



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

MÁRCIO GODOFRÊDO ROCHA LOBATO

ESTIMATIVA DA CAPACIDADE DE CAMPO EM SOLOS POR CRITÉRIOS
ESTÁTICOS E DINÂMICOS

FORTALEZA
2018

MÁRCIO GODOFRÊDO ROCHA LOBATO

ESTIMATIVA DA CAPACIDADE DE CAMPO EM SOLOS POR CRITÉRIOS
ESTÁTICOS E DINÂMICOS

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Ciência do Solo. Área de Concentração: Manejo do Solo e da Água.

Orientador: Prof. Dr. Jaedson Cláudio Anunciato Mota.

FORTALEZA

2018

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)

L778e Lobato, Márcio Godofrêdo Rocha.
Estimativa da capacidade de campo em solos por critérios estáticos e dinâmicos / Márcio Godofrêdo Rocha Lobato. – 2018.
58 f. : il. color.

Tese (doutorado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências Agrárias, Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Fortaleza, 2018.

Orientação: Prof. Dr. Jaedson Cláudio Anunciato Mota.

1. Modelagem. 2. Condutividade hidráulica. 3. Perfil instantâneo. I. Título.

CDD 631.4

MÁRCIO GODOFÊDO ROCHA LOBATO

ESTIMATIVA DE CAPACIDADE DE CAMPO POR CRITÉRIOS ESTÁTICOS E
DINÂMICOS

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Ciência do Solo. Área de Concentração: Manejo do Solo e da Água.

Aprovada em: 22 /11 /2018.

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. Helon Hébano de Freitas Sousa
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Raul Shiso Toma
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof^ª. Dr^ª. Arilene Franklin Chaves
Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Ceará (IFCE)

Dedico aos meus pais, Adelci e Maridete

Aos meus irmãos: Matheus e Stella

A minha esposa, Nhaira

A minha filha Alice.

AGRADECIMENTOS

A Deus, pela vida.

À minha família, em especial meus pais, pelo apoio incondicional e pela compreensão.

A Tia Tonha minha segunda mãe, meus irmãos Matheus e Stella.

À minha esposa, Nhaira e a minha filha Alice.

À universidade Federal do Ceará, ao Departamento de Ciências do Solo e ao Programa de Pós-graduação em Ciência do Solo pela oportunidade de realização do doutorado.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001 - This study was financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Finance Code 001

Ao professor Jaedson Cláudio Anunciato Mota pela orientação, amizade e por ter compartilhado um pouco do seu conhecimento e ensinamentos que levarei daqui em diante.

Aos colegas da Física do Solo-UFC, Arilene Franklin, Thiago Leite, Cillas Pollicarto, Lucas Oliveira, Ademir Menezes, Alcione Guimarães, Carlos Eduardo, Ícaro Vasconcelos e Alexandre dos Santos.

Aos colegas do Departamento de Ciências do Solo, Luís Felipe, Juarez Júnior, Rafaela Batista, Carla Danielle, Vanessa, Cleyton Sayali, Daniel Pontes, Gleiciane.

Aos colegas de apartamento Eduardo Monteiro, Elimário Teixeira, Gildivan dos Santos, Marcelo Queiroz, Renan e o Diniz pelo companheirismo, pela convivência alegre, pelas piadas e causos.

Aos docentes do programa de pós-graduação em Ciência do Solo que sempre se esforçaram ao máximo para transmitir os ensinamentos no decurso das disciplinas.

Aos funcionários do Departamento de Ciências do Solo, em especial, ao Edilson, Marilene, Franzé, responsável pelo Laboratório de Física do Solo-UFC e à Dona Helena, sempre zelosa e dedicada no cumprimento das suas atividades.

E a todos que de alguma forma, contribuíram para a realização deste trabalho.

“O maior perigo para a maioria de nós não é ter um objetivo grande e fracassar, mas ter um muito pequeno e alcançá-lo”

(Michelangelo Buonarroti)

RESUMO

A quantificação da água disponível às plantas é essencial para auxiliar na tomada de decisão nas operações de manejo do solo, principalmente em solos irrigados. Um dos parâmetros para quantificar a água disponível é a capacidade de campo, podendo ser estimada em laboratório aplicando em amostra de solo um potencial mátrico pré-estabelecido, ou por parâmetros da curva de retenção de água, o que nem sempre corresponde às condições encontradas no campo, uma vez que deve ser considerada a dinâmica do processo de redistribuição de água no solo. Por esse motivo, recomenda-se que seja estimada “*in situ*” em experimento tipo perfil instantâneo. Vale ressaltar que esse método é trabalhoso e demanda muito tempo, podendo ser inviável em certas condições. Nesse sentido, o uso de modelos matemáticos surge como opção rápida e de reconhecida viabilidade técnica. Partindo da hipótese de que a capacidade de campo estimada por modelos que se valem de critérios dinâmicos se assemelha à observada *in situ*, já que para sua estimativa deve ser considerada a dinâmica do processo de redistribuição de água no solo. Diante do exposto, objetivou-se com este trabalho comparar a capacidade de campo determinada “*in situ*” com aquela obtida por critérios estáticos e dinâmicos em diferentes classes texturais de solo, a saber: areia franca, franco argiloarenosa, argiloarenosa, franco argilosa e argila. Nos experimentos realizados a capacidade de campo foi estimada “*in situ*” no experimento tipo perfil instantâneo. A análise de dados foi realizada utilizando delineamento inteiramente casualizado, com três tratamentos para a estimativa da capacidade de campo: experimento tipo perfil instantâneo, critérios estáticos e critérios dinâmicos em cada classe de textural de solo, com cinco repetições. A normalidade dos dados foi avaliada pelo teste de Anderson-Darling. Para a análise de variância foi aplicado o teste F e para a comparação de médias o teste de Tukey. Todos os testes foram aplicados a 5% de significância. Não foi observada diferença significativa entre a umidade na capacidade de campo estimada (critérios estáticos e dinâmicos) e o observado *in situ* para as classes texturais areia franca e argiloarenosa. Para as classes texturais franco-argiloarenosa, francoargilosa e argila os protocolos que utilizam critérios dinâmicos obtiveram o melhor desempenho quando comparados aos que utilizam critério estático, não diferindo estatisticamente do observado *in situ*. Com a avaliação feita entre os protocolos que utilizaram critérios dinâmicos pode-se observar que independentemente de o gradiente hidráulico ser unitário ou medido *in situ*, esses protocolos estimam melhor a capacidade de campo em qualquer classe textural de solo. Conclui-se que os métodos que utilizam dados drenagem da água no solo estimaram melhor a capacidade de campo. A capacidade de campo obtida pela estimativa com um potencial mátrico não correspondente à

obtida “*in situ*”, uma vez que esse potencial é estático e as propriedades hidráulicas do solo são essencialmente dinâmicas.

Palavras-chave: Modelagem. Condutividade hidráulica. Perfil instantâneo.

ABSTRACT

Quantifying the water available to plants is essential to assist in decision making regarding soil management operations, especially in irrigated soils. One of the parameters to quantify available water is field capacity, which can be estimated at the laboratory by applying a preestablished matric potential to a soil sample, or by parameters of the soil water retention curve, which does not always correspond to the conditions found in the field, since the dynamics of water redistribution in the soil should be considered. For this reason, field capacity should be estimated in situ in an instantaneous profile-type test. It is worth highlighting that this method is laborious and requires a long time, and may be unfeasible under certain conditions. Thus, the use of mathematical models emerges as a quick option with recognized technical viability, based on the hypothesis that the field capacity estimated by models which employ dynamic criteria is similar to that observed in situ because the dynamics of water redistribution in the soil needs to be considered for its estimation. Given the above, this study aimed to compare the field capacity determined in situ with that obtained by static and dynamic criteria in different soil textural classes, namely: loamy sand, sandy clay loam, sandy clay, clay loam and clay. In the experiments conducted, field capacity was estimated in situ in an instantaneous profile-type test. Data analysis was performed using a completely randomized design, with three treatments for field capacity estimation: instantaneous profile-type test, static criteria and dynamic criteria in each soil textural class, with five replicates. Data normality was evaluated by the Anderson-Darling test. Analysis of variance was carried out by F test and Tukey test was used to compare the means. All tests were applied at 5% significance level. There was no significant difference between the estimated moisture content at field capacity (static and dynamic criteria) and that observed in situ for the textural classes loamy sand and sandy clay. For the textural classes sandy clay loam, clay loam and clay, the protocols using dynamic criteria obtained the best performance compared to those using static criterion, not differing statistically from that observed in situ. The evaluation performed between the protocols that used dynamic criteria permitted to observe that, regardless of whether the hydraulic gradient is unitary or measured in situ, these protocols estimate field capacity better in any soil textural class. It was concluded that methods which use data of water drainage in the soil estimated field capacity better. Field capacity obtained by estimation with one matric potential does not correspond to that obtained in situ, because this potential is static and soil hydraulic properties are essentially dynamic.

Key words: Modeling. Hydraulic conductivity. Instantaneous profile.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 – Representação gráfica do método utilizado para determinar o Ψ_{cc} com base na curva retenção de água no solo..... 21
- Figura 2 – Distribuição das classes de solo estudadas no triângulo textural informação... 28

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 1 – Variação da umidade no tempo para as diferentes classes texturais obtidas in situ em experimento tipo perfil instantâneo. Areia franca (A), Franco-argiloarenosa (B), Argiloarenosa (C), Francoargilosa (D) e Argila (E).....	36
Gráfico 2 – Curvas características de água para as diferentes classes texturais de solo. Areia franca (A), Franco-argiloarenosa (B), Argiloarenosa (C), Francoargilosa (D) e Argila (E).....	39
Gráfico 3 – Relação da saturação efetiva na capacidade de campo in situ (Θ_{cc}) com a estimada pelo protocolo de Assouline e Or (2014) (S_{cc}) e obtida em laboratório (Θ_{lab})	40
Gráfico 4 – Análise resultante da relação entre S_{cc} (equação 10) e o parâmetro n	41
Gráfico 5 – Relação entre condutividade hidráulica relativa na capacidade de campo ($K_r(S_{cc})$) e saturação efetiva na capacidade de campo (S_{cc}).....	42
Gráfico 6 – Relação entre condutividade hidráulica relativa na capacidade de campo $K_r(S_{cc})$ e o parâmetro n da equação 10.....	43
Gráfico 7 – Comparação entre umidade na capacidade de campo obtidas por métodos utilizados os parâmetros da curva de retenção de água (Estático), dados de drenagem (Dinâmico) e considerando o gradiente de campo (Dinâmico mod)) em relação a obtida in situ.....	48

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Análise granulométrica, condutividade hidráulica no solo saturado em campo (K_0) e classe textural dos solos estudados.....	27
Tabela 2 – Potencial mátrico na capacidade de campo (ψ_{cc}), em módulo, usando valores observados e estimados pela equação 9.....	37
Tabela 3 – Tempo (em horas) para obtenção da capacidade de campo.....	44
Tabela 4 – Valores de umidade na capacidade de campo (θ_{cc}) em diferentes classes texturais.....	46
Tabela 5 – Índices estatísticos para comparação da umidade na capacidade de campo obtida in situ com métodos dinâmicos e estáticos.....	47
Tabela 6 – Equações de regressão das umidades obtidas por métodos utilizando parâmetros da curva de retenção de água e dados de drenagem em relação à obtida in situ.....	48
Tabela 7 – Teste de significância para a diferença entre o intercepto e a inclinação das equações de regressão apresentadas na Tabela 5.....	49

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	15
2	CAPACIDADE DE CAMPO	17
2.1	Conceito e importância ambiental	17
2.2	Estimativa da capacidade de campo por critérios estáticos	19
2.3	Estimativa da capacidade de campo por critérios dinâmicos	22
2.4	Modelagem e funções de pedotransferência na estimativa da capacidade de campo	25
3	MATERIAL E MÉTODOS	27
3.1	Procedimento experimental	28
3.1.1	<i>Determinação da capacidade de campo in situ em experimento tipo perfil instantâneo</i>	28
3.2	Estimativa da capacidade de campo por critério estático	30
3.3	Estimativa da capacidade de campo por critério dinâmico	31
3.4	Análise de dados	33
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO	34
4.1	Estimativa da capacidade de campo <i>in situ</i>	34
4.2	Estimativa da capacidade de campo por critério estático	37
4.3	Estimativa da capacidade de campo por critérios dinâmicos	41
4.4	Comparação da θ_{cc} por métodos estáticos e dinâmicos	45
5	CONCLUSÕES	50
	REFERÊNCIAS	51
	APÊNDICE A – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA UMIDADE NA CAPACIDADE DE CAMPO EM “IN SITU” E OBTIDA POR MÉTODO UTILIZANDO PARÂMETROS DA CURVA DE RETENÇÃO DE ÁGUA E DADOS DE DRENAGEM CLASSE TEXTURAL AREIA FRANCA	56
	APÊNDICE B – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA UMIDADE NA CAPACIDADE DE CAMPO EM “IN SITU” E OBTIDA POR MÉTODO UTILIZANDO PARÂMETROS DA CURVA DE RETENÇÃO DE ÁGUA E DADOS DE DRENAGEM CLASSE TEXTURAL FRANCO ARGILOARENOSA	57

APÊNDICE C – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA UMIDADE NA CAPACIDADE DE CAMPO EM IN “IN SITU” E OBTIDA POR MÉTODO UTILIZANDO PARÂMETROS DA CURVA DE RETENÇÃO DE ÁGUA E DADOS DE DRENAGEM CLASSE TEXTURAL ARGILOARENOSA	58
APÊNDICE D – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA UMIDADE NA CAPACIDADE DE CAMPO EM IN “IN SITU” E OBTIDA POR MÉTODO UTILIZANDO PARÂMETROS DA CURVA DE RETENÇÃO DE ÁGUA E DADOS DE DRENAGEM CLASSE TEXTURAL FRANCO ARGILOSA	59
APÊNDICE E – ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA UMIDADE NA CAPACIDADE DE CAMPO EM IN “IN SITU” E OBTIDA POR MÉTODO UTILIZANDO PARÂMETROS DA CURVA DE RETENÇÃO DE ÁGUA E DADOS DE DRENAGEM CLASSE TEXTURAL ARGILA.....	60

1 INTRODUÇÃO

O solo é um sistema heterogêneo constituído por três fases distintas: a gasosa que consiste na porção do solo ocupada por ar, a sólida que corresponde à matriz do solo, e a líquida que consiste na água do solo com substâncias dissolvidas. A interação dessas fases determina a capacidade de água que o solo pode armazenar.

A água disponível para as plantas é aquela contida entre a umidade na capacidade de campo e o ponto de murcha permanente, sendo, portanto, indispensável sua quantificação para o correto manejo da água aos cultivos agrícolas. No entanto, ainda há grande dificuldade em estabelecer critérios para estimar corretamente a quantidade de água disponível às plantas.

Como a capacidade de campo (CC) é a quantidade máxima de água que um solo pode conter contra o campo gravitacional terrestre, é um atributo de importância agrônômica, principalmente no manejo da água no solo. No manejo da irrigação, a lâmina de água é aplicada de modo a levar a umidade do solo até a umidade na capacidade de campo na zona radicular. Assim, erros na estimativa da capacidade de campo resultam em lixiviação de nutrientes para o lençol freático ou na aplicação de uma quantidade de água menor que a necessidade das culturas, reduzindo conseqüentemente o seu desenvolvimento.

Apesar da sua importância, sua estimativa ainda é cercada por incertezas, principalmente quanto à sua exatidão, uma vez que frequentemente é baseada em potenciais mátricos preestabelecidos, que nem sempre refletem a real situação de campo. Nesse sentido, recomenda-se a sua determinação “*in situ*”, sendo o experimento do perfil instantâneo considerado o padrão no procedimento. No entanto, este demanda muito trabalho e tempo, tornando-se por vezes inviável em certos casos.

Na busca de alternativas à estimativa da CC, vários pesquisadores têm proposto modelos para a estimativa por de critérios estáticos e dinâmicos. No entanto, esses modelos geralmente são desenvolvidos para condições específicas, sendo necessária validação para tipos, condições de uso e manejo do solo. Ademais, o sucesso do modelo depende, dentre outras coisas, dos parâmetros de entrada utilizados para simular os processos que ocorrem no solo, daí a importância de usar parâmetros dinâmicos do solo, principalmente para determinar a CC que é uma propriedade transiente.

Diante do exposto, propôs-se a hipótese de que a capacidade de campo estimada por critérios dinâmicos se assemelha à observada *in situ*, já que para sua estimativa deve ser considerada a dinâmica do processo de redistribuição de água no solo. Portanto, o objetivo geral

desta pesquisa foi obter e comparar a CC determinada “*in situ*” com aquela obtida por critérios estáticos e dinâmicos em classes texturais de solo. Como objetivos específicos buscou-se estimar a capacidade de campo utilizando parâmetros da curva de retenção de água no solo e utilizando dados relativos à redistribuição de água no solo (considerando o gradiente de potencial total unitário e medido “*in situ*”).

2 CAPACIDADE DE CAMPO

2.1 Conceito e importância ambiental

A capacidade de campo é a quantidade máxima de água que um solo pode conter contra a ação da força gravitacional terrestre. Seu conceito foi proposto primeiramente por Veihmeyer e Hendrickson (1931) como sendo “a quantidade de água retida pelo solo depois que o excesso tenha drenado e a taxa de movimento descendente tenha decrescido acentuadamente, o que geralmente ocorre de dois a três dias após uma chuva ou irrigação em solo permeáveis de estrutura e textura uniforme”. No entanto, esse conceito nunca foi totalmente aceito pelos pesquisadores devido a ambiguidade na sua interpretação.

Ao longo do tempo, alguns questionamentos foram elencados na literatura que trata do tema. Por exemplo, o que é considerado água em excesso? Quando o movimento descendente decresce acentuadamente? Pode se considerar dois a três dias de drenagem como tempo ideal, sem ter definida a quantidade de água aplicada ao solo e sem saber as condições em que o solo se encontrava antes da adição de água? O que são solos permeáveis? O que são solos homogêneos quanto à textura e estrutura? (REICHARDT, 1988) Qual a relação entre o tempo para atingir a CC e as propriedades do solo? Qual o valor para a magnitude desse fluxo de drenagem muito lento? (NACHABE *et al.*, 1998). Estas são algumas das indagações sobre esse conceito.

Apesar de todas essas indagações, esse conceito é muito utilizado no estudo do potencial de entrada de água e solutos no lençol freático, trafegabilidade do solo e na manutenção de uma faixa adequada de água e ar na zona radicular das plantas (REYNOLDS, 2018). Os solos de textura arenosa são os que mais se adaptam a este conceito, pois a condutividade hidráulica decresce rapidamente e o fluxo de água torna-se muito pequeno rapidamente (REICHARDT; TIMM, 2012), o que não ocorre em solos argilosos, em que ainda é observado um fluxo desprezível mesmo depois de vários dias. Além da textura, a CC depende de outros fatores como: estrutura do solo, tipo de argila, profundidade de molhamento, presença de camadas de impedimento no perfil do solo e nível do lençol freático (KIRKHAM, 2005).

Apesar da sua importância para estabelecimento inicial das condições hidrológicas, aplicações agronômicas e na determinação da disponibilidade de água às plantas, esse conceito permanece impreciso (ASSOULINE; OR, 2014). Essa imprecisão é salientada quando o interesse é compreender os processos dinâmicos que ocorrem no solo (ex. lixiviação de nutrientes e pesticidas, salinização dos solos), pois não leva em consideração o comportamento

dinâmico da distribuição da água no solo, condições de umidade inicial, profundidade de molhamento, quantidade de água aplicada, proximidade do lençol freático e heterogeneidade do perfil do solo. No entanto, sua importância para o manejo das culturas é indiscutível, sendo necessário que o usuário do conceito compreenda seu caráter dinâmico, dependente de propriedades hidráulicas do solo, não devendo tomá-lo como característica universal dos solos (REICHARDT, 1988).

Nesse sentido, o processo de redistribuição de água no solo é muito importante, uma vez que a solução aquosa que drena no solo, dependendo de sua composição, pode provocar vários problemas ambientais, contribuindo para a poluição de rios e degradação de terras agrícolas pela formação de depósitos salinos (PREVEDELLO; ARMINDO, 2015). Considerando a capacidade de campo como sendo o limite superior de disponibilidade de água no solo, ao se aplicar uma quantidade de água que leve a umidade para além desse valor decerto haverá a lixiviação de íons no solo.

Levando em consideração que os métodos de estimativa da CC nem sempre correspondem às reais condições encontradas no campo, pode-se afirmar que, nestes casos, a quantificação da armazenagem de água no solo é feita de maneira errônea. Essa correta quantificação torna-se muito importante em regiões semiáridas, onde a irrigação é responsável por fornecer praticamente toda a água necessária para o desenvolvimento das culturas e produção de alimentos. Portanto, mudanças no método de estimativa da capacidade de campo tem impacto na umidade estimada, podendo subestimar ou superestimar o armazenamento de água no solo (SILVA *et al.*, 2014; LIANG *et al.*, 2016). Como dito anteriormente, há a possibilidade de que os erros levem à lixiviação de nutrientes e defensivos agrícolas, contaminação do lençol freático, degradação do solo (BRITO *et al.*, 2011) ou estresse hídrico nas plantas.

A lixiviação de nutrientes aumenta a concentração de sais nas águas subterrâneas, o que favorece a formação de solos afetados por sais, principalmente em áreas onde há oscilação do lençol freático. Como efeito no solo, o aumento da concentração de sódio resulta na dispersão das argilas e, conseqüentemente, na redução do fluxo de água e gases no solo. A redução da condutividade hidráulica durante o processo de drenagem favorece para que esses solos sejam ainda mais degradados (HE *et al.*, 2015). Além disso, o atual cenário de escassez de recursos hídricos em muitas áreas do globo terrestre reforça a necessidade da adoção de estratégias que melhorem a eficiência de uso da água.

No que tange as trocas gasosas, a umidade do solo influencia diretamente a dinâmica dos gases no solo (tanto a produção, quanto a emissão de gases, inclusive gases do efeito estufa como o dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4) e óxido nítrico (N_2O)), alterando a disponibilidade de O_2 e, conseqüentemente, o equilíbrio entre as reações aeróbicas e anaeróbicas (RUBOL *et al.*, 2013). Desse modo, o solo pode funcionar tanto como fonte ou sumidouro de gases, a depender da interação entre a biota do solo e a dinâmica hidrológica. Em solos compactados ou com problemas de drenagem, a umidade acima da CC, reduz o espaço poroso e dependendo do tempo de permanência da lâmina de água, passa a predominar um ambiente anaeróbico. No caso do N_2O , após o desaparecimento do O_2 , tem início o processo de desnitrificação, em que o nitrato é reduzido pelos microrganismos anaeróbicos. Nesse processo, praticamente todo o nitrato presente é reduzido a N_2O e N_2 , sendo esses perdidos para a atmosfera por volatilização (SOUSA *et al.*, 2009). No caso o CO_2 , quando este sofre redução ou quando da decomposição anaeróbica da matéria orgânica produzem o gás metano (CH_4). Juntos esses gases são responsáveis por 80% do aquecimento global antropogênico (BRADY; WEIL, 2013).

2.2 Estimativa da capacidade de campo por critérios estáticos

A CC pode ser estimada por critérios estáticos ou dinâmicos. Para uma abordagem estática sobre CC deve-se assumir que existe uma condição de equilíbrio entre o potencial mátrico e o conteúdo de água no solo, e incluem nesse critério: estabelecer um potencial mátrico específico correspondente a CC (ψ_{cc}) ou estimativa do potencial mátrico e o correspondente ao conteúdo volumétrico de água na CC, usando a curva característica de água no solo (por exemplo, ponto de inflexão) (ALENCAR, 2017; REYNOLDS, 2018).

No entanto, a CC é um resultante de um processo dinâmico variável no tempo e espaço, um comportamento do solo e não uma característica intrínseca da matriz e, portanto, deve ser estimada em campo (REICHARDT, 1998). Nesse sentido, destaca-se o procedimento do perfil instantâneo que, embora preciso, demanda muito trabalho e tempo (ANDRADE; STONE, 2011), requer grande quantidade de água para saturar o perfil do solo e uma área mínima da parcela considerável para a definição do fluxo de drenagem de forma realista (OTTONI FILHO *et al.*, 2014b).

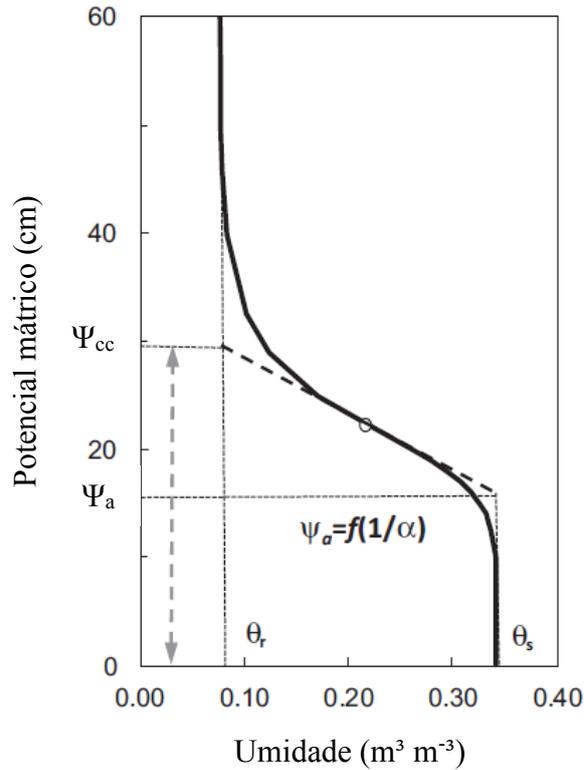
Diante das dificuldades mencionadas, o uso de critérios estáticos facilita a mensuração e aumenta praticidade para a estimativa da CC. Como por exemplo, ao adotar um potencial mátrico que represente a CC é possível caracterizar rapidamente a sua umidade

correspondente por meio da curva característica de retenção de água (ANDRADE; STONE, 2011). No entanto, o pesquisador deve ter ciência que a adoção desse critério é, geralmente arbitrária, e resultante de uma relação empírica entre retenção de água e a umidade na CC (NACHABE *et al.*, 1998). Portanto, tem uso limitado as condições particulares do solo onde foram obtidas, tornando-a imprecisa, e por vezes inviáveis em situações gerais (BALAND *et al.*, 2008). Essa imprecisão deve-se, em grande parte, ao fato do ψ_{cc} ser dependente de fatores ambientais e intrínsecos à matriz do solo, o que impossibilita a atribuição de um único potencial mátrico de referência para estimar a CC para todos os solos (JABRO *et al.*, 2009; TWARAKAVI *et al.*, 2009; REYNOLDS, 2018).

Romano e Santini (2002) sugeriram o uso de um potencial matricial de -10 kPa para solos arenosos, -33 kPa para solos de textura média ou siltosos e -50 kPa para solos argilosos, pois, segundo os mesmos autores, estes refletem as diferentes características de retenção de água. Mesmo assim, há outro agravante, a grande variabilidade das características físicas e morfológicas dos solos, que fazem com que os valores de ψ_{cc} variem mesmo para solos de mesma textura. Na literatura são relatados inúmeros trabalhos que mostram essa variação. Por exemplo, Nachabe (1998) observou uma forte correlação entre o potencial mátrico de -33 kPa e a umidade na CC, tanto para solos arenosos quanto para solos argilosos. Brito *et al.* (2011), em solos de textura média, recomendaram que esse potencial seria -10 kPa; Andrade e Stone (2011) observaram potenciais mátricos em torno de -6 kPa para solos com a referida textura. Van Lier e Wendroth (2016) reexaminando o conceito de capacidade de campo para Latossolos brasileiros chegam a afirmar que não se pode substituir a capacidade de campo *in situ* por um valor arbitrário de potencial mátrico, uma vez que além de aspectos estruturais e texturais, depende da organização vertical dos horizontes.

Vários autores procuraram estabelecer procedimentos que associassem a CC às características da curva de retenção de água no solo. Assouline e Or (2014) propuseram uma definição fisicamente baseada no processo de drenagem, no qual a capacidade de campo é relacionada com a condição hidráulica do solo. Estes autores consideraram que desde a saturação até a capacidade de campo ocorre uma diminuição significativa da drenagem interna e que no momento em que a continuidade hidráulica fosse interrompida o solo se encontraria na capacidade de campo, conforme representação na Figura 1.

Figura 1 - Representação gráfica do método utilizado para determinar o Ψ_{cc} com base na curva retenção de água no solo.



Obs.: Ψ_{cc} - potencial mátrico na capacidade de campo; Ψ_a - potencial mátrico de entrada de ar; α e n - parâmetros do modelo de van Genuchten; θ_s e θ_r - umidade na saturação e residual, respectivamente.
Fonte: Adaptado de Assouline e Or (2014).

Dessa forma, seria possível estimar o Ψ_{cc} utilizando a equação 1.

$$\psi_{cc} = \frac{1}{\alpha} \left(\frac{n-1}{n} \right)^{(1-2n)/n}, \quad (1)$$

em que α e n são parâmetros do modelo de van Genuchten (1980).

Liang *et al.* (2016) propuseram um método para estimar a CC usando uma abordagem baseada no modelo de van Genuchten (1980). Para esses autores a intersecção das linhas tangentes ao ponto de inflexão e ao ponto de murcha permanente indica a capacidade de campo. A intersecção das duas tangentes é definida como

$$\Psi_{cc} = \frac{\theta_r + S_i \Psi_i - S_r \Psi_r - \theta_i}{S_i - S_r}, \quad (2)$$

em que θ , ψ e S são a umidade, potencial mátrico e inclinação, respetivamente. Os subscritos i

e r indicam ponto de inflexão e ponto de murcha permanente, respectivamente. Em ambos os casos, uma vez estimado o ψ_{cc} , a umidade na CC seria igual a umidade correspondente a este potencial $\theta_{cc} = \theta(\psi_{cc})$ (REYNOLDS, 2018).

O ponto de inflexão é um ponto sobre uma curva no qual há uma mudança do sentido da concavidade do gráfico. Na curva de retenção de água no solo indica a mudança de poros estruturais para poros texturais e é outro procedimento utilizado para estimar a capacidade de campo (MELLO *et al.*, 2002; ANDRADE; STONE, 2011; SILVA *et al.*, 2014). Os poros estruturais são aqueles formados interagregados com diâmetro médio equivalente $> 9 \mu\text{m}$, os poros texturais são aqueles formados intra-agregados e, são definidos pelo tamanho e distribuição espacial das partículas do solo (ASCHONISTIS *et al.*, 2013) Mello *et al.* (2002) avaliaram a estimativa da capacidade de campo baseada no ponto de inflexão da curva característica de água no solo, e observaram que este é um bom estimador quando calculado por polinômios cúbicos. No entanto, Silva *et al.* (2014) observaram que o modelo escolhido para estimar o ponto de inflexão interfere diretamente nos valores de capacidade de campo. Segundo os mesmos autores, quando se utiliza o modelo de van Genuchten (1980) os valores de umidade na capacidade de campo são maiores quando comparados ao modelo polinomial cúbico.

Como o ponto de inflexão está diretamente ligado a estrutura do solo, este tem estreita relação com o parâmetro n . Portanto, alterações nesse parâmetro ocasionam mudança no ponto de inflexão e, conseqüentemente, na umidade correspondente à capacidade de campo (ALENCAR, 2017). Partindo do raciocínio de que o ponto de inflexão da curva de retenção de água indica a mudança de poros estruturais para poros texturais, Aschonitis *et al.* (2013) propuseram um método para estimar a capacidade de campo baseado no diâmetro de poro limiar que separa as porosidades textural e estrutural, considerando que a primeira define a capacidade de campo.

2.3 Estimativa da capacidade de campo por critérios dinâmicos

A dificuldade de se estabelecer com exatidão a umidade na capacidade de campo de um solo reside no fato de que tal condição é decorrente de um processo dinâmico que ocorre em regime transiente, no qual a umidade e a energia da água no solo variam no tempo e no espaço (PREVEDELLO, 2015). Dito isto, para estimativa da capacidade de campo deve-se levar em consideração o dinamismo do processo de redistribuição de água no solo,

recomendando-se para este fim métodos baseados em critérios dinâmicos (REICHARDT; TIMM, 2012). Segundo Zacharias e Bohne (2008) as abordagens com parâmetros estáticos estão fadadas ao fracasso, pois esses métodos negligenciam a natureza transiente do processo de redistribuição.

De acordo com Reynolds (2018) abordagens dinâmicas para estimar a capacidade de campo devem assumir uma taxa específica de variação do conteúdo de água no solo ($d\theta/dt$), uma densidade de fluxo ou condutividade hidráulica específica (q_{cc} e k_{cc} , respectivamente) ou tempo de drenagem específico (t_{cc}). Uma vez definida a magnitude desses parâmetros, pode-se associá-los com a umidade na capacidade de campo.

Quando da estimativa da CC por meio da densidade de fluxo, ainda não se chegou a um consenso sobre a magnitude desse fluxo. Na literatura são observados valores que variam de 1,0 até 0,001 mm d⁻¹ (NACHABE, 1998; TWARAKAVI *et al.*, 2009; BRITO *et al.*, 2011). Esses valores são geralmente arbitrários, deste modo, a falta de critério acaba gerando inconsistências (ASSOULINE; OR, 2014). Como por exemplo, Nachabe (1998) propôs que a capacidade de campo seria atingida quando o fluxo de drenagem atingisse 0,05 mm dia⁻¹. Neste caso, o autor considerou que a capacidade de campo seria alcançada quando a densidade de fluxo fosse duas ordens de grandeza menor que a evapotranspiração potencial diária.

Cong *et al.* (2014) fazendo uma abordagem numérica observaram que o fluxo de drenagem depende da textura do solo, e que pode variar de 0,05 a 0,1 mm d⁻¹. Já Brito *et al.* (2011) observaram em um Latossolo Vermelho-Amarelo que mesmo em processo longo de drenagem (455 horas) é difícil atingir a densidade de fluxo muito baixas, e recomendaram uma densidade de fluxo igual 1,0 mm d⁻¹. Essa afirmação foi confirmada por van Lier e Wendroth (2016) que simulando o processo de drenagem usando o SWAP, observaram que o fluxo de 1,0 mm d⁻¹ foi atingido depois de alguns dias ou semanas; o fluxo de 0,1 mm d⁻¹ leva meses para ocorrer e o fluxo de 0,01 mm d⁻¹ é atingido apenas após tempos na ordem de anos.

A definição da CC baseada no tempo de redistribuição é bastante utilizada, mas sua validação precisa ser investigada adequadamente (TAWARAKAVI *et al.*, 2009), uma vez que esta varia em função da textura, profundidade e da umidade inicial do solo. Segundo Reichardt (1988), a escolha do tempo ideal para a medida da capacidade de campo depende do tipo de estudo que é realizado no solo. Se o interesse for irrigação ela poderá ser determinada de dois a três dias após o processo de molhamento do solo. Se o interesse for lixiviação de nutrientes, pesticidas e abastecimento de aquíferos ou outros processos dinâmicos do solo, deve-se

determiná-la em tempo mais longo, baseado em um fluxo de drenagem que para o propósito seja desprezível.

Twarakavi *et al.* (2009) considerando um fluxo de $0,1 \text{ mm d}^{-1}$, observaram que para solos arenosos a capacidade de campo é atingida em torno de três dias, enquanto que em solos de textura média a argilosa de sete a oito dias, quando o perfil do solo é previamente submetido à saturação. Na literatura pode-se observar que o tempo necessário para obtenção da capacidade de campo após o processo de infiltração varia entre 50 horas (BRITO *et al.*, 2011) e 450 horas (JABRO *et al.*, 2009) para solos franco-arenosos e fraco-argilosos, respectivamente. Dito isto, pode-se observar que os solos arenosos se encaixam no conceito clássico de capacidade de campo proposto por Veihmeyer e Hendrickson (1931).

Vários autores tentaram estabelecer relações entre as propriedades hidráulicas do solo e tempo para obtenção da capacidade de campo. Reynolds (2018) faz uma análise das propostas de NACHABE (1998) e CONG *et al.* (2014). A proposta de NACHABE (1998) relacionou a condutividade hidráulica do modelo de Brooks e Corey (1964), conforme equação 3,

$$K = K_s \Theta^\beta, \quad (3)$$

com a redistribuição da água no solo e obteve a equação 4,

$$t_{cc} = \left(\frac{K_s}{q_{cc}} - \Theta_i^{-\beta} \right) \frac{I}{\beta K_s}, \quad (4)$$

em que Θ_i é a saturação efetiva inicial, K_s é a condutividade hidráulica saturada, I é o volume de água infiltrado e β é o parâmetro de conectividade e distribuição de tamanho de poro do modelo de Brooks e Corey (1964).

CONG *et al.* (2014) relacionaram a condutividade hidráulica (equação 3) com o armazenamento de água no solo na capacidade de campo e obtiveram a equação 5,

$$t_{cc} = \frac{D(\theta_s - \theta_r)}{K_s(c-1)} \left[\left(\frac{\theta_{cc} - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1-c} - 1 \right], \quad (5)$$

em que D é a espessura da coluna de solo e c um parâmetro de desconexão de poros; e β e c são normalmente relacionados por $c = 2\beta + 3$.

Reynolds (2018) afirma que as relações apresentadas anteriormente têm limitações que podem dificultar sua aplicação, a saber: Na relação proposta por Nachabe (1998), a profundidade do solo não é explícita e na proposta de Cong *et al.* (2014) a umidade na capacidade de campo deve ser resolvida iterativamente usando a taxa de drenagem específica.

Assouline e Or (2014) propuseram estimar o tempo para obtenção da capacidade de campo baseando-se na redução significativa da drenagem interna e da condutividade hidráulica do solo, que será abordado com mais detalhe no decorrer deste trabalho.

2.4 Modelagem e funções de pedotransferência na estimativa da capacidade de campo

O termo função de pedotransferência (FPT) é empregado para designar as equações que estimam características edáficas de difícil obtenção por outras mais facilmente obtidas (OLIVEIRA *et al.*, 2002). O maior desafio para o desenvolvimento das FPTs para estimativa das propriedades hidráulicas é a escassez de informações físico hídricas dos solos de diferentes regiões (MICHELON *et al.*, 2010; SILVA *et al.*, 2015).

No que tange à capacidade de campo, as dificuldades práticas do procedimento *in situ*, têm motivado diversas tentativas de se correlacionar o teor de água na capacidade de campo com atributos do solo (CASAROLI; VAN LIER, 2008). As FPTs são baseadas em uma ampla gama de atributos e propriedades do solo, como pode ser observado nos trabalhos de Nascimento *et al.* (2010), que usaram a granulometria para estimar a capacidade de campo em Latossolo e Argissolo Amarelo, de Andrade e Stone (2011) que, testando equações com uma, duas, três e quatro variáveis independentes, encontraram altas correlações com o ponto de inflexão, porosidade, densidade do solo e índice S.

Cabe ressaltar que a associação dessas variáveis com a capacidade de campo tem sido geralmente explorada por meio de análises de regressão. Deste modo, na maioria dos casos, as derivações da FPT existentes são empíricas. As funções resultantes são, portanto, limitadas ao intervalo dos dados com os quais as FPTs foram geradas. Fora dessas restrições, as projeções de FPT podem não apenas se tornar imprecisas, mas também inviáveis (BALAND *et al.*, 2008).

Quanto à modelagem matemática, esta se tornou uma ferramenta importante no estudo de processos hidrológicos. Os modelos preenchem lacunas sobre o conhecimento e interpretação de fenômenos relacionados ao sistema solo-planta-atmosfera (BIASSUSI, 2001), sendo utilizados para estimativa de atributos físicos do solo, em particular os físico-hídricos que são de difícil determinação. O modelo simplifica uma realidade, dando a possibilidade de descrever um comportamento, prever e quantificar sobre características do objeto estudado.

Como os modelos são uma representação simplificada da realidade, deve-se assumir que estes estão sujeitos a erros e incertezas, principalmente, quando usados em sistemas naturais complexos, como o processo de redistribuição de água no solo (LIMA, 2010). Mesmo com essas limitações, o uso dessa ferramenta tem sido importante por facilitar a estimativa da

capacidade de campo, uma vez que, sua estimativa em campo demanda muito trabalho e tempo (PREVEDELLO; LOYOLA, 2005; ANDRADE; STONE, 2011; SILVA *et al.*, 2015).

Quando se utiliza a modelagem para estimar a capacidade de campo, o maior desafio é que os valores de referência para sua estimativa dependem das características de retenção de água e da textura do solo. Para métodos dinâmicos, o principal desafio é resolver a equação Richards usando modelos numéricos (CONG *et al.*, 2014).

Para o estudo de movimento de água no solo são utilizados modelos numéricos, que são mais próximos da realidade em sistemas heterogêneos, como o solo. Existem muitos modelos matemáticos que são usados para estudar o movimento de água no solo, como o HYDRUS e SWAP. Segundo Silva *et al.* (2015), o HYDRUS pode ser utilizado para analisar o movimento de água e solutos em meio não saturados ou saturados, podendo, inclusive, a região de fluxo ser heterogênea quanto aos atributos físico-hídricos. Ainda sobre modelos numéricos, Biassusi (2001) desenvolveu um algoritmo computacional que permite a estimativa da distribuição da umidade no perfil do solo ao longo do tempo, com previsão da capacidade de campo em qualquer profundidade ou camada do perfil do solo.

3 MATERIAL E MÉTODOS

O experimento foi realizado no campus do Pici Professor Prisco Bezerra, na Universidade Federal do Ceará (UFC), em Fortaleza, 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, Ceará. Os locais foram selecionados em função das classes texturais (Tabela 1).

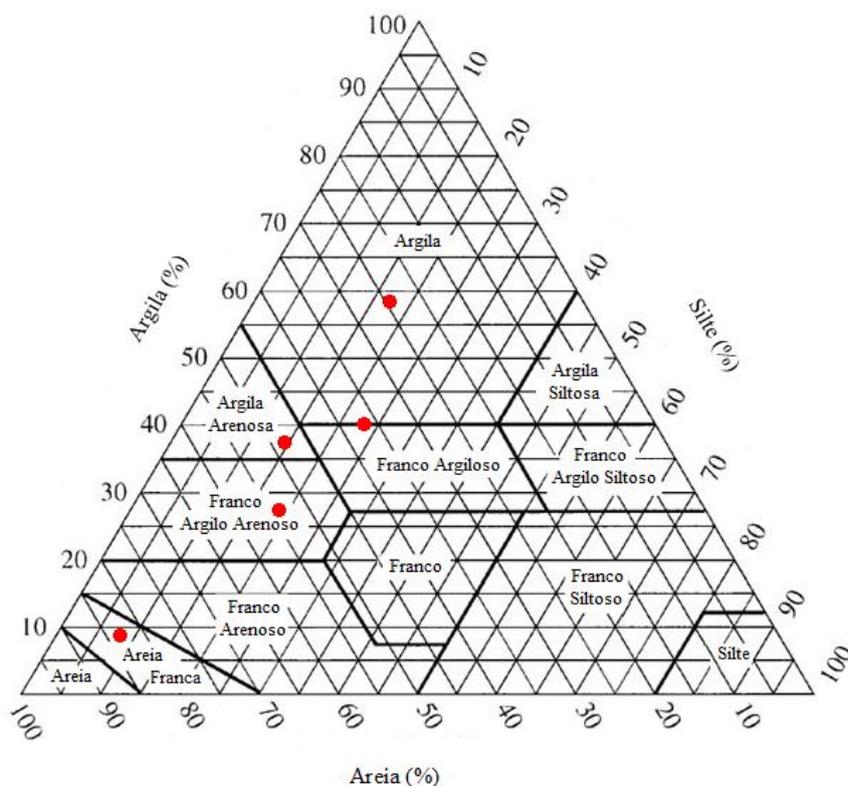
Tabela 1 - Análise granulométrica, condutividade hidráulica no solo saturado em campo (K_0) e classe textural dos solos estudados.

Solos	Locais	Prof. m	Granulometria			K_0 cm d ⁻¹	Classe textural
			Areia	Silte	Argila		
Argissolo	Fortaleza/CE	0,25	843	75	82	9,0	Areia franca
Cambissolo	Limoeiro do Norte/CE	0,10	558	173	269	3,0	Franco-argiloarenosa
Cambissolo	Limoeiro do Norte/CE	0,15	492	139	369	3,0	Argiloarenosa
Cambissolo	Limoeiro do Norte/CE	0,25	377	225	398	6,8	Francoargilosa
Cambissolo	Limoeiro do Norte/CE	0,25	254	167	579	4,4	Argila

Fonte: o autor

As classes texturais foram determinadas com os dados da análise granulométrica. A fração argila foi quantificada utilizando o método da pipeta, a fração areia foi determinada por tamisação e a fração silte por diferença, conforme metodologia descrita pela EMBRAPA (2013). Posteriormente os quantitativos das frações areia, silte e argila foram distribuídos no triângulo textural para determinar a classe textural de cada solo, como pode ser observado na Figura 3.

Figura 2 - Distribuição das classes de solo estudadas no triângulo textural.



Fonte: Adaptado de Santos *et al.* 2015

3.1 Procedimento experimental

3.1.1 Determinação da capacidade de campo *in situ* em experimento tipo perfil instantâneo

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

Foram realizados três experimentos de perfis instantâneos nas áreas definidas em função da textura do solo. 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-argiloarenosa e francoargilosa (experimento 2) e argiloarenosa e argila (experimento 3). De modo semelhante ao experimento 1, cinco tensiômetros foram instalados nas profundidades de 0,10 e 0,25 m e

0,15 e 0,25 m, respectivamente, nos experimentos 2 e 3.

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 lona plástica foi colocada sobre a parcela, isto é, quando 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, 210, 237, 261, 285 e 333 horas, com 18 leituras ao longo do experimento. Para as classes texturais franco argiloarenosa 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 19 leituras ao longo do ensaio experimental. Finalmente, para as classes texturais argiloarenosa 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 17 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 $0,001 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3} \text{ d}^{-1}$.

As leituras dos tensiômetros foram convertidas em potencial mátrico, por meio da equação 5,

$$\psi_m = -12,6h_{Hg} + h_c + z, \quad (5)$$

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).

Foram utilizadas amostras com estrutura preservada para a construção da curva de retenção de água em cada profundidade de solo, as quais foram submetidas a potenciais mátricos de -2, -4, -6, -8, -10, -33, -100, -700 e -1500 kPa. Os dados experimentais foram ajustados pelo modelo proposto por van Genuchten (1980), equação 6,

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha |\psi_m|)^n]^m}, \quad (6)$$

em que θ corresponde ao conteúdo de água ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$), θ_r e θ_s , respectivamente, aos teores de água residual e de saturação ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$), ψ_m ao potencial mátrico da água no solo (kPa), α ao escalonador do ψ_m , e m e n ao formato da curva. Para o ajuste foi utilizado o programa Soil Water Retention Curve (SWRC), sendo as variáveis θ_s e θ_r fixadas com valores, respectivamente, de conteúdo de água no solo correspondente à saturação [*Porosidade total* = $1 - (\text{densidade do solo} / \text{densidade de partículas})$] e tensão de 1500 kPa. A obtenção dos parâmetros α , m e n seguiu o método iterativo de Newton-Raphson, com dependência do parâmetro m com o n (DOURADO NETO *et al.*, 2001).

A condutividade hidráulica foi determinada por meio de medidas simultâneas do conteúdo de água e potencial total ao longo do perfil, durante o tempo de redistribuição da água conforme a equação 7, descrita por Libardi (2012).

$$K(\theta)|_z = \frac{-\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dZ}{\left. \frac{\partial \phi_t}{\partial z} \right|_z}, \quad (7)$$

em que o numerador é a densidade de fluxo e o denominador o gradiente de potencial total na profundidade de solo Z .

Considerando que os valores de condutividade têm relação exponencial com o conteúdo de água, a função $K(\theta)$ é expressa pela equação 8,

$$K(\theta) = K_0 e^{\gamma(\theta - \theta_s)}, \quad (8)$$

sendo γ o coeficiente angular da reta $\ln K$ em função de θ ; K_0 e θ_s os valores de K e θ no tempo zero de redistribuição.

3.2 Estimativa da capacidade de campo por critério estático

Com a curva característica de água para cada classe textural de solo, e com base em Assouline e Or (2014), considerando que desde a condição de solo saturado até a capacidade de campo ocorre diminuição significativa da drenagem interna, e que desde a saturação até a capacidade de campo ou muito próxima a ela a condução de água no solo se dá por um contínuo capilar, é possível definir um valor específico de potencial mátrico que marca a ruptura dessa continuidade hidráulica, o que provoca diminuição significativa da drenagem interna e, conseqüentemente, define a capacidade de campo.

O ponto em que ocorre a redução acentuada da continuidade hidráulica foi

determinado usando os parâmetros do modelo de van Genuchten (1980), para encontrar o potencial mátrico na capacidade de campo (ψ_{cc}), equação 9,

$$\psi_{cc} = \frac{1}{\alpha} \left(\frac{n-1}{n} \right)^{(1-2n)/n}, \quad (9)$$

em que α e n são parâmetros da curva característica de água no solo. O conteúdo de água no solo na capacidade de campo relativo a ψ_{cc} foi obtido por meio da curva característica de água no solo.

Ainda com os parâmetros da equação de van Genuchten foi possível expressar a saturação efetiva na capacidade de campo (S_{cc}) pela equação 10,

$$S_{cc} = \left[1 + \left\{ \left(\frac{n-1}{n} \right)^{(1-2n)} \right\} \right]^{\left(\frac{1-n}{n} \right)}. \quad (10)$$

Finalmente, a condutividade hidráulica determinada no instante em que se atingiu S_{cc} , com base no modelo de Mualem (1986), foi dada por

$$K(S_{cc}) = K_s S_{cc}^{0.5} \left[1 - \left(1 - S_{cc}^{(1/m)} \right)^m \right]^2, \quad (11)$$

em que $m = 1 - 1/n$.

3.3 Estimativa da capacidade de campo por critério dinâmico

Este procedimento, também com base em Assouline e Or (2014), levou em consideração os dados obtidos nos experimentos de perfil instantâneo. Assumiu-se inicialmente que o gradiente hidráulico durante a drenagem e até próximo à capacidade de campo tinha valor unitário, isto é, que o campo gravitacional era a principal força que afetava o fluxo de água durante a drenagem (LIBARDI *et al.*, 1980). Com essa condição, a densidade de fluxo na capacidade de campo em uma dada profundidade de solo z , q_{cc} , é igual à condutividade hidráulica desse solo, K_{cc} , na profundidade z [$q_{cc} = K(S_{cc})$].

A estimativa da quantidade de água drenada no perfil do solo na profundidade z desde a saturação até a capacidade de campo (Q_{cc} , expressa em altura de água) foi dada por

$$Q_{cc} = z(\theta_s - \theta_{cc}) = z(\theta_s - \theta_{cc}) (1 - S_{cc}). \quad (12)$$

Com o conhecimento de Q_{cc} e q_{cc} , e da razão entre eles, foi possível obter a constante τ_{cc} , definida por Assouline e Or (2014) como sendo um parâmetro que integra informação do perfil do solo e do observado na profundidade z quando se atinge a capacidade

de campo,

$$\tau_{cc} = \frac{Q_{cc}}{q_{cc}} \quad (13)$$

Para Assouline e Or (2014), com o conhecimento desses três parâmetros é possível estabelecer um critério dinâmico para estimar o tempo necessário desde a saturação do solo até que se atinja a capacidade de campo.

Para isso, assumindo uma coluna de solo inicialmente saturada, no início da drenagem a densidade de fluxo de água é igual à condutividade hidráulica do solo saturado (K_s). Neste caso, a relação entre a lâmina de água drenada na profundidade z (Q), no tempo decorrido (t), foi expressa na forma

$$Q(t) = Q_{\infty} \left[1 - \exp\left(-\frac{K_s t}{Q_{\infty}}\right) \right], \quad (14)$$

em que Q_{∞} é a água total drenada em uma profundidade z depois de um tempo infinito, ou seja, $Q_{\infty} = z(\theta_s - \theta_r)$. Nesse caso θ_s e θ_r são, respectivamente, as umidades de saturação e residual, sendo a última a correspondente ao potencial mátrico de -1500 kPa. A dinâmica do fluxo de drenagem, $q(t)$, foi descrita por

$$q(t_{cc}) = q_{cc} = K(S_{cc}) = K_s \left[\exp\left(-\frac{K_s t_{cc}}{Q_{\infty}}\right) \right]. \quad (15)$$

Relacionando a drenagem com o tempo necessário para a obtenção da capacidade de campo, definido como t_{cc} , obteve-se a equação a seguir,

$$t_{cc} = -\frac{Q_{\infty}}{K_s} \ln[K_r(S_{cc})] \quad (16)$$

em que

$$K_r(S_{cc}) = \frac{K(S_{cc})}{K_s}. \quad (17)$$

Substituindo o t_{cc} da equação 16 na equação 14, obteve-se a estimativa dinâmica de Q_{cc} , ou seja,

$$Q_{cc} = Q_{\infty} \left[1 - \exp\left(-\frac{K_s t_{cc}}{Q_{\infty}}\right) \right]. \quad (18)$$

Com este procedimento, foi possível expressar analiticamente o tempo característico, τ_{cc} , da equação 13, usando as equações 15 e 17, resultando em

$$\tau_{cc} = \frac{Q_{cc}}{q_{cc}} = \frac{Q_{\infty} \left[1 - \exp\left(-\frac{K_r t_{cc}}{Q_{\infty}}\right) \right]}{K(S_{cc})}. \quad (19)$$

Substituindo a equação 16 na equação 18 resulta em

$$\tau_{cc} = \frac{Q_{\infty}}{K(S_{cc})} [1 - K_r(S_{cc})]. \quad (20)$$

Consequentemente, a razão entre t_{cc} e τ_{cc} resulta em

$$\frac{t_{cc}}{\tau_{cc}} = \frac{K_r(S_{cc}) \ln[K_r(S_{cc})]}{K_r(S_{cc}) - 1}. \quad (21)$$

Segundo Assouline e Or (2014) esta razão é constante, independente da profundidade do perfil do solo ou da quantidade de água drenada, e pode ser determinada somente pela condutividade hidráulica relativa na capacidade de campo, deduzida por critério estático apresentado na equação 11. Rearranjando a equação 16 tem-se que

$$t_{cc} = \left(\frac{k_r(S_{cc}) \ln[k_r(S_{cc})]}{k_r(S_{cc}) - 1} \right) \tau_{cc}. \quad (22)$$

Com essa equação, foi possível estimar o tempo para obtenção da capacidade de campo e, então, com a curva de umidade versus tempo obtida no experimento tipo perfil instantâneo, estimar a umidade na capacidade de campo.

3.4 Análise de dados

O delineamento estatístico utilizado foi o inteiramente casualizado, com três tratamentos para a estimativa da capacidade de campo: *in situ* em experimento tipo perfil instantâneo, critério estático e critério dinâmico em cada classe de textural de solo, com cinco repetições. A normalidade dos dados foi avaliada pelo teste de Anderson-Darling. Para a análise de variância foi aplicado o teste F e para a comparação de médias o teste de Tukey, todos a 5% de significância. Adicionalmente, com a análise de regressão linear, foi realizada a comparação entre os modelos propostos por meio da análise dos coeficientes *linear* e *angular* aplicando-se o teste t de Student a 10% significância.

Para avaliação estatística dos modelos, foram utilizados o coeficiente de Nash-Sutcliffe (COE), o índice de Willmott (d) e raiz quadrada do erro médio (RQEM), respectivamente,

$$\text{COE} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)^2}{\sum_{i=1}^n (X_i - X)^2}, \quad (23)$$

$$d = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|Y_i - X| + |X_i - X|)^2} \right], \quad (24)$$

$$\text{RQEM} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - X_i)^2}{n}}, \quad (25)$$

em que X_i é o valor da umidade na capacidade de campo observado ‘*in situ*’, Y_i é o valor estimado com os modelos propostos, X é o valor médio da umidade na capacidade de campo obtido ‘*in situ*’, e n o número de observações.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

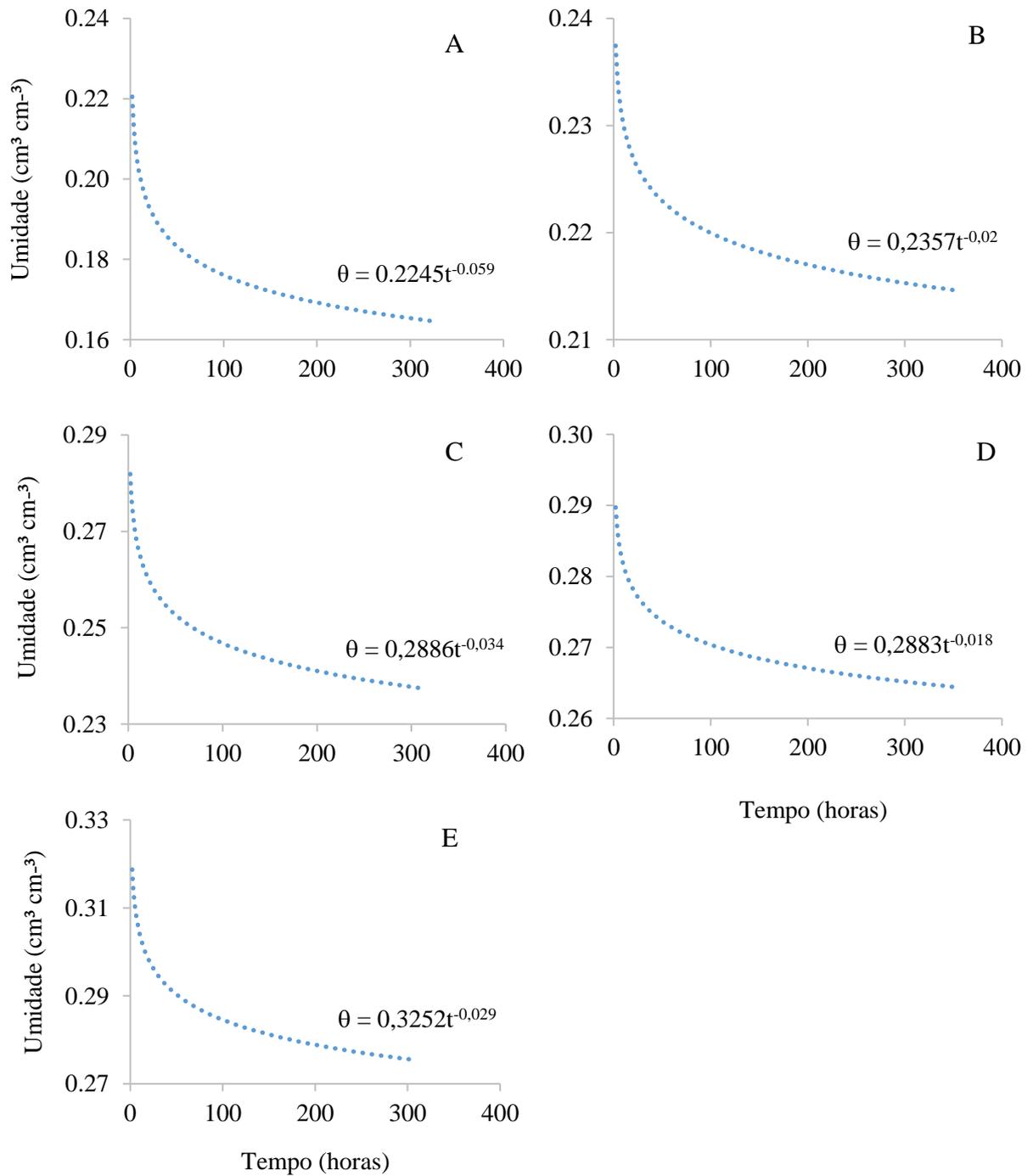
4.1 Estimativa da capacidade de campo *in situ*

No Gráfico 1 é apresentada a variação de umidade no tempo para as classes texturais de solo. Constatou-se que em todos os casos a redistribuição de água no solo é descrita por uma função matemática em que o conteúdo de água e $d\theta/dt$ se tornam menores no tempo. Comparando as classes texturais no mesmo tempo, verificou-se que quanto maior o conteúdo de argila no solo maior a quantidade de água contida no solo, fato decorrente da maior interação da água com as argilas – por estas apresentarem cargas de superfície – e da distribuição de poros por tamanho, em que para os solos mais argilosos, por possuírem mais partículas de menor tamanho, há predomínio de poros de menor diâmetro (REICHARDT; TIMM, 2012). Considerando a equação da capilaridade (LIBARDI, 2012), poros de menor diâmetro retêm água com maior energia, daí o porquê de os solos mais argilosos conterem mais água e com maior energia na interação água-matriz (GIAROLA; SILVA; IMHOFF, 2002).

No tocante à umidade do solo no campo em $t = 0$, isto é, no momento em que a lona plástica foi colocada sobre a parcela experimental, quando a lâmina de água drenou da superfície do solo, os valores de umidade foram 0,22, 0,24, 0,29, 0,29 e 0,32 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ para areia franca, franco-argiloarenosa, argiloarenosa, francoargilosa e argila, respectivamente. Quanto à

capacidade de campo, a influência da composição granulométrica é evidenciada pelos valores distintos de umidade em $d\theta/dt$ igual a $0,001 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3} \text{ d}^{-1}$, a saber: 0,16, 0,20, 0,24, 0,26, 0,27 $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, respectivamente, para as classes texturais areia franca, franco-argiloarenosa, argiloarenosa, francoargilosa e argila.

Gráfico 1 - Variação da umidade no tempo para as diferentes classes texturais obtidas in situ em experimento tipo perfil instantâneo. Areia franca (A), Franco-argiloarenosa (B), Argiloarenosa (C), Francoargilosa (D) e Argila (E).



Fonte: o autor

4.2 Estimativa da capacidade de campo por critério estático

Na Tabela 2 são apresentados os valores de ψ_{cc} estimados para cada classe textural de solo. No presente estudo, os valores estimados para ψ_{cc} variaram de -17 a -143 cm, bem distintos dos relatados na anteriormente. Esperavam-se menores valores de ψ_{cc} para as classes texturais com maior teor de argila. No entanto, os valores de ψ_{cc} estimados foram menores para a classe areia franca (-143 cm de coluna de água).

Tabela 2 - Potencial mátrico na capacidade de campo (ψ_{cc}), em módulo, usando valores observados e estimados pela equação 9.

Coeficientes estatísticos		Classes texturais				
		Areia franca	Franco- argiloarenosa	Argiloarenosa	Francoargilosa	Argila
		----- cm H ₂ O-----				
Estimado	Média	143	17	52	96	87
	Máximo	180	26	69	131	138
	Mínimo	124	9	29	58	50
	D.P.	22	7	16	30	36
	CV (%)	15	43	30	31	40
Observado	Média	52	95	96	104	91
	Máximo	58	125	113	132	96
	Mínimo	48	65	72	81	80
	D.P.	5	27	15	22	7
	CV (%)	9	28	16	21	7
RQEM		93	81	48	40	30

D.P. = Desvio-padrão; CV = Coeficiente de variação; RQEM = Raiz quadrada do erro médio.

Fonte: o autor

O potencial mátrico é resultante das forças capilares e de adsorção que surgem da interação entre a água e a matriz do solo. Dessa forma, o ψ_{cc} é dependente da textura e estrutura de cada solo, o que impossibilita a atribuição de um único potencial mátrico de referência para estimar a capacidade de campo para todos os solos (TWARAKAVI *et al.*, 2009). No entanto, isso não é levado em consideração nas análises de laboratório, nas quais são adotadas umidades correspondentes a um potencial mátrico preestabelecido (-100 e -330 cm de coluna de água para solos de textura arenosa e argilosa, respectivamente).

Vale ressaltar que esses valores se referem a solos de regiões de clima temperado, onde há predomínio de argilas de alta atividade (RUIZ *et al.*, 2003). Como pode ser observado em Andrade e Stone (2011) que estimaram a capacidade de campo em solos do cerrado por meio de curva de retenção de água e de correlação com atributos físicos e textura, e obtiveram valores de potenciais de -57, -60 e -65 cm para solos de textura arenosa, média e argilosa,

respectivamente. Considerando apenas a mudança textural, pode-se observar que o ψ_{cc} varia em várias ordens de grandeza. Na literatura há relatos de uma ampla faixa de ψ_{cc} dentro da mesma classe textural, para solos de textura arenosa foram encontrados valores de -55 a -180 cm (JABRO *et al.*, 2009; OTTONI FILHO *et al.*, 2014a; VAN LIER; WENDROTH, 2016) e em solos argilosos -60 a -330 cm (NACHABE *et al.*, 1998; JABRO *et al.*, 2009; ANDRADE e STONE, 2011).

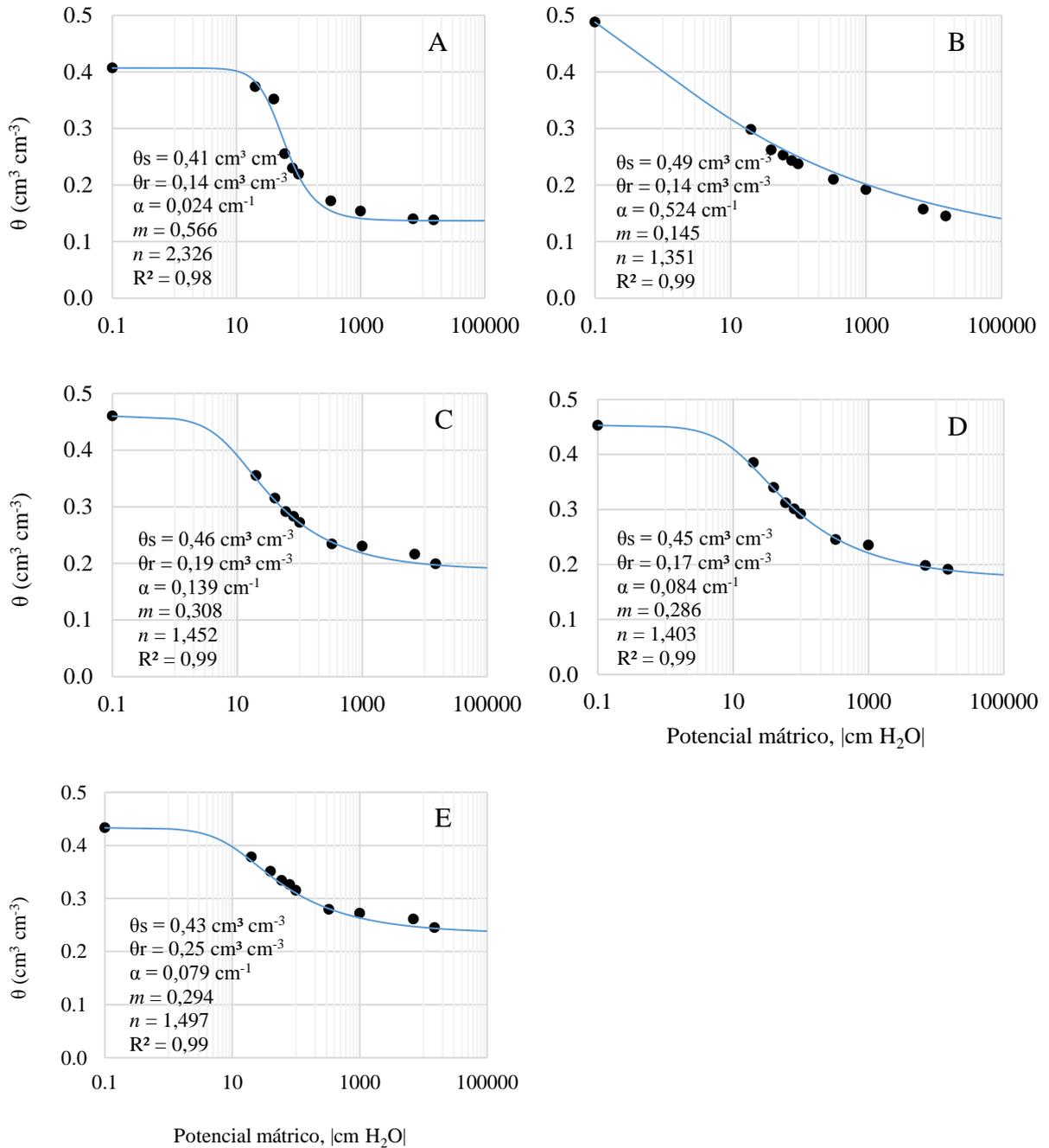
Segundo van Lier e Wendroth (2016) não se deve substituir a capacidade de campo obtida em campo por estimativas feitas com um valor de potencial mátrico pré-estabelecido, uma vez que além de aspectos estruturais e texturais, depende da organização vertical dos horizontes. Neste sentido, Assouline e Or (2014) propuseram a estimativa de potencial mátrico na capacidade de campo (ψ_{cc}) que leva em consideração aspectos estruturais e texturais, representados por parâmetros da curva característica de retenção de água no solo (equação 5).

No Gráfico 2 são apresentados os parâmetros utilizados na estimativa do ψ_{cc} e as curvas de retenção de água para cada classe textural de solo. Os parâmetros α e n determinam a forma da curva de retenção de água. O α representa o valor da pressão de entrada de ar e tem influência direta na determinação do ψ_{cc} , o n está relacionado com a inclinação da curva de retenção de água no solo e é influenciado pela estrutura do solo.

A curva característica de água no solo é a representação gráfica da relação entre umidade do solo e potencial mátrico. É uma propriedade hidráulica muito importante, e está relacionada ao tamanho e conexão do espaço poroso; portanto fortemente afetada pela textura e estrutura, além de características químicas e biológicas do solo. Sua determinação experimental consome muito tempo, por isso nem sempre está presente entre as propriedades básicas do solo. Quando disponível, é uma representação limitada pela quantidade de observações de umidade de solo-potencial mátrico (ASSOULINE *et al.*, 1998).

Analisando os Gráficos 1 e 2, observa-se que valores de umidade na saturação do solo (θ_s) obtidos por procedimentos em laboratório são superiores aos encontrados em condição de campo para as respectivas classes texturais de solo. Vale ressaltar que essa diferença não vai influenciar a disponibilidade de água às plantas, uma vez que a água próxima a saturação é facilmente drenável (KLEIN; LIBARDI, 2002), mas é de extrema importância na compreensão da dinâmica da água no solo.

Gráfico 2 - Curvas características de água para as diferentes classes texturais de solo. Areia franca (A), Franco-argiloarenosa (B), Argiloarenosa (C), Francoargilosa (D) e Argila (E).



Fonte: o autor

Os maiores valores de θ_s obtidos em laboratório são atribuídos à facilidade com que o ar é deslocado da amostra (BASILE *et al.*, 2003). No laboratório, a amostra com estrutura preservada é umedecida por capilaridade e, desse modo, garante-se que todo o espaço poroso do solo é preenchido por água. Situação distinta da encontrada em campo, em que o processo de umedecimento é realizado com aplicação de lâmina de água (chuva ou irrigação), na

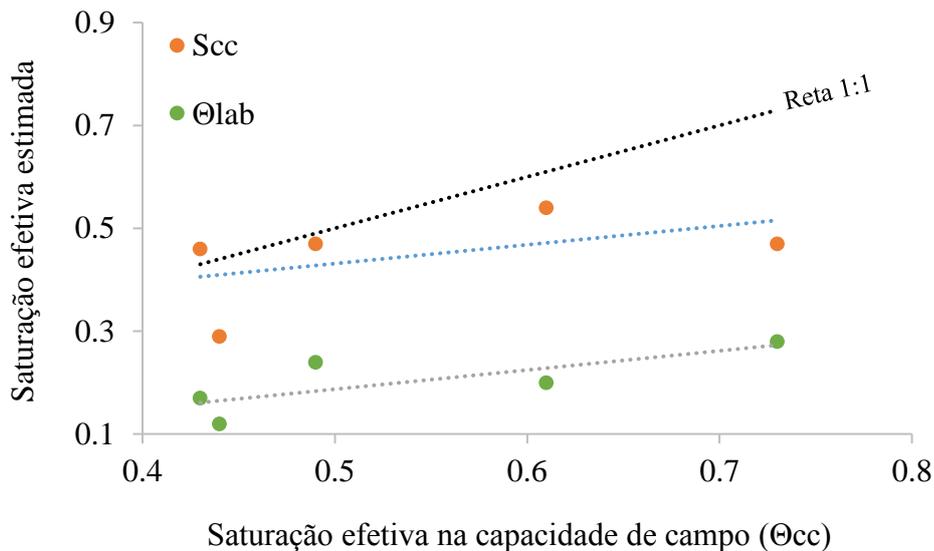
superfície do solo, que pode provocar a formação de bolsas de ar ao longo da profundidade de molhamento. A quantidade de ar que permanece presa aos poros do solo durante o processo de umedecimento é diretamente ligada às variáveis relacionadas ao meio poroso e a taxa de aplicação de água (BASILE *et al.*, 2003). Dessa forma, em condição de campo é improvável que se obtenha a saturação do solo como acontece em laboratório (BRITO *et al.*, 2011).

A diferença entre θ_s de campo e laboratório influencia diretamente a saturação efetiva (Θ), que é dada pela equação 26,

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}. \quad (26)$$

Considerando que o denominador da equação 26 é a diferença entre θ_s e θ_r , pode-se inferir que para o mesmo valor de umidade obtêm-se valores de saturação efetiva distintas entre os dois métodos de saturação do solo, uma vez que ficou comprovada a diferença entre a condição de campo e laboratório. Assumindo o solo com umidade na capacidade de campo (θ_{cc}), determinou-se a saturação efetiva com θ_s obtido em campo (Θ_{cc}), utilizando um modelo proposto por Assouline e Or (2014) (S_{cc}) (equação 10) e utilizando θ_s obtido em laboratório (Θ_{lab}), e os resultados são apresentados no Gráfico 3.

Gráfico 3 - Relação da saturação efetiva na capacidade de campo in situ (Θ_{cc}) com a estimada pelo protocolo de Assouline e Or (2014) (S_{cc}) e obtida em laboratório (Θ_{lab}).



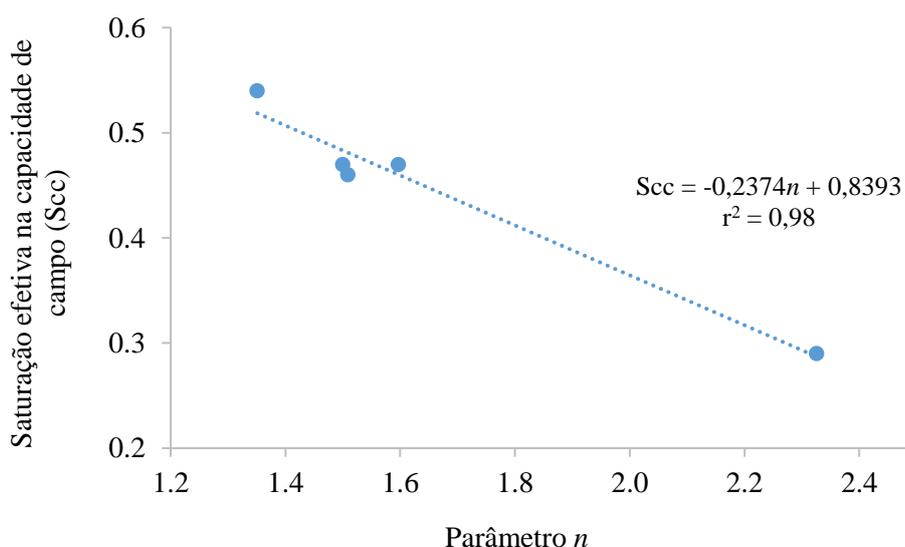
Fonte: o autor

Observaram-se valores maiores de Θ_{cc} quando comparados a Θ_{lab} e S_{cc} . Quando da comparação entre Θ_{lab} e S_{cc} , observam-se os menores valores de saturação efetiva em Θ_{lab} ,

evidenciando que a utilização de θ_s de laboratório provoca subestimativa de Θ quando comparada à condição de campo.

Os valores de S_{cc} dependem exclusivamente do parâmetro n , dessa forma é importante entendermos como essas variáveis se relacionam entre si. No Gráfico 4 é mostrada a relação entre S_{cc} e o parâmetro n . Foi observada forte correlação negativa (0,98) evidenciando que os valores de S_{cc} reduzem com o aumento dos valores de n . Assouline e Or (2014) fizeram análise semelhantes, contudo observam-se tendências diferentes, no qual os valores de S_{cc} se comportaram com uma curva exponencial decrescente. Essa diferença pode ser atribuída a menor amplitude dos valores médios do parâmetro n utilizados neste trabalho ($1,35 \leq n \leq 2,33$), quando comparados aos utilizados por Assouline e Or (2014) ($1,21 \leq n \leq 10,36$). Neste caso, esse gráfico pode representar apenas a parte inicial de uma curva exponencial.

Gráfico 4 - Análise resultante da relação entre S_{cc} (equação 10) e o parâmetro n .



Fonte: o autor

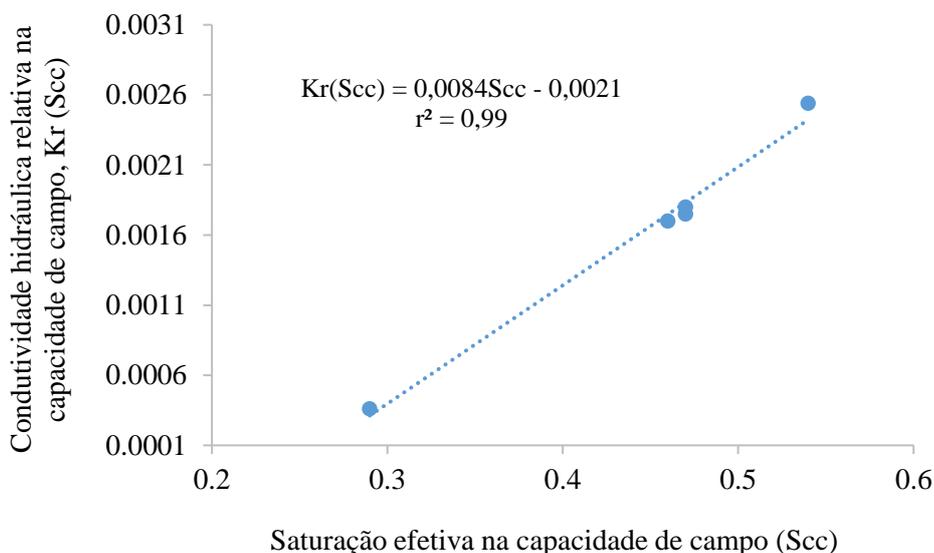
4.3 Estimativa da capacidade de campo por critérios dinâmicos.

De acordo com o modelo proposto por Assouline e Or (2014), com as informações sobre a drenagem do solo é possível estimar o tempo em que o solo atinge a capacidade de campo após a sua saturação. Como mencionado anteriormente, no conceito clássico de capacidade de campo introduzido por Veihmeyer e Hendrickson, (1931) a drenagem insignificante é associada a um determinado tempo (TWARAKAVI *et al.*, 2009). Vale ressaltar que variações nas condições iniciais e de contorno do processo de drenagem interna levam a valores distintos de capacidade de campo (REICHARDT, 1988). Mesmo considerando as

mesmas condições de contorno, a escolha do tempo para a medida da capacidade de campo ainda é problemática (REICHARDT, 1988), e depende da profundidade do sistema radicular e da profundidade do solo (VAN LIER; WENDROTH, 2016). Desse modo, para um mesmo solo podem ser encontrados diferentes valores de capacidade de campo, a depender da finalidade para a qual esta será utilizada.

Para a estimativa do tempo em que o solo atinge a capacidade de campo foi utilizada a equação 16, que considera a drenagem (Q), condutividade hidráulica do solo saturado (K_s) e $K_r(S_{cc})$ como variáveis importantes no processo. Os Gráficos 5 e 6 apresentam uma análise resultante da relação entre $K_r(S_{cc})$ (equação 13) e os parâmetros utilizados na sua estimativa (n e S_{cc}). No gráfico 5 observa-se uma relação crescente e uma alta correlação entre as variáveis analisadas (0,99). Assouline e Or (2014) fizeram análise dessas variáveis e observaram relação inversa entre ambas.

Gráfico 5 - Relação entre condutividade hidráulica relativa na capacidade de campo ($K_r(S_{cc})$) e saturação efetiva na capacidade de campo (S_{cc}).

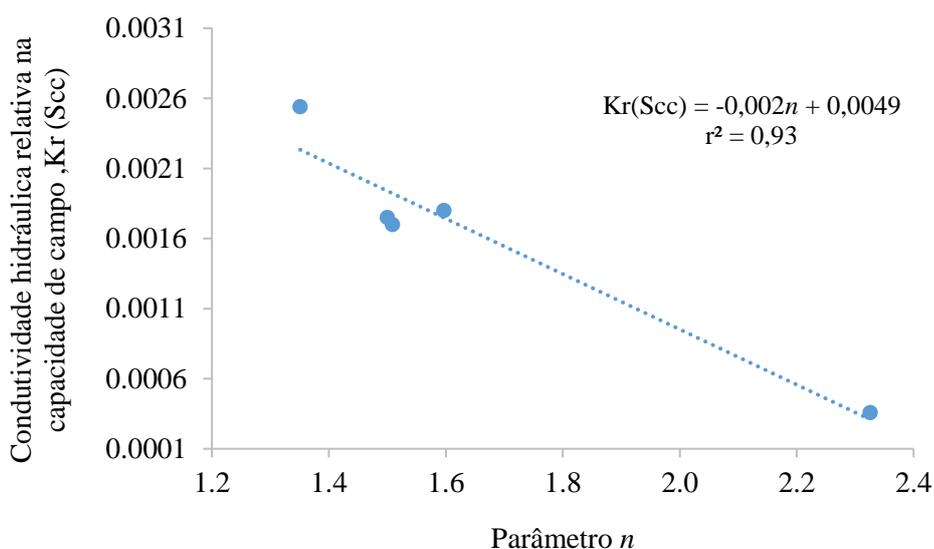


Fonte: o autor

No Gráfico 6 é apresentada a relação entre $K_r(S_{cc})$ e o parâmetro n . Foi observada uma relação inversa entre $K_r(S_{cc})$ e n , ou seja, aumentando os valores de n haverá uma redução nos valores de $K_r(S_{cc})$. O parâmetro n está relacionado com inclinação da curva característica de água no solo, sendo responsável por mudanças no ponto de inflexão que é considerado bom estimador para a capacidade de campo (MELLO *et al.*, 2002). De acordo com Assouline e Or (2014), $K_r(S_{cc})$ é fortemente relacionada com a estrutura do solo, aqui representada pelo

parâmetro n . Os mesmos autores observaram que a maior variação da $K_r(S_{cc})$ ocorre para valores de n entre 1 e 3, e que para valores superiores a este o valor se torna praticamente constante. No presente estudo, os valores de n variaram de 1,30 a 1,70, o que explica a grande variação nos valores de $K_r(S_{cc})$, mantendo-se a grandeza em torno de 10^{-3} e 10^{-4} .

Gráfico 6 - Relação entre condutividade hidráulica relativa na capacidade de campo $K_r(S_{cc})$ e o parâmetro n da equação 10.



Fonte: o autor

Nos modelos propostos por Assouline e Or (2014) considerou-se o gradiente como unitário. Ao considerar esse gradiente, assume-se que a condutividade hidráulica pode ser obtida somente medindo a umidade durante o processo de redistribuição de água no solo (GHIBERTO; MORAES, 2011). Uma simplificação bem útil, no entanto, seu uso é bastante controverso. Ao considerar gradiente unitário, assume-se que o perfil de solo é homogêneo e não existe variação do potencial mátrico no perfil do solo ($d\psi_m/dz = 0$) (REICHARDT, 1993; VAN LIER; WENDROTH, 2016). No entanto, durante o processo de redistribuição, a umidade vai aumentando com a profundidade, dessa forma, o gradiente de potencial se torna mais importante, e não considerá-lo resultaria em erros nas estimativas dos parâmetros hidráulicos do solo (PREVEDELLO *et al.*, 1994). De acordo com Van Lier e Wendroth (2016) o gradiente unitário estará presente em uma coluna de solo com fluxo estacionário vertical para baixo, mas não pode ser preservado quando o fornecimento de água é interrompido, como ocorre em um experimento de drenagem interna.

Diante disso, considerando a importância dos gradientes hidráulicos medidos em

campo, utilizaram-se também os gradientes medidos *in situ* (protocolo denominado Dinâmico modificado, Dinâmico_{mod}). Com isso torna-se possível avaliar a influência dos gradientes unitários e medidos *in situ* na estimativa da capacidade de campo. Quando se considera o gradiente de potencial como sendo unitário, assume-se que não há variação do potencial mátrico na profundidade, e conseqüentemente, não há variação da umidade dentro do perfil do solo (REICHARDT, 1988; VAN LIER; WENDROTH, 2016).

Na Tabela 3 são apresentados os valores de tempo para obtenção da capacidade de campo (t_{cc}) *in situ* e estimados por métodos dinâmicos. De acordo com Reichardt e Timm (2012) os solos de textura arenosa são os que mais se adaptam ao conceito proposto por Veihmeyer e Hendrickson (1931), pois a condutividade hidráulica decresce rapidamente e o fluxo de água torna-se muito pequeno rapidamente. No entanto, ao compararmos o t_{cc} *in situ* com o tempo relatado nesse conceito observou-se que os valores de tempo foram muito superiores até mesmo para textura arenosa (265, 249, 232, 172 e 212 horas, para as classes areia franca, franco-argiloarenosa, argiloarenosa, francoargilosa e argila, respectivamente). Dessa forma, não é aconselhável definir capacidade de campo em termos de um tempo de drenagem específico como no conceito clássico apresentado anteriormente, uma vez que o tempo de drenagem para atingir a capacidade de campo não é uma característica do solo; mas sim função da profundidade e do teor inicial de água do solo (NACHABE, 1998).

Tabela 3 - Tempo (em horas) para obtenção da capacidade de campo.

Métodos	Classes texturais				
	Areia franca	Franco argiloarenosa	Argiloarenosa	Francoargilosa	Argila
<i>In situ</i>	265 ± 28	249 ± 34	232 ± 35	172 ± 34	212 ± 15
Dinâmico	142 ± 61	168 ± 32	203 ± 45	166 ± 48	168 ± 44
Dinâmico _{mod}	26 ± 7	140 ± 56	96 ± 37	170 ± 62	150 ± 45

Fonte: o autor

Considerando o fluxo macroscópico de água no solo, era esperado que nos solos arenosos, geralmente bem drenados, fossem encontrados os menores valores de t_{cc} . No entanto, para o atingimento de $d\theta/dt = 0,001 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3} \text{ d}^{-1}$ esse comportamento não foi observado no presente trabalho, em que o solo de textura areia franca apresentou os maiores valores de t_{cc} . Como a relação funcional entre a condutividade hidráulica e a umidade do solo é exponencial, o fato de a umidade nos solos arenosos diminuir drasticamente faz com que a condutividade

hidráulica também diminua e, com isso, o fluxo de água também seja muito pequeno – daí a demora para se atingir a capacidade de campo. Adicionalmente, é importante ressaltar que a parcela experimental para essa classe textural foi instalada em um Argissolo Amarelo, em que a presença do horizonte Bt funcionou como uma camada de impedimento, dificultando o processo de drenagem.

Quanto à K_0 foram obtidos valores entre 3,0 e 9,0 cm d^{-1} para as diferentes classes texturais avaliadas. Os baixos valores de K_0 para a classe areia franca (9,0 cm d^{-1}) reforçam a influência desse horizonte nas propriedades hidráulicas do solo (Tabela 1). A K_0 é uma das propriedades do solo mais importantes quando se estuda o movimento de água no solo, no entanto, possui uma variabilidade espacial muito alta (VAN LIER; LIBARDI, 1999). De acordo com Zetl *et al.* (2011) no caso de uma camada de solo de granulometria mais grosseira sobrejacente a uma de granulometria mais fina, a baixa condutividade hidráulica medida nesta resulta em drenagem mais lenta da camada que lhe é sobrejacente, permitindo que mais água seja armazenada (pelo menos temporariamente) no solo de granulometria mais grosseira.

Quanto ao tempo estimado pelos modelos propostos, observa-se que para os solos arenosos houve uma grande diferença entre o t_{cc} estimado pelo método dinâmico e dinâmico modificado, exceto para a textura franco-argilo-arenosa. Como a diferença entre os dois métodos é o uso do gradiente de campo (Dinâmico_{mod}), isso reflete nos valores da condutividade hidráulica do solo saturado (K_s), que é o denominador da equação 12. Em outras palavras, quanto mais próximos forem os valores de t_{cc} , mais próximo da unidade é o gradiente em campo.

4.4 Comparação da θ_{cc} por métodos estáticos e dinâmicos

Os resultados da comparação de médias pelo teste de Tukey, para as diferentes classes texturais, com seus respectivos desvios-padrão e coeficientes de variação são apresentados na Tabela 4. O θ_{cc} *in situ* variou em função da textura do solo, 0,16; 0,20; 0,24; 0,26 e 0,27 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$, para as classes areia franca, franco-argiloarenosa, argiloarenosa, francoargilosa e argila, respectivamente. Os desvios-padrão e os coeficiente de variação da θ_{cc} *in situ* foram pequenos, refletindo uma baixa dispersão dos dados.

Tabela 4 - Valores de umidade na capacidade de campo (θ_{cc}) em diferentes classes texturais.

Classes texturais	Métodos				CV (%)
	Dinâmico	Dinâmico _{mod}	Estático	Campo	
Areia franca	0,17A ± 0,017	0,16A ± 0,009	0,19A ± 0,014	0,16A ± 0,023	10,8
Franco-argiloarenosa	0,21B ± 0,023	0,21B ± 0,023	0,31A ± 0,008	0,20B ± 0,026	22,1
Argiloarenosa	0,27A ± 0,062	0,27A ± 0,057	0,30A ± 0,014	0,24A ± 0,022	17,1
Francoargilosa	0,25B ± 0,029	0,25B ± 0,030	0,30A ± 0,013	0,26AB ± 0,021	11,0
Argila	0,28B ± 0,020	0,28B ± 0,023	0,32A ± 0,014	0,27B ± 0,022	9,3

CV = Coeficiente de variação; Métodos utilizando os parâmetros da curva de retenção de água (Estático), dados de drenagem (Dinâmico) e Dados de drenagem considerando o gradiente de campo (Dinâmico_{mod}). Médias seguidas pela mesma letra na linha não diferem pelo teste de Tukey a 5% de significância.

Fonte: o autor

Não foi observada diferença estatística entre os métodos utilizados nas classes areia franca e argilo-arenosa. Para a textura franco-argiloarenosa não foi observada diferença significativa entre θ_{cc} no campo e os métodos que utilizam parâmetros de drenagem do solo (Dinâmico e Dinâmico_{mod}); estes por sua vez, diferiram estatisticamente do método que utiliza os parâmetros da curva de retenção de água no solo (Estático). Para a textura francoargilosa não foi observada diferença estatística entre θ_{cc} em campo e os demais métodos, mas foi observada diferença significativa entre os métodos Dinâmico e Dinâmico_{mod} em relação ao Estático. Na textura argila, θ_{cc} no campo diferiu estatisticamente apenas do método estático.

De modo geral, não foi observado diferença significativa entre os métodos dinâmicos e o de campo em todas as classes texturais estudadas. De modo semelhante também não foi observado diferenças entre os métodos dinâmicos. Neste caso, como a diferença básica entre os métodos era o uso do gradiente unitário, pode-se afirmar que para as condições do presente trabalho a utilização do gradiente unitário não traz prejuízos na estimativa da capacidade de campo.

Na Tabela 5 são apresentados os resultados dos índices estatísticos utilizados para avaliar o poder preditivo dos modelos. O índice de concordância de Willmott (d) foi desenvolvido como uma medida padronizada do erro na previsão de um modelo e varia entre 0 e 1, em que o valor 1 indica concordância perfeita entre os valores medidos e os estimados e 0 indica que não há concordância (MORIASI *et al.*, 2007). Observou-se melhor desempenho para métodos dinâmicos, os quais apresentaram os maiores índices de concordância (0,885 e 0,901 respectivamente, dinâmico e dinâmico_{mod}). No método estático, o desempenho foi o menor

entre os métodos analisados neste estudo (0,632) e apresentou o maior valor de RQEM (0,067).

Tabela 5 - Índices estatísticos para comparação da umidade na capacidade de campo obtida *in situ* com métodos dinâmicos e estáticos.

Índices estatísticos	Métodos		
	Dinâmico	Dinâmico _{mod}	Estático
d	0,885	0,901	0,632
COE	0,516	0,548	-1,366
RQEM (mm dia ⁻¹)	0,030	0,029	0,067

COE - Coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe; d - Índice de concordância de Willmott; RQEM - raiz quadrada do erro médio

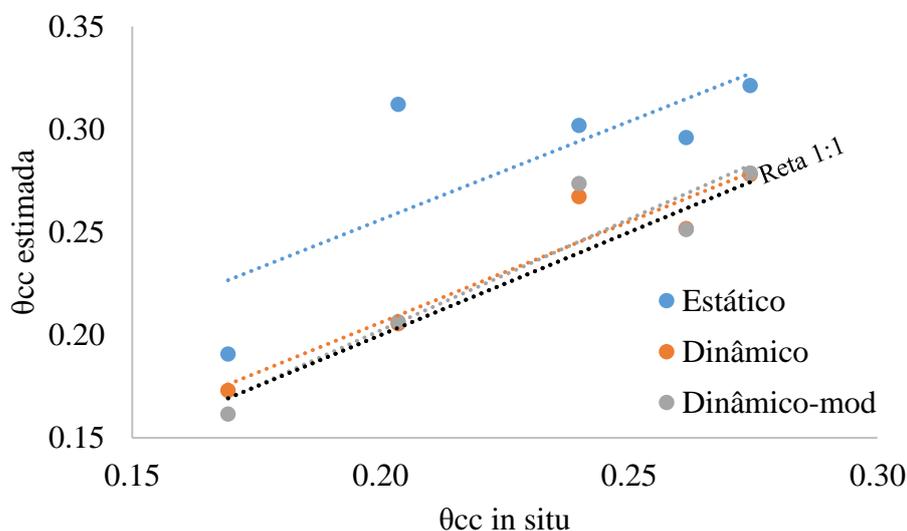
Fonte: o autor

Quanto ao COE, seu valor pode variar de $-\infty$ a 1, sendo a unidade considerada como valor ótimo. Os métodos Dinâmico e dinâmico_{mod} obtiveram valores positivos de COE (0,516 e 0,548, respectivamente), quanto ao método estático, o valor observado foi negativo (-1,366). De acordo com Moriasi *et al.* (2007) valores entre 0,0 e 1,0 são geralmente níveis aceitáveis de desempenho, enquanto valores $< 0,0$ indicam que o valor médio observado é um melhor preditor do que o valor simulado, o que indica um desempenho inaceitável. De acordo com critérios propostos por Moriasi *et al.* (2007), os modelos dinâmicos apresentaram um desempenho satisfatório ($0,50 < \text{COE} \leq 0,65$), já o modelo estático se mostrou ineficiente para estimativa da capacidade de campo ($\text{COE} < 0,50$).

Fazendo uma análise conjunta dos índices estatísticos, pode-se afirmar que o método estático apresentou o pior desempenho entre todos. Esses resultados auxiliam na tomada de decisão e reforçam a hipótese que a capacidade de campo deve estimada usando critérios dinâmicos.

No Gráfico 7 é apresentada a comparação entre θ_{cc} obtida por métodos utilizados os parâmetros da curva de retenção de água, dados de drenagem com gradiente unitário e considerando o gradiente de campo em relação à obtida *in situ*. De modo geral, os maiores valores de θ_{cc} foram observados no método estático para todas as classes texturais avaliadas. Os modelos seguiram tendência crescente de θ_{cc} com o aumento da quantidade de argila do solo, que pode ser observado pelos valores positivos dos coeficientes angulares das equações de regressão de cada modelo (Tabela 6).

Gráfico 7 - Comparação entre umidade na capacidade de campo obtidas por métodos utilizados os parâmetros da curva de retenção de água (Estático), dados de drenagem (Dinâmico) e considerando o gradiente de campo (Dinâmico_{mod}) em relação a obtida *in situ*.



Fonte: o autor

Na Tabela 6, são apresentados os coeficientes de correlação, indicando alta correlação entre os métodos que utilizam dados de drenagem e parâmetros da curva de retenção de água, ambos significativos a 1% de probabilidade. Como para todos os modelos foi observada significância estatística, fez-se necessário realizar a análise dos coeficientes das equações.

Tabela 6 - Equações de regressão das umidades obtidas por métodos utilizando parâmetros da curva de retenção de água e dados de drenagem em relação à obtida *in situ*.

Métodos	Equações de regressão	Coefficiente de correlação, r
Estático	$y = 0,956x + 0,065$	0,77**
Dinâmico	$y = 0,980x + 0,010$	0,95**
Dinâmico _{mod}	$y = 1,080x - 0,014$	0,94**

** significativo a 1% de probabilidade.

Fonte: o autor

De acordo com a análise dos coeficientes apresentada na Tabela 7, não houve diferença entre o intercepto e a inclinação das equações, indicando paralelismo entre as mesmas. Desse modo, pode-se utilizar qualquer uma das equações para representar a relação entre as variáveis. Então, para as condições do presente trabalho a utilização do gradiente unitário não traz prejuízos na estimativa da capacidade de campo.

Tabela 7 - Teste de significância para a diferença entre o intercepto e a inclinação das equações de regressão apresentadas na Tabela 5.

	Intercepto		Inclinação b	
	t obs	t tab (10%)	t obs	t cal (10%)
Dinâmico-Dinâmico _{mod}	-1,038	1,7109	0,026	1,7109
Dinâmico _{mod} -Estático	0,037	1,7109	-0,037	1,7109
Dinâmico-Estático	-0,744	1,7109	-0,011	1,7109

Fonte: o autor

5 CONCLUSÕES

Independentemente de o gradiente hidráulico ser unitário ou medido *in situ*, métodos que utilizam dados drenagem da água no solo estimam melhor a capacidade de campo em qualquer classe textural de solo.

A capacidade de campo obtida pela estimativa com um potencial mátrico não correspondente à obtida *in situ*, uma vez que esse potencial é estático e as propriedades hidráulicas do solo são essencialmente dinâmicas.

REFERÊNCIAS

- ALENCAR, T. L. **Uma abordagem teórico-metodológica da capacidade de campo**. 2017. 75p. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) - Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2017.
- ANDRADE, R. S.; STONE, L. F. Estimativa da umidade de capacidade de campo em solos do Cerrado. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v.15, n.2, p. 111-116, 2011.
- 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**, [S.I.], 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**, [S.I.], v.50, p.4787-4802, 2014.
- ASSOULINE, S.; TESSIER, D.; BRUAND, A. A conceptual model of the soil water retention curve. **Water Resources Research**, [S.I.], v. 34, p.223-231, 1998.
- 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**, [S.I.], v.39, 1355, 2003.
- BALAND, V.; POLLACO, J. A. P.; ARP, P. A. Modeling soil hydraulic properties for a wide range of soil conditions. **Ecological Modelling**, Maryland, v.219 p.300–316, 2008.
- BIASSUSI, M. **Simulação do movimento de água no solo utilizando modelo numérico**. 2001. 97p. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.
- BRADY, N. C.; WEIL, R. R. **Elementos da natureza e propriedades dos solos**. 3. ed. Porto Alegre. Ed. Bookman, 2013, 686p.
- 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**, Viçosa, v.35, n.6, p.1939-1948, 2011.
- CASAROLI, D., JONG VAN LIER, Q. Critérios para determinação da capacidade de vaso. **Revista brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.32, n.1, p.59-66, 2008.
- CONG, Z.; LÜ, H.; NI, G. A simplified dynamic method for field capacity estimation and its parameter analysis. **Water Science and Engineering**, Nanjing, v.7, p.351-362, 2014.
- 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 (version3.0 beta)**. Piracicaba: Universidade de São Paulo, 2001.

EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 3.ed. Brasília, 2013. 353p.

GHIRBERTO, P. J.; MORAES, S. O. Comparação entre métodos de determinação da condutividade hidráulica em um Latossolo Vermelho-Amarelo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.35, n.4, p.1177-1188, 2011.

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**, Viçosa, v.26, n.4, p.885-893, 2002.

HE, Y.; DESUTTER, T.; CASEY, F.; CLAY, D.; FRANZEN, D.; STEELE, D. Field capacity water as influenced by Na and EC: Implications for subsurface drainage. **Geoderma**, [S.I.], v.245-246, p.83-88, 2015.

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

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**, Berlin, v.27, n.3, p.223-229, 2009.

KIRKHAM, M. B. **Principles of soil and plant water relations**. 6. ed. Elsevier Academic Press, San Diego, 2005, 500p.

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

LIANG, X.; LIAKOS, V.; WENDROTH, O.; VELLIDIS, G. Scheduling irrigation using an approach based on the van Genuchten model. **Agricultural Water Management**, [S.I.] v.176, p.170–179, 2016.

LIBARDI, P. L. **Dinâmica da água no solo**. 2. ed. Piracicaba: 349p. 2012.

LIBARDI, P. L.; REICHARDT, K.; NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. Simple field methods for estimating soil hydraulic conductivity. **Soil Science Society of American**, Madison, v.44, n.1, p.3-7, 1980.

LIMA, J. E. F. W. **Modelagem numérica do fluxo de água no solo e do escoamento de base em uma bacia experimental em área agrícola do cerrado**. 2010. 340p. Universidade de Brasília, 2010. (Tese de doutorado).

MELLO, C. R.; OLIVEIRA, G. C.; RESCKD.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**, Lavras, v.26, n.4, p.836-841, 2002.

MICHELON, C. J.; CARLESSO, R.; OLIVEIRA, Z. B.; KNIES, A. E.; PETRY, M. T.; MARTINS, J. D. Funções de pedotransferência para estimativa da retenção de água em alguns solos do Rio Grande do Sul. **Ciência Rural**, Santa Maria, v.40, n.4, p.848-853, 2010.

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**, Madison, v.50, p.885–900, 2007.

NACHABE, M. H. Refining the definition of field capacity in the literature. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, [S.I], v.124, p.230-232, 1998.

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

OLIVEIRA, L. B.; RIBEIRO, M. R.; JACOMINE, P. K. T.; RODRIGUES, J. J. V.; MARQUES, F. A. Funções de pedotransferência para predição da umidade retida a potenciais específicos em solos do estado de Pernambuco. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.26, n.2, p.315-323, 2002.

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**, Viçosa, v.38, n.6, p.1765-1771, 2014b.

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 pedotransfer functions. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.38, n.6, p.1750-1764, 2014a.

PREVEDELLO, C. L.; ARMINDO, R. A. **Física do solo com problemas resolvidos**. 2. ed. Curitiba, 2015, 474p.

PREVEDELLO, C. L.; LOYOLA, J. M. T. Modelagem numérica para o processo da evaporação da água do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.29, n.5, p.669-675, 2005.

PREVEDELLO, C. L.; REICHARDT, K.; CORDEIRO, D. G.; MELO, E. F. R. Q.; SCHEFFER, M. Gradiente unitário do potencial hidráulico como fonte de erro na obtenção da condutividade hidráulica em solo não saturado. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.29, n.2, p.275-280, 1994.

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

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

REYNOLDS, W. D. An analytic description of field capacity and its application in crop production. **Geoderma**, [S.I], v.326, p.56–67, 2018.

ROMANO, N.; SANTINI, A. 2002. Water retention and storage: Field. Dane, J. H.; Topp, G.

C., Eds., **Methods of Soil Analysis, Part 4: Physical Methods**, Madison, Soil Science Society of America, p. 721-738, 2002.

RUBOL, S.; MANZONI, S.; BELLIN, A.; PORPORATO, A. Modeling soil moisture and oxygen effects on soil biogeochemical cycles including dissimilatory nitrate reduction to ammonium (DNRA). **Advances in Water Resources**, [S.I.], v. 6, p. 106–124, 2013.

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**, Viçosa, v.27, n.2, p.389-393, 2003.

SANTOS, R. D.; SANTOS, H. G.; KER, J. C. ANJOS, L. H. C.; SHIMIZU, S. H. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2015.

SILVA, B. M.; SILVA, E. A.; OLIVEIRA, G. C.; FERREIRA, M. M.; SERAFIM, M. E. Plant-available soil water capacity: estimation methods and implications. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.38, n.2, p.464-475, 2014.

SILVA, J. R. L.; MONTENEGRO, A. A. A.; MONTEIRO, A. L. N.; SILVA JUNIOR, V. P. Modelagem da dinâmica de umidade do solo em diferentes condições de cobertura no semiárido pernambucano. **Revista Brasileira de Ciências Agrárias**, Recife, v.10, n.2, p.293-303, 2015.

SOUSA, R. O.; VAHL, L. C.; OTERO, X. L. Química dos solos alagados. IN: MELLO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. **Química e mineralogia do solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2009. Cap. XX, p.486-528.

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**, Madison, v.73, n.5, p.1443, 2009.

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

VAN LIER, Q. J.; 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**, Viçosa, v. 23, n.4, p. 1005-1014, 1999.

VAN LIER, Q. J.; WENDROTH, O. Reexamination of the field capacity concept in a brazilian Oxisol. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 80, n.2, p.264-274, 2016.

VAN LIER, Q. J. Field capacity, a valid upper limit of crop available water? **Agricultural Water Management**, [S.I.], v.193, p.214–220, 2017.

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

ZACHARIAS, S.; BOHNE, K. Attempt of a flux-based evaluation of field capacity. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science**, Temuco, v.171, p.399-408, 2008.

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

APÊNDICE A - ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA UMIDADE NA CAPACIDADE DE CAMPO EM “*IN SITU*” E OBTIDA POR MÉTODO UTILIZANDO PARÂMETROS DA CURVA DE RETENÇÃO DE ÁGUA E DADOS DE DRENAGEM CLASSE TEXTURAL AREIA FRANCA

FV	GL	SQ	QM	F
Tratamentos	3	0,0023	0,0008	0,0763*
Resíduo	16	0,0044	0,0003	
Total	19	0,0067	0,0010	
CV (%)				

*Significativo a 5% de probabilidade.

Fonte: o autor

APÊNDICE B - ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA UMIDADE NA CAPACIDADE DE CAMPO EM “*IN SITU*” E OBTIDA POR MÉTODO UTILIZANDO PARÂMETROS DA CURVA DE RETENÇÃO DE ÁGUA E DADOS DE DRENAGEM CLASSE TEXTURAL FRANCO ARGILOARENOSA.

FV	GL	SQ	QM	F
Tratamentos	3	0,0429	0,0143	4,57E-07*
Resíduo	16	0,0070	0,0004	
Total	19	0,0499	0,0148	
CV (%)				

*Significativo a 5% de probabilidade.

Fonte: o autor

**APÊNDICE C - ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA UMIDADE NA CAPACIDADE DE
CAMPO EM IN “*IN SITU*” E OBTIDA POR MÉTODO UTILIZANDO
PARÂMETROS DA CURVA DE RETENÇÃO DE ÁGUA E DADOS DE DRENAGEM
CLASSE TEXTURAL ARGILOARENOSA.**

FV	GL	SQ	QM	F
Tratamentos	3	0,0097	0,0032	0,2132*
Resíduo	16	0,0310	0,0019	
Total	19	0,0406	0,0052	
CV (%)				

*Significativo a 5% de probabilidade.

Fonte: o autor

**APÊNDICE D - ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA UMIDADE NA CAPACIDADE DE
CAMPO EM IN “*IN SITU*” E OBTIDA POR MÉTODO UTILIZANDO
PARÂMETROS DA CURVA DE RETENÇÃO DE ÁGUA E DADOS DE DRENAGEM
CLASSE TEXTURAL FRANCO ARGILOSA.**

FV	GL	SQ	QM	F
Tratamentos	3	0,0067	0,0022	0,0341*
Resíduo	16	0,0096	0,0006	
Total	19	0,0163	0,0028	
CV (%)				

*Significativo a 5% de probabilidade.

Fonte: o autor

**APÊNDICE E - ANÁLISE ESTATÍSTICA PARA UMIDADE NA CAPACIDADE DE
CAMPO EM IN “*IN SITU*” E OBTIDA POR MÉTODO UTILIZANDO
PARÂMETROS DA CURVA DE RETENÇÃO DE ÁGUA E DADOS DE DRENAGEM
CLASSE TEXTURAL ARGILA.**

FV	GL	SQ	QM	F
Tratamentos	3	0,0074	0,0025	0,0056*
Resíduo	16	0,0064	0,0004	
Total	19	0,0138	0,0029	
CV (%)				

*Significativo a 5% de probabilidade.

Fonte: o autor