

ACURÁCIA E CALIBRAÇÃO DE UMA SONDA DE CAPACITÂNCIA EM UM NEOSSOLO QUARTZARÊNICO CULTIVADO COM CAJU

ACCURACY AND CALIBRATION OF A CAPACITANCE PROBE IN A TYPIC QUARTZIPISAMMENT CULTIVATED WITH CASHEWS

Fabricio Tomaz RAMOS¹; Fernando PIVETTA¹; Victor Arlindo Taveira de MATOS¹; Guilherme de Barros SEIXAS²; José Holanda CAMPELO JÚNIOR³

1. Doutorando do curso de Pós-Graduação em Agricultura Tropical – PPAT, Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária – FAMEV, Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, Cuiabá, MT, Brasil. fabricio.tomaz@hotmail.com; 2. Engenheiro Eletricista, Doutorando do curso de Pós-Graduação em Física Ambiental e Professor do Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia de Mato Grosso, Cuiabá, MT, Brasil; Engenheiro Agrônomo, Professor, Doutor, Departamento de Solos e Engenharia Rural da FAMEV – UFMT, Cuiabá, MT, Brasil.

RESUMO: A umidade do solo determinada à base de peso ou volume é um método destrutivo e não pode ser automatizado. Nesse contexto, objetivou-se avaliar a acurácia de uma sonda de capacitância (modelo Diviner 2000®) para medição da umidade em profundidade em um Neossolo Quartzarênico Órtico eutrítico cultivado com caju. Para isso, a sonda foi calibrada com base na umidade volumétrica a cada 0,1 m até 0,3 m de profundidade. Verificou-se que: (i) a equação de calibração explicou significativamente 70% da umidade do solo, no intervalo mínimo e máximo de 0,0294 a 0,2418 m³ m⁻³, respectivamente; (ii) com base nos resultados do índice de concordância de Willmott (0,7817), do índice de desempenho de Camargo-Sentelhas (0,6557) a sonda substituiu “medianamente” a umidade real do solo, provavelmente devido as limitações verificadas no solo do presente trabalho, e do ponto de vista de economia de água aplicada via irrigação não é adequado, pois considerando a média da porosidade total do solo de 0,3533 m³ m⁻³ obteve-se variação de 7 m³ m⁻³ pelo teste de Bland-Altman, que representa 19,86% do total de poros, valor acima dos 5% de erro comum usado em experimentos agrônômicos.

PALAVRAS-CHAVE: Diviner 2000®. Frequência no domínio do tempo (FDR). Sensores de capacitância.

INTRODUÇÃO

A umidade do solo é estudada para diferentes propósitos e agronomicamente, por exemplo, é importante para a determinação do balanço hídrico, bem como para conhecer o momento adequado para irrigar, preparar ou semear no solo. Devido à chuva, irrigação, evaporação, transpiração, além da irregularidade destes processos juntamente com a variabilidade do solo, os dados de umidade sofrem grande variação, sobretudo na camada superficial do solo. Os extremos de sua variação no campo, que varia de um solo para outro, vão desde a umidade higroscópica ao solo saturado, mas segundo Polyakov et al. (2005), sua dinâmica no solo é fortemente relacionada com as propriedades físicas, manejo do solo e o clima.

Manter um conteúdo de água no solo adequado para o desenvolvimento das plantas é difícil sem um monitoramento em tempo real e, assim, é necessário equipamentos que forneçam medidas precisas a um custo razoável. Uma vez conhecida à densidade aparente do solo, o método gravimétrico tem sido o mais utilizado e tido como padrão para calibrar os métodos indiretos (GONG et al., 2003; POLYAKOV et al., 2005; BURGESS et

al., 2006; ANDRADE JUNIOR et al., 2007). A desvantagem do uso constante da gravimetria é que se trata de um método invasivo-destrutivo, ou seja, além de ocasionar perfurações no solo, também demanda tempo e material (estufa a 105°C por 24 ou 48 h), além disso, se a área cultivada for pequena pode inviabilizar medidas em curto intervalo de tempo. Entre os métodos indiretos, destacam-se: os tensiométricos (tensiômetros); os radiométricos (sonda de nêutron); os de resistência elétrica (bloco de gesso); os de reflectometria no domínio do tempo (TDR); os de capacitância ou reflectometria no domínio da frequência - FDR (sonda de capacitância); e os de reflexão ou emissão de radiação (sensoriamento remoto).

Em geral os sensores de capacitância (FDR) têm maior flexibilidade no que se refere à forma e frequência de operação. É possível, com um único equipamento, em campo, realizar o levantamento de dados de umidade do solo em diferentes profundidades e curtos intervalos de tempo, fazendo com que esse tipo de equipamento seja visto como uma ferramenta útil (POLYAKOV et al., 2005; BURGESS et al., 2006; ANDRADE JUNIOR et al., 2007; SILVA et al., 2007). No entanto, como qualquer tipo de equipamento destinado à medição indireta de propriedades do solo, sua aplicação

carece de verificação da acurácia das medidas estimadas.

As sondas FDR, embora em nível de campo pouco usado no Brasil, pesquisadores que as testaram encontraram bons resultados de calibração. Exemplo disso tem-se a sonda de capacitância (modelo Diviner 2000®, Sentek Pty Ltd, Austrália) (ANDRADE JUNIOR et al., 2007; SILVA et al., 2007). A vantagem é que, por tratar-se de uma sonda móvel, além de permitir monitorar um maior número de locais, o custo de aquisição é mais acessível ao usuário. Além disso, pode-se detectar perdas por evaporação e drenagem profunda, pois é possível quantificar o conteúdo de água no solo em profundidade em intervalos de 0,1 m até 1,5 m (SENTEK, 2001). Portanto, funcionalmente, o uso desse tipo de sonda parece ser uma alternativa aos outros métodos, sobretudo em uma área maior de cultivo.

Sondas de capacitância operam em uma estreita faixa de frequência e usa a constante dielétrica (K) da mistura ar-água-partículas do solo para estimar a umidade do solo. As moléculas de água por apresentarem interação dipolo-permanente respondem ao campo elétrico gerado pela sonda, polarizando-as. A K da água (78,54 a 22 °C) é elevada comparada com aquela da matriz do solo (< 10) e do ar (1) e, então, mudanças no conteúdo de água são fortemente influenciadas pela K da mistura ar-água-partículas sólidas. Entretanto, devido a grande variabilidade da K devido aos minerais (4-9) e raízes no solo (1-4) torna-se necessário calibrá-la para um determinado solo e, se possível, para cada camada do solo (GONG et al., 2003; POLYAKOV et al., 2005).

Nesse contexto, objetivou-se avaliar a acurácia de uma sonda de capacitância (modelo

Diviner 2000®) para medição da umidade em profundidade em um Neossolo Quartizarênico Órtico êutrico cultivado com caju.

MATERIAL E MÉTODOS

O trabalho foi desenvolvido no período de 16 de abril a 03 de setembro de 2012, na Fazenda Experimental da Universidade Federal de Mato Grosso - UFMT, no município de Santo Antônio do Leverger, Estado de Mato Grosso, nas seguintes coordenadas geográficas: 15° 47' 11" de latitude sul, 56° 04' 47" de longitude oeste e altitude de 140 metros. O clima da região é Aw de acordo com a classificação de Köppen. O regime de chuvas é bem definido, apresentando um período seco e um chuvoso. A precipitação média anual é de 1.320 mm ano⁻¹. A temperatura média mensal varia de 22 °C a 27 °C. O solo da área experimental foi classificado como NEOSSOLO QUARTIZARÊNICO Órtico êutrico, A moderado, fase cerrado, relevo plano (EMBRAPA, 2006).

Adotou-se o delineamento experimental inteiramente casualizado, sendo três camadas de amostragem (0-10, 10-20 e 20-30 cm) com 30 repetições, quadrículas de 1,5 por 1,33 m. A unidade experimental foi constituída de uma subárea de 60 m² com cultivares de cajueiro (*Anacardium occidentale*, L.), variedade FAGA 10. As mudas foram plantadas em 2003 em espaçamento de 7,5 x 8,0 m (Figura 1A), totalizando 0,324 ha com cajueiros. Sempre que necessário havia mitigação das plantas espontâneas com roçadeira motorizada costal (sob as copas) e, ou motorizada com trator (entre linhas). As plantas não eram adubadas nem irrigadas.

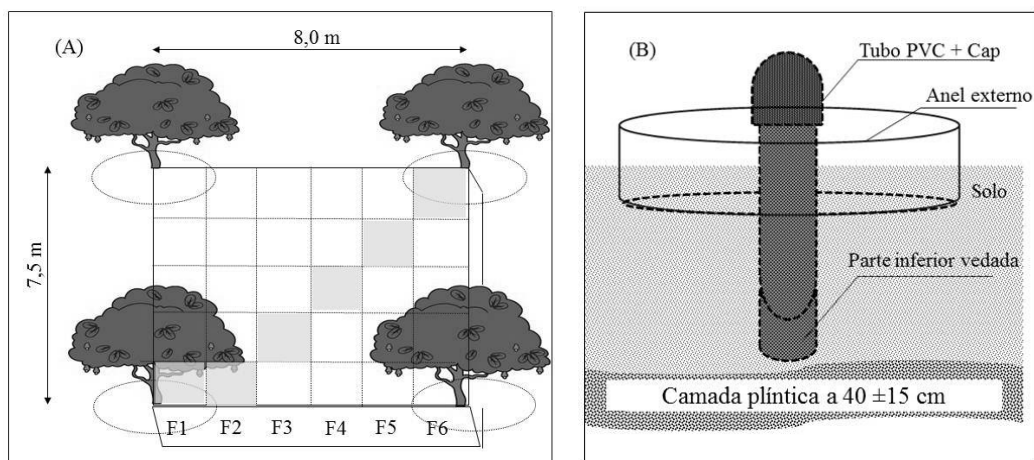


Figura 1. Esboço da unidade experimental (A) e dos tubos de acesso em perfil para as leituras da sonda Diviner 2000® (dimensões citadas no texto) (B), em um Neossolo Quartizarênico Órtico êutrico cultivado com caju.

No dia 10/04/12, após um evento de chuva de 23 mm, foram instalados seis tubos de acesso de PVC (policloreto de vinil), com diâmetro interno de 51 mm, espessura de 5,5 mm e comprimento de 0,50 m, oblíquos à linha dos cajueiros na unidade experimental, destinados à calibração, área hachurada (Figura 1A). Os tubos foram inseridos apenas até 0,4 m de profundidade, devido à existência de uma camada plântica intransponível a ação da tráfegem (Figura 1B).

Utilizando um martelo de borracha, os tubos foram cravados verticalmente e a cada acréscimo de profundidade usou-se um trado de aço inoxidável com caçamba de 0,10 m e diâmetro de 1 in para retirar o solo do interior do tubo em intervalos de 0,10 m até 0,4 m de profundidade (Figura 1B). Em seguida retirou-se o tubo, e a parte inferior foi vedada com sacos plásticos sobrepostos (0,10 x 0,10 m) e fita adesiva e, depois, inserido definitivamente no orifício. Posteriormente, os tubos foram limpos internamente com o auxílio de estopas amarradas a haste do trado. Cada tubo ficou 0,10 m acima da superfície do solo e um Cap de PVC foi utilizado para tampar a parte superior do tubo. Além disso, no mesmo dia, em que os tubos foram instalados, em cada uma das 30 quadrículas, na porção intermediárias as camadas 0-0,10, 0,10-0,20 e 0,20-0,30 m, foram coletadas amostras de solo deformadas e indeformadas. Com as amostras deformadas determinou-se, a textura do solo pelo método do densímetro de Bouyoucos, utilizando-se para dispersão mecânica mesa agitadora por 16 h (EMBRAPA, 1997). A granulometria do solo seguiu-se a classificação americana, que subdivide a fração areia (muito grossa, grossa, média, fina e muito fina), além da fração cascalho (ABNT, 2003). Com as amostras indeformadas, coletadas via anel de aço inoxidável (50 mm de altura por 50 mm de diâmetro) por meio de um trado tipo “Uhland” determinou-se a microporosidade por meio da mesa de tensão tipo caixa de areia (Modelo 08.01, Eijkelkamp Agrisearch Equipment®) à 6 kPa; depois a porosidade total pelo método da densidade de partículas, sendo a macroporosidade a diferença, e por fim a densidade do solo (EMBRAPA, 1997).

Passados 35 dias, com eventos de chuva, no total de 52,1 mm, necessário para estabilização do solo ao redor do tubo executaram-se os procedimentos para a calibração da sonda de capacitância, modelo Diviner 2000® (SENTEK, 2001). Três níveis de umidade foram utilizados para contemplar uma maior amplitude dos valores do conteúdo de água no solo, denominados “na capacidade de campo”, “intermediário” e com “reduzido teor de umidade”. Para cada nível

reservou-se dois tubos de acesso, com exceção dos níveis intermediários de umidade, que acrescentaram mais dois tubos, nas faixas (F1) e (F2), área hachurada (Figura 1A). Para contemplar este nível, como o experimento foi montado no período seco do ano, à medida que o solo perdia umidade, com base em chuvas casuais, procediam-se leituras com a sonda e a coleta para cada camada de amostras volumétrica (1 unid.) e gravimétricas (4 unid.) de solo junto ao tubo, isto é, 2, 6, 12 e 16 dias após a precipitação. Como a sonda emite um campo magnético ($\sim r = 0,10$ m), o solo representativo da leitura passa a ser aquele envolto ao tubo, e devido à presença de cascalho e raízes, optou-se pela replicata gravimétrica, já que na coleta de amostras com anéis volumétricos houve perdas de amostras próximo ao tubo.

Os níveis, “na capacidade de campo” e “com reduzido teor de umidade”, foram obtidos no último dia (03/09/2012). Para o primeiro nível, circunvizinho os tubos, foi cravado um anel de infiltração com diâmetro de 500 mm e altura de 150 mm, deixando uma borda livre de 75 mm, nas faixas (F1) e (F2). Em seguida, adicionou-se 350 L de água no entardecer para saturar o solo, e resguardou-se um período de 12 h para iniciar a primeira leitura com a sonda e a coleta em cada camada de amostras volumétrica (1 unid.) e gravimétricas (4 unid.) de solo junto ao tubo. Para o nível “reduzido teor de umidade”, realizaram-se as leituras na F5 e F6 e coletaram-se, também, quatro amostras gravimétricas de solo junto ao tubo para serem multiplicado pela densidade do solo e, então, obter a umidade volumétrica.

E assim, a umidade volumétrica foi calibrada com os dados de frequência relativa (FR), definida pela seguinte equação (SENTEK, 2000): $FR = (Fa - Fs)/(Fa - Fw)$, em que: Fa - leitura da frequência no tubo de PVC totalmente suspenso no ar (162.480); Fs - leitura da frequência no tubo de PVC no solo; Fw - leitura da frequência no tubo de PVC vedado e imerso em água (121.850).

Todos os resultados apresentaram erros com distribuição normal pelo teste de Shapiro-Wilk ($P > 0,05$). Os atributos densidade do solo, porosidade total, macroporosidade, microporosidade, areia, silte e argila foram submetidos à análise de variância pelo teste F (Fischer) e as médias dos tratamentos comparadas pelo teste Tukey ($P < 0,05$). Os valores de frequência relativa (Fr) e os correspondentes de umidade volumétrica (θ_v) foram ajustados por meio de regressão, conforme o modelo potencial crescente ($\theta_v = aFr^b$), em que a e b foram os coeficientes estimados. A acurácia desse ajuste foi

avaliada pela significância dos coeficientes a e b ; por meio dos coeficientes de correlação de Pearson (r) e de determinação da regressão (R^2), e pelo erro padrão da estimativa do ajuste, em que valores próximos de 1 e 0 são os desejados, respectivamente. Para verificar semelhanças e diferenças entre os modelos em profundidade, os coeficientes do modelo (a e b) foram comparados por meio do erro padrão (LARSON; FARBER, 2010).

Além disso, como os coeficientes determinísticos e de correlação, na maioria dos casos, não avaliam concordância e sim associação, para verificar se os valores de umidade estimados pela sonda e pelo método padrão foram equivalentes, a acurácia desse ajuste também foi avaliada pelo índice de concordância de Willmott e índice de desempenho de Carmargo-Sentelha (CAMARGO; SENTELHAS, 1997); e o limite de concordância proposto por Bland-Altman (BLAND; ALTMAN, 1986).

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os ajustes obtidos entre os pares de valores de umidade volumétrica (θ_v) versus frequência relativa (Fr) foram significativos para as três camadas de solo avaliadas (Tabela 1). O erro padrão da estimativa variou de 0,0277 a 0,0422 $m^3 m^{-3}$, mas considerando os dados das três camadas baixou para 0,0358 $m^3 m^{-3}$ e o modelo explicou 70% da variação da umidade volumétrica (R^2), no intervalo mínimo e máximo de 0,0294 a 0,2418 $m^3 m^{-3}$, respectivamente (Figura 2C).

Além disso, houve intersecção entre os erros padrão dos coeficientes obtidos nos ajustes (Figura 2A, 2B). Assim, tomou-se como medida o modelo geral, por contemplar uma maior amplitude de umidade do solo e número de amostragens. Portanto, embora haja diferenças de atributos físicos no solo, a seguir discutidos, estaticamente as calibrações por camada não diferiram.

Embora as camadas 0,10-20 e 0,20-0,30 m não apresentasse um coeficiente de correlação e de determinação tão elevado quanto o de superfície, acredita-se que esses ajustes foram condizentes com as limitações no perfil, pois havia além da presença de partículas grosseiras ($\varnothing > 2$ mm) (Figura 3), maior concentração radicular, sobretudo, de 0,20-0,30 cm, provavelmente, devido a uma camada plúntica intransponível a ação da tradagem a 0,40±0,15 m de profundidade (Figura 1B).

Essas limitações devem ser consideradas, pois segundo Gong et al. (2003), é devido a grande

diferença no valor da constante dielétrica do solo (K_s), sobretudo, quando a maior parte da água está nos macroporos ou como filmes espessos envolvendo as partículas é que se estima com maior precisão a umidade volumétrica indiretamente. Assim, qualquer obstáculo grosseiro como cascalho, raízes, fissuras, bioporos e até mesmo a presença de espaço poroso na interface solo-tubo, que diminuem o conteúdo de água por unidade de volume, podem prejudicar a calibração (HUANG et al., 2004; POLYAKOV et al., 2005); até porque conforme Evett e Steiner (1995) e Sentek (2001), a leitura da sonda dá-se em uma pequena porção do solo adjacente ao tubo (~0,10 m de raio).

Além disso, tem sido relatada correlação negativa da densidade e argila do solo em relação a constante dielétrica do solo (K_s), por causa da compactação e da maior área superficial das partículas, respectivamente (GONG et al., 2003; HUANG et al., 2004). HUANG et al., 2004 ao avaliar a precisão de uma sonda de capacitância em um solo de textura também franco-arenoso encontraram que o conteúdo volumétrico de água variava mais em relação ao conteúdo real de água a partir de valores de densidade do solo superiores a 1,4 $Mg dm^{-3}$, em que o aumento de 0,2 $Mg m^{-3}$ ocasionava a uma diferença no conteúdo de água de 0,047 $m^3 m^{-3}$ e, assim, quanto maior a densidade do solo, maior a superestimação do teor de água do solo. Resultado semelhante foi encontrado por Gardner et al. (1998), que ao determinar em diferentes solos os fatores que mais influenciavam a estimada de água no solo, a variação na densidade do solo foi o fator mais importante.

Tem-se que, à medida que o solo perde umidade, intensificam-se as forças de adesão e adsorção das moléculas de água junto às partículas minerais e, assim, quanto maior a área superficial, maior a capacidade de retenção de água (HILHORST et al., 2001). Nesse, sentido a rotação de moléculas de água em interação com campo elétrico aplicado é restrito, o que diminui a constante dielétrica, devido a menor polarização em comparação com a da água livre. Ou e Wraith (1999) obteve permissividade dielétrica de água de ligação de 6, 10 e 14 pela média harmônica para uma região limite de água feita de uma, duas e três espessuras molecular, respectivamente. Portanto, mesmo que conforme Polyakov et al. (2005), o acréscimo da densidade do solo ocasione uma correlação positiva com a umidade volumétrica retida, a calibração pode ser prejudicada pela ineficiência do alinhamento (polarização) da água adsorvida.

Tabela 1. Equações de calibração da sonda Diviner 2000® para cada camada e depois considerando todos os dados.

Camadas (m)	Equações de calibração ⁽¹⁾	r	R ²	Prob. Fc > Ft	EPE ⁽²⁾	W ⁽³⁾	N ⁽⁴⁾	Umidade (m ³ m ⁻³)	
								Mínima	Máxima
0-0,10	$\theta_v = 0,4506^{***} \cdot Fr^{1,5167^{***}}$	0,9367	0,8775	<0,0001	0,0277	0,9532*	29	0,0294	0,2418
0,10-0,20	$\theta_v = 0,4091^{***} \cdot Fr^{1,5445^{***}}$	0,7937	0,6300	<0,0001	0,0371	0,9393*	27	0,039	0,2076
0,20-0,30	$\theta_v = 0,94401^{***} \cdot Fr^{1,6729^{***}}$	0,6619	0,4381	0,0004	0,0422	0,9496*	24	0,054	0,206
0-0,30	$\theta_v = 0,4291^{***} \cdot Fr^{1,5622^{***}}$	0,8377	0,7018	<0,0001	0,0358	0,9693*	80	0,0294	0,2418

⁽¹⁾ *** (P < 0,0001) = coeficiente significativo ao nível de 1% de probabilidade pelo teste F; ⁽²⁾ Erro padrão da estimativa; ⁽³⁾ W = Teste de normalidade de Shapiro-Wilk (P > 0,05); ⁽⁴⁾ N= número de dados usados para ajustar a equação.

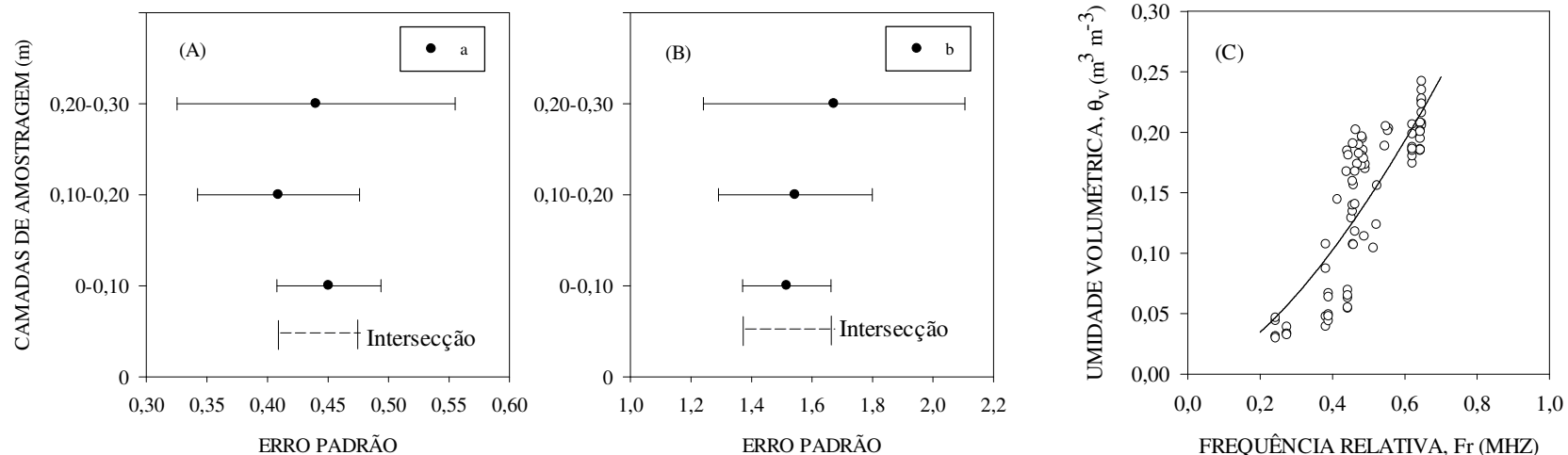


Figura 2. Erro padrão (linha sólida) para os coeficientes *a* (A) e *b* (B) e intersecção dos coeficientes (linhas pontilhada) das equações de calibração nas camadas 0-0,10, 0,10-0,20 e 0,20-0,30 cm. (C) Curva de calibração local da sonda Diviner 2000® segundo modelo potencial considerando 0 a 0,30 m.

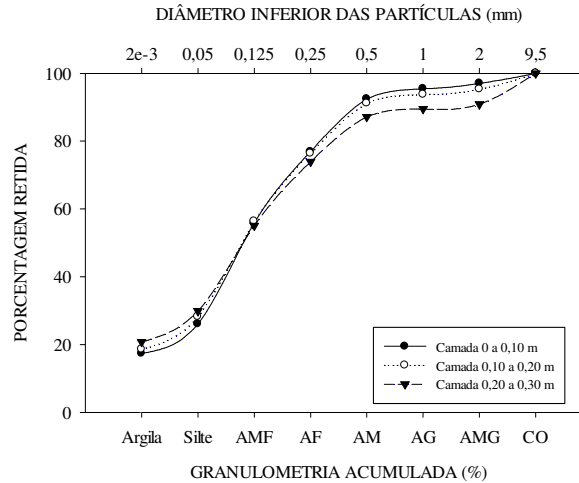


Figura 3. Curvas granulométricas de um Neossolo Quartzarênico Órtico êutrício cultivado com caju. Obs. AMF, AF, AM, AG, AMG e CO, referem-se a areia muito fina, fina, média, grossa, muito grossa e cascalho, respectivamente.

Essa discussão associada à presença de cascalho e raízes, sobretudo, na camada de 0,20-0,30 m do presente trabalho, reforça o regular coeficiente determinístico, uma vez que além do percentual de argila e a densidade do solo ser maior nessa camada (Tabela 2), houve também correlação

negativa entre a densidade e a macroporosidade do solo e negativa com os microporos, o que significa maior suscetibilidade de retenção da água (Figura 4).

Tabela 2. Valores médios de atributos físicos em um Neossolo Quartzarênico Órtico êutrício cultivado com caju.

Camada (cm)	Atributos do solo						
	Areia	Argila	Silte	Ds	Ma	PT	Mi
 (%) (%)		Mg m ⁻³ m ³ m ⁻³		
0-10	73,123a	17,932b	8,944a	1,608b	0,131a	0,353a	0,222b
10-20	70,345b	19,543b	10,110a	1,621ab	0,124ab	0,354a	0,230ab
20-30	67,123c	22,877a	9,999a	1,651a	0,118b	0,350a	0,232a
DMS ²	2,339	1,781	1,672	0,033	0,010	0,010	0,007
CV (%) ³	5,410	14,370	28,03	3,360	13,790	4,920	5,420

¹ Médias seguidas da mesma letra na coluna não se diferenciam pelo teste Tukey (p > 0,05); ² DMS= Diferença mínima significativa; ³ CV (%) = coeficiente de variação.

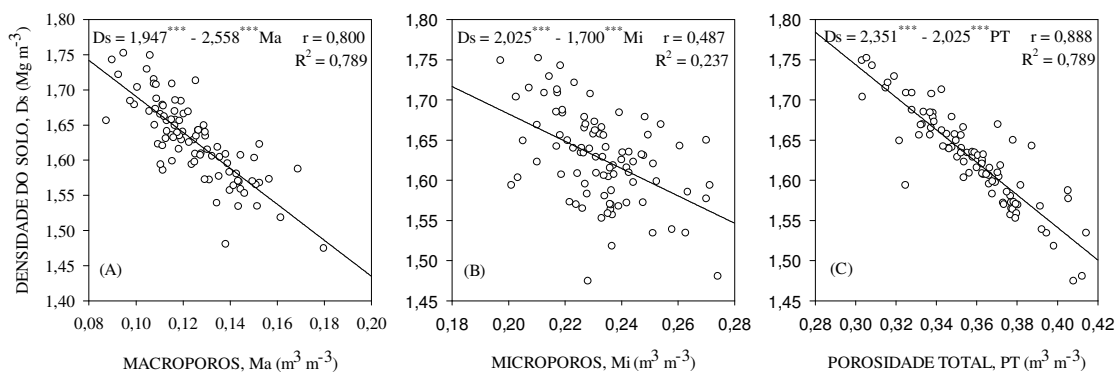


Figura 4. Correlação, considerando todos os dados, da densidade do solo versus macroporos (A), microporos (B) e porosidade total do solo (C), respectivamente em um Neossolo Quartzarênico Órtico êutrício cultivado com caju. *** (P < 0,0001) = coeficiente significativo ao nível de 1% de probabilidade pelo teste t.

Na condição de solo saturado, as moléculas de água possuem uma maior liberdade de movimento, sobretudo, nos macroporos. Diante disso, o aumento de microporos diminui a capacidade das moléculas serem polarizadas e, conseqüentemente, a constante dielétrica do solo, pois embora exista água, a polarização vai se restringindo, por aumentar a área sólida total em contato e a força de adsorção água-partículas (SEYFRIED; MURDOCK, 2001). Portanto, aumentando-se a densidade do solo, aumenta-se a relação água/ar. Como a constante dielétrica do ar é próxima de 1 e a da água livre pode chegar a 80, sob condições em que as moléculas são mais fortemente adsorvidas, ocorre redução da constante dielétrica aparente do solo (K_s), já que nesse caso, conforme Gardner et al. (1998), a permissividade dielétrica da água (K_w) é menor, incrementando o erro padrão da estimativa. Portanto, tudo que afeta a polarização da água ou a permissividade afeta a calibração.

Também é importante destacar que a amplitude da umidade calibrada localmente compreendeu limites máximos condizentes com a classe de solo do presente trabalho. Como exemplo, uma vez que a amostragem para contemplar o nível de umidade “capacidade de campo” da curva de calibração foi realizada 12 h após o encharcamento do solo, a umidade máxima foi aproximada do volume de microporos, que geralmente refere-se à água na capacidade de campo (Tabela 2).

Na Tabela 3 tem-se a calibração geral do presente trabalho e de outras desenvolvidas com sondas de capacitância em condições de campo. Note que mesmo para um solo com granulometria próxima, os coeficientes determinísticos podem variar, já que além das diferenças de densidade do solo, foram ajustes derivados de classe de solos e condições de manejo diferentes, refletindo em diferentes intervalos de umidade mínima e máxima. Conforme Seyfried e Murdock (2001), como a K varia em função da interação das fases sólido-líquido-gasosa do solo, e cada classe de solo e sistemas de manejo apresentam suas peculiaridades, as estimadas da umidade do solo baseadas na K variam.

Na Figura 5, é apresentado o gráfico que confronta os pares de dados de umidade obtidos no campo utilizando a sonda Diviner 2000® e o método padrão (umidade volumétrica do solo), sendo o objetivo averiguar se as duas medidas são equivalentes e se uma poderia substituir a outra, ou seja, se existe ou não concordância. Observa-se com base no coeficiente determinístico (R^2) que o método padrão explicou 70% da variação da

umidade estimada pela sonda. Já os 30% de variabilidade não explicada pode ter ocorrido, possivelmente, porque o solo tinha uma porosidade média de $0,3523 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (Tabela 2), ou seja, 64% era constituído de partículas sólidas, havendo a presença de cascalho e raízes na porção do solo adjacente ao tubo e, assim, tudo o que não for água diminuirá a precisão da calibração, já que, conforme Gong et al. (2003), a constante dielétrica do solo (K_s) com umidade é inferior a condição só com presença de água.

O grau de correlação não expressou totalmente o grau de confiabilidade do modelo, por que dificilmente tem-se concordância perfeita com esse teste e, assim, só seria se o coeficiente angular fosse igual a um (1) e coeficiente linear igual à zero (0), condizente com a reta da igualdade (1:1) (Figura 5). Assim, tem-se que esse teste não avalia concordância e sim associação, coisas bem distintas. Nesse sentido, averiguou-se a concordância pelo método de Willmott (d), que quanto mais próximo de um (1), mais forte (ou perfeita) é a concordância entre os métodos, e quanto mais próximo de zero (0), maior é a discordância. Apesar de obter o valor de $d = 0,7817$, que reflete uma relativa concordância, quando multiplicado pelo coeficiente de correlação para encontrar o índice de desempenho de Camargo-Sentelhas ($c = r*d$), o mesmo foi classificado como “mediano” ($c = 0,6557$) (CAMARGO; SENTELHAS, 1997).

A explicação desse desempenho “mediano” pode ser compreendido por meio do método Bland-Altman (BLAND; ALTMAN, 1986), que avalia a concordância entre duas variáveis (X e Y) a partir de um gráfico de dispersão entre a diferença (X - Y) e a média das duas variáveis (X + Y)/2. Neste gráfico, a concordância dos métodos é avaliada, levando em consideração o viés (o quanto as diferenças se afastam do valor zero), o erro (a dispersão dos pontos das diferenças ao redor da média), além de outliers e tendências (Figura 6). Assim, viés próximo de zero, intervalos de confiança estreitos e ausência de outliers notificam boa concordância entre os métodos. A vantagem do método de Bland-Altman em complementar o resultado dos índices de Willmott e Camargo-Sentelhas é que inclui os limites de concordância e seus intervalos de confiança e, assim, pode-se inferir se os limites encontrados são aceitáveis do ponto de vista técnico.

Tabela 3. Referência de dados e equações de diferentes calibrações desenvolvidas com sondas de capacitância em condições de campo.

Referência de dados	Textura (%)			Ds (Mg m ⁻³)	Equação	R ²	Erro-padrão	N ⁽¹⁾	Faixa de umidade (m ³ m ⁻³)	
	Areia	Silte	Argila						Mínima	Máxima
Calibração local	70	10	20	1,62 ± 0,05	$\theta_v = 0,4291.Fr^{1,5622}$	0,70	0,0358	80	0,0294	0,2418
Polyakov et al. (2005)	2	55	43	1,25 ± 0,04	$\theta_v = -2,9672 + 3,4361.Fr^{0,1474}$	0,69	0,0460	61	0,2000	0,5300
Burgess et al. (2006)	19	26	55	1,30 ± 0,02	$\theta_v = 0,475.Fr^{0,4187}$	0,80	ni ⁽²⁾	17	0,3600	0,4800
Fares et al. (2004)	40	12	48	1,52 ± 0,16	$\theta_v = -0,040 + 0,440.Fr^{1,549}$	0,88	0,0290	60	0,0380	0,4060
Silva et al. (2007)	67	10	23	1,59 ± 0,11	$\theta_v = 0,492.Fr^{2,757}$	0,93	0,0140	59	0,0670	0,2640
Andrade Junior et al. (2007)	87	5	8	1,45 ± 0,15	$\theta_v = 0,397.Fr^{2,533}$	0,97	0,0100	54	0,0070	0,2060
Sentek (2000)	ni ¹	ni	ni	ni	$\theta_v = 0,494.Fr^{3,017}$	0,99	ni	ni	~0.0200	~0.5000

⁽¹⁾ N= número de dados usados para ajustar a equação. ni = não informado.

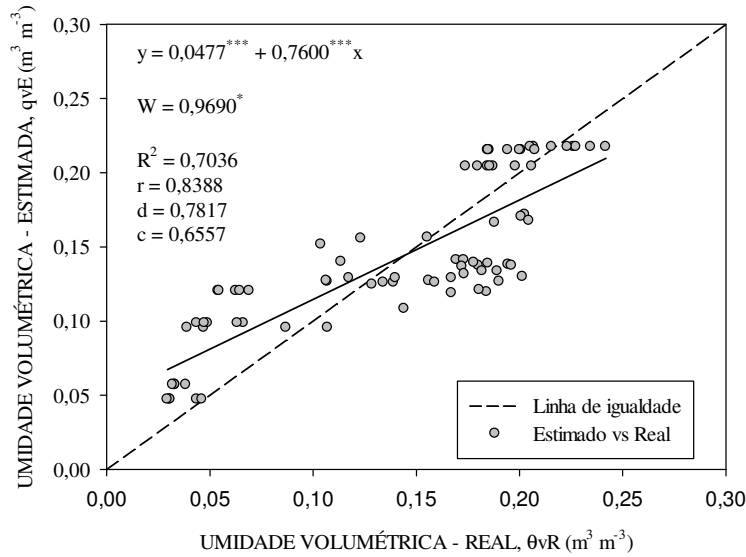


Figura 5. Regressão da umidade estimada pela sonda Diviner 2000® versus umidade volumétrica do solo, considerando todos os dados (0 a 30 cm). *** (P < 0,0001) = coeficiente significativo ao nível de 1% de probabilidade pelo teste t; W = Teste de normalidade de Shapiro-Wilk (P > 0,05); R² = coeficiente determinístico; r = coeficiente de Pearson; d = índice de concordância de Willmott; c = índice de desempenho de Camargo-Sentelhas.

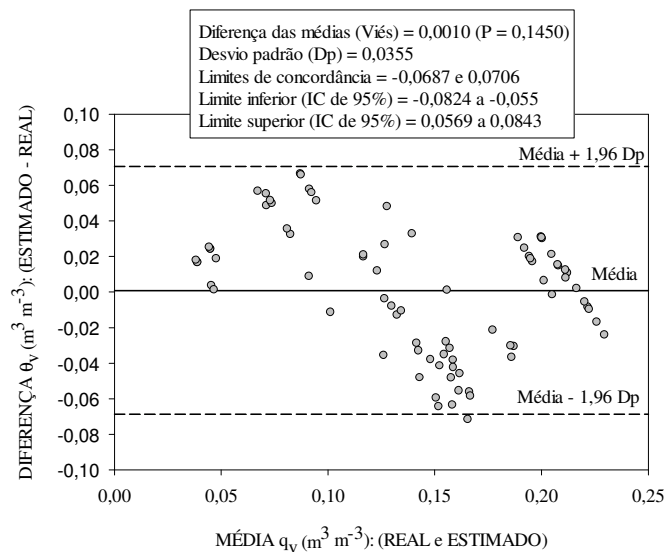


Figura 6. Análise de concordância de Bland-Altman entre a umidade estimada pela sonda Diviner 2000® versus umidade volumétrica do solo, considerando todos os dados (0 a 30 cm). ^{ns} = viés não diferente de zero ao nível de 5% de probabilidade pelo teste t.

Diante disso, observa-se que a diferença das médias foi 0,0010 (valor zero no eixo Y significa perfeita concordância) (Figura 6). No entanto, verifica-se certa tendência da diferença entre os dois métodos em aumentar sob condições de menor umidade no solo, e diminuir em condições de maior umidade, que auxilia o entendimento da super-subestimação dos valores da sonda observados na Figura 5, sendo um ponto negativo, porque o comportamento esperado é uma distribuição

aleatória das diferenças em torno da média dos métodos. Dessas diferenças (n = 80), 56% e 44% ficaram acima e abaixo do viés, respectivamente. Neossolos Quartzarênicos são essencialmente quartzosos e, conforme Fares e Hamdhani (2007), ao avaliar o efeito da temperatura da água (5-45 °C) em areia quartzosa em relação à acurácia das medidas de uma sonda de capacitância verificaram superestimação das medidas quanto menor era a umidade da areia, devido o aumento da temperatura

das partículas, no entanto, os efeitos da temperatura foram negativos para água desionizada e areia de quartzo saturada. No presente trabalho, a temperatura do ar durante a execução do experimento variou de 12,5 °C a 40,6 °C, respectivamente e, como a entrelinha dos cajueiros eram mantidas sem plantas espontâneas, possivelmente, houve ciclos de aquecimento-resfriamento e "histerese", que segundo Fares e Hamdhani (2007), pode provocar diferentes estimativas para uma mesma temperatura da areia.

Também, verificou-se que o intervalo de confiança dos limites de concordância para a maioria das aplicações como, irrigação, é um intervalo de probabilidade considerado elevado, que pode estar aproximadamente $7 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ acima ou abaixo da umidade real (Figura 6). Os limites representam a região em que se encontram no mínimo 95% das diferenças das medidas estudadas. Portanto, esses resultados corroboram o índice de desempenho "mediano" de Camargo-Sentelhas, pois embora a diferença das médias seja estatisticamente

igual a zero (0), os limites de acordo, do ponto de vista agrônomo não foram adequados, pois considerando a média da porosidade total do solo ($0,3533 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) a variação de aproximadamente $7 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ representa 19,86% do total de poros, valor acima dos 5% de erro comum usado em experimentos.

CONCLUSÃO

A sonda de capacitância (modelo Diviner 2000®) substituiu medianamente o método padrão de medida da umidade, provavelmente devido as limitações do Neossolo Quartzarênico Órtico êtrico do presente trabalho, e do ponto de vista de economia de água aplicada via irrigação não é adequado, pois considerando a média da porosidade total do solo de $0,3533 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ obteve-se variação de $7 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ obtida pelo teste de Bland-Altman e representa 19,86% do total de poros, valor acima dos 5% de erro comum usado em experimentos agrônomo.

ABSTRACT: Soil moisture, when determined based on the weight or volume of samples is a destructive method and can not be automated. In this context, the objective was to evaluate the accuracy of a capacitance probe (Diviner 2000 ® model) for measuring moisture in depth in a Typic Quartzipisamment cultivated with cashew. For this, the probe is calibrated on the basis of the moisture measurements every 0.1 m to 0.3 m. It was found that: (i) the calibration equation explained significantly 70% soil moisture, in the minimum and maximum range from 0.0294 to $0.2418 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, respectively; (ii) based on the results of the concordance Willmott Index (0.7817), the performance Camargo-Sentelhas index (0.6557), the probe replaced "moderately" real soil moisture, probably due to the limitations observed in the soil of this work, and from the standpoint of economy of water applied by irrigation, is not adequate, because taking the average of the total porosity of $0.3533 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, obtained variation of $7 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ pelo teste de Bland-Altman, by Bland-Altman, who represents 19.86% of the total porosity, value above 5% error commonly used in agronomic experiments.

KEYWORDS: Diviner 2000®. Fequency domain reflectometry (FDR). Capacitive Sensors.

REFERÊNCIAS

- ANDRADE JUNIOR, A. S.; SILVA, C. R.; DANIEL, R. Calibração de um sensor capacitivo de umidade em Latossolo Amarelo na microrregião do Litoral Piauiense. **Rev. Bras. Ciênc. Agrár.**, Belém, v. 2, n. 4, p. 303-307, 2007.
- ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS - ABNT. **NBR NM 148:** Agregado - Determinação da Composição Granulométrica. Rio de Janeiro: 2003.
- BLAND, J. M.; ALTMAN, D. G. Statistical methods for assessing agreement between two methods of clinical measurement. **Lancet**, Philadelphia, v. 8, n. 1, p. 307-310, 1986.
- BURGESS, P. J.; REINHARD, B. R.; PASTUREL, P. Compatible measurements of volumetric soil water content using a neutron probe and Diviner 2000 after field calibration. **Soil Use Manag.**, v. 22, n. 4, p. 401-404, 2006.

CAMARGO, A. P. de; SENTELHAS, P. C. Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração potencial no estado de São Paulo, Brasil. **Rev. Bras. Agromet.**, Santa Maria, v. 5, n. 1, p. 89-97, 1997.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (BRASIL). **Manual de Métodos de Análise de Solo**. 2 ed. rev. Rio de Janeiro: Centro Nacional de Pesquisa de Solos, 1997. 212 p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (BRASIL). **Sistema Brasileiro de Classificação de Solo**. 2 ed. Rio de Janeiro: EMBRAPA Solos, 2006. 306 p.

EVETT, S. R. AND STEINER, J. L. Precision of neutron scattering and capacitance type soil water content gauges from field calibration. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v. 59, n. 4, p.961-968, 1995.

FARES, A.; BUSS, P.; DALTON, M.; EL-KADI, A. I.; PARSONS, L. R. Dual Field Calibration of Capacitance and Neutron Soil Water Sensors in a Shrinking–Swelling Clay Soil. **Vadose Zone J.**, Madison, v. 3, n. 4, p. 1390-1399, 2004.

FARES, A.; HAMDHANI, H. Temperature-Dependent Scaled Frequency: Improved Accuracy of Multisensor Capacitance Probes. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v. 71, n. 3, 894-900, 2007.

GARDNER, C. M. K., DEAN, T. J.; COOPER, J. D. Soil water content measurement with a high-frequency capacitance sensor. **J. Agr. Eng. Res.**, v. 71, n. 4, p. 395-403, 1998.

GONG, Y, CAO, Q.; SUN, Z. The effects of soil bulk density, clay content and temperature on soil water content measurement using time-domain reflectometry. **Hydrol. Process.**, v, 17, n. 18, p. 3601-3614, 2003.

HILHORST, M.A.; DIRKSEN, C.; KAMPERS, F.W.H.; FEDDES, R.A. Dielectric relaxation of bound water versus soil matric pressure. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, v. 65, n. 2, p.311-314, 2001.

HUANG, Q., O. O. AKINREMI, R.S. RAJAN, AND R. BULLOCK. Laboratory and field evaluation of five soil water sensors. **Can. J. Soil Sci.**, Ottawa, v. 84, n. 4, p. 431–438, 2004.

LARSON, R.; FARBER, B. **Estatística Aplicada**. 4 ed. Pearson Prentice Hall: São Paulo, 2010. 640p.

OR, D.; WRAITH, J. M. Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain reflectometry: a physical model. **Water Resour. Res.**, v. 35, n. 2, p.371-383, 1999.

POLYAKOV, V.; FARES, A.; RYDER, M. H. Calibration of a capacitance system for measuring water content of tropical soil. **Vadose Zone J.**, v. 4, n. 4, p.1004-1010, 2005.

SENTEK. **Calibration of Sentek Pty Ltd soil moisture sensors**. Stepney: Sentek Pty Ltd, 2001.

SENTEK. **Diviner 2000**: user guide version 1.21. Stepney: Sentek Pty Ltd, 2000.

SEYFRIED, M. S.; MURDOCK, M. D. Measurement of soil water content with a 50-MHz soil dielectric sensor. **Soil Sci. Soc. Am. J.** v. 68, n. 2, p. 394-403, 2004.

SILVA, C. R.; ANDRADE JÚNIOR, A. S. A.; ALVES JÚNIOR, J.; SOUZA, A. B.; COELHO FILHO, M. A. Calibration of a capacitance probe in a paleudult. **Sci. Agri.**, Piracicaba, v. 64, n. 6, p. 636-640, 2007.