



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ**  
**CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS**  
**DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS DO SOLO**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA DO SOLO**

**THIAGO LEITE DE ALENCAR**

**UMA ABORDAGEM TEÓRICO-METODOLÓGICA DA CAPACIDADE DE CAMPO**

**FORTALEZA**

**2017**

THIAGO LEITE DE ALENCAR

UMA ABORDAGEM TEÓRICO-METODOLÓGICA DA CAPACIDADE DE CAMPO

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo do Departamento de Ciências do Solo da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor. Área de concentração: Manejo do Solo e da Água.

Orientador: Prof. Dr. Jaedson Cláudio Anunciato Mota

FORTALEZA

2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação  
Universidade Federal do Ceará  
Biblioteca Universitária

Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

---

- A355a Alencar, Thiago Leite de.  
Uma abordagem teórico-metodológica da capacidade de campo / Thiago Leite de Alencar. – 2017.  
75 f. : il. color.
- Tese (doutorado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências Agrárias, Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Fortaleza, 2017.  
Orientação: Prof. Dr. Jaedson Cláudio Anunciato Mota.
1. Física do solo. 2. Irrigation. 3. Manejo de sistemas agrícolas. I. Título.

CDD 631.4

---

THIAGO LEITE DE ALENCAR

UMA ABORDAGEM TEÓRICO-METODOLÓGICA DA CAPACIDADE DE CAMPO

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em  
Ciência do Solo do Departamento de Ciências do  
Solo da Universidade Federal do Ceará, como parte  
dos requisitos para obtenção do título de Doutor. Área  
de concentração: Manejo do Solo e da Água.

Orientador: Prof. Dr. Jaedson Cláudio Anunciato  
Mota

Aprovada em: 22/09/2017

BANCA EXAMINADORA

---

Prof. Dr. Jaedson Cláudio Anunciato Mota (Orientador)  
Universidade Federal do Ceará (UFC)

---

Prof. Dr. Francisco Marcus Lima Bezerra  
Universidade Federal do Ceará (UFC)

---

Prof. Dr. Raimundo Nonato de Assis Júnior  
Universidade Federal do Ceará (UFC)

---

Prof. Dr. Raimundo Nonato Távora Costa  
Universidade Federal do Ceará (UFC)

---

Dr. Alcione Guimarães Freire  
Universidade Federal Rural de Pernambuco (UFRPE)

Aos meus pais, Nilson Ferras e Irisneide Leite,  
que na sua simplicidade, com ensinamentos,  
sempre me mostraram o valor da educação, das  
virtudes e da prática de boas ações.

## AGRADECIMENTOS

A Deus; não sei o que seria de mim sem a fé que eu tenho nele.

Aos meus pais, Nilson de Alencar Ferras e Francisca Irisneide Leite de Alencar, pelo esforço, confiança, amor, ajuda e, em especial, por todo carinho ao longo deste percurso.

À minha tia Maria Ivone Leite, por todo apoio, carinho e incentivo para concretização dessa etapa de realização pessoal e profissional.

À minha namorada, Luane Bitu Leal Alencar, pelo amor, compreensão, incentivo, atenção e por estar sempre ao meu lado em todos os momentos.

À Universidade Federal do Ceará e ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, pela oportunidade de realização do doutorado.

Ao Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia (IFCE - Campus Limoeiro do Norte), pelo apoio à realização do experimento.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior (CAPES), pela concessão da bolsa durante o período de estudo.

Ao Prof. Jaedson Cláudio Anunciato Mota, pela excelente orientação, amizade, atenção, apoio, valiosos ensinamentos e exemplo de dedicação profissional.

Ao Prof. Dr. Quirijn de Jong van Lier, pela orientação no período em que estive sob sua tutela em Piracicaba-SP.

Ao Prof. Dr. Raimundo Nonato de Assis Júnior, pelas valiosas sugestões ao trabalho, como também pelos ensinamentos durante o curso.

Ao Prof. Dr. Francisco Marcus Lima Bezerra pela concessão da área para realização de parte do experimento e por disponibilizar o laboratório para a realização das análises.

A Arilene Franklin Chaves em especial pela amizade, excelente convivência, por tornar possível a realização deste trabalho e contribuições significativas em todas as fases desse estudo.

A Alcione Guimarães Freire e Josimar de Azevedo pela amizade e auxílio na instalação e durante o experimento.

A Cillas Pollicarto, Márcio Godofrêdo, Ícaro Vasconcelos, Luis Felipe, pela estimada amizade, consideração e ótima convivência. Os agradecimentos também se estendem a Carlos Eduardo, Mirla Almeida, Alessa Milena, Ademir Menezes e Alexandre dos Santos.

Aos docentes do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, pelos ensinamentos transmitidos durante as disciplinas cursadas.

Aos colegas do Departamento de Ciências do Solo pela ótima convivência e troca de conhecimentos ao longo desse período.

Aos colegas do Laboratório de Física do Solo do CENA (Centro de Energia Nuclear na Agricultura), Ana Luíza, Everton Alves, Lívia Previatello, Robson Arthur, Thaís Rodrigues, Thalita Oliveira e Víctor Meriguetti, pelo acolhimento durante a minha estada em Piracicaba-SP.

Aos que de alguma forma contribuíram para a concretização deste trabalho.

## RESUMO

A capacidade de campo é uma das mais citadas grandezas físicas do solo, sendo relevante para o manejo de sistemas agrícolas. Na busca de alternativas à estimativa da capacidade de campo, vários pesquisadores têm proposto métodos com base em critérios dinâmicos e estáticos. A avaliação destes métodos em uma amplitude de classes texturais de solos é de suma importância para perspectivas de seus usos com maior frequência. Partindo das hipóteses de que a capacidade de campo para uma determinada classe textural de solo está associada exclusivamente a um diâmetro equivalente de poro, o *D-limiar*, que separa as porosidades estrutural e textural, de que a modelagem inversa da redistribuição de água, por está fundamentada em processos físicos, simula com acurácia a dinâmica da água no solo e, por conseguinte, também o faz para capacidade de campo do solo *in situ*, objetivou-se: 1) estimar o diâmetro equivalente de poro (*D-limiar*) que define a capacidade de campo em cada classe textural de solo *in situ* e, com a mudança da densidade, a partir de alterações em sua curva característica de água; 2) estimar a umidade na capacidade de campo em cada classe textural de solo *in situ* e, com a mudança da densidade, a partir de alterações em sua curva característica de água; 3) estimar a umidade na capacidade de campo em cada classe textural de solo a partir de modelagem inversa. Para fins de obtenção da umidade correspondente à capacidade de campo *in situ*, foram realizados experimentos de perfil instantâneo em cinco classes texturais de solo. Para estimativa da capacidade de campo e do *D-limiar* com base na mudança no volume de poros foram utilizadas curva característica de água no solo, considerando duas situações: antes e após compactação. A simulação da dinâmica da água por meio do Hydrus-1D, para obtenção da umidade correspondente à capacidade de campo, se deu com os valores de potencial mátrico medidos *in situ*. Foram realizadas análises de correlação e regressão e aplicado o teste *t* de Student (a 5% de significância) para comparar os valores de *D-limiar* e os parâmetros do modelo de van Genuchten ( $\theta$ ,  $\theta_r$ ,  $\alpha$  e  $n$ ) obtidos pelos métodos de campo e da mudança no volume de poros. Os dados de umidade correspondentes à capacidade de campo foram analisados em delineamento inteiramente casualizado com três tratamentos (método de campo, mudança no volume de poros e o método da modelagem inversa) e cinco repetições. Para a comparação de médias foi aplicado o teste de Dunnett a 5% de significância, considerando o método de campo como a referência. Concluiu-se que: 1) a umidade na capacidade de campo em determinada classe textural de solo não está associada exclusivamente a um único diâmetro equivalente de poro, o *D-limiar*, não se confirmando a hipótese assumida nesta pesquisa; 2) a modelagem inversa estima com acurácia a umidade na capacidade de campo

independentemente da classe textural de solo., e 3) os protocolos que se baseiam na dinâmica da água no solo devem ser utilizados preferencialmente para a estimativa da capacidade de campo em detrimento de métodos que se baseiam em critérios estáticos.

**Palavras-chave:** Física do solo. Irrigação. Manejo de sistemas agrícolas.

## ABSTRACT

Field capacity is one of the most cited soil physical quantities, being relevant for the management of agricultural systems. In the search for alternatives to the estimation of field capacity, several researchers have proposed methods based on dynamic and static criteria. The evaluation of these methods in a range of textural classes of soils is of paramount importance for more frequent uses prospects. Considering the hypotheses that The field capacity for a particular soil textural class is exclusively associated with an equivalent pore diameter, the *D-threshold*, which separates the structural and textural porosities, That the inverse modeling of water redistribution, because it is based on physical processes, accurately simulates the water dynamics in the soil and, therefore, also does it for field capacity of the soil *in situ*, the objectives of this study were: 1) estimate the equivalent pore diameter (*D-threshold*) that defines the field capacity in each textural class of soil *in situ* and, with the change of bulk density, from changes in its water characteristic curve; 2) estimate the moisture in the field capacity in each textural class of soil *in situ* and with the change in bulk density, from changes in its water characteristic curve; 3) estimate the moisture in the field capacity in each soil textural class from inverse modeling. For purposes of obtaining the moisture corresponding to the field capacity *in situ*, experiments were carried out with instantaneous profile in five soil textural classes. For estimating the field capacity and the *D-threshold* based on the change in pore volume, soil water characteristic curve considering two situations: before and after compaction. The simulation of water dynamics through Hydrus-1D, to obtain the moisture corresponding to the field capacity occurred with the measured values of matric potential *in situ*. Correlation and regression analyzes were performed and Student's t-test (at 5% significance) was applied to compare the *D-threshold* values and the parameters of the van Genuchten model ( $\theta_s, \theta_r, \alpha e n$ ) obtained by the field methods and the change in pore volume. The moisture data corresponding to the field capacity were analyzed in a completely randomized design with three treatments (field method, change in pore volume and the inverse modeling method) and five replicates. For the comparison of means the Dunnett test was applied at 5% significance considering the field method as the control. It was concluded that: 1) the moisture in the field capacity in each soil textural class is not exclusively associated with a single equivalent pore diameter, the *D-threshold*, not confirming the hypothesis assumed in this research; 2) the inverse modeling accurately estimates the moisture in the field capacity regardless of the textural class of soil and 3) the protocols that are based on soil water dynamics should preferably be used for the estimation of field capacity over methods based on static criteria.

**Keywords:** Soil physics. Irrigation. Management of agricultural systems.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Ilustração das condições de água e dos potenciais gravitacional ( $\psi_g$ ) e mátrico ( $\psi_m$ ) em um corpo de prova desde a saturação até a capacidade de campo.....	17
Figura 2 - Detalhe de uma das parcelas experimentais.....	29
Figura 3 - Localização dos experimentos (AA – Argilo-arenosa; AF – Areia franca; AG – Argila; FAA – Franco argilo-arenosa; FA- Franco argilosa).....	31

## LISTA DE GRÁFICOS

- Gráfico 1 - Umidade média no tempo ajustada aos dados de campo para as classes texturais areia-franca (A), franco-argilo-arenosa (B), argilo-arenosa (C), franco-argilosa (D) e argila (E). ..... 38
- Gráfico 2 - Curva característica de água no solo antes da compactação (NC) e após a compactação (C) para as classes texturais areia-franca (A), franco-argilo-arenosa (B), argilo-arenosa (C), franco-argilosa (D) e argila (E). ..... 39
- Gráfico 3 - Mudança no volume de poros por classe de tamanho para as classes texturais areia-franca (A), franco-argilo-arenosa (B), argilo-arenosa (C), franco-argilosa (D) e argila (E). ..... 40
- Gráfico 4 - Regressão e correlação entre o D-limiar e a fração areia para as classes texturais analisadas (\*\* - significativo pelo teste t de Student a 1%). ..... 43
- Gráfico 5 - Curvas características de água obtidas por procedimento de modelagem inversa e laboratório para as classes texturais areia-franca (A), franco-argilo-arenosa (B), argilo-arenosa (C), franco-argilosa (D) e argila (E). ..... 47
- Gráfico 6 - Regressão e correlação entre a umidade correspondente à capacidade de campo e os parâmetros da equação de van Genuchten  $\alpha$  (A) e  $n$  (B) para as classes texturais analisadas. .... 48
- Gráfico 7 - Curva característica de água no solo com os parâmetros da equação de van Genuchten.  $\Psi_{cc}$  - potencial mátrico na capacidade de campo;  $\Psi_a$  - potencial mátrico de entrada de ar;  $\alpha$  e  $n$  - parâmetros de ajuste da equação de van Genuchten;  $\theta_s$  e  $\theta_r$  - umidade na saturação e residual, respectivamente. .... 49
- Gráfico 8 - Regressão e correlação entre a tangente ao ponto de inflexão da curva de retenção de água no solo e o parâmetro  $\alpha$  para as classes texturais analisadas (\* - significativo pelo teste t de Student a 5%). ..... 50
- Gráfico 9 - Potencial mátrico médio no tempo, medido in situ e ajustado pelo Hydrus-1D, para as classes texturais areia-franca (A), franco-argilo-arenosa (B), argilo-arenosa (C), franco-argilosa (D) e argila (E). ..... 52
- Gráfico 10 - Umidade média no tempo, medida in situ, ajustada pelo Hydrus-1D e resultante da combinação  $\Psi_m$  de campo e curva de laboratório para as classes texturais areia-franca (A), franco-argilo-arenosa (B), argilo-arenosa (C), franco-argilosa (D) e argila (E). ..... 53

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Características físicas, classe textural e carbono orgânico dos solos estudados .....	27
Tabela 2- Parâmetros hidráulicos de entrada para simulação no Hydrus-1D. ....	34
Tabela 3- Discretização para o perfil de solo nas classes texturais analisadas .....	35
Tabela 4- D-limiar $\pm$ desvio-padrão obtido em condição de campo e por meio da mudança no volume de poros para as classes texturais analisadas. ....	44
Tabela 5- Parâmetros de ajuste da equação de van Genuchten para a curva características de água no solo média obtida com base em dados de campo e de laboratório para as classes texturais analisadas. ....	46
Tabela 6- Umidade correspondente à capacidade de campo obtida pelos diferentes métodos, para as classes texturais analisadas. ....	55

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	14
<b>2</b>	<b>REFERENCIAL TEÓRICO</b> .....	15
<b>2.1</b>	<b>Diferença entre definição e conceito</b> .....	15
<b>2.1.1</b>	<i>Definição de capacidade de campo</i> .....	16
<b>2.1.2</b>	<i>Conceito de capacidade de campo para o solo</i> .....	17
<b>2.2</b>	<b>A redistribuição da água e porosidade do solo</b> .....	18
<b>2.3</b>	<b>Importância agronômica da capacidade de campo</b> .....	20
<b>2.4</b>	<b>Métodos de estimativa da capacidade de campo</b> .....	21
<b>3</b>	<b>MATERIAL E MÉTODOS</b> .....	27
<b>3.1</b>	<b>Caracterização da área experimental</b> .....	27
<b>3.2</b>	<b>Atributos avaliados</b> .....	27
<b>3.2.1</b>	<i>Granulometria</i> .....	27
<b>3.2.2</b>	<i>Densidade do solo</i> .....	27
<b>3.2.3</b>	<i>Densidade das partículas</i> .....	28
<b>3.2.4</b>	<i>Carbono orgânico</i> .....	28
<b>3.2.5</b>	<i>Porosidade</i> .....	28
<b>3.2.6</b>	<i>Curva característica de água no solo</i> .....	28
<b>3.3</b>	<b>Procedimento experimental</b> .....	29
<b>3.3.1</b>	<i>Perfil instantâneo</i> .....	29
<b>3.4</b>	<b>Tratamentos</b> .....	32
<b>3.4.1</b>	<i>Estimativa da capacidade de campo com base na variação da umidade no tempo</i> ...32	
<b>3.4.2</b>	<i>Estimativa da capacidade de campo com base na mudança no volume de poros</i> .....32	
<b>3.4.3</b>	<i>Estimativa da capacidade de campo com base na modelagem inversa</i> .....	34
<b>3.5</b>	<b>Análise estatística dos dados</b> .....	36
<b>4</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	37
<b>5</b>	<b>CONCLUSÕES</b> .....	57
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	58
	<b>APÊNDICES</b> .....	68

## 1 INTRODUÇÃO

Capacidade de campo é uma das mais citadas grandezas físicas do solo, e também a mais ambígua. Ela é uma medida agronômica com aplicação principalmente no manejo da irrigação e drenagem, permitindo a determinação da lâmina máxima de água sem que ocorra lixiviação excessiva.

Sendo assim, o conhecimento da capacidade de campo é relevante no que tange ao manejo de sistemas agrícolas, pois a partir da sua estimativa é possível potencializar a capacidade produtiva das culturas, minimizar perdas de água aplicada por meio de irrigação, reduzir custos operacionais e evitar contaminação de lençol freático mediante a lixiviação de agroquímicos.

A definição do verdadeiro valor da capacidade de campo tem sido uma limitação nos estudos relacionados ao conteúdo de água no solo, uma vez que ela é imprecisa em termos físicos relacionados ao transporte de água, pois não especifica o que é excesso de água drenada e movimento descendente desprezível. Desse modo, têm-se dificuldades na identificação das condições (o potencial mátrico ou o teor de água) que correspondem à capacidade de campo, ou seja, as condições nas quais a drenagem interna de água no solo se torna “desprezível”.

Na busca de alternativas à estimativa da capacidade de campo, vários pesquisadores têm proposto métodos para a estimativa a partir de critérios dinâmicos e estáticos. Dentre os procedimentos dinâmicos, o método do perfil instantâneo (HILLEL *et al.*, 1972) é considerado o clássico para o estudo da redistribuição de água no solo e, por conseguinte, para a estimativa da capacidade de campo, uma vez que é realizado *in situ*, abrangendo assim a variabilidade espacial que pode ocorrer no interior do solo. Tal método possibilita a estimativa da capacidade de campo por meio da taxa variação da umidade no tempo, considerando, por exemplo, o valor de  $0,001 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3} \text{ d}^{-1}$ .

Um método promissor para a estimativa de parâmetros hidráulicos do solo é o da modelagem ou solução inversa, visto que a partir de critérios dinâmicos tem simulado com eficiência os processos relacionados à redistribuição de água no solo e, por conseguinte, estimado bem o valor da umidade na capacidade de campo.

Quanto aos protocolos ditos estáticos, recentemente Aschonitis *et al.* (2013) propuseram um método para estimar da capacidade de campo, denominado de *capacidade de campo textural*. Neste método, assume-se que o diâmetro equivalente de poro que separa as porosidades estrutural e textural (*D-limiar*) é um parâmetro constante para cada solo,

independentemente de sua densidade, e, portanto, é ele que define a capacidade de campo. Por conseguinte, considerando a equação da capilaridade, a capacidade de campo está associada sempre a um mesmo potencial mátrico. Vale ressaltar que os autores testaram o método com redistribuição de água distinta da que ocorre quando se assume as condições de contorno do método do perfil instantâneo no campo (HILLEL et al., 1972). Aschonitis *et al.* (2013), em condição de contorno mais próxima daquela *in situ* no campo, utilizaram dados de redistribuição de água no solo em condição de lisímetro para avaliar o método que eles propuseram.

A vantagem da estimativa da capacidade de campo considerando a textura do solo, que é algo que não se altera facilmente no tempo, é que conhecido o potencial mátrico em que ocorre a capacidade de campo para cada classe textural, qualquer que seja a alteração na densidade basta que se aplique em amostra de solo, em laboratório, aquele potencial mátrico para se estimar a umidade na capacidade de campo. Ressalte-se que, além da praticidade da determinação, dispensam-se os procedimentos demorados e laboriosos de campo.

Nesse contexto, o trabalho partiu das hipóteses de que: 1) a capacidade de campo para uma determinada classe textural de solo está associada exclusivamente a um diâmetro equivalente de poro, o *D-limiar*, que separa as porosidades estrutural e textural; e 2) a modelagem inversa da redistribuição de água, por está fundamentada em processos físicos, simula com acurácia a dinâmica da água no solo e, por conseguinte, também o faz para capacidade de campo do solo *in situ*. Portanto, objetiva-se: 1) estimar o diâmetro equivalente de poro (*D-limiar*) que define a capacidade de campo em cada classe textural de solo *in situ* e, com a mudança da densidade, a partir de alterações em sua curva característica de água; 2) estimar a umidade na capacidade de campo em cada classe textural de solo *in situ* e, com a mudança da densidade, a partir de alterações em sua curva característica de água; 3) estimar a umidade na capacidade de campo em cada classe textural de solo a partir de modelagem inversa.

## 2 REFERENCIAL TEÓRICO

### 2.1 Diferença entre definição e conceito

O vocábulo *definição* tem origem no latim *definitione*, com a semântica de *explicação clara e exata de algo* (PRIBERAM, 2017). Emprega-se a *definição*, como tal, nos casos em que não há a permissão da subjetividade no esclarecimento acerca daquilo que está sendo descrito. Desse modo, a *definição* sintetiza a universalidade das características do objeto descrito. Na

definição se faz a descrição exata, se determinam e se estabelecem os limites e a natureza do objeto, indicando suas características distintas (MARCOS, 1982).

De acordo com Priberam (2017), o termo *conceito* tem sua origem no latim *conceptus* com significado de *reunir, conceber*. No *conceito*, com o significado de *opinião, concepção ou ideia que se faz sobre algo*, há o direcionamento em estabelecer *o ponto de vista* pelo qual o objeto pode ser reconhecido. Neste caso, percebe-se facilmente a busca do *contexto* para delinear o objeto. No conceito há a síntese do que é conhecido sobre o objeto. O *conceito* é uma explicação que pode ser contestada, passar por modificações e ser melhorada, portanto variável.

### **2.1.1 Definição de capacidade de campo**

A água no interior de um corpo sujeito à gravidade terrestre busca constantemente o equilíbrio estático, em que o campo gravitacional se iguala ao mátrico. A capacidade de campo, por definição, é uma grandeza física correspondente à quantidade de água presente em um corpo poroso quando esse equilíbrio estático é atingido.

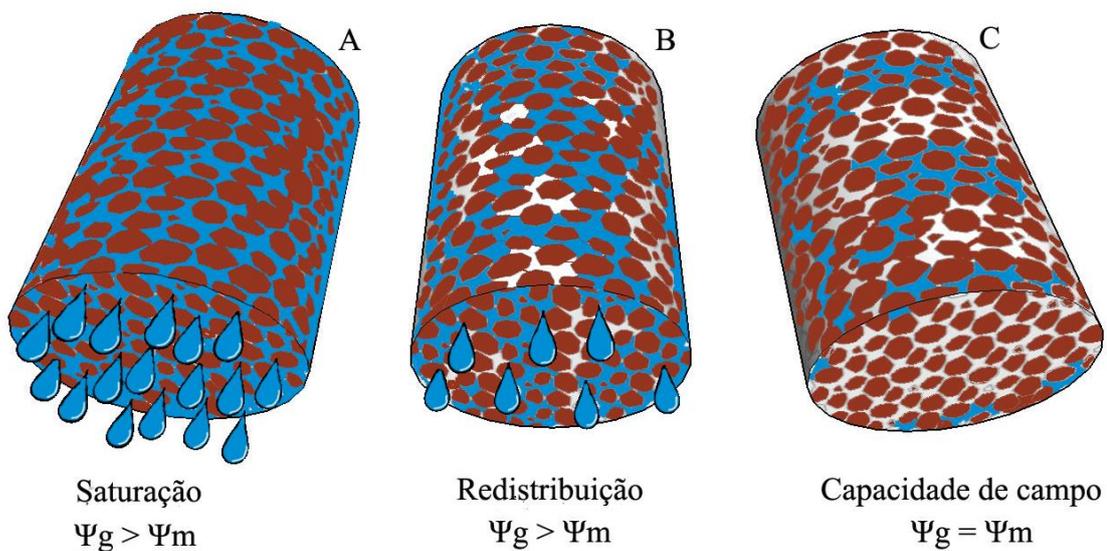
Para a análise desta condição, será considerada a relação corpo poroso-água, a partir de um corpo de prova poroso, rígido, homogêneo, inerte, sem cargas que interajam com as moléculas de água – o que causaria adsorção por cargas elétricas –, de modo que atuem apenas as forças de capilaridade. Inicialmente, submetendo esse corpo ao processo de saturação – em que todos os poros são preenchidos com água –, o campo gravitacional se sobrepõe ao mátrico fazendo com que ocorra a condução da água presente nos poros (Figura 1A).

Instantaneamente, à medida que o solo vai perdendo água pela ação do campo de força gravitacional, os poros esvaziados de água passam a ser ocupados por ar, o que reduz a condução de água, constituindo o processo denominado de *redistribuição da água no solo*. Neste processo, o campo mátrico passa a ter maior atuação por meio da ação da capilaridade, de modo que a velocidade das variações da água no espaço dentro do corpo poroso decresce com o tempo (Figura 1B).

Após determinado tempo o fluxo de água no solo cessa, condição caracterizada pelo equilíbrio estático dos campos gravitacional e mátrico (Figura 1C) e correspondente a um diâmetro de poro a partir do qual não há esvaziamento de água pela ação da força gravitacional. Portanto, considerando as condições de contorno descritas, ao submeter esse corpo a inúmeros processos de saturação e redistribuição de água, o valor do diâmetro de poros preenchidos com água no estado de equilíbrio será sempre o mesmo. Como consequência, conhecido o diâmetro de poro em que ocorre o equilíbrio estático, se torna possível por meio da equação da

capilaridade identificar o valor correspondente de potencial mátrico para esta condição que, de fato, é o que define a umidade correspondente à capacidade de campo desse corpo. Pelo exposto, a capacidade de campo corresponde sempre a um mesmo valor de umidade – resguardadas as condições de contorno descritas acima – e, portanto, deve ser tratada como uma grandeza física plenamente definida em seus aspectos teóricos.

Figura 1 - Ilustração das condições de água e dos potenciais gravitacional ( $\psi_g$ ) e mátrico ( $\psi_m$ ) em um corpo de prova desde a saturação até a capacidade de campo.



Fonte: O autor.

### 2.1.2 Conceito de capacidade de campo para o solo

De acordo com o conceito proposto por Veihmeyer e Hendrickson (1931), a capacidade de campo corresponde à quantidade de água contida no solo após o processo de saturação e drenagem do excesso de água, com movimento mínimo descendente, o que ocorre geralmente dois a três dias depois de uma chuva ou irrigação em solos permeáveis de textura e estrutura uniformes. Para van Raij (1991), é designada capacidade de campo o máximo de água que o solo pode conter em condições que favoreçam a livre drenagem.

Um conceito comumente utilizado para capacidade de campo é que ela corresponde ao conteúdo de água no solo em que a drenagem interna torna-se essencialmente desprezível (ZETTL *et al.*, 2011). Segundo Bernardes (2010), é também denominada como o limite superior de água disponível, uma vez que acima deste limite a água não é disponível para as plantas por um período prolongado de tempo. O conceito de capacidade de campo tem por finalidade

responder qual a quantidade de água que pode estar contida no solo por um período razoável de tempo após o mesmo ter sido saturado por fontes naturais ou artificiais (CAVAZZA; PATRUNO; CIRILLO, 2007).

Nas últimas décadas o conceito de capacidade de campo vem passando por várias interpretações, o que tem provocado grandes dificuldades para seu entendimento (MELLO *et al.*, 2002). Como consequência, o seu conceito tem sido arbitrário, uma vez que o valor tem sido frequentemente determinado pela definição do tempo que decorre até se considerar a drenagem insignificante; ressalte-se que nesta perspectiva este tempo é variavelmente arbitrado na literatura e muito dependente das situações de solo (HILLEL, 2004; CASAROLI; JONG VAN LIER, 2008).

De acordo com Ruiz, Ferreira e Pereira (2003), a capacidade de campo não apresenta um valor único de umidade, pois o solo é um sistema dinâmico. Associa-se a isso o fenômeno da histerese, o qual atua modificando a umidade para um mesmo potencial quando ocorre variação de ganho e perda de água no solo (COSTA; OLIVEIRA; KATO, 2008). Dessa forma, a umidade do solo na capacidade de campo não atinge totalmente o equilíbrio estático, uma vez que o movimento descendente de água pode permanecer durante alguns dias ou até mesmo meses (REICHARDT, 1988; HILLEL, 2004).

Para Reichardt (1988), é uma impressão errônea associar a capacidade de campo a uma característica do solo, pois a mesma no seu conceito refere-se claramente a um comportamento dinâmico no espaço e no tempo no que tange à distribuição de água, fato que deve ser levado em consideração. Deste modo, não há um consenso em relação ao tempo em que a drenagem interna do solo atinge o equilíbrio e ao correto potencial mátrico associado à capacidade de campo (PAIXÃO *et al.*, 2004).

Diante do exposto, um problema geral encontrado nos estudos associados à capacidade de campo está relacionado ao seu conceito que não é claro em termos físicos de transporte de água. Além disso, é impreciso, pois não se especifica o que é excesso de água drenada (ASCHONITIS *et al.*, 2013; REICHARDT, 1988).

## **2.2 A redistribuição da água e porosidade do solo**

O processo de redistribuição de água no solo, ou drenagem interna, define a quantidade de água que é deslocada a cada momento em diferentes profundidades do solo. Assim, a redistribuição consiste no aumento da umidade em profundidade no solo, por meio de uma frente de molhamento, a partir da água oriunda de horizontes ou camadas sobrejacentes

(REICHARDT, 1996; NAKANO; YONG; PUSCH, 2013). O movimento de água para horizontes ou camadas mais profundas sofre influência do potencial gravitacional, podendo, também, ser influenciado pelo gradiente de potencial mátrico (REICHARDT; TIMM, 2012).

A compreensão do processo de redistribuição de água no solo é importante para assuntos relacionados com a irrigação, particularmente para o entendimento da capacidade de campo (LOYOLA; PREVEDELLO, 2003; SATCHITHANANTHAM *et al.*, 2014).

Os processos de infiltração e drenagem que atuam diretamente na capacidade de campo são influenciados pela ação da gravidade e da capilaridade, que altera o movimento de água no solo (BRITO *et al.*, 2011). Quando o solo se encontra saturado todos os poros estão preenchidos com água, conduzindo-a pela ação da gravidade; na medida em que o solo se torna não saturado alguns destes poros ficam preenchidos com ar, resultando na redução da área de condução de água. Desse modo, a capilaridade passa a atuar e, dependendo das características físico-hídricas do solo, o movimento descendente de água ainda pode ter valor expressivo (BRITO *et al.*, 2011; DIAS, 2012).

Nesse contexto, Hillel (2004) afirma que o conceito de capacidade de campo se aplica de forma mais adequada para solos de texturas grosseiras nos quais inicialmente a drenagem interna é mais rápida, mas logo se reduz devido à diminuição relativa da condutividade hidráulica e ao aumento do potencial mátrico. Já em solos de textura média e fina, o processo de drenagem da água no solo pode persistir com taxa expressiva por muitos dias.

Em solos de textura arenosa, em que a água infiltra e drena rapidamente pelo espaço poroso, a capacidade de campo geralmente ocorre dois a três dias após uma chuva ou irrigação (KLEIN *et al.*, 2006). Segundo Reichardt (1988), nos solos de textura média e argilosa o processo de redistribuição de água pode persistir de maneira significativa durante dias e até mesmo meses. O momento em que a drenagem interna é considerada insignificante é caracterizado por determinado potencial mátrico e tempo de redistribuição (BRITO *et al.*, 2011).

Nesta perspectiva, o espaço poroso do solo se faz importante, uma vez que influencia o processo de infiltração, armazenagem e drenagem de água no solo (KAY; VANDENBYGAART, 2002). Como a separação de poros por tamanho nos solos não é consenso, inúmeras classificações de diâmetro de poros são citadas na literatura, sendo que uma forma simplificada de separação é realizada em duas classes: macro e microporos (RIBEIRO *et al.*, 2007).

De acordo com Richards (1965), o diâmetro igual a 0,05 mm corresponde ao limite adequado para separar macroporos ( $\geq 50 \mu\text{m}$ ) e microporos ( $< 50 \mu\text{m}$ ). Os macroporos têm como função principal permitir o processo de aeração do solo e condução de água durante a infiltração; já os microporos têm a retenção e armazenagem de água como principais funções (LIBARDI, 2012).

A classificação hidráulica de poros é utilizada por Aschonitis *et al.* (2013), em que os poros são divididos em três classes de tamanho: i) poros de drenagem, com diâmetro equivalente ( $\phi$ )  $> 30 \mu\text{m}$ , que pela equação da capilaridade drenam a potenciais mátricos ( $\psi_m$ )  $> -10 \text{ kPa}$ ; ii) poros de armazenamento, com  $\phi$  entre 30 e  $0,2 \mu\text{m}$ , que drenam a potenciais mátricos entre -10 e -1500 kPa; e iii) poros residuais, com  $\phi < 0,2 \mu\text{m}$ , que correspondem a  $\psi_m < -1500 \text{ kPa}$ .

A porosidade também pode ser classificada em função de dois componentes – estrutura e textura –, como forma de simplificação, sendo comumente chamada de estrutural (inter-agregados) e textural (intra-agregados) (BRUAND; COUSIN, 1995; GUÉRIF *et al.*, 2001; RICHARD *et al.*, 2001; LEIJ *et al.*, 2002; NIMMO, 2004). A porosidade textural ocorre entre as partículas primárias do solo e não é afetada por ações antrópicas mecânicas; já a porosidade estrutural ocorre entre o arranjo de agregados, sendo influenciada por ação biológica, climamática e preparo do solo (GUÉRIF *et al.*, 2001; DEXTER, 2004). Os poros estruturais apresentam diâmetro equivalente  $\geq 9 \mu\text{m}$ , que drenam a potenciais mátricos desde a saturação até  $\psi_m \geq -33 \text{ kPa}$ ; já os poros texturais possuem  $\phi < 9 \mu\text{m}$ , que correspondem a  $\psi_m < -33 \text{ kPa}$  (ASCHONITIS *et al.* 2013). Os autores ainda destacam que os poros texturais incluem os “poros reliquiores” (ou poros lacunares), que são poros estruturais descontínuos formados quando do colapso dos poros estruturais.

### **2.3 Importância agrônômica da capacidade de campo**

A capacidade de campo é um parâmetro hidráulico importante em termos agrônômicos, sobretudo no manejo adequado de sistema de irrigação das culturas agrícolas (JONG VAN LIER, 2000; BRITO *et al.*, 2011). Na prática de irrigação é de grande valia o conhecimento prévio do comportamento da retenção de água no solo como parâmetro básico para cálculo de lâmina de água a ser aplicada; assim, a umidade do solo na capacidade de campo é um dado relevante para ambientes agrícolas (SILVA, 2012).

A determinação adequada da capacidade de campo propicia otimização no manejo de sistemas irrigados, tanto reduzindo custo com água, energia e mão de obra, quanto maximizando a eficiência de uso da água pelas plantas e a utilização de insumos agrícolas, diminuindo os riscos de contaminação do lençol freático por meio da lixiviação de agroquímicos (BRITO *et al.*, 2011; SILVA, 2012). Assim, a capacidade de campo considera aspectos econômicos e ambientais (JONG VAN LIER; WENDROTH, 2016).

Neste contexto, Andrade e Stone (2011) afirmam que a capacidade de campo é de grande importância, do ponto de vista agrônomo, no processo de armazenamento de água no solo ao fim da drenagem, bem como sua disponibilidade para as plantas.

## **2.4 Métodos de estimativa da capacidade de campo**

A estimativa da capacidade de campo tem sido proposta seguindo critérios dinâmicos e estáticos (ASSOULINE; OR, 2014). Os dinâmicos são variáveis no espaço e no tempo, dependentes das propriedades hidráulicas, bem como dos critérios de determinação, não constituindo aplicação universal nos solos (REICHARDT, 1988). Os estáticos consideram condições de equilíbrio, ou seja, se valem do emprego de parâmetros com valores fixos para caracterizar a capacidade de campo (CASAROLI; JONG VAN LIER, 2008).

A capacidade de campo de um determinado solo pode ser estimada *in situ* e por meio de métodos realizados em laboratório. A escolha de um método adequado de determinação envolve a análise de multicritérios, que nem sempre é bem definida e clara. Tal análise deve levar em consideração fatores externos à prática da medição, com destaque para o tempo necessário de realização das medições, confiabilidade e incerteza da medição, despesas e mão de obra necessária (MARTÍNEZ; CUESTA; CANCELA, 2012).

Os métodos de campo têm como vantagem considerar as estimativas a partir de medidas diretas obtidas no local em estudo, o que é de fundamental importância devido ao dinamismo do sistema, que resultam em valores mais precisos de capacidade de campo (REICHARDT, 1988; RUIZ; FERREIRA; PEREIRA, 2003). Segundo Asgarzadeh *et al.* (2014), as alterações do solo são provavelmente minimizadas em condições de campo, enquanto que em laboratório as amostras podem ser alteradas devido à necessidade de amostragem e preparação do material, o que acarreta aumento da margem de erros.

Porém, algumas dificuldades práticas não favorecem a determinação da capacidade de campo *in situ*, como o estabelecimento de uma taxa mínima de drenagem aceitável, perdas laterais ocasionadas por fluxo horizontal e o tempo necessário para sua obtenção

(REICHARDT, 1988; JONG VAN LIER, 2000). Além disso, o método de determinação no campo requer uma grande oferta de água para saturar o perfil do solo e uma área mínima da parcela considerável para simular infiltração e fluxo de drenagem de forma realista (OTTONI FILHO *et al.*, 2014b).

Para determinar a capacidade de campo *in situ* são evitadas as perdas por evaporação de superfície e as perdas ocasionadas por fluxo lateral em áreas declivosas. Preferencialmente, deve-se evitar a ocorrência de camadas de impedimento e manter distância do nível do lençol freático (OTTONI FILHO *et al.*, 2014a).

O método do perfil instantâneo é realizado em campo, e foi inicialmente desenvolvido por Watson (1966), melhorado por Hillel *et al.* (1972) e simplificado por Libardi *et al.* (1980). A estimativa da capacidade de campo tem se dado de diferentes formas: uma delas considera a densidade de fluxo, com valores utilizados com maior frequência como sendo 1, 0,1 e 0,01 mm d<sup>-1</sup> (MEYER; GEE, 1999; TWARAKAVI *et al.*, 2009); outra forma de estimá-la considera o tempo de redistribuição para se considerar a drenagem insignificante. Esta última é subjetiva e varia entre diversos autores. Para solos de textura arenosa, a capacidade de campo é atingida de dois a três dias, enquanto que para solos de textura média e argilosa ela ocorre entre seis e oito dias (KLEIN *et al.*, 2006; TWARAKAVI *et al.*, 2009). Já Casaroli e Jong van Lier (2008) obtiveram-na pela taxa de decréscimo do teor de água no tempo,  $d\theta/dt$ , com valores para 0,01, 0,001 e 0,0001 cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup> d<sup>-1</sup>.

Outros procedimentos envolvendo particularmente a instrumentação foram utilizados para a estimativa da capacidade de campo. Os sensores Watermark (WM) e Time Domain Reflectometry (TDR) foram utilizados por Jabro *et al.* (2009) *in situ* com intuito de obter, respectivamente, dados de potencial mátrico e umidade do solo para construção da curva de retenção de água no solo. Por este procedimento, pode-se estimar a capacidade de campo a partir da curva de retenção por meio do estabelecimento de um potencial mátrico que corresponda à capacidade de campo, ou utilizando o ponto de inflexão.

Recentemente, foi desenvolvida outra forma de estimativa da capacidade de campo realizada *in situ*, por meio de dados de drenagem de infiltrômetro de duplo anel. Tal método tem como vantagem estimar a capacidade de campo *in situ* pelo uso da água aplicada no teste de infiltração (OTTONI FILHO *et al.*, 2014b).

Os lisímetros, estruturas instaladas em campo e destinadas a quantificar com maior precisão os eventos de precipitação, evaporação e drenagem (KIRKHAN; GEE; JONES, 1984), também se prestam à estimativa da capacidade de campo. De acordo com Cruz (2005), os lisímetros vêm sendo há muito tempo utilizados para estudos que envolvem relações entre água,

solo e planta. Diante disso, Aschonitis *et al.* (2013) com intuito de determinar a capacidade de campo, obtiveram dados de fluxo com base na redistribuição de água também com esse tipo de aparato.

Os métodos de campo, por serem trabalhosos, onerosos e demandarem elevado consumo de tempo e mão de obra desde a instalação, têm sido substituídos por métodos mais rápidos e simples de laboratório (JONG VAN LIER; LIBARDI, 1999).

Bell e Van Keulen (1996) compararam valores de capacidade de campo obtidos por testes de laboratório e *in situ*. Como teste de laboratório foi construída a curva de retenção de água no solo e estabelecido o potencial mátrico de -33 kPa para determinar a umidade na capacidade de campo em amostras com estrutura não preservada; também utilizaram funções de pedotransferência que se valem de dados que descrevem o solo (distribuição de tamanho de partículas, densidade do solo e conteúdo de carbono orgânico). Os resultados indicaram valores próximos entre os dois métodos, não havendo, dessa forma, diferença na retenção de água, o que estimula a utilização desses métodos em laboratório.

Vale destacar que em alguns casos os testes de laboratório não correspondem ao que realmente acontece no campo, por causa do dinamismo do sistema. Com isso Aguiar Neto, Nacif e Rezende (1999) concluíram que, dependendo da característica do solo em estudo, o conceito clássico de capacidade de campo não se aplica.

Um dos métodos indiretos para estimar a capacidade de campo é o de análise de amostras de solos com estrutura preservada e em condições de laboratório, em que é estabelecido um potencial mátrico (-6, -10 ou -33 kPa) correspondente à capacidade de campo e por meio da curva de retenção de água no solo é obtido o valor da umidade (SILVA *et al.*, 2014). Tal método tem por finalidade simplificar a determinação da capacidade de campo, em que são estabelecidas relações entre a umidade na capacidade de campo e o potencial mátrico da água no solo, obtido em laboratório (AGUIAR NETO; NACIF; REZENDE, 1999).

A umidade na capacidade de campo pode ser determinada utilizando-se funis de Haines, mesa de tensão e o sistema de câmaras de Richards (COSTA; NANNI; JESKE, 1997). Quanto ao potencial mátrico a que as amostras são submetidas para determinação da umidade da capacidade de campo, ainda não está bem definido, uma vez que diferentes valores são utilizados em diversos estudos (NEME; PACHEPSKY; TIMLIN, 2011). Na literatura são encontrados trabalhos que indicam e utilizam os valores de potencial mátrico de -5, -6, -10 e -33 kPa para caracterizar a umidade na capacidade de campo (RICHARDS; WEAVER, 1944; JAMISON; KROTH, 1958; LE BAS; KING; DAUROSSIN, 1997; MEYER; GEE, 1999; SOUZA; MATSURA, 2004; KIRKHAM, 2005; AJAYI *et al.*, 2009).

A adoção de um determinado potencial mátrico representativo da capacidade de campo é de grande interesse para os pesquisadores, dada a praticidade de se caracterizar a sua umidade correspondente por meio de curvas de retenção de água no solo (ANDRADE; STONE, 2011). De acordo com Hillel (2004), ainda que os resultados de tais testes possam ter correlação com a umidade do solo no campo em certas circunstâncias, é um erro esperar que critérios de natureza estática como estes possam ser aplicados de modo universal, pois o processo que eles pretendem representar é altamente dinâmico.

O ponto de inflexão da curva de retenção de água no solo tem sido utilizado como correspondente à capacidade de campo em diferentes estudos. No que se refere ao ponto de inflexão, Dexter e Bird (2001) consideram como ponto de umidade ótima para o cultivo, associando à umidade correspondente à capacidade de campo, e utilizam o modelo de van Genuchten (1980) para o ajuste da curva de retenção de água. Segundo Mello *et al.* (2002), o ponto de inflexão calculado a partir da curva de retenção ajustada por regressão polinomial cúbica pode ser considerado como um bom estimador da capacidade de campo. Por outro lado, os modelos de van Genuchten (1980) e regressão polinomial cúbica foram analisados por Silva *et al.* (2014) com intuito de obtenção da capacidade de campo, os quais encontraram diferença significativa entre os resultados obtidos, evidenciando que nem sempre a regressão polinomial cúbica deve ser utilizada na estimativa da capacidade de campo.

Recentemente, Aschonitis *et al.* (2013) propuseram um novo método de estimar a capacidade de campo por meio da curva de retenção de água no solo, ao que denominaram *capacidade de campo textural*. Tal método requer dados de retenção de água antes e após um processo de compactação da amostra e, a partir disso, estima-se o diâmetro equivalente de poro (*D-limiar*) que separa a porosidade estrutural e textural. Pelo conceito de *capacidade de campo textural*, os autores assumem que o *D-limiar* e seu respectivo potencial mátrico estão associados à capacidade de campo e são parâmetros constantes para cada solo, independentemente de sua densidade.

O método de drenagem de coluna de solo (JUNCKER; MADISON, 1967), foi utilizado por Costa *et al.* (2009) para determinar a umidade equivalente à capacidade de campo. Tal método tem por finalidade criar uma condição semelhante à encontrada em campo e fornecer valores mais próximos daqueles que seriam encontrados experimentalmente *in situ*.

Atualmente, têm se utilizado métodos de estimar a capacidade de campo que se baseiam na estimativa de limites hidrofísicos a partir de outros parâmetros de fácil obtenção (MARTINEZ; CUESTA; CANCELA, 2012). Utiliza-se uma análise de regressão com objetivo de prever valores da variável dependente a partir das variáveis independentes, cujos valores são

conhecidos e de mais fácil obtenção (ALMEIDA *et al.*, 2012). Portanto, são métodos indiretos de estimativa que são denominados funções de pedotransferência (NASCIMENTO *et al.*, 2010). Algumas variáveis independentes muito utilizadas em funções de pedotransferência para estimativa da capacidade de campo são conteúdo de argila, silte, carbono orgânico, óxidos de ferro e alumínio e densidade do solo (HOLLIS; JONES; PALMER, 1977; AHUJA; NANEY; WILLIAMS, 1985; GIAROLA; SILVA; IMHOFF, 2002).

Os modelos numéricos hidrológicos também têm sido utilizados com bastante frequência para estimativa da capacidade de campo e, de acordo com Jong van Lier e Wendroth (2016), a disponibilidade destes na zona vadosa abre novas perspectivas para análise da capacidade de campo.

A modelagem agrohidrológica é utilizada em estudo de solos com intuito de obter estimativas e previsões sobre componentes do balanço hídrico e processos dependentes. A simulação da redistribuição temporal e espacial da água no solo pela modelagem hidrológica mais complexa utiliza a equação de Richards. Assim, as previsões da capacidade de campo, nesse tipo de modelagem são baseadas em processos e não por procedimentos estáticos (JONG VAN LIER; WENDROTH; VAN DAM, 2015). O modelo agrohidrológico SWAP tem sido amplamente utilizado em estudos hídricos no solo por ser eficiente em simular e ter como base mecanismos físicos associados aos processos de fluxo de água (VAN DAM *et al.*, 2008; SCARPARE, 2011).

Dentre os métodos indiretos de determinação da capacidade de campo, a modelagem inversa apresenta grande potencial de utilização, por ser um método que está fundamentado em processos físicos de dinâmica da água no solo e por obter estimativas mais eficientes e representativas dos processos que ocorrem em condições de campo (INES; DROOGERS, 2002; RASOULZADEH; YAGHOUBI, 2014; BOURGEOIS *et al.*, 2016). Corroborando esta ideia, Ines e Droogers (2002) afirmam que a modelagem inversa é uma forma promissora para estimar parâmetros hidráulicos do solo em zona não saturada.

Para Wollschlager, Pfaff e Roth (2009), por enquanto, até a obtenção soluções teóricas sólidas, a estimativa de parâmetros hidráulicos do solo por meio de processo inverso a partir de dados medidos *in situ* é um caminho pragmático a ser seguido. A modelagem inversa, também denominada como calibração automática, tem como objetivo obter parâmetros hidráulicos do solo por meio de dados de conteúdo de água e potencial mátrico obtidos em campo, reduzindo a diferença entre os dados simulados e observados (VRUGT *et al.*, 2008; SOETAERT; PETZOLDT, 2010).

No método de modelagem inversa uma parametrização é ajustada de modo que os resultados modelados possuam uma ótima concordância com as medições correspondentes em campo (WOLLSCHLGER; PFAFF; ROTH, 2009). Os estudos que envolvem a modelagem inversa se valem da utilização de dado de potencial mátrico e conteúdo de água no solo em função do tempo em diferentes camadas de solo (ABBASPOUR; KASTEEL; SCHULIN, 2000; VEREECKEN *et al.*, 2008).

### 3 MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.1 Caracterização da área experimental

O experimento foi realizado no campus do Pici Professor Prisco Bezerra, na Universidade Federal do Ceará (UFC), em Fortaleza-CE, e na Unidade de Pesquisa e Extensão-UEPE, uma das unidades físicas do Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia (IFCE - Campus Limoeiro do Norte), em Limoeiro do Norte-CE. Os locais foram selecionados em função das classes texturais (Tabela 1).

Tabela 1 - Características físicas, classe textural e carbono orgânico dos solos estudados

Solos	Locais	Prof.	Granulometria			Classe textural	C-org
			Areia	Silte	Argila		
		m	----- g kg <sup>-1</sup> -----				g kg <sup>-1</sup>
Argissolo	Fortaleza/CE	0,25	843	75	82	Areia-franca	8,55
Cambissolo	Limoeiro do Norte/CE	0,10	558	173	269	Franco-argilo-arenosa	24,9
Cambissolo	Limoeiro do Norte/CE	0,15	492	139	369	Argilo-arenosa	12,6
Cambissolo	Limoeiro do Norte/CE	0,25	377	225	398	Franco-argilosa	12,5
Cambissolo	Limoeiro do Norte/CE	0,25	254	167	579	Argila	7,18

Fonte: o autor.

#### 3.2 Atributos avaliados

##### 3.2.1 Granulometria

A fração argila foi quantificada pelo método da pipeta, a fração areia por tamisamento, e silte pela diferença entre o total da amostra de terra fina seca em estufa e o somatório de areia e argila (GEE; BAUDER, 1986). O hidróxido de sódio (NaOH) 1 Mol L<sup>-1</sup> foi utilizado para a dispersão química das partículas.

##### 3.2.2 Densidade do solo

Determinada a partir de amostras com estrutura preservada, coletadas em cilindros de volume de 100 cm<sup>3</sup>, e secas a 105°C até massa constante (BLAKE; HARTGE, 1986b).

### 3.2.3 Densidade das partículas

Determinada pelo método do balão volumétrico, cujo princípio é determinar o volume de álcool utilizado para completar um balão volumétrico de 50 mL que contenha 20 g de terra fina seca em estufa (BLAKE; HARTGE, 1986a).

### 3.2.4 Carbono orgânico

Determinado a partir da oxidação da matéria orgânica via úmida com dicromato de potássio, em presença de H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> e aquecimento externo, titulando-se o excesso de dicromato com sulfato ferroso amoniacal (YEOMANS; BREMNER, 1988).

### 3.2.5 Porosidade

Obtida a partir da densidade do solo e de partículas, de acordo com a equação

$$\alpha = \left( 1 - \frac{\rho_s}{\rho_p} \right), \quad (1)$$

sendo  $\alpha$  a porosidade (m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>),  $\rho_p$  e  $\rho_s$  as densidades de partículas e do solo (kg m<sup>-3</sup>), respectivamente. A determinação da microporosidade (poros com diâmetro < 50 µm) é realizada mediante a aplicação de tensão de 6 kPa no funil Haines, até que a água que ocupe os poros com diâmetro igual ou superior a 50 µm seja drenada (DANIELSON; SUTHERLAND, 1986).

### 3.2.6 Curva característica de água no solo

No procedimento, o conteúdo de água na saturação foi considerado igual à porosidade do solo; para os pontos de baixa tensões (2, 4, 6, 8 e 10 kPa) o funil de Haines foi utilizado para a estabelecer o equilíbrio entre a tensão aplicada e o conteúdo de água no solo; para os demais pontos (33, 100, 700 e 1500 kPa), o equilíbrio foi obtido em extrator de placa porosa de Richards (KLUTE, 1986). Obtidos os valores de umidade do solo em todos os pontos de tensão foi feito o ajuste dos dados de acordo com o modelo estatístico proposto por van Genuchten (1980), a partir da equação

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[ 1 + (\alpha \left| \frac{\psi}{\psi_m} \right|)^n \right]^m}, \quad (2)$$

em que  $\theta$  corresponde ao conteúdo de água ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ),  $\theta_r$  e  $\theta_s$  são, respectivamente, os teores de água residual e de saturação ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ),  $\psi_m$  o potencial mátrico da água no solo (kPa),  $\alpha$  um escalonador do  $\psi_m$ ,  $m$  e  $n$  são parâmetros de ajuste do modelo relacionados ao formato da curva. Os dados foram ajustados com o auxílio do programa Soil Water Retention Curve – SWRC, versão 3.0 beta (DOURADO NETO *et al.*, 2001), sendo os parâmetros  $\theta_s$  e  $\theta_r$  fixadas com valores, respectivamente, de conteúdo de água no solo correspondente à saturação e tensão de 1500 kPa, ambos mensurados em laboratório. O ajuste dos parâmetros  $\alpha$ ,  $m$  e  $n$  seguiu o método iterativo de Newton-Raphson, com dependência do parâmetro  $m$  com o  $n$  ( $m = 1 - 1/n$ ).

### 3.3 Procedimento experimental

#### 3.3.1 Perfil instantâneo

A capacidade de campo foi determinada *in situ* pelo método do perfil instantâneo, em uma parcela circular com diâmetro de 4 m (Figura 2). O volume de solo foi delimitado nas faces laterais por lona plástica, com objetivo de evitar fluxos laterais subsuperficiais. Dessa forma, garantiu-se que o fluxo de água no centro da parcela ocorresse somente na direção vertical (HILLEL *et al.*, 1972).

Figura 2 - Detalhe de uma das parcelas experimentais



Fonte: o autor.

Foram realizados três experimentos de perfis instantâneos nas áreas pré-estabelecidas em função da textura do solo (Figura 3). O Argissolo Amarelo (EMBRAPA, 2013) está localizado na UFC – Campus do Pici Professor Prisco Bezerra e corresponde à classe textural areia-franca. Foram instalados e distribuídos no entorno do centro da parcela cinco tensiômetros na profundidade de 0,25 m (experimento 1). Os Cambissolos Háplicos (EMBRAPA, 2013) estão localizados no IFCE - Campus Limoeiro do Norte e correspondem às classes texturais franco-argilo-arenosa e franco-argilosa (experimento 2) e argilo-arenosa e argila (experimento 3). De igual modo, cinco tensiômetros foram instalados nas profundidades de 0,10 e 0,25 m e 0,15 e 0,25 m, respectivamente, nos experimentos dois e três.

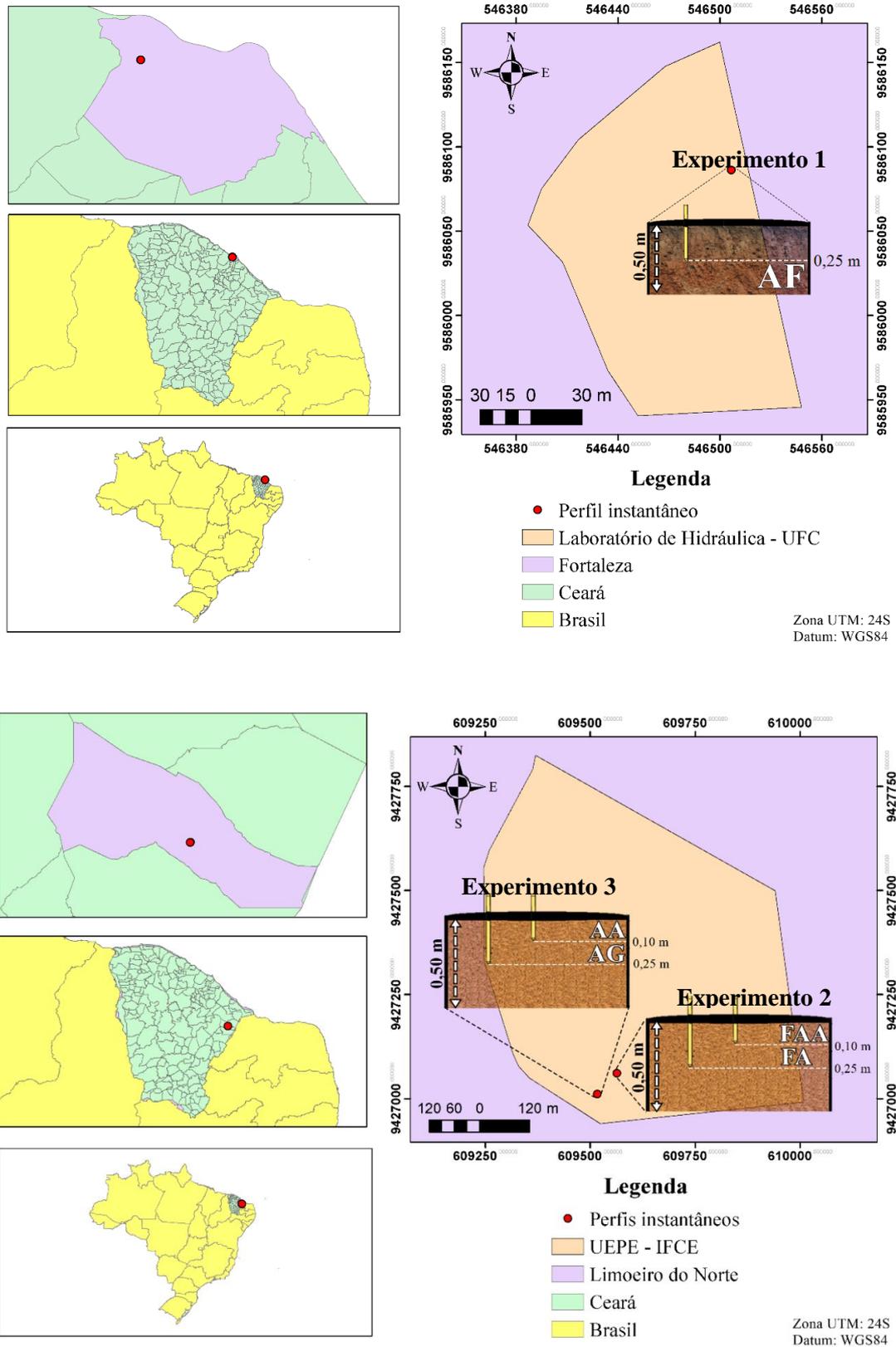
Os tensiômetros utilizados foram de tubo PVC rígido, com cápsulas porosas de cerâmica e uma tubulação de “nylon”, com diâmetro interno de 0,002 m utilizada para confecção do manômetro de mercúrio. A opção por tensiômetros com manômetros de mercúrio se deu por sua maior sensibilidade às variações de conteúdo de água no solo.

Após o procedimento de instalação dos tensiômetros, cada parcela foi umedecida de modo a garantir a saturação do solo. Posteriormente, foi colocada uma lona plástica para evitar qualquer fluxo de água pela superfície, seja por evaporação ou infiltração. O tempo zero ( $t = 0$ ) de redistribuição de água no perfil foi considerado no momento em que a lâmina de água drenou da superfície do solo.

Após as leituras dos tensiômetros em  $t = 0$ , para a classe textural areia-franca as leituras foram feitas nos tempos de 2, 4, 6, 8, 32, 56, 80, 104, 128, 152, 176, 186, 310, 237, 261, 285 e 333 horas, com dezoito leituras ao longo do experimento. Para as classes texturais franco-argilo-arenosa e franco-argilosa as leituras foram feitas nos tempos de 2, 4, 6, 19, 43, 68, 92, 116, 140, 164, 188, 212, 236, 260, 284, 308, 332 e 356 horas, com dezenove leituras ao longo do ensaio experimental. Finalmente, para as classes texturais argilo-arenosa e argila nos tempos de 2, 4, 6, 19, 43, 67, 91, 115, 139, 163, 187, 211, 235, 259, 283, e 307 horas, perfazendo um total de dezessete leituras no tempo.

Em todos os casos a última leitura foi realizada quando a drenagem praticamente cessou, isto é, quando a taxa de variação da umidade com a variação de tempo,  $d\theta/dt$ , foi menor ou igual a  $0,001 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3} \text{ d}^{-1}$ .

Figura 3 - Localização dos experimentos (AA – Argilo-arenosa; AF – Areia franca; AG – Argila; FAA – Franco argilo-arenosa; FA- Franco argilosa)



Fonte: Adaptada de Chaves (2017)

As leituras dos tensiômetros foram convertidas em potencial mátrico, por meio da equação 3,

$$\phi_m = -12,6h_{Hg} + h_c + z , \quad (3)$$

em que  $h_{Hg}$  é a altura da coluna de Hg (m),  $h_c$  a altura do nível de Hg na cubeta em relação à superfície do solo (m),  $z$  a profundidade de instalação do centro da cápsula porosa do tensiômetro (m).

### 3.4 Tratamentos

#### 3.4.1 Estimativa da capacidade de campo com base na variação da umidade no tempo

Atingida a taxa de variação  $d\theta/dt$  igual a  $0,001 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3} \text{ d}^{-1}$  foram finalizadas as coletas de amostras de solo para a determinação de umidade e as leituras de potencial mátrico. Posteriormente, foi elaborado o gráfico da relação entre o tempo (variável dependente) e a variação  $d\theta/dt$  (variável independente). Aplicou-se o valor de  $0,001 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3} \text{ d}^{-1}$  na função matemática da relação entre ambas as variáveis citadas obtendo-se o respectivo valor de tempo. Para conhecer a umidade da capacidade de campo bastou, então, utilizar o tempo na função matemática derivada da relação entre o tempo e a umidade obtida anteriormente.

Foi elaborado o gráfico da relação entre o potencial mátrico (variável dependente) e o tempo (variável independente). Com o valor do tempo da capacidade de campo obtido anteriormente se fez a associação com o valor do respectivo potencial mátrico e, posteriormente, por meio da equação da capilaridade simplificada (equação 4), se conheceu o *D-limiar*.

$$D(mm) = \frac{2,980}{\psi_m(cm)} \quad (4)$$

Neste caso, os potenciais mátricos foram obtidos por tensiometria e a umidade pelo método termogravimétrico.

#### 3.4.2 Estimativa da capacidade de campo com base na mudança no volume de poros

O *D-limiar* e o respectivo valor de umidade na capacidade de campo pelo método da “mudança no volume de poros” foram obtidos a partir da curva característica de água no solo. Foram coletadas amostras de solo com estrutura preservada nas mesmas profundidades em que foram determinadas a capacidade de campo no tratamento 3.3.1, considerando duas

situações do solo: antes e após compactação. O processo de compactação das amostras foi realizado de forma padronizada, no ato da coleta, deixando 2,5 mm de solo de mesmo diâmetro do cilindro na parte externa das duas bordas e, posteriormente, incorporando tal massa de solo à parte interna por pressionamento vagaroso e concomitante de ambas as faces entre duas superfícies planas.

Foram construídas as curvas características de água no solo para as duas situações descritas anteriormente, com os dados experimentais de umidade e potencial mátrico ajustados ao modelo de van Genuchten (1980). A partir da mudança no volume de poros por ambas as curvas foi obtido o *D-limiar*.

O método da mudança no volume de poros (MVP) foi proposto por Aschonitis *et al.* (2013) a partir de duas curvas características de água no solo – uma antes e outra após um processo de compactação do solo. A partir deste método, os autores buscaram identificar precisamente o valor de *D-limiar* entre as porosidades estrutural e textural, valor que define a capacidade de campo do solo.

A mudança no volume de poros foi considerada para cada classe de tamanho de poros pré-estabelecida (> 75 µm; 75-30 µm; 30-9,0 µm; 9,0-5,0 µm; 5,0-3,0 µm; 3,0-1,5 µm; 1,5-0,5 µm; 0,5-0,3 µm; 0,3-0,2 µm; < 0,2 µm), cujos cálculos foram feitos a partir da curva de distribuição de poros do solo utilizando a equação 5 (ASCHONITIS *et al.*, 2012).

$$MVP_i = 100 \cdot \frac{V_i' - V_i}{V_i}, \quad V_i = \theta_j - \theta_{j+1} \text{ e } V_i' = \theta_j' - \theta_{j+1}' \quad (5)$$

em que  $V_i$  e  $V_i'$  são os volumes dos poros por classe de tamanho  $i$  ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) antes e depois do processo de compactação do solo, respectivamente, e  $\theta_j$  e  $\theta_j'$  os conteúdos de água ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) antes e depois do processo de compactação do solo, respectivamente. Os subscritos ( $j, j+1...$ ) do conteúdo volumétrico de água referem-se aos sucessivos potenciais mátricos.

Valores positivos de  $MVP_i$  indicam incrementos de volume; valores negativos de  $MVP_i$  indicam redução de volume para uma determinada classe de tamanho de poros. Os valores de  $MVP_i$  variam desde -100 (quando há extinção total dos poros que existiam em uma determinada classe de tamanho) até  $100(1-V_i)/V_i$ .

Os estudos têm evidenciado que após o processo de compactação, a variação da  $MVP_i$  apresenta em algum ponto, geralmente na faixa de -10 a -100 kPa, a mudança de sinal de negativo para positivo. O *D-limiar* se dá no ponto em que ocorre esta mudança de sinal, evidenciando a fronteira entre as porosidades estrutural e textural do solo. Conhecido o *D-*

limiar, foi obtido o respectivo  $\psi_m$  da capacidade de campo pela equação simplificada da capilaridade (Eq. 4).

### 3.4.3 Estimativa da capacidade de campo com base na modelagem inversa

A partir das informações de potencial mátrico e tempo nos experimentos de perfil instantâneo, e com o uso do Hydrus-1D, foram obtidos por modelagem inversa quatro parâmetros da equação de van Genuchten ( $\theta_s$ ,  $\theta_r$ ,  $\alpha$  e  $n$ ) e os potenciais mátricos ajustados para cada tempo de leitura. Considerou-se a dependência entre os parâmetros  $m$  e  $n$ , isto é,  $m = 1 - 1/n$  (MUALEN, 1976).

A simulação da dinâmica da água utilizando o Software Hydrus-1D se deu utilizando os parâmetros hidráulicos do solo como entrada (Tabela 2) e considerando as seguintes condições de contorno: fluxo nulo na interface solo-atmosfera e drenagem livre para o limite inferior da camada considerada. A condição inicial de cada profundidade foi configurada com um potencial mátrico de -0,01 m, ou seja, condição de solo praticamente saturado.

Tabela 2. Parâmetros hidráulicos médios de entrada para simulação no Hydrus-1D

Classe Texturais	Materiais	Parâmetros					
		$\theta_r$	$\theta_s$	$\alpha$	$n$	$K_s$	$l$
Areia-franca	1	0,045	0,430	1,00	2,68	0,1000	0,5
	2	0,065	0,410	7,50	1,89	0,0440	0,5
Franco-argilo-arenosa	1	0,100	0,390	5,90	1,48	0,0300	0,5
Argilo-arenosa	1	0,100	0,380	2,87	1,40	0,0009	0,5
	2	0,068	0,380	3,00	1,09	0,0200	0,5
Franco-argilosa	1	0,100	0,390	5,90	1,48	0,0090	0,5
Argila	1	0,100	0,380	2,87	2,00	0,7000	0,5
	2	0,068	0,380	0,80	1,09	0,0020	0,5

$\theta_r$  e  $\theta_s$  ( $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ ) são, respectivamente, os teores de água residual e de saturação,  $\alpha$  é escalonador do  $\psi_m$ ,  $n$  é um parâmetro de ajuste do modelo relacionados ao formato da curva,  $K_s$  ( $\text{cm d}^{-1}$ ) é a condutividade hidráulica do solo saturado e  $l$  é um parâmetro de conectividade de poros.

Fonte: o autor.

No cenário do modelo Hydrus-1D, os perfis dos solos avaliados foram divididos em camadas, e três pontos de observações, correspondendo às profundidades de instalação dos tensiômetros, sendo um acima e outro abaixo da profundidade na qual se desejou obter a umidade correspondente à capacidade de campo (Tabela 3). Foram inseridos os valores de potencial mátrico medidos *in situ* para o período de 333, 356, 307, 356 e 307 horas nas classes

texturais areia-franca, franco-argilo-arenosa, argilo-arenosa, franco-argilosa e argila, respectivamente.

Tabela 3 - Discretização para o perfil de solo nas classes texturais analisadas.

Classe textural	Material	Prof. (m)	Pontos de observação (m)
Areia Franca	1	0,175	0,15
	2	0,225	0,25 0,35
Franco-Argilo-Arenosa	1	0,200	0,05 0,10 0,15
	1	0,190	0,05
Argilo-Arenosa	2	0,110	0,15 0,25
	1	0,180	0,15
Franco-Argilosa	2	0,220	0,25 0,35
	1	0,190	0,15
Argila	2	0,210	0,25 0,35

Fonte: o autor.

Os parâmetros foram estimados automaticamente combinando os dados calculados pelo modelo e os valores observados. Os dados de potencial mátrico e tempo obtidos no método de campo foram utilizados como informação prévia a ser usada pelo modelo. Desse modo, a partir da modelagem inversa obteve-se a relação entre tempos e potenciais mátricos ajustados.

As umidades ajustadas foram obtidas com base nos potenciais mátricos ajustados e nos parâmetros da equação de van Genuchten (1980) estimados pelo Hydrus-1D. Assim, para cada tempo de leitura obteve-se o respectivo valor de umidade volumétrica, o que permitiu a obtenção da função matemática que descreve a relação entre tempos e umidades ajustadas.

Posteriormente, foi elaborado o gráfico da relação entre o tempo (variável dependente) e a variação  $d\theta/dt$  (variável independente). Aplicou-se o valor de  $0,001 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3} \text{ d}^{-1}$  na função matemática da relação entre ambas as variáveis citadas obtendo-se o respectivo valor de tempo. Para conhecer a umidade da capacidade de campo bastou, então, utilizar o tempo na função matemática derivada da relação entre o tempo e a umidade obtida anteriormente.

### 3.5 Análise estatística dos dados

Foram realizadas análises de correlação e regressão entre o *D-limiar* (variável dependente) e percentagem de areia (variável independente), entre a umidade na capacidade de campo e os parâmetros  $\alpha$  e  $n$  de ajuste do modelo de van Genuchten (1980), e entre o valor da tangente ao ponto de inflexão da curva de retenção de água no solo e o parâmetro  $\alpha$ . Foi aplicado o teste *t* de Student (a 5% de significância) para comparar os valores *D-limiar* e os parâmetros do modelo de van Genuchten ( $\theta_s$ ,  $\theta_r$ ,  $\alpha$  e  $n$ ) obtidos pelos métodos de campo e da mudança no volume de poros.

Os dados de umidade correspondente à capacidade de campo foram analisados em delineamento inteiramente casualizado com três tratamentos (método de campo, mudança no volume de poros e o método da modelagem inversa) e cinco repetições. Para a comparação de médias foi aplicado o teste de Dunnett a 5% de probabilidade, considerando o método de campo como a referência.

Na avaliação estatística do desempenho da modelagem inversa, os dados de potencial mátrico simulados foram comparados aos observados em condição de campo. Foram utilizados os índices raiz do erro quadrático médio – RMSE e Coeficiente de Eficiência de Nash e Sutcliffe – COE, equações 6 e 7, respectivamente,

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (E_m - E_s)^2}{n}}, \quad (6)$$

$$COE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (E_m - E_s)^2}{\sum_{i=1}^n (E_m - \bar{E}_s)^2}, \quad (7)$$

em que  $E_m$  é o potencial mátrico observado;  $E_s$ , o potencial mátrico simulado pelo modelo;  $\bar{E}_s$ , a média do potencial observado no período de simulação; e  $n$ , o número de potenciais mátricos. O coeficiente RMSE é comumente utilizado para expressar a acurácia dos resultados numéricos, com a vantagem de apresentar valores do erro na mesma unidade da medida da variável analisada. O coeficiente COE pode variar entre negativo infinito a 1, sendo o valor 1 indicativo de um perfeito ajuste (ASCE, 1993).

## 4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### *Análise do critério estático*

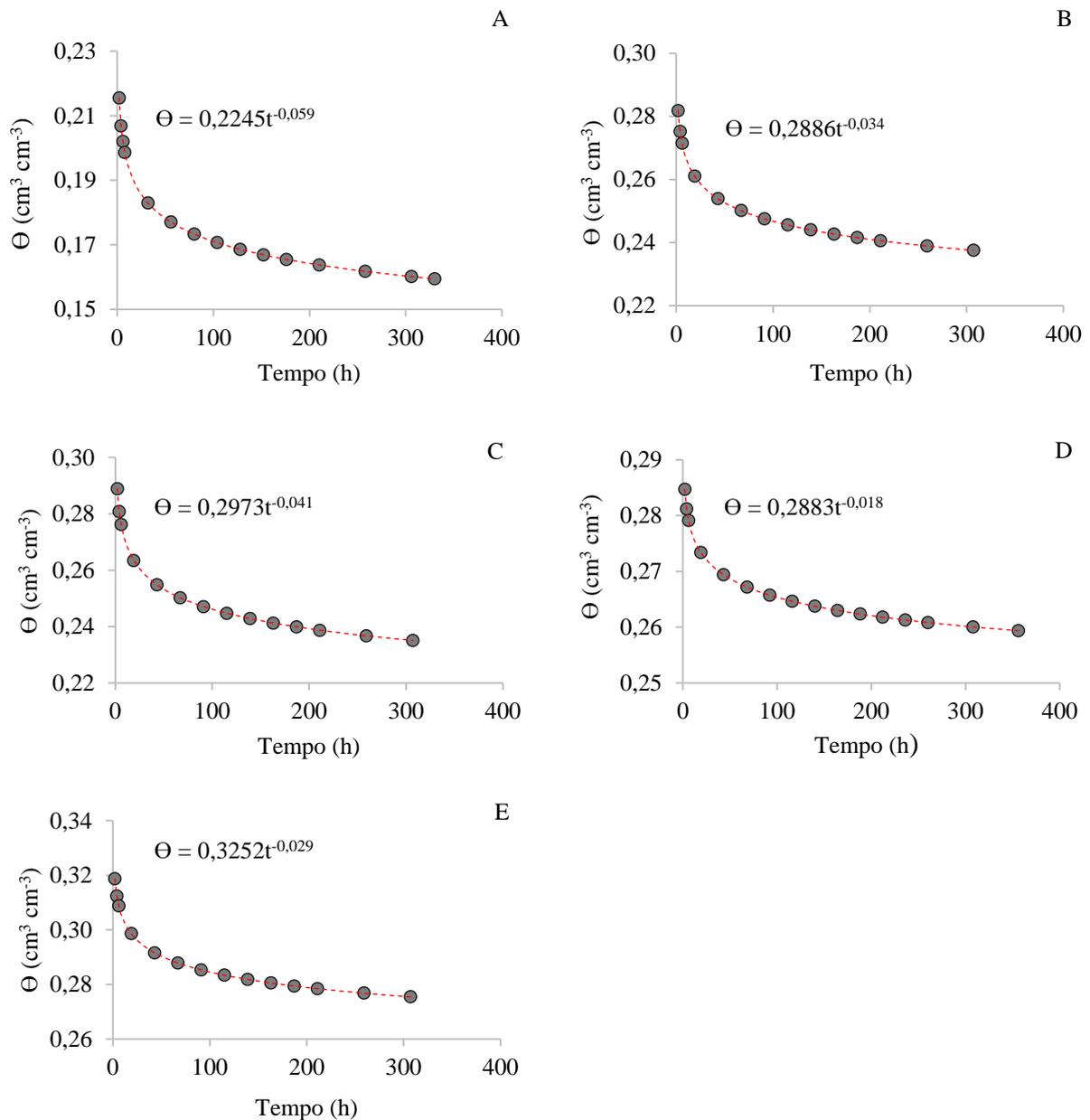
A redistribuição da água nas distintas classes texturais de solo no tempo é apresentada no Gráfico 1. Observa-se que a redistribuição de água no solo definiu uma função monotônica decrescente do conteúdo de água no solo em relação ao tempo. As classes texturais com maior conteúdo de argila apresentaram resposta mais lenta à redução na umidade com o tempo, isto é, menor  $d\theta/dt$  quando comparadas às classes texturais mais arenosas.

A justificativa para este comportamento está associada à distribuição de poros por tamanho, em que classes texturais arenosas, por possuírem maior quantidade de partículas relativamente grandes, apresentam maior quantidade de poros no intervalo correspondente a diâmetros maiores e, portanto, a resposta à variação da umidade no tempo é mais rápida em comparação às classes texturais mais argilosas. Resultados semelhantes foram encontrados por Dikinya (2005).

De modo geral, com o incremento na quantidade de argila ocorreu maior retenção de água. A explicação para tal comportamento se deve ao fato que em solos argilosos ocorre aumento da área de contato entre as partículas sólidas e a água, bem como o predomínio de poros de menores diâmetros (REICHARDT, 1990). Os poros com diâmetros menores possibilitam que a água permaneça retida no solo com energia muito baixa, fato que acontece particularmente nos solos mais argilosos (GIAROLA; SILVA; IMHOFF, 2002). De acordo com Carducci *et al.* (2011), a maior proporção de partículas argila acarreta incremento na energia de retenção de água no solo, uma vez que aumenta a quantidade de cargas que podem interagir com as moléculas de água.

Como consequência da influência dos diferentes percentuais de areia, argila e silte no processo de redistribuição de água e, conseqüentemente, na retenção da água no solo, os valores médios de umidade correspondente à capacidade de campo foram diferentes para as classes texturais areia-franca, franco-argilo-arenosa, argilo-arenosa, franco-argilosa e argila foram de 0,162, 0,204, 0,240, 0,262, 0,274  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ , respectivamente. Tal comportamento comprova a influência da composição granulométrica do solo na umidade correspondente à capacidade de campo.

Gráfico 1 - Umidade média no tempo ajustada aos dados de campo para as classes texturais areia-franca (A), franco-argilo-arenosa (B), argilo-arenosa (C), franco-argilosa (D) e argila (E).



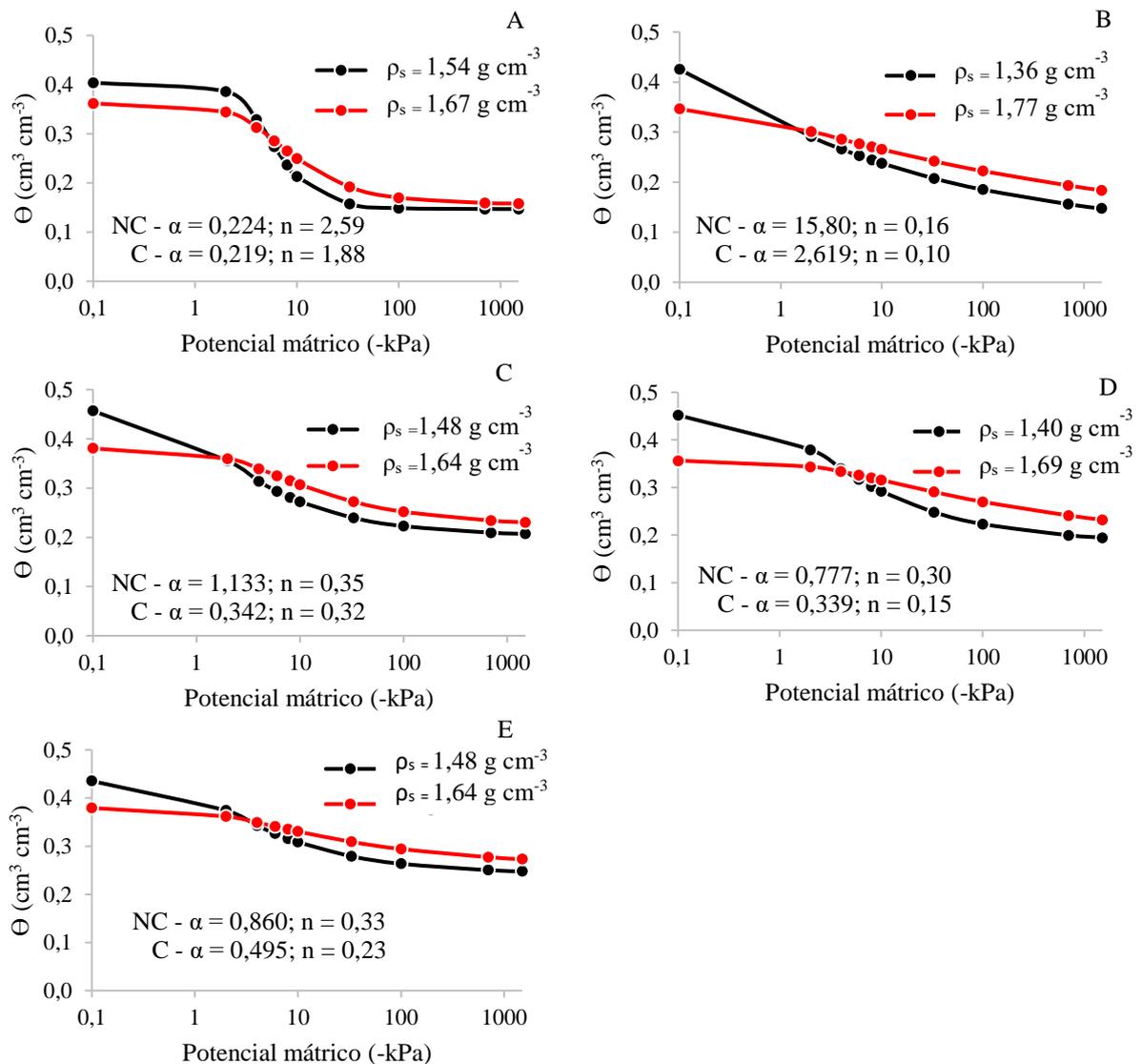
Fonte: o autor.

Concernente ao protocolo proposto por Aschonitis *et al.* (2012), as curvas características de água no solo para as classes texturais avaliadas antes e após o processo de compactação estão contidas no Gráfico 2. De acordo com os autores, ao utilizar o método da mudança no volume de poros (MVP) para identificar precisamente o valor de  $D$ -limiar e, conseqüentemente, o valor da umidade correspondente à capacidade de campo, é necessário que o evento de compactação dinâmica acarrete diferença em alguns parâmetros oriundos da curva característica de água no solo, a saber: mudanças no parâmetro alfa ( $\alpha$ ) do modelo de van

Genuchten (1980), na porosidade de drenagem entre a saturação e o potencial mátrico de -10 kPa ( $\theta_s - \theta_{10}$ ), na macroporosidade e na densidade do solo.

A partir dos valores obtidos para  $\alpha$ , observa-se que para todas as texturas analisadas a curva característica de água no solo que foi compactada apresentou redução do parâmetro  $\alpha$  em comparação àquele da curva que não sofreu o processo de compactação. Tal resultado, de acordo com Aschonitis *et al.* (2012), indica a redução do tamanho dos maiores poros, decorrente do evento de compactação, de modo que a entrada de ar no maior poro do solo é deslocada para a direita, isto é, em potencial mátrico mais distante da saturação.

Gráfico 2 - Curva característica de água no solo antes da compactação (NC) e após a compactação (C) para as classes texturais areia-franca (A), franco-argilo-arenosa (B), argilo-arenosa (C), franco-argilosa (D) e argila (E).



De acordo com Coelho *et al.* (1999) e Castro *et al.* (2002), o parâmetro  $\alpha$  está relacionado de maneira inversa com a porosidade de aeração, sendo dependente da estrutura do solo e, portanto, sensível ao processo de compactação.

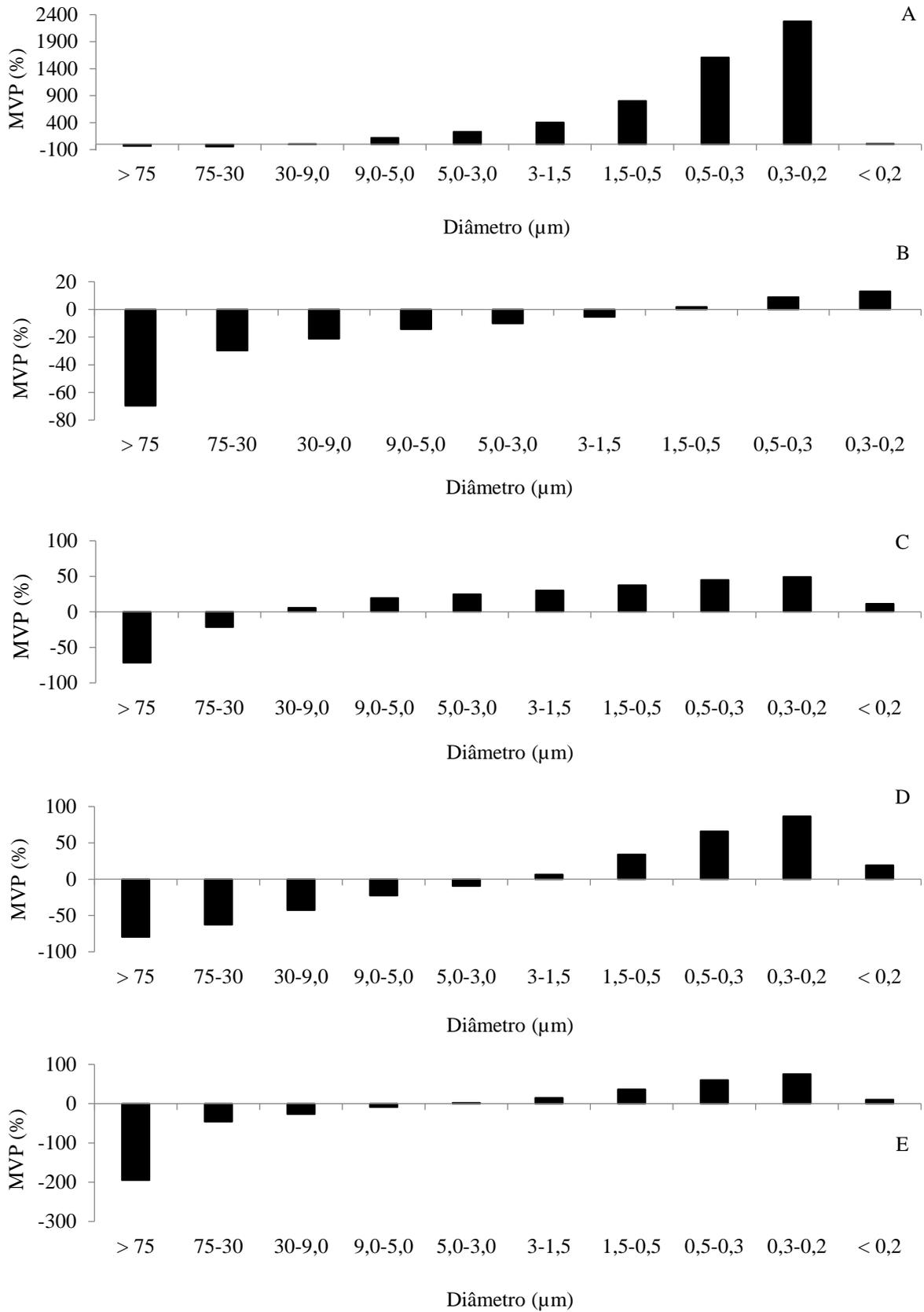
No tocante à densidade do solo, como era presumível, ocorreu incremento na amostra que foi submetida ao evento de compactação quando comparada com a condição de estrutura preservada. Tal fato é explicado pelo aumento da massa dos sólidos do solo causando rearranjo mais denso das partículas e redução do espaço poroso, uma vez que o volume é mantido invariável para as duas condições. O aumento nos valores de densidade, associado a outros parâmetros, é indicativo de compactação do solo (HAMZA; ANDERSON, 2005; ASCHONITIS *et al.* 2013; REICHARDT; TIMM, 2012)

Analisando-se a faixa de potencial mátrico em que, de acordo com Klein e Libardi (2002), a água está contida nos macroporos (0 a -6 kPa), em todas as classes texturais é perceptível que o evento de compactação por meio da aplicação de energia mecânica nas amostras com estrutura preservada atuou na redução de tais poros, bem como na porosidade total, acarretando incremento de poros de menor diâmetro. O mesmo comportamento ocorreu para a porosidade de drenagem entre a saturação e o potencial mátrico de -10 kPa ( $\theta_s - \theta_{10}$ ), ocorrendo redução ao se comparar a amostra que foi submetida ao processo de compactação com aquela com estrutura preservada. Tais resultados indicam que o procedimento utilizado para a compactação foi considerado adequado, pois proporcionou mudanças nos parâmetros indicados por Aschonitis *et al.* (2013).

A mudança de volume de poros (MVP) por classe de tamanho para as classes texturais analisadas encontra-se no Gráfico 3. A faixa de diâmetro entre 75 - 30  $\mu\text{m}$  foi identificada como a limiar para as classes texturais areia-franca (Gráfico 3A) e argilo-arenosa (Gráfico 3C), uma vez que ocorreu incremento no volume de poros com diâmetro  $< 30 \mu\text{m}$ . Assim, o valor de 30  $\mu\text{m}$  é considerado o *D-limiar* utilizado para obtenção da umidade correspondente à capacidade de campo para ambas as classes de solo.

O conceito de capacidade de campo textural proposto por Aschonitis *et al.* (2013) é baseado nas características da porosidade, levando-se em consideração duas classificações de tamanho de poros (hidráulica e poro-estrutural). Com base na classificação hidráulica, pode-se afirmar que nas classes texturais areia-franca e argilo-arenosa houve redução nos poros de drenagem, aqueles com diâmetro equivalente ( $\phi$ )  $> 30 \mu\text{m}$ , que, a partir da equação da capilaridade, drenam em potenciais mátricos ( $\psi_m$ )  $> -10 \text{ kPa}$ . Estes resultados corroboram a

Gráfico 3 - Mudança no volume de poros por classe de tamanho para as classes texturais areia-franca (A), franco-argilo-arenosa (B), argilo-arenosa (C), franco-argilosa (D) e argila (E).



Fonte: o autor.

hipótese de Aschonitis *et al.* (2013), de que a umidade correspondente à capacidade de campo não pode ser retida nos poros de drenagem, uma vez que nestes poros a resistência à força gravitacional é considerada insignificante.

Na classe textural franco-argilo-arenosa, um novo *D-limiar* foi identificado entre 3,0 – 1,5  $\mu\text{m}$ , definido por incrementos de poros com diâmetros < 1,5  $\mu\text{m}$  (Gráfico 3B). No tocante às classes texturais franco-argilosa (Gráfico 3D) e argila (Gráfico 3E) foram identificadas as faixas de 5,0 – 3,0  $\mu\text{m}$  e 9,0 – 5,0  $\mu\text{m}$ , respectivamente. Portanto, poros com diâmetros < 3,0  $\mu\text{m}$  e < 5,0 para classes texturais franco-argilosa e argila, respectivamente, tiveram acréscimos em termos de quantidade. Os valores dos *D-limiares* para tais texturas diferem dos valores considerados por Aschonitis *et al.* (2013) tanto para classificação hidráulica como para a poro-estrutural.

No entanto, Bruand e Cousin (1995) analisando solo com classe textural franco-argilosa também observaram incremento de poros com diâmetro na faixa de 1,0 – 4,0  $\mu\text{m}$ , corroborando os resultados encontrados neste estudo, para a mesma classe textural. Aschonitis *et al.* (2012) observaram incremento de poros na faixa de 3,0 – 0,5  $\mu\text{m}$  para classe textural argila, situação semelhante aos resultados obtidos neste ensaio.

Os valores de *D-limiar* na amplitude de classes texturais analisadas estão entre 30 e 1,5  $\mu\text{m}$ , correspondendo a  $\Psi_{mcc}$  entre -10 e -200 kPa. Diversos trabalhos na literatura que envolvem o tema capacidade de campo indicam valores para  $\Psi_{mcc}$  que variam desde -10 a -200 kPa (LYON; BUCKMAN, 1943; NEME; PACHEPSKY; TIMLIN, 2011; ROMANO; SANTINI, 2002; ASSOULINE; OR, 2014; SILVA *et al.*, 2014). Assim, os resultados encontrados para as classes texturais analisadas, de modo geral, estão dentro da faixa de valores considerados aceitáveis com base na literatura.

Aschonitis *et al.* (2013) utilizando o método da mudança no volume de poros em solos de classes texturais franco-siltosa, franca, franco-argilosa, argilo-siltosa, argila, franco-argilo-siltosa encontraram uma amplitude de valores para  $\Psi_{mcc}$  entre -10 e -100 kPa. De acordo com os autores, os valores encontrados nesta faixa são considerados aceitáveis.

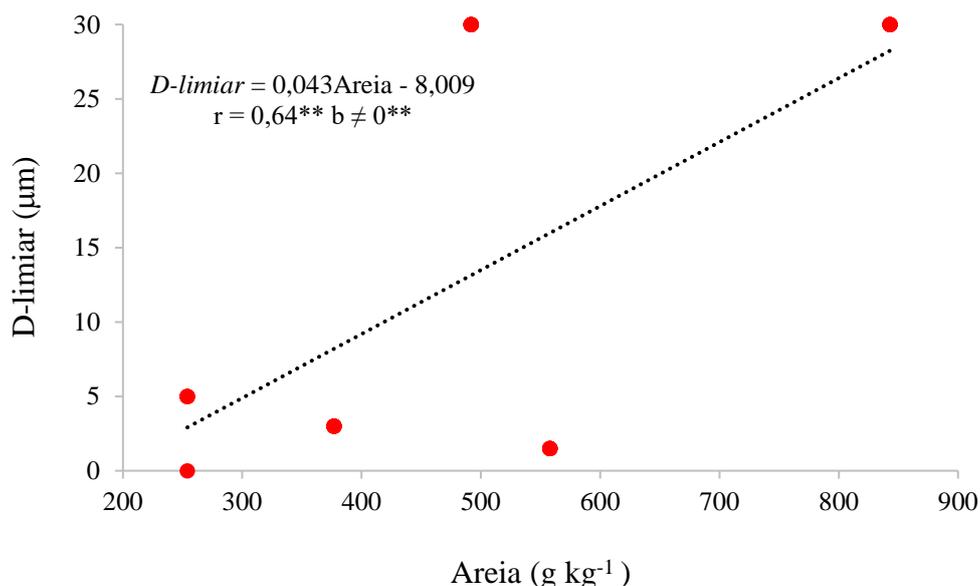
Nesta pesquisa, apenas a classe textural franco-argilo-arenosa ficou fora da faixa de  $\Psi_{mcc}$  entre -10 e -100 kPa (-200 kPa). A explicação para tal comportamento pode ser associada à quantidade de material orgânico encontrada para essa classe textural (Tabela 1). De acordo com Grohmann (1972), a superfície específica da matéria orgânica varia de 700-800  $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$ , enquanto que argilas tipo caulinita varia de 10-30  $\text{m}^2 \text{g}^{-1}$ , evidenciando que os compostos orgânicos são materiais de diâmetros muito pequenos. Desse modo, especula-se que nesta classe textural a adição de materiais finos que, embora atuem no processo de adsorção de água no

solo, possivelmente pode ter obstruído ou reduzido o diâmetro dos poros, acarretando menor *D-limiar* e, conseqüentemente, menor potencial mátrico na capacidade de campo. Alencar *et al.* (2015) e Alencar *et al.* (2016) chamam a atenção para o possível efeito de obstrução ou redução do diâmetro de poros em decorrência da adição de biofertilizante (matéria orgânica) ao solo.

Com relação às análises de correlação e regressão relacionando o *D-limiar* com a fração granulométrica areia (Gráfico 4), é perceptível que há boa relação entre as variáveis, fato evidenciado pelos coeficientes de correlação e de inclinação significativos pelo teste *t* a 1% de probabilidade. O coeficiente angular (*b*) diferiu de zero, indicando que a reta que representa a relação entre as duas variáveis não é paralela ao eixo das abscissas, e, desse modo, variações na quantidade da fração areia acarretam alterações no *D-limiar*.

O *D-limiar* apresenta relação positiva com a fração areia, significando que aumentos dos valores deste atributo correspondem a incrementos nos valores de *D-limiar*, fazendo com que a capacidade de campo ocorra em maior potencial mátrico quanto mais arenoso seja o solo. Resultado encontrados por Aschonitis *et al.* (2013) corroboram os aqui verificados, em que valores menores de *D-limiar* foram encontrados em solos com frações granulométricas mais finas.

Gráfico 4 - Regressão e correlação entre o *D-limiar* e a fração areia para as classes texturais analisadas (\*\* - significativo pelo teste *t* de Student a 1%).



Fonte: o autor.

Comparando-se os valores de *D-limiar* obtidos pelos métodos de campo e mudança no volume de poros (Tabela 4), observa-se que para amplitude de classes texturais analisadas, de modo geral, os valores de *D-limiar* obtidos por meio do MVP diferiram estatisticamente dos obtidos *in situ*. Portanto, o procedimento metodológico do MVP não representa o verdadeiro *D-limiar* da capacidade de campo encontrado em condições de campo. A explicação para estes resultados encontrados é que a metodologia do MVP tem como base para obtenção do *D-limiar* a curva característica de água no solo obtida em condições de laboratório, sendo que esta não é representativa das condições encontradas *in situ*.

Tabela 4 - *D-limiar* ± desvio-padrão obtido em condição de campo e por meio da mudança no volume de poros para as classes texturais analisadas.

Classe Textural	Métodos	
	Campo	MVP
Areia-franca	50 ± 13,2 a	30,0 ± 0,0 b
Franco-argilo-arenosa	42 ± 15,6 a	1,50 ± 0,0 b
Argilo-arenosa	36 ± 6,40 a	30,0 ± 0,0 a
Franco-argilosa	46 ± 18,6 a	3,00 ± 0,0 b
Argila	34 ± 4,20 a	5,00 ± 2,1 b

Médias seguidas pela mesma letra na linha não diferem pelo teste *t* a 5% de significância.

Fonte: o autor.

As condições de contorno para as amostras utilizadas na construção da curva característica de água no solo em laboratório diferem muitíssimo em relação às condições de contorno *in situ*. Por exemplo, as amostras coletadas com anéis volumétricos são muito susceptíveis a distúrbios na estrutura do solo, afetando a integridade das condições encontradas *in situ*. Para Asgarzadeh *et al.* (2014), as alterações do solo são provavelmente minimizadas em condições de campo, enquanto que em laboratório as amostras podem ser alteradas devido ao modo de coleta no campo e preparo do material, o que acarreta aumento da margem de erros.

A curva característica de água no solo, normalmente, é determinada com base no processo de umedecimento e secagem da amostra. Neste caso, as amostras são saturadas e posteriormente submetidas à secagem até se atingir a umidade correspondente a um potencial mátrico de interesse. Vale destacar que este processo de umedecimento e secagem utilizado na construção da curva ocasiona perda de partículas argila na amostra e alterações na distribuição de poros por tamanho, acarretando modificações na estrutura do solo (PIRES *et al.*, 2011; NASCIMENTO *et al.*, 2017).

Em condições de laboratório, como a amostra é de tamanho reduzido, consegue-se preencher totalmente os poros com água no processo de saturação, diferentemente do que acontece em condições de campo. Ghiberto (1999), Brito (2006) e Mota (2010) relatam que em condições de campo a umidade correspondente à saturação é inferior à porosidade calculada, não sendo possível o preenchimento de todos os poros do solo com água. Portanto, a condição de saturação realizada em laboratório não representa a condição encontrada *in situ*.

Além dos fatores supracitados, a presença de íons (sais) influencia a curva característica de água no solo. O sódio altera a capacidade de retenção de água, pois atua na hidratação de agregados instáveis, expansão e/ou dispersão nas partículas argila acarretando redução do diâmetro dos poros (CRESCIMANNO; LOVINO; PROVENZANO, 1995; ALENCAR, 2014). A amostra com estrutura preservada utilizada para obtenção da curva característica de água no solo, por ser de tamanho reduzido, pode não representar com veracidade a quantidade de sais presentes na condição *in situ*, o que torna a curva construída em condição de laboratório menos representativa para caracterizar a condição de campo.

Para Silva Júnior (2015) a curva característica de água no solo é, de fato, afetada por fenômenos de dispersão de partículas, expansão de argilas, formação de crosta, composição e concentração de íons presentes no solo. Assim, tais fenômenos acarretam grande variabilidade na obtenção de aspectos hidrodinâmicos do solo. Em suma, às condições de contorno a que as amostras de solo em laboratório são sujeitas levam a que a curva de retenção de água seja significativamente distinta daquela que representa o solo *in situ* e, portanto, o seu uso para estimar o *D-limiar* pelo protocolo de Aschonitis *et al.* (2013) resulta também em valores distintos do observado em campo.

Na Tabela 5 observa-se a análise estatística para os parâmetros referentes ao modelo de ajuste proposto por van Genuchten (1980) para descrever a curva característica de água no solo. Vale ressaltar que, para este experimento, as curvas características de água no solo de campo foram obtidas por modelagem inversa e a de laboratório a partir de amostras coletadas com estrutura preservada em anéis volumétricos. A modelagem inversa será discutida posteriormente no segmento relacionado ao critério dinâmico. Tais parâmetros descrevem o formato da curva, e, desse modo, para que uma curva possa ser considerada igual a outra os valores dos seus parâmetros não podem diferir estatisticamente (JORGE; CORÁ; BARBOSA, 2010; CARDUCCI *et al.*, 2011).

De modo geral, os parâmetros referentes à equação de van Genuchten diferiram estatisticamente entre as curvas obtidas por dados de campo e de laboratório. Tal fato corrobora a assertiva de que a curva característica de água no solo construída mediante procedimento de

laboratório não representa de forma apropriada a condição encontrada *in situ*. Portanto, o método da mudança no volume de poros a partir da curva construída em laboratório não é adequado para obter o verdadeiro *D-limiar* correspondente à capacidade de campo.

Tabela 5 - Parâmetros de ajuste da equação de van Genuchten para a curva características de água no solo média obtida com base em dados de campo e de laboratório para as classes texturais analisadas.

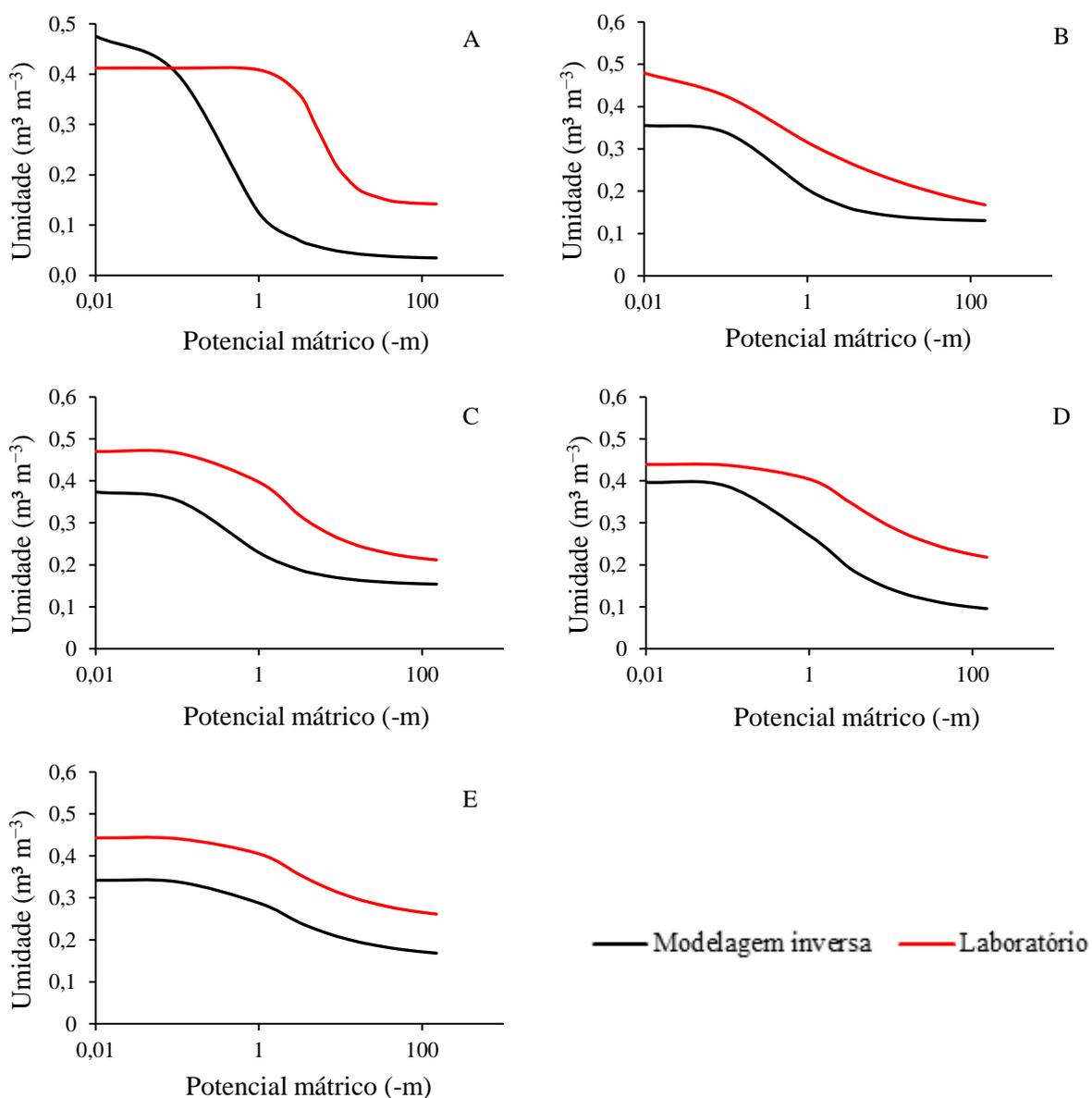
Parâmetro	Classe Textural	Métodos	
		Campo	Laboratório
$\theta_s$	Areia-franca	0,477 ± 0,04 a	0,412 ± 0,01 b
	Franco-argilo-arenosa	0,356 ± 0,04 b	0,486 ± 0,03 a
	Argilo-arenosa	0,374 ± 0,09 a	0,470 ± 0,04 a
	Franco-argilosa	0,397 ± 0,10 b	0,439 ± 0,03 a
	Argila	0,342 ± 0,09 b	0,443 ± 0,02 a
$\theta_r$	Areia-franca	0,033 ± 0,02 b	0,141 ± 0,01 a
	Franco-argilo-arenosa	0,129 ± 0,05 a	0,077 ± 0,04 a
	Argilo-arenosa	0,151 ± 0,08 a	0,199 ± 0,01 a
	Franco-argilosa	0,081 ± 0,10 a	0,185 ± 0,01 a
	Argila	0,153 ± 0,08 b	0,242 ± 0,02 a
$A$	Areia-franca	7,013 ± 0,68 a	0,230 ± 0,01 b
	Franco-argilo-arenosa	4,033 ± 1,20 b	15,60 ± 25,2 a
	Argilo-arenosa	4,584 ± 1,96 a	1,194 ± 0,51 b
	Franco-argilosa	2,225 ± 0,46a	0,723 ± 0,24 b
	Argila	1,568 ± 0,68 a	0,947 ± 0,44 a
$N$	Areia-franca	1,805 ± 0,32 b	2,611 ± 0,15 a
	Franco-argilo-arenosa	1,764 ± 0,26 a	1,194 ± 0,09 b
	Argilo-arenosa	1,669 ± 0,32a	1,590 ± 0,11 a
	Franco-argilosa	1,529 ± 0,21a	1,435 ± 0,10 a
	Argila	1,461 ± 0,40 a	1,472 ± 0,09 a

Médias seguidas pela mesma letra na linha não diferem pelo teste *t* a 5% de significância.

Fonte: o autor.

As curvas características de água no solo determinadas com base em dados *in situ* e em laboratório, para amplitude de classe texturais analisadas, encontram-se representadas no Gráfico 5. Observa-se que, de modo geral, as curvas obtidas em condição de laboratório superestimam o conteúdo volumétrico de água no solo desde a saturação até o potencial de -150 m. Silva Junior (2015), comparando curva de laboratório com a obtida por modelagem, também encontrou diferenças entre as curvas, com destaque para potenciais mátricos menores que -1 m. Tal resultado tem importância prática para o manejo da água no solo, uma vez que é possível minimizar perdas de água aplicada por meio da técnica de irrigação, reduzindo os custos, problemas relacionados à lixiviação de nutrientes e excesso hídrico para as plantas.

Gráfico 5 - Curvas características de água obtidas por procedimento de modelagem inversa e laboratório para as classes texturais areia-franca (A), franco-argilo-arenosa (B), argilo-arenosa (C), franco-argilosa (D) e argila (E).



Fonte: o autor.

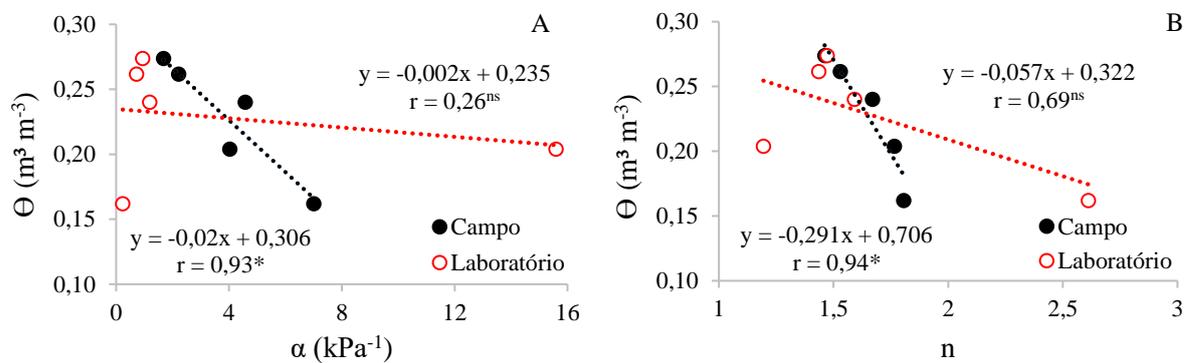
Ao se analisar a umidade correspondente à saturação, observa-se que, no geral, as curvas obtidas por procedimento em laboratório apresentaram valores superiores aos das curvas obtidas por modelagem inversa. Para Basile; Ciollaro; Coppola (2003), a maior umidade em  $\Psi_m = 0$  para amostras de solo em cilindros devem ser atribuídos à facilidade de deslocamento do ar pela amostra em condição de laboratório, diferentemente do que acontece em condições de campo. Ghiberto (1999), Brito (2006) e Mota (2010) relatam que em condições de campo

geralmente a umidade correspondente à saturação é inferior à porosidade total do solo, uma vez que é difícil o preenchimento de todos os poros do solo com água.

Segundo Basile; Ciollaro; Coppola (2003) na condição de laboratório as amostras são umedecidas gradualmente por capilaridade, o que facilita o preenchimento dos poros por água e, conseqüentemente, a saturação. Situação distinta verifica-se na condição de campo, uma vez que o processo de umedecimento se dá a partir da superfície do solo, com aprisionamento de ar em maior fração de poros do solo. Hillel (1980) e Basile; Ciollaro; Coppola (2003) encontraram valores de 78 a 95% para a razão entre a umidade na saturação em condição de campo e em laboratório, corroborando os resultados encontrados neste estudo. Portanto, a condição de saturação realizada em laboratório não representa a encontrada no campo.

Os parâmetros de formato da curva característica de água no solo ( $\alpha$  e  $n$ ) obtidos para as curvas de laboratório e campo foram relacionados com a umidade da capacidade de campo obtida *in situ* (Gráfico 6). Observa-se que os parâmetros obtidos da curva oriunda de dados de campo apresentaram correlação significativa com a umidade na capacidade de campo, evidenciando ser esta a curva que, de fato, guarda estreita relação com o observado *in situ* em termos da umidade correta na capacidade de campo. De modo diferente, os parâmetros obtidos das curvas em laboratório não apresentaram correlação significativa com a umidade, corroborando, novamente, o pressuposto de que a curva construída em laboratório não representa bem o que de fato acontece em condições de campo.

Gráfico 6 - Regressão e correlação entre a umidade correspondente à capacidade de campo e os parâmetros da equação de van Genuchten  $\alpha$  (A) e  $n$  (B) para as classes texturais analisadas.

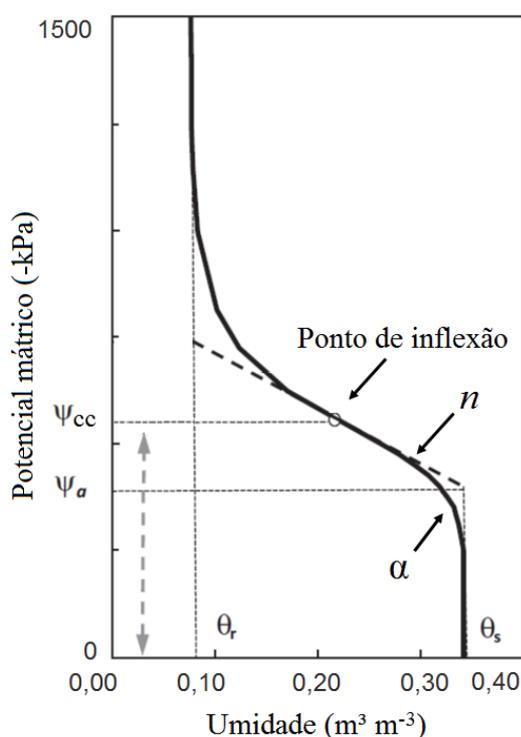


Fonte: o autor.

Assouline e Or (2014), ao utilizarem os parâmetros  $\alpha$  e  $n$  para estimar o potencial mátrico correspondente à capacidade de campo, deixaram claro que ambos os parâmetros têm estreita relação com a umidade na capacidade de campo.

O parâmetro  $n$  está relacionado à declividade da curva característica de água no solo em uma determinada faixa de tensões, Gráfico 7 (MARTINEZ *et al.*, 1995; BARROS, 2010; ASSOULINE; OR, 2014). A reta formada nessa faixa de tensões (Gráfico 7) se aproxima da reta que tangencia o ponto de inflexão da curva característica de água no solo, ponto que, segundo Ferreira e Marcos (1983), Dexter e Bird (2001) e Mello *et al.* (2002), está relacionado com a capacidade de campo. Portanto, alterações no parâmetro  $n$  ocasionam mudança no ponto de inflexão e, conseqüentemente, na umidade correspondente à capacidade de campo, justificando assim a correlação significativa encontrada entre o parâmetro e a umidade na capacidade de campo.

Gráfico 7 - Curva característica de água no solo com os parâmetros da equação de van Genuchten.  $\Psi_{cc}$  - potencial mátrico na capacidade de campo;  $\Psi_a$  - potencial mátrico de entrada de ar;  $\alpha$  e  $n$  - parâmetros de ajuste da equação de van Genuchten;  $\theta_s$  e  $\theta_r$  - umidade na saturação e residual, respectivamente.

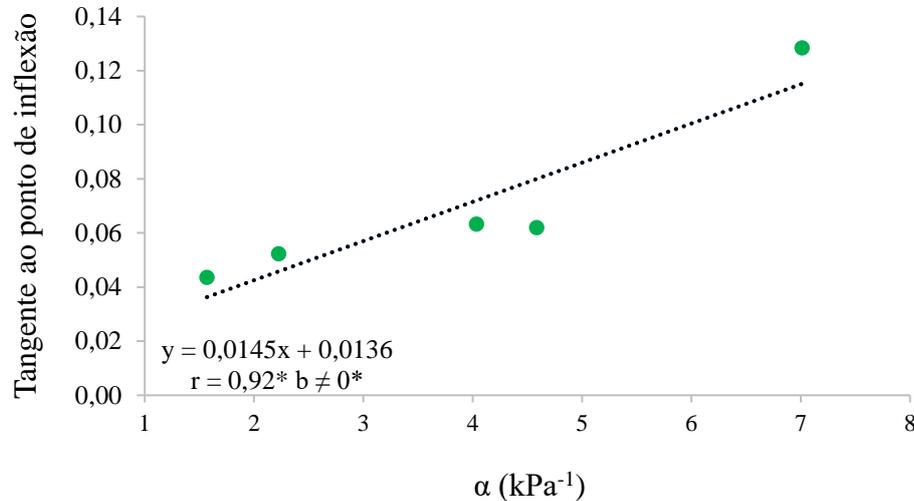


Fonte: Adaptado de Assouline e Or (2014)

O parâmetro  $\alpha$ , que segundo Assouline e Or (2014) está relacionado de maneira inversa com a porosidade de aeração, tem influência na inclinação da reta que se tangencia o ponto de inflexão da curva de retenção de água no solo (Gráfico 7). Assim, alterações nos valores de  $\alpha$  proporcionam uma tangente com maior ou menor inclinação, a depender do ponto em que ocorre a inflexão.

As informações do Gráfico 8 confirmam o pressuposto da influência de  $\alpha$  no ponto de inflexão, uma vez que foi constatada alta correlação entre  $\alpha$  e a tangente ao ponto de inflexão da curva característica de água no solo. Observou-se que o coeficiente angular (b) diferiu de zero, isto é, a reta não é paralela ao eixo das abscissas, e, desse modo, variações no parâmetro  $\alpha$  ocasionam alterações na tangente ao ponto de inflexão da curva de retenção de água no solo. Além disso, o coeficiente de correlação foi significativo a 5% de probabilidade indicando assim alta correlação entre as duas variáveis.

Gráfico 8 - Regressão e correlação entre a tangente ao ponto de inflexão da curva de retenção de água no solo e o parâmetro  $\alpha$  para as classes texturais analisadas (\* - significativo pelo teste t de Student a 5%).



Fonte: o autor.

### ***Análise do critério dinâmico***

No que tange ao processo de obtenção por meio da modelagem inversa, analisando o comportamento do potencial mátrico médio em função do tempo (Gráfico 9), observa-se que, de modo geral, em todas as classes texturais analisadas o procedimento simulou bem o processo que ocorreu em condição de campo. Tal afirmação pode ser comprovada ao se analisar a raiz

do quadrado médio do erro (RMSE), que é uma medida de precisão, uma vez que a diferença entre valores observados e os simulados é elevada ao quadrado, aumentando assim a sensibilidade a erros.

De acordo com Meira (2010), Silva Júnior (2015) e Peters *et al.* (2014), o valor de RMSE igual a zero possibilita inferir que houve simulação perfeita e tal valor tende a aumentar conforme aumenta a diferença entre os valores observados e simulados, ou seja, quanto menor o valor do índice (RMSE) maior a precisão da estimativa. Portanto, os valores constatados para as situações avaliadas neste estudo foram muito baixos indicando que a simulação forneceu boa acurácia preditiva para os fenômenos observados em campo.

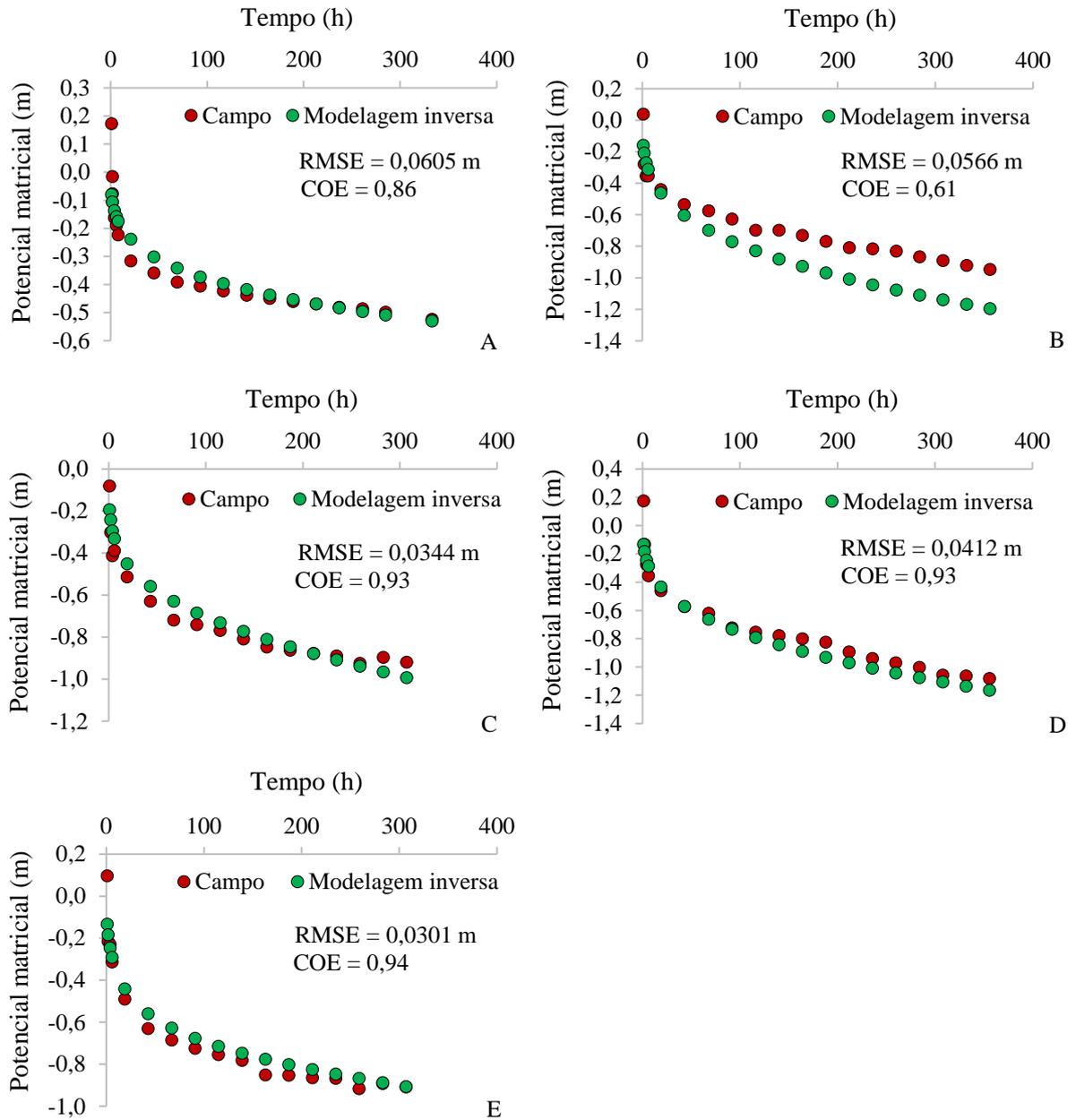
Quanto ao coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe (COE), que segundo Machado e Vettorazzi (2003) é um dos mais importantes critérios estatísticos para avaliar o poder preditivo dos modelos hidrológicos, observou-se que para as classes texturais areia-franca (Figura 2A), franco-argilo-arenosa (Figura 2B), argilo-arenosa (Figura 2C), franco-argilosa (Figura 2D) e argila (Figura 2E) os valores do índice COE foram superiores a zero. De acordo com Moriasi *et al.* (2007) e Zhong e Dutta (2015), o COE pode variar de  $-\infty$  a 1, em que o valor ótimo é igual à unidade. Valores entre 0,0 e 1,0 são considerados aceitáveis para o desempenho dos modelos, enquanto que valores  $< 0,0$  são indicativos de desempenho inaceitável, ou seja, com baixo poder preditivo do modelo.

Desse modo, pode-se inferir que a modelagem inversa mostrou eficiência na simulação dos processos relacionados à dinâmica de água no solo. Resultados semelhantes foram encontrados por Dikinya (2005) para solo de textura arenosa, em que o autor afirmou que a combinação de potencial mátrico em função do tempo no processo de modelagem inversa resulta em boa estimativa de parâmetros hidráulicos do solo.

### ***Umidade média e na capacidade de campo por critérios estático, dinâmico e in situ***

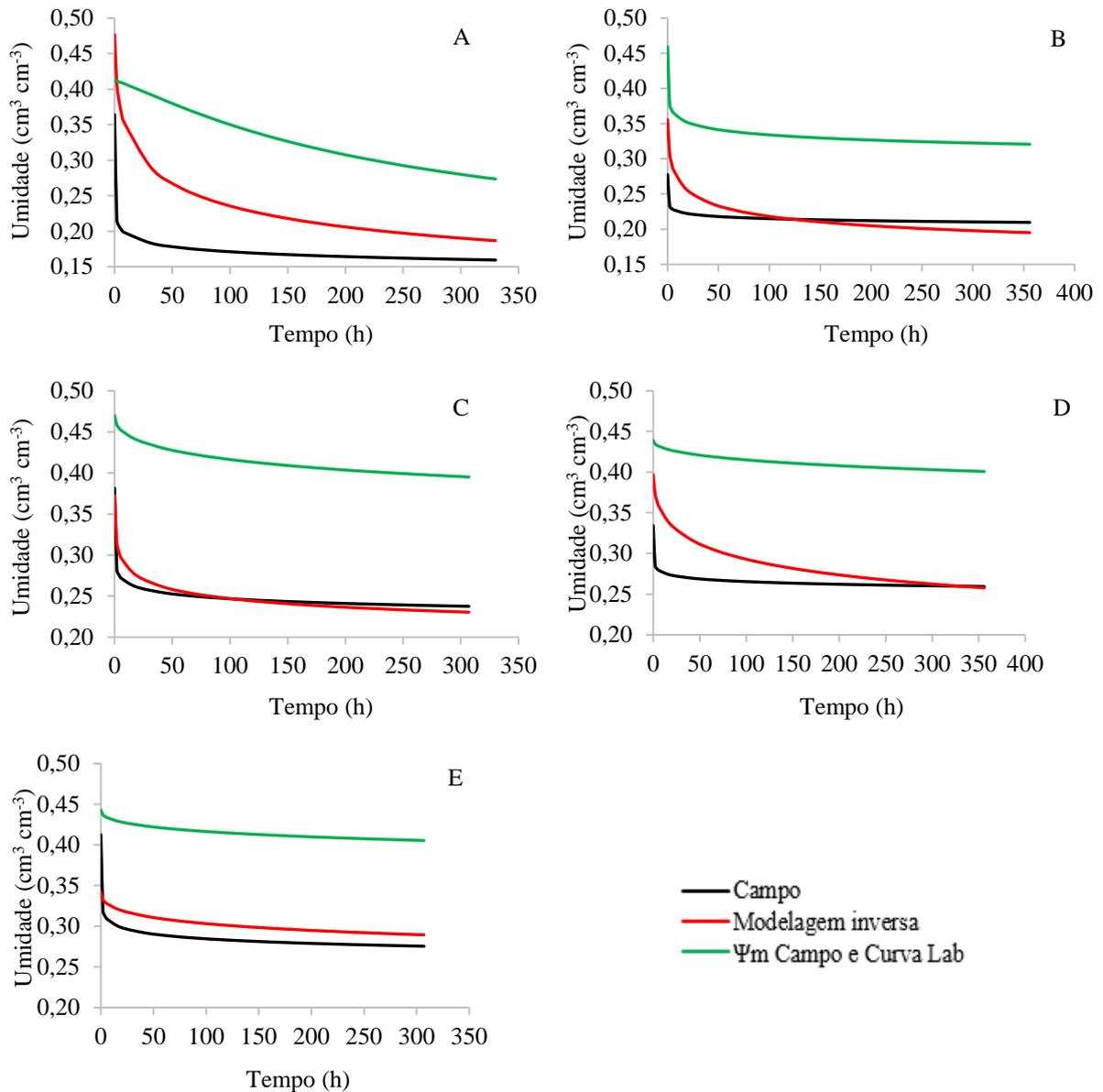
Ao se analisar o comportamento da umidade média em função do tempo (Gráfico 10), observa-se que, de modo geral, o protocolo  $\Psi_m$  de campo e curva de laboratório superestimou os valores de umidade em todo o período de redistribuição de água analisado. Este fato realça o pressuposto que os parâmetros obtidos pelas curvas características do solo construídas por procedimento de laboratório não representam, de fato, as condições encontradas em campo.

Gráfico 9 - Potencial mátrico médio no tempo, medido in situ e ajustado pelo Hydrus-1D, para as classes texturais areia-franca (A), franco-argilo-arenosa (B), argilo-arenosa (C), franco-argilosa (D) e argila (E)



Fonte: o autor.

Gráfico 10 - Umidade média no tempo, medida in situ, ajustada pelo Hydrus-1D e resultante da combinação  $\Psi_m$  de campo e curva de laboratório para as classes texturais areia-franca (A), franco-argilo-arenosa (B), argilo-arenosa (C), franco-argilosa (D) e argila (E).



Fonte: o autor.

Situação distinta pode ser observada para os valores de umidade obtidos pelo protocolo de modelagem inversa, em que as curvas de umidade no tempo foram muito semelhantes ao procedimento realizado em campo. Assim como na evolução do potencial mátrico ao longo do tempo, discutido anteriormente, a modelagem inversa apresentou bom desempenho. Tal fato possibilitou a estimativa correta da umidade na capacidade de campo pela modelagem inversa.

Portanto, fica evidente que a estimativa de parâmetros da equação de van Genuchten e da umidade correspondente à capacidade de campo por protocolo da solução inversa é mais representativa da condição encontrada em campo.

A classe textural argilo-arenosa foi a única que não diferiu em termos de *D-limiar* da condição de campo (Tabela 4). No entanto, os valores de umidade correspondente à capacidade de campo foram diferentes estatisticamente (Tabela 6). Este fato confirma a assertiva de que a umidade na capacidade de campo é mais complexa, e que vai além do viés físico da percepção definida na equação da capilaridade, e, portanto, não tem relação clara com o *D-limiar*.

Um dos principais problemas encontrados na concepção do protocolo proposto por Aschonitis *et al.* (2013) é que os autores validaram o método em condições distintas das encontradas em campo. Em seu experimento se valeram de condição de lisímetro e de curvas características de água no solo construídas em condição de laboratório, diferentemente deste estudo em que se utilizou um experimento de drenagem *in situ* e a curva obtida com base em dados de campo.

No tocante à umidade correspondente à capacidade de campo (Tabela 6), observa-se que não houve diferença significativa para os métodos de campo e MVP para as classes texturais franco-argilo-arenosa e argila. No entanto, estes valores de umidade obtidos pelo protocolo do MVP não se devem ao viés físico concebido na proposta do método, e sim a razões outras que não foram investigadas nesta pesquisa. Como estes valores não foram devidos ao *D-limiar* esse protocolo não pode ser indicado, uma vez que ficou evidente não haver claramente a relação de causa e efeito.

Com relação ao processo de obtenção por meio da modelagem inversa, observa-se que não houve diferença estatística significativa entre as umidades correspondente à capacidade de campo em todas as classes texturais analisadas (Tabela 6). Este resultado evidencia que a modelagem inversa torna possível um bom ajuste dos dados, possibilitando estimar parâmetros hidráulicos e, conseqüentemente, a umidade na capacidade de campo de forma adequada. Resultados encontrados por Dikinya (2005) corroboram os verificados neste estudo.

Tabela 6 - Umidade correspondente à capacidade de campo obtida pelos diferentes métodos, para as classes texturais analisadas.

Classe textural	Métodos		
	Campo	MVP	Modelagem inversa
Areia-franca	0,16194 ± 0,009 b	0,20764 ± 0,006 a	0,16546 ± 0,029 b
Franco-argilo-arenosa	0,20378 ± 0,025 a	0,17748 ± 0,012 a	0,19748 ± 0,028 a
Argilo-arenosa	0,23994 ± 0,022 b	0,26564 ± 0,010 a	0,23558 ± 0,008 b
Franco-argilosa	0,26152 ± 0,021 a	0,22632 ± 0,015 b	0,24724 ± 0,028 a
Argila	0,27368 ± 0,022 a	0,26874 ± 0,011 a	0,28670 ± 0,014 a

Médias seguidas pela mesma letra na linha não diferem pelo teste de Dunnett a 5% de significância.

Fonte: o autor.

O modelo Hydrus-1D utilizado para modelagem inversa possui um grande número de processos físicos nos seus códigos, possibilitando descrever os mecanismos envolvidos no fenômeno estudado no sistema solo-planta-atmosfera (CHRISTOFOLETTI, 1999; ŠIMŮNEK *et al.*, 2013). Neste tipo de modelo os parâmetros hidráulicos do solo podem ser estimados através de medidas reais, uma vez que possuem um significado físico.

Um das principais vantagens da utilização da modelagem inversa é que esse procedimento é menos laborioso quando comparado ao de campo, uma vez que é necessário apenas a obtenção de potencial mátrico em função do tempo para otimização e estimação dos parâmetros do modelo e, conseqüentemente, a umidade correspondente à capacidade de campo. Tal procedimento dispensa a coleta de amostras para umidade diariamente, requisito básico para o procedimento de perfil instantâneo, e a utilização de estufas para secagem das amostras.

De acordo com Silva Júnior (2015) e Feltrin; Paiva; Paiva (2013), a determinação de propriedades hidráulicas do solo requer um custo elevado e demanda uma grande quantidade de tempo, o que pode ser melhorado por meio da modelagem inversa que se vale de propriedades mais facilmente mensuráveis.

Segundo Kato *et al.* (2010), o modelo Hydrus-1D ainda precisa ser avaliado em condições específicas de campo, o que torna importante o experimento em questão, pois comprovou a eficiência e o desempenho do modelo para estimar parâmetros hidráulicos do solo em uma ampla variação de classes texturais.

Vale destacar que neste experimento as informações de potencial mátrico e, conseqüentemente de umidade, foram obtidas *in situ*, fato que possibilitou a modelagem inversa estimar a umidade correspondente à capacidade de campo de forma adequada. A utilização de amostras de solo coletadas em campo e analisadas em laboratório para obtenção de dados de

potencial mátrico ou umidade, por exemplo, pode não representar com exatidão os valores de umidade na capacidade de campo *in situ*, uma vez que as condições de contorno são distintas das encontradas no campo, conforme discutido anteriormente. Portanto, o protocolo a ser utilizado na modelagem inversa deve priorizar dados obtidos *in situ*, uma vez que neste experimento se teve a segurança de que a modelagem inversa estima corretamente a umidade na capacidade de campo.

## 5 CONCLUSÕES

A umidade na capacidade de campo em determinada classe textural de solo não está associada exclusivamente a um único diâmetro equivalente de poro, o *D-limiar*, não se confirmando a hipótese assumida nesta pesquisa.

A modelagem inversa estima com acurácia a umidade na capacidade de campo independentemente da classe textural de solo.

Os protocolos que se baseiam na dinâmica da água no solo devem ser utilizados preferencialmente para a estimativa da capacidade de campo em detrimento de métodos que se baseiam em critérios estáticos.

## REFERÊNCIAS

ABBASPOUR, K.C.; KASTEEL, R.; SCHULIN, R.: Inverse parameter estimation in a layered unsaturated field soil, *Soil Science*, v. 165, n. 2, p. 109-123, 2000.

AGUIAR NETTO, A.O.; NACIF, P.G.S.; REZENDE, J.O. Avaliação do conceito de capacidade de campo para um Latossolo Amarelo coeso do estado da Bahia. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 23, n. 1, p. 661-667, 1999.

AHUJA, L.R.; NANEY, J.W.; WILLIAMS, R.D. Estimating soil water characteristics from simpler properties or limited data. **Soil Science Society of American Journal**, v. 49, n. 5, p. 1100-1105, 1985.

ALENCAR, T. L. **Alterações físicas em um Cambissolo tratado com biofertilizante: indicadores de qualidade e refinamento do método de avaliação pelo  $S_{relativo}$** . 2014. Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2014. (Dissertação de Mestrado)

ALENCAR, T.L.; CHAVES, A. F.; SANTOS, C.L.A.; ASSIS JUNIOR, R. N.; MOTA, J. C. A. Atributos físicos de um Cambissolo cultivado e tratado com biofertilizante na Chapada do Apodi, Ceará. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 39, n. 3, p. 737-749, 2015.

ALENCAR, T. L.; CHAVES, A. F.; FREIRE, A. G.; ASSIS JUNIOR, R. N.; MOTA, J. C. A. Líquido bovino fertilizante e efeitos de cultivo na porosidade de um Typic Haplombússolo em função de cultivo e dose. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa v. 40, p. 1-16, 2016.

ALMEIDA, C.X.; CENTURION, J.F.; JORGE, R.F.; BARBOSA, J.C.; ANDRIOLI, I. Funções de pedotransferência para a curva de resistência do solo à penetração. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 36, n. 1, p. 1745-1755, 2012.

ANDRADE, R.S.; STONE, L.F. Estimativa da umidade na capacidade de campo em solos sob Cerrado. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 15, n. 63, p. 111-116, 2011.

ASCE. Task Committee on definition of criteria for evaluation of watershed models of the watershed management. Committee Irrigation and Drainage Division. Criteria for evaluation of watershed models. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.119, n. 3, p. 429-442, 1993.

ASCHONITIS, V.G.; KOSTOPOULOU, S.K.; ANTONOPOULOS, V.Z. Methodology to assess the effects of rice cultivation under flooded conditions on van Genuchten's model parameters and pore size distribution. **Transport in Porous Media**, v. 91, n. 3, p. 861-876, 2012.

ASCHONITIS, V.G.; ANTONOPOULOS, V.Z.; LEKAKIS, E.H.; KOTSOPoulos, S.A.; KARAMOUZIS, D.N. Estimation of field capacity for aggregated soils using changes of the water retention curve under the effects of compaction. **European Journal of Soil Science**, v. 64, n. 5, p. 688-698, 2013.

ASSOULINE, S.; OR, D. The concept of field capacity revisited: Defining intrinsic static and dynamic criteria for soil internal drainage dynamics. **Water Resources Research**, v. 50, n. 6, p. 4787-4802, 2014.

ASGARZADEH, H.; MOSADDEGHI, M.R.; DEXTER, A.R.; MAHBOUBI, A.A.; NEYSHABOURI, M.R. Determination of soil available water for plants: consistency between laboratory and field measurements. **Geoderma**, v. 226-227, p. 8–20, 2014.

AJAYI, A.E.; DIAS JUNIOR, M.S.; CURI, N.; ARAÚJO JUNIOR, C.F.; ALADENOLA, O.O.; SOUZA, T.T.T.; INDA JUNIOR, A.V. Comparison of estimation methods of soils thength in five soils. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 33, n. 1, p. 487-495, 2009.

BARROS, A.H.C. **Desenvolvimento de funções de pedotransferência e sua utilização em modelos agro-hidrológico**. 2010. 150 p. Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”- Piracicaba, 2010. (Tese de Doutorado)

BASILE, A.; CIOLLARO, G.; COPPOLA, A. Hysteresis in soil water characteristics as a key to interpreting comparisons of laboratory and field measured hydraulic properties. **Water Resources Research**, v.39, n.12, 1355. 2003.

BELL, M.A.; VAN KEULEN, H. Effect of soil disturbance on pedotransfer function development for fieldcapacity. **Soil Technology**, v. 8, n. 4, p. 321-329, 1996.

BERNARDES, R.C. **Funções de pedotransferência e qualidade física de três solos do norte fluminense para a cultura do coqueiro anão**. 2010. 140 p. Universidade Estadual do Norte Fluminense, 2010. (Tese de Doutorado).

BLAKE, G.R.; HARTGE, K.H. Bulk density. In: KLUTE, A. (ed.) **Methods of soil analysis**. 2. ed. Madison, American Society of Agronomy, Soil Science Society of America, pt. 1, p. 363-375, 1986a. (Agronomy Monography, 9).

BLAKE, G.R.; HARTGE, K.H. Particle density. In: KLUTE, A. (ed.) **Methods of soil analysis**. 2. ed. Madison, American Society of Agronomy, Soil Science Society of America, pt. 1, p. 377-382, 1986b. (Agronomy Monography, 9).

BOURGEOIS, O.L.; BOUVIER, C.; BRUNET, P.; AYRAL, P.A. Inverse modeling of soil water content to estimate the hydraulic properties of a shallow soil and the associated weathered bedrock. **Journal of Hydrology**, v.541, p.116-126, 2016.

BRITO, A.S. **Balanço de água em um Latossolo Vermelho cultivado com cana-de-açúcar**. 2006. 82 p. Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2006. (Dissertação de Mestrado).

BRITO, A.S; LIBARDI, P.L; MOTA, J.C.A.; MORAES, S.O. Estimativa da capacidade de campo pela curva de retenção e pela densidade de fluxo da água. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 35, n. 1, p. 1939-1948, 2011.

BRUAND, A; COUSIN, I. Variation of textural porosity of a clay loam soil during compaction. **European Journal of Soil Science**, v. 46, n. 3, p. 377-385, 1995.

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, v. 35, n. 1, p.77-86, 2011.

CASAROLI, D.; JONG VAN LIER, Q. Critérios para determinação da capacidade de vaso. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, n. 1, p. 59-66, 2008.

CASTRO, L.G.; MAIA, A.H.N.; VAN LIER, Q.J. **Erros na estimativa de umidades pelo modelo de van Genuchten**. 2002 [Acessado em 26 Abr. 2017]. Disponível em: <https://www.alice.cnptia.embrapa.br/alice/bitstream/doc/15090/1/2002AA002.PDF>

CAVAZZA, L.; PATRUNO, A.; CIRILLO, E. Field capacity in soils with a yearly oscillating water table. **Biosystems Engineering**, v. 98, n. 3, p. 364-370, 2007.

CHAVES, A.F. **Validação de um método de laboratório alternativo à estimativa da capacidade de campo *in situ***. 2017. Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2017. (Tese de Doutorado)

COELHO, E.F.; OR, D.; SOUZA, V.F. Avaliação de parâmetros hidráulicos para modelos de distribuição de água no solo sob gotejamento. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 34, n. 4, p. 651-657, 1999.

COSTA, A.C.S.; NANNI, M.R.; JESKE, E. Determinação da umidade na capacidade de campo e ponto de murcha permanente por diferentes metodologias. **Revista Unimar**, v. 19, n. 3, p. 827-844, 1997.

COSTA, W.A.; OLIVEIRA, C.A.S.; KATO, E. Modelo de ajuste e métodos para a determinação da curva de retenção de água de um Latossolo Vermelho-Amarelo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, n. 1, p. 515-523, 2008.

COSTA, C.S; RODRIGUES, J.J.V; CAVALCANTI, A.C; MARINHO, L.B.; ALMEIDA NETO, L.A.; SILVA, T.J.A. Água disponível em um Neossolo Quartzarênico após adição de um condicionador mineral do solo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 13, n. 81, p. 524-530, 2009.

CRESCIMANNO, G.; LOVINO, M.; PROVENZANO, G. Influence of salinity and sodicity on soil structural and hydraulic characteristics. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 59, n. 6, p. 1701-1708, 1995.

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de Sistemas Ambientais**. 1ª Ed. São Paulo - SP, 1999. 256 p.

CRUZ, F.A. **Instalação e calibração de lisímetro de pesagem e determinação da evapotranspiração de referência para a região de Seropédica-RJ**. 2005. 64 p. Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 2005. (Dissertação de Mestrado).

DANIELSON, R.E.; SUTHERLAND, P.L. Porosity. In: KLUTE, A. (ed.) **Methods of soil analysis**. 2. ed. Madison, American Society of Agronomy, Soil Science Society of America, 1986. pt. 1, p. 443-461, 1986. (Agronomy Monography, 9).

DEXTER, A.R.; BIRD, N.R.A. Methods for predicting the optimum and the range of water contents for tillage based on the water retention curve. **Soil and Tillage Research**, v.57, n. 4, p. 203-212, 2001.

DEXTER, A.R. Soil physical quality: Part I. Theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effects on root growth. **Geoderma**, v. 120, n. 3-4, p. 201-214, 2004.

DIAS, C.O. **Determinação da condutividade hidráulica de solos não saturados**. 2012. 240 p. Universidade Federal do Paraná, 2012. (Dissertação de Mestrado).

DIKINYA, O. Comparison of the Instantaneous Profile Method and inverse modelling for the prediction of effective soil hydraulic properties. **Australian Journal of Soil Research**, v. 43, n. 5, p. 599-606, 2005.

DOURADO NETO, D.; NIELSEN, D.R.; HOPMANS, J.W.; REICHARDT, K.; BACCHI, O.O.S.; LOPES, P.P. **Programa para confecção da curva de retenção de água no solo, modelo van Genuchten. Soil Water Retention Curve, SWRC (version 3.0 beta)**. Piracicaba: Universidade de São Paulo, 2001.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. 3.ed. Brasília, 2013. 353 p.

FELTRIN, R.M.; PAIVA, J.B.D.; PAIVA, E.M.C.D. **Dinâmica da água no solo simulada pelo modelo HYDRUS-1D e medida a campo para as condições climáticas do sul do Brasil**. Conference: 11.º Simpósio de Hidráulica e Recursos Hídricos dos Países de Língua Portuguesa, At Maputo, Moçambique. p. 1-12. 2013.

FERREIRA, M.M.; MARCOS, Z.Z. Estimativa da capacidade de campo de Latossolo Roxo distrófico e Regossolo através do ponto de inflexão da curva característica de umidade. **Ciência e Prática**, v.7, p. 96-101, 1983.

GEE, G.W.; BAUDER, J.W. Particle-size analysis. In: KLUTE, A. (ed.) **Methods of soil analysis**. 2. ed. Madison, American Society of Agronomy, Soil Science Society of America, pt. 1, p.383-411, 1986. (Agronomy Monography, 9).

GHIRBERTO, P.J. **Metodologias para a obtenção de parâmetros utilizados em modelos de infiltração da água no solo**. Piracicaba, 1999. 79 p. Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo. (Dissertação de Mestrado).

GIAROLA, N.F.B; SILVA, A.P; IMHOFF, S. Relações entre propriedades físicas e características de solos da região sul do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 26, n. 4, p. 885-893, 2002.

GROHMANN, F. Superfície específica do solo de unidades de mapeamento do estado de São Paulo. **Bragantia**, v. 31, n. 1, p. 145-165, 1972.

GUÉRIF, J.; RICHARD, G.; DURR, C.; MACHET, J.M.; RECOUS, D.; ROGER-ESTRADE, J. A review of tillage effects on crop residue management, seedbed conditions and seedling establishment. **Soil and Tillage Research**, v. 61, n. 1, p. 13-32, 2001.

HAMZA, M.A.; ANDERSON, W.K. Soil compaction in cropping systems: A review of the nature, causes and possible solutions. **Soil and Tillage Research**, v. 82, n. 2, p. 121-145, 2005.

HILLEL, D.; KRENTOS, V.D.; STILIANOV, Y. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. **Soil Science**, v. 114, n. 5, p. 395-400, 1972.

HILLEL, D. **Fundamentals of Soil Physics**. San Diego: Elsevier Academic Press, 1980. 413 p.

HILLEL, D. **Introduction to environmental soil physics**. San Diego: Elsevier Academic Press, 2004. 494 p.

HOLLIS, J.M.; JONES, R.J.A.; PALMER, R.C. The effects of organic matter and particle size on the water-retention properties of some soils in the west Midlands of England. **Geoderma**, v. 17, n. 3, p. 225-238, 1977.

INES, A.V.M.; DROOGERS, P. Inverse modelling in estimating soil hydraulic functions: a Genetic Algorithm approach. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 6, n. 1, p. 49-65, 2002.

JABRO, J.D.; EVANS, R.G.; KIM, Y.; IVERSEN, W.M. Estimating in situ soil–water retention and field water capacity in two contrasting soil textures. **Irrigation Science**, v. 27, n. 3, p. 223-229, 2009.

JAMISON, V.C.; KROTH, E.M. Available Moisture Storage Capacity in Relation to Textural Composition and Organic Matter Content of Several Missouri Soils. **Soil Science Society of America Journal**, v. 22, n. 3, p. 189-192, 1958.

JONG VAN LIER, Q. Índices de disponibilidade de água para as plantas. In: NOVAIS, R.F.; ALVAREZ, V.V.H.; SCHAEFER, C.E.G.R. (eds). **Tópicos de ciências do solo**. Viçosa: SBCS, 2000, 352 p.

JONG VAN LIER, Q.; LIBARDI, P L. Variabilidade dos parâmetros da equação que relaciona a condutividade hidráulica com a umidade do solo no método do perfil instantâneo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 23, n. 4, p. 1005-1014, 1999.

JONG VAN LIER, Q.; WENDROTH, O.; VAN DAM, J.C. Prediction of winter wheat yield with the SWAP model using pedotransfer functions: An evaluation of sensitivity, parameterization and prediction accuracy. **Agricultural Water Management**, v. 154, p. 29-42, 2015.

JONG VAN LIER, Q.; WENDROTH, O. Reexamination of the Field Capacity Concept in a Brazilian Oxisol. **Soil Science Society of America Journal**, v. 80, n. 2, p. 264-274, 2016.

JORGE, R.F.; CORÁ, J.E.; BARBOSA, J.C. Número mínimo de tensões para determinação da curva característica de retenção de água de um Latossolo Vermelho eutrófico sob sistema de semeadura direta. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 34, n. 6, p. 1831-1840, 2010.

JUNCKER, P. H; MADISON, J. J. Soil Moisture Characteristics of Sand-Peat Mixes. **Soil Science Society of America Journal**, v. 31, n. 1, p. 5-8, 1967.

KAY, B.D.; VANDENBYGAART, A.J. Conservation tillage and depth stratification of porosity and soil organic matter. **Soil and Tillage Research**, v. 66, n. 2, p. 107-118, 2002.

KATO, C.; NISHIMURA, T.; IMOTO, I.; MIYAZAKI, T. **Applicability of HYDRUS to Predict Soil Moisture and Temperature in Vadose Zone of Arable Land under onsoonal Climate Region, Tokyo**. 19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World 1 – 6, Brisbane, Australia. 2010.

KIRKHAM, R R; GEE, G W; JONES, T L. Weighing Lysimeters for Long-Term Water Balance Investigations at Remote Sites. **Soil Science Society of America Journal**, v. 48, n. 5, p. 1203-1205, 1984.

KIRKHAM, M.B. **Principles of soil and plant water relations**. Elsevier Academic Press, San Diego, 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**, v. 26, n. 2, p. 857-867, 2002.

KLEIN, V.A.; REICHERT, J.M.; REINERT, D.J. Água disponível em um Latossolo Vermelho argiloso e murcha fisiológica de culturas. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 10, n. 3, p. 646-650, 2006.

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**, 1986. pt. 1, p. 635-662. (Agronomy Monography, 9).

LEIJ, F.J.; GHEZZEHEI, T.A.; OR, D. Modeling the dynamics of the soil pore-size distribution. **Soil and Tillage Research**, v. 64, n. 1-2, p. 61-78, 2002.

LE BAS, C.; KING, D.; DAROUSSIN, J.A. Tool for Estimating Soil Water Available for Plants Using the 1 : 1, 000, 000 Scale Soil Geographical Data Base of Europe. **ITCJ**, p. 1-10, 1997.

LIBARDI, P.L.; REICHARDT, K.; NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. Simple Field Methods for Estimating Soil Hydraulic Conductivity. **Soil Science Society of America Journal**, v. 44, n. 1, p. 3-7, 1980.

LIBARDI, P.L. **Dinâmica da água no solo**. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2012. 346 p.

LOYOLA, J.M.T.; PREVEDELLO, C.L. Modelos analíticos para predição do processo da redistribuição da água no solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 27, n. 5, p. 783-787, 2003.

LYON, T.L.; BUCKMAN, H.O. **The Nature and Properties of Soils**. 4th ed., MacMillan, New York, 1943.

MACHADO, R.E.; VETTORAZZI, C.A. Simulação da produção de sedimentos para a microbacia hidrográfica do Ribeirão dos Marins, SP. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 27, n. 4, p. 735-741, 2003.

MARCOS, Z.Z. Ensaio sobre epistemologia pedológica. *Cah. O.R.S.T.O., Série Pédol.*, v. XIX, n. 1, p. 5-28, 1982.

MARTÍNEZ, E.M.; CUESTA, T.S.; CANCELA, J.J. The efficiency of different estimation methods of hydro-physical limits, **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 36, n. 6, p. 1756-1768, 2012.

MARTINEZ, M.A.; TIMM, L.C.; MARTINS, J.H.; FERREIRA, P.A. Efeito da textura do solo sobre os parâmetros de alguns modelos matemáticos usados para estimar a curva de retenção de água no solo. **Revista Engenharia Agrícola**, v. 4, p. 1-9, 1995.

MEIRA, D.N.O. **Avaliação de previsões de tempo do modelo ETA para subsidiar pesquisas agrícolas no Brasil**. 2010. 11 p. Universidade Estadual de Campos, 2010.

MELLO, C.R.; OLIVEIRA, G.C.; FERREIRA, D.F.; LIMA, J.M.; LOPES, D. Modelos para determinação dos parâmetros da equação de van Genuchten para um Cambissolo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.9, p. 23-29, 2005.

MELLO, C.R.; OLIVEIRA, G.C.; RESCK, D.V.S.; LIMA, J.M.; DIAS JÚNIOR, M. S. Estimativa da capacidade de campo baseada no ponto de inflexão da curva característica. **Ciência e Agrotecnologia**, v. 26, n. 2, p. 836–845, 2002.

MEYER, P.D.; GEE, G.W. Flux-based estimation of field capacity. **Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering**, July, v. 125, n. 7, p. 595-599, 1999.

MORIASI, D.N., ARNOLD, J. G., VAN LIEW, M.W., BINGNER, R.L., HARMEL, R.D., VEITH, T.L. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **American Society of Agricultural and Biological Engineering**, v.50, p.885–900, 2007.

MOTA, J.C.A. **Componentes do balanço de água em um Cambissolo cultivado com meloeiro irrigado por gotejamento, com e sem cobertura da superfície**. 2010. 123 p. Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz - Piracicaba, 2010. (Tese de Doutorado)

MUALEM, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. **Water Resources Research**, v. 12, n. 3, p. 513-522, 1976.

NAKANO, M.; YONG, R.N.; PUSCH, R. Cyclic water transfer in the top soil of a Landfill. **Journal of Earth Sciences and Geotechnical Engineering**, v. 3, n. 3, p. 53-67, 2013.

NASCIMENTO, G.B.; ANJOS, L.H.C; PEREIRA, M.G; FONTANA, A.; SANTOS, H.G. Funções de pedotransferência do conteúdo de água em Latossolos Amarelos. **Revista Brasileira de Ciências Agrárias**, v. 5, n. 4, p. 560-569, 2010.

NASCIMENTO, I.V.; ALENCAR, T.L.; SANTOS, C.L.A.; ASSIS JÚNIOR, R.N.; MOTA, J.C.A. Effect of sample re-saturation on soil-water characteristic curve. **Revista Caatinga** (no prelo), 2017.

NEMES, A.; PACHEPSKY, Y.A.; TIMLIN, D.J. Toward Improving Global Estimates of Field Soil Water Capacity. **Soil Science Society of America Journal**, v. 75, n. 3, p. 807-812, 2011.

NIMMO, J.R. Porosity and pore size distribution. **Encyclopedia of Soils in the Environment**, v. 3, p. 295-303, 2004.

OTTONI FILHO, T.B.; OTTONI, M.V.; OLIVEIRA, M.B.; MACEDO, J.R.; REICHARDT, K. Revisiting field capacity (fc): variation of definition of fc and its estimation from. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 38, n. 1, p. 1750-1764, 2014a.

OTTONI FILHO, T.B.; OTTONI, M.V.; OLIVEIRA, M.B.; MACEDO, J.R. Estimation of field capacity from ring infiltrometer-drainage data. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 38, n. 1, p. 1765-1771, 2014b.

PAIXÃO, F.J.R.; ALENCAR, S.B.; COSTA, T.L.; MARQUES, L.F.; TRINDADE, J.L. Capacidade de campo de um Neossolo Flúvico determinada por métodos diretos e indiretos. **Revista de Biologia e Ciências da Terra**, v. 4, n. 2, p.1-7, 2004.

PETERS, P.H.C.R.; SILVA, B.M.; OLIVEIRA, G.C.; SILVA JUNIOR, J.J.; SILVA, E.A.; BARBOSA, S.M. Construction and performance of a simplified tension table for the determination of soil psychohydric attributes. **Revista Ciências Agrárias**, v. 57, n. 1, p. 95-100, 2014.

PIRES, L.F.; VILLANUEVA, F.C.A.; DIAS, N.M.P.; BACCHI, O.O.S.; REICHARDT, K. **Chemical migration during soil water retention curve evaluation**. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v. 83, n. 3, p. 1097-1108, 2011.

PRIBERAM. **Dicionário Priberam da Língua Portuguesa**, 2017. Disponível em: <<https://www.priberam.pt/DLPO/>>.

RASOULZADEH, A.; YAGHOUBI, A. Inverse modeling approach for determining soil hydraulic properties as affected by application of cattle manure. **International Journal of Agricultural and Biological Engineering**, v. 7, n. 2, p. 27-35, 2014.

REICHARDT, K. Capacidade de campo. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Campinas, v. 12, p. 211-216, 1988.

REICHARDT, K. **Dinâmica da matéria e da energia em ecossistemas**. Piracicaba: USO/ESALQ. Depto. Física e Meteorologia, 2nd ed. Piracicaba, 1996. 505 p.

REICHARDT, K. **A água em sistemas agrícolas**. São Paulo: Manole, 1990.

REICHARDT, K.; TIMM, L.C. **Solo, planta e atmosfera: Conceitos, processos e aplicações**. 2.ed. Barueri, Manole, 2012. 524 p.

- 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**, v. 31, n. 4, p. 1167-1175, 2007.
- RICHARDS, L.A.; WEAVER, L.R. Moisture retention by some irrigated soils as related to soil-moisture tension. **Journal of Agricultural Research**, v. 69, n. 12, p. 215-235, 1944.
- RICHARDS, L.A. Physical conditions of water in soil. In: BLACK, C. A. (Ed.). **Methods of soil analysis**. Madison: American Society for Testing and Materials, 1965. p. 128-152.
- RICHARD, G.; COUSIN, I.; SILLON, J. F.; BRUAND, A.; GUÉRIF, J. Effect of compaction on the porosity of a silty soil - Influence on unsaturated hydraulic properties. **European Journal of Soil Science**, v. 52, n. 1, p. 49-58, 2001.
- ROMANO, N.; SANTINI, A. **Water retention and storage: Field**. Dane, J. H., and Topp, G. C., Eds., *Methods of Soil Analysis, Part 4: Physical Methods*, 721-738. Madison: Soil Science Society of America, 2002.
- RUIZ, H.A.; FERREIRA, G.B.; PEREIRA, J.B.M. Estimativa da capacidade de campo de Latossolos e Neossolos Quartzarênicos pela determinação do equivalente de umidade. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 27, n. 1, p. 389-393, 2003.
- SATCHITHANANTHAM, S.; KRAHN, V.; RANJAN, R.S.; SAGER, S. Shallow groundwater uptake and irrigation water redistribution within the potato root zone. **Agricultural Water Management**, v. 132, p. 101-110, 2014.
- SCARPARE, F.V. **Simulação do crescimento da cana-de-açúcar pelo modelo agrohidrológico SWAP/WOFOST**. 2011. 163 p. Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, 2011. (Tese de Doutorado).
- SILVA, C.A. **Desenvolvimento inicial de três espécies nativas do Cerrado em função de lâminas de irrigação e tamanhos de recipiente**. 2012. 182 p. Piracicaba: ESALQ, 2012. (Tese de Doutorado).
- SILVA JUNIOR, J.J. **Aplicação do método inverso pelo modelo HYDRUS -2D para obtenção de propriedades hídricas de solos tropicais**. 2015. 110 p. Universidade Federal de Lavras, 2015. (Tese de Doutorado).
- SILVA, B.M.; SILVA, E.A.; OLIVEIRA, G.C.; SERAFIM, M.; FERREIRA, M.; EVALDO, M. Plant-available soil water capacity: estimation methods and implications. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 38, n. 1, p. 464-475, 2014.
- ŠIMŮNEK, J.; JACQUES, D.; LANGERGRABER, G.; BRADFORD, S.A.; ŠEJNA, M.; VAN GENUCHTEN, M.T. Numerical modeling of contaminant transport using HYDRUS and its specialized modules. **Journal of the Indian Institute of Science**, v. 93, n. 2, p. 265-284, 2013.
- SOETAERT, K.; PETZOLDT, T. Inverse Modelling, Sensitivity and Monte Carlo Analysis in R Using Package FME. **Journal of Statistical Software**, v. 33, p. 1-28, 2010.

SOUZA, C.F.; MATSURA, E.E. Distribuição da água no solo para o dimensionamento da irrigação por gotejamento. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 8, n. 1, p. 7-15, 2004.

TWARAKAVI, N.K.C.; ŠIMŮNEK, J.; SCHAAP, M.G. Development of pedotransfer functions for estimation of soil hydraulic parameters using support vector machines. **Soil Science Society of America Journal**, v. 73, n. 5, p. 1443-1452, 2009.

VAN DAM, J. C.; GROENENDIJK, P.; HENDRIKS, R.F.A.; KROES, J.G. Advances of modeling water flow in variably saturated soils with SWAP. **Vadose Zone Journal**, v. 7, n. 2, p. 640-653, 2008.

VAN GENUCHTEN, M.T. A closed-form equation for predicting the conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 44, n. 5, p. 892-897, 1980.

VAN RAIJ, B. **Fertilidade do solo e adubação**, 38ª edição, Piracicaba, Editora Agronômica Ceres Ltda, 1991. 343 p.

VEIHMEYER, F.J.; HENDRICKSON, A.H. The moisture equivalent as a measure of the field capacity of soils. **Soil Science**, v. 32, p. 181-193, 1931.

VEREecken, H.; HUISMAN, J. A.; BOGENA, H.; VANDERBORGHT, J.; VRUGT, J. A.; HOPMANS, J. W. On the value of soil moisture measurements in vadose zone hydrology: A review. **Water Resources Research**, v. 44, n. 3, p. 1-21. 2008

VRUGT, J.A.; STAUFFER, P.H.; WÖHLING, T.; ROBINSON, B.A.; VESSELINOV, V.V. Inverse modeling of subsurface flow and transport properties: a review with new developments. **Vadose Zone Journal**, v. 7, n. 2, p. 843-864, 2008.

WATSON, K.K. An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. **Water Resources Research**, v. 2, p. 709-715, 1966.

WOLLSCHLAGER, U.; PFAFF, T.; ROTH, K. Field-scale apparent hydraulic parameterisation obtained from TDR time series and inverse modelling. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 13, n. 10, p. 1953-1966, 2009.

YEOMANS, J.C.; BREMNER, J. M. A rapid and precise method for routine determination of organic carbon in soil. **Communication in Soil Science and Plant Analyses**, v. 19, p. 1467-1476, 1988.

ZETTL, J.D.; LEE BARBOUR, S.; HUANG, M.; SI, B.C.; LESKIW, L.A. Influence of textural layering on field capacity of coarse soils. **Canadian Journal of Soil Science**, v. 91, n. 2, p. 133-147, 2011.

ZHONG, X.; DUTTA, U. Engaging Nash-Sutcliffe efficiency and model efficiency factor indicators in selecting and validating effective light rail system operation and maintenance cost models. **Journal of Traffic and Transportation Engineering**, v.3, p.255-265, 2015.

## APÊNDICES

### APÊNDICE A – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA D-LIMIAR EM CONDIÇÃO DE CAMPO E POR MEIO DA MUDANÇA NO VOLUME DE POROS PARA A CLASSE TEXTURAL AREIA FRANCA.

FV	GL	SQ	QM	F
Tratamentos	1	1000,00000	1000,00000	11,4943 **
Resíduo	8	696,00000	87,00000	
Total	9	1696,00000		
MG = 40,00000		CV (%) = 23,32		

Fonte: o autor.

### APÊNDICE B – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA D-LIMIAR EM CONDIÇÃO DE CAMPO E POR MEIO DA MUDANÇA NO VOLUME DE POROS PARA A CLASSE TEXTURAL FRANCO-ARGILO-ARENOSA.

FV	GL	SQ	QM	F
Tratamentos	1	4264,22500	4264,22500	34,8527 **
Resíduo	8	978,80000	122,35000	
Total	9	5243,02500		
MG = 22,15000		CV (%) = 49,94		

Fonte: o autor.

### APÊNDICE C – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA D-LIMIAR EM CONDIÇÃO DE CAMPO E POR MEIO DA MUDANÇA NO VOLUME DE POROS PARA A CLASSE TEXTURAL ARGILO-ARENOSA.

FV	GL	SQ	QM	F
Tratamentos	1	96,10000	96,10000	4,7224 <sup>ns</sup>
Resíduo	8	162,80000	20,35000	
Total	9	258,90000		
MG = 33,1000		CV (%) = 13,63		

Fonte: o autor.

### APÊNDICE D – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA D-LIMIAR EM CONDIÇÃO DE CAMPO E POR MEIO DA MUDANÇA NO VOLUME DE POROS PARA A CLASSE TEXTURAL FRANCO-ARGILOSA.

FV	GL	SQ	QM	F
Tratamentos	1	4752,40000	4752,40000	27,3677 **
Resíduo	8	1389,20000	173,65000	
Total	9	6141,60000		
MG = 24,80000		CV (%) = 53,14		

Fonte: o autor.

### APÊNDICE E – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA D-LIMIAR EM CONDIÇÃO DE CAMPO E POR MEIO DA MUDANÇA NO VOLUME DE POROS PARA A CLASSE TEXTURAL ARGILA.

FV	GL	SQ	QM	F
Tratamentos	1	2301,28900	2301,28900	211,9246 **
Resíduo	8	86,87200	10,85900	
Total	9	2388,16100		
MG = 19,23000		CV (%) = 17,14		

Fonte: o autor.

**APÊNDICE F – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA UMIDADE NA SATURAÇÃO EM CONDIÇÃO DE CAMPO E DE LABORATÓRIO PARA A CLASSE TEXTURAL AREIA FRANCA.**

<b>FV</b>	<b>GL</b>	<b>SQ</b>	<b>QM</b>	<b>F</b>
Tratamentos	1	0,01045	0,01045	10,3840 *
Resíduo	8	0,00805	0,00101	
Total	9	0,01849		
MG = 0,44492			CV (%) = 7,13	

Fonte: o autor.

**APÊNDICE G – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA UMIDADE NA SATURAÇÃO EM CONDIÇÃO DE CAMPO E DE LABORATÓRIO PARA A CLASSE TEXTURAL FRANCO-ARGILO-ARENOSA.**

<b>FV</b>	<b>GL</b>	<b>SQ</b>	<b>QM</b>	<b>F</b>
Tratamentos	1	0,04207	0,04207	37,9334 **
Resíduo	8	0,00887	0,00111	
Total	9	0,05094		
MG = 0,42134			CV (%) = 7,90	

Fonte: o autor.

**APÊNDICE H – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA UMIDADE NA SATURAÇÃO EM CONDIÇÃO DE CAMPO E DE LABORATÓRIO PARA A CLASSE TEXTURAL ARGILO-ARENOSA.**

<b>FV</b>	<b>GL</b>	<b>SQ</b>	<b>QM</b>	<b>F</b>
Tratamentos	1	0,02344	0,02344	5,2359 <sup>ns</sup>
Resíduo	8	0,03582	0,00448	
Total	9	0,05926		
MG = 0,42318			CV (%) = 15,81	

Fonte: o autor.

**APÊNDICE I – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA UMIDADE NA SATURAÇÃO EM CONDIÇÃO DE CAMPO E DE LABORATÓRIO PARA A CLASSE TEXTURAL FRANCO-ARGILOSA.**

<b>FV</b>	<b>GL</b>	<b>SQ</b>	<b>QM</b>	<b>F</b>
Tratamentos	1	0,00434	0,00434	0,8898 <sup>ns</sup>
Resíduo	8	0,03903	0,00488	
Total	9	0,04337		
MG = 0,41857			CV (%) = 16,69	

Fonte: o autor.

**APÊNDICE J – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA UMIDADE NA SATURAÇÃO EM CONDIÇÃO DE CAMPO E DE LABORATÓRIO PARA A CLASSE TEXTURAL ARGILA.**

<b>FV</b>	<b>GL</b>	<b>SQ</b>	<b>QM</b>	<b>F</b>
Tratamentos	1	0,02558	0,02558	6,1761*
Resíduo	8	0,03313	0,00414	
Total	9	0,05871		
MG = 0,39262			CV (%) = 16,39	

Fonte: o autor.

**APÊNDICE K – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA UMIDADE RESIDUAL EM CONDIÇÃO DE CAMPO E DE LABORATÓRIO PARA A CLASSE TEXTURAL AREIA FRANCA.**

<b>FV</b>	<b>GL</b>	<b>SQ</b>	<b>QM</b>	<b>F</b>
Tratamentos	1	0,02894	0,02894	104,8205 **
Resíduo	8	0,00221	0,00028	
Total	9	0,03115		
MG = 0,08740			CV (%) = 19,01	

Fonte: o autor.

**APÊNDICE L – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA UMIDADE RESIDUAL EM CONDIÇÃO DE CAMPO E DE LABORATÓRIO PARA A CLASSE TEXTURAL FRANCO-ARGILO-ARENOSA.**

<b>FV</b>	<b>GL</b>	<b>SQ</b>	<b>QM</b>	<b>F</b>
Tratamentos	1	0,00680	0,00680	3,2755 <sup>ns</sup>
Resíduo	8	0,01662	0,00208	
Total	9	0,02342		
MG = 0,10369			CV (%) = 43,96	

Fonte: o autor.

**APÊNDICE M – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA UMIDADE RESIDUAL EM CONDIÇÃO DE CAMPO E DE LABORATÓRIO PARA A CLASSE TEXTURAL ARGILO-ARENOSA.**

<b>FV</b>	<b>GL</b>	<b>SQ</b>	<b>QM</b>	<b>F</b>
Tratamentos	1	0,00572	0,00572	1,6585 <sup>ns</sup>
Resíduo	8	0,02759	0,00345	
Total	9	0,03331		
MG = 0,17568			CV (%) = 33,43	

Fonte: o autor.

**APÊNDICE N – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA UMIDADE RESIDUAL EM CONDIÇÃO DE CAMPO E DE LABORATÓRIO PARA A CLASSE TEXTURAL FRANCO-ARGILOSA.**

<b>FV</b>	<b>GL</b>	<b>SQ</b>	<b>QM</b>	<b>F</b>
Tratamentos	1	0,02696	0,02696	5,7649*
Resíduo	8	0,03741	0,00468	
Total	9	0,06436		
MG = 0,13308			CV (%) = 51,38	

Fonte: o autor.

**APÊNDICE O – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA UMIDADE RESIDUAL EM CONDIÇÃO DE CAMPO E DE LABORATÓRIO PARA A CLASSE TEXTURAL ARGILA.**

<b>FV</b>	<b>GL</b>	<b>SQ</b>	<b>QM</b>	<b>F</b>
Tratamentos	1	0,02013	0,02013	5,9981*
Resíduo	8	0,02685	0,00336	
Total	9	0,04698		
MG = 0,19793			CV (%) = 29,27	

Fonte: o autor.

**APÊNDICE P – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA ALFA EM CONDIÇÃO DE CAMPO E DE LABORATÓRIO PARA A CLASSE TEXTURAL AREIA FRANCA.**

<b>FV</b>	<b>GL</b>	<b>SQ</b>	<b>QM</b>	<b>F</b>
Tratamentos	1	115,02747	115,02747	503,4594**
Resíduo	8	1,82779	0,22847	
Total	9	116,85526		
MG = 3,62221			CV (%) = 13,20	

Fonte: o autor.

**APÊNDICE Q – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA ALFA EM CONDIÇÃO DE CAMPO E DE LABORATÓRIO PARA A CLASSE TEXTURAL FRANCO-ARGILO-ARENOSA.**

<b>FV</b>	<b>GL</b>	<b>SQ</b>	<b>QM</b>	<b>F</b>
Tratamentos	1	335,00689	335,00689	7,8186 *
Resíduo	8	342,77831	42,84729	
Total	9	677,78520		
MG = 9,82160			CV (%) = 66,65	

Fonte: o autor.

**APÊNDICE R – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA ALFA EM CONDIÇÃO DE CAMPO E DE LABORATÓRIO PARA A CLASSE TEXTURAL ARGILO-ARENOSA.**

<b>FV</b>	<b>GL</b>	<b>SQ</b>	<b>QM</b>	<b>F</b>
Tratamentos	1	28,73025	28,73025	13,9526**
Resíduo	8	16,47305	2,05913	
Total	9	45,20330		
MG = 2,88986			CV (%) = 49,66	

Fonte: o autor.

**APÊNDICE S – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA ALFA EM CONDIÇÃO DE CAMPO E DE LABORATÓRIO PARA A CLASSE TEXTURAL FRANCO-ARGILOSA.**

<b>FV</b>	<b>GL</b>	<b>SQ</b>	<b>QM</b>	<b>F</b>
Tratamentos	1	5,63911	5,63911	42,2330**
Resíduo	8	1,06819	0,13352	
Total	9	6,70730		
MG = 1,47428			CV (%) = 24,79	

Fonte: o autor.

**APÊNDICE T – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA ALFA EM CONDIÇÃO DE CAMPO E DE LABORATÓRIO PARA A CLASSE TEXTURAL ARGILA.**

<b>FV</b>	<b>GL</b>	<b>SQ</b>	<b>QM</b>	<b>F</b>
Tratamentos	1	0,96338	0,96338	2,9368 <sup>ns</sup>
Resíduo	8	2,62431	0,32804	
Total	9	3,58769		
MG = 1,25786			CV (%) = 45,53	

Fonte: o autor.

**APÊNDICE U – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA N EM CONDIÇÃO DE CAMPO E DE LABORATÓRIO PARA A CLASSE TEXTURAL AREIA FRANCA.**

<b>FV</b>	<b>GL</b>	<b>SQ</b>	<b>QM</b>	<b>F</b>
Tratamentos	1	1,62369	1,62369	26,1597 <sup>ns</sup>
Resíduo	8	0,49655	0,06207	
Total	9	2,12023		
MG = 2,20893		CV (%) = 11,28		

Fonte: o autor.

**APÊNDICE V – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA N EM CONDIÇÃO DE CAMPO E DE LABORATÓRIO PARA A CLASSE TEXTURAL FRANCO-ARGILO-ARENOSA.**

<b>FV</b>	<b>GL</b>	<b>SQ</b>	<b>QM</b>	<b>F</b>
Tratamentos	1	0,02166	0,02166	0,7874 <sup>ns</sup>
Resíduo	8	0,22006	0,02751	
Total	9	0,24172		
MG = 1,48252		CV (%) = 11,19		

Fonte: o autor.

**APÊNDICE W – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA N EM CONDIÇÃO DE CAMPO E DE LABORATÓRIO PARA A CLASSE TEXTURAL ARGILO-ARENOSA.**

<b>FV</b>	<b>GL</b>	<b>SQ</b>	<b>QM</b>	<b>F</b>
Tratamentos	1	0,08934	0,08934	1,5310 <sup>ns</sup>
Resíduo	8	0,46683	0,05835	
Total	9	0,55617		
MG = 1,68526		CV (%) = 14,33		

Fonte: o autor.

**APÊNDICE X – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA N EM CONDIÇÃO DE CAMPO E DE LABORATÓRIO PARA A CLASSE TEXTURAL FRANCO-ARGILOSA.**

<b>FV</b>	<b>GL</b>	<b>SQ</b>	<b>QM</b>	<b>F</b>
Tratamentos	1	0,02166	0,02166	0,7874 <sup>ns</sup>
Resíduo	8	0,22006	0,02751	
Total	9	0,24172		
MG = 1,48252		CV (%) = 11,19		

Fonte: o autor.

**APÊNDICE Y – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA N EM CONDIÇÃO DE CAMPO E DE LABORATÓRIO PARA A CLASSE TEXTURAL FRANCO-ARGILOSA.**

<b>FV</b>	<b>GL</b>	<b>SQ</b>	<b>QM</b>	<b>F</b>
Tratamentos	1	0,00033	0,00033	0,0040 <sup>ns</sup>
Resíduo	8	0,66957	0,08370	
Total	9	0,66990		
MG = 1,46710		CV (%) = 19,72		

Fonte: o autor.

**APÊNDICE Z – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA UMIDADE CORRESPONDENTE À CAPACIDADE DE CAMPO OBTIDA PELO MÉTODO DE CAMPO, MVP E MODELAGEM INVERSA PARA CLASSE TEXTURAL AREIA FRANCA.**

<b>FV</b>	<b>GL</b>	<b>SQ</b>	<b>QM</b>	<b>F</b>
Tratamentos	2	0,00647	0,00323	10,0386**
Resíduo	12	0,00387	0,00032	
Total	14	0,01033		
MG = 0,17835		CV (%) = 10,06		

Fonte: o autor.

**APÊNDICE AA – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA UMIDADE CORRESPONDENTE À CAPACIDADE DE CAMPO OBTIDA PELO MÉTODO DE CAMPO, MVP E MODELAGEM INVERSA PARA CLASSE TEXTURAL FRANCO-ARGILO-ARENOSA.**

<b>FV</b>	<b>GL</b>	<b>SQ</b>	<b>QM</b>	<b>F</b>
Tratamentos	2	0,00189	0,00094	1,7975**
Resíduo	12	0,00629	0,00052	
Total	14	0,00818		
MG = 0,19291		CV (%) = 11,87		

Fonte: o autor.

**APÊNDICE AB – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA UMIDADE CORRESPONDENTE À CAPACIDADE DE CAMPO OBTIDA PELO MÉTODO DE CAMPO, MVP E MODELAGEM INVERSA PARA CLASSE TEXTURAL ARGILO-ARENOSA.**

<b>FV</b>	<b>GL</b>	<b>SQ</b>	<b>QM</b>	<b>F</b>
Tratamentos	2	0,00264	0,00132	5,9501*
Resíduo	12	0,00266	0,00022	
Total	14	0,00530		
MG = 0,24705		CV (%) = 6,03		

Fonte: o autor.

**APÊNDICE AC – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA UMIDADE CORRESPONDENTE À CAPACIDADE DE CAMPO OBTIDA PELO MÉTODO DE CAMPO, MVP E MODELAGEM INVERSA PARA CLASSE TEXTURAL FRANCO-ARGILOSA.**

<b>FV</b>	<b>GL</b>	<b>SQ</b>	<b>QM</b>	<b>F</b>
Tratamentos	2	0,00313	0,00157	3,2230*
Resíduo	12	0,00583	0,00049	
Total	14	0,00897		
MG = 0,24503		CV (%) = 9,00		

Fonte: o autor.

**APÊNDICE AD – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA UMIDADE CORRESPONDENTE À CAPACIDADE DE CAMPO OBTIDA PELO MÉTODO DE CAMPO, MVP E MODELAGEM INVERSA PARA CLASSE TEXTURAL ARGILA.**

<b>FV</b>	<b>GL</b>	<b>SQ</b>	<b>QM</b>	<b>F</b>
Tratamentos	2	0,00086	0,00043	1,5769 <sup>ns</sup>
Resíduo	12	0,00328	0,00027	
Total	14	0,00414		
MG = 0,27637		CV (%) = 5,98		

Fonte: o autor.

**APÊNDICE AE – PARÂMETROS DE PARTIDA PARA SIMULAÇÃO NO HYDRUS 1D.**

Classe textural	Material	$\theta_r$	$\theta_s$	$\alpha$	$N$	$K_s$ (cm d <sup>-1</sup> )	$l$
Areia Franca Rep 1	1	0,045	0,43	1,0	2,68	0,090	0,5
	2	0,065	0,41	7,5	1,89	0,024	0,5
Areia Franca Rep 2	1	0,045	0,43	1,0	2,68	0,100	0,5
	2	0,065	0,41	7,5	1,89	0,044	0,5
Areia Franca Rep 3	1	0,045	0,43	1,0	2,68	0,100	0,5
	2	0,065	0,41	7,5	1,89	0,024	0,5
Areia Franca Rep 4	1	0,045	0,43	1,0	2,68	0,100	0,5
	2	0,065	0,41	7,5	1,89	0,024	0,5
Areia Franca Rep 5	1	0,045	0,43	1,0	2,68	0,090	0,5
	2	0,065	0,41	7,5	1,89	0,024	0,5
Areia Franca Média	1	0,045	0,43	1,0	2,68	0,100	0,5
	2	0,065	0,41	7,5	1,89	0,044	0,5
Argila Rep 1	1	0,100	0,38	2,87	2,00	0,100	0,5
	2	0,068	0,38	0,80	1,09	0,002	0,5
Argila Rep 2	1	0,100	0,38	2,87	2,00	0,100	0,5
	2	0,068	0,38	0,80	1,09	0,002	0,5
Argila Rep 3	1	0,100	0,38	2,87	2,00	0,100	0,5
	2	0,068	0,38	0,80	1,09	0,002	0,5
Argila Rep 4	1	0,100	0,38	2,87	2,00	0,100	0,5
	2	0,068	0,38	0,80	1,09	0,002	0,5
Argila Rep 5	1	0,100	0,38	2,87	2,00	0,010	0,5
	2	0,068	0,38	0,80	1,09	0,002	0,5
Argila Média	1	0,100	0,38	2,87	2,00	0,700	0,5
	2	0,068	0,38	0,80	1,09	0,002	0,5
Argilo-arenosa Rep 1	1	0,100	0,38	2,87	1,23	0,2000	0,5
	2	0,068	0,38	1,00	1,09	0,0800	0,5
Argilo-arenosa Rep 2	1	0,100	0,38	2,87	1,40	0,0009	0,5
	2	0,068	0,38	3,00	1,09	0,0200	0,5
Argilo-arenosa Rep 3	1	0,100	0,38	2,87	1,40	0,2000	0,5
	2	0,068	0,38	3,00	1,09	0,1500	0,5
Argilo-arenosa Rep 4	1	0,100	0,38	2,87	1,50	0,0050	0,5
	2	0,068	0,38	3,00	1,09	0,0090	0,5
Argilo-arenosa Rep 5	1	0,100	0,38	2,87	1,50	0,0050	0,5
	2	0,068	0,38	3,00	1,09	0,0001	0,5
Argilo-arenosa Média	1	0,100	0,38	2,87	1,40	0,0009	0,5
	2	0,068	0,38	3,00	1,09	0,0002	0,5
Franco-argilosa Rep 1	1	0,100	0,39	5,00	1,30	0,0100	0,5
	2	0,095	0,41	3,00	1,50	0,0100	0,5
Franco-argilosa Rep 2	1	0,100	0,39	5,90	1,10	0,1000	0,5
	2	0,095	0,41	2,87	1,10	0,0080	0,5
Franco-argilosa Rep 3	1	0,100	0,39	2,87	1,48	0,9000	0,5
	2	0,095	0,41	1,90	1,31	0,0100	0,5
Franco-argilosa Rep 4	1	0,100	0,39	2,87	1,48	1,2000	0,5
	2	0,095	0,41	1,90	1,31	0,0009	0,5
Franco-argilosa Rep 5	1	0,100	0,39	5,90	1,48	0,0009	0,5
	2	0,095	0,41	1,90	1,31	0,0070	0,5
Franco-argilosa Média	1	0,100	0,39	5,90	1,48	0,0090	0,5
Franco-argilo-arenosa Rep 1	1	0,1	0,39	5,9	1,48	0,10	0,5
Franco-argilo-arenosa Rep 2	1	0,1	0,39	5,9	1,48	0,01	0,5
Franco-argilo-arenosa Rep 3	1	0,1	0,39	5,9	1,48	0,03	0,5
Franco-argilo-arenosa Rep 4	1	0,1	0,39	4,0	1,48	0,01	0,5
Franco-argilo-arenosa Rep 5	1	0,1	0,39	5,9	1,48	0,10	0,5
Franco-argilo-arenosa Média	1	0,1	0,39	5,9	1,48	0,10	0,5

Fonte: o autor.