

CARLOS HENRIQUES DA SILVA REZENDE

**DETERMINAÇÃO DA CAPACIDADE DE CAMPO EM LATOSSOLOS COM
DIFERENTES TEXTURAS**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, para obtenção do título de *Magister Scientiae*.

**VIÇOSA
MINAS GERAIS – BRASIL
2016**

**Ficha catalográfica preparada pela Biblioteca Central da Universidade
Federal de Viçosa - Câmpus Viçosa**

T

R467d
2016
Rezende, Carlos Henriques da Silva, 1991-
Determinação da capacidade de campo em Latossolos com
diferentes texturas / Carlos Henriques da Silva Rezende. –
Viçosa, MG, 2016.
ix, 63f. : il. (algumas color.) ; 29 cm.

Inclui anexo.

Orientador: Raphael Bragança Alves Fernandes.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Viçosa.

Inclui bibliografia.

1. Solos - Umidade - Medição. 2. Solos - Drenagem.
3. Latossolos. 4. Tensiômetros. I. Universidade Federal de
Viçosa. Departamento de Solos. Programa de Pós-graduação em
Solos e Nutrição de Plantas. II. Título.

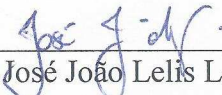
CDD 22 ed. 631.432


CARLOS HENRIQUES DA SILVA REZENDE


**DETERMINAÇÃO DA CAPACIDADE DE CAMPO EM LATOSSOLOS COM
DIFERENTES TEXTURAS**

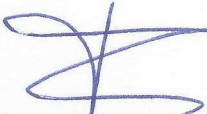
Dissertação apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, para obtenção do título de *Magister Scientiae*.

APROVADO: 22 de Julho de 2016.


José João Leles Leal de Souza


Catariny Cabral Aleman


Genelício Crusoé Rocha
(Coorientador)


Igor Rodrigues de Assis
(Coorientador)
(Presidente da banca)

*A Deus e Nossa Senhora,
Santa Rita e São Judas Tadeu,
Minha irmã Teresa Cristina,
Minha mãe Ailma,
Meu pai Antônio Carlos,
Meus padrinhos Célia e Claudiomiro,
Minha namorada Natália
E a todos que me inspiram,
Dedico!!!*

AGRADECIMENTOS

A Deus e a Nossa Senhora pela presença em cada passo desta caminhada;

À minha irmã Teresa Cristina pela força, incentivo e apoio. A minha mãe Ailma pelas orações e dedicação diárias. Ao meu pai Antônio Carlos pelo trabalho, incentivo e determinação de sempre. Aos meus padrinhos Célia e Claudiomiro pelo aconchego e cuidado. A todos os familiares e amigos que me deram força nesta etapa profissional;

À minha namorada Natália Nunes pelo companheirismo, cuidado, carinho, amor, compreensão e auxílio com este trabalho;

Aos meus amigos Luana Alves, Patrick Souza, Suellen Santos, Taides Tavares e Bruno Soares, pelas conversas, força e sustento;

À Fabiana Domingos Barros pelo aprendizado, força e incentivo;

Ao Grupo de Oração Universitário – GOU – Imaculado Coração de Maria pelas amizades, alegria e compreensão.

Ao Ministério Universidades Renovadas – MUR – pelo sustento na caminhada de fé, base para tudo em minha vida;

Aos amigos de trabalho que na hora das dificuldades se mostraram presentes e dispostos. Este trabalho não teria acontecido sem vocês: Roberto Lustosa, Cássio Alvino, Henrique Guimarães, Flávio Campos, Daniel “Moçambique”, Francisco Assis, Mateus Gomes, Gustavo Magalhães e Natanael Coutinho;

Aos colegas do DPS: Letícia Ramos, Gisely Barcelos e Gustavo Castro. Aos companheiros de forró do Itaú, fonte de descontração: Jessica Paula, Paulo Henrique, Diego Magalhães, Micael Fraga, Roberta Cecon, Mary Inês, Lara, Hilda e Fernanda Mourão.

Aos sempre mestres, responsáveis pelo início desta trajetória: José Adinan Souza e Luiz Rogério Martins Rezende. O tempo passou, mas o aprendizado permanece!

Aos estagiários Jean Pacheco e Pedro Macedo pelo empenho, dedicação e esforços dispensados.

Ao funcionário do Laboratório de Física do Solo, Cláudio Brustolini, pelo apoio, alegria e disponibilidade em ajudar. Ao estagiário deste laboratório, Evandro, pela disponibilidade, auxílio e ensinamentos prestados. Ao funcionário do Laboratório de Fertilidade do Solo, Carlos Fonseca, pela descontração, disponibilidade e ideias criativas de salvação das pesquisas;

Ao Departamento de Solos e Universidade Federal de Viçosa pela oportunidade de crescimento, desenvolvimento e realização do primeiro sonho profissional;

Aos professores Carlos Eduardo e Dalmo Siqueira pela disponibilidade de área experimental no “Pomar do Fundão” da UFV. Aos funcionários do pomar pelo trabalho e auxílio prestados;

Aos donos e funcionários da Acrotech pela disponibilidade de área experimental, apoio com equipamentos e auxílio nos trabalhos. Em especial, ao Astolfo pelo acolhimento e disponibilidade em ajudar; ao senhor Ibneu pelo auxílio na instalação dos equipamentos;

À Cindy pelo apoio na realização das leituras do experimento;

Ao professor Alexsandro dos Santos Brito pelo apoio nos cálculos de campo;

À Natália Nunes e professores Paulo Cecon e José Ivo pelos auxílios em estatística;

Ao professor Igor Rodrigues de Assis pela coorientação, disposição, disponibilidade, ensinamentos e oportunidade de trabalho na graduação e no mestrado;

Ao Professor Luiz Eduardo Dias pela oportunidade de trabalho;

Ao professor Genelício Crusoé pela coorientação, disponibilidade de equipamentos e auxílio nos trabalhos;

Ao professor Raphael Bragança pela orientação, disposição, auxílio, e disponibilidade;

Aos professores dedicados e empenhados que contribuíram para meu crescimento neste curso;

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de mestrado;

Enfim, a todos que contribuíram direta ou indiretamente para a realização deste trabalho.

Sumário

RESUMO	vi
ABSTRACT	viii
INTRODUÇÃO GERAL.....	1
OBJETIVO GERAL.....	3
Objetivos específicos.....	3
CAPÍTULO I – REVISÃO DE LITERATURA.....	4
1. ÁGUA NO SOLO.....	4
2. CAPACIDADE DE CAMPO	5
3. MÉTODOS DE DETERMINAÇÃO DA CAPACIDADE DE CAMPO.....	7
4. REFERÊNCIAS.....	10
CAPÍTULO II - ARTIGO	13
1. INTRODUÇÃO.....	13
2. MATERIAL E MÉTODOS	15
2.1 Descrição da área experimental para o método de campo	15
2.2 Método de campo – Densidade de fluxo de água	15
2.3 Coleta, preparo das amostras e métodos de laboratório	18
2.4 Caracterização física e química do solo.....	20
2.5 Análises estatísticas	24
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	25
3.1 Método de campo: Densidade de fluxo de água	25
3.2 Comparação dos métodos	31
4. CONCLUSÕES.....	41
5. REFERÊNCIAS.....	42
6. ANEXOS.....	45
6.1 Gráficos de comparação dos métodos.....	45
6.2 Fotos da instalação do método de campo	61

RESUMO

REZENDE, Carlos Henriques da Silva, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, julho de 2016. **Determinação da capacidade de campo em Latossolos com diferentes texturas.** Orientador: Raphael Bragança Alves Fernandes. Coorientadores: Igor Rodrigues de Assis, Luiz Eduardo Dias e Genelício Crusoé Rocha.

A interação da molécula de água com a matriz do solo provoca o fenômeno da retenção de água. A quantidade de água retida no solo após o excesso ter sido drenado por ação da gravidade é denominada “capacidade de campo”, sendo estimada por meio de métodos de laboratório que podem não retratar o real valor de campo, gerando grandes desperdícios ou deficiências no manejo da irrigação, por exemplo. Diante do exposto, o objetivo deste trabalho foi determinar a capacidade de campo *in situ* pelo método da densidade de fluxo de água e comparar estes valores com estimativas obtidas por meio de métodos realizados em laboratório. O experimento foi realizado em um Latossolo Vermelho Amarelo Argiloso e um Latossolo Vermelho Amarelo Franco-argilo-arenoso, localizados nos municípios de Viçosa e João Pinheiro, respectivamente, com tempo de redistribuição de aproximadamente 2.160 h. Para o LVA de textura média a densidade de fluxo de 1,0 mm dia⁻¹ foi encontrada em 10, 46, 70 e 94 h, com umidades e potenciais mátricos do solo de: 0,223 m³ m⁻³ e 9,66 kPa; 0,232 m³ m⁻³ e 11,12 kPa; 0,24 m³ m⁻³ e 11,59 kPa; 0,243 m³ m⁻³ e 11,83 kPa, para as profundidades 0,10; 0,20; 0,30 e 0,40 m, respectivamente. Para densidade de fluxo 0,1 mm dia⁻¹, os tempos correspondentes foram 190, 358, 354 e 674 h, com umidades e potenciais mátricos de: 0,199 m³ m⁻³ e 17,41 kPa; 0,203 m³ m⁻³ e 20,11 kPa; 0,214 m³ m⁻³ e 20,42 kPa; 0,216 m³ m⁻³ e 22,35 kPa para as profundidades 0,10; 0,20; 0,30 e 0,40 m, respectivamente. A melhor estimativa alcançada para a capacidade de campo deste LVA foi a densidade de fluxo 1,0 mm dia⁻¹, dado o longo tempo decorrido para se alcançar a densidade de 0,1 mm dia⁻¹. Para o LVA de textura argilosa, a densidade de fluxo de 1,0 mm dia⁻¹ foi encontrada em 12, 24, 36 e 70 h, com umidades e potenciais mátrico de 0,45 m³ m⁻³ e 1,86 kPa; 0,485 m³ m⁻³ e 1,44 kPa; 0,513 m³ m⁻³ e 1,43 kPa; 0,514 m³ m⁻³ e 1,54 kPa para as profundidades 0,10; 0,20; 0,30 e 0,40 m, respectivamente. Valores bem maiores daqueles encontrados para o LVA de textura média, dado a menor capacidade de retenção de água naquele solo por apresentar menor teor de argila, matéria orgânica e microporosidade. Considerando a densidade de fluxo 0,1 mm dia⁻¹, os tempos encontrados foram 144, 192, 288 e 503 h, com umidades e potenciais mátrico de 0,43 m³ m⁻³ e 4,14 kPa; 0,473 m³ m⁻³ e 3,45 kPa; 0,504 m³ m⁻³ e 3,41; 0,507 m³ m⁻³ e 3,30 kPa para as profundidades 0,10; 0,20; 0,30 e 0,40 m, respectivamente. Para o LVA de

textura argilosa a densidade de fluxo de $0,1 \text{ mm dia}^{-1}$ é a melhor estimativa para os valores de capacidade de campo, com redução do fluxo inicial da ordem de 25, 38, 48 e 54 vezes para as profundidades 0,10; 0,20; 0,30 e 0,40 m, respectivamente. Os potenciais mátricos desta densidade de fluxo variaram entre 3,3 e 4,14 kPa. O método de laboratório que mais se aproximou da capacidade de campo no LVA de textura média foi a umidade equivalente ao potencial mátrico médio de 10 kPa, obtido por meio da CRA. Os demais métodos apresentaram baixa concordância com o método de campo, sub ou superestimando as estimativas alcançadas. Para o Latossolo de textura argilosa, todos os métodos apresentaram baixa similaridade com o método de campo, devendo-se considerar umidade da CRA entre valores de 3,3 e 4,14 kPa, encontrados em campo neste trabalho. O equivalente de umidade e ponto de inflexão das curvas de retenção de água, tanto obtida pela mesa de tensão + extrator de Richards, como pelo método da evaporação, demonstraram sempre dispersão dos dados em comparação com o método de campo, além de baixo coeficiente de determinação, demonstrando não serem adequados para estimar a capacidade de campo para estes solos.

ABSTRACT

REZENDE, Carlos Henriques da Silva, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, July, 2016. **Determination of field capacity in Oxisols with different textures.** Adviser: Raphael Bragança Alves Fernandes. Co-advisers: Igor Rodrigues de Assis, Luiz Eduardo Dias and Genelício Crusoé Rocha.

The interaction of water molecule with the soil matrix causes water retention phenomenon. The amount of water retained in the soil after draining the excess by gravity is called "field capacity", estimated by laboratory methods that may not portray the actual field value, generating large waste or deficiencies in management irrigation, for example. Thus, the aim of this work was to determine the in situ field capacity by the water flow density method and to compare these values with estimates obtained using laboratory methods. The experiment was conducted in a clayey Oxisol and franco Latosol sandy clay, located in the municipalities of Viçosa and João Pinheiro, respectively, With redistribution time of approximately 2,160 h. For the average LVA texture, a flow density of 1,0 mm day⁻¹ was found at 10, 46, 58 and 70 h with soil moisture and matric potentials: 0,223 m³ m⁻³ and 9,66 kPa; 0,232 m³ m⁻³ and 11,12 kPa; 0,24 m³ m⁻³ and 11,59 kPa; 0,243 m³ m⁻³ and 11,83 kPa, at depths of 0,10; 0,20; 0,30 and 0,40 m, respectively. To flow density of 0,1 mm day⁻¹, the corresponding times were 190, 358, 574 and 694 h with potential humidities and matric potentials of: 0,199 m³ m⁻³ and 17,41 kPa; 0,203 m³ m⁻³ and 20,11 kPa; 0,214 m³ m⁻³ and 20,42 kPa; 0,216 m³ m⁻³ and 22,35 kPa to the depths 0,10; 0,20; 0,30 and 0,40 m, respectively. The best estimate reached for the field capacity of this LVA was the flow density of 1,0 mm day⁻¹, due to the long time to reach the density of 0,1 mm day⁻¹. To the clay-textured LVA, the flow density of 1,0 mm day⁻¹ was obtained at 12, 24, 36 and 70 h with humidities and matric potentials of 0,45 m³ m⁻³ and 1,86 kPa; 0,485 m³ m⁻³ and 1,44 kPa; 0,513 m³ m⁻³ and 1,43 kPa; 0,514 m³ m⁻³ and 1,54 kPa to the depths 0,10; 0,20; 0,30 and 0,40 m, respectively. For the clay-textured LVA, the flow density of 0,1 mm day⁻¹ is the best estimate for the field capacity values, with initial flow reduction of the order of 25, 38, 48 and 54 times at depths 0,10; 0,20; 0,30 and 0,40 m, respectively. The potentiometric potentials of this flux density ranged from 3,3 to 4,14 kPa. The laboratory method that most approached the field capacity in the medium texture LVA was the moisture equivalent to the average matric potential of 10 kPa, obtained through CRA. The other methods presented low agreement with the field method, underestimating or overestimating the obtained estimates. For the clay-textured Oxisol, all methods presented low similarity with the field method, considering the moisture content of

CRA between 3,3 and 4,14 kPa, found in this field. The moisture equivalent and inflection point of water retention curves, both prepared by the tension table + Richard's extractor, such as by the method of evaporation, always displayed data dispersion compared to the field method, in addition to low coefficient of determination, showing no they are suitable for estimating field capacity for these soils.

INTRODUÇÃO GERAL

O conceito de solo, sua abrangência, estudo e análise variam de acordo com a forma pela qual a atividade profissional estabelecerá sua relação de uso (KAMPF & CURI, 2012). O solo é componente chave para os grandes problemas atuais da humanidade como a crise hídrica e o aquecimento global, fazendo com que a ONU instituisse 2015 como o Ano Internacional dos Solos para conscientizar a sociedade sobre a importância deste importante recurso natural.

No Brasil, os Latossolos são os solos mais representativos, distribuindo-se em praticamente todo o território nacional, sendo amplamente utilizado para a agricultura por apresentarem boa infiltração, fácil correção da fertilidade e preparo para plantio, constituindo-se a ordem mais importante.

Para estudos relacionados com a dinâmica da água no solo, este é considerado como um conjunto de partículas sólidas de diversas formas e tamanhos entremeados por poros, também de diversas formas e tamanho, interconectados entre si. As partículas são denominadas matriz sólida e seu complemento, espaço poroso ou poros do solo (LIBARDI, 2010). Os poros sempre estão preenchidos com ar ou solução de água contendo solutos dissolvidos

O sistema poroso do solo proporciona a existência da infiltração, processo pelo qual ocorre a entrada de água no solo através de sua superfície (POTT & DE MARIA, 2003). Além disso, as interações da molécula de água com a matriz sólida do solo geram o fenômeno de retenção de água, muito importante para a manutenção da vegetação, visto que períodos de estiagens ocorrem durante o ciclo de vida das plantas. A água retida no solo retorna para a atmosfera através da evaporação de sua superfície e da transpiração das plantas. A água não retida pelo solo é filtrada enquanto desce no perfil, contribuindo com a recarga do lençol freático.

Diversas propriedades do solo influenciam na retenção da água. A estrutura é a mais importante em maiores umidades do solo devido à capilaridade. Em contrapartida, a textura e mineralogia são mais importantes em menores umidades, devido à adsorção. Segundo Beutler et al. (2011), a porosidade, relação de macroporos e microporos e o teor de matéria orgânica também definem a interação da água com o solo.

A quantidade de água retida no solo após o excesso ter sido drenado por ação da gravidade é denominada “capacidade de campo”. Na irrigação, este valor representa o limite superior de água na qual a umidade deve ser elevada, sem que haja perdas por livre drenagem. Caso contrário, gastos de energia seriam excessivos, levando à menor

eficiência do uso da água na produção agrícola. Já para recarga de aquífero, é válido saber o quanto da água infiltrada realmente contribuiu para a manutenção do lençol freático.

Diversos métodos têm sido desenvolvidos e ajustados com o objetivo de estimar um valor para a capacidade de campo. Determinações *in situ* são mais exatas, porém, muito onerosas e demoradas. Aferições em laboratório são mais fáceis de serem realizadas, contudo, têm pouco respaldo teórico, visto que o fenômeno de retenção é de caráter dinâmico, não podendo ser representado em uma pequena amostra de solo. Portanto, metodologias de laboratório devem ser aprimoradas com o intuito de relacionar seus resultados com os obtidos em campo, fazendo-se necessárias pesquisas para aproximar as estimativas obtidas em laboratório do real valor da capacidade de campo obtida *in situ*, garantindo melhor explicação das interações das propriedades físico hídricas do solo.

OBJETIVO GERAL

Determinar a capacidade de campo *in situ* pelo método da densidade de fluxo de água e comparar estes valores com estimativas obtidas por meio de métodos realizados em laboratório.

Objetivos específicos

- ✓ Determinar a capacidade de campo *in situ* pelo método da densidade de fluxo de água;
- ✓ Estimar o valor da capacidade de campo pelo método do equivalente de umidade;
- ✓ Estimar o valor da capacidade de campo pelos valores clássicos descritos na literatura: 10 e 33 kPa, pela curva característica de água no solo;
- ✓ Estimar o valor da capacidade de campo pelo ponto de inflexão da curva característica de água no solo obtida pela mesa de tensão e câmara de Richards e pelo método da evaporação, ambas ajustadas pelo modelo de van Genuchten (1980).

CAPÍTULO I – REVISÃO DE LITERATURA

1. ÁGUA NO SOLO

A molécula de água é composta por dois átomos de hidrogênio ligados a um átomo de oxigênio (H_2O) com formação de ângulo de 105° , ocasionando uma assimetria de cargas, caracterizando um dipolo elétrico. Esta polaridade confere diversas propriedades à molécula, como por exemplo, ser adsorvida à superfície sólida dos coloides ou hidratar íons (cátions como K^+ , Na^+ , Ca^{2+} que são atraídos pelo oxigênio – polo negativo da molécula). Cada hidrogênio de uma molécula é atraído pelo oxigênio da molécula vizinha, gerando um polímero através da ligação denominada ponte de hidrogênio (REICHARDT & TIMM, 2008).

As ligações intermoleculares de ponte de hidrogênio possibilitam o surgimento de duas forças: (1) a atração de curto alcance entre moléculas de água (forças moleculares de London – van der Waals de coesão ou simplesmente forças de coesão) que são responsáveis pela propriedade de tensão superficial dos líquidos sempre que houver interface água – ar, resultando no fenômeno da capilaridade; (2) a atração das moléculas de água por superfícies sólidas com cargas de superfície (adesão), resultando na adsorção de água a essas partículas sólidas. Estas duas forças são, basicamente as responsáveis pelo fenômeno da retenção de água pelos solos (LIBARDI, 2010).

De acordo com Libardi (2005), três são os mecanismos principais para explicar a adsorção de água às superfícies sólidas:

- (i) A superfície dos minerais de argila é coberta com átomos de oxigênio e grupos oxidrilas negativamente carregados devido à substituição isomórfica de cátions. Desse modo, cria-se ao redor das partículas desses minerais um campo elétrico cuja intensidade decresce com a distância da superfície da partícula. Devido à natureza dipolar das moléculas de água, elas se orientam neste campo elétrico e experimentam uma força na direção da superfície da partícula, a qual decresce gradualmente com a distância desta superfície, até se tornar nula num ponto em que não há mais influência do campo.
- (ii) Os pares de elétrons não compartilhados do átomo de oxigênio das moléculas de água podem ser eletricamente atraídos a cátions trocáveis que podem estar adsorvidos sobre a superfície da argila, ou seja, os cátions que são retidos à superfície negativamente carregada de argila (a concentração iônica é crescente na direção da superfície sólida) ocasionam também a adsorção das moléculas de água.

(iii) As moléculas de água podem ainda ser atraídas à superfícies sólidas pelas forças de London – van der Waals que são de curto alcance e que decrescem rapidamente com a distância da superfície, de modo que uma camada muito fina é adsorvida desta maneira ao redor das partículas do solo.

A capilaridade, fenômeno mais relevante para os solos agrícolas, visto que ocorre em condições de maiores umidades, deve-se ao fato de que o solo apresenta em seu espaço vazio poros capilares. Assim, o movimento ascendente da água em um tubo capilar representa a capilaridade que ocorre nos solos. Isso se dá pela atração da água à superfícies sólidas (adesão ou adsorção) e à tensão superficial da água, proporcionada pela atração das moléculas de água (coesão).

De acordo com Klein & Libardi (2002), os poros do solo podem ser classificados em macroporos, microporos e criptoporos. Percebe-se que diferentes sistemas porosos proporcionarão diferentes retenções de água por capilaridade e diferentes matrizes sólidas proporcionarão distintos valores de adsorção de água.

De acordo com Reichardt & Timm (2008), o conteúdo de água no solo retido a baixas tensões é altamente dependente da estrutura do solo, da distribuição do tamanho dos poros e sua tortuosidade. Além disso, a proporção das partículas argila, silte e areia (textura), presença de bolhas de ar, solutos na solução do solo, mineralogia da fração argila e o teor de matéria orgânica também influenciam no fenômeno da retenção de água no solo. Moraes, Libardi & Dourado Neto (1993) relatam também que alterações na temperatura do ambiente alteram a viscosidade da água e a tensão superficial, e conseqüentemente a intensidade das forças mátricas do solo.

2. CAPACIDADE DE CAMPO

O conceito de capacidade de campo foi introduzido pela primeira vez na ciência do solo por Veihmeyer & Hendrickson (1931, 1949) 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 dois a três dias depois de uma chuva ou irrigação em solos permeáveis de textura e estrutura uniformes”. Segundo Reichardt (1988), o termo capacidade de campo se refere a um comportamento dinâmico do perfil do solo que concerne à distribuição de água e não uma característica intrínseca do solo. Além disso, a quantidade de água retida no solo e que pode ser expressa em massa de água retida por unidade de massa de matriz (kg kg^{-1}), volume de

água retido por unidade de volume de solo ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$) ou uma altura de água (cm), depende das condições iniciais de molhamento do solo e das condições de contorno do sistema solo-água.

Reichardt & Timm (2008) discutem o conceito de capacidade de campo proposto por Veihmeyer & Hendrickson e afirmam que causou mais males do que esclarecimentos, visto que a definição é imprecisa porque: não especifica o que se entende por excesso de água; como se pode saber quando o excesso tenha sido drenado; quando o movimento descendente decresceu acentuadamente; o que são solos permeáveis e homogêneos quanto à textura e estrutura.

Com a impressão errônea de capacidade de campo como uma característica intrínseca do solo, independentemente do método de medida, vários métodos de laboratório foram desenvolvidos para sua determinação (REICHARDT, 1988). A maioria dos métodos de laboratório associam o conceito com o potencial matricial da água no solo e podem ser considerados conceitualmente incorretos para amostras deformadas ou não (JONG VAN LIER, 2010).

Diversos trabalhos associando o conceito de capacidade de campo com o potencial da água no solo foram publicados. De acordo com Souza & Reichardt (1996), utilizando a “mesa de tensão” Leamer & Shaw (1941) propuseram a tensão de 0,4 m de coluna de água como indicativo do fim da drenagem livre e a porosidade capilar e não capilar. Richards (1949) propôs valores de 0,30 m a 1,50 m, enquanto Jamison & Kroth (1958) propôs valores de 0,10 m a 1,00 m, trabalhando com 127 perfis. Colman (1946) estabeleceu o valor de 3,44 m, (30 kPa, 1/3 atm), o mais utilizado atualmente. Segundo Ruiz et al. (2003), o conteúdo de água no potencial mátrico de 33 kPa para regiões temperadas correlaciona-se bem com a capacidade de campo devido à presença de argila de alta atividade. Jabro et al (2009) afirma que solos com textura argilosa também apresentam boa correlação com esse potencial mátrico. Segundo Reichardt (1988), solos argilosos com horizonte textural Bt subestimam a capacidade de campo devido ao impedimento do fluxo e conseqüente estagnação da água na camada superficial. Para solos arenosos e de regiões tropicais os potenciais mátrico mais realistas estão entre 6 e 10 kPa (REICHARDT, 1988; MEYER & GEE, 1999; OTTONI FILHO et al., 2014; ANDRADE & STONE, L. F. 2011). Segundo Hillel (1979), é cada vez mais claro que em um sistema dinâmico, conceitos estáticos como capacidade de campo, ponto de murcha permanente, água capilar, água gravitacional, são, em verdade arbitrários e carentes de base física, pelo que se tornaram anacrônicos.

Sendo o conceito de capacidade de campo tipicamente dinâmico, os métodos para sua determinação devem ser também baseados em um princípio dinâmico (FERNANDEZ MEDINA & OLIVEIRA JR., 1987). Além disso, uma taxa de drenagem considerada desprezível numa condição ou para uma finalidade pode ser significativa em outra. Por exemplo, em um projeto de irrigação, pode-se considerar que a capacidade de campo é atingida quando a perda de água por drenagem se torna inferior a $1,0 \text{ mm dia}^{-1}$. Porém, ao se estudar poluição de aquíferos no mesmo solo, essa mesma taxa de drenagem pode ser considerada excessiva. Logo, o valor de capacidade de campo nestes dois casos seria diferente para o mesmo solo. Portanto, não se pode pensar na capacidade de campo de um solo sem especificar com que finalidade e como o seu valor foi determinado (JONG VAN LIER, 2010).

3. MÉTODOS DE DETERMINAÇÃO DA CAPACIDADE DE CAMPO

No método de campo mais conhecido para a determinação da capacidade de campo, o solo é umedecido por meio de adição de água em uma bacia de represamento ou por sistema de irrigação até completa saturação. Em seguida a superfície é coberta com lona para evitar perdas de água por evaporação. Em intervalos de 12 ou 24 horas são realizados amostragens para determinação do teor de umidade. Quando a variação da umidade se torna nula ou desprezível, diz-se atingir a capacidade de campo. Este método é considerado preciso e padrão de campo (SALASSIER et al., 2008).

Um dos métodos de campo utilizado para determinação da condutividade hidráulica do solo não saturado (perfil instantâneo) pode ser usado para determinação da capacidade de campo *in situ*, dado a observação da condutividade hidráulica entre a saturação do solo e o momento em que o movimento da água no perfil atinge valores muito baixos, considerados desprezíveis (capacidade de campo), sendo que para conteúdo de água inferior o movimento se torna muito lento e não é detectado (MARTINS, 2009). De acordo com Meyer & Gee (1999) e Twarakavi et al., (2009), valores de $1,0$; $0,1$ e $0,01 \text{ mm dia}^{-1}$ podem ser considerados como densidade de fluxo desprezível, indicando estes pontos de umidade como capacidade de campo. Brito et al. (2011) diz que o valor de $1,0 \text{ mm dia}^{-1}$ é a melhor estimativa alcançada para o Latossolo Vermelho-Amarelo que estudou, dado o elevado tempo dispensado para obter as demais estimativas.

O perfil instantâneo foi inicialmente desenvolvido por Watson (1966), posteriormente adaptado por Hillel et al. (1972) e simplificado por Libardi et al. (1980).

O método fundamenta-se em medidas periódicas do potencial mátrico e do conteúdo de água ao longo do perfil do solo até a profundidade de estudo durante o processo de redistribuição da água, logo após a saturação do perfil e prevenção da sua superfície ao fluxo de água. O potencial mátrico é medido por meio de tensiômetros e o conteúdo de água, para o cálculo da armazenagem de água até a profundidade de interesse é normalmente medido por sonda de nêutrons, TDR ou tensiômetros e curvas de retenção (LIBARDI, 2005).

Todavia, o perfil instantâneo é muito trabalhoso, exige um consumo elevado de tempo e mão de obra e só pode ser realizado em superfícies não vegetadas (JONG VAN LIER & LIBARDI, 1999). Assim sendo, métodos de laboratório surgem para tornar essas determinações menos morosas. Porém, determinações *in situ* e aproximações de laboratório devem ser realizadas de modo a se obter uma estimativa indireta fidedigna da capacidade de campo, relacionando-a com propriedades físicas do solo como textura e porosidade.

Alguns métodos de laboratório são descritos pela literatura: equivalente de umidade, funil de Haines, mesa de tensão e extrator de Richards. Estes métodos impõem uma situação de energia na amostra, na qual fica retida uma certa quantidade de água que se correlacione com a capacidade de campo real do solo. O funil com placa porosa de Bunchner (atualmente conhecido como funil de Haines) foi introduzido por Bouyocos (1929) e adaptado por Haines (1930), na qual a amostra é colocada sobre a placa porosa previamente saturada fixada no interior de um funil, e aplica-se sucções por colunas de água de comprimento menor que a pressão de entrada de ar da placa (MEURER, 2014). O principal problema deste método é a limitada faixa de sucção que pode ser aplicada e o uso de apenas uma amostra por vez (LIBARDI, 2005). Assim, Leamer & Shaw (1941) propuseram a mesa de tensão, com capacidade para várias amostras em que a tensão fosse aplicada diretamente em um papel do tipo mata borrão. Stakman et al. (1969) modificou o uso da mesa utilizando camadas de areia e Lima & Silva (2008) a melhoraram.

No método da centrifugação, amostras de solo com estrutura deformada ou indeformada, previamente saturadas, são colocadas em uma centrífuga cujo número de rotações é correlacionado com um determinado potencial mátrico (MEURER, 2014). Esse método apresenta a grande vantagem de ser rápido quando comparado aos outros.

No método com pressão de ar em placa porosa, proposto por Richards & Fireman (1943), amostras saturadas são colocadas no interior de câmaras e submetidas a pressão de ar, provocando a saída de água da amostra para a placa e desta para

atmosfera livre. Da mesma forma, valores arbitrários de pressão são utilizados para estimar a capacidade de campo e estes devem ser correlacionados com dados de campo reais, o que muitas vezes não acontece. Klein (2008) diz que este método apresenta limitações referentes à interrupção do contato hidráulico da amostra, fragilidade das placas porosas, complexo sistema pneumático e demora na obtenção de pontos em função do lento equilíbrio do potencial da água na amostra, principalmente para solos argilosos. Este método é usado também para estimar a curva de retenção de água no solo que é uma curva que expressa o conteúdo de água de acordo com os potenciais mátricos.

O método da evaporação é utilizado para a construção da curva de água no solo. É de rápida e fácil avaliação por não exigir etapas de equilíbrio hidrostático, no entanto demonstra pouca sensibilidade em condições próximas à saturação, pois pequenos gradientes hidráulicos não são drenáveis do solo (MEURER, 2014).

Ferreira & Marco (1983) propuseram a umidade correspondente à capacidade de campo como o ponto de inflexão da curva de água no solo com o modelo de van Genuchten (1980). Mello et al. (2002) trabalhou com o modelo polinomial cúbico para obter modelos de regressão para calcular o ponto de inflexão. Silva et al. (2014) encontrou maior valor de umidade com a capacidade de campo determinada com o ponto de inflexão quando comparado com a câmara de Richards.

4. REFERÊNCIAS

ANDRADE, R.S. & STONE, L.F. **Estimativa da umidade na capacidade de campo em solos sob Cerrado**. R. Bras. Eng. Agric. Amb., 15:111-116, 2011.

BERNARDO, S.; SOARES, A. A.; MANTOVANI, E. C. **Manual de irrigação**. 8. ed. Viçosa: Editora UFV, 2008.

BEUTLER, A. N.; CENTURION, J. F.; SOUZA, Z. M.; ANDRIOLI, I.; ROQUE, C. G. Retenção de água em dois tipos de latossolos sob diferentes usos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 26, n. 3, p. 829–834, 2002. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0100-06832002000300029&lng=pt&nrm=iso&tlng=en>.

BRITO, A. dos 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 Ciencia do Solo**, v. 35, n. 6, p. 1939–1948, 2011.

COLMAN, E. A. A laboratory procedure for determining the field capacity of soils. **Soil Science**, v. 67, p. 277 – 283, 1946.

DE LIMA, H. V.; DA SILVA, Á. P. Mesa de tensão com areia: Procedimentos para montagem e validação. **Revista Brasileira de Ciencia do Solo**, v. 32, n. 5, p. 2209–2214, 2008.

FERREIRA, M. M.; MARCOS, Z. Z. Estimativa da capacidade de campo de Latossolo roxo distrófico e Regossolo através do ponto de inflexão da curva característica de umidade. **Ci Pratica**, v. 7, p. 96–101, 1983.

HILLEL, D. The soil water regime and plant response. **Soil physical properties and crop production in the tropics**, p. 125–138, 1979. Disponível em: <<http://journalsonline.tandf.co.uk/>>.

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

JAMISON, V. C.; KROTH, E. M. Available moisture storage capacity in relation to textural composition and organic matter content of several Missouri soils. **Soil science society of america**, v. 22, n. 3, p. 189–192, 1958.

JONG VAN LIER, Q. de. **Física do solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2010.

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

KAMPF, N.; CURI, N. Conceito de solo e sua evolução histórica. In: KER, J. C.; CURI, N.; SCHAEFER, C. H. G. R.; VIDAL-TORRADO, P. (Ed.). **Pedologia: Fundamentos** 2. 1. ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2012. p. 343.

KLEIN, V. A. **Física do solo**. Passo Fundo: Universidade de Passo Fundo, 2008.

KLEIN, V.; LIBARDI, P. Densidade E Distribuição Do Diâmetro Dos Poros De Um Latossolo Vermelho , Sob Diferentes Sistemas De Uso E Manejo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 26, n. 2, p. 857–867, 2002.

LEAMER, R. W.; SHAW, B. A Simple Apparatus for Measuring Noncapillary Porosity on an Extensive Scale1. **Agronomy Journal**, v. 33, n. 11, p. 1003, 1941.

LIBARDI, P. L. **Dinâmica da água no solo**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 2005.

LIBARDI, P. L. Água no solo. In: JONG VAN LIER, Q. DE (Ed.). **Física do solo2**. 1. ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2010. p. 298.

LIBARDI, P. L.; REICHARDT, K.; NIELSEN, D. R.; BIGGAR, J. W. Simple Field Methods for Estimating Soil Hydraulic Conductivity. **Soil Science Society of America Journal**, v. 44, n. 1, p. 3, 1980. Disponível em: <<https://dl.sciencesocieties.org/publications/sssaj/abstracts/44/1/SS0440010003>>.

MARTINS, M. V. **Influência da distância de instalação de tensiômetros no campo para o cálculo do gradiente de potencial total no método do perfil instantâneo**. 2009. Universidade de São Paulo, 2009.

MEDINA, B. F.; OLIVEIRA JUNIOR., R. C. de. Relações entre capacidade de campo determinada in situ e em laboratório em latossolo amarelo muito argiloso. **Revista Brasileira de Ciencia do Solo**, v. 11, p. 91–95, 1987.

MELLO, C. R. D. E.; LIMA, J. M. D. E.; SOUZA, M. D. E.; JÚNIOR, D. Ponto De Inflexão Da Curva Característica Field Capacity Estimative Based on the Flex Point of Soil Moisture Retention Curve. **Ci Agrotec**, v. 26, p. 836–841, 2002.

MEURER, I. **Estudo de diferentes métodos na estimativa da curva de retenção da água no solo**. 2014. Universidade de São Paulo, 2014.

MEYER, P. D.; GEE, G. W. Flux-Based Estimation of Field Capacity. **Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering**, v. 125, n. 7, p. 595–599, 1999. Disponível em: <<http://ascelibrary.org/doi/10.1061/%28ASCE%291090-0241%281999%29125%3A7%28595%29>>.

MORAES, S. O.; LIBARDI, P. I.; REICHARDT, K.; BACCI, O. O. S. Heterogeneidade dos pontos experimentais de curvas de retenção da água no solo. **Sci. agric.(Piracicaba, Braz.)**, v. 50, n. 3, p. 393–403, 1993. Disponível em: <<http://orton.catie.ac.cr/cgi-bin/wxis.exe/?IsisScript=SCBR.xis&method=post&formato=2&cantidad=1&expresion=mfn=027496>>.

OTTONI FILHO, T. B.; OTTONI, M. V.; OLIVEIRA, M. B. de; MACEDO, J. R. de; REICHARDT, K. **Revisiting field capacity (FC): variation of definition of FC and its estimation from pedotransfer functions**. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 38, n. 6, p. 1750–1764, 2014

POTT, C. A.; DE MARIA, I. C. Comparação de métodos de campo para determinação da velocidade de infiltração básica. **Revista Brasileira de Ciencia do Solo**, n. 1, p. 19–27, 2003.

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

REICHARDT, K.; TIMM, L. C. **Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações**. 1. ed. Barueri: Manole, 2008.

RICHARDS, L. A. Methods of measuring soil moisture tension. **Soil Science**, v. 68, n. 1, p. 95–112, 1949.

RUIZ, H. A.; FERREIRA, G. B.; PEREIRA, J. B. M. Estimativa da capacidade de campo de latossolos e neossolos quartzarênicos pela determinação do equivalente de umidade. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 27, n. 2, p. 389–393, 2003. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0100-06832003000200019&lng=en&nrm=iso&tlng=pt>.

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

SILVEIRA, F. G. F.; SOUZA, L. S.; PEREIRA, F. A. C.; OLIVEIRA, A. S.; SANTOS SILVA, F. T. Redistribuição da água e capacidade de campo em latossolo amarelo distrocoeso. **Magistra**, v. 26, n. 2, p. 221–230, 2014.

SOUZA, L. D.; REICHARDT, K. Estimativas da capacidade de campo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 20, p. 183–189, 1996.

TWARAKAVI, N. K. C.; SAKAI, M.; ŠIMŮNEK, J. An objective analysis of the dynamic nature of field capacity. **Water Resources Research**, v. 45, n. 10, p. 1–9, 2009.

VAN GENUCHTEN, M. T. A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils1. **Soil Science Society of America Journal**, v. 44, n. 5, p. 892–898, 1980.

VEIHMEYER, F. J.; HENDRICKSON, A. H. Methods of measuring field capacity and wilting percentages of soil. **Soil Science**, v. 68, p. 75 – 94, 1949.

CAPÍTULO II - ARTIGO

DETERMINAÇÃO DA CAPACIDADE DE CAMPO EM LATOSSOLOS COM DIFERENTES TEXTURAS

1. INTRODUÇÃO

O solo é componente chave para os grandes problemas atuais da humanidade como a crise hídrica e o aquecimento global, fazendo com que a ONU instituisse 2015 como o Ano Internacional dos Solos para conscientizar a sociedade sobre a importância deste importante recurso natural.

No Brasil, os Latossolos são os solos mais representativos, distribuindo-se em praticamente todo o território nacional, sendo amplamente utilizado para a agricultura por apresentarem boa infiltração, fácil correção da fertilidade e preparo para plantio, constituindo-se a ordem mais importante.

É cada vez mais necessário otimizar o uso da água, principalmente na agricultura, setor responsável por aproximadamente 70 % do consumo de água doce. Esta otimização depende principalmente da dinâmica da água no solo. No sistema poroso do solo destacam-se dois fenômenos: a infiltração, processo pelo qual ocorre a entrada de água no solo através de sua superfície (POTT & DE MARIA, 2003) e a retenção de água, dependente da interação da molécula de água com a matriz sólida do solo. A água infiltrada e retida no solo retorna para a atmosfera através da evaporação da superfície do solo e da transpiração das plantas. A água não retida pelo solo é filtrada enquanto desce no perfil e contribui com a recarga do lençol freático.

Diversas propriedades do solo influenciam na retenção da água. A estrutura é a mais importante em maiores umidades do solo, devido à existência da capilaridade. Em contrapartida, a textura e mineralogia são mais importantes em menores umidades, devido à adsorção. Segundo Beutler et al. (2011), a porosidade, relação de macroporos e microporos e o teor de matéria orgânica também definem a interação da água com o solo.

Diversos métodos têm sido desenvolvidos e ajustados com o objetivo de estimar um valor para a capacidade de campo. Determinações *in situ* são mais exatas, porém, muito onerosas e demoradas. Aferições em laboratório são mais fáceis de serem realizadas, contudo, têm pouco respaldo teórico, visto que o fenômeno de retenção é de

caráter dinâmico, não podendo ser representado em uma pequena amostra de solo. Portanto, metodologias de laboratório devem ser aprimoradas com o intuito de relacionar seus resultados com os obtidos em campo, fazendo-se necessárias pesquisas para aproximar as estimativas obtidas em laboratório do real valor da capacidade de campo obtida *in situ*, garantindo melhor explicação das interações das propriedades físico hídricas do solo com este parâmetro.

Diante do exposto, o objetivo deste trabalho foi determinar a capacidade de campo *in situ* pela densidade de fluxo de água e comparar estes valores com estimativas obtidas por três métodos realizados em laboratório.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Descrição da área experimental para o método de campo

O método de campo foi realizado em duas localidades com solos de texturas distintas. A primeira foi no “Pomar da Fruticultura”, pertencente à Unidade Experimental de Pesquisa e Extensão (UEPE) da Universidade Federal de Viçosa, município de Viçosa-MG, coordenadas geográficas: 20°45'60" S, 42°50'72" O, com altitude de 707 m, clima do tipo Cwb pela classificação internacional de Koppen, ou seja, tropical úmido com inverno seco e verão chuvoso. A pluviosidade média anual da região é de 1.200 mm, com temperatura média anual de 19 °C. O solo foi classificado como Latossolo Vermelho Amarelo com textura Argilosa/muito argilosa (EMBRAPA, 2013).

O segundo local estudado foi no viveiro de Macaúba (*Acrocomia aculeata*) da empresa Acrotech, coordenadas geográficas 17°42'34" S, 46°15'47" O, altitude 604 m, distante 10 km do município de João Pinheiro-MG. Segundo a classificação de Koppen, o clima da região é do tipo Aw, ou seja, tropical úmido de savana com inverno seco e verão chuvoso. A pluviosidade média anual é de 1.300 mm, com temperatura média anual de 22 °C. O solo foi classificado como Latossolo Vermelho Amarelo com textura Franco-argilo-arenosa (EMBRAPA, 2013).

2.2 Método de campo – Densidade de fluxo de água

A primeira área experimental foi delimitada em uma entrelinha de 25 m de comprimento e 3,5 m de largura, entre cultivo de citros. A segunda área experimental foi delimitada em área não utilizada de um viveiro de mudas.

Nestas áreas foram instaladas dez estruturas cilíndrica de chapa galvanizada de 0,60 m de altura e 1 m de diâmetro com o objetivo de garantir apenas fluxo vertical quando da inundação e durante o processo de redistribuição da água. Os primeiros 0,20 m da chapa foram deixados acima da superfície do solo para manutenção de lâmina de água para propiciar sua infiltração no solo.

No interior destas estruturas foram instalados tensiômetros nas profundidades 0,05; 0,15; 0,25; 0,35; 0,45 e 0,90 m com auxílio de trado tipo rosca e bastão com diâmetro idêntico ao dos tensiômetros. O tensiômetro instalado a 0,90 m foi utilizado apenas para garantir que o perfil de solo estivesse completamente saturado nesta

profundidade. Na porção externa à estrutura cilíndrica, foram instaladas régua de madeira com um manômetro de mercúrio acoplado a cada tensiômetro.

Em seguida procedeu-se à saturação do perfil por meio de adição de água com mangueira até que foram observados valores constantes nas leituras dos manômetros de cada tensiômetro (Figura 1).



Figura 1. Unidade experimental com tensiômetros instalados, sendo inundadas.

Cessado o processo de inundação, cobriu-se o solo com lona plástica e capim seco para evitar entrada de água de chuva e perdas por evaporação da superfície do solo e iniciaram-se as leituras periódicas. Na localidade 1, as leituras foram realizadas com intervalos inicialmente de 6 h, depois de 12, 24, 48 e por fim 72 h. Na localidade 2, as leituras iniciaram com 15 min, depois 30 min, 45 min, 1, 2, 3, 6, 12, 24, 48 e por fim 72 h.

O potencial mátrico utilizando os tensiômetros foi calculado a partir das leituras da altura da coluna de mercúrio conforme equação proposta por Libardi (2005) (Equação 1):

$$\phi_m = -12,6 H + h_c + z \quad (1)$$

Sendo: ϕ_m o potencial mátrico (m), H a leitura do tensiômetro feita a partir do nível de mercúrio na cuba (m Hg), h_c a distância vertical do nível de mercúrio na cuba à superfície do solo no momento da leitura (m) e z a profundidade de instalação da cápsula (m).

O potencial total de água no solo nos pontos entre os tensiômetros foram obtidos pela Equação 2:

$$\phi_t = \phi_m + \phi_g \quad (2)$$

em que ϕ_t é o potencial total (m) e ϕ_g é o potencial gravitacional (m).

O gradiente de potencial total ($\text{grad } \phi_t$) foi obtido por meio da Equação 3:

$$\text{grad } \phi_t = \frac{\phi_{ta} - \phi_{tb}}{\Delta Z} \quad (3)$$

Onde, $\text{grad } \phi_t$ é o gradiente do potencial total de água no solo (m m^{-1}), ϕ_{ta} é o potencial total de água no solo (m) no ponto “a”, ϕ_{tb} é o potencial total de água no solo (m) no ponto “b” e ΔZ é a distância vertical entre os pontos “a” e “b”.

O cálculo da densidade de fluxo da água na direção vertical foi obtido pela equação da continuidade integrada com relação à profundidade estudada, conforme abaixo:

$$q_z = - \int_0^Z \frac{\delta \theta}{\delta t} dZ \quad (4)$$

Onde, q_z é a densidade de fluxo de água na profundidade Z do solo (mm dia^{-1}), θ é o conteúdo de água e t é o tempo de redistribuição da água.

Os valores de umidade ao longo do tempo de redistribuição foram obtidos pelas leituras dos tensiômetros e da curva característica de água no solo, ajustada pelo modelo de van Genuchten (1980), determinada nas profundidades 0,10; 0,20; 0,30 e 0,40 m.

Os valores tidos como capacidade de campo verificados para este método foram de 1,0; 0,1 e 0,01 mm dia^{-1} , de acordo com Twarakavi et al. (2009) e Brito, et al. (2011).

2.3 Coleta, preparo das amostras e métodos de laboratório

Ao completar 90 dias de experimento, procedeu-se a coleta de duas amostras indeformadas em cada uma das profundidades 0,10; 0,20; 0,30 e 0,40 m, com o uso de trado tipo Uhland por meio de anel volumétrico de altura e diâmetro de 0,05 m. Também foram coletadas quatro amostras deformadas em cada profundidade estudada.

As amostras deformadas foram secas ao ar e passadas em peneira de 2 mm, obtendo-se a terra fina seca ao ar (TFSA) que foi utilizada para a determinação do equivalente de umidade, análise granulométrica, argila dispersa em água, área de superfície específica, análise química e mineralógica.

As amostras indeformadas foram divididas em dois grupos de quatro amostras. No primeiro grupo de amostras, realizou-se o toilet nos anéis e posteriormente foram acondicionados em bandejas contendo água para seu processo de saturação. Após aproximadamente 24 h, uma película de água cobriu as amostras indicando sua completa saturação. Logo, estas foram colocadas em equilíbrio com nove valores de tensão, sendo 0,5; 2; 4; 6; 8 e 10 kPa na mesa de tensão e 33, 50, 100 kPa na câmara de Richards. Posteriormente, estas mesmas amostras foram destorroadas, passadas em peneira de 2 mm e retornadas para o extrator de Richards para as tensões de 300, 500, 1.000 e 1.500 kPa.

No segundo grupo de amostras saturadas, procedeu-se o método da evaporação. As amostras foram colocadas em um suporte adaptado para proporcionar que a parte superior e inferior do anel volumétrico estivesse de forma livre para circulação de ar e evaporação de água. Instalou-se um mini tensiômetro de leitura digital no centro da amostra, para se obter o potencial mátrico. Em intervalos iniciais de 15, 30 e 45 min; e posteriormente de uma hora, o conjunto suporte + amostra era pesado em balança de precisão e aferido o potencial mátrico (Figura 2). Após atingir o limite máximo de detecção obtido pelo aparelho registrador, a amostra foi levada para a estufa de circulação de ar a 100 °C por 48 h. Logo, determinou-se a densidade do solo, obtendo-se os valores de umidade volumétrica para cada tensão registrada.

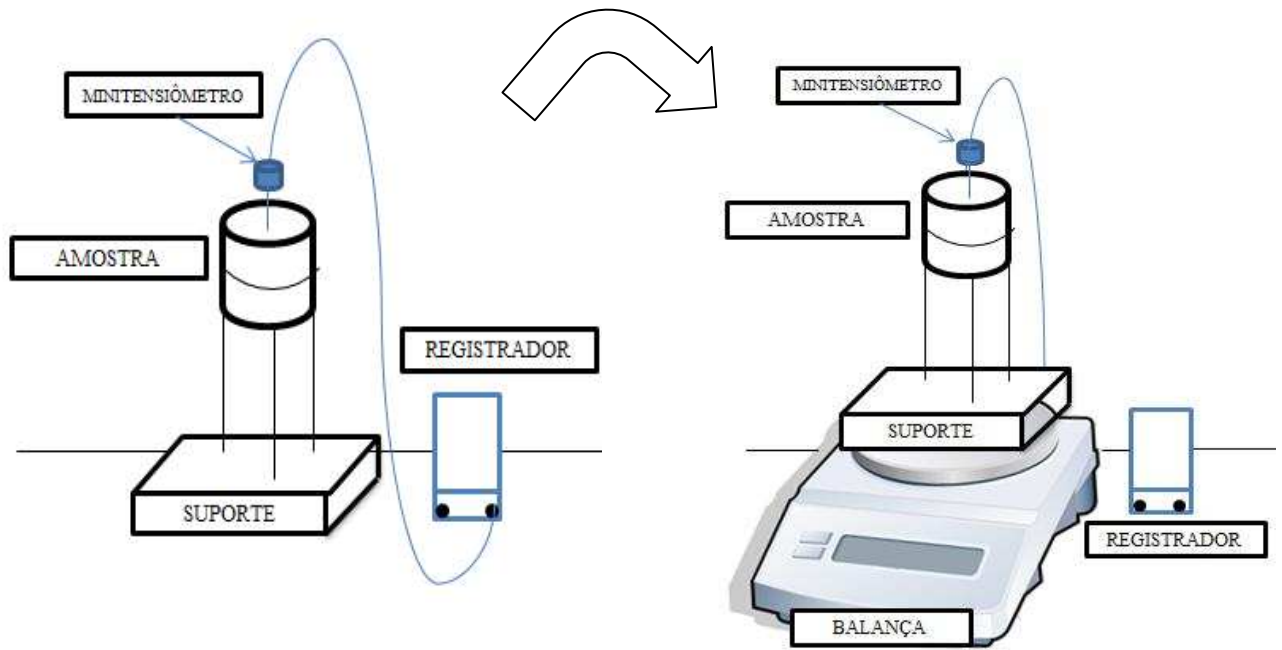


Figura 2. Esquema ilustrativo do método da evaporação em execução.

Nos dois processos descritos, as curvas de retenção foram confeccionadas por processo de secamento, visto que no método de campo o processo também acontece por secamento. Isto é importante para comparação porque no solo ocorre o fenômeno de histerese. Para a construção da curva de retenção de água no solo foi utilizado o software Soil Water Retention Curve – SWRC (NETO, 2000), utilizando-se o modelo de van Genuchten (1980).

A partir das equações ajustadas das curvas de retenção de água no solo, estimou-se como capacidade de campo a umidade do solo correspondente ao ponto de inflexão de cada modelo, tanto para as curvas determinadas com mesa de tensão + extrator de Richards, quanto para aquelas obtidas pelo método da evaporação, conforme equações 5, 6 e 7:

$$PI = -n (\theta_{sat} - \theta_{res}) \left[1 + 1/m\right]^{-(1+m)} \quad (5)$$

Onde PI é a inclinação da reta tangente que toca a curva de retenção de água no solo em seu ponto de inflexão, m e n são parâmetros da equação de van Genuchten (1980), θ_{sat} e θ_{res} são a umidade de saturação e umidade residual, respectivamente.

$$\theta_i = (\theta_{sat} - \theta_{res}) \left[1 + \frac{1}{m}\right]^{-m} + \theta_{res} \quad (6)$$

Onde θ_i é a umidade no ponto de inflexão, m e n são parâmetros da equação de van Genuchten (1980), θ_{sat} e θ_{res} são a umidade de saturação e umidade residual.

$$\phi_{m_i} = \frac{1}{\alpha} \left[\frac{1}{m} \right]^{1/n} \quad (7)$$

Onde ϕ_{m_i} é módulo do potencial mátrico no ponto de inflexão, m e n são parâmetros da equação de van Genuchten (1980), θ_{sat} e θ_{res} são a umidade de saturação e umidade residual.

A capacidade de campo também teve seu valor estimado pelas umidades nas tensões 10 e 33 kPa das curvas de retenção de água no solo, valores amplamente conhecidos na literatura. (COLMAN, 1946; REICHARDT, 1988; MEYER & GEE, 1999; RUIZ et al., 2003).

Para a determinação do equivalente de umidade, cobriu-se com papel filtro a tela de uma caixa de centrífuga, colocou-se uma camada de solo de aproximadamente 1 cm de espessura e deixou saturar por 6 horas. Em seguida, as amostras foram colocadas para centrifugar a 2.440 rpm por 30 min, o que equivale o potencial de 33 kPa. Retiradas da centrífuga, as amostras foram transferidas para um recipiente, pesados e levados à estufa de circulação de ar a 100 °C por 48 h. Logo, determinou-se a umidade gravimétrica das amostras. Para obter a umidade volumétrica foi utilizada a densidade do solo obtida com as amostras indeformadas e a umidade gravimétrica.

2.4 Caracterização física e química do solo

Para a caracterização física foram realizadas análise granulométrica (EMBRAPA, 2012), argila dispersa em água, índice de dispersão e de floculação, densidade de partículas pelo método do balão volumétrico, densidade do solo pelo método do anel volumétrico, macroporosidade, microporosidade e porosidade total (EMBRAPA, 2011).

Para a obtenção da área de superfície específica das partículas, pesou-se 3 g de TFSA em cadinho de massa conhecida. Estes foram deixados em dessecador com P_2O_5 por dez dias, pesados em balança com precisão de 0,0001 g e transferidos para dessecador com ACH_3COOK por dez dias. Em seguida, foram pesados novamente e a diferença das massas, multiplicou-se o fator de correção 3.600 (QUIRK, 1955).

No solo estudado no município de João Pinheiro foi observado ligeiro aumento do teor de argila e redução do teor de areia total em profundidade. Neste solo há predomínio das frações areia fina e média no teor de areia total. O solo foi classificado como Latossolo Vermelho Amarelo de textura Franco-argilo-arenosa. Para o solo

estudado no município de Viçosa também foi observado decréscimo da fração areia e aumento de argila em profundidade. Há predomínio de areia fina e média em todo o perfil e nas profundidades 0,10 e 0,20 m o solo foi classificado como Latossolo Vermelho Amarelo de textura Argilosa e nas profundidades 0,30 e 0,40 m como textura Muito Argilosa (Tabela 1).

Para a densidade do solo, observa-se um maior valor na camada superficial do LVA argiloso, fato explicado pelos tratos culturais realizados na entrelinha do pomar de Citros, demonstrando uma leve compactação deste horizonte. Este solo apresentou cerca de 23 % mais poros quando comparado com o LVA de textura média, sendo 90 % de microporosidade. Este fato apresenta grande relevância, visto que o fenômeno de retenção de água é influenciado pela quantidade de macro e microporos (BEUTLER et al., 2011).

A análise de área de superfície específica demonstrou que o solo argiloso tem praticamente o dobro de superfície quando comparado com o solo de textura média. Logo, a retenção de água será maior no LVA argiloso, visto que apresenta maior área de superfície específica, maior teor de argila e microporosidade.

Tabela 1 – Caracterização física dos solos

Solo	P	AMG	AG	AM	AF	AMF	AT	Silte	ARG	Classe	ADA	ID	IF	ASE	D _p	D _s	P _T	M _A	M _I
	cm	kg kg ⁻¹							–	kg kg ⁻¹		m ² g ⁻¹				m ³ m ⁻³			
LVA	10	0,001	0,015	0,289	0,296	0,048	0,650	0,043	0,307	FAA	0,058	18,9	81,1	31,52	2,65	1,49	0,374	0,111	0,263
text.	20	0,003	0,017	0,271	0,291	0,053	0,634	0,047	0,319	FAA	0,067	20,9	79,1	31,18	2,62	1,48	0,381	0,103	0,278
média	30	0,001	0,015	0,265	0,286	0,049	0,616	0,052	0,331	FAA	0,067	20,1	79,9	34,32	2,66	1,43	0,393	0,114	0,278
	40	0,001	0,016	0,248	0,280	0,055	0,600	0,060	0,340	FAA	0,024	6,9	93,0	34,25	2,66	1,42	0,387	0,107	0,279
	10	0,014	0,052	0,115	0,113	0,057	0,352	0,126	0,523	Ar	0,249	47,6	52,4	61,88	2,68	1,36	0,478	0,065	0,412
LVA	20	0,009	0,045	0,092	0,090	0,052	0,288	0,134	0,578	Ar	0,304	52,6	47,3	64,14	2,68	1,29	0,493	0,041	0,452
argiloso	30	0,006	0,040	0,076	0,073	0,042	0,237	0,141	0,622	MA	0,309	49,6	50,4	61,98	2,70	1,25	0,518	0,037	0,481
	40	0,010	0,038	0,062	0,063	0,039	0,211	0,147	0,642	MA	0,279	43,5	56,5	55,89	2,61	1,26	0,518	0,033	0,485

P: profundidade; AMG: areia muito grossa (2 -1 mm); AG: areia grossa (1 – 0,5 mm); AM: areia média (0,5 – 0,25 mm); AF: areia fina (0,25 – 0,125 mm); AMF: areia muito fina (<0,125 mm); AT: areia total; ARG: argila; FAA: Franco argilo arenoso; Ar: Argila; MA: Muito argiloso; ADA: argila dispersa em água. ID: índice de dispersão. IF: índice de floculação. ASE: área de superfície específica. D_p: densidade de partículas. D_s: densidade do solo. P_T: porosidade total. M_A: macroporosidade. M_I: microporosidade

Para a caracterização química dos solos, realizou-se a mistura de amostras simples das profundidades estudadas, obtendo-se quatro amostras compostas de cada solo. Estas foram levadas ao laboratório de fertilidade do solo do Departamento de Solos da UFV para análises de rotina.

Existe grande diferença quanto às características químicas dos Latossolos estudados (Tabela 2). Isto porque o LVA de textura média encontrava-se em pousio e no LVA argiloso há frequentes adubações no pomar, o que é confirmado com melhores índices de nutrientes disponíveis, principalmente próximo à superfície.

Há diferença no teor de matéria orgânica evidente entre os solos. O Latossolo argiloso apresenta cerca de 1,66; 2,27; 2,0 e 2,0 vezes mais matéria orgânica nas profundidades de 0,10; 0,20; 0,30 e 0,40 m, respectivamente, quando comparado com o Latossolo de textura média. A matéria orgânica é importante porque melhora a estruturação do solo, influenciando na capilaridade, que atua principalmente em baixas tensões de água no solo (REICHARDT & TIMM, 2008).

Tabela 2 – Caracterização química dos solos

Solo	Prof (cm)	pH		P mg dm ⁻³	K ⁺ mg dm ⁻³	Ca ²⁺ cmol _c dm ⁻³	Mg ²⁺ cmol _c dm ⁻³	Al ³⁺ cmol _c dm ⁻³	H + Al	MO dag kg ⁻¹	P-Rem mg L ⁻¹
		H ₂ O	KCl								
LVA text. média	10	3,86	3,99	0,8	30	0,5	0,26	0,9	1,54	19,4	4,5
	20	4,58	4,33	0,2	23	0,26	0,21	1,0	0,90	17,8	4,0
	30	4,56	4,09	0,0	26	0,52	0,30	0,8	0,64	18,7	3,6
	40	4,34	4,91	0,0	22	0,39	0,29	0,8	0,64	15,9	3,5
LVA argiloso	10	6,45	6,14	54,3	167	5,42	1,10	0,0	2,56	32,6	1,5
	20	4,69	6,03	8,8	125	4,25	0,86	0,0	2,05	24,3	1,5
	30	3,82	5,66	2,2	119	3,03	0,80	0,0	1,28	19,5	2,6
	40	5,56	5,56	0,8	84	1,80	0,65	0,0	1,28	16,5	3,6

Prof: profundidade; pH em H₂O e KCl – relação 1:2,5; P e K – extrator Mehlich 1; Ca²⁺, Mg²⁺ e Al³⁺ - extrator KCl 1 mol/L; H + Al – extrator acetato de cálcio 0,5 mol/L pH 7,0; MO: matéria orgânica – MO = C.Org x 1,724 – Walkley-Black; P-Rem: fósforo remanescente.

2.5 Análises estatísticas

A análise de desempenho dos métodos foi alcançada por meio da comparação dos valores de capacidade de campo obtidos em campo (método padrão – densidade de fluxo de água) e em laboratório, para cada solo e profundidade estudados. Para isso, utilizou-se de modelos de regressão linear aplicado a cada um dos métodos em comparação com o método padrão, com auxílio do programa estatístico SAS v.9.4 para processamento dos dados.

A mesma comparação foi realizada pelo índice de concordância ou ajuste de Willmott (WILLMOTT et al., 1985), o qual varia de zero para completa dispersão e 1 para similaridade perfeita.

O índice de concordância é representado pela letra “d”, calculado conforme a equação:

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (C_{c_i} - C_{co_i})^2}{\sum_{i=1}^n [(|C_{c_i} - \bar{C}|) + (|C_{co_i} - \bar{C}|)]^2} \quad (9)$$

Em que:

d = índice de concordância ou ajuste;

C_{c_i} = capacidade de campo obtida pelo método considerado, $m^3 m^{-3}$;

C_{co_i} = capacidade de campo obtida pelo método-padrão (campo), $m^3 m^{-3}$;

\bar{C} = média dos valores de capacidade de campo obtida pelo método-padrão, $m^3 m^{-3}$;

n = número de observações.

Calculou-se a estimativa do erro-padrão da média (EPM), o qual representa o quanto a média da amostra se aproxima da média da população, conforme equação:

$$EPM = \left(\frac{\sum (C_C - \widehat{C}_C)^2}{n-1} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (10)$$

Onde,

EPM = estimativa do erro padrão da média, $m^3 m^{-3}$ ou kPa;

C_C = capacidade de campo obtida pelo método padrão, $m^3 m^{-3}$ ou kPa;

\widehat{C}_C = capacidade de campo estimada pelo método considerado, $m^3 m^{-3}$ ou kPa;

n = número de observações;

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 Método de campo: Densidade de fluxo de água

Os experimentos de campo foram conduzidos por 90 dias para os dois solos estudados. Ocorreu grande amplitude dos resultados quanto à densidade de fluxo e tempo de redistribuição para se atingir as densidades de fluxo de 1,0 e 0,1 mm dia⁻¹. Em ambos os solos estudados não se conseguiu atingir a densidade de fluxo de 0,01 mm dia⁻¹, o que necessitaria de um tempo maior de avaliação da drenagem interna da água no solo, demonstrando a improbabilidade deste valor ser considerado como capacidade de campo, conforme também observado por Brito et al. (2011) trabalhando com solo de textura semelhante.

As densidades de fluxo máximas atingidas (condição de saturação) para os solos estudados foram distintas. O LVA de textura média apresentou uma densidade média máxima de 372, 808, 1159 e 1614 mm dia⁻¹ para as profundidades de 0,10; 0,20; 0,30 e 0,40 m, respectivamente. O LVA de textura argilosa apresentou valores de 2,5; 3,8; 4,78 e 5,44 mm dia⁻¹ para as profundidades de 0,10; 0,20; 0,30 e 0,40 m, respectivamente. Isso representa uma superioridade na drenagem interna de 149, 212, 242 e 297 vezes do LVA de textura média em relação ao LVA de textura argilosa. Este fato é explicado pelas diferenças nas características físicas entre estes solos, principalmente a textura, o que implica em porosidades distintas. O LVA de textura média apresenta 1,71; 2,51; 3,08 e 3,24 vezes mais macroporos nas profundidades 0,10; 0,20; 0,30 e 0,40, respectivamente, em comparação com o LVA argiloso.

Considerando o LVA de textura média, com tempo de redistribuição de aproximadamente 2160 h, a densidade de fluxo de 1,0 mm dia⁻¹ foi encontrada em 10, 46, 70 e 94 h, para as profundidades 0,10; 0,20; 0,30 e 0,40 m, respectivamente (Figuras 3 a 6). As umidades e potenciais mátricos do solo nestas profundidades citadas foram: 0,223 m³ m⁻³ e 9,66 kPa; 0,232 m³ m⁻³ e 11,12 kPa; 0,24 m³ m⁻³ e 11,59 kPa; 0,243 m³ m⁻³ e 11,83 kPa, respectivamente.

Para a densidade de fluxo 0,1 mm dia⁻¹, os tempos encontrados foram 190, 358, 354 e 674 h, com umidades e potenciais mátricos de: 0,199 m³ m⁻³ e 17,41 kPa; 0,203 m³ m⁻³ e 20,11 kPa; 0,214 m³ m⁻³ e 20,42 kPa; 0,216 m³ m⁻³ e 22,35 kPa para as profundidades 0,10; 0,20; 0,30 e 0,40 m, respectivamente (Figuras 3 a 6). Segundo Jabro et al. (2009), o tempo necessário para se atingir a capacidade de campo para solos Franco-arenoso e Franco-argiloso são de 50 e 450 horas, respectivamente, o que

corroborar com este trabalho. Brito et al. (2011), trabalhando com solo de textura semelhante, encontrou valores de 52, 97, 152 e 205 h para densidade de fluxo 1,0 mm dia⁻¹, nas profundidades 0,2; 0,4; 0,6 e 0,8 m.

A melhor estimativa alcançada para a capacidade de campo deste solo foi na densidade de fluxo 1,0 mm dia⁻¹, dado o longo tempo decorrido para se alcançar densidade de 0,1 mm dia⁻¹, corroborando com os dados de Brito et al. (2011). Segundo Meyer e Gee (1999), a capacidade de campo estimada pelo método baseado na densidade de fluxo de água produz valores próximos aos do método baseado no potencial mátrico. Porém, estes valores devem ser bem definidos, visto a complexidade dos fatores que interferem na retenção de água no solo.

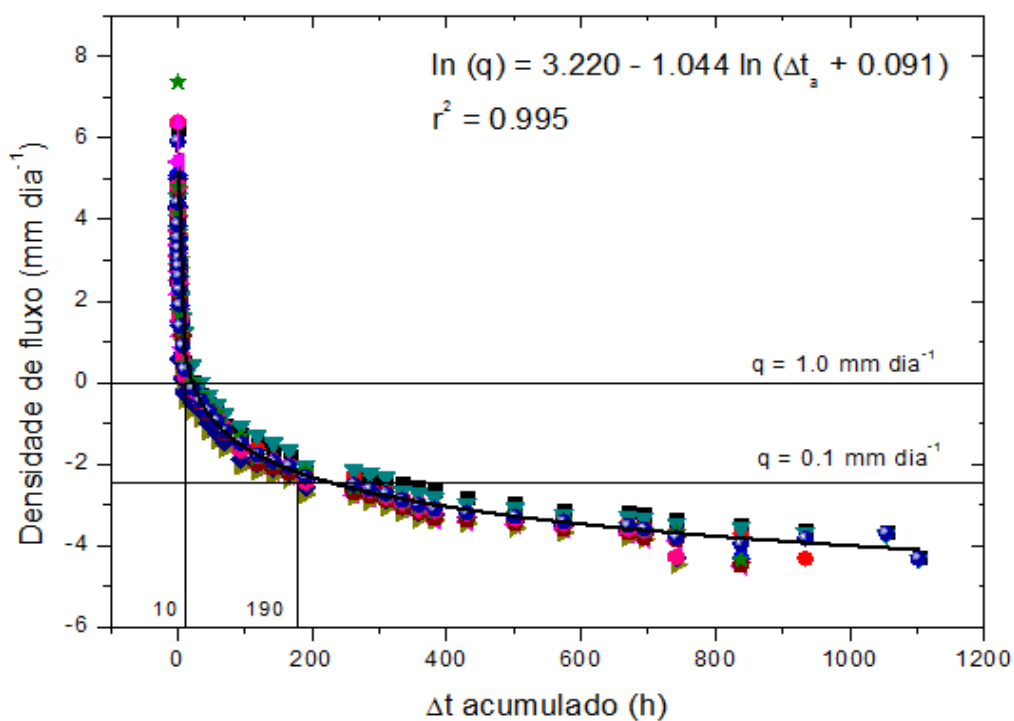


Figura 3. Densidade de fluxo de água ($\ln q_z$) em função do tempo de redistribuição da água no LVA de textura média, profundidade de 0,10 m.

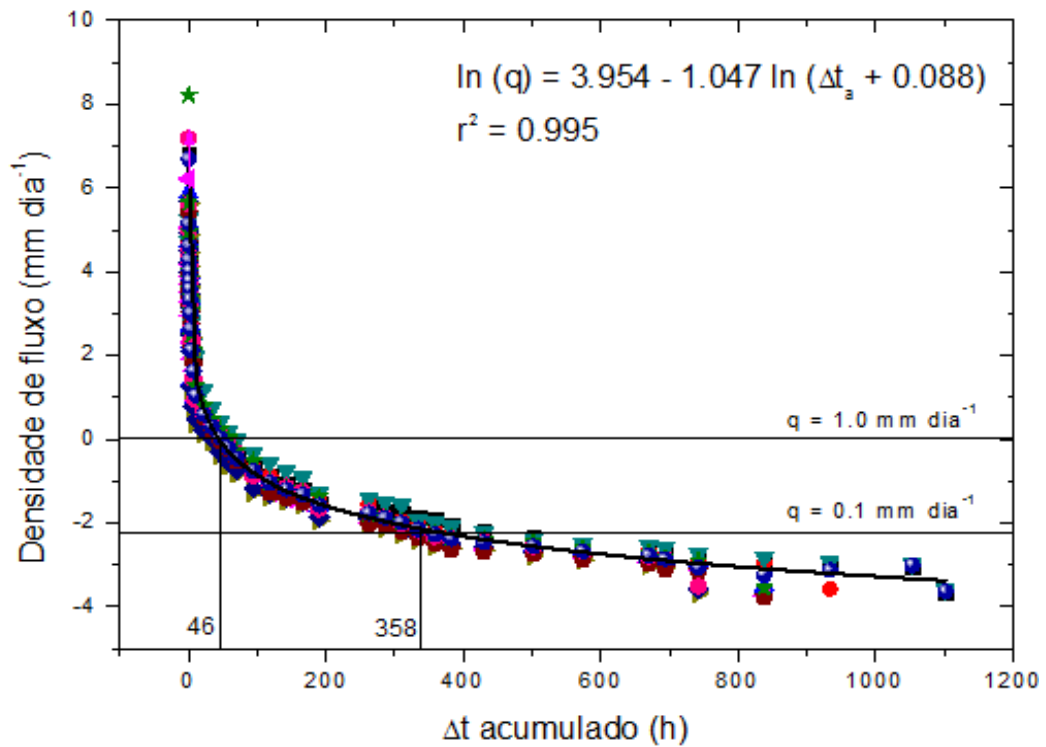


Figura 4. Densidade de fluxo de água ($\ln q_z$) em função do tempo de redistribuição da água no LVA de textura média, profundidade de 0,20 m.

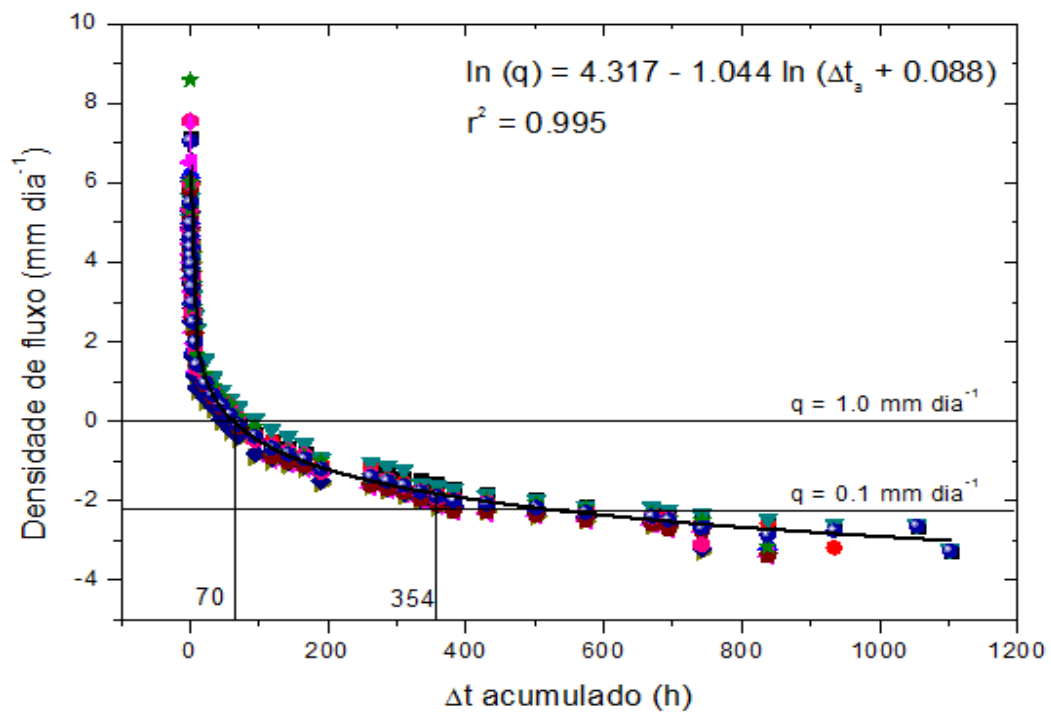


Figura 5. Densidade de fluxo de água ($\ln q_z$) em função do tempo de redistribuição da água no LVA de textura média, profundidade de 0,30 m.

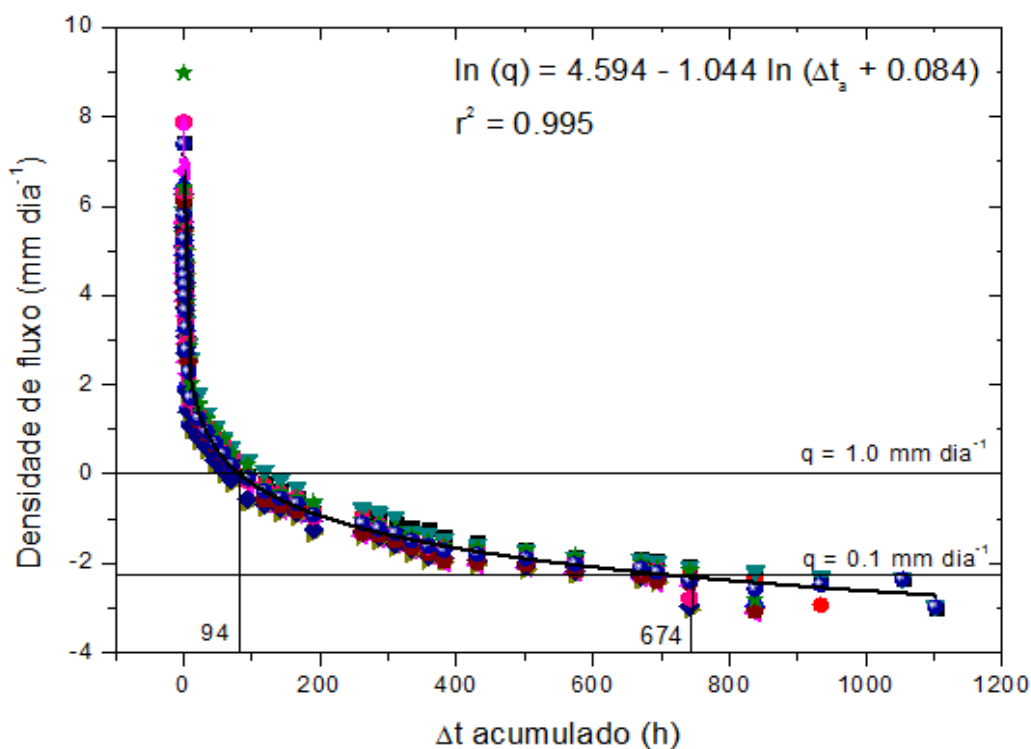


Figura 6. Densidade de fluxo de água ($\ln q_z$) em função do tempo de redistribuição da água no LVA de textura média, profundidade de 0,40 m.

Para o LVA de textura argilosa, com tempo de redistribuição de aproximadamente 2160 h, a densidade de fluxo de $1,0 \text{ mm dia}^{-1}$ foi encontrada em 12, 24, 36 e 70 h, com umidades e potenciais mátrico de $0,45 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ e $1,86 \text{ kPa}$; $0,485 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ e $1,44 \text{ kPa}$; $0,513 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ e $1,43 \text{ kPa}$; $0,514 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ e $1,54 \text{ kPa}$ para as profundidades 0,10; 0,20; 0,30 e 0,40 m, respectivamente (figuras 7 a 10). Nota-se que estes valores são bem maiores daqueles encontrados para o LVA de textura média, dado a menor capacidade de retenção de água naquele solo por apresentar menor teor de argila, matéria orgânica e microporosidade.

Considerando a densidade de fluxo $0,1 \text{ mm dia}^{-1}$, os tempos encontrados foram 144, 192, 288 e 503 h, com umidades e potenciais mátrico de $0,43 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ e $4,14 \text{ kPa}$; $0,473 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ e $3,45 \text{ kPa}$; $0,504 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ e $3,41$; $0,507 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ e $3,30 \text{ kPa}$ para as profundidades 0,10; 0,20; 0,30 e 0,40 m, respectivamente (figuras 7 a 10). De acordo com Jabro et al. (2009), o tempo necessário para se atingir a capacidade de campo para solos de textura Franco-argilosa são de aproximadamente 450 horas, o que não pode ser considerado para as camadas mais superficiais deste LVA estudado, mas correspondente à profundidade 0,40 m. Andrade & Stone (2010) trabalhando com solos sob cerrado encontraram os valores de umidade próximos de $0,40 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ para capacidade de campo, com potenciais mátrico variando de $6,5$ a $7,5 \text{ kPa}$.

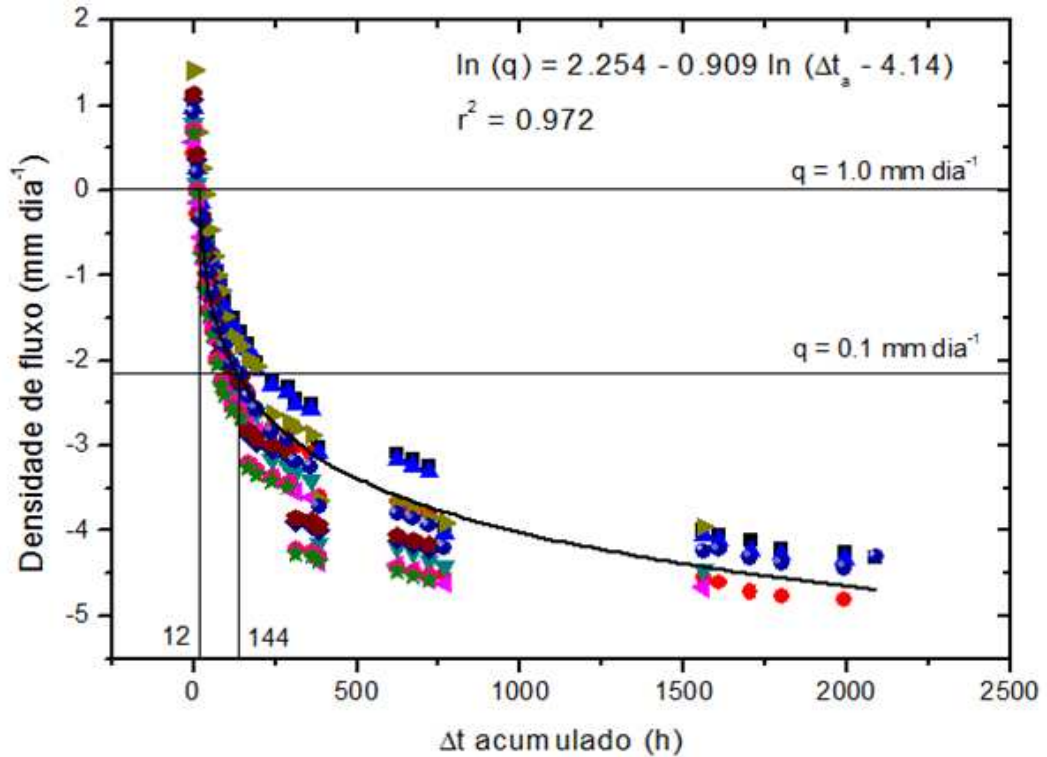


Figura 7. Densidade de fluxo de água ($\ln q_z$) em função do tempo de redistribuição da água no LVA argiloso, profundidade de 0,10 m.

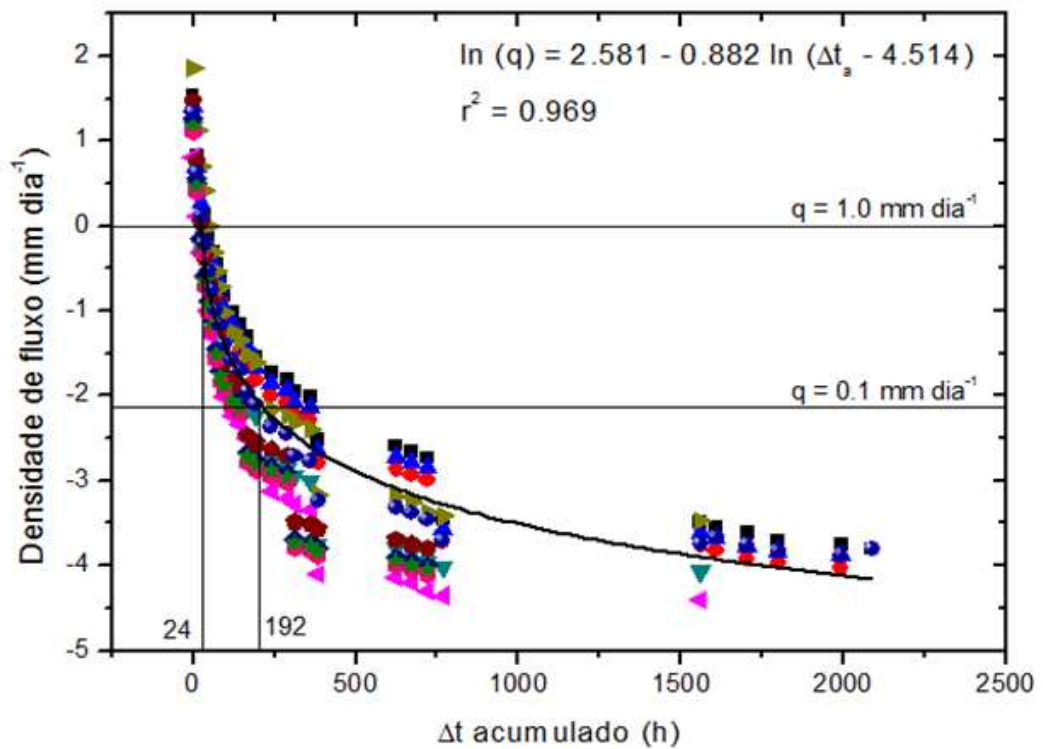


Figura 8. Densidade de fluxo de água ($\ln q_z$) em função do tempo de redistribuição da água no LVA argiloso, profundidade de 0,20 m.

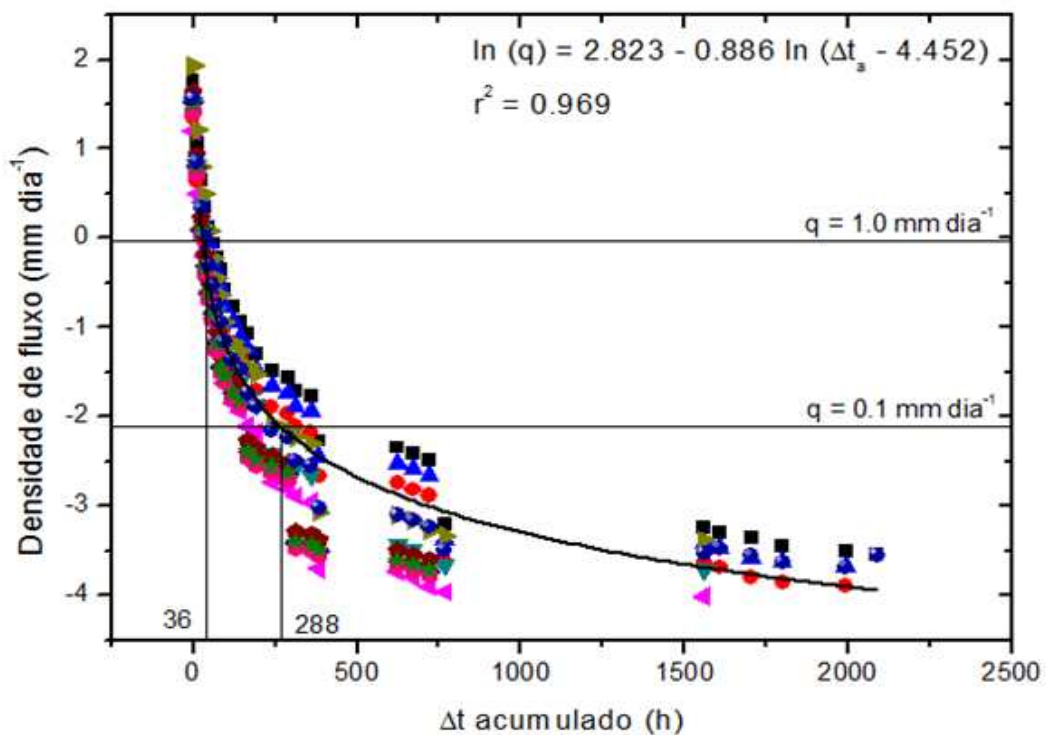


Figura 9. Densidade de fluxo de água ($\ln q_z$) em função do tempo de redistribuição da água no LVA argiloso, profundidade de 0,30 m.

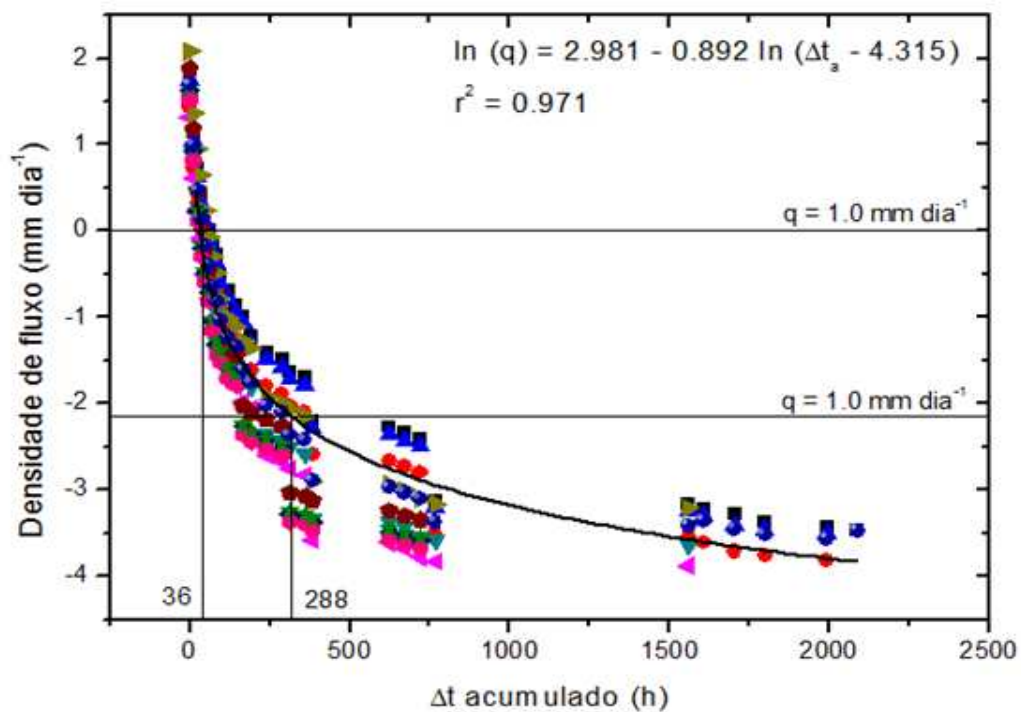


Figura 10. Densidade de fluxo de água ($\ln q_z$) em função do tempo de redistribuição da água no LVA argiloso, profundidade de 0,40 m.

Considerando a redução da densidade de fluxo de 372, 808, 1159 e 1614 vezes para as profundidades de 0,10 a 0,40 m, respectivamente, pode-se dizer que a melhor estimativa alcançada para a capacidade de campo no LVA de textura média foi na densidade de fluxo de $1,0 \text{ mm dia}^{-1}$, com potencial mátrico variando de 9,66 a 11,83 kPa e tempo de redistribuição variando de 10 a 70 horas. Já para o LVA de textura argilosa, a densidade de fluxo de $0,1 \text{ mm dia}^{-1}$ é a melhor estimativa para os valores de capacidade de campo, com redução do fluxo inicial da ordem de 25, 38, 48 e 54 vezes para as profundidades 0,10; 0,20; 0,30 e 0,40 m, respectivamente. Os potenciais mátrico desta densidade de fluxo variaram entre 3,3 e 4,14 kPa, próximo dos valores encontrados por Andrade & Stone (2010).

3.2 Comparação dos métodos

A Tabela 3 apresenta a umidade média, potencial mátrico médio e coeficiente de variação de todos os métodos testados para a determinação e estimativa da capacidade de campo. Os métodos avaliados apresentaram coeficiente de variação inferior a 10 % para os dois solos estudados e todas as profundidades avaliadas, sendo classificado como baixo de acordo com Pimentel Gomes (1985), indicando baixa dispersão dos dados. Nota-se um ligeiro aumento no teor de umidade encontrado em todos os métodos de acordo com a profundidade avaliada, para ambos os solos. Nota-se também que para o LVA de textura média os resultados de campo (densidade fluxo de $1,0 \text{ mm dia}^{-1}$ e $0,1 \text{ mm dia}^{-1}$) encontrados foram acima do ponto de inflexão da curva de retenção de água no solo, ao passo que no LVA argiloso estes se encontram abaixo do ponto de inflexão. Este fato se torna interessante a partir do momento em que autores tentam utilizar metodologias em que a umidade no ponto de inflexão da curva de retenção é indicativa da capacidade de campo, o que pode levar a super ou subestimativas deste valor, de acordo com as características físico-hídricas do solo em questão.

Ao se comparar os dois Latossolos, observa-se que o LVA de textura argilosa apresenta, aproximadamente, o dobro de umidade do solo ao se considerar a densidade de fluxo de $1,0 \text{ mm dia}^{-1}$ quando comparado com o LVA de textura média, fato não comprovado quando se observa os potenciais mátricos, podendo ser maior em cerca de 5 a 8 vezes.

Tabela 3. Valores médios de coeficiente de variação, umidade e potencial mátrico na capacidade de campo dos solos estudados obtidos pelos métodos avaliados

Solo		DF 1,0 mm dia ⁻¹	DF 0,1 mm dia ⁻¹	PI CRA	CRA 10 kPa	CRA 33 kPa	PI	Eq. Umidade	
							CRA Evap		
0 – 10 cm									
LVA text. média	Média θ (m ³ m ⁻³)	0,230	0,199	0,266	0,233	0,167	0,191	0,189	
	Média ϕ_m (kPa)	9,659	17,41	4,9	10	33	4,02	-	
	CV (%)	4,62	4,76	5,21	4,77	4,75	4,23	6,92	
	10 – 20 cm								
	Média θ (m ³ m ⁻³)	0,232	0,203	0,265	0,228	0,161	0,320	0,190	
	Média ϕ_m (kPa)	11,116	20,11	5,18	10	33	4,48	-	
	CV (%)	6,95	7,64	5,15	6,14	7,79	5,96	5,81	
	20 – 30 cm								
	Média θ (m ³ m ⁻³)	0,232	0,203	0,265	0,228	0,161	0,320	0,190	
	Média ϕ_m (kPa)	11,116	20,11	5,18	10	33	4,48	-	
	CV (%)	5,93	7,19	5,69	5,97	7,71	4,63	5,61	
	30 – 40 cm								
Média θ (m ³ m ⁻³)	0,243	0,216	0,296	0,255	0,216	0,323	0,194		
Média ϕ_m (kPa)	11,825	22,35	4,94	10	33	4,61	-		
CV (%)	7,16	7,88	4,10	5,94	7,33	5,45	5,44		
0 – 10 cm									
LVA argiloso	Média θ (m ³ m ⁻³)	0,450	0,430	0,418	0,434	0,358	0,409	0,430	
	Média ϕ_m (kPa)	1,860	0,43	7,53	10	33	30,51	-	
	CV (%)	3,83	4,10	2,34	3,92	3,22	3,20	3,00	
	10 – 20 cm								
	Média θ (m ³ m ⁻³)	0,485	0,473	0,427	0,475	0,418	0,451	0,470	
	Média ϕ_m (kPa)	1,440	3,45	19,96	10	33	56,75	-	
	CV (%)	3,93	4,73	3,59	5,79	5,83	5,11	4,69	
	20 – 30 cm								
	Média θ (m ³ m ⁻³)	0,513	0,504	0,456	0,487	0,461	0,459	0,473	
	Média ϕ_m (kPa)	1,430	3,41	21,14	10	33	50,25	-	
	CV (%)	1,12	1,54	1,24	2,33	2,45	1,69	2,35	
	30 – 40 cm								
Média θ (m ³ m ⁻³)	0,514	0,507	0,447	0,515	0,430	0,474	0,484		
Média ϕ_m (kPa)	1,540	3,30	28,70	10	33	53,18	-		
CV (%)	2,93	3,75	1,48	4,07	3,44	2,29	4,77		

DF 1,0 mm dia⁻¹: Densidade de fluxo de 1,0 mm dia⁻¹; DF 0,1 mm dia⁻¹: Densidade de fluxo de 0,1 mm dia⁻¹; PI CRA: Umidade no ponto de inflexão da curva de retenção de água no solo; CRA 10 kPa: Umidade correspondente à tensão de 10 kPa da curva de retenção de água no solo; CRA 30 kPa: Umidade correspondente à tensão de 33 kPa da curva de retenção de água no solo; PI CRA Evap: Umidade no ponto de inflexão da curva de retenção de água confeccionada pelo método da evaporação; Eq. Umidade: Umidade obtida por meio do equivalente de umidade.

No LVA de textura Franco-argilo-arenosa o método do equivalente de umidade apresentou baixa capacidade de estimar a capacidade de campo quando se considera a densidade de fluxo de $1,0 \text{ mm dia}^{-1}$, com coeficientes de determinação baixos e os maiores valores de erro padrão da média entre todos os métodos, subestimando os valores encontrados em campo em 17,7; 18,2; 21,0 e 20,0 % para as profundidades 0,10; 0,20; 0,30 e 0,40 m, respectivamente. Os dados apresentaram ampla dispersão, confirmando os valores de Willmott. Quando se considerou densidade de fluxo de $0,1 \text{ mm dia}^{-1}$, o método do equivalente de umidade subestimou a capacidade de campo em todas as profundidades estudadas, com baixo coeficiente de determinação (r^2) e índice de concordância (d). Nas maiores profundidades estudadas o aumento no r^2 e d para o equivalente de umidade (Tabelas 4 e 5), demonstrou a sensibilidade deste ao teor de argila, que aumenta ligeiramente com as maiores profundidades. A subestimativa destes valores encontrados para este método se devem à falta de estruturação do solo, visto que a centrifugação ocorre em amostras deformadas, reduzindo o efeito da capilaridade existente em condições de campo.

Para umidade do solo nos pontos de inflexão das curvas de retenção de água no solo, tanto confeccionadas pela mesa de tensão + extrator de Richards, quanto para as determinadas pelo método da evaporação, apesar de terem apresentado bom ajuste no modelo de van Genuchten (1980), ocorreram baixos valores de coeficientes de determinação, demonstrando que os modelos ajustados pouco explicam os resultados. O valor do índice de Willmott também foi baixo, indicando fraca correspondência entre estes e o método de campo, tanto para densidade de fluxo de $1,0 \text{ mm dia}^{-1}$ quanto para $0,1 \text{ mm dia}^{-1}$, superestimando os valores de campo em todas as profundidades. Logo, os pontos de inflexão destas curvas de retenção de água não são adequados para a estimativa da capacidade de campo neste solo em estudo. Estes dados corroboram com os estudos de Silva et al. (2014), onde encontraram o ponto de inflexão superestimando a capacidade de campo quando comparado com a câmara de Richards em um Latossolo sob Cerrado. Estes dados confrontam com os discutidos na literatura por Ferreira & Marco (1983), que propuseram este valor como estimativa para capacidade de campo em Latossolo Vermelho Escuro distrófico.

A umidade referente ao potencial mátrico de 33 kPa, estimado a partir da CRA, apresentou altos coeficientes de determinação para a densidade de fluxo de $1,0 \text{ mm dia}^{-1}$. Porém, encontraram-se baixos valores do índice de Willmott, demonstrando que não existe concordância entre os métodos. Segundo Ruiz et al. (2003), o potencial de 33 kPa, amplamente citada na literatura, se refere a solos típicos de região de clima

temperado, com argilas de alta atividade. Para a densidade de fluxo $0,1 \text{ mm dia}^{-1}$, a umidade no potencial de 33 kPa também apresentou alto coeficiente de determinação, da ordem de 0,90; 0,99; 0,97 e 0,96 para as profundidades de 0,10; 0,20; 0,30 e 0,40 m, respectivamente (Tabelas 4 e 5). Todavia, o índice de concordância foi baixo, demonstrando a falta de similaridade entre os métodos.

A umidade no potencial de 10 kPa foi a melhor estimativa encontrada para capacidade de campo quando a densidade de fluxo foi $1,0 \text{ mm dia}^{-1}$, apresentando alto coeficiente de determinação e os menores valores de erro padrão da média dentre todos os métodos de laboratório, além de índice de concordância próximo a 1. Este valor de potencial é amplamente conhecido na literatura (REICHARDT, 1988), porém, só deve ser considerado quando se adotar como capacidade de campo a densidade de fluxo $1,0 \text{ mm dia}^{-1}$. Vale ressaltar que este resultado foi obtido com amostra indeformada, o que muitas vezes não acontece nos laboratórios de rotina e até em pesquisas, o que causa a perda de exatidão deste valor, para este solo. Para a densidade de fluxo de $0,1 \text{ mm dia}^{-1}$, a umidade equivalente ao potencial de 10 kPa apresentou alto coeficiente de determinação, porém, baixa similaridade entre os métodos, evidenciado pelos baixos valores de concordância (d).

Tabela 4. Parâmetros da equação de regressão (a, b), coeficiente de determinação (r^2), estimativa do erro padrão da média (EPM) e índice de concordância (d) para densidade de fluxo de $1,0 \text{ mm dia}^{-1}$ no Latossolo Vermelho Amarelo de textura Franco-argilo-arenosa

Método	a	b	r^2	EPM ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$)	EPM (kPa)	d
0 – 10 cm						
PI CRA	-0,088	0,254	0,01	0,055	5,15	0,22
CRA 10 kPa	0,872	0,031	0,79	0,006	0,86	0,93
CRA 33 kPa	1,065	0,042	0,70	0,057	24,61	0,26
PI CRA Evap	-0,188	0,283	0,05	0,060	6,14	0,19
Eq. Umidade	0,527	0,134	0,39	0,053	–	0,27
10 – 20 cm						
PI CRA	0,411	0,114	0,14	0,058	6,37	0,35
CRA 10 kPa	1,042	-0,016	0,89	0,008	1,55	0,93
CRA 33 kPa	1,071	0,034	0,90	0,050	23,09	0,44
PI CRA Evap	0,619	0,050	0,45	0,066	7,09	0,35
Eq. Umidade	0,105	0,212	0,01	0,051	–	0,36
20 – 30 cm						
PI CRA	-0,153	0,284	0,03	0,065	7,39	0,28
CRA 10 kPa	0,930	0,999	0,93	0,009	1,87	0,91
CRA 33 kPa	0,896	0,062	0,92	0,045	22,58	0,45
PI CRA Evap	-0,334	0,340	0,11	0,071	7,35	0,24
Eq. Umidade	1,143	0,028	0,69	0,058	–	0,34
30 – 40 cm						
PI CRA	-1,128	0,576	0,62	0,062	7,57	0,26
CRA 10 kPa	1,112	-0,036	0,91	0,010	2,31	0,91
CRA 33 kPa	1,118	0,016	0,91	0,043	22,36	0,51
PI CRA Evap	-0,014	0,247	0,00	0,088	7,87	0,24
Eq. Umidade	1,404	-0,024	0,70	0,056	–	0,38

PI CRA: Umidade no ponto de inflexão da curva de retenção de água no solo; CRA 10 kPa: Umidade correspondente à tensão de 10 kPa da curva de retenção de água no solo; CRA 30 kPa: Umidade correspondente à tensão de 33 kPa da curva de retenção de água no solo; PI CRA Evap: Umidade no ponto de inflexão da curva de retenção de água confeccionada pelo método da evaporação; Eq. Umidade: Umidade obtida por meio do equivalente de umidade.

Tabela 5. Parâmetros da equação de regressão (a, b), coeficiente de determinação (r^2), estimativa do erro padrão da média (EPM) e índice de concordância (d) para densidade de fluxo de $0,1 \text{ mm dia}^{-1}$ no Latossolo Vermelho Amarelo de textura Franco-argilo-arenosa

Método	a	b	r^2	EPM ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$)	EPM (kPa)	d
0 – 10 cm						
PI CRA	-0,197	0,253	0,09	0,086	13,26	0,15
CRA 10 kPa	0,821	0,012	0,88	0,030	7,89	0,42
CRA 33 kPa	1,076	0,009	0,90	0,025	16,47	0,48
PI CRA Evap	-0,177	0,249	0,05	0,091	14,21	0,14
Eq. Umidade	0,507	0,107	0,45	0,022	–	0,49
10 – 20 cm						
PI CRA	0,285	0,121	0,07	0,089	15,80	0,25
CRA 10 kPa	1,015	-0,039	0,92	0,038	10,71	0,50
CRA 33 kPa	1,066	0,005	0,99	0,019	13,62	0,75
PI CRA Evap	0,527	0,048	0,35	0,097	16,55	0,25
Eq. Umidade	0,314	0,143	0,05	0,023	–	0,54
20 – 30 cm						
PI CRA	-2,411	0,285	0,07	0,091	16,65	0,23
CRA 10 kPa	0,997	-0,032	0,92	0,035	11,05	0,52
CRA 33 kPa	1,001	0,016	0,98	0,018	13,31	0,77
PI CRA Evap	-0,338	0,326	0,10	0,097	16,59	0,21
Eq. Umidade	1,277	-0,022	0,74	0,032	–	0,54
30 – 40 cm						
PI CRA	-1,162	0,559	0,69	0,089	18,63	0,22
CRA 10 kPa	1,100	-0,060	0,93	0,037	13,22	0,49
CRA 33 kPa	1,121	-0,011	0,96	0,014	11,47	0,84
PI CRA Evap	-0,010	0,218	0,00	0,115	18,96	0,20
Eq. Umidade	1,480	-0,066	0,81	0,028	–	0,60

PI CRA: Umidade no ponto de inflexão da curva de retenção de água no solo; CRA 10 kPa: Umidade correspondente à tensão de 10 kPa da curva de retenção de água no solo; CRA 30 kPa: Umidade correspondente à tensão de 33 kPa da curva de retenção de água no solo; PI CRA Evap: Umidade no ponto de inflexão da curva de retenção de água confeccionada pelo método da evaporação; Eq. Umidade: Umidade obtida por meio do equivalente de umidade.

Para o Latossolo Vermelho Amarelo de textura Argilosa o método do equivalente de umidade apresentou os menores valores de coeficiente de determinação, iguais a 0,026; 0,645; 0,001 e 0,12 para as profundidades 0,10; 0,20; 0,30 e 0,40 m, respectivamente, considerando a densidade de fluxo de 1,0 mm dia⁻¹ (tabelas 6 e 7). Este método demonstrou dispersão dos dados pela falta de similaridade em comparação com o método de campo (padrão), indicado pelo índice de concordância. Já para a densidade de fluxo de 0,1 mm dia⁻¹, o equivalente de umidade também apresentou baixa concordância quando comparado com o método padrão, além de falta de ajuste para os modelos de regressão. Notou-se que para os dois solos estudados, o equivalente de umidade não foi bem sucedido para estimar a umidade equivalente à capacidade de campo quando comparado com o método padrão de campo, tanto para densidades de fluxo de 1,0 quanto para 0,1 mm dia⁻¹. Vale ressaltar que este método foi inicialmente desenvolvido para solos com argila de atividade alta (regiões temperadas), sendo que ocorreu subestimativa para os dois solos estudados.

O ponto de inflexão das curvas característica de água no solo, tanto confeccionadas pela mesa de tensão + extrator de Richards, quanto para as realizadas pelo método da evaporação, subestimaram a capacidade de campo em comparação com o método padrão, para as duas densidades de fluxo estudadas, apresentando baixo coeficiente de determinação e índice de concordância, para todas as profundidades, apesar de os modelos terem apresentado bom ajuste pelo modelo de van Genuchten (1980).

A umidade no potencial mátrico de 33 kPa, para a densidade de fluxo 1,0 mm dia⁻¹, apresentou baixo coeficiente de determinação e índice de concordância, demonstrando que os modelos de regressão pouco explicam os resultados encontrados e que os métodos não são equivalentes. Portanto, este valor não pode ser considerado como estimativa da capacidade de campo para este solo. Segundo REICHARDT (1988), para solos de região tropical e úmida com predominância de caulinita e óxidos de ferro e alumínio, os valores mais reais para estimar a capacidade de campo se encontram entre 6 e 10 kPa. Contudo, para a densidade de fluxo de 1,0 mm dia⁻¹, o valor de potencial mátrico encontrado neste trabalho foi 1,43; 1,54; 1,86 e 1,44 kPa. Já para a densidade de fluxo de 0,1 mm dia⁻¹, a umidade no potencial de 33 kPa apresentou alto coeficiente de determinação para as profundidades de 0,10; 0,20 e 0,40 m. Contudo, o índice de concordância encontrado nestas profundidades foi baixo, demonstrando a falta de similaridade entre os métodos.

Para a densidade de fluxo $1,0 \text{ mm dia}^{-1}$, a umidade no potencial de 10 kPa apresentou alto coeficiente de determinação, porém, baixo índice de concordância, indicando falta de similaridade entre os modelos. Para a densidade de fluxo de $0,1 \text{ mm dia}^{-1}$, a umidade no potencial de 10 kPa apresentou altos coeficientes de determinação, iguais a 0,97; 0,98; 0,80 e 0,97 para as profundidades de 0,10; 0,20; 0,30 e 0,40 m, respectivamente. O modelo de regressão ajustado apresenta boa explicação dos resultados. Porém, os valores de índice de Willmott encontrados não foram elevados (0,63; 0,80; 0,43 e 0,78, para as profundidades de 0,10; 0,20; 0,30 e 0,40, respectivamente), o que demonstrou baixa concordância entre o método de campo e a umidade no potencial de 10 kPa (Tabelas 6 e 7).

Tabela 6. Parâmetros da equação de regressão (a, b), coeficiente de determinação (r^2), estimativa do erro padrão da média (EPM) e índice de concordância (d) para densidade de fluxo de $1,0 \text{ mm dia}^{-1}$ no Latossolo Argiloso

Método	a	b	r^2	EPM ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$)	EPM (kPa)	d
0 – 10 cm						
PI CRA	1,036	0,020	0,08	0,040	6,98	0,47
CRA 10 kPa	1,014	0,041	0,86	0,050	8,59	0,44
CRA 33 kPa	1,268	-0,018	0,77	0,085	32,83	0,29
PI CRA Evap	-0,083	0,485	0,00	0,038	46,21	0,37
Eq. Umidade	-0,223	0,542	0,03	0,046	–	0,35
10 – 20 cm						
PI CRA	1,079	0,018	0,77	0,056	22,68	0,45
CRA 10 kPa	0,689	0,174	0,89	0,039	9,03	0,63
CRA 33 kPa	0,742	0,177	0,89	0,075	33,27	0,40
PI CRA Evap	0,460	0,287	0,28	0,062	64,08	0,39
Eq. Umidade	0,732	0,158	0,64	0,043	–	0,54
20 – 30 cm						
PI CRA	0,563	0,254	0,31	0,058	22,69	0,15
CRA 10 kPa	0,285	0,375	0,31	0,036	9,04	0,25
CRA 33 kPa	0,287	0,385	0,29	0,075	33,28	0,13
PI CRA Evap	0,062	0,483	0,01	0,054	54,79	0,16
Eq. Umidade	-0,014	0,519	0,00	0,042	–	0,19
30 – 40 cm						
PI CRA	1,822	-0,314	0,66	0,063	30,32	0,32
CRA 10 kPa	0,704	0,170	0,86	0,029	8,93	0,61
CRA 33 kPa	0,800	0,154	0,68	0,069	33,17	0,32
PI CRA Evap	-0,005	0,516	0,00	0,056	62,77	0,31
Eq. Umidade	-0,220	0,623	0,12	0,038	–	0,19

PI CRA: Umidade no ponto de inflexão da curva de retenção de água no solo; CRA 10 kPa: Umidade correspondente à tensão de 10 kPa da curva de retenção de água no solo; CRA 30 kPa: Umidade correspondente à tensão de 33 kPa da curva de retenção de água no solo; PI CRA Evap: Umidade no ponto de inflexão da curva de retenção de água confeccionada pelo método da evaporação; Eq. Umidade: Umidade obtida por meio do equivalente de umidade.

Tabela 7. Parâmetros da equação de regressão (a, b), coeficiente de determinação (r^2), estimativa do erro padrão da média (EPM) e índice de concordância (d) para densidade de fluxo de $0,1 \text{ mm dia}^{-1}$ no Latossolo Argiloso

Método	a	b	r^2	EPM ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$)	EPM (kPa)	d
0 – 10 cm						
PI CRA	0,707	0,136	0,15	0,023	5,19	0,55
CRA 10 kPa	1,096	-0,012	0,97	0,028	6,19	0,63
CRA 33 kPa	1,367	-0,076	0,86	0,064	30,42	0,35
PI CRA Evap	-0,234	0,528	0,03	0,026	44,69	0,28
Eq. Umidade	-0,265	0,539	0,03	0,030	–	0,37
10 – 20 cm						
PI CRA	1,079	0,006	0,01	0,046	21,02	0,54
CRA 10 kPa	0,085	0,089	0,98	0,026	6,92	0,80
CRA 33 kPa	0,908	0,097	0,96	0,063	31,15	0,50
PI CRA Evap	0,522	0,249	0,26	0,052	62,19	0,49
Eq. Umidade	0,792	0,120	0,55	0,033	–	0,66
20 – 30 cm						
PI CRA	0,261	0,383	0,04	0,049	20,80	0,22
CRA 10 kPa	0,617	0,207	0,79	0,026	6,96	0,43
CRA 33 kPa	0,594	0,240	0,69	0,065	31,19	0,20
PI CRA Evap	0,177	0,421	0,03	0,045	52,86	0,24
Eq. Umidade	-0,050	0,527	0,01	0,034	–	0,28
30 – 40 cm						
PI CRA	2,186	-0,486	0,01	0,057	28,72	0,38
CRA 10 kPa	0,945	0,046	0,97	0,021	7,08	0,78
CRA 33 kPa	1,135	-0,002	0,85	0,062	31,31	0,41
PI CRA Evap	0,254	0,389	0,02	0,050	61,20	0,39
Eq. Umidade	-0,234	0,623	0,08	0,037	–	0,23

PI CRA: Umidade no ponto de inflexão da curva de retenção de água no solo; CRA 10 kPa: Umidade correspondente à tensão de 10 kPa da curva de retenção de água no solo; CRA 30 kPa: Umidade correspondente à tensão de 33 kPa da curva de retenção de água no solo; PI CRA Evap: Umidade no ponto de inflexão da curva de retenção de água confeccionada pelo método da evaporação; Eq. Umidade: Umidade obtida por meio do equivalente de umidade.

4. CONCLUSÕES

A melhor estimativa alcançada para a capacidade de campo no LVA de textura média foi na densidade de fluxo de $1,0 \text{ mm dia}^{-1}$, com potencial mátrico variando de 9,66 a 11,83 kPa, podendo ser estimada em laboratório pela curva de retenção de água no solo na umidade referente ao potencial mátrico de 10 kPa.

Para o LVA de textura argilosa, a densidade de fluxo de $0,1 \text{ mm dia}^{-1}$ é a melhor estimativa para os valores de capacidade de campo, com potenciais mátrico variando entre 3,3 e 4,14 kPa, podendo ser estimada pela umidade da curva de retenção da água no solo nestes potenciais.

O equivalente de umidade e ponto de inflexão das curvas de retenção de água, tanto obtida pela mesa de tensão + extrator de Richards como pelo método da evaporação, apresentaram dispersão dos dados em comparação com o método de campo, além de baixo coeficiente de determinação, demonstrando não serem adequados para estimar a capacidade de campo para os solos estudados.

5. REFERÊNCIAS

ANDRADE, R. D. S.; STONE, L. F. **Estimativa da umidade na capacidade de campo em solos sob Cerrado**. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, v. 15, n. 2, p. 111–116, 2011.

BERNARDO, S.; SOARES, A. A.; MANTOVANI, E. C. **Manual de irrigação**. 8. ed. Viçosa: Editora UFV, 2008.

BEUTLER, A. N.; CENTURION, J. F.; SOUZA, Z. M.; ANDRIOLI, I.; ROQUE, C. G. Retenção de água em dois tipos de latossolos sob diferentes usos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 26, n. 3, p. 829–834, 2002. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0100-06832002000300029&lng=pt&nrm=iso&tlng=en>.

BRITO, A. dos 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 Ciencia do Solo**, v. 35, n. 6, p. 1939–1948, 2011.

COLMAN, E. A. A laboratory procedure for determining the field capacity of soils. **Soil Science**, v. 67, p. 277 – 283, 1946.

DE LIMA, H. V.; DA SILVA, Á. P. Mesa de tensão com areia: Procedimentos para montagem e validação. **Revista Brasileira de Ciencia do Solo**, v. 32, n. 5, p. 2209–2214, 2008.

FERREIRA, M. M.; MARCOS, Z. Z. Estimativa da capacidade de campo de Latossolo roxo distrófico e Regossolo através do ponto de inflexão da curva característica de umidade. **Ci Pratica**, v. 7, p. 96–101, 1983.

HILLEL, D. The soil water regime and plant response. **Soil physical properties and crop production in the tropics**, p. 125–138, 1979. Disponível em: <<http://journalsonline.tandf.co.uk/>>.

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

JAMISON, V. C.; KROTH, E. M. Available moisture storage capacity in relation to textural composition and organic matter content of several Missouri soils. **Soil science society of america**, v. 22, n. 3, p. 189–192, 1958.

JONG VAN LIER, Q. de. **Física do solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2010.

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

KAMPF, N.; CURI, N. Conceito de solo e sua evolução histórica. In: KER, J. C.; CURI, N.; SCHAEFER, C. H. G. R.; VIDAL-TORRADO, P. (Ed.). **Pedologia: Fundamentos2**. 1. ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2012. p. 343.

- KLEIN, V. A. **Física do solo**. Passo Fundo: Universidade de Passo Fundo, 2008.
- KLEIN, V.; LIBARDI, P. Densidade E Distribuição Do Diâmetro Dos Poros De Um Latossolo Vermelho , Sob Diferentes Sistemas De Uso E Manejo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 26, n. 2, p. 857–867, 2002.
- LEAMER, R. W.; SHAW, B. A Simple Apparatus for Measuring Noncapillary Porosity on an Extensive Scale¹. **Agronomy Journal**, v. 33, n. 11, p. 1003, 1941.
- LIBARDI, P. L. **Dinâmica da água no solo**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 2005.
- LIBARDI, P. L. Água no solo. In: JONG VAN LIER, Q. DE (Ed.). **Física do solo**². 1. ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2010. p. 298.
- LIBARDI, P. L.; REICHARDT, K.; NIELSEN, D. R.; BIGGAR, J. W. Simple Field Methods for Estimating Soil Hydraulic Conductivity. **Soil Science Society of America Journal**, v. 44, n. 1, p. 3, 1980. Disponível em: <<https://dl.sciencesocieties.org/publications/sssaj/abstracts/44/1/SS0440010003>>.
- MARTINS, M. V. **Influência da distância de instalação de tensiômetros no campo para o cálculo do gradiente de potencial total no método do perfil instantâneo**. 2009. Universidade de São Paulo, 2009.
- MEDINA, B. F.; OLIVEIRA JUNIOR., R. C. de. Relações entre capacidade de campo determinada in situ e em laboratório em latossolo amarelo muito argiloso. **Revista Brasileira de Ciencia do Solo**, v. 11, p. 91–95, 1987.
- MELLO, C. R. D. E.; LIMA, J. M. D. E.; SOUZA, M. D. E.; JÚNIOR, D. Ponto De Inflexão Da Curva Característica Field Capacity Estimative Based on the Flex Point of Soil Moisture Retention Curve. **Ci Agrotec**, v. 26, p. 836–841, 2002.
- MEURER, I. **Estudo de diferentes métodos na estimativa da curva de retenção da água no solo**. 2014. Universidade de São Paulo, 2014.
- MEYER, P. D.; GEE, G. W. Flux-Based Estimation of Field Capacity. **Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering**, v. 125, n. 7, p. 595–599, 1999. Disponível em: <<http://ascelibrary.org/doi/10.1061/%28ASCE%291090-0241%281999%29125%3A7%28595%29>>.
- MORAES, S. O.; LIBARDI, P. I.; REICHARDT, K.; BACCI, O. O. S. Heterogeneidade dos pontos experimentais de curvas de retenção da água no solo. **Sci. agric.(Piracicaba, Braz.)**, v. 50, n. 3, p. 393–403, 1993. Disponível em: <<http://orton.catie.ac.cr/cgi-bin/wxis.exe/?IsisScript=SCBR.xis&method=post&formato=2&cantidad=1&expresion=mfn=027496>>.
- PIMENTEL GOMES, F. Curso de Estatística Experimental. São Paulo: Nobel, 1985. 467 p.
- POTT, C. A.; DE MARIA, I. C. Comparação de métodos de campo para determinação da velocidade de infiltração básica. **Revista Brasileira de Ciencia do Solo**, n. 1, p. 19–27, 2003.

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

REICHARDT, K.; TIMM, L. C. **Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações**. 1. ed. Barueri: Manole, 2008.

RICHARDS, L. A. Methods of measuring soil moisture tension. **Soil Science**, v. 68, n. 1, p. 95–112, 1949.

RUIZ, H. A.; FERREIRA, G. B.; PEREIRA, J. B. M. Estimativa da capacidade de campo de latossolos e neossolos quartzarênicos pela determinação do equivalente de umidade. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 27, n. 2, p. 389–393, 2003. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0100-06832003000200019&lng=en&nrm=iso&tlng=pt>.

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

SILVEIRA, F. G. F.; SOUZA, L. S.; PEREIRA, F. A. C.; OLIVEIRA, A. S.; SANTOS SILVA, F. T. Redistribuição da água e capacidade de campo em latossolo amarelo distrocoeso. **Magistra**, v. 26, n. 2, p. 221–230, 2014.

SOUZA, L. D.; REICHARDT, K. Estimativas da capacidade de campo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 20, p. 183–189, 1996.

TWARAKAVI, N. K. C.; SAKAI, M.; ŠIMŮNEK, J. An objective analysis of the dynamic nature of field capacity. **Water Resources Research**, v. 45, n. 10, p. 1–9, 2009.

VAN GENUCHTEN, M. T. A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils1. **Soil Science Society of America Journal**, v. 44, n. 5, p. 892–898, 1980.

VEIHMEYER, F. J.; HENDRICKSON, A. H. Methods of measuring field capacity and wilting percentages of soil. **Soil Science**, v. 68, p. 75 – 94, 1949.

6. ANEXOS

6.1 Gráficos de comparação dos métodos

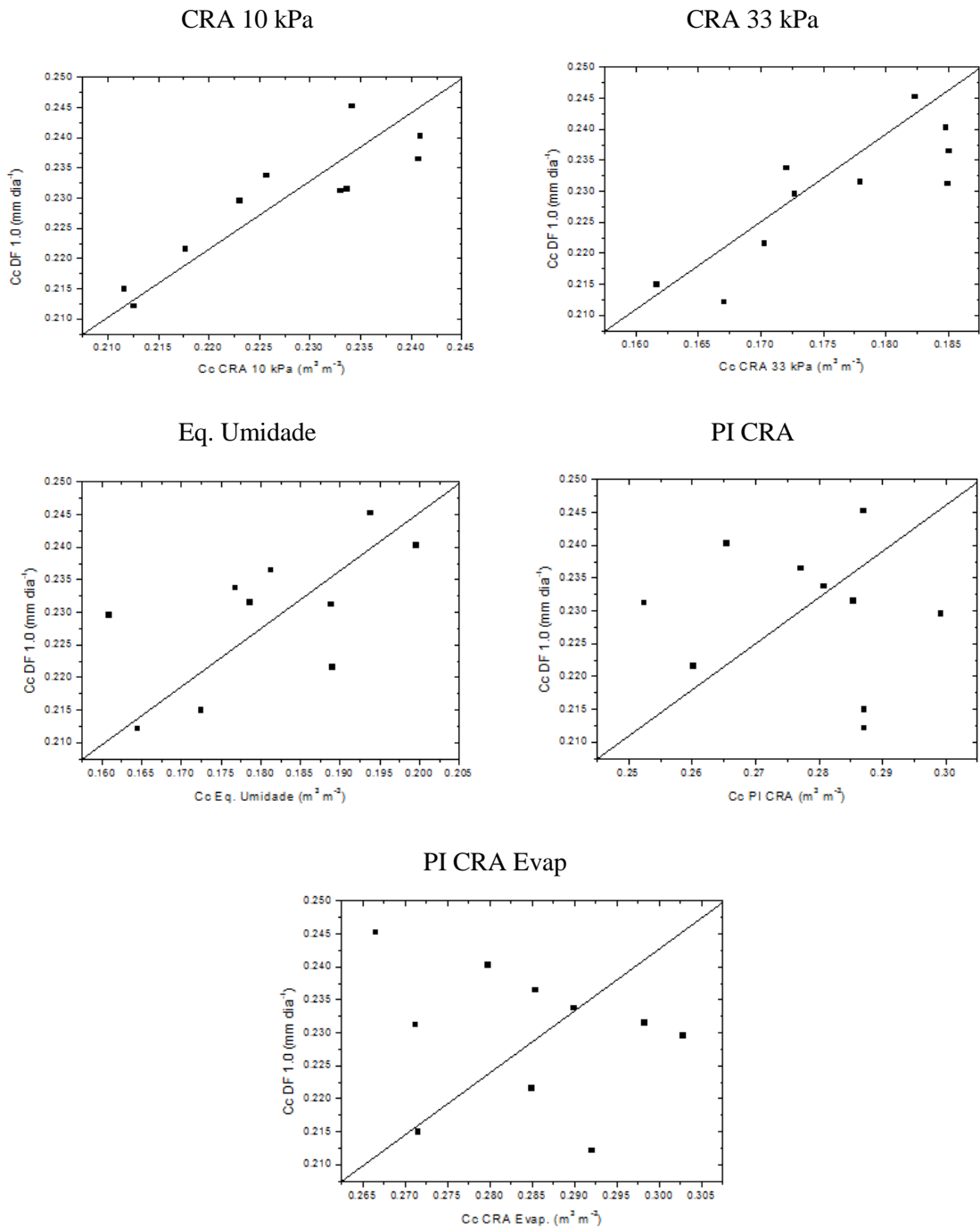


Figura A.1 – Método de campo (DF = 1,0 mm dia⁻¹) em comparação com os métodos de laboratório para Latossolo Franco argilo arenoso na profundidade de 0,10 m.

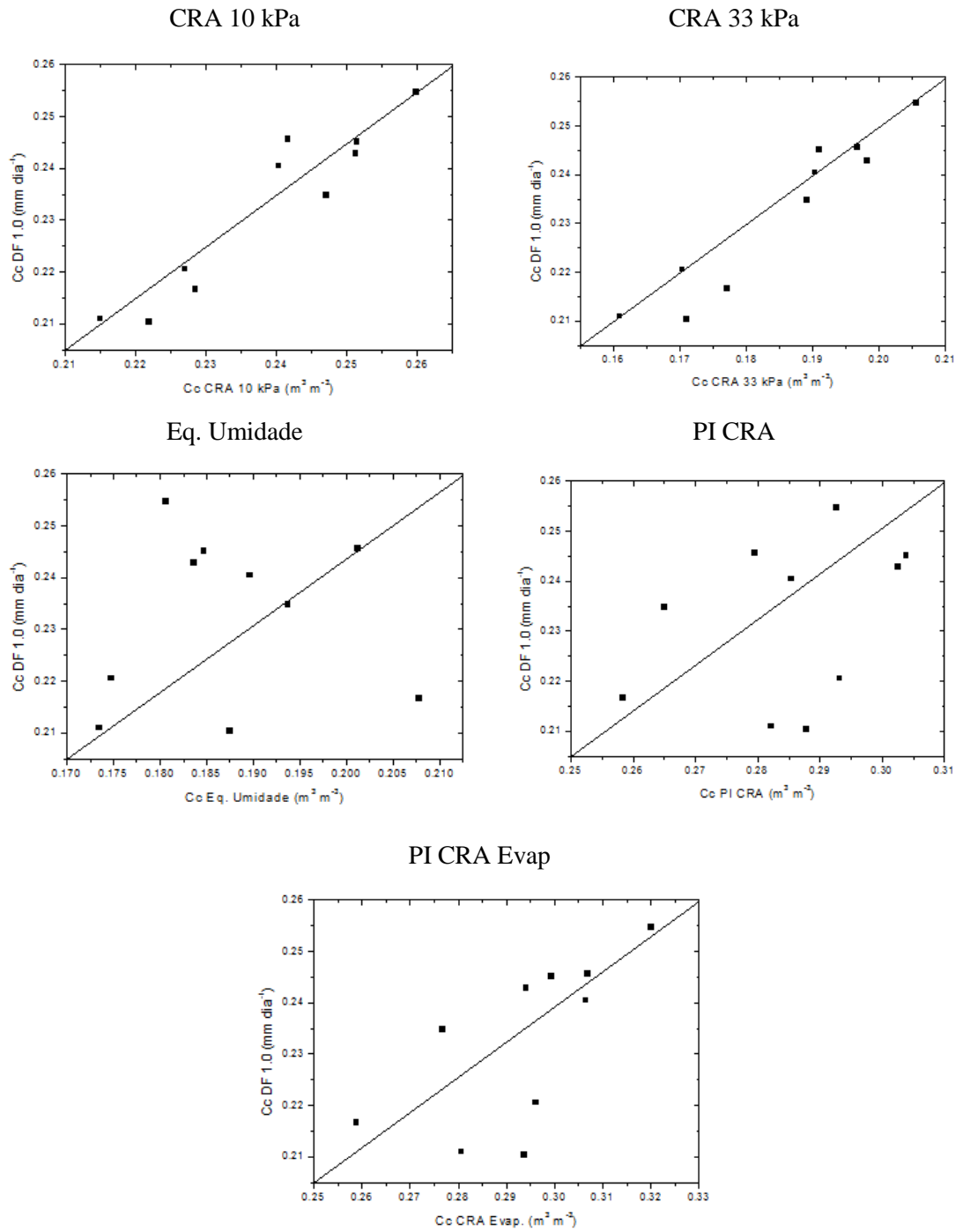


Figura A.2 - Método de campo (DF = 1,0 mm dia⁻¹) em comparação com os métodos de laboratório para Latossolo Franco argilo arenoso na profundidade de 0,20 m.

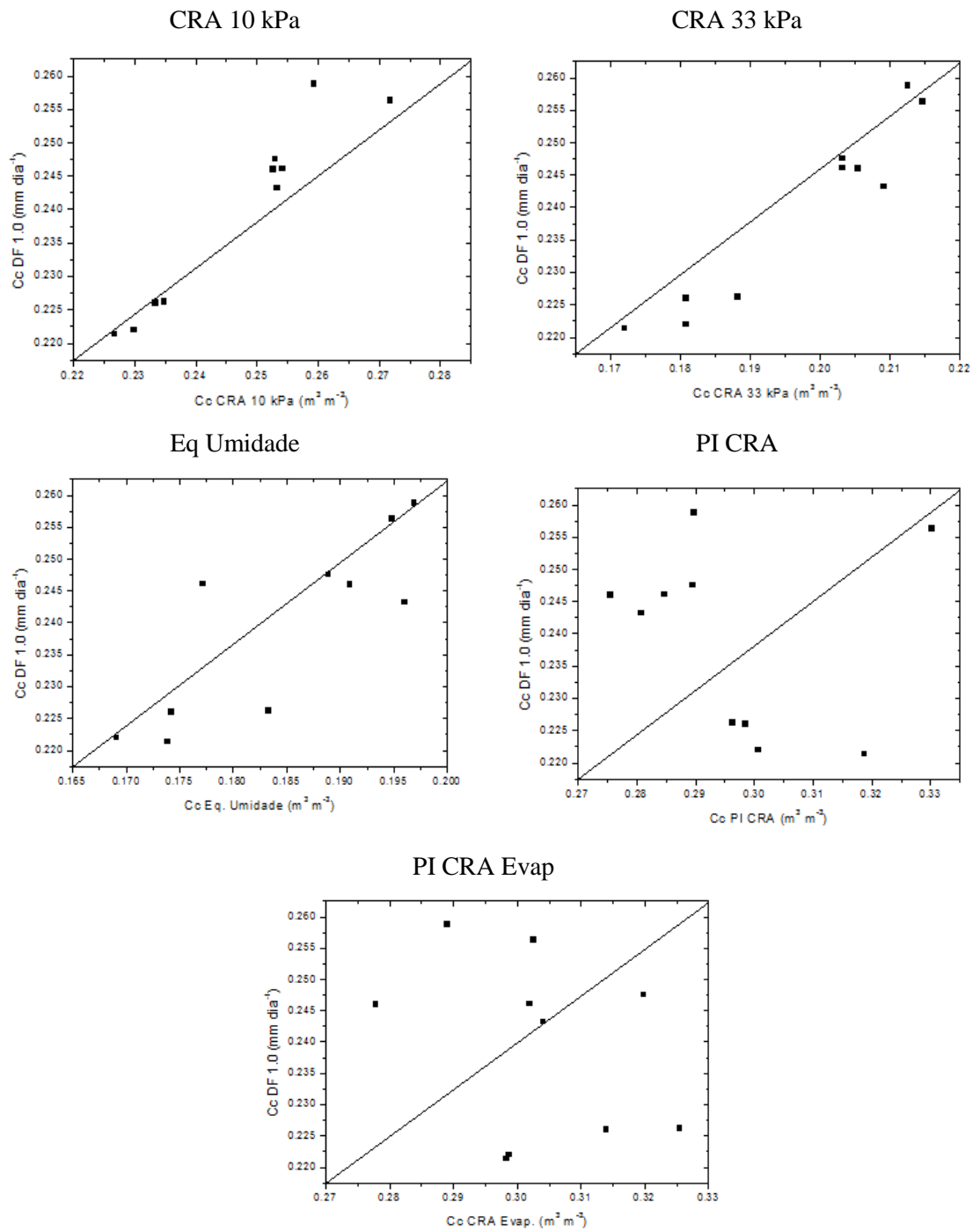


Figura A.3 - Método de campo (DF = 1,0 mm dia⁻¹) em comparação com os métodos de laboratório para Latossolo Franco argilo arenoso na profundidade de 0,30 m.

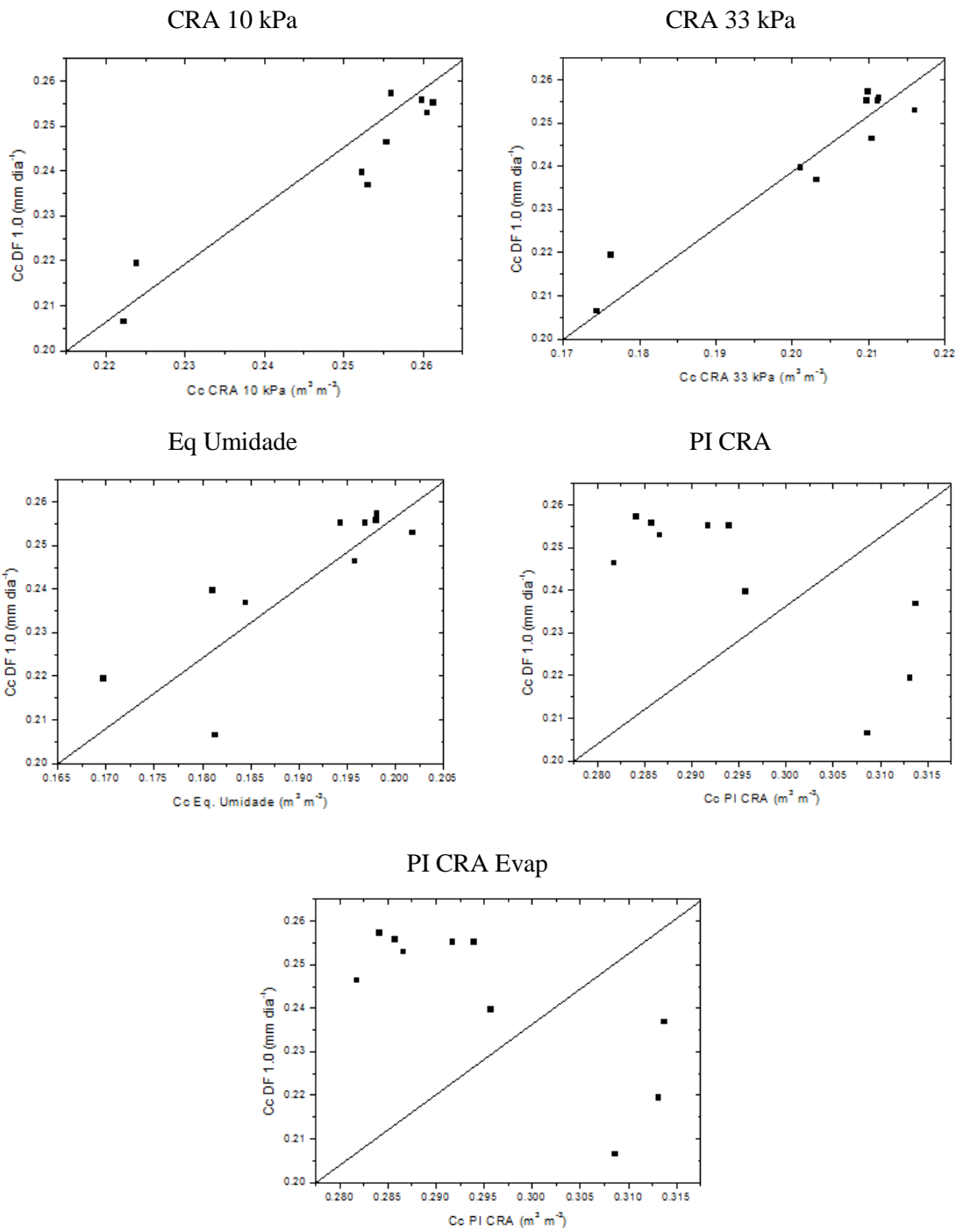


Figura A.4 - Método de campo (DF = 1,0 mm dia⁻¹) em comparação com os métodos de laboratório para Latossolo Franco argilo arenoso na profundidade de 0,40 m.

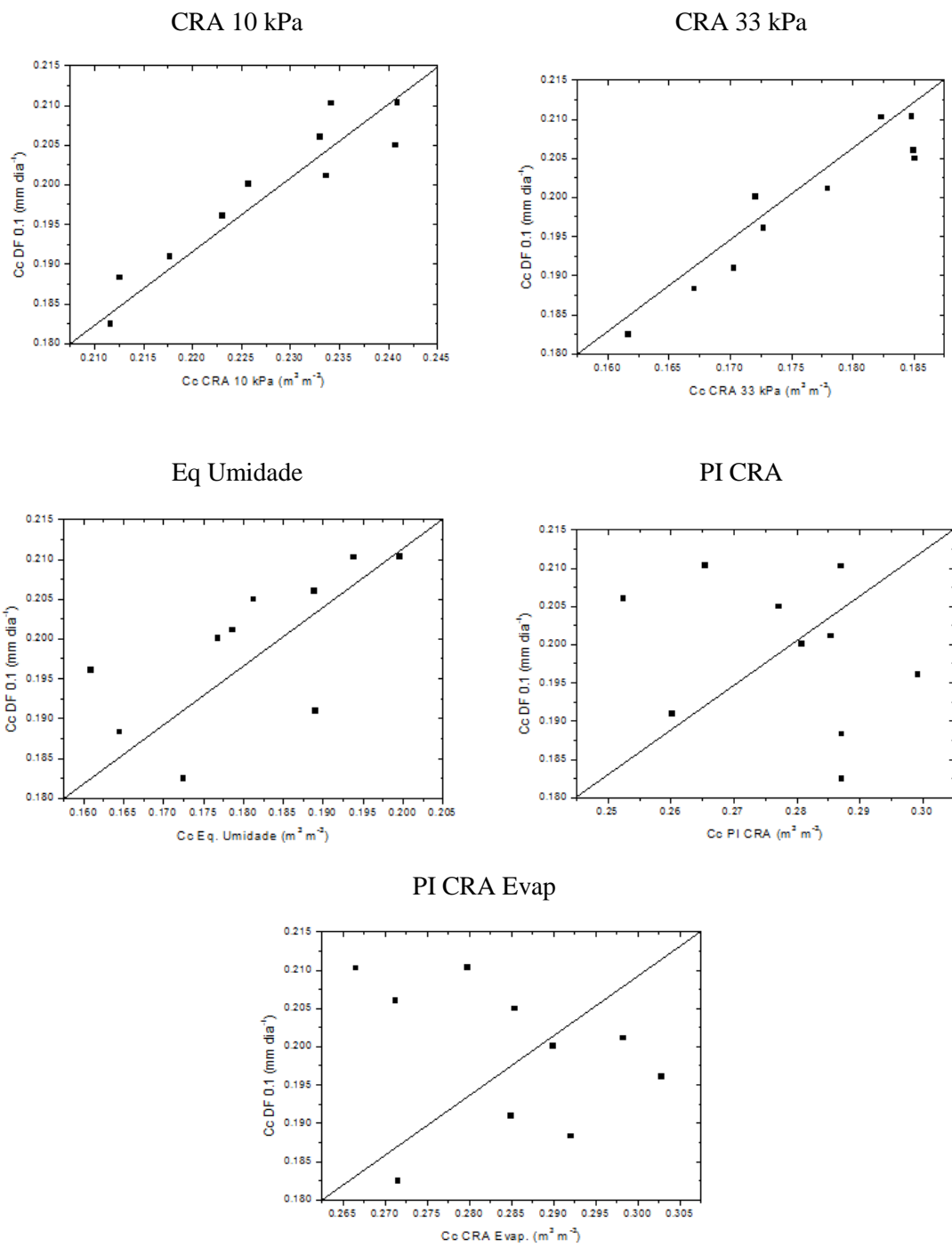


Figura A.5 - Método de campo (DF = 0,1 mm dia⁻¹) em comparação com os de laboratório para Latossolo Franco argilo arenoso - profundidade 0.10 m

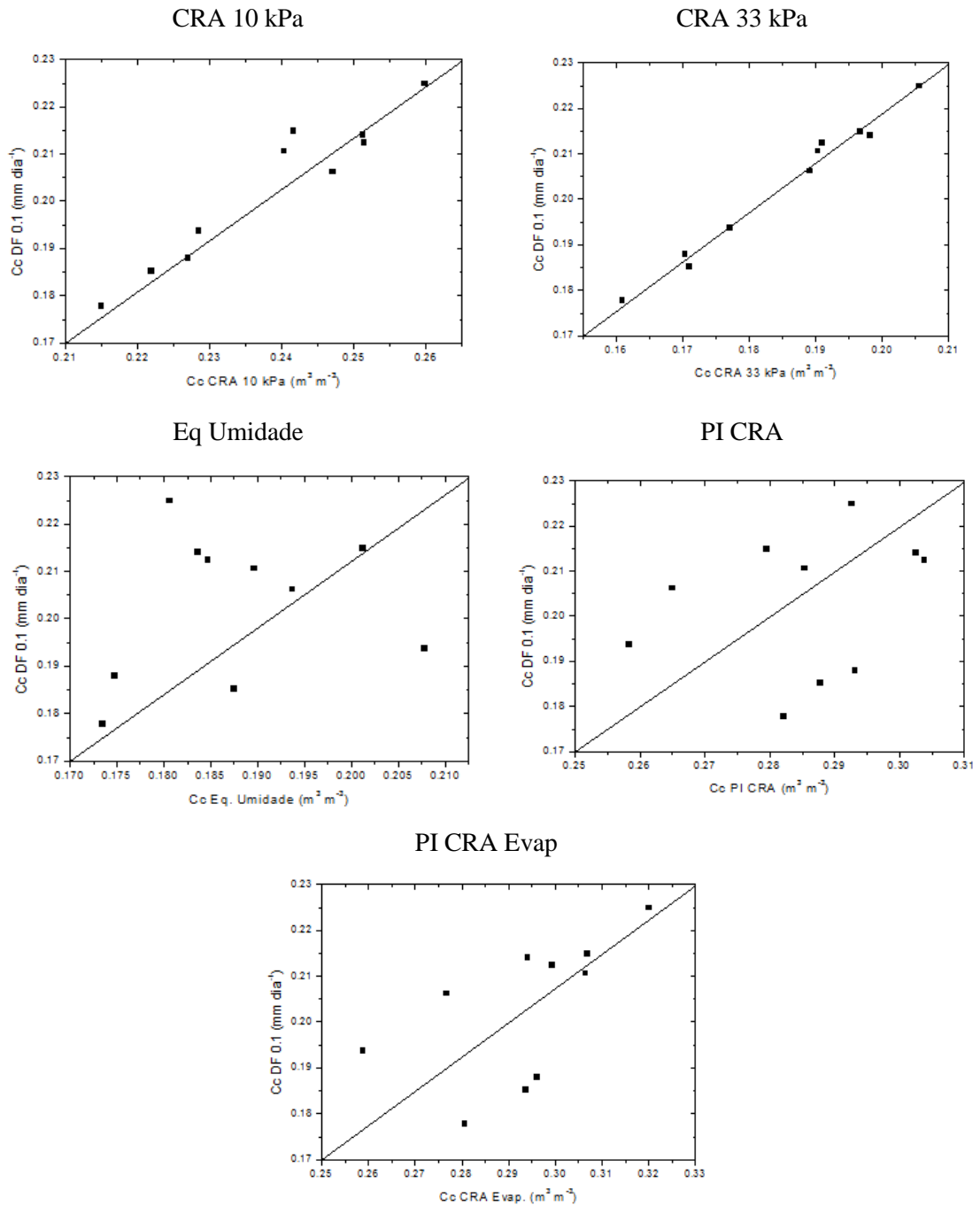


Figura A.6 - Método de campo (DF = 0,1 mm dia⁻¹) em comparação com os métodos de laboratório para Latossolo Franco argilo arenoso na profundidade de 0,20 m.

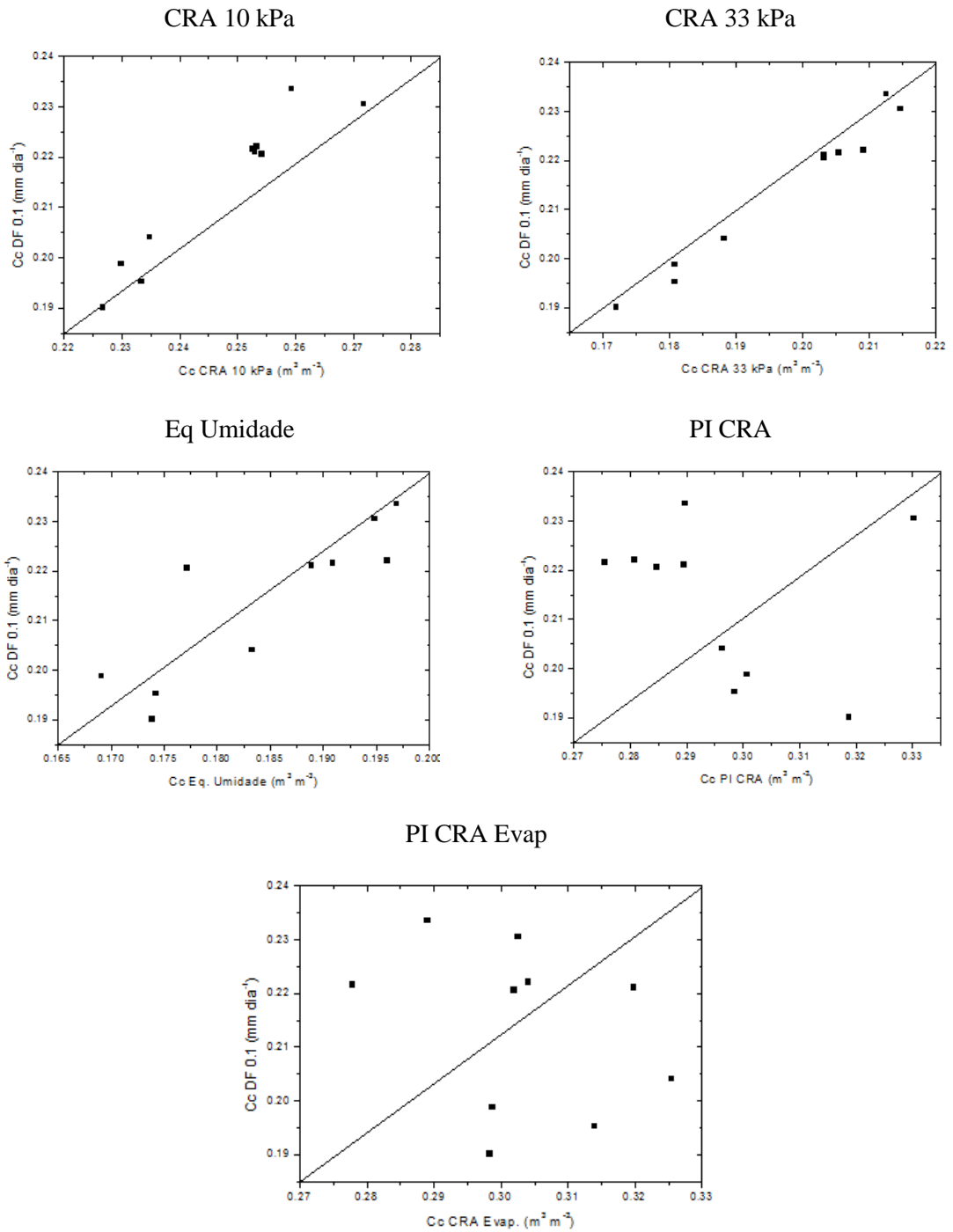


Figura A.7 - Método de campo (DF = 0,1 mm dia⁻¹) em comparação com os métodos de laboratório para Latossolo Franco argilo arenoso na profundidade de 0,30 m.

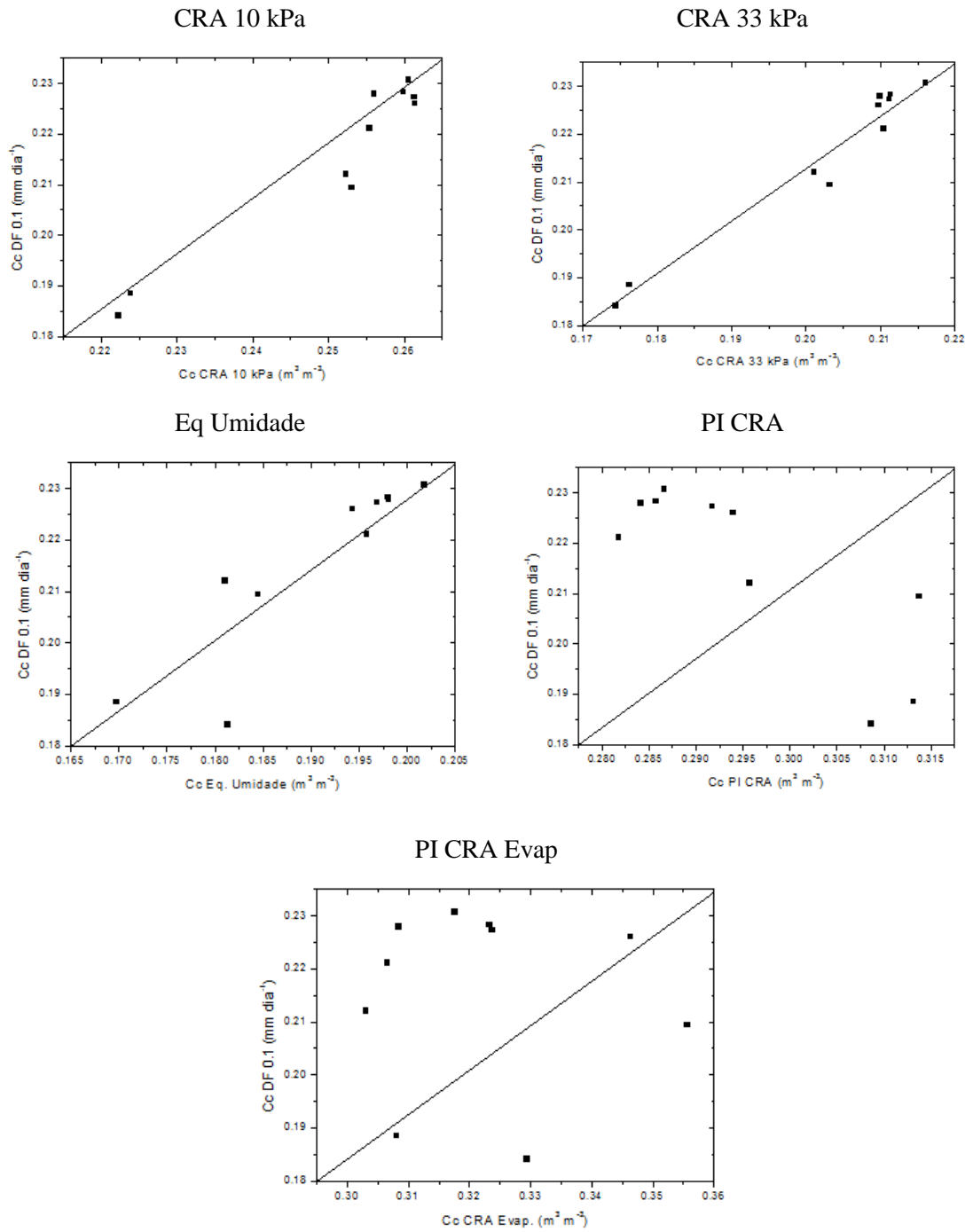


Figura A.8 - Método de campo ($DF = 0,1\ mm\ dia^{-1}$) em comparação com os métodos de laboratório para Latossolo Franco argilo arenoso na profundidade de 0,40 m.

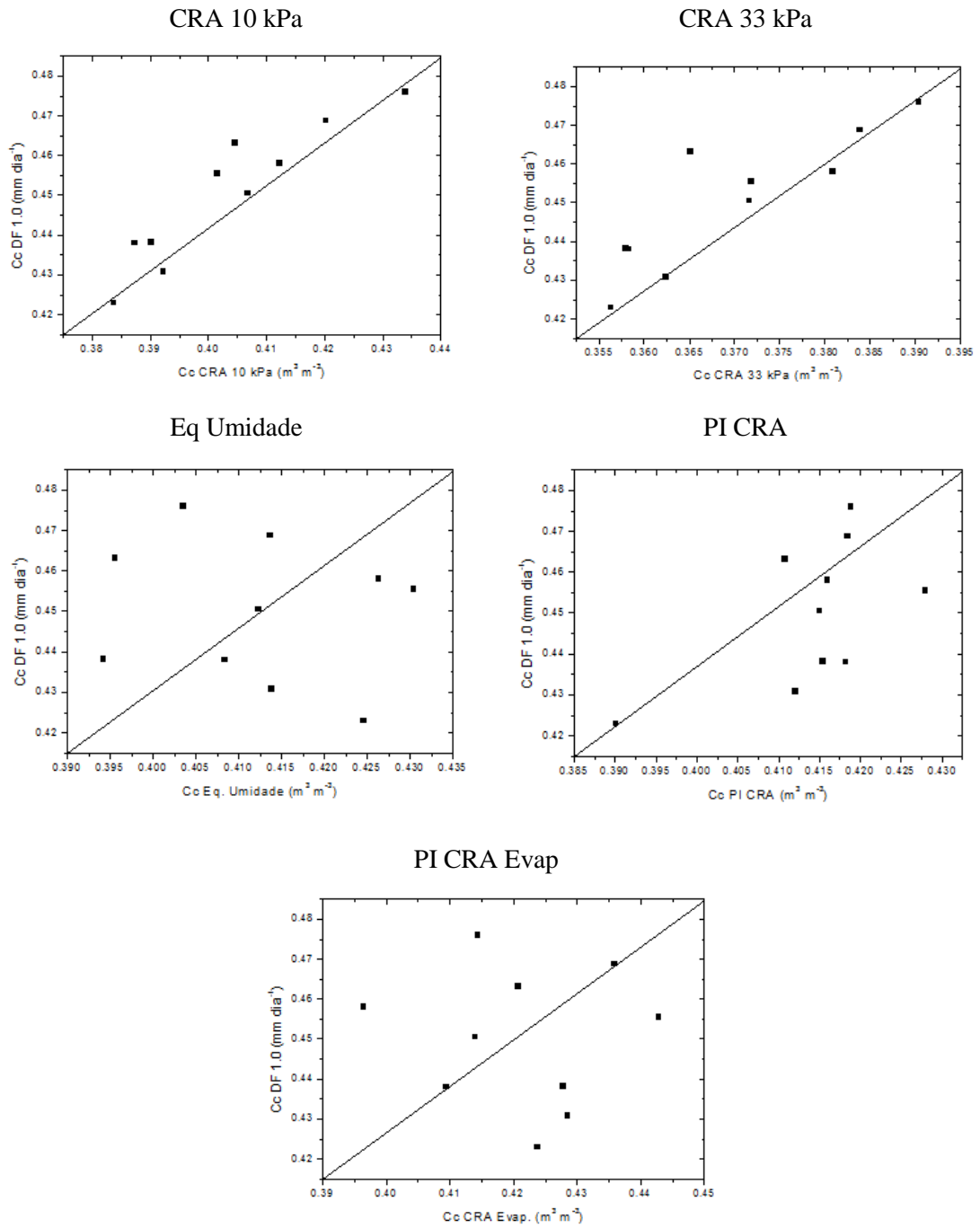


Figura A.9 - Método de campo (DF = 1,0 mm dia⁻¹) em comparação com os métodos de laboratório para Latossolo Argiloso na profundidade de 0,10 m.

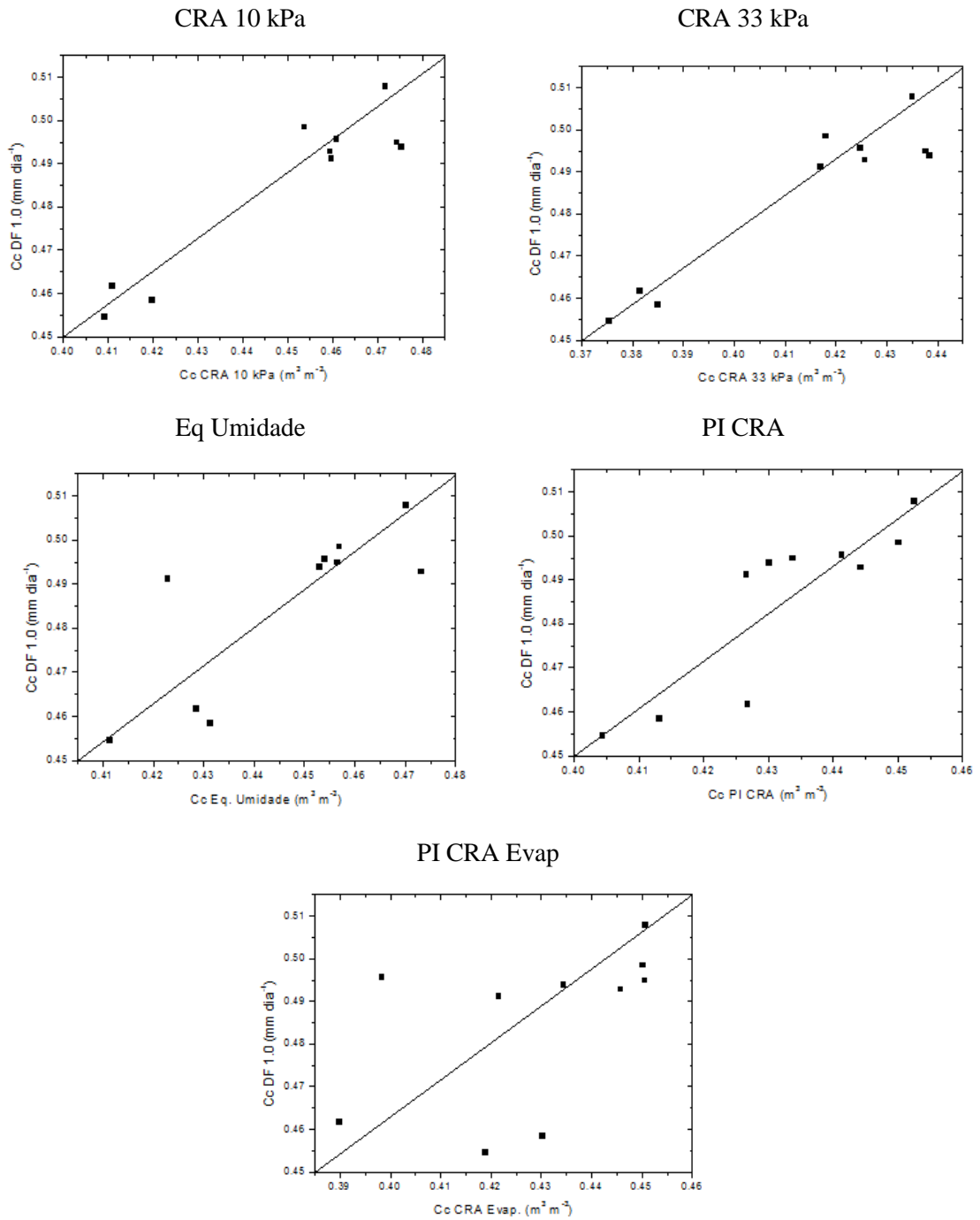


Figura A.10 - Método de campo (DF = 1,0 mm dia⁻¹) em comparação com os métodos de laboratório para Latossolo Argiloso na profundidade de 0,20 m.

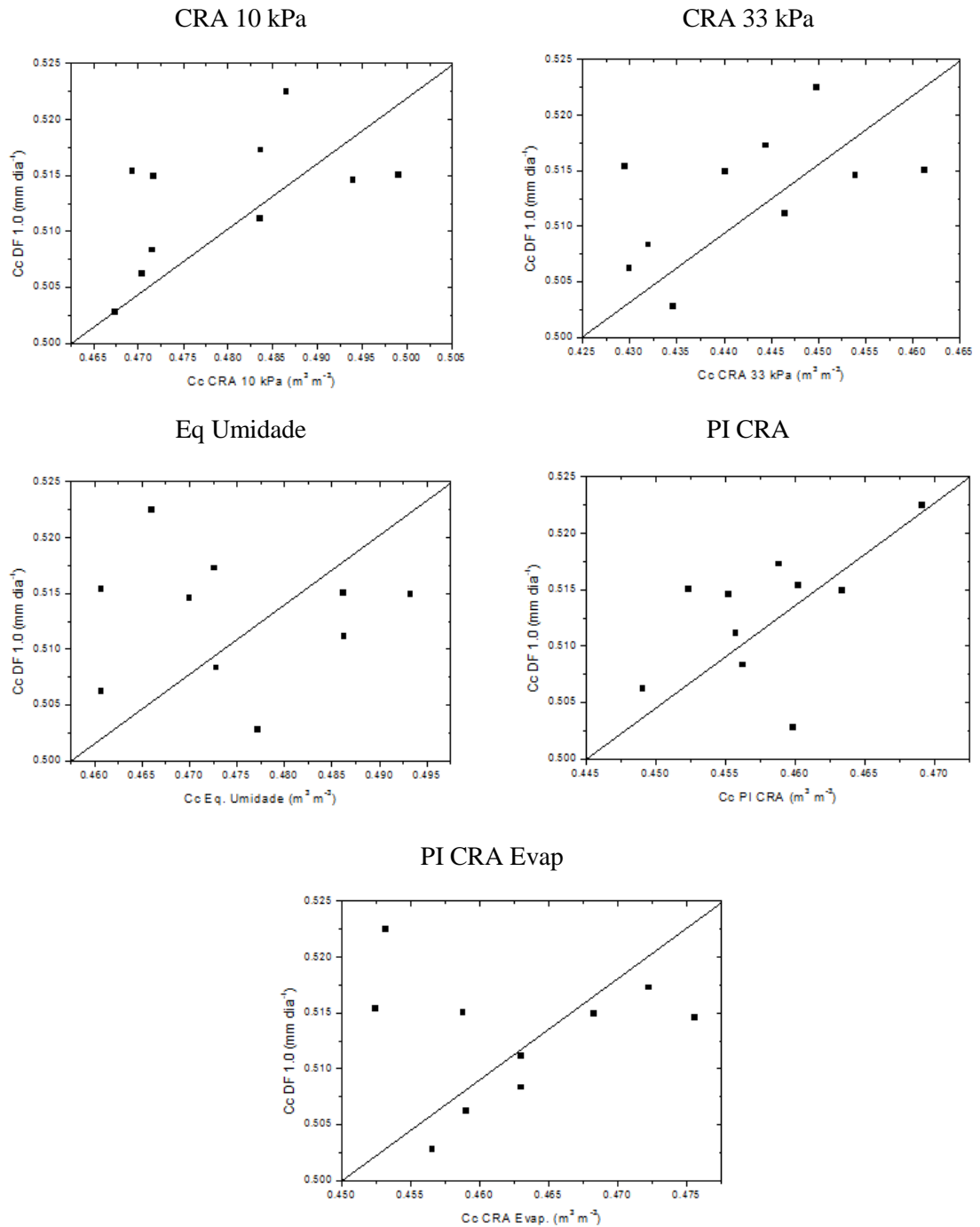


Figura A.11 - Método de campo (DF = 1,0 mm dia⁻¹) em comparação com os métodos de laboratório para Latossolo Argiloso na profundidade de 0,30 m.

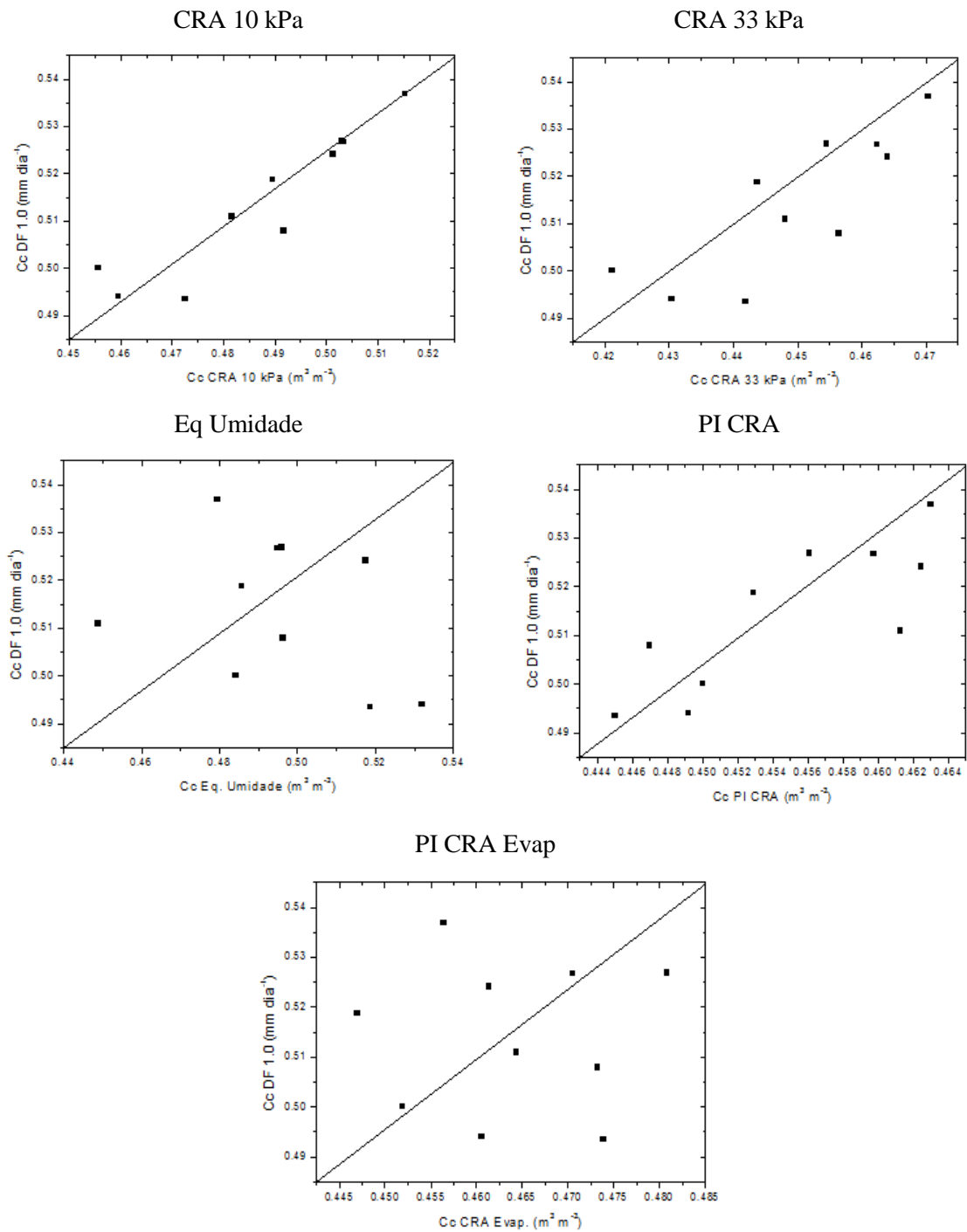


Figura A.12 - Método de campo (DF = 1,0 mm dia⁻¹) em comparação com os métodos de laboratório para Latossolo Argiloso na profundidade de 0,40 m.

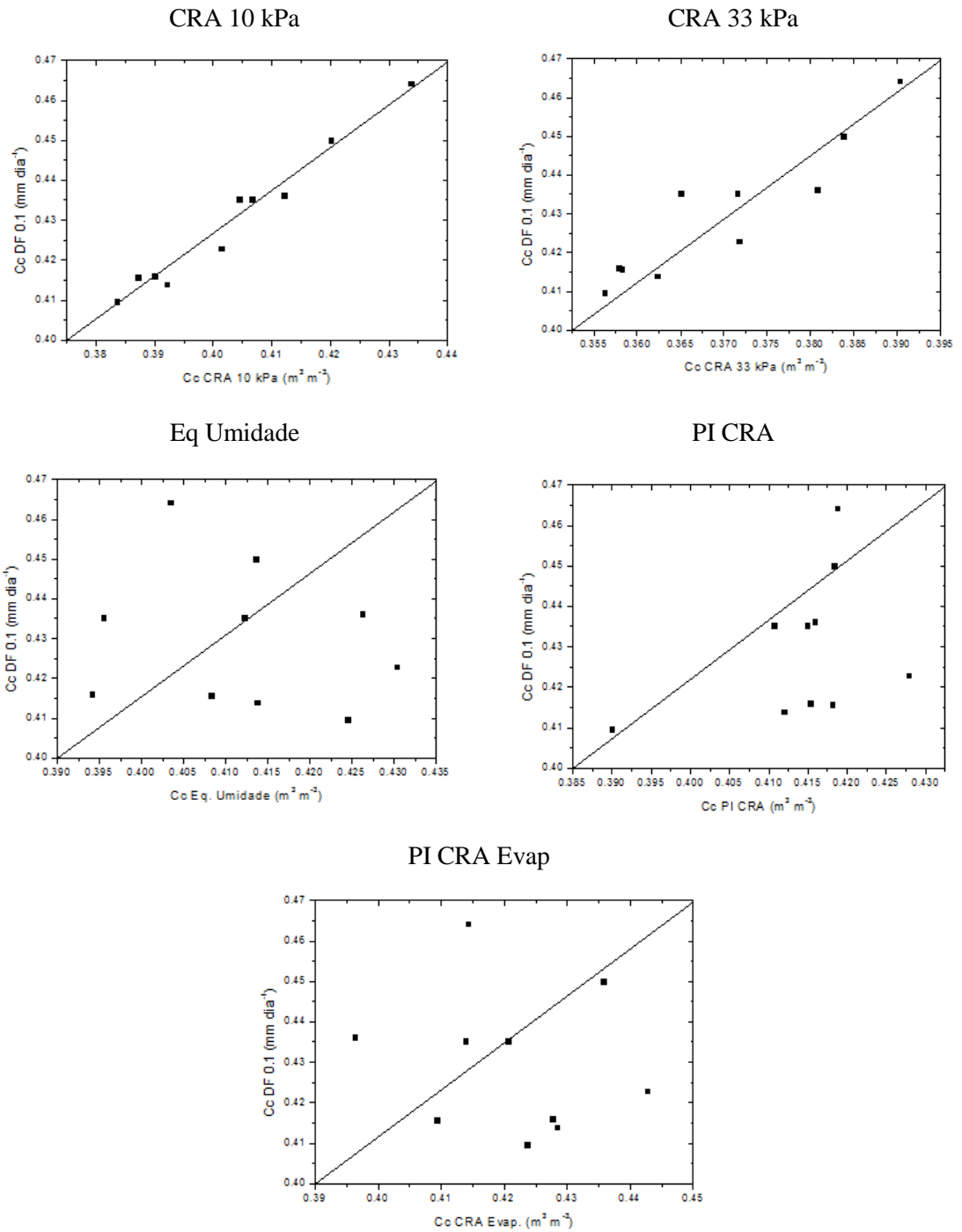


Figura A.13 - Método de campo (DF = 0,1 mm dia⁻¹) em comparação com os métodos de laboratório para Latossolo Argiloso na profundidade de 0,10 m.

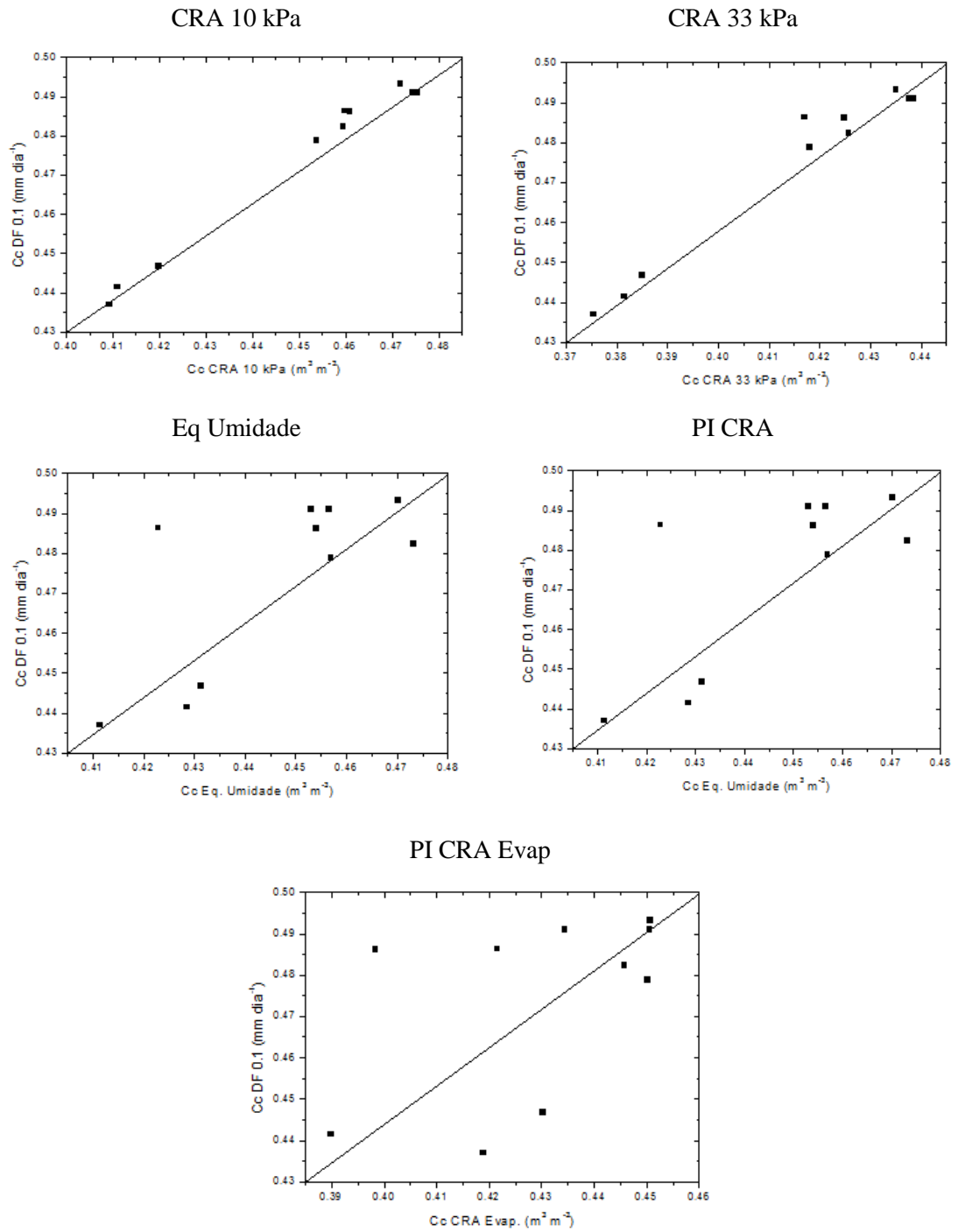


Figura A.14 - Método de campo ($DF = 0,1 \text{ mm dia}^{-1}$) em comparação com os métodos de laboratório para Latossolo Argiloso na profundidade de 0,20 m.

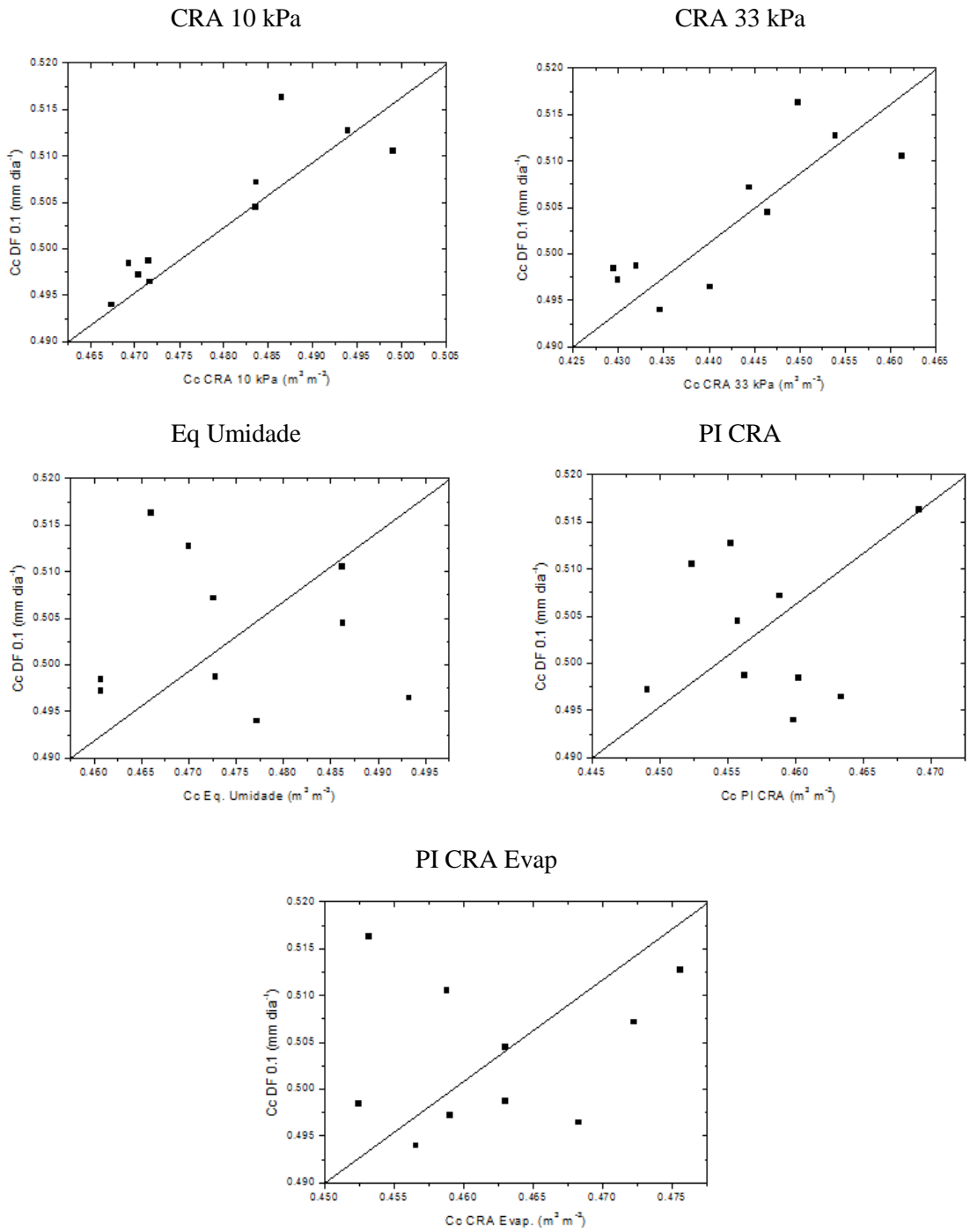


Figura A.15 - Método de campo (DF = 0,1 mm dia⁻¹) em comparação com os métodos de laboratório para Latossolo Argiloso na profundidade de 0,30 m.

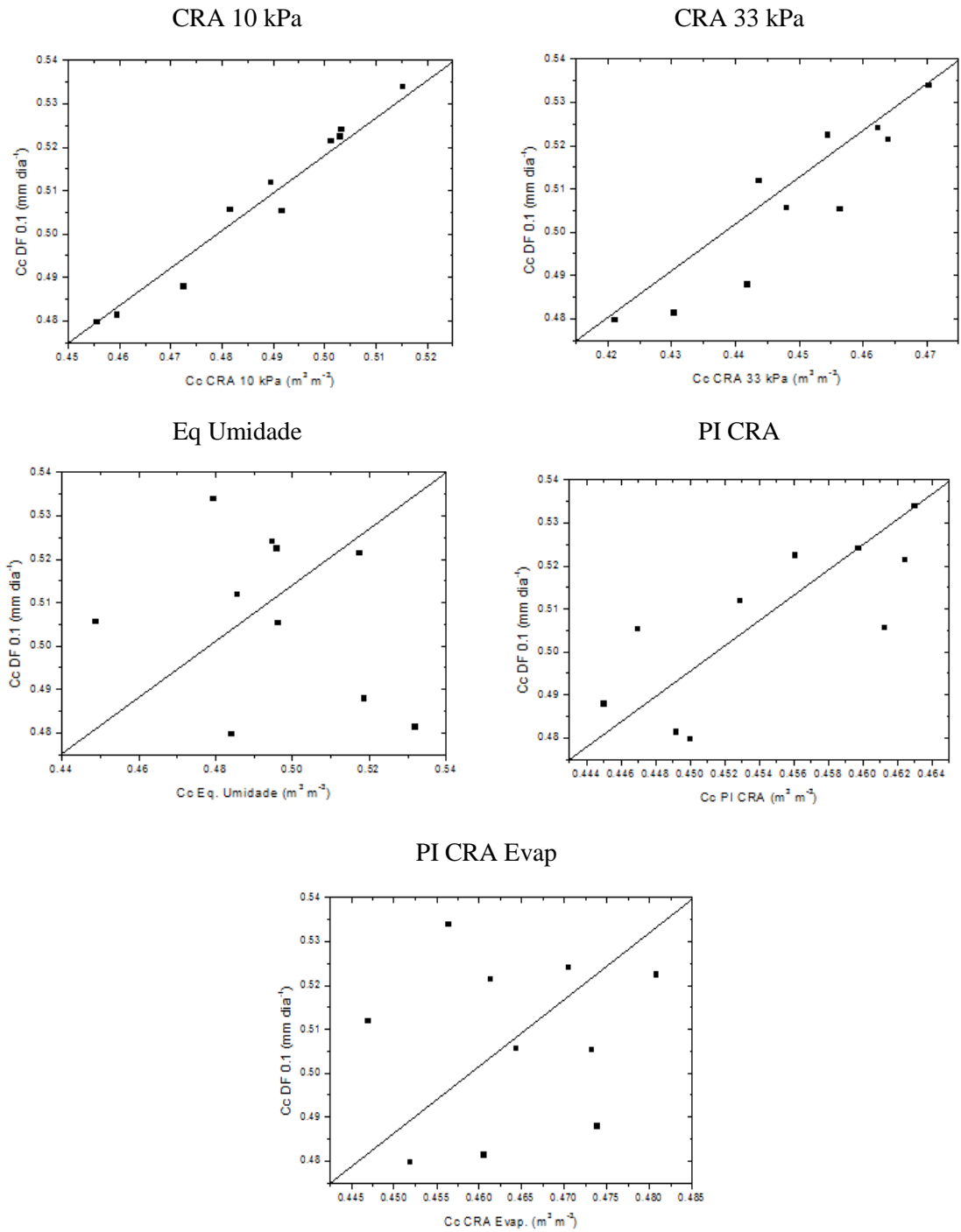


Figura A.16 - Método de campo ($DF = 0,1 \text{ mm dia}^{-1}$) em comparação com os métodos de laboratório para Latossolo Argiloso na profundidade de 0,40 m.

6.2 Fotos do método de campo



Figura A.17 - Estruturas cilíndricas de chapa galvanizada instaladas nas áreas experimentais 1 (A) e 2 (B).

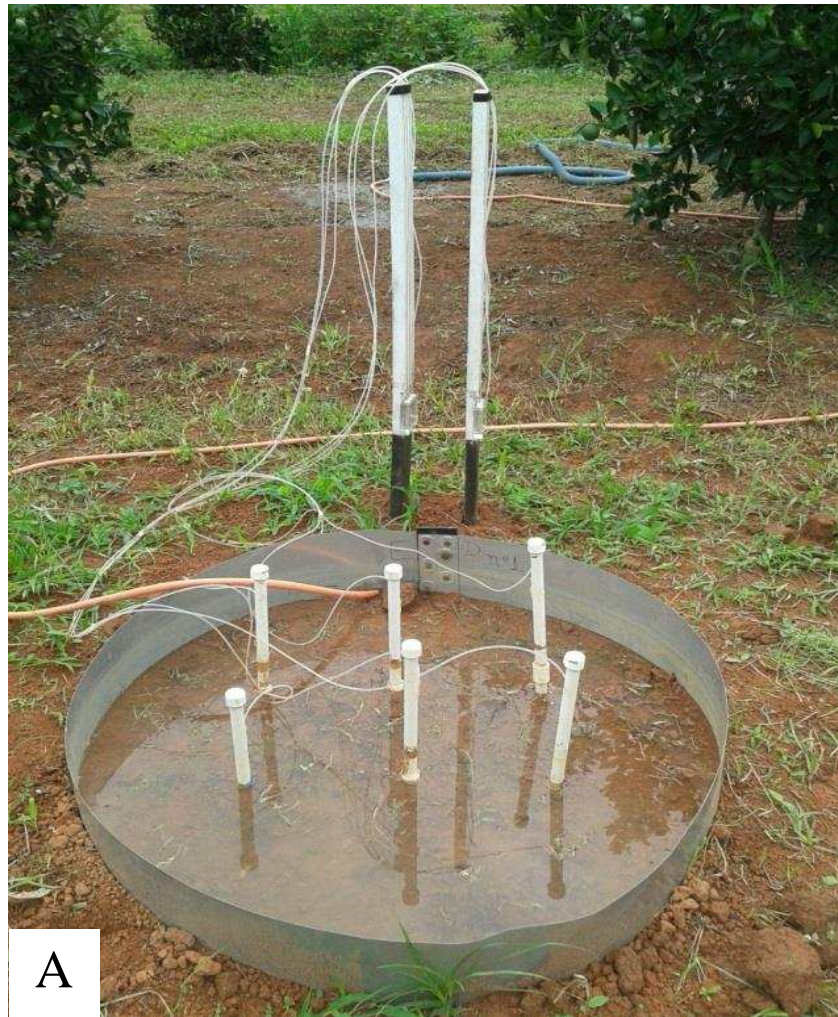


Figura A.18 - Unidades experimentais 1 (A) e 2 (B) com tensiômetros instalados, sendo inundadas.



A



B

Figura A.19 – Unidades experimentais 1 (A) e 2 (B) cobertas com lona plástica e capim seco.