa	0,4627 Aa		3	0,3457 Aa	0,3189 Ba
60	1	0,2451 Ba	0,2349 Ba	1000	1	0,1456 Ca	0,1329 Ca
	2	0,4009 Aa	0,4102 Aa		2	0,3713 Aa	0,3557 Aa
	3	0,4079 Aa	0,4144 Aa		3	0,2891 Ba	0,2988 Ba
80	1	0,2291 Ba	0,2100 Ba	3000	1	0,1432 Ca	0,1299 Bb
	2	0,3949 Aa	0,3932 Aa		2	0,3162 Aa	0,2734 Ab
	3	0,3979 Aa	0,3995 Aa		3	0,2763 Ba	0,2650 Aa

As médias seguidas por uma mesma letra maiúscula na coluna e minúscula na linha não diferem entre si pelo teste de Tukey, a 5% de probabilidade

Tabela 7 - Conteúdo volumétrico (θ) de água presente nas amostras de solo das áreas experimentais 1, 2 e 3, e camadas 1, superficial, e 2, subsuperficial, avaliadas pelo WP4-T

	Área 1		Área 2		Área 3	
	Tensão (hPa)	θ (m ³ m ⁻³)	Tensão (hPa)	θ (m ³ m ⁻³)	Tensão (hPa)	θ (m ³ m ⁻³)
Camada 1	6500	0,0993	5400	0,2627	5000	0,2240
	7000	0,0983	8000	0,2512	6000	0,2238
	7700	0,0975	8300	0,2487	6100	0,2211
	8300	0,0960	10000	0,2467	8600	0,2203
	10000	0,0956	13300	0,2455	9100	0,2202
	11500	0,0955	13600	0,2381	10100	0,2197
	12300	0,0947	14900	0,2314	10400	0,2190
	15600	0,0944	16000	0,2295	12500	0,2181
	15900	0,0923	16400	0,2283	12800	0,2180
	17100	0,0921			12800	0,2175
Camada 2					15900	0,2093
					16000	0,2056
	6600	0,1089	4800	0,2306	5400	0,2174
	6700	0,1079	5400	0,2267	8000	0,2136
	6900	0,1007	5900	0,2259	8900	0,2097
	9200	0,0968	9900	0,2188	10900	0,2093
	9300	0,0960	10300	0,2165	12000	0,2089
	13800	0,0955	12900	0,2164	12700	0,2074
	14000	0,0954	15000	0,2163	16000	0,2054
	15300	0,0936	15400	0,2145	16400	0,2028
	16300	0,0930				

O perfil de solo da Área 2, devido as diferenças dos atributos entre as camadas, não apresentou comportamento homogêneo, sendo que nas tensões até 20 hPa a camada subsuperficial reteve mais água, devido a maior porosidade total e menor densidade do solo. Entre as tensões de 40 e 1000 hPa o comportamento foi homogêneo, e na tensão de 3000 Pa, a camada superficial apresentou maior conteúdo de água, podendo ser devido a maior densidade desse solo, provocada pelo tráfego de máquinas, que formou uma grande quantidade de microporos e criptoporos, retendo água em tensões maiores.

2.3.3 Ajuste da curva de retenção de água no solo

As curvas de retenção de água no solo das três áreas experimentais, nas 2 camadas, foram ajustadas pelos modelos de Brooks e Corey (1964) e van Genuchten (1980) e estão apresentadas nas Figura 4 e 5, respectivamente.

O modelo de van Genuchten (1980) é relativamente simples, permite derivações das expressões analíticas para estimar a condutividade hidráulica, e apresenta continuidade na declividade da função de retenção, sendo bastante utilizado. Enquanto que a declividade inicia de forma abrupta no ajuste pelo modelo de Brooks e Corey (1964), e fornece resultados aceitáveis para solos de textura relativamente arenosa, desestruturados, ou com baixa distribuição de tamanho de poros, especialmente, na parte mais seca (VAN GENUCHTEN; NIELSEN, 1985).

O solo da Área 1 apresentou menor retenção de água, em todas as tensões, e um decréscimo menos gradual do conteúdo de água com o aumento da tensão, resultando em uma maior declividade na sua curva em comparação aos solos das Áreas 2 e 3, sendo o mesmo comportamento observado por Beutler et al. (2002) e Reichardt e Timm (2004): solos de textura arenosa e franca, com partículas maiores, apresentam menor distribuição dos poros por tamanho e mais desuniforme, proporcionando a adsorção de menor conteúdo de água e decréscimo mais acentuado da umidade do solo com o aumento da tensão.

A diferença entre os valores observados e os preditos pelos ajustes dos modelos foram mais acentuadas nos solos das Áreas 2 e 3, nas camadas superficial e subsuperficial, na faixa de tensão entre 330 e 3000 hPa, aplicada na câmara de pressão com placa porosa, e pode ter ocorrido algum problema metodológico, como a interrupção do contato hidráulico entre a amostra de solo e a placa porosa ocorrendo a paralisação da drenagem, assim como observado por Costa et al. (2008).

Figura 4 - Curva de retenção de água no solo ajustada pelos modelos de Brooks e Corey (1964) e van Genuchten (1980), na camada superficial, das áreas experimentais 1 (a), 2 (b) e 3 (c)

Figura 5 - Curva de retenção de água no solo ajustada pelos modelos de Brooks e Corey (1964) e van Genuchten (1980), na camada subsuperficial, das áreas experimentais 1 (a), 2 (b) e 3 (c)

Na Tabela 8 estão apresentados os conteúdos de água (θ_r e θ_s) e os valores dos parâmetros de ajuste (α , n e λ) dos modelos de Brooks e Corey (BC) e van Genuchten (VG) para os dados da curva de retenção de água nos solos das áreas experimentais, e suas camadas.

Tabela 8 - Valores dos conteúdos de água θ_r e θ_s e dos parâmetros de ajuste (α , n e λ) dos modelos de Brooks e Corey (BC) e van Genuchten (VG) para os dados da curva de retenção de água nos solos das áreas experimentais 1, 2 e 3, e camadas 1, superficial, e 2, subsuperficial

Área	Camada	θ_r $m\ m^{-3}$	θ_s $m\ m^{-3}$	α (VG) cm^{-1}	n (VG)	α (BC) cm^{-1}	λ (BC)
1	1	0,0921	0,3806	0,0572	1,4805	0,0808	0,4330
	2	0,0930	0,4223	0,0962	1,4832	0,1025	0,4833
2	1	0,2283	0,4664	0,0169	1,3768	0,0356	0,3110
	2	0,2145	0,5834	0,0640	1,3905	0,0863	0,3629
3	1	0,2056	0,5739	0,0456	1,4358	0,0695	0,3888
	2	0,2028	0,6182	0,0608	1,4344	0,0868	0,3926

O valor de θ_r corresponde ao conteúdo volumétrico de água na maior tensão, enquanto o valor de θ_s representa a porosidade total, obtida pela razão entre densidade do solo e densidade das partículas.

Os parâmetros α , n e λ definem o formato da curva de retenção de água no solo, sendo que α é o inverso do potencial de entrada de ar, e n e λ representam a distribuição dos tamanhos de poros e apresentam influência na declividade da curva de retenção de água. Os valores de α obtidos pelo modelo de ajuste de Brooks e Corey (1964) foram superiores aos obtidos por van Genuchten (1980), assim como observado por Costa et al. (2008). Os valores do parâmetro α variaram entre 0,0356 e 0,1025, ficando dentro dos valores obtidos por Carsel e Parrish (1988), de 0,008, para solos argilosos com menos de 600 g kg⁻¹ de argila, e de 0,145, para solos arenosos, sendo que os maiores valores obtidos para os solos argilosos (Áreas 2 e 3) podem ser devido ao maior conteúdo de argila ou a suas características que favorecem a agregação.

O solo da Área 1 apresentou os maiores valores para os parâmetros n e λ , obtidos pelos modelos de ajuste de van Genuchten (1980) e Brooks e Corey (1964), respectivamente. Estes parâmetros são influenciados pela textura do solo, ocorrendo aumento dos seus valores com a redução na porcentagem de argila, sendo que Tavares et al. (2007), em seus estudos na região de Pelotas, Rio Grande do Sul, encontraram valores de n entre 1,129 e 1,468, enquanto,

Pereira e Ribeiro (2008), observaram valores para o parâmetro n de 1,053, 1,369 e 1,429, correspondendo aos solos de textura, argilosa, franca e arenosa, respectivamente; e para o parâmetro λ , valores de 0,058, 0,394 e 0,353, referentes aos solos de textura, argilosa, franca e arenosa, respectivamente.

Os modelos matemáticos apresentaram boa eficiência em estimar a curva de retenção de água no solo. O modelo de van Genuchten (1980) apresentou os maiores valores de coeficiente de determinação (R^2), índice de concordância (d) e índice de desempenho (c) em comparação com o modelo de Brooks e Corey (1964), verificando melhor eficiência no ajuste dos dados de retenção de água no solo (Tabela 9).

De acordo com o critério de interpretação do desempenho dos métodos de ajuste pelo índice “ c ” (CAMARGO; SENTELHAS, 1997), os dois métodos foram ótimos, com ligeira vantagem para o modelo de van Genuchten (1980). Os mesmos resultados foram observados por Costa et al. (2008), comparando os modelos de van Genuchten (1980) e Brooks e Corey (1964), modificado por Hustson e Cass (1987).

Tabela 9 - Coeficiente de determinação (R^2), índice de concordância (d) e índice de desempenho (c), dos ajustes dos modelos de Brooks e Corey (BC) e van Genuchten (VG) para os dados da curva de retenção de água nos solos das áreas experimentais 1, 2 e 3, e camadas 1, superficial, e 2, subsuperficial

Área	Camada	R^2 (VG)	R^2 (BC)	d (VG)	d (BC)	c (VG)	c (BC)
1	1	0,9814	0,9740	0,9953	0,9925	0,9860	0,9795
	2	0,9852	0,9785	0,9963	0,9921	0,9889	0,9814
2	1	0,8985	0,8782	0,9728	0,9649	0,9221	0,9042
	2	0,9326	0,9281	0,9820	0,9801	0,9483	0,9442
3	1	0,9672	0,9659	0,9892	0,9841	0,9728	0,9672
	2	0,9756	0,9132	0,9936	0,9924	0,9814	0,9790

Pelas Figuras 6 e 7, pode-se comparar os valores de conteúdo de água ajustados pelos modelos de Brooks e Corey (1964) e van Genuchten (1980) verificando seu distanciamento da linha 1:1. Os dois modelos se mostraram confiáveis comparando o distanciamento em relação à linha 1:1, apresentando coeficientes angulares próximos a 1 e interceptos próximos a zero, sendo que não foi possível observar um padrão de eficiência entre os modelos e os tipos de solo ou profundidade. O modelo de Brooks e Corey (1964) apresenta maior distanciamento em relação à linha 1:1, que o modelo de van Genuchten (1980), nas tensões mais baixas, próximas a saturação.

Figura 6 - Linha 1:1 tracejada, dados observados e ajustados de teor de água (θ) das curvas de retenção de água no solo ajustada pelos modelos de Brooks e Corey (1964) e van Genuchten (1980), na camada superficial, das áreas experimentais 1 (a), 2 (b) e 3 (c)

Figura 7 - Linha 1:1 tracejada, dados observados e ajustados de teor de água (θ) das curvas de retenção de água no solo ajustada pelos modelos de Brooks e Corey (1964) e van Genuchten (1980), na camada subsuperficial, das áreas experimentais 1 (a), 2 (b) e 3 (c)

2.3.4 Distribuição dos poros

As curvas de distribuição de frequência (curvas diferenciais das curvas de retenção) e de frequência do volume de poros dos solos das camadas superficiais e subsuperficiais das áreas experimentais, estão apresentadas nas Figuras 8 e 9, respectivamente.

Pelos gráficos, observa-se que a cada tensão aplicada existe um poro com raio equivalente, e todos os poros de raio maior que ele são esvaziados na referida tensão aplicada e assim, utilizando a frequência acumulada, pode-se determinar a porcentagem de macro, meso e microporos. A propósito, o vale da curva diferencial representa o raio dos poros mais frequentes no solo. Outra observação é a influência dos macro e microporos nas regiões de baixa e alta tensão, respectivamente. Os pesquisadores Sharma e Uehara (1968) estudando o efeito dos macro e microagregados na curva característica de água no solo de dois Latossolos, observaram que a retenção de água no solo foi influenciada grandemente por macroporos em tensões até 30 hPa, enquanto o efeito dos microporos foi mais significativo em potenciais mais baixos.

Figura 8 - Curvas de distribuição de frequência e de frequência do volume de poros, na camada superficial, das áreas experimentais 1 (a), 2 (b) e 3 (c)

Figura 9 - Curvas de distribuição de frequência e de frequência do volume de poros, na camada subsuperficial, das áreas experimentais 1 (a), 2 (b) e 3 (c)

A distribuição do tamanho de poros, conforme Koorevaar et al. (1983), em macroporos, os poros com raio maior que 50 μm , mesoporos, os poros com raio entre 15 e 50 μm , e microporos, os poros com raio menor que 15 μm , para o solo das três áreas experimentais, nas duas camandas, é apresentada na Figura 10.

Figura 10 - Distribuição dos macro, meso e microporos para cada área experimental e camada amostrada, sendo (1) superficial, e (2) subsuperficial

Segundo Kiehl (1979), o solo ideal para a produção agrícola deve apresentar uma fração de 0,34 para macroporos e 0,66 para microporos, sendo os primeiros poros com diâmetro maior que 60 μm e os segundos, poros com diâmetro menor do que 60 μm . Em geral, os solos das áreas experimentais apresentaram uma menor quantidade de macroporos, e consequentemente, maior de microporos.

A porosidade dos solos é um atributo importante a ser considerado na avaliação da qualidade estrutural dos solos (MARTINS et al., 2002), pois está relacionada, dentre outros, com a estrutura e a textura do solo. De acordo com Vomocil e Flocker (1966), o limite de macroporosidade considerado crítico é de $0,10 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ($\approx 10\%$ de porosidade de aeração), ou seja, valores inferiores indicam degradação da qualidade estrutural, comprometendo o desenvolvimento do sistema radicular das plantas e a função de drenagem do solo, além de reduzir a permeabilidade do solo, tornando-o suscetível à erosão. Outros pesquisadores propõe limites críticos de macroporosidade mais baixos, como Michelin (2005), que sugeriu valores críticos de macroporosidade em função do teor de argila dos solos, sendo que, em solos com teores de argila entre 0 e 300 g kg^{-1} , 300 e 500 g kg^{-1} , e superior a 500 g kg^{-1} , a

macroporosidade considerada crítica foi de $0,10 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, $0,08 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, e $0,06 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, respectivamente. Os solos das áreas experimentais apresentaram valores de macroporosidade superiores ao limite crítico, com exceção da camada superficial da Área 2, com apenas $0,04 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, sugerindo que esta camada de solo pode não apresentar condições satisfatórias de aeração para o desenvolvimento das plantas. Porém, existem plantas que são tolerantes a níveis baixos de aeração do solo (RIBEIRO et al., 2007).

O solo da Área 1 apresentou os maiores valores de macroporosidade, concordando com Perecin e Campos (1978), que o volume de poros é dependente do teor de argila dos solos, sendo que, em solos arenosos há predominância de macroporos, enquanto que em solos argilosos a tendência é predominar microporos (REINERT et al., 2006).

De modo geral, as camadas subsuperficiais apresentaram maiores quantidades de macroporos, por apresentarem os menores valores de densidade do solo, evidenciando uma relação inversa entre esses dois atributos, devido a maior influência das forças de compressão na camada superficial do solo, pelo tráfego de animais, máquinas e implementos.

2.3.5 Índice S

O valor do conteúdo de água a base de massa (U_s), dos parâmetros de ajuste (α , n e m) obtidos pelo modelo de van Genuchten (1980) e do índice S para os dados da curva de retenção de água nos solos das áreas experimentais 1, 2 e 3, e camadas 1, superficial, e 2, subsuperficial, estão apresentados na Tabela 10.

Tabela 10 - Valores do conteúdo de água de saturação (U_s), dos parâmetros de ajuste (α , n e m) do modelo de van Genuchten (VG) e do índice S para os dados da curva de retenção de água nos solos das áreas experimentais 1, 2 e 3, e camadas 1, superficial, e 2, subsuperficial

Área	Camada	U_s kg kg^{-1}	α cm^{-1}	n	m	Índice S
1	1	0,2321	0,1599	1,1866	0,1572	0,0273
	2	0,2760	0,3475	1,1850	0,1561	0,0323
2	1	0,3331	0,0229	1,1133	0,1015	0,0269
	2	0,5256	0,1602	1,1293	0,1145	0,0470
3	1	0,4781	0,1245	1,1363	0,1200	0,0445
	2	0,5672	0,1700	1,1448	0,1265	0,0553

O comportamento do índice S foi semelhante em todas as áreas, com valores mais baixos nas camadas mais superficiais, sendo influenciado pela densidade do solo e

porosidade, assim como observado por Streck et al. (2008) e Dexter (2004a), que encontraram decréscimo exponencial e linear, respectivamente, do valor do índice S em função do aumento da densidade do solo. O aumento da densidade do solo na camada superficial é devido ao tráfego de máquinas e animais, reduzindo a porosidade total, sendo que os macroporos são destruídos primeiro (HORN et al., 1995), diminuindo a inclinação da curva de retenção de água no ponto de inflexão, e assim, sua qualidade estrutural (DEXTER, 2004a).

De acordo com Dexter et al. (2004a) e Andrade e Stone (2009), a separação entre solos com boa e pobre qualidade estrutural ocorre em torno do valor de 0,035 e 0,045, respectivamente. Embora nenhuma alteração das propriedades do solo ocorra neste valor, a experiência de campo, em solos muito diferentes, evidenciou esse comportamento. Dessa forma, os solos da Área 1 e a camada superficial da Área 2, foram classificados como pobres estruturalmente, sendo que as camadas superficiais, nas duas áreas, ficaram próximas a extremidade inferior da classe dos solos com baixa qualidade estrutural, representada pelo valor de índice S de 0,020 e 0,025, segundo Dexter (2004a) e Andrade e Stone (2009), respectivamente. Segundo os autores, os solos com valores de índice S abaixo desse limite, apresentam condições físicas muito pobres, restringindo o crescimento das raízes das plantas.

Os solos da Área 3 e a camada subsuperficial da Área 2 apresentaram maiores valores de índice S, indicando boa qualidade estrutural, com boa distribuição de tamanho de poros, permitindo que o solo exerça suas funções físicas, com menor restrição física (aeração, mecânica, retenção de água) para o crescimento das raízes das plantas (STRECK et al., 2008).

3 CONCLUSÕES

O ajuste da curva de retenção de água no solo pelos dois modelos utilizados foi semelhante, sendo que o modelo de van Genuchten (1980) foi ligeiramente melhor que o modelo de Brooks e Corey (1964), principalmente nos pontos próximos a saturação.

A frequência de distribuição de poros permitiu observar a qualidade estrutural pela distribuição entre macro, meso e microporos, verificando redução da macroporosidade pelo aumento da densidade do solo na camada superficial da Área 2, o que não ocorreu nas outras áreas, embora na Área 1 tenha havido aumento de densidade, mas por tratar-se de solo com textura franca-argilo-arenosa o efeito não foi observado.

O índice S se mostrou mais sensível em diferenciar a qualidade estrutural dos solos com diferentes a) manejos, evidenciando menor qualidade estrutural nas camadas superficiais, devido a maior densidade do solo, com menor declividade da tangente à curva de retenção de água no ponto de inflexão, e assim um baixo valor de índice S; e b) texturas, em que os solos com textura franca-argilo-arenosa (Área 1) apresentaram menor valor de índice S que os solos com textura muito argilosa (Áreas 2 e 3) nas camadas subsuperficiais, nas quais o efeito do manejo é praticamente inexistente.

REFERÊNCIAS

- ANDERSON, J.M.; INGRAM, J.S.I. **Tropical soil biology and fertility: a handbook of methods**. Wallingford, UK: CAB International, p.171, 1992.
- ANDRADE, R.S.; STONE, L.F. Índice S como indicador da qualidade física de solos do cerrado brasileiro. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v.13, p.382-388, 2009.
- AZEVEDO, A.C.; BONUMÁ, A.S. Partículas coloidais, dispersão e agregação em latossolos. **Ciência Rural**, Santa Maria, v.34, n.2, p.609-617, 2004.
- BAYER, C.; MIELNICZUK, J. Dinâmica e função da matéria orgânica. In: SANTOS, G.A.; CAMARGO, F.A.O. (Eds.) **Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais e subtropicais**. Gênese, Porto Alegre, p.9-26, 1999.
- BEUTLER, A.N.; CENTURION, J.F.; SOUZA, Z.M.; ANDRIOLI, I.; ROQUE, C.G. Retenção de água em dois tipos de Latossolo sob diferentes usos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v.26, p.829-834, 2002.
- BRADY, N.C.; WEIL, R.R. **The nature and properties of Soils**. 14 ed. Upper Saddle River, NJ: Pearson-Prentice Hall, p.990, 2008.
- BREWER, R.; SLEEMAN, J.R. Soil structure: attempts at its quantitative characterization. **Soil Science**, Baltimore, v.11, p.172-185, 1960.
- BRITO, A.S. **Variabilidade espacial da condutividade hidráulica e da permeabilidade ao ar em função dos conteúdos de água e ar no solo**. 2010. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2010.
- BROOKS, R.H.; COREY, A.T. Hydraulic properties of porous media and their relation to drainage design. **Transactions of the ASAE**, Saint Joseph, MI, p.26-28, 1964.
- CAMARGO, A.P.; SENTELHAS, P.C. Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Sete Lagoas, v.5, p.89-97, 1997.
- CARDUCCI, C.E.; OLIVEIRA, G.C.; SEVERIANO, E.C.; ZEVIANI, W.M. Modelagem da curva de retenção de água de latossolos utilizando a equação duplo van Genuchten. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v.35, p.77-86, 2011.
- CARNEIRO, M.A.C.; SOUZA, E.D.; REIS, E.F.; PEREIRA, H.S.; AZEVEDO, W.R. Atributos físicos, químicos e biológicos de solo de cerrado sob diferentes sistemas de uso e manejo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v.33, p.147-157, 2009.
- CARPENEDO, V.; MIELNICZUK, J. Estado de agregação e qualidade de agregados de Latossolos Roxos, submetidos a diferentes sistemas de manejo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v.14, p.99-105, 1990.

CARSEL, R. F.; PARRISH, R. S. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. **Water Resources Research**, Amsterdam, v.24, n.5, p.755-769, 1988.

CARVALHO, J.R.P.; DECHEN, S.C.F.; DUFRANC, G. Variabilidade espacial da agregação do solo avaliada pela geometria fractal e geoestatística. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v.28, n.1, p.1-9, 2004.

CASTRO FILHO, C.; MUZILLI, O.; PODANOSCHI, A.L. Estabilidade dos agregados e sua relação com o teor de carbono orgânico num Latossolo Roxo distrófico, em função de sistemas de plantio, rotações de culturas e métodos de preparo das amostras. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v.22, p.527-538, 1998.

CENTURION, J. F.; ANDRIOLI, I. Regime hídrico de alguns solos de Jaboticabal. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v.24, n.4, p.701-709, 2000.

CHILDS, E.C. The use of soil moisture characteristics in soil studies. **Soil Science**, Baltimore, v.50, p.239-252. 1940.

COSTA, F.S.; ALBUQUERQUE, J.A.; BAYER, C.; FONTOURA, S.M.V. & WOBETO, C. Propriedades físicas de um latossolo bruno afetadas pelos sistemas plantio direto e preparo convencional. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v.27, p.527-535, 2003.

COSTA, F.S.; BAYER, C.; ALBUQUERQUE, J.A.; FONTOURA, S.M.V. Aumento de matéria orgânica num latossolo bruno em plantio direto. **Ciência Rural**, Santa Maria, v.34, n.2, p.587-589, 2004.

COSTA, W.A.; OLIVEIRA, C.A.S.; KATO, E. Modelos de ajuste e métodos para a determinação da curva de retenção de água de um latossolo vermelho-amarelo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v.32, p.515-523, 2008.

COSTANZA, R.; NORTON, B.G.; HASKELL, B.D. **Ecosystem health: new goals for environmental management**. Washington, DC: Island Press, 1992. 269p.

CUBILLA, M.; REINERT, D.; REICHERT, J.M. Plantas de cobertura do solo: uma alternativa para aliviar a compactação em sistema plantio direto. In: **Reunião Sul-brasileira de ciência do solo**. Porto Alegre: UFRGS, 2002.

DECAGON DEVICES INC. **Operator's manual version 5**: WP4 dewpoint potentiometer. Pullman, WA: Degagon devices, p.66, 2007.

DEXTER, A.R. Advances in characterization of soil structure. **Soil & Tillage Research**. Amsterdam, v.11, p.199-238, 1988.

DEXTER, A.R. Soil physical quality part I: theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effects on root growth. **Geoderma**, Amsterdam, v.120, p.201-214, 2004a.

DEXTER, A. R. Soil physical quality part II: friability, tillage, filth and hard-setting. **Geoderma**, Amsterdam, v.120, p.215-225, 2004b.

DEXTER, A. R. Soil physical quality part III: unsaturated hydraulic conductivity and general conclusions about S-theory. **Geoderma**, Amsterdam, v.120, p.227-239, 2004c.

DORAN, J.W.; PARKIN, T.B. Defining and assessing soil quality. In: DORAN, J.W.; COLEMAN, D.C.; BEZDICEK, D.F.; STEWART, B.A. (eds.) **Defining soil quality for a sustainable environment**. Madison: Soil Science Society of America, p.1-20, 1994.

DOURADO NETO, D.; NIELSEN, D.R.; HOPMANS, J.W.; REICHARDT, K.; BACCHI, O.O.S.; LOPES, P.P. **Soil water retention curve**. SWRC, version 3.00. Piracicaba, 2001.

ELLIOT, T.R.; HECK, R.J. A comparison of optical and X-ray technique for void analysis in soil thin section. **Geoderma**, Amsterdam, v.141, p.60-70, 2007.

EMBRAPA. **Manual de métodos de análise de solo**. 2.ed. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura e Abastecimento, 212p., 1997.

EMBRAPA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2.ed. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura e Abastecimento, 306p., 2006.

ESPIG, S.A.; REIS, I.A.; ARAÚJO, E.P.; FORMAGGIO, A.R. Relação entre o fator de refletância e o teor de óxido de ferro em Latossolos Brasileiros. In: **Simpósio brasileiro de sensoriamento remoto**. Goiânia, INPE, p.371-379, 2005.

FAO. Planning for sustainable use of land resources: towards a new approach: In: SOMBROEK, W.G.; SIMS, D. (eds.) **Land and water bulletin 2**, FAO: Rome, 1995.

FERREIRA, C.A.; SILVA, A.C.; VIDAL-TORRADO, P.; ROCHA, W.W. Genesis and classification of oxisols in a highland toposequence of the upper Jequitinhonha Valley (MG). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v.34, n.1, 2010 .

FERREIRA, M.M.; FERNANDES, B.; CURI, N. Influência da mineralogia da fração argila nas propriedades físicas de latossolos da região sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v.23, p.515-524, 1999.

FIGUEIREDO, G.C. **Avanços metodológicos e instrumentais em física do solo**. 2010. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba. 2010.

GIAROLA, N.F.B.; SILVA, A.P.; IMHOFF, S. Relações entre propriedades físicas e características de solos na Região Sul do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v.26, p.885-893, 2002.

GROSSMAN, R.B.; REINSCH, T.G. Bulk density and linear extensibility. In: DANE, J.H.; TOPP G.C. (eds.) **Methods of Soil Analysis**, IV. Physical Methods. Madison: Soil Science Society of America, p.201-225, 2002.

HAINES, W.B. Studies in the physical properties of soil: the hysteresis effect in capillary properties, and the modes of moisture distribution associated therewith. **Journal of Agricultural Science**, Cambridge, v.10, p.96-105, 1930.

HAKANSSON, I. A method for characterizing the state of compactness of the plough layer. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v.16, p.105-120, 1990.

HILLEL, D. **Introduction to soil physics**. New York: Academic Press, 364p., 1982.

HILLEL, D. **Solo e água: fenômenos e princípios físicos**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 231p., 1970.

HORN, R.; DOMZAL, H.; OUWERKERK, C.V. Soil compaction processes and their effects on the structure of arable soil and the environment. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v.35, p.23-36, 1995.

IBGE. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. **Manual Técnico de Pedologia**. 2 ed. Rio de Janeiro, 2007.

IMHOFF, S.; SILVA, A.P.; DIAS JUNIOR, M.S.; TORMENA, C.A. Quantificação de pressões críticas para o crescimento das plantas. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v.25, p.11-18, 2001.

KARLEN, D.L.; MAUSBACH, M.J.; DORAN, J.W.; CLINE, R.G.; HARRIS, R.F.; SCHUMAN, G.E. Soil quality: a concept, definition and framework for evaluation. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, WI, v.61, p.4-10, 1997.

KASTANEK, F.J.; NIELSEN, D.R. Description of soil water characteristics using cubic spline interpolation. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, WI, v.65, p.279-283, 2001.

KEHRIG, A. G. **As relações k_i e k_r no solo**. Rio de Janeiro: IQA, 67 p., 1949. (Boletim do Instituto de Química Agrícola n.13).

KER, J.C. Latossolos do brasil: uma revisão. **Geonomos**, Belo Horizonte, v.5, p.17-40, 1998.

KIEHL, E.J. **Manual de edafologia: relações solo-planta**. São Paulo: Ceres, 262p., 1979.

KLAR, A.E. **Água no sistema solo-planta-atmosfera**. São Paulo: Nobel, 408p., 1984.

KLEIN, V. A. **Propriedades do solo e manejo da água em ambientes protegidos com cultivo de morangueiro e figueira**. Passo Fundo: UPF, 61 p., 2005.

KLEIN, V. A.; LIBARDI, P. L. Densidade e distribuição do diâmetro dos poros de um latossolo vermelho, sob diferentes sistemas de uso e manejo **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v.26, n.4, p. 857-867, 2002.

KLUTE, A. Water retention: laboratory methods. In: KLUTE, A. (ed.) **Methods of soil analysis**. 2 ed. Madison: American Society of Agronomy, Soil Science Society of America, p. 635-662, 1986.

KOOREVAAR, P.; MENELIK, G.; DIRKSEN, C. Elements of soil physics. Amsterdam: **Elsevier**, v.13, 228 p., 1983.

LEPSCH, I.F. **Formação e conservação dos solos**. 2 ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2010.

LEPSCH, I.F.; SILVA, N.M.; ESPIRONELO, A. Relação entre matéria orgânica e textura de solos sob cultivo de algodão e cana-de-açúcar, no estado de São Paulo. **Bragantia**, Campinas, v.41, p.231-236, 1982.

LIBARDI, P.L. **Dinâmica da Água no Solo**. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo (EDUSP), 344 p., 2005.

LIMA, H.V.; LIMA, C.L.R.; LEÃO, T.P.; COOPER, M.; SILVA, A.P.; ROMERO, R.E. Tráfego de máquinas agrícolas e alterações de bioporos em área sob pomar de laranja. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v.29, n.3, p.677-684, 2005.

MAIA, C.E. Índice S para avaliação da qualidade física de solos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v.35, n.6, 2011.

MARTINS, S.G; SILVA, M.L.N; CURI, N; FERREIRA, M.M. Avaliação de atributos de um Latossolo Vermelho distroférico sob diferentes povoamentos florestais. **Cerne**, Lavras, v.8, p.32-41, 2002.

MICHELON, C.J. **Qualidade física dos solos irrigados do Rio Grande do Sul e do Brasil central**. 2005. 95 p. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade de Santa Maria, Santa Maria, 2005.

MURPHY, C.P. **Thin section preparation of soils and sediments**. Berkhamsted: A.B. Academic Publ., 149p., 1986.

OLDEMAN, L.R. The global extent of soil degradation. IN: GREENLAND, D.J., SZABOLCS, I. (eds.) **Soil resilience and sustainable land use**. Wallingford, Oxon, UK: CAB International, p. 99–118, 1994.

OLIVEIRA, G.C.; DIAS JUNIOR, M.S.; RESCK, D.V.S.; CURI, N. Caracterização química e físico-hídrica de um latossolo vermelho após vinte anos de manejo e cultivo do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v.28, p.327-336, 2004.

PERAZA, J.E.S. **Retenção de água e pedofunções para solos do rio grande do sul**. 2003. 118 p. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2003.

PERECIN, D.; CAMPOS, D.A.F. Porosidade de solos: microestereometria. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v.2, n.1, p.139-143. 1978.

PEREIRA, D.R.; RIBEIRO, D.P. Influencia da textura do solo sobre os parâmetros dos modelos de van Genuchten e Brooks e Corey. **X Encontro Latino Americano de Pós-Graduação**, Vale do Paraíba, SP, 2008.

PORTELA, J.C.; LIBARDI, P.L.; VAN LIER, Q.J. Retenção da água em solo sob diferentes usos no ecossistema tabuleiros costeiros. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v.5, n.1, p.49-54, 2001.

R DEVELOPMENT CORE TEAM. **R: a language and environment for statistical computing**. Vienna: R Foundation for Statistical Computing, 2011.

RAWLS, W.J.; PACHEPSKY, Y.A.; RITCHIE, J.C.; SOBECKI, T.M.; BLOODWORTH, H. Effect of soil organic carbon on soil water retention. **Geoderma**, Amsterdam, v.116, p.61-76, 2003.

- REATTO, A.; BRUAND, A.; MARTINS, E.S.; MULLER, F.; SILVA, E.M.; CARVALHO JÚNIOR, O.A.; BROSSARD, M.; RICHARD, G. Development and origin of the microgranular structure in latosols of the brazilian central plateau: significance of texture, mineralogy, and biological activity. **Catena**, Amsterdam, v.76, p.122-134, 2009.
- REICHARDT, K.; TIMM, L.C. **Solo, Planta e Atmosfera**: conceitos, processos e aplicações. São Paulo: Editora Manole, 478p., 2004.
- REICHERT, J.M.; REINERT, J.M.; BRAIDA, J.A. Qualidade dos solos e sustentabilidade de sistemas agrícolas. **Ciência & Ambiente**, Santa Maria, v.27, p.29-48, 2003.
- REINERT, D.J.; REICHERT, J.M.; VEIGA, M.; SUZUKI, L.E.A.S. Qualidade física dos solos. In: **Reunião brasileira de manejo e conservação do solo e da água**. Aracajú, SBSCS, 2006.
- RESENDE, M.; SANTANA, D.P. Uso das relações ki e kr na estimativa da mineralogia para classificação de latossolos. In: **Reunião de classificação, correlação de solos e interpretação da aptidão agrícola**. Rio de Janeiro, EMBRAPA-SNLCS/SBSCS, p.225-232, 1988.
- REYNOLDS, W.D.; BOWMAN, B.T.; DRURY, C.F.; TAN, C.S.; LU, X. Indicators of good soil physical quality: density and storage parameters. **Geoderma**, Amsterdam, v.110, p.131-146, 2002.
- RIBEIRO, K.D.; MENEZES, S.M.; MESQUITA, M.G.B.F; SAMPAIO, F.M.T. Propriedades físicas do solo, influenciadas pela distribuição de poros, de seis classes de solos da região de Lavras-MG. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, v.31, n.4, 2007.
- RICHARDS, L.A. Methods of measuring soil moisture tension. **Soil Science**, Baltimore, v.68, p.95-12, 1949.
- RICHARDS, L.A. Physical conditions of water in soil. In: BLACK, C.A. (ed.) **Methods of soil analysis**. Part 1. Madison: American Society for Testing and Materials, 770p., 1965.
- ROMERO, E.; GENS, A.; LLORET, A. Water permeability, water retention and microstructure of unsaturated boom clay. **Engineering Geology**, Amsterdam, v.54, n.1-2, p.117-127, 1999.
- SCANLON, B.R.; ANDRASKI, B.J.; BILSKIE, J. Miscellaneous methods for measuring matric or water potential. In: DANE, J. H. e TOPP, G. C. (ed.). **Methods of soil analyses: part 4 - physical methods**. Madison, Wisconsin, USA: Soil Science Society of America, p.662-670, 2002.
- SHARMA, M.L.; UEHARA, G. Influence of soil structure on water relation in low humic latosols. I. Water retention. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 32, p.765-770, 1968.
- SILVA, E.M.; LIMA, J.E.F.W.; AZEVEDO, J.A.; RODRIGUES, L.N. Valores de tensão na determinação da curva de retenção de água de solos do Cerrado. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, DF, v.41, p.323-330, 2006.

SILVA, M.L.N.; CURI, N.; BLANCANEUX, P. Sistemas de manejo e qualidade estrutural de latossolo roxo. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.35, n.9, p.2485-2492, 2000.

SILVA, V.L.; DIECKOW, J.; MELLEK, J.E.; MOLIN, R.; FAVARETTO, N.; PAULETTI, V.; VEZZANI, F.M. Melhoria da estrutura de um latossolo por sistemas de culturas em plantio direto nos Campos Gerais do Paraná. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v.36, n.3, 2012.

SIMÕES, W.L.; SILVA, E.L.; LIMA, D.M.; OLIVEIRA, M.S. Variabilidade espacial de atributos físicos de um latossolo vermelho distroférico, submetido a diferentes manejos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v.30, n.6, p. 1061-1068, 2006.

SPANNER, D.C. The Peltier effect and its use in the measurement of suction pressure. **Journal of Experimental Botany**, Oxford, v.11, p.145-168, 1951.

SPSS INC. **Table curve 2D**: automated curve fitting and equation discovery. Chicago, SPSS Science, 2000.

STRECK, C.A. et al. Relações do parâmetro S para algumas propriedades físicas de solos do sul do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v.32, n.spe, 2008.

TAVARES, L.C.; TIMM, L.C.; TAVARES, V.E.Q.; REISSER JUNIOR, C.; MANKE, G.; LEMOS, F.D.; LISBOA, H.; PRESTES, R.B.; PAULETTO, E.A.; CUNHA, N.G. Capacidade de retenção de água e parâmetros de ajuste do modelo de van Genuchten (1980) em quatro solos representativos da região produtora de pêssego, Pelotas-RS. **IX Encontro de Pós-Graduação**, Pelotas, RS, 2007.

TAVARES FILHO, J.; FELTRAN, C.T.M.; OLIVEIRA, J.F.; ALMEIDA, E.; GUIMARÃES, M.F. Atributos de solo determinantes para a estimativa do índice de estabilidade de agregados. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.47, n.3, p.436-441, 2012.

TOGNON, A.A.; DEMATTE, J.L.I.; DEMATTE, J.A.M. Organic matter content and distribution of amazonian and "cerrado" latosols. **Scientia Agrícola**, Piracicaba, v.55, n.3, p.343-354, 1998.

TORMENA, C.A.; ROLOFF, G.; SÁ, J.C.M. Propriedades físicas do solo sob plantio direto influenciadas por calagem, preparo inicial e tráfego. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v.22, p.301-309, 1998.

United States Department of Agriculture, Soil Conservation Service. Soil Survey of Pinellas County, Florida, 1972.

VALIANTZAS, J.D. Combined Brooks-Corey/Burdine and van Genuchten/Mualem closed-form model for improving prediction of unsaturated conductivity. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering - ASCE**, Reston, VA, v.137, p.223-233, 2011.

VAN GENUCHTEN, M.T. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, WI, v.44, p.892-898, 1980.

VAN GENUCHTEN, M.T.; NIELSEN, D.R. On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. **Annales Geophysicae**, Göttingen, v.3, n.5, p.615-628, 1985.

VAN LIER, Q.J. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v.36, n.4, 2012.
Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0100-06832012000400030&lng=en&nrm=iso>. Acesso em: 18 de novembro de 2012.

VAN LIER, Q.J. Índices da disponibilidade de água às plantas. In: NOVAIS, R.F.; ALVAREZ, V.H.; SCHAEFER, C.E.G.R. (org.) **Tópicos em Ciência do Solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v.1, p. 95-106, 2000.

VEZZANI, F.M.; MIELNICZUK, J. Uma visão sobre qualidade do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v.33, n.4, p.743-755, 2009.

VOMOCIL, J.A.; FLOCKER, W.J. Effect of soil compaction on storage and movement of soil, air and water. **Transactions of the American Society of Agricultural Engineers**, Michigan, v.4, p.242-246, 1966.

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

WILLIAMS, T.; KELLEY, C. **Gnuplot 4.5**: an interactive plotting program, 2011.

WILLMOTT, C.J.; ACKLESON, S.G.; DAVIS, R.E.; FEDDEMA, J.J.; KLINK, K.M.; LEGATES, D.R.; O'DONNELL, J.; ROWE, C.M. Statistics for the evaluation and comparison of models. **Journal of Geophysical Research**, Ottawa, v.90, n.C5, p.8995-9005, 1985.

YODER, R.E. A direct method of aggregate analysis of soils and a study of the physical nature of erosion losses. **Journal of the American Society of Agronomy**, Washington, DC, v.28, p.337-351, 1936.

ANEXOS

ANEXO A – Densidade e conteúdo de água em cada amostra de solo das áreas experimentais 1, 2 e 3, e camadas 1, superficial, e 2, subsuperficial, para cada uma das tensões aplicadas nos funis de placa porosa (5 a 100 hPa) (Continua)

		Área 1				Área 2				Área 3			
5 hPa													
1	Ds	1,6648	1,6333	1,6556	1,6268	1,4719	1,4361	1,4072	1,3952	1,2434	1,1616	1,1547	1,2073
	U	0,2062	0,2184	0,2015	0,2188	0,3036	0,3137	0,3388	0,3271	0,4536	0,4919	0,4984	0,4683
	θ	0,3433	0,3567	0,3335	0,3560	0,4469	0,4505	0,4767	0,4564	0,5641	0,5714	0,5755	0,5654
2	Ds	1,5787	1,5095	1,4974	1,5240	1,1138	1,0792	1,1374	1,1089	1,0934	1,1055	1,0678	1,0604
	U	0,2309	0,2532	0,2353	0,2334	0,4881	0,5211	0,4797	0,4882	0,5399	0,5448	0,5510	0,5898
	θ	0,3645	0,3821	0,3523	0,3557	0,5436	0,5624	0,5456	0,5414	0,5904	0,6023	0,5883	0,6254
20 hPa													
1	Ds	1,6119	1,6216	1,5916	1,6355	1,4646	1,3594	1,4261	1,3558	1,2303	1,1407	1,1433	1,1926
	U	0,1986	0,1800	0,1925	0,1976	0,2940	0,3300	0,3015	0,3288	0,4289	0,4375	0,4407	0,4447
	θ	0,3201	0,2919	0,3064	0,3231	0,4307	0,4486	0,4300	0,4458	0,5276	0,4991	0,5038	0,5304
2	Ds	1,5374	1,5463	1,5264	1,5220	1,1074	1,0902	1,1051	1,1365	1,1056	1,0764	1,1144	1,1031
	U	0,2021	0,2057	0,2054	0,2318	0,4621	0,4749	0,4457	0,4484	0,4628	0,4935	0,4623	0,4765
	θ	0,3107	0,3181	0,3135	0,3527	0,5117	0,5178	0,4926	0,5096	0,5117	0,5312	0,5151	0,5256
40 hPa													
1	Ds	1,6896	1,6740	1,6324	1,6925	1,4734	1,3640	1,3253	1,3652	1,2533	1,1596	1,2611	1,1637
	U	0,1613	0,1591	0,1710	0,1530	0,2843	0,3122	0,3130	0,3082	0,3717	0,3910	0,3774	0,3685
	θ	0,2726	0,2663	0,2791	0,2589	0,4189	0,4259	0,4148	0,4208	0,4659	0,4534	0,4760	0,4288
2	Ds	1,5203	1,4767	1,5547	1,5307	1,1165	1,1078	1,0751	1,0528	1,1024	1,0903	1,0750	1,0707
	U	0,1716	0,1724	0,1625	0,1706	0,4039	0,3975	0,4072	0,4167	0,4247	0,4181	0,4316	0,4325
	θ	0,2608	0,2546	0,2527	0,2612	0,4509	0,4404	0,4378	0,4387	0,4682	0,4558	0,4639	0,4631

Ds (Mg kg⁻¹); U (kg kg⁻¹); θ (m³ m⁻³)

ANEXO A – Densidade e conteúdo de água em cada amostra de solo das áreas experimentais 1, 2 e 3, e camadas 1, superficial, e 2, subsuperficial, para cada uma das tensões aplicadas nos funis de placa porosa (5 a 100 hPa) (Continuação)

		Área 1				Área 2				Área 3			
60 hPa													
1	Ds	1,6282	1,5934	1,5800	1,6223	1,3017	1,3746	1,3975	1,4450	1,1596	1,1632	1,2074	1,1885
	U	0,1573	0,1515	0,1501	0,1517	0,2951	0,2890	0,2957	0,2830	0,3398	0,3570	0,3475	0,3390
	θ	0,2561	0,2414	0,2371	0,2460	0,3841	0,3972	0,4132	0,4090	0,3941	0,4152	0,4196	0,4029
2	Ds	1,5312	1,5403	1,5217	1,5125	1,1419	1,0589	1,0816	1,0903	1,0689	1,1129	0,9878	1,1078
	U	0,1574	0,1464	0,1648	0,1470	0,3639	0,3738	0,3775	0,3864	0,3713	0,3862	0,4000	0,3934
	θ	0,2409	0,2255	0,2508	0,2224	0,4155	0,3958	0,4083	0,4213	0,3969	0,4298	0,3951	0,4359
80 hPa													
1	Ds	1,6467	1,6571	1,6369	1,6478	1,4299	1,4381	1,3503	1,4581	1,2711	1,2378	1,1700	1,2489
	U	0,1352	0,1395	0,1404	0,1412	0,2722	0,2783	0,2886	0,2745	0,3210	0,3298	0,3163	0,3246
	θ	0,2227	0,2311	0,2298	0,2327	0,3892	0,4003	0,3897	0,4003	0,4080	0,4082	0,3700	0,4054
2	Ds	1,5613	1,5741	1,5054	1,5492	1,1443	1,1644	1,1269	1,1990	1,0741	1,0833	1,0805	1,0991
	U	0,1362	0,1348	0,1388	0,1331	0,3345	0,3541	0,3399	0,3291	0,3674	0,3634	0,3820	0,3612
	θ	0,2127	0,2121	0,2090	0,2062	0,3828	0,4123	0,3831	0,3946	0,3946	0,3937	0,4127	0,3970
100 hPa													
1	Ds	1,6333	1,6124	1,6780	1,6176	1,3975	1,3913	1,4315	1,3326	1,1742	1,2271	1,1262	1,1740
	U	0,1313	0,1335	0,1364	0,1322	0,2742	0,2802	0,2769	0,2969	0,3173	0,3240	0,3130	0,3205
	θ	0,2145	0,2153	0,2289	0,2139	0,3832	0,3899	0,3964	0,3956	0,3725	0,3976	0,3526	0,3763
2	Ds	1,5262	1,4797	1,4510	1,5521	1,1447	1,0296	1,0488	1,0983	1,0677	1,0924	1,1104	1,0449
	U	0,1376	0,1441	0,1255	0,1283	0,3586	0,3599	0,3606	0,3485	0,3531	0,3562	0,3556	0,3615
	θ	0,2100	0,2133	0,1821	0,1992	0,4105	0,3706	0,3782	0,3828	0,3769	0,3891	0,3949	0,3778

Ds (Mg kg⁻¹); U (kg kg⁻¹); θ (m³ m⁻³)

ANEXO B – Densidade e conteúdo de água em cada amostra de solo das áreas experimentais 1, 2 e 3, e camadas 1, superficial, e 2, subsuperficial, para cada uma das tensões aplicadas nas câmaras de pressão com placa porosa (330 a 3000 hPa) (Continua)

		Área 1				Área 2				Área 3			
		330 hPa											
1	Ds	1,6300	1,6790	1,6628	1,6607	1,2878	1,3495	1,3931	1,4016	1,2807	1,3811	1,1416	1,2041
	U	0,1029	0,0971	0,1044	0,1017	0,2729	0,2910	0,2696	0,2714	0,2925	0,2967	0,2919	0,2838
	θ	0,1678	0,1630	0,1737	0,1688	0,3515	0,3927	0,3755	0,3804	0,3746	0,4097	0,3332	0,3417
2	Ds	1,5121	1,5839	1,5295	1,5371	1,1096	1,0661	1,0847	1,0674	1,1232	1,1096	1,0661	1,0847
	U	0,1002	0,1031	0,1023	0,1013	0,3456	0,3251	0,3340	0,3169	0,3207	0,3386	0,3158	0,3268
	θ	0,1515	0,1633	0,1565	0,1556	0,3835	0,3466	0,3623	0,3382	0,3602	0,3757	0,3367	0,3545
		500 hPa											
1	Ds	1,6533	1,6109	1,6553	1,6483	1,4073	1,4064	1,3568	1,3988	1,2385	1,3081	1,2059	1,3410
	U	0,1000	0,0925	0,0821	0,1007	0,2671	0,2688	0,2841	0,2546	0,2685	0,2806	0,2784	0,2593
	θ	0,1653	0,1490	0,1360	0,1660	0,3758	0,3781	0,3855	0,3561	0,3325	0,3670	0,3357	0,3477
2	Ds	1,5543	1,5542	1,5106	1,5589	1,1503	1,1030	1,0706	1,0955	1,1540	1,0489	1,0304	1,1158
	U	0,1005	0,0877	0,0920	0,0923	0,3214	0,3292	0,3240	0,3180	0,2893	0,3094	0,2959	0,2799
	θ	0,1562	0,1362	0,1390	0,1440	0,3698	0,3631	0,3468	0,3484	0,3338	0,3245	0,3049	0,3123
		1000 hPa											
1	Ds	1,6409	1,6082	1,5788	1,6160	1,3511	1,3910	1,3933	1,3240	1,1548	1,1623	1,1533	1,1685
	U	0,0938	0,0888	0,0862	0,0926	0,2791	0,2570	0,2794	0,2729	0,2479	0,2470	0,2476	0,2545
	θ	0,1540	0,1427	0,1360	0,1496	0,3770	0,3574	0,3894	0,3614	0,2862	0,2871	0,2856	0,2974
2	Ds	1,5987	1,4988	1,5287	1,5469	1,1285	1,1190	1,1581	1,0953	1,0800	1,1202	1,1110	1,0953
	U	0,0835	0,0864	0,0873	0,0874	0,3118	0,3147	0,3201	0,3177	0,2622	0,2667	0,2717	0,2844
	θ	0,1335	0,1295	0,1335	0,1352	0,3519	0,3522	0,3707	0,3480	0,2832	0,2987	0,3018	0,3115

Ds (Mg kg⁻¹); U (kg kg⁻¹); θ (m³ m⁻³)

ANEXO B – Densidade e conteúdo de água em cada amostra de solo das áreas experimentais 1, 2 e 3, e camadas 1, superficial, e 2, subsuperficial, para cada uma das tensões aplicadas nas câmaras de pressão com placa porosa (330 a 3000 hPa) (Continuação)

		Área 1				Área 2				Área 3			
						3000 hPa							
1	Ds	1,6901	1,6161	1,6452	1,6361	1,4715	1,4091	1,4703	1,4700	1,2128	1,2247	1,1636	1,2069
	U	0,0807	0,0840	0,0890	0,0942	0,2123	0,2223	0,2159	0,2191	0,2283	0,2330	0,2292	0,2291
	θ	0,1364	0,1358	0,1464	0,1541	0,3124	0,3132	0,3174	0,3220	0,2769	0,2854	0,2667	0,2765
2	Ds	1,4922	1,4555	1,5004	1,4844	1,1377	1,1416	1,1176	1,1218	1,0631	1,0915	1,0889	1,0800
	U	0,0866	0,0897	0,0878	0,0864	0,2402	0,2416	0,2443	0,2421	0,2469	0,2427	0,2428	0,2483
	θ	0,1292	0,1305	0,1317	0,1282	0,2733	0,2758	0,2730	0,2715	0,2625	0,2649	0,2644	0,2681

Ds (Mg kg^{-1}); U (kg kg^{-1}); θ ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)