



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO VALE DO SÃO FRANCISCO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA**

Bruno Ricardo Silva Costa

**CALIBRAÇÃO DE SENSOR DE CAPACITÂNCIA PARA
MEDIDA DA UMIDADE EM SOLOS DO SEMIÁRIDO**

JUAZEIRO – BA
2014

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO VALE DO SÃO FRANCISCO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA**

Bruno Ricardo Silva Costa

**CALIBRAÇÃO DE SENSOR DE CAPACITÂNCIA PARA
MEDIDA DA UMIDADE EM SOLOS DO SEMIÁRIDO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós Graduação em Engenharia Agrícola da UNIVASF, Campus Juazeiro, em cumprimento aos requisitos para obtenção do título de Mestre em Engenharia Agrícola.

Orientador: Prof. Dr. Luís Henrique Bassoi

JUAZEIRO – BA
2014

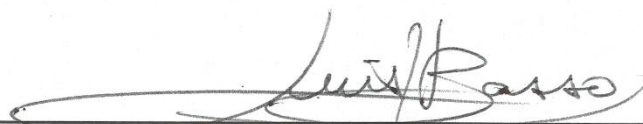
**UNIVERSIDADE FEDERAL DO VALE DO SÃO FRANCISCO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA**

FOLHA DE APROVAÇÃO

Bruno Ricardo Silva Costa

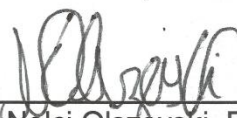
**CALIBRAÇÃO DE SENSOR DE CAPACITÂNCIA PARA
MEDIDA DA UMIDADE EM SOLOS DO SEMIÁRIDO**

Dissertação apresentada ao curso de Pós Graduação *Stricto Sensu* em Engenharia Agrícola da Universidade Federal do Vale do São Francisco - UNIVASF, como requisito parcial para obtenção de título de Mestre.



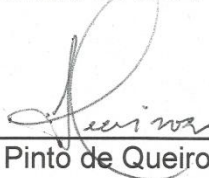
Luís Henrique Bassoi, Pesquisador Dr

Embrapa Semiárido



Nélcj Olszewski, Prof^{fa}. DSc

UNIVASF/ CPGEA



Sérgio Oliveira Pinto de Queiroz, Prof. Dr

UNEB/DTCS

Juazeiro – BA, 19 de maio de 2014.

C837c Costa, Bruno Ricardo Silva.
Calibração de sensor de capacitância para medida da umidade em solos do semiárido / Bruno Ricardo Silva Costa . - - Juazeiro, 2014.
122f.: il. ; 29 cm.

Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal do Vale do São Francisco, Campus Juazeiro-BA, 2014.

Orientador: Prof.Dr. Luís Henrique Bassoi.

1. Solo – Irrigação. 2. Sensor de umidade. 3. Água I. Título. II. Bassoi, Luís Henrique. III. Universidade Federal do Vale do São Francisco

CDD 631.587

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal do Vale do São Francisco (UNIVASF) e ao programa de Pós Graduação em Engenharia Agrícola pela oportunidade oferecida para a realização do curso de mestrado.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado da Bahia (FAPESB) pelo auxílio financeiro referente à concessão da bolsa de pesquisa.

À Fundação de Amparo à Ciência e Tecnologia de Pernambuco (FACEPE) e à Rede de Agricultura de Precisão da Embrapa pela disponibilização de recursos materiais para a realização do presente estudo.

À Enalta Inovações Tecnológicas S/A, na pessoa do Engenheiro Elétrico Alexandre Carbone Novaes de Oliveira, pela disponibilização do sensor para a calibração.

Ao Prof. Dr. Luís Henrique Bassoi pela orientação concedida durante o período de desenvolvimento da pesquisa, além do constante incentivo, que me permitiram a conclusão desta etapa de minha formação acadêmica, contribuindo também para um maior progresso profissional e pessoal.

Ao pesquisador da Embrapa Semiárido, Carlos Alberto Tuão Gava e ao funcionário Herbet Targino pelo empréstimo da estufa para secagem das amostras de solo utilizadas na pesquisa.

Aos meus pais, Roberto de Souza Costa e Maria das Graças Silva Costa – eles que são os meus eternos orientadores e professores – pela presença nas mais diversas ocasiões, pelo apoio às minhas decisões, pelos conselhos simples em momentos oportunos e pelo amor que recebo sem pedir.

Aos meus irmãos, Victor César e Ítalo Gustavo pelo aprendizado que só a convivência poderia proporcionar. Sou grato por me ensinarem diariamente o significado das palavras respeito, tolerância e partilha.

Às minhas tias, Nerci Cruz e Maria Silvia pelo apoio.

Aos amigos Alexsandro Oliveira, Ana Rita Leandro, Bruno Djavan, Diogo Ronielson, Géssica Lima, Henrique Oldoni, Joselina Correia, Juliano Athayde, Luciana Martins, Marlon Rocha, Patrícia Nascimento, Rafael Teixeira, Russaika Nascimento e Vanessa de Souza.

Aos colegas de mestrado pelas experiências compartilhadas durante o curso.

[...] E observaram os ventos e o ar, e as matérias das quais Arda era feita: de ferro, pedra, prata, ouro e muitas substâncias. Mas de todas era a água a que mais enalteciam. E dizem os eldar que na água ainda vive o eco da Música dos Ainur mais do que em qualquer outra substância na Terra; [...]

J.R.R. Tolkien, O Silmarillion.

COSTA, B. R. S. **Calibração de sensor de capacitância para medida da umidade em solos do semiárido**. 2014. 121f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola), Universidade Federal do Vale do São Francisco UNIVASF. Juazeiro – BA.

RESUMO

O uso de sensores de capacitância para a determinação da umidade do solo permite a medida instantânea desse atributo, além do seu registro ao longo do tempo. Entretanto, para garantir o melhor desempenho desses sensores, é necessário realizar a sua calibração considerando o tipo de solo dos locais de instalação, devido à variabilidade nas características físicas e químicas que estes apresentam. Neste sentido, o estudo objetivou a determinação e avaliação da capacidade preditiva de equações de calibração (em condições controladas) para um sensor capacitivo para medida da umidade de três solos de diferentes texturas, a partir de amostras coletadas em áreas irrigadas do município de Petrolina – PE (Solos A e B) e Juazeiro – BA (Solo C). As amostras mencionadas foram coletadas em intervalos de profundidade de 0,20-0,30, 0,50-0,60 m e 0,80-0,90 m nos solos A e B (apresentando textura variando entre areia franca e franco arenosa) e 0,20-0,30 e 0,50-0,60 m no solo C (ambas de textura franco argilosa). O sensor de princípio capacitivo utilizado foi o monitor de umidade do solo da plataforma IRRIGAP. A partir de análise de regressão, foram obtidas curvas ajustadas ao conjunto de dados correspondentes à variação de umidade das amostras de solo (em $m^3 m^{-3}$) e a resposta do sensor (em V). Foram adotados os modelos linear e não linear (quadrático) para a representação da relação entre as variáveis envolvidas. Ambos os modelos determinados foram capazes de estimar a umidade volumétrica do solo com precisão e exatidão satisfatórias e pequeno erro médio associado, além de valores de coeficiente de correlação (r), determinação (r^2) e índice de concordância (d) acima de 0,90, além de índice de desempenho classificado como ótimo ($c > 0,85$) para a maioria das equações. Entretanto, os modelos não lineares foram os que melhor se ajustaram aos dados referentes ao solo de textura franco argilosa (solo C), devido à influência da textura e mineralogia no seu armazenamento de água e, portanto, na permissividade elétrica do solo e nas estimativas da umidade com base nas leituras do sensor.

Palavras-chave: manejo de água, conteúdo de água no solo, sensor de umidade.

COSTA, B. R. S. **Capacitance sensor calibration for moisture measurement in semiarid soils**. 2014. 121f. Dissertation (Master in Agricultural Engineering), Federal University of São Francisco Valley UNIVASF. Juazeiro – BA.

ABSTRACT

The use of capacitive sensors for soil moisture assessment allows instantaneous measurement of this attribute and its record over time. However, to ensure the best performance of these sensors, it is necessary to make their calibration considering the soil type of the installation sites due the variability in their physical and chemical characteristics. Thus, this study aimed to determine and to evaluate the predictive capability of calibration equations (under controlled conditions) for a capacitive sensor to moisture measurement of three soils with different textures, from samples collected in irrigated areas of Petrolina - PE (Soils A and B) and Juazeiro - BA (Soil C). The samples were collected at intervals of 0.20-0.30, 0.50-0.60 0.80-0.90 m depth intervals in soils A and B (with texture ranging from loamy sand to sandy loam) and at 0.20-0.30 and 0.50-0.60 m in soil C (both clayey loam texture). The capacitive sensor used was the soil moisture monitor from IRRIGAP platform. From regression analysis, adjusted curves were obtained from the data set corresponding to the variation of moisture in the soil samples (in $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) and the sensor response (in V). Linear and nonlinear (quadratic) models were adopted to represent the relationship between the variables. Both models were able to estimate the volumetric soil water content with good precision and accuracy and small average error associated and values of correlation coefficient (r), determination coefficient (r^2) and index of agreement (d) above 0.90, with performance index rated as excellent ($c > 0.85$) for most equations. However, non-linear models had the best fit for the data relating to the clayey loam soil (solo C) due the influence of texture and mineralogy in its water storage and, therefore, in its electrical permittivity and moisture estimates based on sensor readings.

Keywords: water management, soil water content, moisture sensor.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Sensor capacitivo da plataforma IRRIGAP para monitoramento da umidade do solo (Fonte: www.enalta.com.br)38
- Figura 2. Esquema dos componentes utilizados na calibração do sensor de umidade do solo, onde: 1: tubo de PVC; 2: amostra de solo; 3: haste do sensor de umidade; 4: manta geotêxtil (bidin) e 5: grelha de PVC.....39
- Figura 3. Proporção volumétrica, em %, das frações sólida (cinza escuro) e gasosa (cinza claro) do volume total das amostras de solo, destacando a fração líquida (azul) ocupando o volume de vazios após a saturação e o valor mínimo de umidade obtido após secagem (traço em vermelho). ..69
- Figura 4. Gráficos de dispersão representando a relação entre valores de tensão elétrica de saída do sensor IRRIGAP e a variação de umidade do solo e linhas de previsão obtidas por modelo de regressão linear.74
- Figura 5. Gráficos de dispersão representando a relação entre valores de tensão elétrica de saída do sensor IRRIGAP e a variação de umidade do solo e linhas de previsão obtidas por modelo de regressão quadrático.....75
- Figura 6. Gráficos de dispersão representando a relação entre valores de umidade volumétrica observados e simulados a partir dos modelos lineares.....89
- Figura 7. Gráficos de dispersão representando a relação entre valores de umidade volumétrica observados e simulados a partir dos modelos quadráticos.90
- Figura 8. Comparação entre os valores observados de umidade volumétrica (θ obs.) e os valores estimados pelos modelos de regressão linear (θ est. 1) e quadrático (θ est. 2).93
- Figura 9. Gráficos de dispersão representando a relação entre valores de tensão elétrica de saída do sensor IRRIGAP e a variação de umidade do solo e linhas de previsão obtidas por modelo gerais de regressão linear e quadrático.....95
- Figura 10. Comparação entre os valores observados de umidade volumétrica (θ obs.) e os valores estimados pelos modelos de regressão linear individual (θ est. 1) e geral (θ est. 3).100
- Figura 11. Comparação entre os valores observados de umidade volumétrica (θ obs.) e os valores estimados pelos modelos de regressão quadrática individual (θ est. 2) e geral (θ est. 4).101

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.	Dimensões dos cilindros utilizados no sistema de calibração.	40
Tabela 2.	Altura referente às amostras de solo.....	41
Tabela 3.	Quadro de análise de variância.....	54
Tabela 4.	Valores da composição granulométrica, densidade do solo seco e densidade das partículas e porosidade do total.	60
Tabela 5.	Valores corrigidos de densidade do solo seco e porosidade total.....	63
Tabela 6.	Valores médios de condutividade elétrica e pH referentes às amostras de solo avaliadas, determinados a partir de extração da solução do solo pelo método da pasta saturada (RICHARDS, 1954).	66
Tabela 7.	Valores característicos das relações massa-volume das amostras de solo e dos componentes do sistema de calibração.	68
Tabela 8.	Valores do armazenamento de água das amostras de solo.	70
Tabela 9.	Amplitude de valores do teor de água das amostras de solo.....	71
Tabela 10.	Amplitude dos valores das variáveis envolvidas na determinação das funções de calibração.	72
Tabela 11.	Equações de regressão ajustadas para a estimativa de umidade do solo nas camadas individuais dos perfis a partir do uso do sensor de capacitância IRRIGAP.....	76
Tabela 12.	Análise de variância dos modelos lineares ajustados à relação entre os valores observados de θ em função da variação de tensão elétrica do sensor.	79
Tabela 13.	Análise de variância dos modelos quadráticos ajustados à relação entre os valores observados de θ em função da variação de tensão elétrica do sensor.	80
Tabela 14.	Parâmetros das equações de regressão estimados para os modelos lineares.....	82
Tabela 15.	Parâmetros das equações de regressão estimados para os modelos polinomiais.	83
Tabela 16.	Variação percentual entre os valores de RMSE obtidos pelos modelos de regressão linear e quadrático.	91

Tabela 17. Equações de regressão generalizadas ajustadas para a estimativa de umidade nos perfis do solo a partir do uso do sensor de capacitância IRRIGAP.....	94
Tabela 18. Análise de variância dos modelos gerais ajustados à relação entre os valores observados de θ em função da variação de tensão elétrica do sensor.	96
Tabela 19. Parâmetros das equações de regressão estimados para os modelos gerais de previsão da umidade volumétrica do solo.....	97
Tabela 20. Variação percentual entre os valores de RMSE obtidos pelas funções de regressão linear, considerando os modelos gerais e individuais.....	98
Tabela 21. Variação percentual entre os valores de RMSE obtidos pelas funções de regressão quadrática, considerando os modelos gerais e individuais....	99
Tabela 22. Resumo dos índices de desempenho estatístico utilizados para teste dos modelos individuais linear (1) e quadrático (2) referentes ao solo A. ...	114
Tabela 23. Resumo dos índices de desempenho estatístico para teste dos modelos linear (1) e quadrático (2) referentes ao solo B.	115
Tabela 24. Resumo dos índices de desempenho estatístico para teste dos modelos linear (1) e quadrático (2) referentes ao solo C.....	116
Tabela 25. Proporção das fontes de erro componentes do erro médio quadrático e demais índices de desempenho estatístico para comparação dos modelos linear (1) e quadrático (2) referentes ao solo A.....	117
Tabela 26. Proporção das fontes de erro componentes do erro médio quadrático e demais índices de desempenho estatístico para comparação dos modelos linear (1) e quadrático (2) referentes ao solo B.....	118
Tabela 27. Proporção das fontes de erro componentes do erro médio quadrático e demais índices de desempenho estatístico para comparação dos modelos linear (1) e quadrático (2) referentes ao solo C.	119
Tabela 28. Resumo dos índices de desempenho estatístico utilizados para teste dos modelos gerais lineares (1) e quadráticos (2) referentes ao solo A, B e C.....	120
Tabela 29. Proporção das fontes de erro componentes do erro médio quadrático e demais índices de desempenho estatístico para comparação dos modelos gerais linear (1) e quadrático (2) referentes ao solo A, B e C.....	121

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	13
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	16
2.1. Importância da água para a produção vegetal	16
2.2. A água no solo	17
2.3. Métodos diretos de determinação da umidade do solo	18
2.3.1. Método padrão de estufa	19
2.3.2. Método das pesagens.....	22
2.4. Métodos indiretos de determinação da umidade do solo	24
2.4.1. Tensiômetro	25
2.4.2. Método de Bouyoucos	26
2.4.3. Método de Colman.....	28
2.4.4. Sensores de matriz granular (GMS)	28
2.4.5. Moderação de neutrons e atenuação da radiação gama	29
2.4.6. Métodos dielétricos	30
2.5. Sensor capacitivo IRRIGAP	33
2.6. Calibração dos métodos indiretos de estimativa da umidade do solo	34
3. MATERIAL E MÉTODOS	36
3.1. Localização das áreas de estudo e coleta das amostras de solo	36
3.2. Sensor de umidade do solo	37
3.3. Instalação do experimento	38
3.4. Dimensões dos componentes do sistema de calibração	40
3.5. Cálculo das relações área-massa-volume do solo.....	41
3.6. Coleta dos dados experimentais.....	46
3.7. Método de análise estatística dos dados experimentais	49
3.7.1. Análise de regressão	50
3.7.2 Quadro de análise de variância da regressão	53
3.7.3. Medidas de associação entre as variáveis dos modelos de regressão	54
3.7.4 Validação dos modelos de regressão	55
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	60
4.1. Análise das propriedades físicas do solo	60
4.2. Relações massa-área-volume do solo	66

4.3. Determinação das variáveis envolvidas nas funções de calibração.....	70
4.4. Análise estatística dos dados.....	72
4.4.1. Medidas descritivas de variação e associação e inferências sobre os parâmetros dos modelos de regressão obtidos	77
4.4.2. Validação dos modelos de regressão obtidos	86
4.5. Proposta de elaboração de uma equação de calibração generalizada para cada perfil	94
5. CONCLUSÕES	102
6. REFERÊNCIAS.....	103
APÊNDICES.....	113

1. INTRODUÇÃO

Ao se tratar de cultivos agrícolas, o volume de água armazenado em um perfil de solo constitui-se em parâmetro de fundamental importância. Isto ocorre pois a disponibilidade de água neste meio é considerada um fator ambiental limitante para o desenvolvimento de plantas e por este critério estar relacionado aos processos fisiológicos associados ao crescimento e desenvolvimento vegetal, influenciando, conseqüentemente, a produção das culturas.

Entretanto, em regiões de clima árido e semiárido, a demanda hídrica torna-se um dos maiores problemas relacionados à disponibilidade de água para as plantas, que se dá em função da irregularidade das chuvas, a qual aliada à ocorrência de elevadas temperaturas resulta em grandes taxas de deficiências hídricas (TEIXEIRA, 2010). Neste contexto, a irrigação pode ser definida como a prática de fornecimento de água aos cultivos agrícolas, em ocasiões nas quais os índices pluviométricos, ou outra forma natural de abastecimento, são insuficientes para o provimento das suas necessidades hídricas (GOMES, 1999). Logo, constitui-se característica fundamental e finalidade desta prática a manutenção de níveis de umidade do solo que possibilitem o suprimento de água às espécies vegetais cultivadas.

A prática de irrigação, objetivando a máxima eficiência de administração de determinado volume de água ao solo, resulta principalmente do entendimento acerca do método, do momento, da frequência e da quantidade de água a ser aplicada. Por sua vez, a definição da ocasião precisa para emprego de rega artificial leva em conta a apreciação sobre os limites críticos de água recomendados para as culturas, bem como o monitoramento dos valores atuais da umidade no solo, de modo a evitar condições de excesso ou estresse hídrico.

De acordo com Reichardt e Timm (2004), a determinação quantitativa da porção do solo ocupada pela fração líquida, desconsiderando os solutos, pode ser realizada de várias formas, dependendo da finalidade da medida. Desta forma, considerando o manejo de água no solo, a determinação do seu conteúdo de água pode ser realizada por métodos classificados como diretos ou indiretos.

Segundo Silva et al. (2008), a característica diferencial dos métodos indiretos em relação aos métodos diretos é a estimativa do teor de água no solo a partir de

outras propriedades relacionadas a esta variável. Além disso, a possibilidade de determinação instantânea deste parâmetro torna os métodos indiretos mais adequados para indicar o início e a duração da irrigação (LEÃO et al., 2007, SILVA et al., 2008). Neste sentido, sensores de umidade que utilizam princípio capacitivo, ou seja, baseados na permissividade dielétrica do solo, são alternativas aos métodos tradicionais de quantificação do seu conteúdo de água, fornecendo leituras seguras, rápidas e em profundidade no perfil avaliado (SILVA et al., 2007). Desta forma, o uso desses sensores de medida instantânea e contínua da umidade do solo pode auxiliar o produtor quanto à tomada de decisão referente à prática da irrigação. O monitoramento da umidade do solo pode, então, influenciar na economia de água e nos cuidados com problemas relacionados, por exemplo, à salinidade, minimizando possíveis efeitos de uma irrigação excessiva.

No entanto, sendo um método indireto de determinação da umidade, a utilização de sondas de capacitância está associada à necessidade de calibrações, realizadas com o intuito de incrementar a precisão nas estimativas do teor de água, em virtude das condições edáficas particulares dos locais de instalação dos equipamentos. Ressalta-se também que, de acordo com o tipo de sensor e a sua sensibilidade aos fatores ambientais, além da variabilidade espacial do parâmetro medido no solo relacionado ao seu conteúdo de água, pode haver a necessidade de várias calibrações para diferentes tipos de solos, oscilações de temperatura, profundidades, entre outros. (LEÃO et al., 2007). Assim, destaca-se que, conjuntamente com o desenvolvimento e utilização de métodos indiretos de estimativa do conteúdo de água no solo, procedimentos de calibração de sensores com princípio de funcionamento capacitivo têm sido realizados em condições de campo e laboratório, elucidando a influência das condições do solo nas medidas de sua umidade.

O uso de sensores na agricultura vem aumentando nos últimos anos, porém o sucesso de sua utilização depende do conhecimento do desempenho destes instrumentos conforme as condições do sistema de produção em que são utilizados. No caso específico do sensor de capacitância para medida da umidade do solo, é necessário analisar a sua performance quanto à resposta do equipamento em função do conteúdo volumétrico de água no solo, além da sua utilidade e praticidade no auxílio ao manejo de irrigação em sistemas de produção agrícola. Assumindo que os solos irrigados no Semiárido brasileiro apresentam características particulares e

diante da necessidade de fornecer estimativas de umidade com precisão para fins de manejo de irrigação, o presente estudo objetivou a calibração, em condições controladas e avaliação dos modelos elaborados para a determinação do conteúdo volumétrico de água no solo a partir da utilização do nó sensor capacitivo da plataforma IRRIGAP, visando a sua utilização em áreas cultivadas do polo de irrigação de Petrolina – PE e Juazeiro – BA.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Importância da água para a produção vegetal

A água, um dos mais simples compostos químicos naturais, pode ser definida como um componente vital para todas as células vivas, e suas propriedades únicas promovem uma grande variedade de processos físicos, químicos e biológicos (BRADY e WEIL, 2008). Desta forma, por ser uma das mais importantes substâncias da crosta terrestre, a água também se distingue como um fator fundamental para a produção vegetal e a sua falta ou excesso afetam de maneira decisiva o desenvolvimento das plantas (REICHARDT e TIMM, 2004). Corroborando com esta assertiva, Santos e Carlesso (1998), afirmam que a limitação da produção agrícola mundial está diretamente relacionada à frequência e intensidade do déficit hídrico a que são submetidas as espécies cultivadas.

A importância deste constituinte primário para os vegetais é evidenciada no processo de fotossíntese, a partir do qual as plantas são capazes de capturar a energia luminosa e usá-la para transformar água e CO₂ em uma forma química útil (carboidratos) através de reações que ocorrem nas folhas (LIETH e OKI, 2008). De outra forma, a água se apresenta também nos diversos tecidos vegetais: na constituição da parede celular (até 50% do seu conteúdo), no protoplasma (95% do peso total), no vacúolo (98% do volume) e no sistema vascular onde está presente na composição da solução no xilema e floema (REICHARDT, 1985).

A água afeta os processos fisiológicos e, portanto, o crescimento e o desenvolvimento das plantas, sendo essencial para a estrutura das moléculas biológicas e para as células, tecidos e o organismo vegetal como um todo (KLAR, 1988). Neste sentido, o efeito do déficit hídrico em determinados períodos de desenvolvimento da planta sobre índices fisiológicos de crescimento vegetal e inibição da atividade fotossintética, no decréscimo da área foliar e biomassa, no processo transpiratório e resistência estomática além do efeito sobre a produção e rendimento de algumas culturas tem sido evidenciado por diversos autores (AGUIAR NETTO et al., 2000; NÓBREGA et al., 2001; CASTRO NETO, 2003; BERGAMASHI et al. 2004; BERGAMASHI et al., 2006). Contudo, de acordo com Santos e Carlesso

(1998), apesar das consequências associadas à baixa disponibilidade de água, a irreversibilidade das alterações no comportamento vegetal resultantes da deficiência hídrica irá depender de fatores como o genótipo, a duração, a severidade e o estágio de desenvolvimento da planta.

2.2. A água no solo

Segundo Prevedello (1996), a fase líquida do solo é representada pela água ou solução do solo, contendo íons como H_2PO_4^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , Na^+ , Cl^- , Ca^{2+} , H^+ , NH_4^+ , levando em conta que ambos os termos podem ser tratados indistintamente. Entretanto, apesar de a solução do solo ser constituída por sais minerais e substâncias orgânicas, esta não é o reservatório principal dos íons nutrientes às plantas, com exceção do cloro e possivelmente do enxofre, os quais não são adsorvidos pela fração sólida ou incorporados à matéria orgânica (REICHARDT e TIMM, 2004).

Assume-se que o solo é o reservatório da água a ser utilizada pelas espécies vegetais, o qual temporariamente a armazena, podendo disponibilizá-la às plantas conforme suas necessidades (REICHARDT e TIMM, 2004). Por sua vez, o entendimento acerca do armazenamento de água no solo compreende a definição deste meio como um sistema multicomponente, composto pelas fases sólida, líquida e gasosa, onde as duas últimas são complementares, ou seja, a máxima presença de uma componente implica na ausência da outra, ou a diminuição de uma implica o aumento da outra (PREVEDELLO, 1996; BERNARDO et al, 2009).

Deste modo, assume-se que, na divisão da composição volumétrica do solo, o seu espaço poroso total é ocupado pelas frações líquida e gasosa de forma proporcional e variável, enquanto o seu volume de partículas sólidas pode ser considerado praticamente fixo (BERNARDO et al, 2009). Assim, é possível caracterizar duas condições distintas para a fase líquida do solo, ou seja, quando o volume total de poros estiver totalmente ou parcialmente ocupado por água (solo saturado e não saturado, respectivamente), sendo esta última a circunstância característica dos solos cultivados.

A retenção de água no solo, assumindo uma condição não saturada, se dá por dois processos. O primeiro deles descreve aquela que ocorre nos chamados poros capilares, representada pelo fenômeno de capilaridade e, o segundo processo trata da retenção que ocorre nas superfícies das partículas sólidas do solo, como filmes fixados a estas, pelo fenômeno de adsorção (LIBARDI, 2010). A capacidade de retenção de água no solo é também influenciada por características físicas, tais como textura, estrutura e porosidade (KLAR, 1991; GOMES, 1999).

Do ponto de vista energético, a água no solo pode ser caracterizada quanto ao seu potencial total em relação a um potencial conhecido ou padrão. Este governa o sentido de movimentação da solução entre dois pontos em um perfil de solo, sem a necessidade de conhecer os valores individuais de energia potencial específica em cada ponto (LIBARDI, 2010). Ressalta-se que a tendência do movimento da água no solo segue o sentido do maior para o menor potencial total.

De acordo com Reichardt e Timm (2004) e Klar (1991), o potencial da água no solo, expresso pela Equação 1, é caracterizado como o somatório de uma série de componentes, porém desconsiderando a componente térmica, a qual não é significativa devido aos processos que ocorrem no solo serem isotérmicos.

$$\Psi = \Psi_p + \Psi_g + \Psi_{os} + \Psi_m \quad (1)$$

Em que:

Ψ potencial total da água do solo;

Ψ_p componente de pressão;

Ψ_g componente gravitacional;

Ψ_{os} componente osmótica;

Ψ_m componente matricial.

Além de ser descrito em termos de potencial, o conteúdo de água no solo pode ser quantificado a partir de métodos classificados como diretos e indiretos.

2.3. Métodos diretos de determinação da umidade do solo

2.3.1. Método padrão de estufa

As medidas de umidade realizadas a partir dos métodos diretos são aquelas que envolvem a remoção da água de uma amostra de solo por evaporação, lixiviação ou por processo químico e subsequente determinação da quantidade de água removida (GARDNER et al., 2000). Desta forma, o conteúdo de água no solo pode ser estipulado, por exemplo, com base na diferença entre a massa de uma amostra de solo obtida antes e após secagem da mesma numa estufa a 105-110°C, durante o período de 24 a 48 horas, até massa constante, pelo método denominado termogravimétrico (MUÑOZ-CARPENA et al., 2005). Assim, de acordo com a Equação 2, a determinação da fração líquida ou água do solo pode ser caracterizada pela razão entre a massa de água e a massa de solo seco, a qual é denominada umidade a base de peso (u) (BERNARDO et al, 2009; REICHARDT, 1985). Neste caso, a massa de água (m_l) é obtida pela diferença entre a massa da amostra úmida e após a secagem.

$$u = m_l/m_s = (m_T - m_s)/m_s \quad (2)$$

Em que:

u umidade a base de peso (adimensional, $M M^{-1}$);

m_l massa de água (em unidade de massa, M);

m_s massa de solo seco (em unidade de massa, M).

m_T massa total da amostra úmida (em unidade de massa, M)

Este método de estimativa do teor de água no solo é também denominado método padrão de estufa ou gravimétrico. As amostras de solo utilizadas nesta metodologia são retiradas na profundidade em que se deseja determinar a umidade, sendo acomodadas geralmente em recipientes de alumínio, podendo, ter a sua estrutura deformada, porém evitando-se a evaporação da água no momento de coleta, conservando-se a umidade antes da pesagem da amostra úmida (BERNARDO et al., 2009; REICHARDT, 1985). Segundo Vielmo (2008) o método padrão da estufa, além de possuir boa precisão e ser utilizado como referência para a calibração de outros equipamentos para estimativa da umidade do solo, apresenta

baixo custo de realização, não necessitando de equipamentos sofisticados e ou adição de produtos químicos. Entretanto, dentre algumas desvantagens associadas ao método estão o seu caráter destrutivo, não permitindo a repetibilidade da medida em um mesmo ponto, além do tempo de espera (até dois dias) relacionado à determinação do teor de água no solo.

A umidade do solo pode também ser representada a base de volume (θ) pelo método denominado termovolumétrico, ou seja, pela razão entre o volume de água e o volume total da amostra de solo, como descrito pela Equação 3 (REICHARDT, 1985; REICHARDT e TIMM, 2004; MUÑOZ-CARPENA et al., 2005).

$$\theta = V_l/V_T = m_l/V_T = (m_u - m_s)/V_T \quad (3)$$

Em que:

- θ umidade a base de volume (adimensional, $L^3 L^{-3}$);
- V_l volume de água (em unidade de volume, L^3);
- V_T volume total da amostra (em unidade de volume, L^3).
- m_l massa de água (em unidade de massa, M);
- m_u massa do solo úmido (em unidade de massa, M)
- m_s massa do solo seco (em unidade de massa, M)

Neste caso, o volume de fração líquida do solo é equivalente a sua massa ($V_l = m_l$), considerando a massa específica da água igual a 1000 kg m^{-3} . Além disso, diferentemente do método anterior, as amostras utilizadas para a determinação da umidade segundo esta metodologia não podem ser deformadas, devido a necessidade de medida do volume total da amostra retirada do solo. Por esse motivo, adota-se comumente o uso de anéis volumétricos como instrumentos para coleta. De outra maneira, como explicitado por Reichardt e Timm (2004), a determinação da umidade volumétrica θ pode ser realizada a partir do produto entre a umidade a base de peso e a densidade do solo (d_s), como demonstrado pela Equação 4.

$$\theta = (u \cdot d_s)/1000 \quad (4)$$

Em que:

- θ umidade a base de volume (adimensional, em $L^3 L^{-3}$);
- u umidade a base de peso (adimensional, em $M M^{-1}$);
- d_s densidade do solo (em $M L^{-3}$)

O conteúdo de água no solo pode ainda ser representado em função do grau de saturação (S), definido pela razão entre o volume da solução e o volume total de poros, ou seja, indicando a fração do espaço poroso do solo que é ocupado pela água, como representado pela Equação 5.

$$S = (\theta/\alpha)100 \quad (5)$$

Em que:

- S razão ou grau de saturação (em %);
- θ umidade a base de volume (adimensional, $L^3 L^{-3}$);
- α porosidade total do solo.

Além disso, a umidade do solo pode ser caracterizado em termos de armazenagem ou altura de água sobre a superfície do solo, segundo a Equação 6 (PREVEDELLO, 1996). A determinação da lâmina de água sobre uma superfície parte do seguinte raciocínio: considerando que, se 1 litro de água seja despejado sobre uma superfície impermeável, seria obtida uma altura de 1 mm. Logo, a água fornecida ao solo por precipitação ou irrigação bem como a água perdida por evaporação podem ser representadas em mm.

$$Z = V_1/A = \theta z \quad (6)$$

Em que:

- Z armazenagem de água no solo (em unidade de comprimento, L);
- V_1 volume de solução (em unidade de volume, L^3);
- A área da superfície considerada (em unidade de área, L^2);
- θ umidade em base de volume (adimensional, $L^3 L^{-3}$);
- z profundidade considerada (em unidade de comprimento, L);

Em um perfil de solo no campo, a determinação do armazenamento é dada a partir da partição da profundidade z em diversos n incrementos de profundidade ΔZ e da estimativa da umidade volumétrica θ em cada incremento. Desta forma, o armazenamento total de água até a profundidade considerada é aproximadamente o resultado da somatória dos n armazenamentos parciais, como explicitado pela Equação 7 (LIBARDI, 1995; PREVEDELLO, 1996). A área aproximada da curva θ em função de z é denominada perfil de umidade.

$$Z \sim \sum_{n=1}^i \theta_n \Delta z_n \quad (7)$$

2.3.2. Método das pesagens

Outro método direto de determinação da umidade do solo é denominado método das pesagens, o qual se diferencia do método termogravimétrico devido ao menor tempo para obtenção do teor de água da amostra, dado logo após a retirada desta. De acordo com Klar et al. (1966) e Bernardo et al. (2009), a partir do método das pesagens, a porcentagem da umidade do solo em base úmida (u_{bu} , em peso) é determinada segundo a Equação 8. A umidade em base úmida diz respeito à relação entre a massa da fração líquida e do solo úmido, expressa como massa de água por massa de solo úmido.

$$u_{bu} = (M - M')(d_p/d_p - 1)100 \quad (8)$$

Em que:

u_{bu} umidade do solo em base úmida (em %);

M massa padrão do solo de uma determinada área (em unidade de massa, M);

M' massa úmida de solo retirada da mesma área (em unidade de massa, M);

d_p densidade de partículas sólidas do solo (em $M L^{-3}$).

O procedimento descrito pelo método das pesagens se inicia com a coleta de uma amostra de 100 g de solo de uma determinada área, a qual é submetida à

secagem a 105-110°C e em seguida colocada em um balão volumétrico A de 500 ml. O volume do balão é preenchido com água e após pesagem do conjunto se obtém a massa padrão M, determinada uma única vez para a área na qual a amostra foi coletada. Em outras ocasiões, quando se desejar estimar a umidade do solo da área em questão, uma amostra de 100 g é retirada, colocada em um balão volumétrico B o qual tem o seu volume completado por água e, após pesagem, obtêm-se uma massa M' correspondente a esta nova amostragem.

A porcentagem de umidade do solo em base seca (u_p , em peso), a qual representa a relação entre a massa da fração líquida e a massa do solo seco, é calculada segundo a Equação 9 (BERNARDO et al, 2009).

$$u_p = (100u_{bu})/(100 - u_{bu}) \quad (9)$$

Em que:

u_p umidade do solo em base seca (em %);

u_{bu} umidade do solo em base úmida (em %);

A eficiência do método das pesagens em comparação ao método gravimétrico padrão (com secagem em estufa a 105-110°C) foi verificada por Klar et al. (1966) a partir de amostras coletadas em três solos de características distintas. Os autores obtiveram um coeficiente de correlação entre os métodos de 0,99 para os três solos avaliados. Contudo, foi verificado que os valores das repetições que compuseram o valor médio da umidade a base seca (em %) das amostras de solo, quando determinados pelo método das pesagens, apresentaram valores próximos entre si, diferindo da variação encontrada entre os valores correspondentes às repetições referentes à umidade determinada pelo método gravimétrico. O desempenho do método das pesagens em relação ao gravimétrico foi também avaliado em três tipos de solo por Buske et al. (2013), que concluíram que este é confiável para a determinação da umidade. Ainda neste sentido, de acordo com Calheiros e Arndt (1991), concluiu-se que o método das pesagens se apresenta como bastante promissor, substituindo o método padrão da estufa, para o controle da irrigação.

2.4. Métodos indiretos de determinação da umidade do solo

Em condições de campo, a estimativa do conteúdo de água do solo, a despeito do método utilizado, é de difícil realização em função de uma série de fatores, particularmente, devido ao comportamento dinâmico da fase líquida na sua redistribuição no perfil do solo (BRAGANÇA et al., 2005). Entretanto, em função das dificuldades envolvidas na determinação pontual da umidade do solo pelos métodos diretos, os quais são destrutivos e não permitem a repetibilidade das medidas, geralmente utilizam-se métodos indiretos para esta finalidade (MIRANDA et al.; 2007).

Diferentemente dos métodos diretos, segundo Gardner et al. (2000), as medidas feitas por métodos indiretos dependem do monitoramento de uma propriedade do solo que é função ou possui relação com o seu conteúdo de água. Neste sentido, os principais métodos indiretos para a estimativa do teor de água no solo se fundamentam em parâmetros como a tensão da água no solo, a resistência do substrato à passagem de corrente elétrica, a moderação de neutrons e a permissividade elétrica relativa do meio.

Os métodos indiretos são os mais indicados nos estudos de monitoramento de água no solo, devido à praticidade, rapidez e possibilidade de repetição das medidas em um determinado ponto do perfil do solo (SILVA, et al., 2008). Ressalta-se também que, por conta das suas características vantajosas para o monitoramento da água no solo, estes métodos são bastante utilizados em pesquisas e sistemas de agricultura de precisão.

Para as condições de campo, Muñoz-Carpena et al. (2005) classificam os métodos indiretos para medida da umidade do solo em tensiométricos e volumétricos. Os métodos definidos como tensiométricos estimam o potencial mátrico da água no solo, o qual inclui os efeitos de adsorção e capilaridade da fase sólida do solo, enquanto os métodos volumétricos estimam o volume de água por unidade de solo ($L^3 L^{-3}$).

Os instrumentos relacionados aos métodos tensiométricos possuem como característica comum a presença de um material poroso o qual se mantém em contato com o solo. Desta forma, a dinâmica de entrada e saída de água nestes materiais depende do conteúdo de água no solo (MUÑOZ-CARPENA et al., 2005).

Por este motivo, dentre os métodos que recebem esta classificação, podemos destacar o tensiômetro, além dos blocos de resistência, a exemplo do método de Bouyoucos e os sensores de matriz granular (GMS), bem como o método de dissipação de calor em um meio poroso e o psicrômetro de solo.

2.4.1. Tensiômetro

De acordo com Macedo (2008) a tensiometria é uma das técnicas de monitoramento da quantidade de água no solo mais acessíveis para o manejo de irrigação, por ser uma alternativa barata e devido a fácil instalação dos equipamentos no local especificado. O tensiômetro, sendo o instrumento mais utilizado no campo para a medida do potencial mátrico da água no solo, é um equipamento composto por uma capsula porosa de cerâmica ligada por meio de um tubo a um vacuômetro ou coluna de mercúrio, onde a tensão com a qual a água está retida pela matriz do solo é lida (BERNARDO et al., 2009; BRITO, et al., 2009).

Dentre os diferentes sistemas de leitura, os tensiômetros clássicos ou convencionais utilizam o manômetro de mercúrio, o qual é mais preciso em comparação ao manômetro metálico, mas exige maior cuidado de manuseio, aquisição e uso do mercúrio (BERNARDO et al., 2009). Porém, têm-se difundido a utilização de tensímetro digital em tensiômetros de punção, além do desenvolvimento de tensiômetros eletrônicos, ou seja, que possibilitam leitura e gravação automática das informações, a exemplo daqueles que possuem transdutores de pressão. Estes, porém, possuem custo elevado, sendo o seu uso restrito apenas para fins de pesquisa (COELHO e TEIXEIRA, 2004).

O princípio de funcionamento deste instrumento está baseado no equilíbrio entre a água no interior do tubo do tensiômetro e a solução do solo. Após o estabelecimento deste equilíbrio e, na medida em que a umidade na camada do perfil vai reduzindo, a água do interior do tensiômetro atravessa a capsula porosa, diminuindo a pressão interna do equipamento. Isto se dá devido à redução do potencial de água no solo em comparação com o potencial da cápsula, criando um vácuo, em virtude de o instrumento ser vedado, equivalente ao potencial mátrico, que pode ser então mensurado (BRITO, et al., 2009). O cálculo do potencial de água

no solo (Ψ_m) dado a partir do uso de tensiômetros é calculado pela fórmula geral descrita na Equação 10 (BRAGA e CALGARO, 2010).

$$\Psi_m = - (L - hc - hs) \quad (10)$$

Em que:

- L leitura no tensímetro ou do vacuômetro (na unidade de leitura do aparelho);
- hc profundidade de instalação do tensiômetro (em unidade de comprimento, L);
- hs altura entre o aparelho de leitura e o solo (em unidade de comprimento, L);.

Além da determinação direta da tensão de água no solo, a utilização do tensiômetro para medida indireta da umidade é realizada a partir da determinação da curva de retenção de água no solo. Esta tem como base o potencial mátrico da água no solo, o qual pode ser avaliado pelo trabalho que se deve realizar à unidade de volume de água retida num solo não saturado pelas forças mátricas e torná-la livre, como a água padrão (LIBARDI, 2010). Desta forma, a curva de retenção resulta da correlação entre o potencial mátrico e o conteúdo de água no solo.

Uma das vantagens do uso de tensiômetros é caracterizada pelo fato de este não ser afetado pela salinidade do solo, pelo motivo de os sais serem capazes de se mover com facilidade através da capsula porosa de cerâmica (MUÑOZ-CARPENA et al., 2005)

2.4.2. Método de Bouyoucos

Dentre os métodos tensiométricos, além do tensiômetro, destaca-se o método de Bouyoucos, também denominado eletrométrico ou sensor de bloco de gesso. Um sensor de bloco de gesso constitui-se de uma célula eletroquímica com uma solução saturada de sulfato de cálcio como eletrólito (Bouyoucos e Mick, 1940 apud Muñoz-Carpena et al., 2005). Este método tem princípio de funcionamento baseado na resistência elétrica entre dois eletrodos inseridos em um bloco de gesso, a qual é determinada por uma ponte de Wheatstone e aplicação de uma pequena voltagem

de corrente alternada, dando uma indicação indireta da umidade do bloco e, portanto, do conteúdo de água no solo (VIELMO, 2008). Isto ocorre devido aos blocos de gesso, quando enterrados no solo, absorverem ou perderem umidade a fim de atingir o equilíbrio com a solução do solo, variando de acordo com a umidade deste. Por conseguinte, a resistência elétrica entre os eletrodos de cada bloco varia em função do seu conteúdo de água, sendo uma menor ou maior resistência observada em ocasião de maior ou menor quantidade de solução, respectivamente (BERNARDO et al., 2009).

O medidor da resistência elétrica de corrente alternada no método de Bouyoucos é calibrado para leituras diretas de percentagem de água no solo, ou seja, em termos de água disponível, uma leitura de 0% indica um valor de umidade próximo ao ponto de murchamento enquanto uma leitura de 100% corresponde a um valor de conteúdo de água no solo próximo a capacidade de campo (BERNARDO et al., 2009).

Algumas desvantagens na utilização desse método estão relacionadas à dissolução dos blocos com o tempo (especialmente em solos salinos) e deposição de argila, acarretando em perdas das propriedades inerentes a sua calibração. É recomendado também que a distribuição do tamanho de poros dos blocos seja equivalente a textura do solo circundante com o qual está em contato (MUÑOZ-CARPENA et al., 2005). Além disso, aponta-se para a necessidade de correção dos valores da resistência elétrica medida em campo, em função das leituras serem influenciadas pela temperatura. Outra desvantagem está associada ao efeito de histerese na acurácia das medidas, devido os sensores de bloco de gesso mostrarem diferentes valores de resistência para um valor fixo de potencial de água no solo quando este está umedecendo ou secando.

Contudo, o método de Bouyoucos é caracterizado como simples, barato e de fácil fabricação e manejo, podendo ser utilizado para o controle de irrigação. Porém, por não possuir alta precisão para a utilização em pesquisas, deve-se realizar a sua calibração em campo, utilizando um método padrão, em função do percentual de umidade para cada solo em específico, desprezando a sua calibração geral em percentagem de água disponível (VIELMO, 2008).

2.4.3. Método de Colman

Semelhante ao método de Bouyoucos, Bernardo et al. (2009) descrevem o método de Colman, que baseia-se no mesmo princípio de funcionamento do anterior, ou seja, na variação da resistência elétrica, diferindo, contudo, na constituição do bloco onde estão inseridos os eletrodos, o qual, neste caso, é feito de fibra de vidro envolvida por duas placas perfuradas de metal monel. Uma das vantagens deste método diz respeito à possibilidade de correção das leituras em função da temperatura, devido o bloco ser composto por termistor (definido como um resistor sensível à variação de temperatura), permitindo, assim, determinar a temperatura da célula (BERNARDO et al., 2009). Entretanto, segundo os mesmos autores, as células do medidor no método de Colman exigem uma calibração, em função do teor de água no solo ou, preferencialmente, da sua tensão, para cada tipo de solo, resultando em uma maior precisão na determinação da umidade.

2.4.4. Sensores de matriz granular (GMS)

Estes instrumentos operam sob o mesmo princípio de resistência elétrica dos métodos anteriores e consistem de eletrodos embebidos em um material granular de quartzo, cercado por uma membrana sintética e uma malha de aço inoxidável, com o seu interior composto por gesso, para proteção contra os efeitos de salinidade (MUÑOZ-CARPENA et al., 2005, SHOCK et al., 2013). Uma das vantagens deste método, esta na redução da perda do contato com o solo associada aos blocos de resistência de gesso, que se dá devido à dissolução dos mesmos em função do tempo. Além disso, este tipo de sensor não sofre efeito por baixas temperaturas e praticamente não apresenta problemas de manutenção (VIELMO, 2008). A utilização do sensor de matriz granular da marca Watermark® (*Irrrometer Company, Riverside - California*), tem sido evidenciada em diversos estudos, com finalidades de calibração do equipamento, avaliação do seu desempenho ou monitoramento da umidade e tensão de água no solo (SHOCK et al., 1998; BILIBIO et al., 2010; CARDENAS-LAILHACAR e DUKES, 2010; TANGUNE, 2012; BÓRQUEZ-LÓPEZ et al., 2013).

2.4.5. Moderação de neutrons e atenuação da radiação gama

O método indireto de determinação da umidade do solo a partir da técnica de moderação de neutrons – o qual descreve o processo de perda de energia destas partículas, passando de rápidos para lentos – a partir do uso da sonda de nêutrons, tem sido aplicado com sucesso desde a década de 1960 (CHANASKY e NAETH, 1996; REICHARDT e TIMM, 2004). A sonda de neutrons consiste essencialmente de uma fonte de neutrons rápidos e um detector de neutrons lentos, além de um contador de pulso, um cabo conector e blindagem (BELL, 1987). O princípio básico de utilização do equipamento diz respeito à correlação estreita entre a quantidade de neutrons moderados a ser medida no aparelho e a concentração de hidrogênio presente no solo (BERNARDO et al., 2009). Desconsiderando as demais formas de hidrogênio presente no substrato, a principal fonte medida seria proveniente da água nele contida. A utilização da sonda de neutrons, algumas vezes em associação a outros métodos indiretos, com a finalidade de estimativa de umidade do solo, tem sido relatada em diversos estudos (FALLEIROS et al., 1993; ARAÚJO NETO, 1994; CHANASKY e NAETH, 1996, CRUZ et al. 2005, BASSOI et al. 2007; NASCIMENTO, 2013).

Vielmo (2008) destaca algumas vantagens associadas à utilização deste método, dentre elas a sua natureza não destrutiva, possibilitando a repetibilidade da medida de umidade num mesmo local, que mantém a sua estrutura após a instalação dos tubos de acesso. Apesar disto, a restrição ao uso da sonda de neutrons para fins de pesquisa se dá em função da sua fonte radioativa, representando um risco de contaminação.

Outra técnica nuclear de estimativa da umidade volumétrica do solo, a qual está relacionada também à medida de densidade deste substrato, consiste no emprego de sondas gama-neutron de superfície (REICHARDT e TIMM, 2004). Outra aplicação do método, descrita por Bacchi, et al (1998), diz respeito a determinação de curvas de retenção de água no solo. A técnica está relacionada à absorção de um feixe colimado de radiação gama, de intensidade I_0 (antes de atravessar o solo), o qual é proporcional à densidade do solo d_s , à umidade θ e à espessura x de uma amostra (REICHARDT e TIMM, 2004).

2.4.6. Métodos dielétricos

Os métodos de estimativa da umidade que recebem esta classificação apresentam como característica comum um princípio de funcionamento baseado na determinação da constante dielétrica (K) do solo, a qual diz respeito à propriedade física de permissividade elétrica (ϵ) deste meio, considerando-o como um material isolador ou dielétrico. Assumindo que o solo se constitui de um sistema trifásico, o valor da constante dielétrica deste substrato, denominada constante dielétrica aparente (K_a), está associado a sua umidade, em virtude de a diferença entre as constantes dielétricas da água, do ar e das partículas sólidas que o compõe. Esta relação se explica, pelo motivo de o ar possuir o valor mínimo de K igual a 1, as partículas sólidas variam entre 3 e 5, e a água, o valor é de 81 (SOUZA et al., 2006).

Silva, et al. (2008) destacam que, dentre os métodos indiretos baseados na constante dielétrica do solo (K), os mais utilizados são o TDR ou reflectometria no domínio do tempo (*Time Domain Reflectometry*) e FDR ou reflectometria no domínio da frequência (*Frequency Domain Reflectometry*) denominada também de técnica por capacitância. Além destes Muñoz-Carpena et al. (2005) destacam os métodos dielétricos ADR ou Reflectometria no Domínio da Amplitude (*Amplitude Domain Reflectometry*), Transmissão de fase (*Phase Transmission - Virrib*) e TDT ou Transmissão no domínio do tempo (*Time Domain Transmission*).

Uma abordagem comum para o estabelecimento da relação entre a constante dielétrica aparente (K_a) e a umidade volumétrica (θ) do solo é dada pela equação empírica de Topp et al. (1980) apud Muñoz-Carpena et al. (2005), que consiste em um modelo empregado para a maioria dos solos minerais (independente da textura) e para um valor de $\theta < 0,5 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, descrito pela Equação 11.

$$\theta = 5,3 \cdot 10^{-2} + 2,29 \cdot 10^{-2} K_a - 5,510^{-4} K_a^2 + 4,3 \cdot 10^{-6} K_a^3 \quad (11)$$

Uma relação alternativa para a equação empírica é o modelo proposto por Roth et al. (1990) apud Muñoz-Carpena et al. (2005), descrito pela Equação 12. Neste modelo, α é a porosidade do solo; K_w , K_a e K_s representam a permissividade ou constantes dielétricas da fase líquida, gasosa e sólida, respectivamente e β é o

parâmetro ajustado ($-1 \leq \beta \leq 1$) que descreve a geometria do meio em relação a direção axial da linha de transmissão.

$$\theta = K_a^\beta - (1 - \alpha)K_s^\beta - \alpha K_a^\beta / K_w^\beta - K_a^\beta \quad (12)$$

Outro modelo empírico para representar a relação entre umidade volumétrica e constante dielétrica aparente do solo é apresentado por Ledieu et al. (1986) apud Santos et al. (2010), descrito pela Equação 13.

$$\theta = 0,1138\sqrt{K_a} - 0,1756 \quad (13)$$

No que diz respeito a técnica de TDR, O método requer um dispositivo capaz de produzir pulsos elétricos com uma ampla faixa de frequência usadas por diferentes equipamentos, os quais trafegam ao longo de uma linha de transmissão, composta de um cabo coaxial e de uma sonda. Estas últimas são constituídas de hastes metálicas paralelas, geralmente em número de duas ou três inseridas no solo, atuando como guias de onda (MUÑOZ-CARPENA et al., 2005).

De acordo com Kaiser et al. (2010), a técnica de TDR foi inicialmente introduzida para a medida de propriedades dielétricas de líquidos e, a partir de 1980, passou a ser considerada promissora em ciência do solo. O método é baseado na estimativa do tempo (t) de propagação de ondas eletromagnéticas com frequências compreendidas entre 1 MHz a 1 GHz e com uma velocidade de 30 cm.ns^{-1} (c), em uma guia metálica de comprimento conhecido (L) inserida no solo, de modo a determinar a constante dielétrica aparente deste (K_a), calculada por meio da Equação 14 (TOMMASELLI e BACHI, 2001; KAISER et al., 2010):

$$K_a = (ct/2L)^2 \quad (14)$$

Alguns estudos propõem o desenvolvimento e avaliação de desempenho de equipamentos referentes ao método de TDR, a exemplo do trabalho realizado por Souza et al. (2006), que avaliaram o desempenho de três diferentes tipos de sondas de TDR em relação à estimativa da umidade e da condutividade elétrica do solo. Ressaltando-se que as sondas utilizadas foram construídas para este trabalho,

sendo alternativas às comerciais, os resultados demonstraram a viabilidade no uso das primeiras. Ainda neste sentido, Pereira (2001) propôs um sistema TDR utilizando sondas com comprimentos de 0,10, 0,15, 0,20, 0,25, 0,30 e 0,35 m, o qual foi comparado com um equipamento TDR comercial, proporcionando melhores coeficientes de determinação para a sonda de 0,30 m, nos dois solos e comprimentos de sondas estudados. De mesmo modo, verificou-se que o sistema TDR proposto estimou a umidade de um solo argiloso com erro médio relativo de 6,6% para a sonda de 0,30 m, sendo este inferior ao erro médio relativo associado ao sistema TDR comercial de 58,3% (PEREIRA, 2001). O desenvolvimento de sonda para medida da umidade do solo também foi objeto de estudo de Oliveira Filho, et al. (2003). Devido as vantagens associadas a este método indireto, a Reflectometria no Domínio do Tempo (TDR) têm contribuído em pesquisas na agricultura irrigada, pela facilidade de obtenção, aquisição e armazenamento de dados para a estimativa da umidade do solo e condutividade elétrica (BIZARI et al., 2011).

Em se tratando de sensores com base na técnica de domínio da frequência, a exemplo do método de capacitância e FDR para estimativa de umidade, o seu princípio de funcionamento é a capacitância elétrica de um capacitor que usa o solo como meio dielétrico (MUÑOZ-CAPENA et al., 2005; BORIM e PINTO, 2006). Ao se conectar este capacitor juntamente com um oscilador de modo a formar um circuito elétrico sintonizado, tem-se que mudanças na umidade do solo podem ser detectadas a partir de variações na frequência de operação do circuito (MUÑOZ-CAPENA et al., 2005). Referências acerca do desenvolvimento e utilização de sensores de capacitância e FDR são encontradas em Dean et al. (1987), Borim e Pinto, (2006), Thompson et al. (2007), Kizito et al. (2008) e Skierucha e Wilczek (2010).

As sondas de capacitância ou FDR geralmente consistem em dois ou mais eletrodos (i.e. placas paralelas, hastes, ou anéis de metal ao longo de um cilindro) que são inseridos no solo, ou introduzidos em tubos de acesso instalados no campo. Silva et al. (2008) destacam que, atualmente, o principal fabricante de sondas por capacitância é a empresa australiana *Sentek Pty Ltda*, responsável pela produção da multisonda semi-portátil EnviroSCAN e a sonda portátil Diviner 2000. Outro sensor dielétrico de destaque é o ECH₂O *Dielectric Aquameter (Decagon Devices, Inc.)*, que se trata de uma sonda de capacitância de baixo custo, de fácil adaptação

a sistemas automáticos de aquisição de dados e que fornece leituras de potencial elétrico (em mV) proporcionais à constante dielétrica do solo e, portanto, à sua umidade volumétrica (MIRANDA et al, 2007).

Outra aplicação das sondas de capacitância é destacada por Bogena et al. (2007), os quais utilizaram sensores ECH₂O modelo EC-5 além de sensores TDR em redes de sensores sem fio com finalidade de monitoramento das variações no conteúdo de água no solo.

2.5. Sensor capacitivo IRRIGAP

O projeto IRRIGAP vem sendo desenvolvido pela Embrapa Instrumentação desde 2004 a partir de trabalho iniciado por TORRE-NETO et al. (2001) e tem como fundamento a criação de um sistema de irrigação espacialmente variado, baseado em uma rede de sensores e atuadores sem fio (SPERANZA, 2008). As aplicações do referido projeto tem sido evidenciada em estudos sobre irrigação em culturas perenes, em especial, na citricultura (TORRE-NETO et al, 2001, 2005, 2007; SPERANZA, 2008). Os componentes do sistema IRRIGAP são os seguintes: sensores e atuadores distribuídos em rede, onde cada ponto se constitui em um nó; uma ou mais estações de campo (EC); uma estação base (EB); um ou mais kits de Instalação e um software específico para o sistema.

O nó sensor da plataforma IRRIGAP é caracterizado como um módulo para aquisição de dados referentes a parâmetros do solo e a sua utilização possibilita a elaboração de mapas espacialmente variados da condição do conteúdo de água do substrato (TORRE-NETO et al., 2001). É constituído de um sensor capacitivo para a medida de umidade do solo, além de sensores para medidas de temperatura do solo e do ar (circuitos integrados LM35DZ), uma caixa de alumínio contendo o hardware para transmissão de dados e uma antena instalada na sua parte superior (TORRE-NETO et al., 2001; SPERANZA, 2008). O referido sensor de umidade no solo se constitui de eletrodos em geometria espiralada, que integra a umidade em seção de 10 cm em torno da haste (tubo de PVC) do monitor na profundidade especificada. (ENALTA, 2012). O equipamento apresenta um circuito eletrônico composto de um microcontrolador (PIC 16F88 da Microchip) com capacidade de coletar, processar e

armazenar os dados dos sensores e um transmissor, juntamente com um receptor (transceptor DR-3000 da RF Monolithics), para transmissão via radiofrequência (TORRE-NETO et al., 2001; SPERANZA, 2008).

2.6. Calibração dos métodos indiretos de estimativa da umidade do solo

Devido à variabilidade das características físicas do solo, os equipamentos utilizados para a estimativa indireta do teor de água do solo requerem calibrações locais, em condições de campo ou de laboratório, com a finalidade de incrementar a sua precisão nas medidas do parâmetro mencionado (CRUZ, et al., 2010). Essas calibrações são bastante representativas da relação entre a resposta dos equipamentos e o teor de água no solo. Para métodos dielétricos, de acordo com Dorneles e Ruivaro (2012), o procedimento de estimativa de uma curva de calibração de sensores de umidade do solo consiste na representação da relação entre o conteúdo volumétrico de água e a constante dielétrica aparente do solo determinado por um instrumento. Neste processo, adota-se tradicionalmente um modelo empírico e referente a um tipo de solo em específico. Porém, o termo “curva de calibração” é considerado de forma indevida, pois não há uma caracterização no sentido metrológico, mas a obtenção de uma equação ajustada por modelo de regressão linear ou não linear (DORNELES e RUIVARO, 2012).

Sabendo-se que a calibração dos métodos indiretos de estimativa da umidade do solo requer um método padrão para a sua determinação, comumente adota-se o método gravimétrico para esta finalidade. Neste contexto, Santos et al. (2006) propuseram um estudo com o objetivo de desenvolver e testar um sistema de pesagem de grande capacidade para utilização em gravimetria como método padrão de calibração de sensores de umidade do solo. Os autores concluíram que o sistema de pesagem proposto revelou-se funcional, prático e de baixo custo e adequado, com base nos parâmetros de desempenho, para utilização em processos de calibração destes equipamentos.

Considerando os sensores de TDR, apesar da existência de modelos empíricos para a conversão da constante dielétrica aparente do solo em teor volumétrico de água, diversos estudos têm sido realizados com o intuito de se obter equações de

calibração para estes equipamentos em função de condições edáficas específicas, devido à diversidade de seus atributos físicos e químicos (SERRAREN et al., 2000; TOMMASELLI e BACHI, 2001; VILLWOCK et al. 2004; KAISER et al., 2010; SANTOS et al., 2012; SONCELA et al.; 2013, SOUZA, et al., 2013).

De maneira semelhante, estudos têm sido realizados com o objetivo de desenvolver modelos de calibração para os equipamentos de capacitância e FDR (CRUZ et al., 2010; BARBOSA, 2011; CAMARGO, et al., 2012; SILVA et al., 2007; SILVA JÚNIOR et al.; 2013). Exemplificando, Miranda et al. (2007) desenvolveram equações de calibração do sensor dielétrico ECH₂O, modelo EC-10, para dois tipos de solos (Neossolo Quartzarênico e Cambissolo). O procedimento de calibração além da avaliação do desempenho deste mesmo sensor também foi realizado por Nemali et al. (2007) e Dorneles e Ruivaró (2012).

Andrade Júnior et al. (2007) realizaram este procedimento para uma sonda de capacitância (Diviner 2000®) utilizada em um Latossolo Amarelo proveniente da microrregião do Litoral Piauiense, relacionando as leituras do equipamento com valores de umidade volumétrica obtidos por método padrão gravimétrico. Neste estudo, os autores obtiveram uma equação de calibração, ajustada por análise de regressão, relacionada significativamente com as medidas do equipamento, com alta correlação e coeficiente de determinação além de baixo erro-padrão (0,01 m³ m⁻³). Equações de calibração para o mesmo equipamento foram obtidas por Silva et al. (2007) e Terra et al. (2008), ambos em Argissolo vermelho-amarelo, apresentando resultados semelhantes ao estudo anterior.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Localização das áreas de estudo e coleta das amostras de solo

Para a realização do presente trabalho de pesquisa foram selecionados três locais de amostragem, correspondendo a três tipos diferentes de solos (representados pelas letras A, B, e C), os quais divergiram, principalmente, quanto à composição granulométrica. As duas primeiras amostragens foram realizadas no município de Petrolina – PE (latitude 9°23'55" S, longitude 40°30'03" O, altitude 376 m) e a seguinte no município de Juazeiro – BA (latitude 9° 24'42"S, longitude 40°29'55" O, altitude 368 m). De acordo com Teixeira (2010) o clima da região que compreende o centro de desenvolvimento Petrolina – PE / Juazeiro – BA é do tipo BSwh', segundo a classificação de Köepen, correspondendo a uma região de clima árido.

As amostras referentes aos solos A e B foram coletadas em duas áreas distintas de produção agrícola irrigada de videira de mesa (*Vitis vinifera L.*), localizadas no Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho, no município de Petrolina – PE. Por sua vez, a amostragem referente ao solo C foi realizada em área cultivada com mangueira (*Mangifera indica L.*) localizada no Campo Experimental de Mandacaru, o qual pertence a Embrapa Semiárido e está situado no Perímetro Irrigado de Mandacaru, no município de Juazeiro – BA.

Na amostragem referente ao solo A, selecionou-se uma área de produção de videira, cultivar Thompson Seedless sobre o porta enxerto SO4, com dimensão de 1,60 ha, localizada numa propriedade agrícola situada no Núcleo 5 do Perímetro Irrigado mencionado. O parreiral em questão apresentou espaçamento de 4,00 x 2,50 m, sendo conduzido em sistema de latada, adotando o sistema de irrigação localizado de microaspersão, havendo um emissor por planta e uma válvula de derivação de água a cada dez fileiras de plantas. O solo do local foi classificado como Neossolo Quartzarênico (EMBRAPA, 2006). Por sua vez, as amostras referentes ao Solo B, o qual não recebeu classificação prévia, foram coletadas em um parreiral localizado no Núcleo 8 do Perímetro Irrigado Senador Nilo Coelho.

Nas áreas selecionadas, utilizando-se um trado holandês, foram coletadas amostras simples e deformadas em três camadas de 0,10 m de comprimento no perfil do solo – correspondentes aos intervalos de profundidade de 0,20-0,30 m, 0,50-0,60 m e 0,80-0,90 m. A coleta foi feita em diversos pontos, de modo a formar amostras compostas representativas das camadas em estudo. Estas mesmas foram acondicionadas em sacos plásticos, conduzidas ao laboratório de análises de solo e submetidas a procedimento de peneiramento e secagem em estufa a temperatura de 105° C até peso constante, para a determinação da massa seca do solo. Além disso, a partir das amostras secas, determinou-se para cada uma a sua composição granulométrica, a densidade do solo e das partículas bem como a porosidade total, de acordo com metodologia descrita por Donagema et al. (2011). Totalizou-se o número de 3 amostras compostas para os solos A e B e duas para o solo C, considerando que, neste último, foram feitas amostragem apenas nos dois intervalos superiores do perfil (0,20-0,30 m e 0,50-0,60 m).

A seleção destas profundidades de avaliação da umidade nos perfis de solo se deu pelo motivo de a montagem dos sensores a serem instalados no campo ter sido personalizada, com as sondas contendo um sensor com geometria espiralada ao redor de um tubo de PVC nos intervalos de comprimento de 0,20-0,30 m, 0,50-0,60 m e 0,80-0,90 m.

3.2. Sensor de umidade do solo

Para o monitoramento da umidade do solo, foi utilizado o nó sensor capacitivo da plataforma IRRIGAP, apresentado na Figura 1, projetado com bateria interna de lítio de 3,6 V, 1 Ah e com circuitos de baixíssimo consumo para funcionar, quando instalado no campo, por períodos superiores a 12 meses, apresentando memória para armazenamento de dados e de parâmetros de configuração (ENALTA, 2012). De acordo com Speranza (2008), o circuito eletrônico deste Nó é composto de um micro controlador com capacidade de coleta, processamento e armazenamento dos dados provenientes do sensor, além de um transceptor para transmissão das informações por radiofrequência. O sistema em questão foi subsidiado pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) e desenvolvido

em parceria com o Centro Nacional de Pesquisa e Desenvolvimento em Instrumentação Agropecuária (Embrapa Instrumentação).

Em relação à possibilidade de transmissão de informações do parâmetro avaliado, o monitor de umidade mencionado possui interface de comunicação digital via rádio para a coleta de dados, segundo protocolo proprietário de rede sem fio na frequência de 915 MHz, potência de transmissão de 0,75 mW e sensibilidade de recepção de -100dBm, podendo operar como uma unidade isolada ou como um nó de uma rede de sensores idênticos e até mesmo de outros tipos (ENALTA, 2012). Embora os dados coletados pelos sensores sejam enviados a uma Estação de Campo (EC) que, por sua vez, envia comandos para nós atuadores no sistema completo, a coleta dos mesmos pode ser realizada como uma operação isolada, por meio de um software específico e um coletor, composto de um PDA ou um computador conectado a um driver que permite a comunicação com os nós sensores.



Figura 1. Sensor capacitivo da plataforma IRRIGAP para monitoramento da umidade do solo (Fonte: www.enalta.com.br)

3.3. Instalação do experimento

Na realização da calibração do sensor de umidade em condições de laboratório, utilizou-se um cilindro de PVC com diâmetro nominal (DN) de 100,0 mm e dimensões de 0,170 m de altura, diâmetro externo (DE) de 0,100 m e diâmetro

interno (DI) de aproximadamente 0,097 m. Foi acoplada uma grelha de PVC no fundo do cilindro, sendo esta coberta por uma manta geotêxtil (bidin) recortada em formato circular, com diâmetro equivalente ao diâmetro interno do tubo, de modo a vedá-lo, impedindo perdas do material sólido, além de permitir a saturação das amostras por capilaridade.

Após montagem, este primeiro conjunto de materiais, além do sensor, foi pesado em balança eletrônica digital, sendo a massa desses componentes desconsiderada no cálculo posterior de umidade da coluna de solo úmido. Em seguida, o sensor de umidade foi centralizado no cilindro e este último preenchido com massa conhecida de solo seco provinda das amostras coletadas. Por fim, este segundo conjunto, após pesagem, foi imerso em recipiente contendo água, de modo a saturar o conteúdo de solo de seu interior. Para todas as amostras analisadas, o período de permanência da coluna de solo em água foi de 48 horas. Em seguida a saturação, o sistema composto pelo cilindro de PVC, grelha, manta, sensor de umidade e amostra de solo úmido foi pesado diariamente para fins de cálculo da umidade do solo. A Figura 2 apresenta uma representação esquemática do sistema de cilindros utilizado na calibração do sensor.

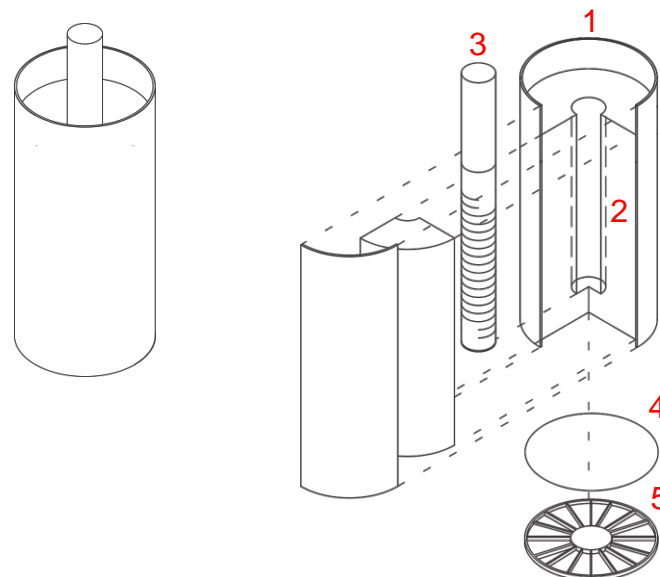


Figura 2. Esquema dos componentes utilizados na calibração do sensor de umidade do solo, onde: 1: tubo de PVC; 2: amostra de solo; 3: haste do sensor de umidade; 4: manta geotêxtil (bidin) e 5: grelha de PVC.

3.4. Dimensões dos componentes do sistema de calibração

A Tabela 1 descreve as dimensões dos cilindros utilizados na calibração do sensor de umidade do solo. Os dados correspondentes a amostra de solo (cilindro 3), são referentes àquela de massa equivalente a 1,4625 kg, calculada com base na densidade do solo média de 1400 kg m^{-3} , considerada a amostra de massa seca padrão (ver item 3.5). Os valores de altura (h') da parte inferior da tabela indicam aqueles considerados para a altura do tubo de PVC (cilindro 1) equivalente a altura atingida pela amostra de massa padronizada com o sensor instalado e a profundidade alcançada pela haste do sensor de umidade (cilindro 2) inserido no solo, bem como a altura calculada pertinente à amostra de solo seco (cilindro 3).

Tabela 1. Dimensões dos cilindros utilizados no sistema de calibração.

Cilindros	h	B	A_l	A_t	V
1	0,1750	$7,8540 \cdot 10^{-3}$	$5,4978 \cdot 10^{-2}$	$7,0686 \cdot 10^{-2}$	$1,3744 \cdot 10^{-3}$
2	0,1950	$4,9087 \cdot 10^{-4}$	$1,5315 \cdot 10^{-2}$	$1,6297 \cdot 10^{-2}$	$9,5720 \cdot 10^{-5}$
3	0,1500	$7,3898 \cdot 10^{-3}$	$4,5710 \cdot 10^{-2}$	$6,0490 \cdot 10^{-2}$	$1,1085 \cdot 10^{-3}$
Cilindros	h'	B'	A_l'	A_t'	V'
1	0,1500	$7,3898 \cdot 10^{-3}$	$4,5710 \cdot 10^{-2}$	$6,0490 \cdot 10^{-2}$	$1,1085 \cdot 10^{-3}$
2	0,1300	$4,9087 \cdot 10^{-4}$	$1,0210 \cdot 10^{-2}$	$1,1192 \cdot 10^{-2}$	$6,3814 \cdot 10^{-5}$
3	0,1414	$7,3898 \cdot 10^{-3}$	$3,2819 \cdot 10^{-2}$	$5,7858 \cdot 10^{-2}$	$1,0447 \cdot 10^{-3}$

1: tubo de PVC; 2: a haste do sensor de umidade; 3: amostra de solo seco considerada padrão; h e h' : altura do cilindro (em m); B e B' : área da base (em m^2); A_l e A_l' : área lateral (em m^2); A_t e A_t' : área total (em m^2); V e V' : volume (em m^3).

Destaca-se que os valores de h' dos cilindros 1 e 2 diferenciaram em função da altura das demais amostras de solo utilizadas, os quais foram variáveis em função da densidade do solo de cada uma delas e, conseqüentemente, do volume total ocupado no interior do tubo de PVC. A h' do cilindro 3 refere-se a altura real da amostra de solo equivalente ao volume V' , resultado da razão da diferença entre o V' do cilindro 1 e o V' referente ao cilindro 2 introduzido na amostra dividido por sua área de base B' . Assim, supondo que a área da base B do cilindro 2 fosse equivalente àquela do cilindro 3, a sua altura h' seria igual $8,6353 \cdot 10^{-3}$ m, a qual somada a h' do cilindro 3 corresponderia ao valor h' utilizado no cálculo do volume

disponível no cilindro 1, ou seja, a altura atingida pela amostra de solo após inserção da haste do sensor. Isto comprova a veracidade do cálculo do volume do substrato por este método, tanto para a amostra padrão quanto para as demais. A Tabela 2 descreve a altura real das amostras de solo (z) consideradas no cálculo posterior de armazenamento de água (Z).

Tabela 2. Altura referente às amostras de solo.

Profundidade	z	z ₁	z ₂
Solo A			
0,20-0,30 m	1,4136.10 ⁻¹	7,9803.10 ⁻²	6,1562.10 ⁻²
0,50-0,60 m	1,4136.10 ⁻¹	7,7918.10 ⁻²	6,3447.10 ⁻²
0,80-0,90 m	1,3390.10 ⁻¹	7,7612.10 ⁻²	5,6284.10 ⁻²
Solo B			
0,20-0,30 m	1,4136.10 ⁻¹	7,6413.10 ⁻²	6,4951.10 ⁻²
0,50-0,60 m	1,3203.10 ⁻¹	7,5828.10 ⁻²	5,6201.10 ⁻²
0,80-0,90 m	1,3203.10 ⁻¹	7,6119.10 ⁻²	5,5909.10 ⁻²
Solo C			
0,20-0,30 m	1,5537.10 ⁻¹	7,8225.10 ⁻²	7,7143.10 ⁻²
0,50-0,60 m	1,5070.10 ⁻¹	7,9482.10 ⁻²	7,1218.10 ⁻²

z: altura total das amostras, em m; z₁: altura correspondente ao volume de partículas sólidas, em m e z₂: altura correspondente à diferença entre o volume total das amostras e o volume de partículas sólidas, ou seja, o volume de vazios, em m.

3.5. Cálculo das relações área-massa-volume do solo

Por se estudar as relações área-massa-volume do solo na determinação da sua umidade volumétrica, fez-se necessária a distinção das suas três frações constituintes: sólida, líquida e gasosa. Logo, de acordo com Reichardt e Timm (2004), se tomarmos uma amostra de solo suficientemente grande para conter as três frações e que represente certa porção do perfil, podemos discriminar as massas e os volumes de cada uma delas, conforme as Equações 15 e 16, a seguir:

$$m_T = m_s + m_l + m_g \quad (15)$$

Em que:

m_T massa total da amostra;

m_s massa das partículas sólidas;

m_l massa da solução do solo, tomada como massa de água;

m_g massa de gás, isto é, ar do solo.

$$V_T = V_s + V_l + V_g \quad (16)$$

Em que:

V_T volume total da amostra;

V_s volume ocupado pelas partículas sólidas;

V_l volume ocupado pela água;

V_g volume dos gases.

Desta forma, para a determinação do volume e da massa de solo seco a ser acondicionada no tubo de PVC, foi calculada, primeiramente, a diferença entre o volume interno deste último e aquele ocupado pelo sensor de umidade instalado no solo, sabendo-se que ambos os materiais apresentam formato cilíndrico.

Levando-se em conta que o tubo de PVC para a calibração do sensor constituiu-se de um cilindro circular reto, definido como aquele gerado pela rotação de um retângulo em torno de um eixo que contém um dos seus lados (DOLCE e POMPEO, 2005), determinou-se a sua área lateral (A_l) e total (A_t) e por fim o seu volume pelas Equações 17, 18 e 19, respectivamente.

$$A_l = 2\pi rh \quad (17)$$

$$A_t = A_l + 2B = 2\pi rh + 2\pi r^2 = 2\pi r(h + r) \quad (18)$$

Em que:

r raio da base do cilindro circular reto (m);

h altura do cilindro circular reto (m);

B área da base do cilindro circular reto (m²).

A área lateral de um cilindro reto desenvolvida num plano é equivalente a um retângulo de dimensão calculada pela Equação 17. Por sua vez, a sua área total é dada pela soma da área lateral com a área das duas bases (DOLCE e POMPEO, 2005). Por definição, um cilindro de raio r e altura h , tem o seu volume (V) calculado pelo produto da área da base pela medida da altura (DOLCE e POMPEO, 2005) como se segue:

$$V = \pi \cdot r^2 \cdot h \quad (19)$$

Nas equações 18 e 19, o produto $\pi \cdot r^2$ equivale ao cálculo da área da base (B_1) do cilindro. Assim, considerando o diâmetro interno do tubo de PVC utilizado igual a 0,0970 m, temos o cálculo da área da sua base (em m^2) descrito pela Equação 20:

$$B_1 = \pi \cdot r^2 = \pi(0,097/2)^2 \cong 7,3898 \cdot 10^{-3} m^2 \quad (20)$$

Visto que a altura do cilindro (h_1) foi igual a 0,1500 m – assumindo uma diferença de 0,0200 m da borda superior e 0,0050 da borda inferior do tubo de altura de 0,1750 m – determinada como sendo a altura correspondente ao volume a ser preenchido por solo, calculou-se:

$$V_1 = B_1 \cdot h_1 = 7,3898 \cdot 10^{-3} \cdot 0,150 \cong 1,1085 \cdot 10^{-3} m^3 \quad (21)$$

Em seguida, admitindo-se as dimensões do sensor de umidade, sendo este constituído por uma haste cilíndrica com altura de 0,1950 m e diâmetro igual a 0,0250 m, fez-se:

$$B_2 = \pi \cdot r^2 = \pi(0,025/2)^2 \cong 4,9087 \cdot 10^{-4} m^2 \quad (22)$$

Para uma altura considerada do sensor (h_2), ou seja, aquela equivalente à porção do equipamento que permaneceu inserida na amostra de solo, igual a 0,1300 m obteve-se o volume como se segue:

$$V_2 = B_2 \cdot h_2 = 4,9087 \cdot 10^{-4} \cdot 0,130 \cong 6,3814 \cdot 10^{-5} m^3 \quad (23)$$

Desta forma, o volume do cilindro de PVC a ser ocupado pela massa de solo seco, portanto, o volume total da amostra (V_T) foi dado por:

$$V_T = V_1 - V_2 = 1,1085 \cdot 10^{-3} - 6,3814 \cdot 10^{-5} \cong 1,0447 \cdot 10^{-3} \text{m}^{-3} \quad (24)$$

Em seguida, para o cálculo da massa de solo seco equivalente ao volume determinado anteriormente, partiu-se do cálculo da densidade do solo seco (d_{ss}) assumindo-se que, nessas condições, somente as fases sólida e gasosa devem ser consideradas (PREVEDELLO, 1996). Pelo conceito de massa específica, esta é definida como a relação entre massa e volume de uma substância, e densidade é definida como a relação entre massa e volume de um corpo. Conhecendo-se a massa e o volume ocupado pelas três fases do solo (sólida, líquida e gasosa), os valores de massa específica correspondente a cada uma delas são dados pelas Equações 25, 26 e 27, respectivamente.

$$\rho_p = m_s/V_s \quad (25)$$

$$\rho_l = m_l/V_l \quad (26)$$

$$\rho_g = m_g/V_g \quad (27)$$

Logo, de acordo com a Equação 28, temos:

$$d_{ss} = (m_s + m_g)/V_T = (\rho_p \cdot V_s)/V_T + (\rho_g \cdot V_g)/V_T \quad (28)$$

Em que:

d_{ss} densidade do solo seco (kg m^{-3}).

Como afirmado por Prevedello (1996), despreza-se a contribuição da massa específica da fase gasosa do solo, considerando que esta varia entre $1,0 \text{ kg m}^{-3}$ e $1,5 \text{ kg m}^{-3}$ (sendo um valor médio de $1,3 \text{ kg m}^{-3}$) na determinação da densidade do solo seco. Simplificando a equação 28, têm-se:

$$d_{ss} \sim m_s/V_T = (\rho_p \cdot V_s)/V_T \quad (29)$$

Assim, assumindo-se inicialmente o valor médio para a densidade do solo igual a 1400 kg m^{-3} e levando-se em conta as suas três frações constituintes, a massa de solo seco ou total da amostra (m_T) a qual corresponde ao volume total calculado pela Equação 24 foi aproximadamente igual a:

$$m_s = V_T \cdot d_{ss} = 1,0447 \cdot 10^{-3} \cdot 1400 \cong 1,4625 \text{ kg} \quad (30)$$

À vista disto, padronizou-se este valor de massa para a calibração do sensor em todas as amostras. Contudo, apesar da utilização de uma única medida de massa, verificou-se que o volume total das amostras de solo foi diferenciado conforme a possível variação da densidade do solo. De outra forma, o volume do solo variou em função do regime de saturação ao qual foram submetidas as amostras, havendo redução ou aumento deste mesmo após o umedecimento. Portanto, a despeito dos resultados da análise de parâmetros físicos referentes a cada amostra, determinou-se o volume ocupado pelas partículas sólidas do solo (V_s), o volume de vazios ou volume dos gases (V_g) bem como a sua densidade e porosidade total (α), ambas corrigidas em função da variação do volume total do solo.

Conhecendo-se o valor padrão da massa de solo seco – que na ausência de solução equivale à massa dos sólidos (m_s), sendo a massa de gás (m_g) desprezível – partiu-se dos resultados de densidade das partículas (d_p), sendo esta invariável em comparação à densidade do solo, para o cálculo do volume de sólidos de cada amostra:

$$V_s = m_s/d_p \quad (31)$$

Em que:

V_s volume de sólidos (em m^3);

m_s massa de sólidos (em kg);

d_p densidade partículas sólidas do solo (kg m^{-3}).

Pela diferença entre o volume total das amostras de solo (V_T) e o de partículas sólidas, calculou-se o volume de vazios (V_g), retomando a equação 2 e desconsiderando o volume ocupado pela água (V_l), assumindo a inexistência de solução nas amostras em condição de solo seco:

$$V_g = V_T - V_s \quad (32)$$

Em que:

V_g volume de vazios ou dos gases (em m^3);

V_T volume total das amostras (em m^3);

V_s volume de sólidos (em m^3).

As informações acerca do volume de partículas sólidas e de gases no solo foram necessárias para o cálculo posterior do conteúdo volumétrico de água nas amostras depois de submetidas à saturação e no decorrer do processo contínuo de secagem. Por fim, a porosidade total corrigida (α) foi determinada pela relação entre o volume de vazios e o volume total da amostra, segundo a Equação 33. Como a porosidade total possui valor adimensional, esta foi expressa em termos de porcentagem (%).

$$\alpha = (V_T - V_s)/V_T \quad (33)$$

Em que:

α porosidade total ($m^3 m^{-3}$ ou %);

V_T volume total da amostra (em m^3);

V_s volume de sólidos (em m^3).

3.6. Coleta dos dados experimentais

O sistema composto pelo cilindro de PVC, grelha, manta, sensor de umidade e amostra de solo úmido foi pesado diariamente, em intervalos de 10 minutos, num primeiro momento (2 primeiros dias) e, na sequência, a cada 30 minutos, durante o

período da manhã (das 08:00 às 12:00 AM) em ambiente controlado, com temperatura e umidade constantes. Nestes intervalos foram realizadas observações simultâneas referentes às variações do valor de tensão elétrica de saída do dispositivo sensor (em V) e do peso da coluna de solo úmido (em g, convertido posteriormente em kg), ambas em função da variação do conteúdo de água das amostras de solo. Para estas observações foram utilizados: 1) um multímetro digital de 3 ½ dígitos, modelo MD-6122 ICEL® e 2) uma balança eletrônica digital, modelo UW/UX Series Shimadzu® (resolução de 0,01g).

Quanto a primeira variável em estudo, para a obtenção das medidas de voltagem conectou-se as pontas de prova no multímetro, conforme descrito no manual de instrução do equipamento para medidas de tensão contínua, sendo, em seguida, aplicadas nos terminais do sensor de umidade e anotado o valor exibido no visor do multímetro. Neste procedimento, operando o equipamento como voltímetro, utilizou-se a escala de 2V, com resolução de 1mV (sendo esta a mais adequada às leituras devido à magnitude dos valores obtidos) e exatidão de $\pm(0,5\%+3d)$.

Neste sentido, a resolução concernente à escala utilizada referiu-se a precisão da leitura fornecida pelo multímetro onde, neste caso, foi possível perceber uma mudança de 1,0 mV (10^{-3} V) em um sinal de 1,0 V. Por sua vez, a exatidão relacionou-se ao erro provável associado a um valor medido, composto pelo erro de classe, em percentual, além do erro de leitura, em dígitos. Como indicado pelo fabricante do multímetro, para a escala e resolução selecionadas, esta exatidão foi de $\pm 0,5\%$ da leitura mais três dígitos da resolução.

Quanto a segunda variável analisada, as pesagens do conjunto de materiais descrito anteriormente foram realizadas no intuito de se obter o conteúdo de água do solo num dado instante. Excetuando a massa dos demais componentes do conjunto, a umidade das amostras foi calculada por meio da determinação da massa de água (m_l em kg) contida nas mesmas, sendo esta obtida pela diferença entre a massa total úmida (m_T em kg) e a massa seca do solo (m_s em kg):

$$m_l = m_T - m_s \quad (34)$$

Em que:

m_l massa de água (em kg);

m_T massa total da amostra úmida (em kg);

m_s massa de sólidos (em kg);

Como afirmado por Reichardt e Timm (2004) a determinação quantitativa da fração líquida, que não leva em conta os solutos, ou simplesmente da água do solo é feita de várias formas dependendo da finalidade da medida. Neste estudo, em virtude do objetivo de se estimar o conteúdo de água no solo em vários momentos, determinou-se a umidade à base de peso ou gravimétrica (u) e à base de volume ou volumétrica (θ) das amostras avaliadas, em repetições ao longo do tempo. Assim, de posse dos valores de m_l correspondentes a cada observação da massa total da amostra úmida, calculou-se a umidade em base de peso como se segue:

$$u = (m_T - m_s)/m_s = m_l/m_s \quad (35)$$

Em que:

u umidade em base de peso (em kg kg^{-1});

m_T massa total da amostra úmida (em kg);

m_l massa de água (em kg);

m_s massa de sólidos (em kg);

Assumindo a equivalência entre o volume (V_l) e a massa de água (m_l) das amostras, considerando a massa específica da água igual a 1000 kg m^{-3} , foi calculada a umidade em base de volume como descrito pela Equação 36:

$$\theta = (m_T - m_s)/V_T = m_l/V_T = V_l/V_T \quad (36)$$

Em que:

θ umidade em base de volume (em $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$);

m_T massa total da amostra úmida (em kg);

m_s massa de sólidos (em kg);

V_T volume total da amostra (em m^3);

V_l volume de solução (em m^3);

Outra maneira utilizada para avaliar a umidade das amostras de solo foi a determinação do seu armazenamento de água (Z), ou seja, da altura (ou espessura

ou profundidade) da lâmina líquida sobre a superfície do solo (PREVEDELLO, 1996). Esta lâmina foi calculada conforme a Equação 37:

$$Z = \theta z \quad (37)$$

Em que:

- Z armazenamento de água (em m);
- θ umidade em base de volume (em $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$);
- z altura da amostra de solo (em m).

Estimou-se também o grau de saturação (S) das amostras de solo em um dado instante pela relação entre a umidade à base de volume (θ) e a porosidade (α), segundo a Equação 38. De modo semelhante, foi determinada a porosidade livre de água ou porosidade de aeração (α_{ar}) de acordo com a Equação 39:

$$S = \theta/\alpha \quad (38)$$

$$\alpha_{\text{ar}} = \alpha - \theta \quad (39)$$

Em que:

- S grau de saturação (em %);
- α_{ar} porosidade de aeração (em $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$);
- θ umidade em base de volume (em $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$);
- α porosidade total.

As medidas de variação de tensão de saída do sensor de umidade e de massa da coluna de solo foram realizadas durante um período de 15 a 18 dias (de três a quatro semanas), excetuando finais de semana e feriados. No intuito de facilitar a perda de água das amostras úmidas, estas mesmas foram submetidas à secagem em estufa a temperatura de 40°C, diariamente, por 4 horas (das 12:00 às 16:00 AM), logo após a coleta dos dados.

3.7. Método de análise estatística dos dados experimentais

3.7.1. Análise de regressão

Segundo Neter e Wasserman (1974), a análise de regressão é uma ferramenta estatística que utiliza a relação entre duas ou mais variáveis quantitativas de modo que uma variável pode ser prevista por outra ou outras. Considerando uma população bivariada, definida como o conjunto de pares de valores individuais relativos às medidas de uma variável X e de uma segunda variável Y, tem-se que, havendo uma relação entre as duas, esta pode ser representada em termos de uma equação. Desta forma, foram descritas funções matemáticas que expressaram a relação entre as variáveis: 1) resposta do sensor de umidade, em termos de tensão elétrica de saída, em volts ou V (variável independente ou preditora X) e 2) umidade do solo à base de volume ou θ , em $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ (variável dependente ou resposta Y). A partir do ajuste das curvas de regressão ao conjunto de dados observados de ambas as variáveis, foram obtidas equações de calibração do sensor, específicas para cada tipo de solo, em função dos intervalos de profundidade avaliados.

Quanto à organização dos dados, foram elaborados gráficos de dispersão a partir do conjunto dos valores amostrais, os quais definiram pontos no espaço cartesiano cujas coordenadas foram referentes às medidas de voltagem (eixo X) e umidade volumétrica (eixo Y).

Considerando a forma funcional apropriada à representação da relação descrita nos gráficos de dispersão, assumiu-se os modelos de regressão linear simples e polinomial de segundo grau (ou quadrático). Assim, de acordo com Neter e Wasserman (1974), levando-se em conta o modelo linear para a equação de regressão, ou seja, um modelo de primeira ordem, este pode ser apresentado como se segue:

$$Y_i = \beta_0 + \beta_1 X_i + \varepsilon_i \quad (i = 1, \dots, n) \quad (40)$$

Para uma resposta curvilínea, considerando um modelo de regressão polinomial de segundo grau, ou seja, um modelo de segunda ordem com uma única variável independente, assumiu-se o seguinte:

$$Y_i = \beta_0 + \beta_1 X_i + \beta_2 X_i^2 + \varepsilon_i \quad (i = 1, \dots, n) \quad (41)$$

Em que, para ambas as Equações 40 e 41:

Y_i valor da variável dependente ou resposta na i -ésima observação;

X_i valor da variável independente ou preditora na i -ésima observação;

β_0, β_1 e β_2 parâmetros da função de regressão;

ε_i erro não observável associado a i -ésima observação;

Desta forma, a partir dos dados amostrais, estimou-se os parâmetros das funções de regressão pelo método dos mínimos quadrados. Levando-se em conta o modelo linear, Neter e Wasserman (1974) afirmam que este mesmo considera o desvio de Y_i do seu valor esperado, para cada observação experimental (X_i, Y_i) , como se segue:

$$\varepsilon_i = Y_i - (\beta_0 + \beta_1 X_i) \quad (i = 1, \dots, n) \quad (42)$$

O método também requer que seja considerado o somatório de n desvios quadrados, denotado pelo termo Q (NETER, WASSERMAN, 1974):

$$Q = \sum_{i=1}^n (Y_i - \beta_0 + \beta_1 X_i)^2 \quad (i = 1, \dots, n) \quad (43)$$

Desta forma, definiu-se como os estimadores de β_0 e β_1 os valores b_0 e b_1 , respectivamente, os quais minimizam a soma de n desvios quadrados (Q). Estes mesmos são chamados estimadores pontuais de β_0 e β_1 e foram obtidos do seguinte modo, sendo \bar{X} e \bar{Y} os valores médios calculados de cada variável:

$$b_1 = [\sum (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})] / [\sum (X_i - \bar{X})^2] \quad (44)$$

$$b_0 = \bar{Y} - b_1 \bar{X} \quad (45)$$

Contudo, a estimativa dos parâmetros da função de regressão considerando o modelo polinomial foi realizada a partir de uma abordagem matricial. Em notação

matricial, os elementos do modelo de regressão polinomial de segundo grau, foram descritos da seguinte forma:

$$\mathbf{Y} = \begin{bmatrix} Y_1 \\ Y_2 \\ \vdots \\ Y_n \end{bmatrix} \quad \mathbf{X} = \begin{bmatrix} 1 & X_1 & X_1^2 \\ 1 & X_2 & X_2^2 \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & X_n & X_n^2 \end{bmatrix} \quad \boldsymbol{\beta} = \begin{bmatrix} \beta_0 \\ \beta_1 \\ \beta_2 \end{bmatrix} \quad \boldsymbol{\varepsilon} = \begin{bmatrix} \varepsilon_1 \\ \varepsilon_2 \\ \vdots \\ \varepsilon_n \end{bmatrix} \quad (46)$$

Onde o vetor \mathbf{Y} é composto dos valores do número n de observações da variável dependente Y ; a matriz \mathbf{X} consiste de uma coluna de valores 1 e uma coluna contendo os valores do número n de observações da variável independente X ; O vetor $\boldsymbol{\beta}$ composto dos valores dos parâmetros da função de regressão e o vetor $\boldsymbol{\varepsilon}$ representa os valores da variável aleatória residual. Em notação matricial e de forma simplificada, respectivamente, o modelo foi descrito como se segue:

$$\begin{bmatrix} Y_1 \\ Y_2 \\ \vdots \\ Y_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & X_1 & X_1^2 \\ 1 & X_2 & X_2^2 \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & X_n & X_n^2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \beta_0 \\ \beta_1 \\ \beta_2 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \varepsilon_1 \\ \varepsilon_2 \\ \vdots \\ \varepsilon_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_1^2 + \varepsilon_1 \\ \beta_0 + \beta_1 X_2 + \beta_2 X_2^2 + \varepsilon_2 \\ \vdots \\ \beta_0 + \beta_1 X_n + \beta_2 X_n^2 + \varepsilon_n \end{bmatrix} \quad (47)$$

$$\mathbf{Y} = \mathbf{X}\boldsymbol{\beta} + \boldsymbol{\varepsilon} \quad (48)$$

Por sua vez, os coeficientes da regressão estimados b_0 , b_1 e b_2 foram dados a partir das equações normais do método dos mínimos quadrados. Em termos matriciais, tem-se que:

$$(\mathbf{X}'\mathbf{X})\mathbf{b} = \mathbf{X}'\mathbf{Y} \quad (49)$$

Onde \mathbf{b} representa o vetor dos estimadores de β_0 , β_1 e β_2 do modelo de regressão polinomial; \mathbf{X}' representa a matriz transposta de \mathbf{X} e, por sua vez, a matriz $\mathbf{X}'\mathbf{X}$ define-se como o produto da multiplicação de ambas; o vetor $\mathbf{X}'\mathbf{Y}$ consiste no produto da matriz transposta \mathbf{X}' pela matriz dos valores da variável dependente \mathbf{Y} . Em notação matricial têm-se:

$$\mathbf{b} = \begin{bmatrix} b_0 \\ b_1 \\ b_2 \end{bmatrix} \quad \mathbf{X}'\mathbf{X} = \begin{bmatrix} n & \sum X_i & \sum X_i^2 \\ \sum X_i & \sum X_i^2 & \sum X_i^3 \\ \sum X_i^2 & \sum X_i^3 & \sum X_i^4 \end{bmatrix} \quad \mathbf{X}'\mathbf{Y} = \begin{bmatrix} \sum Y_i \\ \sum X_i Y_i \\ \sum X_i^2 Y_i \end{bmatrix} \quad (50)$$

Multiplicando-se ambos os lados da Equação 49 pelo inverso da matriz $\mathbf{X}'\mathbf{X}$, representada por $(\mathbf{X}'\mathbf{X})^{-1}$ têm-se:

$$(\mathbf{X}'\mathbf{X})^{-1}(\mathbf{X}'\mathbf{X})\mathbf{b} = (\mathbf{X}'\mathbf{X})^{-1}\mathbf{X}'\mathbf{Y} \quad (51)$$

Para uma matriz quadrada, o produto desta pela sua matriz inversa faz-se igual à matriz identidade, denotada por \mathbf{I} , tal que:

$$(\mathbf{X}'\mathbf{X})^{-1}(\mathbf{X}'\mathbf{X}) = \mathbf{I} \quad (52)$$

Considerando a matriz identidade \mathbf{I} , a qual correspondente ao número 1 na multiplicação de matrizes, temos que, para qualquer matriz \mathbf{A} , a seguinte igualdade é válida:

$$\mathbf{AI} = \mathbf{IA} = \mathbf{A} \quad (53)$$

Logo, procedeu-se à determinação do vetor \mathbf{b} dos estimadores da função de regressão como se segue:

$$\mathbf{b} = (\mathbf{X}'\mathbf{X})^{-1}\mathbf{X}'\mathbf{Y} \quad (54)$$

3.7.2 Quadro de análise de variância da regressão

A análise de variância é uma das técnicas de estatística experimental que mais se destacam e se constitui em uma maneira de dividir a variância total em componentes relativos ao modelo de regressão e ao resíduo, objetivando verificar se a parte da variação total explicada pelo modelo é significativamente diferente de zero (FERREIRA, 2005). Desta forma, tem-se a variação total dividida em fontes controladas pelo pesquisador e fontes aleatórias de variação. O quadro de análise

de variância para um modelo de regressão linear simples, apresentando as fontes de variação e os seus respectivos graus de liberdade, além das somas de quadrado, quadrados médios e a estatística do teste F é apresentado na Tabela 3.

Tabela 3. Quadro de análise de variância

FV	GL	SQ	QM	F
Regressão	1	SQ Regressão	QM Regressão	QM Regressão/QM Resíduo
Resíduo	$n - 2$	SQ Resíduos	QM Resíduo	
Total	$n - 1$	SQ Total		

FV: fontes de variação; GL: número de graus de liberdade; SQ: soma de quadrados; QM: quadrado médio; F: estatística do teste F.

Considerando um modelo de regressão linear simples, a soma de quadrados total está associada a $n - 1$ graus de liberdade, a soma de quadrados devido à regressão estar associada a 1 grau de liberdade (em função da única parâmetro da equação estimado) enquanto a soma de quadrados de resíduos equivale a diferença entre as duas anteriores (FERREIRA, 2005). Por sua vez, os valores do quadrado médio de cada fonte de variação são dados pela divisão das somas de quadrados correspondentes pelos respectivos graus de liberdade. O teste F, para a hipótese de nulidade $H_0: \beta_1 = 0$, é utilizado a partir do cálculo da estatística para o teste F, dada pela divisão entre os valores do quadrado médios da regressão e resíduos. Neste caso a hipótese de nulidade é rejeitada quando o valor calculado de F for superior ao valor crítico, quantil superior da distribuição F dado por F_{α, v_1, v_2} , para α igual ao nível de significância, e $v_1 = 1$ e $v_2 = n - 2$ graus de liberdade (FERREIRA, 2005).

3.7.3. Medidas de associação entre as variáveis dos modelos de regressão

De acordo com Ferreira (2005), o coeficiente de correlação linear é um estimador simples que retrata a intensidade da associação linear simples entre duas variáveis qualitativas contínuas X e Y, a qual pode ser mensurada pelo coeficiente de correlação linear de Pearson (r). Este coeficiente foi definido da seguinte forma:

$$r = S_{xy} / \sqrt{S_x^2 S_y^2} \quad (55)$$

Em que:

- r coeficiente de correlação linear de Pearson;
- S_{xy} estimador da covariância populacional σ_{xy} ;
- S_x^2 estimadores da variância de X.
- S_y^2 estimadores da variância de Y.

Por sua vez, o coeficiente de determinação r^2 refere-se à proporção da variável dependente Y que é explicada pelo modelo de regressão ajustado (FERREIRA 2005). A partir dos valores da soma dos quadrados apresentados no quadro de análise de variância, tal coeficiente é dado por:

$$r^2 = \text{SQ Regressão} / \text{SQ Total} \quad (56)$$

3.7.4 Validação dos modelos de regressão

De modo semelhante à obtenção das curvas de calibração, relacionou-se os valores observados (O_i) e simulados (P_i) da variável umidade volumétrica do solo (θ em $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$), sendo estes últimos calculados a partir dos modelos de regressão obtidos em cada ensaio. Esta correspondência entre valores observados e simulados foi representada por modelo linear, como descrito por Willmot (1981), de modo a servir para a validação das funções de regressão geradas para a estimativa de umidade das amostras em função da variação da tensão de saída do sensor de umidade. Neste sentido, um modelo que reproduz com exatidão a magnitude das observações empíricas produziria um diagrama de dispersão entre O e P no qual todos os pontos se ajustariam em uma linha que teria uma inclinação de 1,0 e um intercepto igual a 0,0 (WILLMOTT, 1981).

Desta forma, para a validação dos modelos, foram elaborados gráficos de dispersão a partir dos valores observados (eixo X) e estimados (eixo Y) da variável θ . Considerando um modelo linear para a representação da relação entre os valores

observados e simulados, determinou-se os estimadores b_0 e b_1 pertinentes à função de regressão, como descrito anteriormente nas Equações 44 e 45. Além disso, calculou-se a média dos valores observados (\bar{O}) e simulados (\bar{P}) e os respectivos desvios padrão (s_o e s_p).

Na determinação do erro médio produzido pelos modelos de regressão, calculou-se o erro quadrático médio (MSE) e a sua raiz quadrada (RMSE), sendo este último índice de fácil interpretação, por apresentar a mesma unidade dos valores O e P (WILLMOTT, 1981):

$$\text{MSE} = [\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2] / n \quad (57)$$

Em que:

MSE erro quadrático médio;

O_i valor observado da variável θ na i -ésima observação;

P_i valor estimado da variável θ na i -ésima observação.

De mesmo modo, como forma de se conhecer as fontes do erro associado aos modelos, o índice MSE foi decomposto em: 1) erro médio sistemático e 2) erro médio não sistemático, calculados de acordo com as Equações 58 e 59:

$$\text{MSE}_s = n^{-1} \sum_{i=1}^n (\hat{P}_i - O_i)^2 \quad (58)$$

$$\text{MSE}_u = n^{-1} \sum_{i=1}^n (P_i - \hat{P}_i)^2 \quad (59)$$

Em que:

MSE_s erro sistemático;

MSE_u erro não sistemático;

O_i valor observado da variável θ na i -ésima observação;

\hat{P}_i valor estimado da variável θ na i -ésima observação.

Nas quais \hat{P} foi obtido com base nos valores dos estimadores b_0 e b_1 , calculados anteriormente para o modelo linear que representa a relação entre os valores observados e simulados de θ , conforme Equação 60:

$$\hat{P} = b_0 + b_1 O_i \quad (60)$$

A interpretação de MSE_s e MSE_u é facilitada pelo exame da raiz quadrada dos seus valores – $RMSE_s$ e $RMSE_u$, respectivamente – assim como procedido para o MSE (WILLMOTT, 1981). Por sua vez, fez-se também a decomposição do erro sistemático (MSE_s) em: 1) erro sistemático aditivo e 2) erro sistemático proporcional (MSE_p) conforme as equações:

$$MSE_a = b_0^2 \quad (61)$$

$$MSE_p = (b_1 - 1)^2 (n^{-1} \sum_{i=1}^n O_i^2) \quad (62)$$

Em que:

MSE_a erro sistemático aditivo;

MSE_p erro sistemático proporcional;

b_0, b_1 parâmetros das equações de regressão ajustadas para O_i e P_i ;

O_i valor observado da variável θ na i -ésima observação.

Contudo, não sendo os componentes proporcional e aditivo da porção sistemática do erro médio completamente independentes um do outro (WILLMOTT, 1981), esta interdependência foi determinada em função da covariância entre o erro devido ao termo aditivo (b_0) e ao erro proporcional ($b_1 - 1$), como descrito a seguir:

$$MSE_i = 2b_0(b_1 - 1)\bar{O} \quad (63)$$

Em que:

MSE_i grau de interdependência entre o erro aditivo e proporcional;

b_0, b_1 parâmetros das equações de regressão ajustadas para O_i e P_i ;

\bar{O} valor médio das observações da variável umidade volumétrica (θ).

Logo, o cálculo do MSE_s como apresentado na Equação 57, foi equivalente à soma dos componentes calculados nas Equações 61, 62 e 63, como descrito a seguir:

$$MSE_s = MSE_a + MSE_p + MSE_i \quad (64)$$

Em que:

MSE_s erro quadrático médio;

MSE_a erro sistemático aditivo;

MSE_p erro sistemático proporcional;

MSE_i grau de interdependência entre o erro aditivo e proporcional;

De acordo com Willmott (1981) A magnitude dos valores de MSE_a e MSE_p , bem como de MSE_i ajudam a discernir o impacto causado por cada tipo de erro sistemático na capacidade preditiva dos modelos obtidos.

No intuito de avaliar a performance das equações obtidas, foi determinado também o índice de concordância (d) (WILLMOTT, 1981), o qual quantifica a precisão dos modelos, e o coeficiente de desempenho (c) (CAMARGO e SENTELHAS, 1997), calculados conforme Equações 65 e 66, respectivamente:

$$d = 1 - [\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2] / \sum_{i=1}^n [|\hat{P}_i| + |\hat{O}_i|]^2 \quad (65)$$

Em que:

d índice de concordância;

\hat{P}_i equivale à $P_i - \bar{O}$;

\hat{O}_i equivale à $O_i - \bar{O}$;

\bar{O} valor médio das observações da variável umidade volumétrica (θ).

$$c = r \cdot d \quad (66)$$

Em que:

c coeficiente de desempenho;

r coeficiente de correlação;

d índice de concordância.

O desempenho dos modelos, conforme os valores referentes ao índice c, foi categorizado de acordo com a seguinte classificação: péssimo ($c \leq 40$), mau ($40 < c \leq 60$), bom ($60 < c \leq 80$), excelente ($c > 80$).

$c \leq 0,50$); sofrível ($0,50 < c \leq 0,60$); mediano ($0,60 < c \leq 0,65$); bom ($0,65 < c \leq 0,75$); muito bom ($0,75 < c \leq 0,85$) e ótimo ($c > 0,85$) (CAMARGO e SENTELHAS, 1997)

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Análise das propriedades físicas e químicas do solo

A Tabela 4 apresenta os valores da análise de textura e demais propriedades físicas das amostras de solo avaliadas. Quanto às classes texturais, as amostras referentes ao perfil do solo A foram classificadas como areia franca e, no solo B, as camadas consideradas do perfil receberam a classificação textural areia franca (0,20-0,30 m e 0,50-0,60 m) e franco arenosa (0,80-0,90 m). Contudo, no solo C, diferentemente dos demais, foi conferida a classificação franco argilosa para as amostras provenientes de ambas as camadas consideradas (0,20-0,30 m e 0,50-0,60 m).

Tabela 4. Valores da composição granulométrica, densidade do solo seco e densidade das partículas e porosidade do total.

Profundidade	Granulometria (kg kg ⁻¹)			Densidade (kg m ⁻³)		Porosidade Total (%)
	Areia Total	Silte	Argila	Solo	Partículas	
Solo A						
0,20-0,30 m	0.8349	0,1395	0,0256	1320,0	2480,0	46,77
0,50-0,60 m	0.8054	0,1846	0,0100	1380,0	2540,0	45,66
0,80-0,90 m	0.8098	0,1626	0,0277	1350,0	2550,0	47,04
Solo B						
0,20-0,30 m	0,8056	0,1481	0,0464	1400,0	2590,0	45,67
0,50-0,60 m	0,7941	0,1216	0,0843	1460,0	2610,0	43,97
0,80-0,90 m	0,7107	0,1796	0,1096	1290,0	2600,0	50,22
Solo C						
0,20-0,30 m	0.3099	0.3065	0.3836	1330,0	2530,0	47,56
0,50-0,60 m	0.3360	0.2650	0.3990	1420,0	2480,0	42,85

Quanto ao solo A, classificado anteriormente como Neossolo Quartzarênico, foi possível verificar uma menor variação nos teores de areia ao longo do perfil, caracterizado apenas pelos intervalos de coleta das amostras, além da

predominância desta fração textural em todas as profundidades. Desta forma confirmou-se uma característica atribuída aos Neossolos Quartzarênicos, os quais não apresentam contato lítico dentro de 0,50 m de profundidade, com sequência de horizontes A-C, porém apresentam textura areia ou areia franca em todos os horizontes até, no mínimo, a profundidade de 1,50 m a partir da superfície do solo ou até um contato lítico (EMBRAPA, 2006).

A respeito do solo C, classificado como Vertissolo Háptico, a predominância foi da fração textural argila, o que permitiu a observação de comportamento diferenciado em função do regime de umedecimento e secagem das amostras, em comparação àquelas coletadas nos demais solos. Como se sabe, solos que recebem esta classificação apresentam pronunciadas mudanças de volume com o aumento do teor de água no solo, fendas profundas na época seca e evidências de movimentação da massa do solo, sob a forma de superfícies de fricção (*slickensides*) (EMBRAPA, 2006). Como afirmado por Biassusi et al. (1999), as modificações estruturais características deste solo, atribuídas ao alto teor de argilominerais 2:1 em seus horizontes, influenciam o seu volume e densidade, os quais constituem parâmetros básicos para a avaliação de práticas agrícolas, principalmente no que diz respeito ao manejo de água.

Os minerais de argila com camadas 2:1 apresentam uma estrutura constituída pela sobreposição de uma lâmina composta por octaedros de Al^{3+} entre duas lâminas formadas por tetraedros de Si^{4+} . Em razão da substituição isomórfica de silício ou alumínio, têm-se um balanço negativo de cargas elétricas e, de modo a satisfazer uma condição de neutralidade, cátions trocáveis são adsorvidos entre as camadas minerais no local denominado espaço intercamadas (WAYLLACE, 2008). Neste sentido, a expansão do volume do solo ocorre quando as moléculas de água penetram entre as unidades estruturais 2:1, hidratando os cátions localizados no espaço intercamadas, forçando-as então a se separarem (WAYLLACE, 2008). Desta forma, em função da natureza do material sólido constituinte, foi verificada a expansão do volume total das amostras do solo C proporcional ao incremento do seu conteúdo de água e a sua contração e formação de fendas na medida em que houve redução da umidade. Logo, ao se comparar o solo seco e após saturação por 48 horas, observou-se que houve um aumento percentual de aproximadamente 6,39 e 6,60%, (equivalente a $6,8989 \cdot 10^{-5} m^3$) no volume das duas amostras provenientes do solo C (0,20-0,30 e 0,50-0,60 m respectivamente). Por sua vez, após o período

de secagem, em ocasião da interrupção da coleta de dados de umidade, houve uma redução de 3,00 e 3,10% (equivalente a $3,4495 \cdot 10^{-5} \text{ m}^3$) no volume de ambas as amostras saturadas. De modo semelhante, avaliando a variação da densidade de um Vertissolo em função de sua umidade, Biassusi et al. (1999) evidenciaram um incremento de 22% no volume das amostras e uma redução de 23% na densidade do solo, comparando o intervalo entre as condições seca e saturada. Entretanto, a despeito do aumento do volume das amostras e dada a necessidade de se calcular o volume total das amostras para a determinação de sua umidade volumétrica, desprezou-se esta variação, devido a sua magnitude, considerando-se um valor fixo de V_T para fins práticos (ver Tabela 7). Outro motivo que justificou esta consideração foi atribuído à dificuldade em mensurar pequenas variações no volume total das amostras em cada leitura de umidade.

Foi observada também a variação do volume de todas as amostras após estas serem acomodadas no tubo de PVC, alterando, conseqüentemente, os valores de densidade do solo seco (d_{ss}) e do volume total de poros (α). Verificou-se que, nos solos A e B houve um acréscimo nos valores de d_{ss} e conseqüente redução de α , indicando efeito mecânico de compactação do solo em ocasião da montagem do sistema de calibração.

Em comparação com os valores dados em análise laboratorial, a variação, em porcentagem de aumento dos valores de d_{ss} foi de 6,06%, 1,45% e 9,49% para seqüência das três camadas do solo A e 6,31% e 16,20% nos intervalos de 0,50-0,60 m e 0,80-0,90 m do solo B. A redução no volume de vazios total foi de 6,90%, 1,72% e 10,67% referente a 0,20-0,30 m, 0,50-0,60 m e 0,80-0,90 m, respectivamente, no solo A; 7,42% em 0,50-0,60 m e 15,95% em 0,80-0,90 m do solo B. Neste último solo, a camada mais superficial de 0,20-0,30 m apresentou variação mínima. Contudo, diferente das demais camadas de textura areia franca, houve um decréscimo no valor de densidade do solo (0,71%) e aumento da porosidade total (0,84%). Desta forma, no caso do solo A e B, foi levada em conta esta redução no volume total das amostras no cálculo das frações ocupadas por gases, líquido e sólidos e, portando, na determinação da sua umidade volumétrica.

Considerando a amostra representativa do intervalo de 0,50-0,60 m do solo C, houve aumento do valor de d_{ss} e conseqüente redução de α comparados aos valores dados em análise, no momento em que estas foram acomodadas no tubo de PVC. A variação percentual em comparação aos valores dados em análise foi de 1,90% no

aumento da densidade do solo e 2,37% na redução do volume total de poros. Porém, para a amostra de 0,50-0,60 m deste mesmo solo, houve decréscimo percentual de 1,41% no valor de densidade do solo em comparação ao valor dado em análise. Por sua vez, de modo inversamente proporcional à densidade, a porosidade total apresentou aumento de 2,16%. A Tabela 5 resume os valores corrigidos de massa específica do solo seco e porosidade total das amostras.

Verificou-se que as alterações observadas na massa específica do solo seco também se deram pelo fato de as amostras coletadas serem deformadas, dificultando a manutenção da estrutura original do substrato. Assim, admitiu-se principalmente a influência da textura e mineralogia do solo no armazenamento de água e, por conseguinte, na sua permissividade dielétrica, bem como na variação da resposta do sensor, devido à inconstância referente à determinação da densidade do solo, a qual está bastante sujeita a modificações por forças externas. Desta forma, foi possível assumir que, como observado por Santos et al. (2010), o tipo da amostra de solo, deformada e não deformada, não interfere nos valores do conteúdo volumétrico de água no solo para um mesmo valor da sua constante dielétrica.

Tabela 5. Valores corrigidos de densidade do solo seco e porosidade total.

Profundidade	Densidade do Solo Seco (kg m^{-3})			Porosidade Total (%)		
	Solo A	Solo B	Solo C	Solo A	Solo B	Solo C
0,20-0,30 m	1400	1400	1355	43,5484	45,9459	46,4328
0,50-0,60 m	1400	1499	1400	44,8819	42,5673	43,7751
0,80-0,90 m	1478	1499	-	42,0357	42,3464	-

Verificou-se que os valores do atributo densidade permaneceram dentro dos limites destacados por Reichardt e Timm (2004), sendo estes de 1400 a 1800 kg m^{-3} para solos arenosos e 900 a 1600 kg m^{-3} para solos argilosos. Em comparação aos resultados obtidos no presente estudo, valores de densidade do solo entre 1410 e 1600 kg m^{-3} foram encontrados por Souza et al. (2005) para um Neossolo Quartzarênico submetido a diversos sistemas de manejo. Resultados semelhantes foram obtidos por Araújo et al. (2009), para um Neossolo Quartzarênico cultivado com pastagem de *Brachiaria humidicola*, sob diferentes fontes de adubo químico e orgânico (1510 a 1620 kg m^{-3}). Por sua vez, Faria et al. (2007), obtiveram valores de densidade para um Neossolo Quartzarênico, localizado no município de Petrolina –

PE, entre 1370 e 1410 kg m⁻³, 1460 e 1500 kg m⁻³ e 1380 e 1410 kg m⁻³, para área cultivada com videira (*Vitis vinifera* L.) em sistema convencional e orgânico e para uma área virgem, nesta ordem.

Considerando um Vertissolo Háplico Carbonático típico, Menino et al. (2012) observaram valor médio de densidade do solo de 1220 kg m⁻³ em relação a três diferentes sistemas de cultivo e três intervalos de profundidades. Para um Vertissolo Háplico localizado no município de Juazeiro – BA, Faria et al. (2007) encontraram valores de densidade de 1380 e 1410 kg m⁻³ e 1380 e 1410 kg m⁻³ para o solo cultivado com manga (*Mangifera indica* L.) e banana, respectivamente, e de 1230 e 1270 kg m⁻³ considerando uma área virgem.

Constatou-se que, apesar da variação, os valores de porosidade total em todas as amostras dos três solos avaliados se mantiveram dentro dos limites dos intervalos verificados em solos cultivados, destacados por Prevedello (1996). De acordo com o autor, para solos arenosos este valor é de 0,35-0,50 m³ m⁻³ (35-50%) e, para solos argilosos, esta faixa é de 0,40-0,65 m³ m⁻³ (40-65%). Segundo Bernardo et al. (2009), os valores de porosidade variam de 32-42%, 40-47%, 43-49%, 47-51% e 51-55% para solos de textura arenosa, franco arenosa, franco-arenosa-argilosa, franco argilosa e argilosa, respectivamente. Considerando um Neossolo Quartzarênico, Correia et al. (2008) obtiveram valores de 42,2 e 47,2 para a porosidade total do solo, levando em conta as profundidades de 0,0-0,30 m e 0,30-0,60 m, nesta ordem, sendo estes próximos aos observados neste estudo. Contudo, para esta mesma classe de solo, em área de cultivo irrigado de laranja 'Pera' (*Citrus sinensis* L. Osb.) enxertada sobre limoeiro 'Rugoso' (*Citrus jambhiri* Lush.) e área de sequeiro, valores médios entre 0,3385 e 0,3741 m³ m⁻³ (33,85 e 37,41%) foram encontrados por Souza et al. (2007). Valores entre 0,512 a 0,529 m³ m⁻³ (51,20 e 52,90%) foram obtidos para a porosidade total em Vertissolo Háplico Carbonático típico (MENINO et al., 2012).

A partir da correção do cálculo da porosidade total, observou-se também que o volume ocupado pela fase gasosa foi maior nas amostras relativas ao solo de textura franco argilosa (Solo C) em comparação aos de textura arenosa (solo A e B), os quais apresentaram maior densidade em comparação ao primeiro. Isto se deu pela relação entre o tamanho de partículas sólidas constituintes do solo e o seu volume de poros, levando em conta que a densidade possui uma relação inversa com a porosidade. Como afirmado por Reichardt e Timm (2004), o espaço poroso

dos solos de textura argilosa é constituído essencialmente de microporos e o seu volume de poros é maior em comparação aos solos de textura arenosa. Estes últimos possuem espaço poroso constituído, sobretudo, de macroporos apresentando um menor volume total de poros. Por sua vez, os poros de maior dimensão característicos dos solos arenosos não são capazes de reter água contra a força da gravidade e, conseqüentemente, drenam mais rapidamente promovendo a entrada de ar no solo (BRADY & WEIL, 2008).

A relação entre o tamanho das partículas do solo e sua capacidade de retenção de água é também explicada pela influência da área da superfície específica sobre as propriedades do solo. De acordo com Brady & Weil (2008) quando o tamanho das partículas diminui, a sua área de superfície específica aumenta, aumentando a capacidade de retenção de água sob a forma de filmes de água sobre as partículas. Partículas coloidais de argila apresentam cerca de 10.000 vezes mais superfície específica em comparação a uma massa semelhante de partículas de areia de tamanho mediano (BRADY & WEIL, 2008).

A Tabela 6 apresenta indicadores referentes às características químicas dos solos estudados, em termos de condutividade elétrica (CE) e potencial de hidrogênio (pH) do extrato da pasta saturada. Neste sentido, levando em conta a presença de diferentes concentrações de sais na solução, Waldschmidt (2008) destaca a influência deste parâmetro, assim como da variação da temperatura, nas propriedades dielétricas da água, devido à alteração na estrutura natural das suas moléculas, o quê promove uma redução do fator real da permissividade do meio. Segundo o autor, em ocasião de a água possuir sais dissolvidos, faz-se necessário considerar no cálculo da permissividade elétrica o termo referente à condutividade da água. O efeito da condição salina da solução do solo na determinação de equações de calibração do sensor capacitivo ECH₂O para a estimativa da umidade foi relatado por Barbosa (2011), utilizando quatro níveis de condutividade elétrica (0,0, 0,56, 2,75 e 5,0 dS m⁻¹), verificando-se uma subestimativa do conteúdo de água com o incremento da salinidade. O efeito da salinidade bem como da temperatura na estimativa do conteúdo de água do solo com base no uso do sensor mencionado anteriormente também foi verificado por Fares et al. (2009). Por sua vez, efeitos da salinidade na permissividade e, conseqüentemente, na estimativa do conteúdo de água no solo por meio do uso da sonda de capacitância EnviroSCAN (Sentek Pyt. Ltda), foram relatados por Baumhardt et al. (2000), que obtiveram

resultados superestimados deste parâmetro em condições de adição de água salina ao substrato.

Devido ao fato de a propagação de sinais elétricos no solo ser influenciada tanto pela sua umidade quanto pela condutividade elétrica (OLIVEIRA FILHO et al., 2003), equipamentos de TDR, que apresentam princípio de funcionamento semelhante ao relacionado à técnica por capacitância, podem ser calibrados e utilizados para a determinação da umidade e, de mesmo modo, da condutividade elétrica do solo (COELHO et al., 2005; SOUZA, et al., 2006). Entretanto, por não se considerar como objeto de estudo desta pesquisa a calibração do equipamento em condições de variabilidade da condutividade elétrica para um mesmo tipo de solo, não foi possível elucidar a influência da concentração salina da solução nas estimativas da umidade volumétrica a partir do uso do sensor capacitivo IRRIGAP.

Tabela 6. Valores médios de condutividade elétrica e pH referentes às amostras de solo avaliadas, determinados a partir de extração da solução do solo pelo método da pasta saturada (RICHARDS, 1954).

Profundidade	CEes (dS.m ⁻¹)		
	Solo A	Solo B	Solo C
0,20-0,30 m	3,62 ± 0,2215	1,12 ± 0,0779	0,73 ± 0,1312
0,50-0,60 m	2,22 ± 0,2961	0,63 ± 0,0214	0,53 ± 0,1452
0,80-0,90 m	2,15 ± 0,0867	0,33 ± 0,0191	
Profundidade	pH		
	Solo A	Solo B	Solo C
0,20-0,30 m	8,20 ± 0,0351	8,09 ± 0,3100	7,96 ± 0,0926
0,50-0,60 m	8,11 ± 0,0436	7,69 ± 0,2458	7,93 ± 0,0436
0,80-0,90 m	8,19 ± 0,0633	8,05 ± 0,0889	

4.2. Relações massa-área-volume do solo

Os valores de massa dos materiais utilizados no sistema de calibração bem como de massa e volume equivalente às três fases componentes do solo das amostras avaliadas são descritos na Tabela 7. Na sequência, a Figura 3

esquematiza as frações componentes do solo em cada amostra, em termos de volume ocupado por partículas sólidas, água e gases.

Calculada com base na massa padrão de solo seco (1,46252 kg) e na densidade das partículas (d_p), esta última invariável em cada amostra, a porcentagem do volume de partículas sólidas ocupando o volume total das amostras nas camadas de 0,20-0,30, 0,50-0,60 e 0,80-0,90 m do solo A foi de 56,45%, 55,12% e 57,96% e, no solo B, estes valores foram de 54,05%, 57,43% e 57,65%. No solo C, o volume da fase sólida correspondeu a 50,35% e 52,74% do volume total das amostras de solo coletadas nos intervalos de 0,20-0,30 m e 0,50-0,60 m, na sequência.

Quanto à variabilidade na porosidade de aeração (α_{ar}), assumindo os valores após a saturação do solo e ao final do regime de secagem, as amostras apresentaram faixas de 1,29 a 34,67%, 3,74 a 43,68% e 0,63 a 41,34% no solo A; 5,33 a 44,90%; 2,52 a 42,33% e 1,40 a 41,61% no solo B, ambos para a sequência de intervalos de profundidades 0,20-0,30, 0,50-0,60 e 0,80-0,90 m, respectivamente. No solo C, os intervalos de porosidade de aeração foram de 2,42 a 38,13% e 0,95 a 37,58% nas camadas de 0,20-0,30 e 0,50-0,60 m.

Destaca-se que, dado o elevado grau de saturação, o valor mínimo de porosidade de aeração calculado para todas as amostras supera o intervalo considerado ideal para o desenvolvimento ótimo de plantas, que não deve ser menor do que 10-15% (PREVEDELLO, 1996). Isso demonstra que o limite superior do intervalo de umidade considerado nas equações de calibração do sensor permite que a estimativa da umidade possa ir além do valor crítico citado, caso seja de interesse avaliar níveis de umidade além do desejado para os solos em estudo quando utilizados para exploração agrícola ou outras finalidades. Levando-se em conta a amplitude do grau de saturação das amostras (S), considerando o intervalo entre as medidas obtidas no momento imediatamente após a saturação e ao final do regime de secagem do solo, as faixas de valores obtidas foram de 97,05 a 20,38%, 91,65 a 2,66% e 98,49% a 1,65 no solo A; 88,39 a 2,26%, 94,07 a 0,56% e 96,69 a 1,74% no solo B, assumindo a ordem dos três intervalos de profundidade do perfil, respectivamente.

Tabela 7. Valores característicos das relações massa-volume das amostras de solo e dos componentes do sistema de calibração.

Profundidade	m_1	m_2	m_3	m_T	m_s	m_l
Solo A						
0,20-0,30 m		0,2320	2,2114	1,9040	1,4625	0,4415
0,50-0,60 m	0,0753	0,2048	2,1724	1,8923	1,4625	0,4297
0,80-0,90 m		0,2048	2,1524	1,8722	1,4625	0,4097
Solo B						
0,20-0,30 m		0,2047	2,1669	1,8868	1,4625	0,4243
0,50-0,60 m	0,0753	0,2047	2,1333	1,8532	1,4625	0,3907
0,80-0,90 m		0,2049	2,1422	1,8620	1,4625	0,3995
Solo C						
0,20-0,30 m		0,2046	2,2847	2,0048	1,4625	0,5422
0,50-0,60 m	0,0753	0,2047	2,2582	1,9782	1,4625	0,5157
Profundidade	V_T	V_s	V_v	V_l		
Solo A						
0,20-0,30 m	$1,0447 \cdot 10^{-3}$	$5,8973 \cdot 10^{-4}$	$4,5493 \cdot 10^{-4}$	$4,4150 \cdot 10^{-4}$		
0,50-0,60 m	$1,0447 \cdot 10^{-3}$	$5,7580 \cdot 10^{-4}$	$4,6886 \cdot 10^{-4}$	$4,2974 \cdot 10^{-4}$		
0,80-0,90 m	$9,8947 \cdot 10^{-4}$	$5,7354 \cdot 10^{-4}$	$4,1593 \cdot 10^{-4}$	$4,0967 \cdot 10^{-4}$		
Solo B						
0,20-0,30 m	$1,0447 \cdot 10^{-3}$	$5,6468 \cdot 10^{-4}$	$4,7998 \cdot 10^{-4}$	$4,2426 \cdot 10^{-4}$		
0,50-0,60 m	$9,7567 \cdot 10^{-4}$	$5,6035 \cdot 10^{-4}$	$4,1532 \cdot 10^{-4}$	$3,9068 \cdot 10^{-4}$		
0,80-0,90 m	$9,7567 \cdot 10^{-4}$	$5,6251 \cdot 10^{-4}$	$4,1316 \cdot 10^{-4}$	$3,9948 \cdot 10^{-4}$		
Solo C						
0,20-0,30 m	$1,1481 \cdot 10^{-3}$	$5,7807 \cdot 10^{-4}$	$5,7007 \cdot 10^{-4}$	$5,4223 \cdot 10^{-4}$		
0,50-0,60 m	$1,1136 \cdot 10^{-3}$	$5,8736 \cdot 10^{-4}$	$5,2629 \cdot 10^{-4}$	$5,1566 \cdot 10^{-4}$		

m_1 : massa do sensor de umidade (em kg); m_2 : massa do conjunto composto pelo cilindro de PVC, grelha e manta de bidin (em kg); m_3 : massa total dos componentes m_1 , m_2 e m_T (em kg); m_T : massa total das amostras úmidas (em kg); m_s : massa de partículas sólidas (em kg); m_l : massa de água após saturação das amostras (em kg); V_T : volume total das amostras (em m^3); V_s : volume de partículas sólidas (em m^3); V_v : volume de vazios (em m^3); V_l : volume de água após saturação das amostras (em m^3).



Figura 3. Proporção volumétrica, em %, das frações sólida (cinza escuro) e gasosa (cinza claro) do volume total das amostras de solo, destacando a fração líquida (azul) ocupando o volume de vazios após a saturação e o valor mínimo de umidade obtido após secagem (traço em vermelho).

Os intervalos do grau de saturação das amostras avaliadas no solo C foram de 95,12 a 23,20% (0,20-0,30 m) e 97,98 a 20,48% (0,50-0,60 m). No que diz respeito ao armazenamento (Z) os valores da altura da lâmina líquida sobre as amostras de solo, imediatamente após a saturação e ao final do período de secagem, são apresentados na Tabela 8.

Tabela 8. Valores do armazenamento de água das amostras de solo.

Profundidade	z	Z ₁	Z _n
Solo A			
0,20-0,30 m	$1,4136 \cdot 10^{-1}$	$6,3394 \cdot 10^{-2}$	$1,3316 \cdot 10^{-2}$
0,50-0,60 m	$1,4136 \cdot 10^{-1}$	$6,1705 \cdot 10^{-2}$	$1,7947 \cdot 10^{-3}$
0,80-0,90 m	$1,3390 \cdot 10^{-1}$	$5,8792 \cdot 10^{-2}$	$9,8860 \cdot 10^{-4}$
Solo B			
0,20-0,30 m	$1,4136 \cdot 10^{-1}$	$6,0918 \cdot 10^{-2}$	$1,5549 \cdot 10^{-3}$
0,50-0,60 m	$1,3203 \cdot 10^{-1}$	$5,6059 \cdot 10^{-2}$	$3,3271 \cdot 10^{-4}$
0,80-0,90 m	$1,3203 \cdot 10^{-1}$	$5,7322 \cdot 10^{-2}$	$1,0301 \cdot 10^{-3}$
Solo C			
0,20-0,30 m	$1,5537 \cdot 10^{-1}$	$7,7924 \cdot 10^{-2}$	$1,9011 \cdot 10^{-2}$
0,50-0,60 m	$1,5070 \cdot 10^{-1}$	$7,4086 \cdot 10^{-2}$	$1,5486 \cdot 10^{-2}$

z: altura total das amostras (em m); Z₁: lâmina de água armazenada após saturação (em m); Z_n: lâmina de água armazenada após período de secagem (em m).

4.3. Determinação das variáveis envolvidas nas funções de calibração

O conteúdo de água, em termos de massa da fração líquida, mensurado após a saturação e ao final da secagem do solo, além dos correspondentes intervalos de valores de umidade gravimétrica e volumétrica são apresentados na Tabela 9.

Após a saturação, observou-se que os valores de umidade volumétrica retida pelas amostras de solo foram superiores a 40,0%. Em estudo sobre a estimativa da umidade no nível da capacidade de campo (θ_{cc}) em solos do Cerrado, Andrade e Stone (2011) determinaram valores de 0,409, 0,401, 0,354 e 0,239 m³ m⁻³ para solos de textura muito argilosa, argilosa, média e arenosa, respectivamente. De acordo com Bernardo et al. (2009), as faixas de valores de umidade (% em peso) referentes à capacidade de campo para os solos de textura arenosa, franco arenosa, franco-arenosa-argilosa, franco argilosa e argilosa equivalem a 10-20%, 15-27%, 11-17%, 31-42% e 39-49%, respectivamente. Portanto, de mesmo modo como considerado para a porosidade livre de água, os valores de umidade volumétrica utilizados para a

elaboração das equações de calibração permitem que os modelos estimem, inclusive, valores superiores à capacidade de campo teórica das amostras de solo.

Tabela 9. Amplitude de valores do teor de água das amostras de solo.

Profundidade	m_i		u		θ	
	1	n	1	n	1	n
Solo A						
0,20-0,30 m	0,4415	0,0927	0,3019	0,0634	0,4226	0,0888
0,50-0,60 m	0,4297	0,0125	0,2938	0,0085	0,4114	0,0120
0,80-0,90 m	0,4097	0,0069	0,2801	0,0047	0,4140	0,0070
Solo B						
0,20-0,30 m	0,4243	0,0108	0,2901	0,0074	0,4061	0,0104
0,50-0,60 m	0,3907	0,0023	0,2671	0,0016	0,4004	0,0024
0,80-0,90 m	0,3995	0,0072	0,2731	0,0049	0,4094	0,0047
Solo C						
0,20-0,30 m	0,5422	0,1323	0,3707	0,0905	0,4723	0,1152
0,50-0,60 m	0,5157	0,1078	0,3526	0,0737	0,4630	0,0968

m_i : massa de água após saturação das amostras (em kg); u: umidade em base de peso (em kg kg^{-1}); θ : umidade em base de volume (em $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$); 1: valor calculado com base na primeira pesagem das amostras após saturação e n: valor referente à última pesagem das amostras após secagem.

Na Tabela 10 são descritos os intervalos relevantes da variável independente X considerados para a previsão de valores da variável dependente Y utilizando as equações de regressão obtidas. Este intervalo corresponde a todos os valores referentes à variável X utilizados no desenvolvimento dos modelos de regressão para todas as amostras (LEVINE et al., 2013).

Tabela 10. Amplitude dos valores das variáveis envolvidas na determinação das funções de calibração.

Profundidade	X_1	X_n	Y_1	Y_n
Solo A				
0,20-0,30 m	1,511	0,630	0,4226	0,0888
0,50-0,60 m	1,464	0,504	0,4114	0,0120
0,80-0,90 m	1,433	0,534	0,4140	0,0070
Solo B				
0,20-0,30 m	1,283	0,530	0,4061	0,0104
0,50-0,60 m	1,098	0,542	0,4004	0,0024
0,80-0,90 m	1,049	0,555	0,4094	0,0047
Solo C				
0,20-0,30 m	1,585	0,628	0,4723	0,1152
0,50-0,60 m	1,552	0,653	0,4630	0,0968

X_1 e X_n : valor inicial e final de tensão elétrica de saída do sensor de umidade IRRIGAP (em volts, V) e Y_1 e Y_n : valor inicial e final da umidade volumétrica das amostras de solo (em $m^3 m^{-3}$).

4.4. Análise estatística dos dados

Nas Figuras 4 e 5 são apresentados os diagramas de dispersão referentes à relação entre valores de umidade volumétrica e os valores correspondentes de tensão elétrica de saída do sensor de umidade, para as três profundidades do perfil e para os três diferentes solos avaliados. Em função da distribuição dos pares ordenados de valores da variável independente X (tensão elétrica) e da variável dependente Y (umidade volumétrica) nos gráficos de dispersão, foram selecionados os modelos linear e polinomial de 2º grau (ou quadrático) para a representação da relação entre as mesmas. O número de observações utilizados na determinação das equações de regressão foi de 196, 171, 197 para o solo A e 195, 220 e 180 para o solo B, sendo os valores relativos às amostras equivalentes aos intervalos de 0,20-0,30 m, 0,50-0,60 m e 0,80-0,90 m. Um número maior de observações foi requerido para desenvolvimento dos modelos de regressão no solo de textura franco argilosa (solo C), devido a sua maior capacidade de retenção de água (282 e 270 para as camadas de 20-0,30 m e 0,50-0,60 m, respectivamente).

A escolha do modelo linear foi baseada na relação teórica associada ao fenômeno físico em estudo. Em estudo sobre a estimativa da umidade do solo a partir de sensores construídos com placas de cobre e diferentes materiais dielétricos, Borim e Pinto (2006), afirmam que o valor da capacitância do sensor varia linearmente com a permissividade elétrica do meio, considerando que tanto a distância entre as placas como a área das mesmas seja constante. Assim, em condição semelhante aos eletrodos em torno da haste do sensor IRRIGAP, que possuem distância fixa entre si, a resposta do equipamento está condicionada exclusivamente às variações ocorridas no meio dielétrico, neste caso o solo.

A relação linear entre umidade e potencial elétrico (em mV) foi evidenciada por Miranda et al. (2007), em estudo objetivando a calibração da sonda de capacitância ECH₂O para um Neossolo Quartzarênico. Neste mesmo trabalho, os autores obtiveram um modelo quadrático para a estimativa da umidade volumétrica em função da resposta do sensor, porém para um solo classificado como Cambissolo. Utilizando o mesmo sensor instalado em Argissolo e Cambissolo, Barbosa (2011) também obteve uma resposta quadrática para a estimativa da umidade volumétrica do solo, em concordância com o trabalho mencionado anteriormente. De forma semelhante, uma equação polinomial para o cálculo da umidade gravimétrica do solo (u, em %) com base na variação da voltagem de sensores capacitivos de confecção manual foi desenvolvida por Carmo e Biage (2002) em estudo objetivando a calibração destes, em condição de laboratório, para o monitoramento da irrigação em um Latossolo Vermelho Escuro distrófico.

Considerando outros métodos que utilizam a relação entre permissividade elétrica do solo e a sua umidade volumétrica, alguns estudos também apresentaram como resultados modelos não lineares para expressar a relação entre o conteúdo de água do solo e a resposta de sensores capacitivos. Cruz et al. (2010) estimaram uma curva potencial para a estimativa do teor de água, em um solo de textura arenosa, em função dos dados de frequência (em MHz) de um sensor com princípio capacitivo. De mesmo modo, porém em procedimentos de campo, modelos não lineares foram também propostos por Silva et al (2007) e Andrade Júnior et al. (2007) , para a curva de calibração da sonda Diviner 2000 (*Sentek Pty Ltd.*).

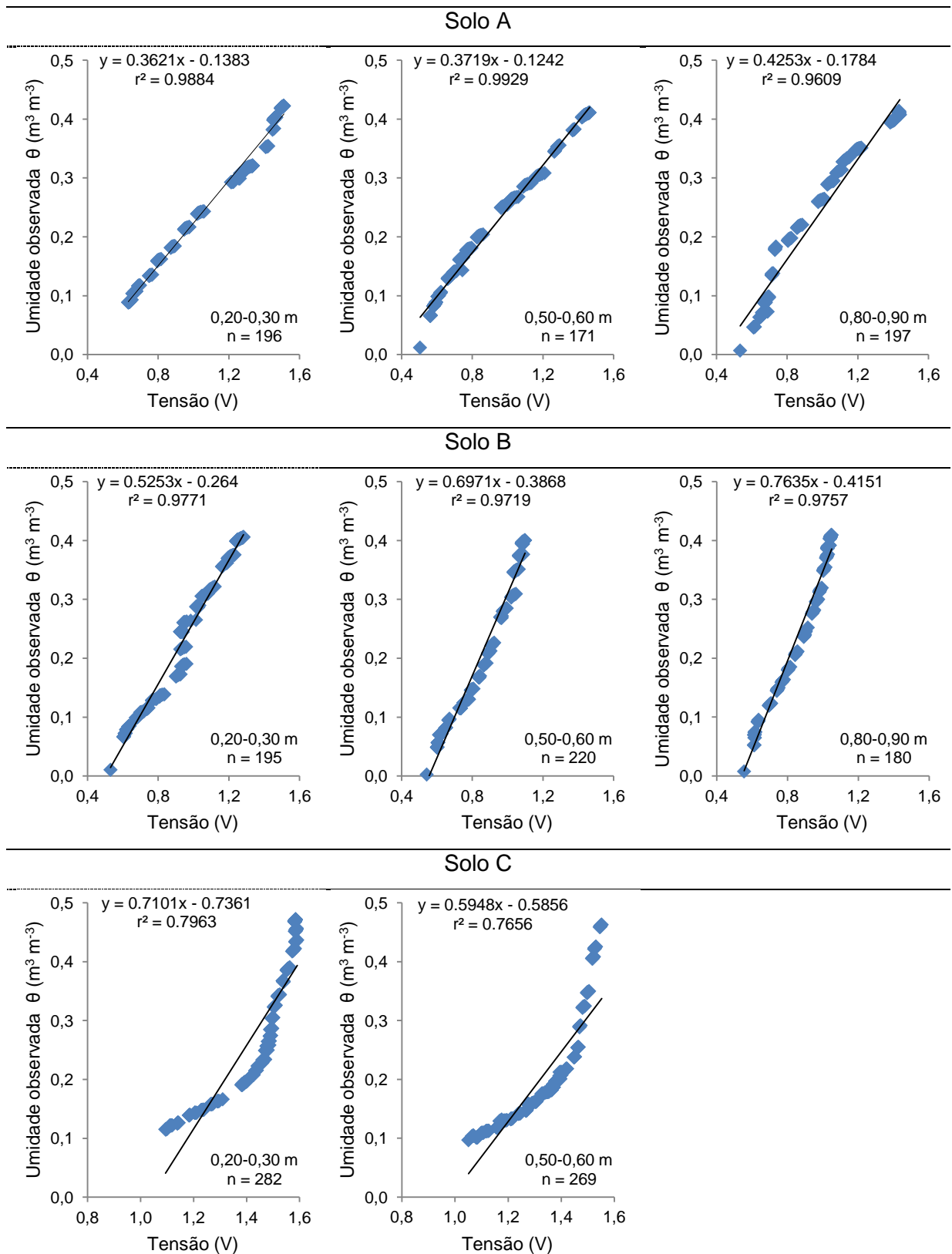


Figura 4. Gráficos de dispersão representando a relação entre valores de tensão elétrica de saída do sensor IRRIGAP e a variação de umidade do solo e linhas de previsão obtidas por modelo de regressão linear.

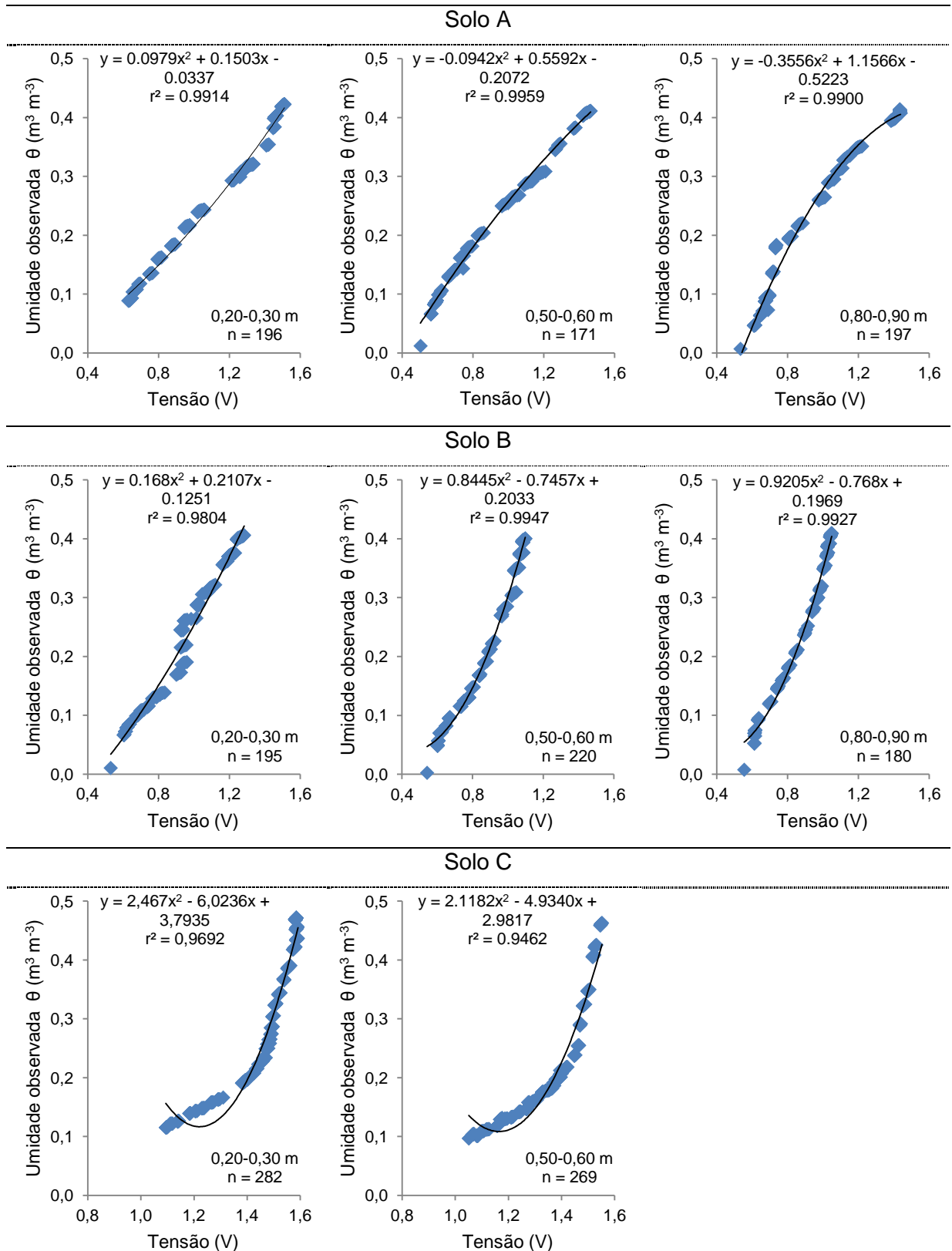


Figura 5. Gráficos de dispersão representando a relação entre valores de tensão elétrica de saída do sensor IRRIGAP e a variação de umidade do solo e linhas de previsão obtidas por modelo de regressão quadrático.

As equações de calibração do sensor capacitivo IRRIGAP, obtidas por modelo de regressão linear e quadrático, para os 3 intervalos de profundidade no perfil dos 3 solos de textura distintas são apresentadas na Tabela 11.

Tabela 11. Equações de regressão ajustadas para a estimativa de umidade do solo nas camadas individuais dos perfis a partir do uso do sensor de capacitância IRRIGAP.

Profundidade	Modelo linear	Modelo quadrático
Solo A		
0,20-0,30 m	$Y_i = - 0,1383 + 0,3621X_i$	$Y_i = - 0,0337 + 0,1503X_i + 0,0979X_i^2$
0,50-0,60 m	$Y_i = - 0,1242 + 0,3719X_i$	$Y_i = - 0,2072 + 0,5592X_i - 0,0942X_i^2$
0,80-0,90 m	$Y_i = - 0,1784 + 0,4253X_i$	$Y_i = - 0,5223 + 1,1566X_i - 0,3556X_i^2$
Solo B		
0,20-0,30 m	$Y_i = - 0,2640 + 0,5253X_i$	$Y_i = - 0,1251 + 0,2107X_i + 0,1680X_i^2$
0,50-0,60 m	$Y_i = - 0,3868 + 0,6971X_i$	$Y_i = 0,2033 - 0,7457X_i + 0,8445X_i^2$
0,80-0,90 m	$Y_i = - 0,4151 + 0,7635X_i$	$Y_i = 0,1969 - 0,7680X_i + 0,9205X_i^2$
Solo C		
0,20-0,30 m	$Y_i = - 0,7361 + 0,7101X_i$	$Y_i = 3,7935 - 6,0236X_i + 2,4670X_i^2$
0,50-0,60 m	$Y_i = - 0,5856 + 0,5948X_i$	$Y_i = 2,9817 - 4,9340X_i + 2,1182X_i^2$

Y_i : umidade em base de volume (θ , em $m^3 m^{-3}$) na i -ésima observação e X_i : resposta do sensor capacitivo IRRIGAP, em termos de tensão elétrica de saída (em volts, V) na i -ésima observação.

Nos modelos de regressão, os valores do intercepto b_0 equivalem ao valor estimado da umidade volumétrica quando a leitura de tensão do sensor for igual a 0,0 volts. Contudo, visto que em algumas equações este valor foi negativo e, admitindo-se que, no contexto do problema em estudo, não existe valor negativo para o teor de água no solo, além de não ter sido utilizado o valor de 0,0 V no intervalo de observações da variável independente X , a interpretação de b_0 torna-se difícil ou mesmo desnecessária para fins práticos (LEVINE et al, 2012). Destaca-se que um intercepto negativo ($b_0 < 0$) foi também determinado por Dorneles & Ruivaro (2012) em uma função de calibração obtida por modelo linear para a estimativa de umidade em Argissolo Vermelho-Amarelo e por Miranda et al. (2007), para um modelo linear referente a Neossolo Quartzarênico, ambos os estudos utilizando o sensor de umidade ECH₂O.

4.4.1. Medidas descritivas de variação e associação e inferências sobre os parâmetros dos modelos de regressão obtidos

Nas Tabelas 12 e 13 são apresentados os valores de variação dos modelos de regressão linear e quadrático pela abordagem do quadro de análise de variância, elaborado a partir da partição da soma de quadrados (SQ) e do número de graus de liberdade associados (GL).

Considerando o ajuste linear, avaliou-se a significância do modelo de regressão como um todo a partir do teste F para o parâmetro β_1 , com 1 e $n - 2$ graus de liberdade, assumindo um nível de significância de 95% ($\alpha = 0,05$). Devido aos valores da estatística do teste F calculados para os modelos terem sido superiores aos respectivos valores críticos para a distribuição de F ($F > F_\alpha$), concluiu-se que a variável independente X (resposta do sensor, em termos de tensão elétrica) apresenta relação estatisticamente significativa com a variável dependente Y (umidade volumétrica do solo) sendo rejeitada a hipótese de nulidade para a inclinação β_1 ($H_0: \beta_1 = 0$).

Os valores críticos de F calculados, considerando os modelos lineares ($k = 1$) foram: 3,8898, 3,8971, 3,8896 para as funções relacionadas à sequência de amostras do solo A; 3,8901, 3,8845 e 3,8942 para o solo B; 3,8749 e 3,8764 para as equações do solo C. Estes valores foram obtidos a partir da função do Microsoft Excel `=INVF("prob";"k";"n-k-1")`, onde "prob" diz respeito ao nível de significância adotado (neste caso 0,05), "k" significa o número de variáveis de modelo e "n" o número de observações considerado em cada amostra.

A significância da relação entre as variáveis utilizadas nos modelos lineares também foi confirmada pela interpretação do valor do F de significação (valor-p), dado pela ferramenta de análise de dados componente do Microsoft Excel. Este valor foi inferior ao nível de significância estipulado $\alpha = 0,05$ (valor-p $< \alpha$) e muito próximo de zero, evidenciando, igualmente, a rejeição da hipótese nula para a inclinação β_1 .

De forma semelhante ao modelo linear, o teste F para a significância do modelo de regressão quadrático demonstrou uma relação estatisticamente significativa entre as variáveis, confirmando a hipótese alternativa para os parâmetros ($H_1: \beta_1$ e/ou $\beta_2 \neq 0$), considerando o nível de significância de 95% ($\alpha =$

0,05), com 2 e $n - 2$ graus de liberdade. Isto se confirmou pelos mesmos motivos verificados pela análise de variância efetuada para os modelos lineares. Assim, os valores críticos da distribuição F para a referida significância e número de graus de liberdade associados foram inferiores aos valores obtidos pela razão entre o quadrado médio da regressão pelo quadrado médio dos erros em todos os modelos ($F > F_{\alpha}$). Levando-se em conta os modelos quadráticos ($k = 2$) foram obtidos os seguintes valores críticos de F: 3,0427, 3,0498 e 3,0425 para as equações relativas à sequência dos intervalos de profundidade do solo A; 3,0430, 3,0375 e 3,0470 para aquelas referentes ao solo B e 3,0281 e 3,0296 para os modelos do solo C.

Além disso, a rejeição da hipótese de nulidade ($H_0: \beta_1 = \beta_2 = 0$) foi confirmada pelo motivo de o valor do F de significação (valor-p) para os modelos quadráticos ser próximo de zero e abaixo do valor de significância $\alpha = 0,05$ conforme os valores descritos na Tabela 13.

Tabela 12. Análise de variância dos modelos lineares ajustados à relação entre os valores observados de θ em função da variação de tensão elétrica do sensor.

Profundidade	FV	GL	SQ	MQ	F	F significação
Solo A – ANOVA Modelo linear						
0,20-0,30 m	Regressão	1	2,4825	2,4825	16544,8367	$9,4493.10^{-190}$
	Resíduo	194	0,0291	0,0002		
	Total	195	2,5116			
0,50-0,60 m	Regressão	1	2,4018	2,4018	23507,0602	$2,6072.10^{-183}$
	Resíduo	169	0,0173	0,0001		
	Total	170	2,4191			
0,80-0,90 m	Regressão	1	3,1796	3,1796	4798,4293	$2,8145.10^{-139}$
	Resíduo	195	0,1292	0,0007		
	Total	196	3,3089			
Solo B – ANOVA Modelo linear						
0,20-0,30 m	Regressão	1	2,7296	2,7296	8216,9878	$3,7767.10^{-160}$
	Resíduo	193	0,0641	0,0003		
	Total	194	2,7937			
0,50-0,60 m	Regressão	1	3,2234	3,2234	7540,7913	$4,3909.10^{-171}$
	Resíduo	218	0,0932	0,0004		
	Total	219	3,3166			
0,80-0,90 m	Regressão	1	2,7336	2,7336	7143,2320	$1,3207.10^{-145}$
	Resíduo	178	0,0681	0,0004		
	Total	179	2,8017			
Solo C – ANOVA Modelo linear						
0,20-0,30 m	Regressão	1	3,0896	3,0896	1094,5386	$9,7095.10^{-99}$
	Resíduo	280	0,7904	0,0028		
	Total	281	3,8800			
0,50-0,60 m	Regressão	1	1,7700	1,7700	872,2681	$4,2215.10^{-86}$
	Resíduo	267	0,5418	0,0020		
	Total	268	2,3119			

FV: fontes de variação; GL: número de graus de liberdade; SQ: soma de quadrados; MQ: quadrado médio; F: coeficiente calculado pela distribuição F e F significação: nível de significação para F.

Tabela 13. Análise de variância dos modelos quadráticos ajustados à relação entre os valores observados de θ em função da variação de tensão elétrica do sensor.

Profundidade	FV	GL	SQ	MQ	F	F significação
Solo A – ANOVA Modelo quadrático						
0,20-0,30 m	Regressão	2	2,4900	1,2450	11109,4473	$5,4337.10^{-200}$
	Resíduo	193	0,0216	0,0001		
	Total	195	2,5116			
0,50-0,60 m	Regressão	2	2,4092	1,2046	20452,2679	$2,4415.10^{-201}$
	Resíduo	168	0,0099	0,0001		
	Total	170	2,4191			
0,80-0,90 m	Regressão	2	3,2759	1,6379	9632,0108	$7,4851.10^{-195}$
	Resíduo	194	0,0330	0,0002		
	Total	196	3,3089			
Solo B – ANOVA Modelo quadrático						
0,20-0,30 m	Regressão	2	2,7389	1,3694	4796,6808	$1,2634.10^{-164}$
	Resíduo	192	0,0548	0,0003		
	Total	194	2,7937			
0,50-0,60 m	Regressão	2	3,2992	1,6496	20544,4860	$4,6611.10^{-248}$
	Resíduo	217	0,0174	0,0001		
	Total	219	3,3166			
0,80-0,90 m	Regressão	2	2,7814	1,3907	12117,9448	$4,3786.10^{-190}$
	Resíduo	177	0,0203	0,0001		
	Total	179	2,8017			
Solo C – ANOVA Modelo quadrático						
0,20-0,30 m	Regressão	2	3,7604	1,8802	4384,4276	$1,6737.10^{-211}$
	Resíduo	279	0,1196	0,0004		
	Total	281	3,8800			
0,50-0,60 m	Regressão	2	2.1875	1.0937	2339.0651	$1.5678.10^{-169}$
	Resíduo	266	0.1244	0.0005		
	Total	268	2.3119			

FV: fontes de variação; GL: número de graus de liberdade; SQ: soma de quadrados; MQ: quadrado médio; F: coeficiente calculado pela distribuição F e F significação: nível de significação para F.

Nas Tabelas 14 e 15 estão descritos isoladamente os valores dos parâmetros das equações de regressão estimados para os modelos lineares e quadráticos. Também são apresentados os valores do erro padrão além da estatística do teste t (Stat t) e do valor-p calculados para o teste de hipóteses dos estimadores dos parâmetros das funções de calibração.

Analisando-se o teste t para os parâmetros do modelo de regressão, considerando a equação do modelo linear determinada para a relação entre as variáveis em todas as amostras dos três tipos de solo, foram obtidos valores absolutos (Stat t), relacionados aos parâmetros b_1 , superiores aos valores críticos de t ao nível de significância de 95% ($\alpha = 0,05$), com $n - 2$ graus de liberdade.

Levando-se em conta os modelos lineares ($k = 1$) determinados a partir do conjunto de pares ordenados de dados das variáveis X e Y referentes às amostras coletadas no solo A, estes valores críticos de t foram correspondentes a 1,9723 (0,20-0,30 m), 1,9741 (0,50-0,60 m) e 1,9722 (0,80-0,90 m), equivalentes a $196 - 2$, $171 - 2$ e $197 - 2$ graus de liberdade, respectivamente. Para o solo B, os valores foram iguais a 1,9723 (0,20-0,30 m), 1,9709 (0,50-0,60 m) e 1,9734 (0,80-0,90 m) equivalentes a $195 - 2$, $220 - 2$ e $180 - 2$ graus de liberdade; e para o solo C, t crítico foi igual a 1,9685 (0,20-0,30 m) e 1,9689 (0,50-0,60 m) para $282 - 2$ e $270 - 2$ graus de liberdade, nesta ordem. Desta forma, rejeitou-se a hipótese de nulidade para a inclinação ($H_0: \beta_1 = 0$), comprovando a existência da relação linear estatisticamente significativa entre as variáveis. Esta conclusão também se verificou pela magnitude do valor-p, correspondente aos valores de b_1 em todos os modelos, ter sido próxima de zero, sendo inferior ao nível de significância $\alpha = 0,05$. Os valores de t foram dados pela função do Microsoft Excel =*INVT*("prob";"n-k-1"), onde "prob" diz respeito ao nível de significância adotado (neste caso 0,05), "k" significa o número de variáveis de modelo e "n" o número de observações nas amostras.

Ainda considerando os modelos lineares, a sua significância pode ser confirmada quanto à estimativa do intervalo de confiança para a inclinação β_1 a partir da inclinação da amostra b_1 . Para este intervalo foram obtidos os seguintes valores, assumindo 95% de confiança e a partir da distribuição t, com $n - 2$ graus de liberdade: para o solo A, $0,3566 \leq \beta_1 \leq 0,3677$, $0,3671 \leq \beta_1 \leq 0,3767$, $0,4132 \leq \beta_1 \leq 0,4374$; e para o solo B estes foram $0,5139 \leq \beta_1 \leq 0,5368$, $0,6812 \leq \beta_1 \leq 0,7129$, $0,7457 \leq \beta_1 \leq 0,7813$. Os intervalos corresponderam aos valores de β_1 das equações referentes aos intervalos de 0,20-0,30, 0,50-0,60 e 0,80-0,90 m do solo C foram

iguais a $0,6678 \leq \beta_1 \leq 0,7523$ e $0,5545 \leq \beta_1 \leq 0,6340$. Como afirmado por Levine et al (2013), devido a estes valores do intervalo de confiança serem maiores que zero, foi possível concluir que a relação linear foi estatisticamente significativa.

Tabela 14. Parâmetros das equações de regressão estimados para os modelos lineares.

Profundidade	Parâmetro	Coefficientes	Erro padrão	Stat t	Valor-p
Solo A – Modelo linear ($Y_i = b_0 + b_1X_i$)					
0,20-0,30 m	b_0	-0,1383	0,0034	-41,1574	$8,4514 \cdot 10^{-98}$
	b_1	0,3621	0,0028	128,6267	$9,4493 \cdot 10^{-190}$
0,50-0,60 m	b_0	-0,1242	0,0024	-52,3517	$2,2986 \cdot 10^{-106}$
	b_1	0,3719	0,0024	153,3201	$2,6072 \cdot 10^{-183}$
0,80-0,90 m	b_0	-0,1784	0,0064	-27,8049	$9,0193 \cdot 10^{-70}$
	b_1	0,4253	0,0061	69,2707	$2,8145 \cdot 10^{-139}$
Solo B – Modelo linear ($Y_i = b_0 + b_1X_i$)					
0,20-0,30 m	b_0	-0,2640	0,0056	-47,0392	$1,1047 \cdot 10^{-107}$
	b_1	0,5253	0,0058	90,6476	$3,7767 \cdot 10^{-160}$
0,50-0,60 m	b_0	-0,3868	0,0072	-53,5937	$1,6975 \cdot 10^{-127}$
	b_1	0,6971	0,0080	86,8377	$4,3909 \cdot 10^{-171}$
0,80-0,90 m	b_0	-0,4151	0,0080	-52,1528	$8,9444 \cdot 10^{-110}$
	b_1	0,7635	0,0090	84,5176	$1,3207 \cdot 10^{-145}$
Solo C – Modelo linear ($Y_i = b_0 + b_1X_i$)					
0,20-0,30 m	b_0	-0,7361	0,0309	-23,7991	$3,2072 \cdot 10^{-69}$
	b_1	0,7101	0,0215	33,0838	$9,7095 \cdot 10^{-99}$
0,50-0,60 m	b_0	-0,5856	0,0269	-21,7921	$3,4092 \cdot 10^{-61}$
	b_1	0,5948	0,0201	29,5342	$4,2215 \cdot 10^{-86}$

Tabela 15. Parâmetros das equações de regressão estimados para os modelos polinomiais.

Profundidade	Parâmetro	Coeficientes	Erro padrão	Stat t	Valor-p
Solo A – Modelo quadrático ($Y_i = b_0 + b_1X_i + b_2X_i^2$)					
0,20-0,30 m	b_0	-0,0337	0,0131	-2,5682	$1,0978.10^{-2}$
	b_1	0,1503	0,0260	5,7755	$3,0277.10^{-8}$
	b_2	0,0979	0,0120	8,1700	$3,9733.10^{-14}$
0,50-0,60 m	b_0	-0,2072	0,0076	-27,1375	$2,6460.10^{-63}$
	b_1	0,5592	0,0168	33,2082	$1,0069.10^{-75}$
	b_2	-0,0942	0,0084	-11,1882	$4,5419.10^{-22}$
0,80-0,90 m	b_0	-0,5223	0,0148	-35,2453	$2,8487.10^{-86}$
	b_1	1,1566	0,0309	37,4313	$1,0757.10^{-90}$
	b_2	-0,3556	0,0149	-23,7878	$2,0243.10^{-59}$
Solo B – Modelo quadrático ($Y_i = b_0 + b_1X_i + b_2X_i^2$)					
0,20-0,30 m	b_0	-0,1251	0,0249	-5,0278	$1,1339.10^{-6}$
	b_1	0,2107	0,0554	3,8027	$1,9219.10^{-4}$
	b_2	0,1680	0,0294	5,7064	$4,3161.10^{-8}$
0,50-0,60 m	b_0	0,2033	0,0195	10,4452	$5,9429.10^{-21}$
	b_1	-0,7457	0,0471	-15,8336	$4,7972.10^{-38}$
	b_2	0,8445	0,0275	30,7178	$5,8387.10^{-81}$
0,80-0,90 m	b_0	0,1969	0,0303	6,4988	$7,9519.10^{-10}$
	b_1	-0,7680	0,0752	-10,2128	$1,5227.10^{-19}$
	b_2	0,9205	0,0451	20,4095	$2,2288.10^{-48}$
Solo C – Modelo quadrático ($Y_i = b_0 + b_1X_i + b_2X_i^2$)					
0,20-0,30 m	b_0	3,7935	0,1152	32,9397	$3,8207.10^{-98}$
	b_1	-6,0236	0,1705	-35,3355	$5,1844.10^{-105}$
	b_2	2,4670	0,0624	39,5486	$2,1485.10^{-116}$
0,50-0,60 m	b_0	2,9817	0,1201	24,8291	$3,1363.10^{-71}$
	b_1	-4,9340	0,1853	-26,6276	$5,3416.10^{-77}$
	b_2	2,1182	0,0709	29,8783	$5,5692.10^{-87}$

Realizando-se o teste de hipóteses para verificar a contribuição do efeito quadrático no modelo de regressão que prevê a umidade volumétrica do solo com base na medida de tensão exibida pelo sensor IRRIGAP, utilizando o teste t ao nível

de significância de 0,05 e $n - 2$ graus de liberdade, viu-se que os valores absolutos calculados de t foram também superiores aos respectivos valores de t crítico, considerando o coeficiente β_2 das equações de regressão. Para $k = 2$, pela adição da variável independente X_i^2 , foram obtidos os seguintes valores críticos de t , referentes à sequência de amostras de cada solo: 1,9723, 1,9742 e 1,9723 (solo A); 1,9724, 1,9710 e 1,9735 (solo B); 1,985 e 1,9689 (solo C).

Desta forma, viu-se que o efeito quadrático foi significativo para todos os modelos obtidos, pois foi rejeitada a hipótese de nulidade ($H_0: \beta_2 = 0$) para este, sendo o modelo apropriado para representar a relação entre as variáveis. De mesmo modo como ocorrido no teste de hipóteses da inclinação β_1 nos modelos lineares, a significância do modelo quadrático também se confirmou devido ao valor- p calculado para o coeficiente β_2 ser inferior ao nível de significância adotado $\alpha = 0,05$ em todas as equações.

Quanto às medidas de associação, foi observado que o grau de correlação entre as variáveis numéricas estudadas – dado pelo coeficiente de correlação de Pearson no modelo de regressão linear simples e pelo coeficiente de correlação múltipla, considerando o modelo quadrático, ambos denotados por r – assumiram valores acima de 0,90 (90%), demonstrando a relevância da relação entre as variáveis em estudo. Esta correlação observada foi classificada como positiva ($0 < r < 1$), devido à variação da tensão elétrica e umidade volumétrica do solo ser diretamente proporcional. Assim, valores crescentes da variável X foram relacionados a valores crescentes da variável Y . Isto se confirma pelo fato de a permissividade dielétrica do solo, a qual explica o princípio de funcionamento do sensor, estar relacionada principalmente à quantidade de água presente no substrato, dada à variação da constante dielétrica (K) das frações constituintes do solo. Como afirmado por Silva et al. (2008), para o ar, K é praticamente igual a do vácuo, ou seja, igual a 1; para um solo seco, K normalmente varia de 2 a 5, enquanto para água seu valor é de aproximadamente 81. Deste modo, a correlação positiva se explica pela razão de o sensor capacitivo IRRIGAP utilizar a variação da capacitância para a medida da permissividade dielétrica do substrato, a qual é influenciada, em grande parte, pelo seu conteúdo de água.

Para o modelo linear, obtiveram-se os valores do coeficiente de correlação r de 0,9942, 0,9964, 0,9803 (solo A); 0,9885, 0,9859, 0,9878 (solo B), em relação às equações correspondentes aos intervalos de profundidade de 0,20-0,30, 0,50-0,60 e

0,80-0,90 m, respectivamente e 0,8924 e 0,8750 (solo C). Considerando o modelo polinomial, estes valores foram: 0,9957, 0,9980, 0,9950 (solo A) e 0,9901, 0,9974, 0,9964 (solo B), para a mesma sequência dos três intervalos de profundidade do perfil. Para o solo C, os valores de r foram 0,9845 e 0,9727 para os intervalos de 0,20-0,30, 0,50-0,60 m, nesta ordem.

Desta forma, referindo-se ao modelo de regressão quadrático, os valores de r foram superiores em comparação àqueles calculados para o ajuste linear. Contudo, os dois modelos selecionados estão associados a valores de r próximos de 1,00, explicando adequadamente a relação entre as variáveis, indicando que as curvas obtidas ajustam-se com exatidão ao conjunto de dados.

Ainda abordando o coeficiente de correlação, nos modelos lineares, a evidência de uma relação estatisticamente significativa entre as variáveis X e Y foi verificada pela aplicação do teste t ao coeficiente r , assumindo um nível de significância de 95% ($\alpha = 0,05$) e $n - 2$ graus de liberdade. Foram obtidos valores da estatística do teste t calculados superiores aos valores críticos da distribuição t nas condições supracitadas.

A partir da razão entre a soma dos quadrados da regressão e a soma de quadrados total, dados no quadro de análise de variância, o coeficiente de determinação r^2 calculado foi de 0,9884, 0,9929, 0,9609 (solo A); 0,9771, 0,9719, 0,9759 (solo B), considerando o modelo linear simples, na sequência das três profundidades analisadas. Para ao solo C, os valores do coeficiente r^2 foram de 0,7963 e 0,7656 para as equações referentes às camadas de 0,20-0,30 e 0,50-0,60, respectivamente. Entretanto, assumindo um modelo polinomial, os valores de r^2 foram maiores em relação àqueles determinados para o modelo anterior, os quais foram os seguintes: 0,9914, 0,9959, 0,9900 (solo A); 0,9804, 0,9947, 0,9927 (solo B) e 0,9692 e 0,9462 (solo C). O coeficiente de determinação r^2 representou a proporção da variação em Y que foi explicada pela variável independente X no modelo de regressão (LEVINE et al., 2013). Desta forma, afirma-se que grande parte da variação da umidade volumétrica do solo pode ser caracterizada pela variabilidade da medida de tensão elétrica do sensor IRRIGAP.

Analisando-se o coeficiente de determinação ajustado (r^2_{ajustado}), levando em conta os modelos quadráticos, devido à inclusão da uma nova variável independente (X_i^2), os valores encontrados foram reduzidos em comparação aos valores do coeficiente de determinação r^2_{ajustado} . Para os modelos de regressão polinomial

determinados para a previsão da umidade das amostras de solo, obtiveram-se os seguintes valores aproximados de r^2_{ajustado} : 0,9913, 0,9959, 0,9899 (solo A), 0,9802, 0,9947, 0,9927 (solo B), em relação aos intervalos de 0,20-0,30 m, 0,50-0,60m e 0,80-0,90 m, respectivamente, para ambos os solos. Para o solo C, os valores de r^2_{ajustado} obtidos foram de 0,9689 e 0,9451 para os modelos representativos das camadas de 0,20-0,30 m e 0,50-0,60m. Contudo, como mencionado anteriormente, sendo o efeito quadrático significativo, ou seja, devido ao poder explicativo da variável X_i^2 adicionada ao modelo, bem como em razão do tamanho da amostra, ou seja, do número de observações em cada ensaio, a redução nos valores de r^2_{ajustado} foi considerada mínima.

Para o erro padrão da estimativa (S_{YX}), o qual representa um indicador da variação em torno da linha de previsão (LEVINE et al., 2012), ou seja, a diferença típica entre os valores de umidade volumétrica medida e estimada pelos modelos de regressão, foram obtidos os seguintes valores, para os modelos lineares e na sequência dos intervalos de profundidade: $1,2249 \cdot 10^{-2}$, $1,0108 \cdot 10^{-2}$ e $2,5742 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ para o solo A; $1,8226 \cdot 10^{-2}$, $2,0675 \cdot 10^{-2}$ e $1,9562 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ para o solo B e, para o solo C, $5,3130 \cdot 10^{-2}$ e $4,5047 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. Considerando as funções quadráticas, os valores determinados para o erro padrão da estimativa foram: $1,0586 \cdot 10^{-2}$, $7,6745 \cdot 10^{-3}$ e $1,3040 \cdot 10^{-2}$ para as funções referentes às camadas subsequentes do solo A; $1,6897 \cdot 10^{-2}$, $8,9603 \cdot 10^{-3}$ e $1,0713 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ para o solo B e $2,0708 \cdot 10^{-2}$ e $2,1624 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ para o solo C. Foi possível perceber uma redução nos valores de S_{YX} relacionados a previsão da umidade volumétrica por meio das funções quadráticas, principalmente no solo C, visto que um ajuste não linear entre as variáveis foi mais adequado nestes ensaios.

4.4.2. Validação dos modelos de regressão obtidos

As Tabelas 22, 23 e 24 (Apêndices A, B e C), apresentam os resultados quanto aos índices de desempenho estatístico considerados para a avaliação comparativa de ambos os modelos adotados para a estimativa da umidade do solo. Em termos gerais, verificou-se que tanto o modelo linear quanto o quadrático foram capazes de representar a relação existente entre a variação de tensão elétrica do sensor

IRRIGAP em função da umidade volumétrica dos solos em estudo. Contudo, um melhor ajuste foi obtido ao se considerar a função polinomial para esta estimativa, principalmente as equações desenvolvidas para os intervalos de profundidade do solo de textura franco argilosa (solo C), devido a forma de distribuição, no gráfico de dispersão, dos pontos correspondentes às observações dos valores das variáveis envolvidas. A adoção dos modelos curvilíneos elaborados para os ensaios relativos ao solo C foi influenciada pela textura do solo, devido à um maior teor de argila, além da mineralogia, pelo predomínio de argilominerais 2:1, que conferiu características particulares ao solo em função do seu conteúdo de água. A influência do teor de argila é relatada por Bohl & Roth et al (1994) apud Santos et al. (2010), os quais relatam a presença de um comportamento anormal da constante dielétrica da água em contato com partículas coloidais (argila e matéria orgânica). Kaiser et al. (2010) verificaram o aumento da constante dielétrica do meio para os mesmos teores de umidade volumétrica proporcional ao aumento do teor de argila e de óxidos de ferro do solo. A exigência de calibração específica para solos com alto teor de argila e Fe é também confirmada por Villwock (2004) em trabalho de calibração de sondas TDR em um Latossolo Vermelho distroférico. Desta forma, se confirma a necessidade de calibrações distintas para o sensor capacitivo IRRIGAP em função da composição granulométrica e mineralogia dos solos monitorados.

Quanto aos parâmetros b_0 e b_1 , estimados por meio do método dos mínimos quadrados, do modelo de regressão linear determinado para a relação entre os valores observados (O_i , variável independente X_i) e simulados (P_i , variável dependente Y_i), foram obtidos valores próximos a 0 (zero) para o intercepto b_0 e próximos de 1 (um) para a inclinação b_1 , comprovando a qualidade da capacidade de previsão das equações de calibração, pois ambas as funções reproduzem com exatidão considerável a magnitude das observações empíricas (WILLMOTT, 1981). As Figuras 6 e 7 expressam os gráficos de dispersão referentes ao conjunto de dados de umidade volumétrica observada e estimada pelas equações de regressão obtidas.

Foi observado que, em relação à exatidão dos modelos, avaliada pelo índice de concordância d , as equações de previsão, determinadas tanto por função linear quanto quadrática, estão associadas a valores superiores a 0,90 ou 90,0% (sendo o menor valor obtido igual 0,9609), em referência aos ensaios correspondentes aos solos A e B. Contudo, levando-se em conta estes mesmos solos e comparando-se

os resultados do índice d calculados para o modelo linear e para o modelo quadrático, verificou-se que os valores do índice de concordância para o primeiro foram inferiores quando confrontados com aqueles determinados para o segundo. Portanto, considerando os solos de textura areia franca e franco arenosa e (solos A e B), a função quadrática apresentou uma maior exatidão quanto à previsão da umidade volumétrica em função da variação da tensão elétrica do sensor, porém, de modo a simplificar o modelo, a função linear também pode ser utilizada. A concordância avaliada para as equações referentes ao solo C apresentou o mesmo comportamento em relação aos solos de textura arenosa.

Dados os valores do índice c superiores a 0,85 ($c > 0,85$), o desempenho dos modelos de previsão da umidade foi classificado como “ótimo” para os solos A e B. Porém, os valores do índice de desempenho referentes às equações lineares desenvolvidos para a previsão de θ em ambas as amostras no solo C receberam a classificação “muito bom”, sendo inseridos no intervalo de $0,75 < c \leq 0,85$. Entretanto, os valores do índice c foram superiores quando considerado o ajuste proporcionado pelo efeito quadrático dos modelos curvilíneos, sendo estes os mais adequados para a estimativa da umidade no solo de textura franco argilosa.

Os valores da raiz quadrada do erro médio quadrático (RMSE) referentes à estimativa da umidade volumétrica com base em equações lineares foram de $1,2187 \cdot 10^{-2}$, $1,0049 \cdot 10^{-2}$ e $2,5611 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ para a estimativa da umidade nas camadas do solo A; $1,8132 \cdot 10^{-2}$, $2,0581 \cdot 10^{-2}$ e $1,9453 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$; para o solo B e $5,2941 \cdot 10^{-2}$ e $4,5020 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ para as camadas do solo C. Por sua vez, o ajuste por equações polinomiais de segundo grau permitiu uma redução nos valores de RMSE, sendo obtido os seguintes: $1,0505 \cdot 10^{-2}$, $7,6069 \cdot 10^{-3}$ e $1,2941 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ para o solo A; $1,6766 \cdot 10^{-2}$, $8,8993 \cdot 10^{-3}$ e $1,0623 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ para o solo B; $2,0598 \cdot 10^{-2}$ e $2,1605 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ para o solo C. Assim, a exemplo dos demais parâmetros da avaliação comparativa do desempenho dos modelos de regressão, esta redução no RMSE foi mais acentuada nos valores correspondentes aos modelos determinados para o solo C. Isso se deu, novamente, em razão das funções quadráticas representarem melhor a relação entre os dados observados em comparação ao modelo linear.

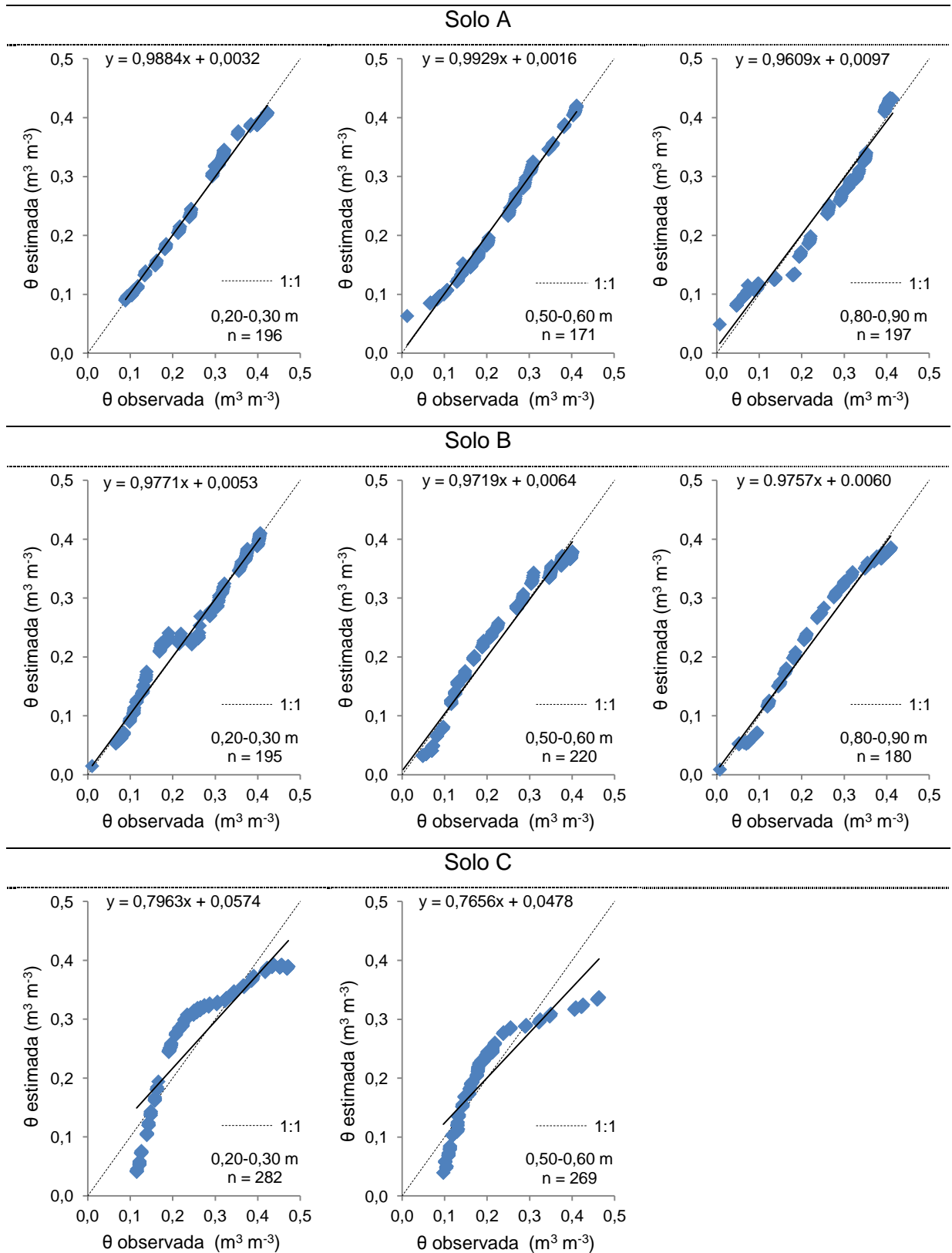


Figura 6. Gráficos de dispersão representando a relação entre valores de umidade volumétrica observados e simulados a partir dos modelos lineares.

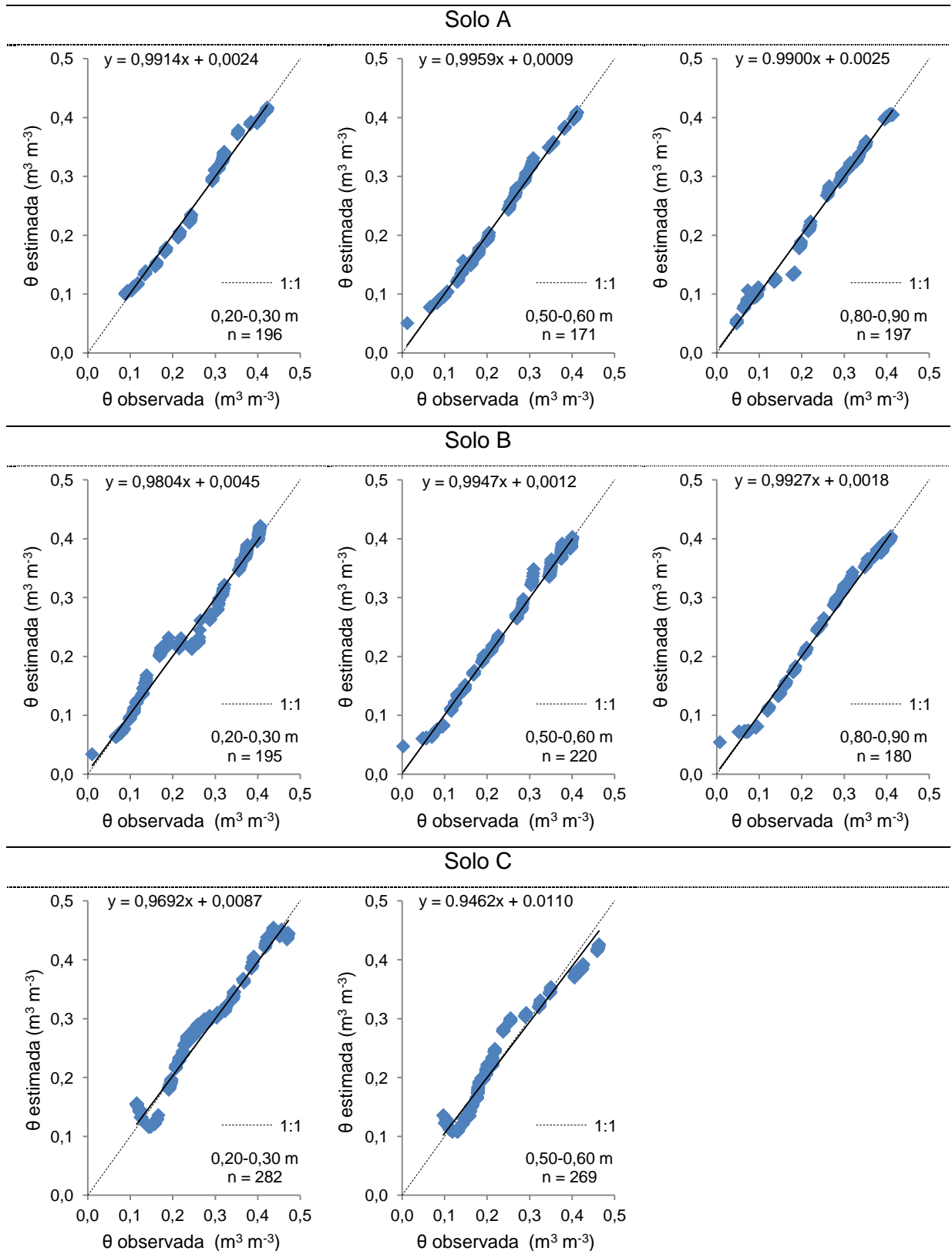


Figura 7. Gráficos de dispersão representando a relação entre valores de umidade volumétrica observados e simulados a partir dos modelos quadráticos.

A Tabela 16 apresenta a variação percentual entre o RMSE determinado com base nos modelos individuais lineares e quadráticos para todas as amostras de solo. Estes resultados demonstram que a estimativa da umidade volumétrica dos solos em estudo utilizando os modelos de regressão desenvolvidos para o sensor IRRIGAP, está associada a valores reduzidos do erro médio.

Verificou-se que a maior proporção do erro médio quadrático (MSE) (ver Apêndices D, E e F) relacionada tanto aos modelos lineares quanto aos quadráticos foi associada a sua porção não sistemática (MSE_u/MSE), assumindo valores de $9,8841 \cdot 10^{-1}$ (98,8410%), $9,9286 \cdot 10^{-1}$ (99,2862%) e $9,6095 \cdot 10^{-1}$ (96,0949%) para o solo A; $9,7705 \cdot 10^{-1}$ (97,7051%), $9,7190 \cdot 10^{-1}$ (97,1903%) e $9,7569 \cdot 10^{-1}$ (97,5687%) para o solo B; $7,9630 \cdot 10^{-1}$ (79,6295%), $7,6357 \cdot 10^{-1}$ (76,3566%) para o solo C.

Tabela 16. Variação percentual entre os valores de RMSE obtidos pelos modelos de regressão linear e quadrático.

Profundidade	RMSE ($m^3 m^{-3}$)			↓ (%)
	Modelo 1	Modelo 2	Δ	
Solo A				
0,20-0,30 m	$1,2187 \cdot 10^{-2}$	$1,0505 \cdot 10^{-2}$	$1,6819 \cdot 10^{-3}$	13,8012
0,50-0,60 m	$1,0049 \cdot 10^{-2}$	$7,6069 \cdot 10^{-3}$	$2,4420 \cdot 10^{-3}$	24,3010
0,80-0,90 m	$2,5611 \cdot 10^{-2}$	$1,2941 \cdot 10^{-2}$	$1,2670 \cdot 10^{-2}$	49,4718
Solo B				
0,20-0,30 m	$1,8132 \cdot 10^{-2}$	$1,6766 \cdot 10^{-2}$	$1,3661 \cdot 10^{-3}$	7,5342
0,50-0,60 m	$2,0581 \cdot 10^{-2}$	$8,8993 \cdot 10^{-3}$	$1,1682 \cdot 10^{-2}$	56,7593
0,80-0,90 m	$1,9453 \cdot 10^{-2}$	$1,0623 \cdot 10^{-2}$	$8,8302 \cdot 10^{-3}$	45,3916
Solo C				
0,20-0,30 m	$5,2941 \cdot 10^{-2}$	$2,0598 \cdot 10^{-2}$	$3,2343 \cdot 10^{-2}$	61,0929
0,50-0,60 m	$4,5020 \cdot 10^{-2}$	$2,1605 \cdot 10^{-2}$	$2,3415 \cdot 10^{-2}$	52,0103

Modelo 1: linear; modelo 2: quadrático; Δ: variação ou diferença entre os valores máximos e mínimos de RMSE; ↓ (%): variação percentual, em termos de redução ou diferença, entre os entre os valores máximos e mínimos de RMSE.

Em relação às funções quadráticas, a proporção entre valores de MSE_u e MSE foi superior em comparação aos modelos lineares, assumindo valores de $9,9139 \cdot 10^{-1}$ (99,1389%), $9,9591 \cdot 10^{-1}$ (99,5910%) e $9,9003 \cdot 10^{-1}$ (99,0030%) para a sequência de equações referentes ao solo A; $9,8038 \cdot 10^{-1}$ (98,0379%), $9,9475 \cdot 10^{-1}$ (99,4747%) e $9,9275 \cdot 10^{-1}$ (99,2750%) para o solo B e $9,6916 \cdot 10^{-1}$ (96,9164%) e $9,4555 \cdot 10^{-1}$

(94,5549%) para o solo C. Desta forma, grande parte dos erros atribuídos a simulação da umidade volumétrica do solo, ou seja, as flutuações nas medidas previstas, estão relacionados a causas não controláveis, as quais não são explicadas pelos modelos de regressão. Tais causas podem ser relacionadas a fatores ambientais que influenciam a estimativa da umidade do solo com base na sua permissividade a partir do uso de sensores capacitivos, a exemplo das variações de temperatura deste meio. Como comprovado por Baumhardt et al. (2000), em estudo objetivando a calibração da sonda capacitiva EnviroSCAN, existe efeito da temperatura do solo nas variações da permissividade elétrica do mesmo e, conseqüentemente, nas medidas da umidade do substrato realizadas a partir deste parâmetro. Devido a este motivo, os autores concluem que as flutuações na temperatura do solo devem ser consideradas na interpretação dos valores estimados de umidade volumétrica nas condições estudadas.

Como verificado, a redução nos valores de RMSE foi mais acentuada nos modelos elaborados para o solo C, pelo fato de as funções lineares preverem valores de umidade volumétrica subestimados, principalmente àqueles localizados nos extremos do intervalo de θ observada. Além disso, nas condições das equações desenvolvidas para o solo C, as funções lineares superestimam valores localizados na faixa mediana deste intervalo.

A Figura 8 representa a comparação entre os valores observados de umidade volumétrica e os valores estimados a partir das equações ajustadas. Verificou-se que os modelos lineares e quadráticos estimaram valores próximos entre si e próximos dos observados para as equações referentes as amostras 0,20-0,30 e 0,50-0,60 m do solo A. Contudo, um ajuste quadrático foi mais adequado para a amostra 0,80-0,90 m do solo A e para as demais do solo B, resultando em valores similares aos reais.

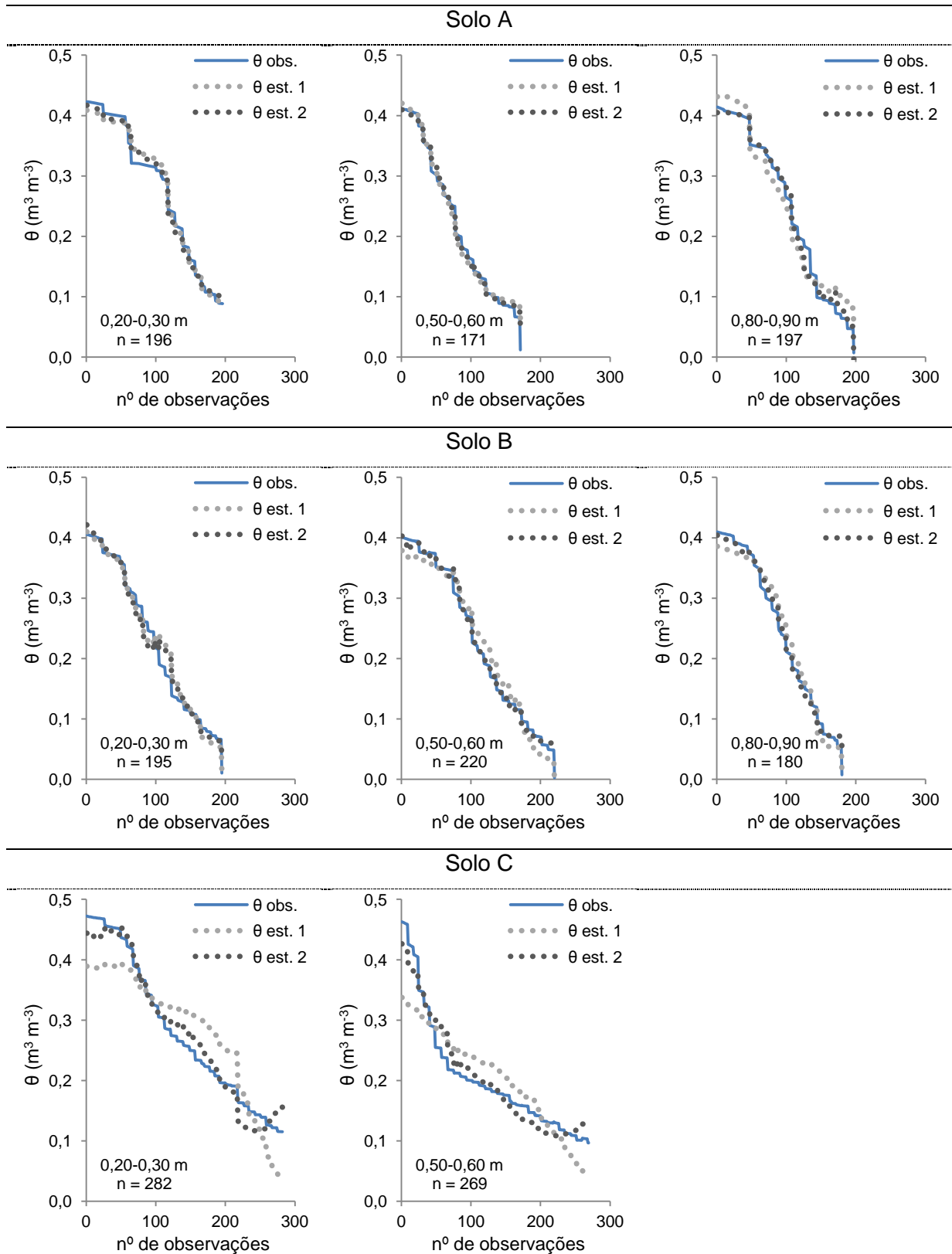


Figura 8. Comparação entre os valores observados de umidade volumétrica (θ obs.) e os valores estimados pelos modelos de regressão linear (θ est. 1) e quadrático (θ est. 2).

4.5. Proposta de elaboração de equações gerais de calibração para cada perfil

Considerando como critério de seleção apenas a classificação textural das amostras de solo, foram elaboradas funções de regressão genéricas para a calibração do sensor IRRIGAP com fins previsão da umidade volumétrica do solo A, B e C, levando em conta todas as camadas avaliadas do perfil. Para o Neossolo Quartzarênico (solo A), foi assumido o conjunto de dados referentes aos três intervalos de profundidades estudados e, para o solo B, apenas os dois primeiros (0,20-0,30 e 0,50-0,60), devido a estas camadas terem recebido a classificação areia franca. No Vertissolo Háplico (solo C), dada a classe franco argilosa das amostras, os dois intervalos de profundidade foram adotados. De modo semelhante ao abordado para os modelos individuais de cada camada do perfil, foram elaborados modelos lineares e quadráticos para a simulação da umidade com base na resposta do sensor IRRIGAP. A Tabela 17 descreve ambos os modelos de regressão obtidos para os perfis de solo.

Tabela 17. Equações de regressão generalizadas ajustadas para a estimativa de umidade nos perfis do solo a partir do uso do sensor de capacitância IRRIGAP.

Solo	Modelo 1	Modelo 2
A	$Y_i = - 0,1359 + 0,3744X_i$	$Y_i = - 0,2539 + 0,6267X_i - 0,1217X_i^2$
B	$Y_i = - 0,2810 + 0,5734X_i$	$Y_i = - 0,5351 + 1,1612X_i - 0,3234X_i^2$
C	$Y_i = - 0,6785 + 0,6675X_i$	$Y_i = 2,8768 - 4,6916X_i + 1,9924X_i^2$

Y_i : umidade em base de volume (θ , em $m^3 m^{-3}$) na i -ésima observação e X_i : resposta do sensor capacitivo IRRIGAP, em termos de tensão elétrica de saída (em volts, V), na i -ésima observação.

A Figura 9 apresenta os gráficos de dispersão referente à relação entre as variáveis em questão e as curvas estimadas para os modelos lineares e quadráticos. A Tabela 18 apresenta a análise de variância referente às equações de regressão. Destacou-se que ambos os modelos foram considerados significativos, conforme o teste F ao nível de 95% de probabilidade ($\alpha = 0,05$), de acordo com a comparação entre os valores críticos de F com os valores calculados ($F > F\alpha$). Além disso, a partir das inferências sobre os parâmetros estimados, apresentados na Tabela 19, pôde-

se concluir a significância dos modelos de regressão ajustados, assumindo um nível de 95% de probabilidade ($\alpha = 0,05$), segundo o teste t.

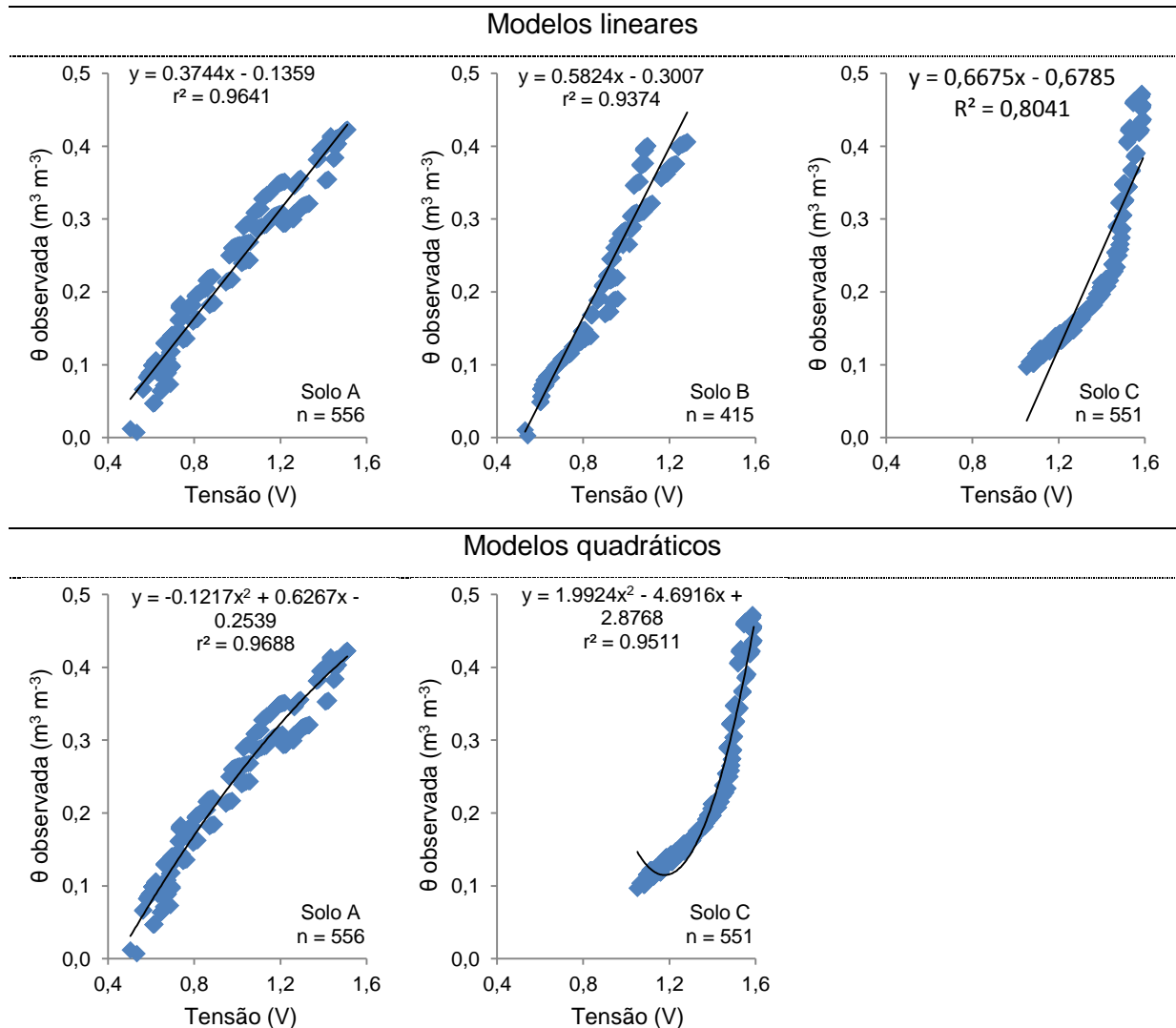


Figura 9. Gráficos de dispersão representando a relação entre valores de tensão elétrica de saída do sensor IRRIGAP e a variação de umidade do solo e linhas de previsão obtidas por modelo gerais de regressão linear e quadrático.

Conforme a Tabela 19, a significância do efeito quadrático para a estimativa de θ não foi comprovada para o modelo referente ao solo B, devido ao valor-p ter sido inferior ao nível de α adotado, sendo esse modelo desconsiderado.

No que diz respeito às medidas de associação, os valores do coeficiente de correlação r foram também superiores a 0,90 (90%), de forma semelhante aos modelos individuais, demonstrando a relevância da associação entre as variáveis em estudo. De mesmo modo, os valores do coeficiente de determinação r^2 e do

índice de concordância d apresentaram valores superiores a 0,90 (90%). O índice de desempenho dos modelos gerais foi classificado como “ótimo” ($c > 0.85$).

Os valores correspondentes ao erro médio quadrático (MSE) associados a estimativa da umidade a partir dos modelos genéricos, bem como a partição de seus componentes sistemático (MSE_s) e não sistemático (MSE_u) estão expostos na Tabela 28 (ver Apêndice G). Os demais índices de desempenho estatístico são apresentados na Tabela 29 (ver Apêndice H).

Tabela 18. Análise de variância dos modelos gerais ajustados à relação entre os valores observados de θ em função da variação de tensão elétrica do sensor.

Solo	FV	GL	SQ	MQ	F	F significação
ANOVA Modelo linear						
A	Regressão	1	8,2561	8,2561	15095,0464	0,0000
	Resíduo	562	0,3074	0,0005		
	Total	563	8,5635			
B	Regressão	1	5,7282	5,7282	6180,4740	$1,4265 \cdot 10^{-250}$
	Resíduo	413	0,3828	0,0009		
	Total	414	6,1110			
C	Regressão	1	5,6511	5,6511	2253,8067	$1,6881 \cdot 10^{-196}$
	Resíduo	549	1,3765	0,0025		
	Total	550	7,0276			
ANOVA Modelo quadrático						
A	Regressão	2	8,2964	4,1482	8713,4834	0,0000
	Resíduo	561	0,2671	0,0005		
	Total	563	8,5635			
B	Regressão	2	5,7308	2,8654	3104,7893	$3,5543 \cdot 10^{-249}$
	Resíduo	412	0,3802	0,0009		
	Total	414	6,1110			
C	Regressão	2	6,6843	3,3421	5334,5986	0,0000
	Resíduo	548	0,3433	0,0006		
	Total	550	7,0276			

FV: fontes de variação; GL: número de graus de liberdade; SQ: soma de quadrados; MQ: quadrado médio; F: coeficiente calculado pela distribuição F e F significação: nível de significação para F.

Tabela 19. Parâmetros das equações de regressão estimados para os modelos gerais de previsão da umidade volumétrica do solo.

Solo	Parâmetro	Coeficientes	Erro padrão	Stat t	Valor-p
Modelo linear ($Y_i = b_0 + b_1X_i$)					
A	b_0	-0,1359	0,0033	-41,2820	$2,6627 \cdot 10^{-172}$
	b_1	0,3744	0,0030	122,8619	0,0000
B	b_0	-0,3007	0,0069	-43,5394	$1,9747 \cdot 10^{-156}$
	b_1	0,5824	0,0074	78,6160	$1,4265 \cdot 10^{-250}$
C	b_0	-0,6785	0,0195	-34,7174	$1,3163 \cdot 10^{-140}$
	b_1	0,6675	0,0141	47,4743	$1,6881 \cdot 10^{-196}$
Modelo quadrático					
A	b_0	-0,2539	0,0132	-19,2534	$8,4972 \cdot 10^{-64}$
	b_1	0,6267	0,0276	22,7373	$1,3245 \cdot 10^{-81}$
	b_2	-0,1217	0,0132	-9,2015	$6,9203 \cdot 10^{-19}$
B	b_0	-0,3521	0,0317	-11,1067	$3,0020 \cdot 10^{-25}$
	b_1	0,7015	0,0721	9,7283	$2,8505 \cdot 10^{-20}$
	b_2	-0,0657	0,0395	-1,6614	$9,7384 \cdot 10^{-02}$
C	b_0	2,8768	0,0881	32,6574	$1,1087 \cdot 10^{-130}$
	b_1	-4,6916	0,1322	-35,5016	$3,4668 \cdot 10^{-144}$
	b_2	1,9924	0,0491	40,6100	$2,2369 \cdot 10^{-167}$

Assumindo que a maior parte do MSE está relacionada à sua parcela não sistemática, assim como nos modelos individuais, a comparação entre estes e as equações de calibração genéricas se deu pela análise da variação percentual entre os valores da raiz quadrada do erro médio quadrático (RMSE) obtidos. Sendo os valores de RMSE relativos às funções de calibração gerais superiores àqueles referentes às individuais, a estimativa da umidade volumétrica do solo com base nos primeiros está associada a um aumento do erro médio produzido pelos modelos. Para fins de comparação, as Tabelas 20 e 21 apresentam a variação percentual em termos da diferença entre o RMSE produzido por cada modelo linear e quadrático ajustado em condições individuais nos intervalos de profundidade, e generalizadas para o perfil.

Tabela 20. Variação percentual entre os valores de RMSE obtidos pelas funções de regressão linear, considerando os modelos gerais e individuais.

Profundidade	RMSE (m ³ m ⁻³)			↓ (%)	↑ (%)
	Linear 1	Linear 2	Δ		
Solo A					
0,20-0,30 m	2,3345.10 ⁻²	1,2187.10 ⁻²	1,1159.10 ⁻²	47,7981	-
0,50-0,60 m	2,3345.10 ⁻²	1,0049.10 ⁻²	1,3296.10 ⁻²	56,9557	-
0,80-0,90 m	2,3345.10 ⁻²	2,5611.10 ⁻²	2,2655.10 ⁻³	-	8,8459
Solo B					
0,20-0,30 m	3,0370.10 ⁻²	1,8132.10 ⁻²	1,2238.10 ⁻²	40,2960	-
0,50-0,60 m	3,0370.10 ⁻²	2,0581.10 ⁻²	9,7894.10 ⁻³	32,2333	-
Solo C					
0,20-0,30 m	4,9982.10 ⁻²	5,2941.10 ⁻²	2,9586.10 ⁻³	-	5,5885
0,50-0,60 m	4,9982.10 ⁻²	4,5020.10 ⁻²	4,9623.10 ⁻³	9,9281	-

Linear 1: modelo linear geral; Linear 2: modelo linear individual; Δ: variação ou diferença entre os valores máximos e mínimos de RMSE; ↓ (%): variação percentual, em termos de redução, entre os entre os valores máximos e mínimos de RMSE. ↑ (%): variação percentual, em termos de aumento, entre os entre os valores máximos e mínimos de RMSE.

Verificou-se que, em ocasião de seleção de um modelo linear simples para a estimativa de umidade do solo nos intervalos de profundidade estudados a partir do uso do sensor IRRIGAP, as equações de calibração individualizadas apresentam um melhor desempenho quanto ao erro associado, em relação aos modelos generalizados, sendo este menor em todos os casos. A exceção foi identificada para o erro produzido na previsão da umidade com base em função linear individualizada para as camadas de 0,80-0,90 m do solo A e 0,20-0,30 m do solo C. Considerando os modelos quadráticos, os valores de RMSE relacionados às funções individuais foram inferiores quando comparados com todas as funções gerais. Por sua vez, levando em conta as funções quadráticas, os modelos individuais estão associados a valores inferiores de RMSE em comparação aos produzidos pelos modelos gerais. A relação entre os valores de umidade observados e previstos pelos modelos gerais e individuais está representada nas Figuras 10 e 11.

Tabela 21. Variação percentual entre os valores de RMSE obtidos pelas funções de regressão quadrática, considerando os modelos gerais e individuais.

Profundidade	RMSE (m ³ m ⁻³)			↓ (%)	↑ (%)
	Quadrático 1	Quadrático 2	Δ		
Solo A					
0,20-0,30 m	2,1761.10 ⁻²	1,0505.10 ⁻²	1,1256.10 ⁻²	51,7263	-
0,50-0,60 m	2,1761.10 ⁻²	7,6069.10 ⁻³	1,4154.10 ⁻²	65,0434	-
0,80-0,90 m	2,1761.10 ⁻²	1,2941.10 ⁻²	8,8202.10 ⁻³	40,5324	-
Solo C					
0,20-0,30 m	2,4962.10 ⁻²	2,0598.10 ⁻²	4,3640.10 ⁻³	17,4827	-
0,50-0,60 m	2,4962.10 ⁻²	2,1605.10 ⁻²	3,3568.10 ⁻³	13,4476	-

Quadrático 1: modelo quadrático geral; Quadrático 2: modelo quadrático individual; Δ: variação ou diferença entre os valores máximos e mínimos de RMSE; ↓ (%): variação percentual, em termos de redução, entre os entre os valores máximos e mínimos de RMSE. ↑ (%): variação percentual, em termos de aumento, entre os entre os valores máximos e mínimos de RMSE.

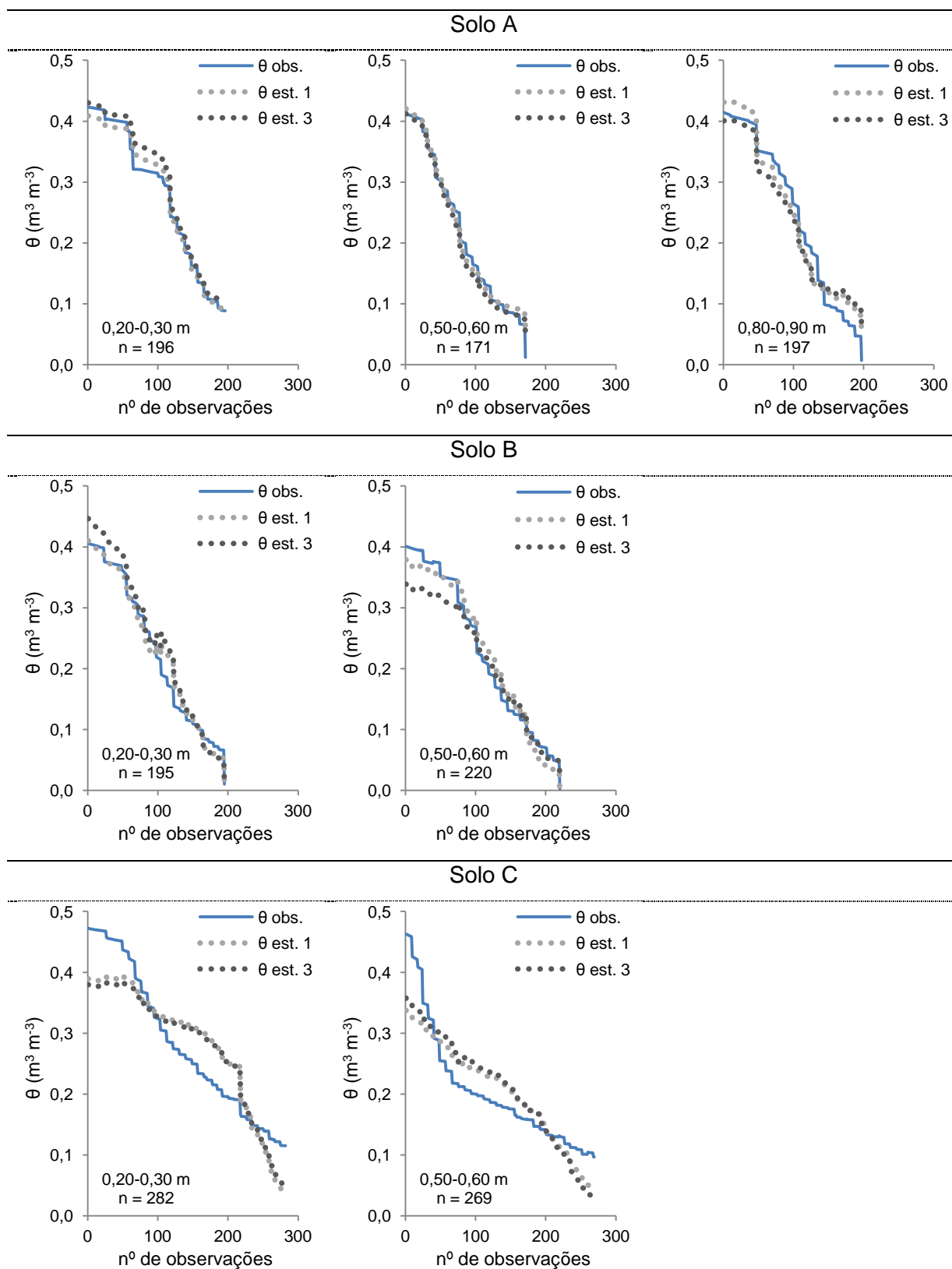


Figura 10. Comparação entre os valores observados de umidade volumétrica (θ obs.) e os valores estimados pelos modelos de regressão linear individual (θ est. 1) e geral (θ est. 3).

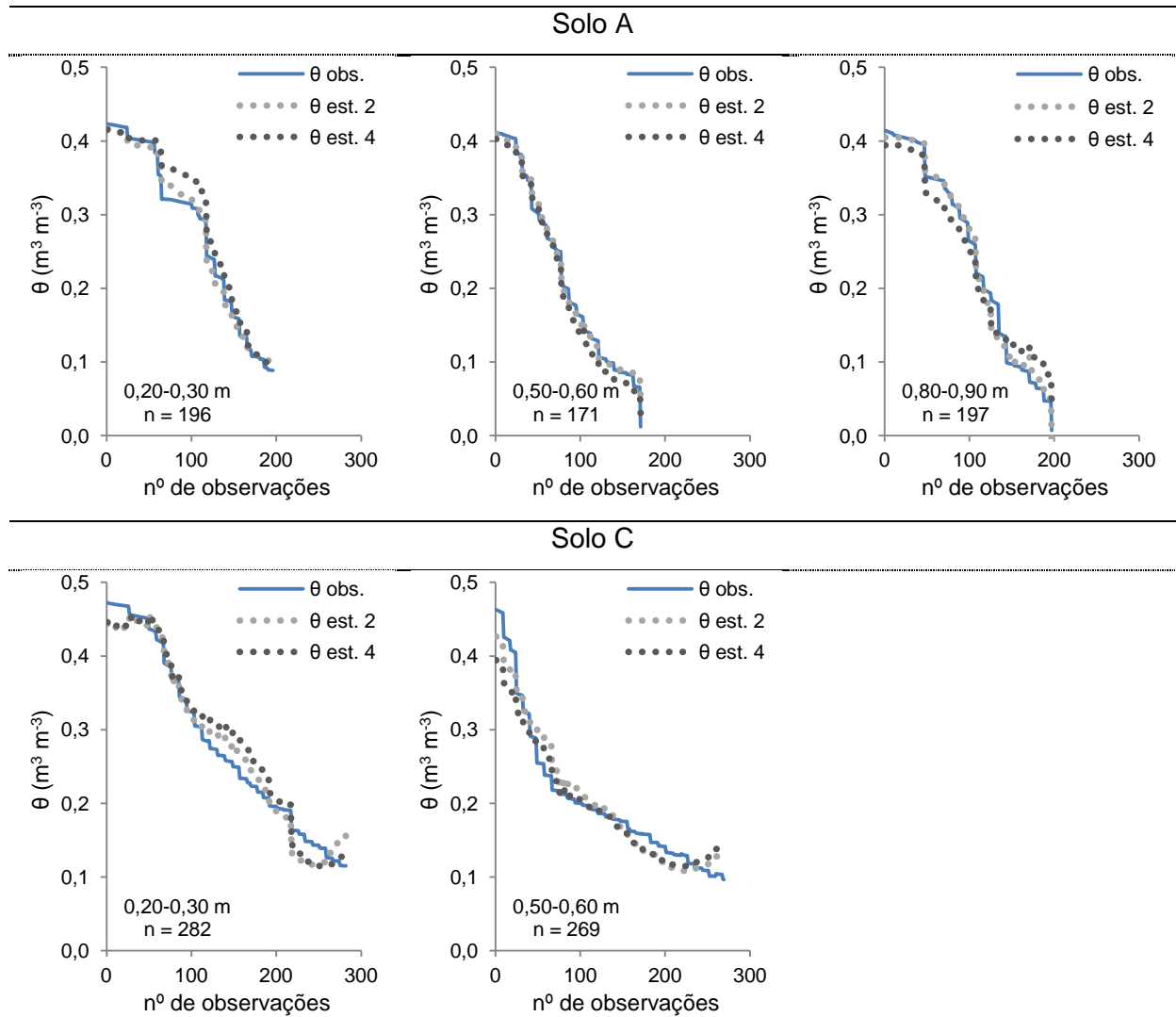


Figura 11. Comparação entre os valores observados de umidade volumétrica ($\theta \text{ obs.}$) e os valores estimados pelos modelos de regressão quadrática individual ($\theta \text{ est. 2}$) e geral ($\theta \text{ est. 4}$).

5. CONCLUSÕES

Os modelos lineares e quadráticos obtidos para a estimativa da umidade em solos do Semiárido (nas camadas de 0,20-0,30 m, 0,50-0,60 m e 0,80-0,90 m) de textura areia franca, franco arenosa e franco argilosa, foram considerados significativos ao nível de 95% de probabilidade, representando adequadamente a relação entre as variáveis umidade do solo (em $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) e a resposta do sensor capacitivo, em termos de voltagem de saída (em V).

Para ambos os modelos, a correlação r entre as variáveis numéricas foi positiva ($0 < r < 1$) e atingiu valores elevados, indicando um alto nível de associação entre as mesmas, devido à permissividade dielétrica do solo ser diretamente relacionada ao seu conteúdo de água. Estes valores também indicam uma boa precisão dos modelos propostos. De modo semelhante, os valores do coeficiente de determinação r^2 demonstram que grande parte da variação da umidade do solo pode ser explicada pela variação na resposta do sensor capacitivo utilizado.

Em relação ao grau de concordância entre os valores observados e estimados pelas funções de regressão, os resultados obtidos para o índice “d” confirmam a exatidão dos modelos para a estimativa da umidade do solo. Além disso, valores elevados do índice de desempenho “c” indicaram um desempenho das equações de calibração classificado como ótimo ($c > 0,85$), com exceção dos modelos lineares referentes ao solo de textura franco argilosa, os quais receberam a classificação “muito bom” ($0,75 < c \leq 0,85$).

Foi verificado efeito da textura e mineralogia no armazenamento de água no solo C e, conseqüentemente, na elaboração de equações de calibração do sensor para este tipo de solo, pois os modelos não lineares foram mais adequados para a estimativa da umidade a partir do uso do sensor capacitivo em solo de textura franco argilosa com presença de minerais de argila expansíveis. A propósito, os modelos polinomiais de segunda ordem ou quadráticos apresentaram um melhor desempenho para a previsão de umidade em todos os solos estudados.

As equações de calibração individuais para cada camada de solo devem ser preferidas em detrimento das funções generalizadas para todo o perfil dos solos estudados, por produzirem um menor erro médio quadrático.

6. REFERÊNCIAS

AGUIAR NETTO, A.O.; RODRIGUES, J. D.; PINHO, S. Z. de. Análise de crescimento da cultura da batata submetida a diferentes lâminas de irrigação. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.35, n.5, p.901-907, 2000.

ANDRADE JUNIOR, A. S. de; SILVA, C.R. da; DANIEL, R. Calibração de um sensor capacitivo de umidade em Latossolo Amarelo na microrregião do Litoral Piauiense. **Revista Brasileira de Ciências Agrárias**, v.2, n.4, p.303-307, 2007.

ANDRADE, R. da 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.

ARAÚJO NETO, M.D. Métodos de medição da água no solo: uma breve discussão. **Geonomos**, v.2, n.2, p.51-61, 1994.

ARAÚJO, E. de O.; SOUZA, K.M. de; CREMON, C.; ROSA, G.A.P. Atributos Físicos de um Neossolo Quartzarênico sob Pastagem de *Brachiaria humidicola* Adubada. **Revista Brasileira de Agroecologia**. v.4, n.2, p.38-41, 2009.

BACCHI, O.O.S.; REICHARDT, K.; OLIVEIRA, J.C.M.; NIELSEN, D.R.. Atenuação de feixe de raios gama como técnica auxiliar na determinação de curvas de retenção de água no solo. **Scientia Agrícola**, v.55, n.3, pp. 498-502, 1998.

BARBOSA, M.A.G. **Calibração e uso de sensores FDR para determinação da umidade e salinidade em dois tipos de solos**. 2011. 89f. Dissertação (Mestrado em Irrigação e Drenagem) – Universidade Federal Rural do Semiárido, Mossoró.

BASSOI, L. H.; FERREIRA, M. de N L.; COELHO, R. D.; SILVA, J. A. M. e; SILVA, E, E, G. da; MAIA, J. L. T. Goiabeira irrigada: consumo de água e coeficiente de cultura no Vale do São Francisco. In: Congresso brasileiro de engenharia agrícola, 36, 2007, Bonito. Inovação tecnológica: reorganização e sustentabilidade dos espaços produtivos: **Anais...** Bonito: SBEA, 2007.

BAUMHARDT, R.L.; LASCANO, R.J.; EVETT, S.R. Soil material, temperature, and salinity effects on calibration of multisensory capacitance probes. **Soil Science Society of America Journal**, v.64, p.1940-1946, 2000.

BELL, J. P. **Neutron probe practice**. 3.ed. Wallingford, Institute of Hydrology, 1987. 51p.

BERGAMASCHI, H.; DALMAGO, G.A.; BERGONCI, J.I.; BIANCHI, C.A.M.; MÜLLER, A.G.; COMIRAN, F.; HECKLER, B.M.M. Distribuição hídrica no período crítico do milho e produção de grãos. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.39, p.831-839, 2004.

BERGAMASCHI, H.; DALMAGO, G.A.; COMIRAN, F.; BERGONCI, J.I.; MÜLLER, A.G.; FRANÇA, S.; SANTOS, A.O.; RADIN, B.; C.A.M.; PEREIRA, P.G. Deficit hídrico e produtividade na cultura do milho. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.41, n.2, p.243-249, 2006.

BERNARDO, S.; SOARES, A. A.; MANTOVANI, E. C. **Manual de Irrigação**. 8.ed. Viçosa: UFV, 2006, 625p.

BIASSUSI, M.; PAULETTO, E.A.; CRESTANA, S. Estudo da deformação de um Vertissolo por meio da tomografia computadorizada de dupla energia simultânea. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.23, n.1, p.1-7, 1999.

BILIBIO, C; CARVALHO, J.A.; MARTINS, M.; REZENDE, F.C.; FREITAS, E.A.; GOMES, L.A.A. Desenvolvimento vegetativo e produtivo da berinjela submetida a diferentes tensões de água no solo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.14, n.7, p.730-735, 2010.

BIZARI, D.R.; MATSURA, E.E.; SOUZA, C.F.; ROQUE, M.W. Haste portátil para utilização de sondas de TDR em ensaio de campo. **Irriga**, v.16, n.1, p.31-41, 2011.

BOGENA, H.R.; HUISMAN, J.A.; OBERDÖRSTER, C.; VEREECKEN, H. Evaluation of a low-cost soil water content sensor for wireless network applications. **Journal of Hydrology**, v.344, p.32-42, 2007.

BORIM, A. C. A.; PINTO, C. A. R. Medição de umidade do solo através de sensores capacitivos. **Revista de Ciências Exatas e Tecnologia**, v.1, n.1, 51-60, 2006.

BÓRQUEZ-LÓPEZ, R.A.; VALDEZ-TORRES, L.C.; YÉPEZ-GONZÁLEZ, E.; GARATUZA-PAYÁN, J. Calibración del sensor de matriz granular (SMG) para determinar la retención de agua en el suelo para la programación de riego en tomate en el Valle del Yaqui. **Revista Latinoamericana de Recursos Naturales**, v. 9, n.1, p.11-16, 2013.

BRADY, N.C.; WEIL, R.R. **The nature and properties of soils**. 14.ed. New Jersey: Pearson Education, Inc., Prentice Hall, 2008, 975p.

BRAGA, M.B.; CALGARO, M. **Uso da tensiometria no manejo da irrigação**. Petrolina: Embrapa Semiárido, 2010, 28p.

BRAGANÇA, R.; BRUM, V.J.; SILVA, J.M. da; ZINI JUNIOR, A.; BREGONCI, I. dos S.; REIS, E.F. dos; PASSOS, R.R. Avaliação da umidade de um Latossolo da região sul do estado do Espírito Santo por diferentes métodos de determinação. In: IX Encontro Latino Americano de Iniciação Científica, 2005, São José dos Campos. **Anais...** 2005, v.único, p.643-646.

BRITO, A. dos S. LIBARDI, P.L.; MOTA, J.C.A.; MORAES, S.O. Desempenho do tensiômetro com diferentes sistemas de leitura. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.33, n.1, p.17-24, 2009.

BUSKE, T.C.; ROBAINA, A.D.; PEITER, M.X.; ROSSO, R.B.; TORRES, R.R. NUNES, M.S. Avaliação do desempenho do método das pesagens para a determinação da umidade do solo. **Revista Brasileira de Agricultura Irrigada**, v.7, n.6, p 340-348, 2013.

CALHEIROS, C.B.M.; ARNDT, E. Comparação de Métodos de Determinação da Umidade do Solo para fins de Irrigação. **Revista Ciência Agrícola**, v.1, n.1, p.7-14, 1991.

CAMARGO, A. P. de; SENTELHAS, P.C. Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração potencial no Estado de São Paulo, Brasil. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.5, n.1, p.89-97, 1997.

CAMARGO, D.C.; TENDERO, J.I.C.; ÁLVAREZ, F.O.; SEVILLA, F.M. Calibração da sonda de capacitância EnviroSCAN®. **Irriga**, v.1, n.1, p.27-39, 2012.

CARDENAS-LAILHACAR, B.; DUKES, M. D. Precision of soil moisture sensor irrigation controllers under field conditions. **Agricultural Water Management**, n.97, p.666-672, 2010.

CARMO, L.C.; BIAGE, M. Calibração de sensores capacitivos para monitoramento de irrigação. **Revista Eletrônica Horizonte Científico**, v.1, n.1, p.1-23, 2002.

CASTRO NETO, M.T. de. Efeito do déficit hídrico na transpiração e resistência estomática da mangueira. **Revista Brasileira de Fruticultura**, v.25, n.1, p.93-95, 2003.

CHANASYK, D. S.; NAETH, M. A. Field measurement of soil moisture using neutron probes. **Canadian Journal of Soil Science**, v.76, n.3, p.317-323, 1996.

COELHO, E.F.; VELLAME, L.M.; COELHO FILHO, M.A. Sonda de TDR para estimativa da umidade e condutividade elétrica do solo, com uso de multiplexadores. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.9, n.4, p.475-480, 2005.

COELHO, S.L.; TEIXEIRA, A. dos S.; Avaliação do tensiômetro eletrônico no monitoramento do potencial matricial de água no solo. **Engenharia Agrícola**, v.24, n.3, p.536-545, 2004.

CORREIA, G.G.; MOURA, R.F. de; RODRIGUES, J.J.V.; BARROS, M. de F. C.; CORREIA, K.G. Caracterização da capacidade de retenção e disponibilidade de água em solos de tabuleiro costeiro paraibanos. **Revista Caatinga**, v.21, n.3, p.156-162, 2008.

CRUZ, A.C.R.; LIBARDI, P.L.; ROCHA, G.C.; CARVALHO, L.A. de. Evapotranspiração real de uma cultura de laranja em produção num Latossolo Vermelho-Amarelo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.29, n.5, p.659-658, 2005.

CRUZ, T.M.L.; TEIXEIRA, A dos S.; CANAFÍSTULA, F.J.F.; SANTOS C.C. dos; OLIVEIRA, A.D.S. de; DAHER, S. Avaliação de sensor capacitivo para o monitoramento do teor de água do solo. **Engenharia Agrícola**, v.30, n.1, p.33-45, 2010.

DEAN, T. J.; BELL, J. P.; BATY, A. J. B. Soil moisture measurement by an improved capacitance technique, Part I. Sensor design and performance. **Journal of Hydrology**, v. 93, n. 1, p. 67-78, 1987.

DOLCE, O. POMPEO, J.N. **Fundamentos de matemática elementar: geometria espacial, posição e métrica**. 5.ed. Atual, 2005, 446 p.

DONAGEMA, G.K.; CAMPOS, D.V.B. de; CALDERANO, S.B.; TEIXEIRA, W.G.; VIANA, J.H.M. (Org.). **Manual de métodos de análise de solos**. 2.ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2011. 230p.

DORNELES, J.G.L.; RUIVARO, C. Proposta de procedimento para calibração de sensores de umidade ECH₂O para manejo de irrigação. **Vivências**: Revista Eletrônica de Extensão da URI, v.8, n.14, p.210-218, 2012.

EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 2^oed. Rio de Janeiro: Centro Nacional de Pesquisas de Solo, 2006. 306p.

ENALTA. **Nó sensor para coleta de dados – manual do usuário**. ENALTA Inovações Tecnológicas, 2012, 21p.

FALLEIROS, M.C.; SANCHEZ, A.R.; SOUZA M.D. de; BACCHI, O.O.S.; PILOTTO, J.E; REICHARDT, K. Neutron probe measurement of soil water content close to soil surface. **Scientia Agricola**, v.50, n.3, p.333-337, 1993.

FARES, A.; SAFEEQ, M.; JENKINS, D.M. Adjusting temperature and salinity effects on single capacitance sensors. **Pedosphere**, v.19, n.5, p.588–596, 2009.

FARIA, C.M.B. de; SILVA, M.S.L. da; SILVA, D.J. **Alterações em Características de Solos do Submédio São Francisco Sob Diferentes Sistemas de Cultivo**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2007, 36p.

FERREIRA, D.F. **Estatística Básica**. 1.ed. Lavras: Editora UFLA, 2005, 664p.

GARDNER, C.M.K.; ROBINSON, D.; BLYTH, K.; COOPER, J.D. Soil water content. In: SMITH, K.A.; MULLINS, C.E. (Ed). **Soil and environmental analysis**. 2.ed. New York: Marcel Dekker Inc., 2000, p.1-64.

GOMES, H. P. **Engenharia de irrigação: hidráulica dos sistemas pressurizados aspersão e gotejamento**. 3.ed. Campina Grande: UFPB, 1999, 412 p.

KAISER, D.R.; REINERT, D.J.; REICHERT, J.M.; MINELLA, J.P.G. Dielectric constant obtained from TDR and volumetric moisture of soils in southern Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.34 n.3, p.649-658, 2010.

KIZITO, F.; CAMPBELL, C. S.; CAMPBELL, G. S.; COBOS, D. R.; TEARE, B. L.; CARTER, B.; HOPMANS, J. W. Frequency, electrical conductivity and temperature analysis of a low-cost capacitance soil moisture sensor. **Journal of Hydrology**, v. 352, n. 3, p. 367-378, 2008.

KLAR, A. E. **A água no sistema solo-planta-atmosfera**. 2.ed. São Paulo: Nobel, 1988, 408p.

KLAR, A.E. **Irrigação: frequência e quantidade de aplicação**. São Paulo: Nobel, 1991, 156p.

KLAR, A.E.; VILLA NOVA, N. A.; MARCOS, Z. Z.; CERVELLINI, A. Determinação da umidade do solo pelo método das pesagens. In: **Anais da Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz**, Piracicaba, v.23, p.15-30, 1966.

LEÃO, R. A. de O.; TEIXEIRA, A. dos S.; CANAFÍSTULA, F. J. F.; MESQUITA, P. E. G.; COELHO, S. de L. C. Desenvolvimento de um dispositivo eletrônico para calibração de sensores de umidade do solo. **Engenharia Agrícola**, v.27, n.1, p.294-303, 2007.

LEVINE, D.M.; STEPHAN, D.F.; KREHBIEL, T.C.; **Estatística: teoria e aplicações usando o Microsoft® Excel em português**. Rio de Janeiro: LTC, 2013, 805p.

LIBARDI, P.L. **Dinâmica da água no solo**. Piracicaba: o autor, 1995. 497p.

LIBARDI, P.L.; Água no solo. In: VAN LIER, Q.J. **Física do solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2010, p.103-152.

LIETH, J. H.; OKI, L. R. Irrigation in soilless production. In: RAVIV, M.; LIETH, J.H. (Ed). **Soilless Culture: theory and practice**. Elsevier Science, 2008, p.117-158.

MACEDO, A.B.M. **Produção e eficiência de uso da água da bananeira cv Pacovan Ken sob diferentes tensões de água no solo**. 2008. 63f. Dissertação (Mestrado em Irrigação e Drenagem) – Universidade Federal do Ceará, Fortaleza.

MENINO, I.B.; MORAES NETO, J.M.; BARROS, A.D.; SANTOS, E.S. Atributos físicos como indicadores de qualidades dos Vertissolos em diferentes sistemas de manejo. **Revista Educação Agrícola Superior**, v.27, n.2, p.106-112, 2012.

MIRANDA, F.R. de; SANTANA, M.G.S. de; SOUZA, C.C.M. de; OLIVEIRA, C.H.C. de. Calibração do sensor dielétrico ECH₂O em dois tipos de solo. **Revista Ciência Agronômica**, v.38, n.3, p.317-321, 2007.

MUÑOZ-CARPENA, R.; RITTER, A.; BOSCH, D. Field methods for monitoring soil water status. In: MUÑOZ-CARPENA, R.; BENEDÍ, J.A. (Ed). **Soil-water-solute process characterization: an integrated approach**. CRC Press, 2005, p.167-193.

NASCIMENTO, P. dos S. **Manejo da viticultura irrigada no Semiárido com base em zonas homogêneas do solo e da planta**. 2013. 140f. Tese (Doutorado em Agronomia) – Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Faculdade de Ciências Agrônômicas, Botucatu.

NEMALI, K.S; MONTESANO, F.; DOVE, S.K.; VAN IERSEL, M.W. Calibration and performance of moisture sensors in soilless substrates: ECH₂O and Theta probes. **Scientia Horticulturae**, v. 112, n.2, p.227-234, 2007.

NETER, J.; WASSERMAN, W. Applied linear statistical models. Homewood: Richard D. Irwin, Inc., 1974, 842p.

NOBREGA, J. Q.; RAO, T. V. R.; BELTRÃO, N. E. M.; FIDELES FILHO, J. Análise de crescimento do feijoeiro submetido a quatro níveis de umidade do solo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.5, n.3, p.437-443, 2001.

OLIVEIRA FILHO, D., MANTOVANI, E.C.; PEREIRA, S. Tecnologia de determinação da umidade do solo via reflectometria no domínio do tempo. In Encontro de Energia no Meio Rural, 3, 2000, Campinas. **Anais...** 2003.

PEREIRA, S. **Tecnologia da Reflectometria no Domínio do Tempo para a medição da umidade do solo**. 2001. 108f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa.

PREVEDELLO, C.L. **Física do solo com problemas resolvidos**. Curitiba: Salesward-Discovery, 1996, 446 p.

REICHARDT, K. **Processos de Transferência no sistema solo-planta-atmosfera**. 4 ed. Campinas: Fundação Cargill, 1985, 445 p.

REICHARDT, K. TIMM, LC. **Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações**. Barueri: Manole, 2004, 478 p.

RICHARDS, L. A. **Diagnosis and improvement of saline and alkali soils**. Washington: United State Salinity Laboratory, 1954, 160p. USDA, Agriculture Handbook, 60.

SANTOS, D.B. dos; CECÍLIO, R.A.; COELHO, E.F.; BATISTA, R.O.; SILVA, A.J.P. da; Calibração de TDR: desempenho de alguns métodos e equações de calibração. **Agrarian**, v.5, n.16, p.131-139, 2012.

SANTOS, M.R. dos; ZONTA, J.H.; MARTINEZ, M.A. Influência do tipo de amostragem na constante dielétrica do solo e na calibração de sondas de TDR. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.34, n.2, p.299-307, 2010.

SANTOS, R.F.; CARLESSO, R. Déficit hídrico e os processos morfológico e fisiológico das plantas. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.2, n.3, p.287-294, 1998.

SANTOS, R.M.; OLIVEIRA, A.S. de; VELLAME, L.M.; BRANDÃO, F.J.C. Montagem e acurácia de um sistema experimental de pesagem para calibração de sensores de umidade do solo. **Ciência e Agrotecnologia**. v.30. n.6. p. 1162-1169. 2006.

SERRARENS, D.; MACINTYRE, J.L.; HOPMANS, J.W.; BASSOI, L.H. Soil moisture calibration of TDR multilevel probes. **Scientia agrícola**, v.57, n.2, p. 349-354. 2000.

SHOCK, C.C.; BARNUM, J.M.; SEDDIGH, M. Calibration of Watermark soil moisture sensors for irrigation management. p.139-146, 1998.

SHOCK, C.C.; WANG, F.X.; FLOCK, R.J.; FEIBERT, E.B.G.; SHOCK, C.A.; PEREIRA A.B.; JENSEN; L.B. **Irrigation monitoring using soil water tension**. EM 8900. Corvallis, OR: Oregon State University Extension Service, 2013, 10 p. Disponível em: <<http://ir.library.oregonstate.edu/xmlui/bitstream/handle/1957/37569/em8900.pdf>>

SILVA JUNIOR, J.J. da; COLOMBO, A.; SCALCO, M.S.; SILVA, B.M.; LIMA, P.T. Calibração de sondas de capacitância para determinação de umidade em Latossolo vermelho distroférrico. **Irriga**, v.18, n.4, p.743-755, 2013.

SILVA, C. R. da; ANDRADE JÚNIOR, A.S. de; ALVES JÚNIOR, J.; SOUZA, A. B. de; MELO F. B.; COELHO FILHO, M. A. Calibration of a capacitance probe in a Paleudult. **Scientia Agrícola**, v.64, n.6, p.636-640, 2007.

SILVA, C. R. da; ANDRADE JÚNIOR, S. de A.; SOUZA, C. F. **Aspectos práticos na utilização da técnica de capacitância: desafios e aprendizagem**. In: SOUZA, C. F.; VARALLO, A. C. T.; LOPES, L. N.; SANTORO, B. L. (Org.). Aplicações de técnicas eletromagnéticas para o monitoramento ambiental. Taubaté: Universidade de Taubaté - UNITAU, 2008, v.1, p.25-45.

SKIERUCHA, W.; WILCZEK, A. A FDR sensor for measuring complex soil dielectric permittivity in the 10–500 MHz frequency range. **Sensors**, v. 10, n. 4, p.3314-3329, 2010.

SONCELA, R; SAMPAIO, S.C.; VILAS BOAS, M.A.; TAVARES, M.H.F.; SMANHOTTO, A. Construction and calibration of TDR probes for volumetric water content estimation in a Distroferric Red Latosol. **Engenharia Agrícola**, v.33 n.5, p.919-928, 2013.

SOUZA, C.F.; MATSURA, E.E.; FOLEGATTI, M.V.; COELHO, E.F.; OR, D. Sondas de TDR para a estimativa da umidade e da condutividade elétrica do solo. **Irriga**, v.11, n.1, p.12-25, 2006.

SOUZA, C.F.; PIRES, R.C.M.; MIRANDA, D.B. de; VARALLO, A.C.T. Calibração de sondas FDR e TDR para a estimativa da umidade em dois tipos de solo. **Irriga**, v.18, n.4, p. 597-606, 2013.

SOUZA, E.D.; CARNEIRO, M.A.C.; PAULINO, H.B. Atributos físicos de um Neossolo Quartzarênico e um Latossolo Vermelho sob diferentes sistemas de manejo. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.40, n.11, p.1135-1139, 2005.

SOUZA, L.D.; SOUZA, L. da S.; LEDO, C.A. da S. Sistema radicular dos citros em Neossolo Quartzarênico dos Tabuleiros Costeiros sob irrigação e sequeiro. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.42, n.10, p.1373-1381, 2007.

SPERANZA, E.A. **Métodos e ferramentas de interpolação para geração de mapas georreferenciados para tomada de decisão em Irrigação de Precisão**. 2008. 116f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Elétrica) – Universidade de São Paulo, São Carlos.

TANGUNE, B.F. **Produção de brócolis irrigado por gotejamento sob diferentes tensões de água no solo**. 2012. 74f. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas) – Universidade Federal de Lavras, Lavras.

TEIXEIRA, A. H. C. **Informações agrometeorológicas do Polo Petrolina, PE / Juazeiro, BA - 1963 a 2009**. Petrolina: Embrapa Semiárido, 2010, 21p.

TERRA, V.S.S.; REISSER JÚNIOR, C.; TIMM, L.C.; CARVALHO, G.C. Calibração de uma sonda de capacitância em um Argissolo Vermelho Amarelo em Pelotas – RS. In: In: Congresso de iniciação científica, 17.; encontro de pós graduação, 10., 2008, Pelotas. **Anais...** Pelotas: UFPEL, 2008.

THOMPSON, R. B.; GALLARDO, M.; VALDEZ, L. C.; FERNÁNDEZ, M. D. Using plant water status to define threshold values for irrigation management of vegetable crops using soil moisture sensors. **Agricultural water management**, v.88, n.1, p. 147-158, 2007.

TOMMASELLI, J.T.G.; BACCHI, O.O.S. Calibração de um equipamento de TDR para medida da umidade de solos. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.36, n.9, p.1145-1154, 2001.

TORRE-NETO, A., FERRAREZI, R. A., RAZERA, D. E., SPERANZA, E., LOPES, W. C., LIMA, T. P. F. S.; VAZ, C. M. Wireless sensor network for variable rate irrigation in citrus. In: Fruit, nut and vegetable production engineering symposium, 7th- Information & technology for sustainable fruit & vegetable production. 2005, Montpellier. **Anais...** 2005, v.CD ROM, p.563-570.

TORRE-NETO, A.; RODRIGUES, E.L.; FERRAREZI; R.A.; SPERANZA, E.A.; OLIVEIRA, A.C. Rede de sensores e atuadores sem fio para irrigação com taxa variável. In: VIII Simpósio Brasileiro de Automação Inteligente. 2007, Florianópolis, **Anais...** 2007, v.CD ROM.

TORRE-NETO, A.; SCHUELLER, J. K.; HAMAN, J. K. Automated system for variable rate microsprinkler irrigation in citrus: a demonstration unit. In: Third European Conference on Precision Agriculture. 2001, Montpellier. **Anais...** 2001, p. 725-730.

VIELMO, A.L. **Limite superior da retenção da água no solo: método de campo e método de estimativa**. 2008. 81f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria.

VILLWOCK, R.; TAVARES, M.H.F. & VILAS BOAS, M.A. Calibração de um equipamento TDR em condições de campo. **Irriga**, v.9, n.1, p.82-88, 2004.

WALDSCHMIDT, D.R. **Desenvolvimento de um medidor de fração de água utilizando tecnologia de microondas**. 2008. 146f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Elétrica) – Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis.

WAYLLACE, A. **Volume change and swelling pressure of expansive clay in the crystalline swelling regime**. 2008. 151p. Thesis (Doctor of Philosophy of Civil & Environmental Engineering) – Faculty of the Graduate School, University of Missouri.

WILLMOTT, C.J. On the validation of models. **Physical geography**, v.2, n.2, p.184-194, 1981.

APÊNDICES

APÊNDICE A

Tabela 22. Resumo dos índices de desempenho estatístico utilizados para teste dos modelos individuais linear (1) e quadrático (2) referentes ao solo A.

Solo A - Profundidade 0,20-0,30 m						
Modelo	Média O_i	Média P_i	s_o	s_p	b_0	b_1
1	0,2791	0,2791	0,1135	0,1128	0,0032	0,9884
2	0,2791	0,2791	0,1135	0,1130	0,0024	0,9914
	MSE	MSE _s	MSE _u	MSE _a	MSE _p	MSE _i
1	$1,4852 \cdot 10^{-4}$	$1,7213 \cdot 10^{-6}$	$1,4679 \cdot 10^{-4}$	$1,0463 \cdot 10^{-5}$	$1,2185 \cdot 10^{-5}$	$-2,0927 \cdot 10^{-5}$
2	$1,1035 \cdot 10^{-4}$	$9,5028 \cdot 10^{-7}$	$1,0940 \cdot 10^{-4}$	$5,7766 \cdot 10^{-6}$	$6,7269 \cdot 10^{-6}$	$-1,1553 \cdot 10^{-5}$
	RMSE	RMSE _s	RMSE _u	RMSE _a	RMSE _p	RMSE _i
1	$1,2187 \cdot 10^{-2}$	$1,3120 \cdot 10^{-3}$	$1,2116 \cdot 10^{-2}$	$3,2347 \cdot 10^{-3}$	$3,4906 \cdot 10^{-3}$	$-4,5746 \cdot 10^{-3}$
2	$1,0505 \cdot 10^{-2}$	$9,7483 \cdot 10^{-4}$	$1,0459 \cdot 10^{-2}$	$2,4035 \cdot 10^{-3}$	$2,5936 \cdot 10^{-3}$	$-3,3990 \cdot 10^{-3}$
Solo A - Profundidade 0,50-0,60 m						
Modelo	Média O_i	Média P_i	s_o	s_p	b_0	b_1
1	0,2197	0,2197	0,1193	0,1189	0,0016	0,9929
2	0,2197	0,2197	0,1193	0,1190	0,0009	0,9959
	MSE	MSE _s	MSE _u	MSE _a	MSE _p	MSE _i
1	$1,0098 \cdot 10^{-4}$	$7,2079 \cdot 10^{-7}$	$1,0026 \cdot 10^{-4}$	$2,4598 \cdot 10^{-6}$	$3,1806 \cdot 10^{-6}$	$-4,9197 \cdot 10^{-6}$
2	$5,7864 \cdot 10^{-5}$	$2,3668 \cdot 10^{-7}$	$5,7628 \cdot 10^{-5}$	$8,0773 \cdot 10^{-7}$	$1,0444 \cdot 10^{-6}$	$-1,6155 \cdot 10^{-6}$
	RMSE	RMSE _s	RMSE _u	RMSE _a	RMSE _p	RMSE _i
1	$1,0049 \cdot 10^{-2}$	$8,4899 \cdot 10^{-4}$	$1,0013 \cdot 10^{-2}$	$1,5684 \cdot 10^{-3}$	$1,7834 \cdot 10^{-3}$	$-2,2180 \cdot 10^{-3}$
2	$7,6069 \cdot 10^{-3}$	$4,8650 \cdot 10^{-4}$	$7,5913 \cdot 10^{-3}$	$8,9874 \cdot 10^{-4}$	$1,0220 \cdot 10^{-3}$	$-1,2710 \cdot 10^{-3}$
Solo A - Profundidade 0,80-0,90 m						
Modelo	Média O_i	Média P_i	s_o	s_p	b_0	b_1
1	0,2475	0,2475	0,1299	0,1274	0,0097	0,9609
2	0,2475	0,2475	0,1299	0,1293	0,0025	0,9900
	MSE	MSE _s	MSE _u	MSE _a	MSE _p	MSE _i
1	$6,5591 \cdot 10^{-4}$	$2,5614 \cdot 10^{-5}$	$6,3030 \cdot 10^{-4}$	$9,3400 \cdot 10^{-5}$	$1,1901 \cdot 10^{-4}$	$-1,8773 \cdot 10^{-4}$
2	$1,6746 \cdot 10^{-4}$	$1,6696 \cdot 10^{-6}$	$1,6579 \cdot 10^{-4}$	$6,0881 \cdot 10^{-6}$	$7,7577 \cdot 10^{-6}$	$-1,2176 \cdot 10^{-5}$
	RMSE	RMSE _s	RMSE _u	RMSE _a	RMSE _p	RMSE _i
1	$2,5611 \cdot 10^{-2}$	$5,0611 \cdot 10^{-3}$	$2,5106 \cdot 10^{-2}$	$9,6643 \cdot 10^{-3}$	$1,0909 \cdot 10^{-2}$	$-1,3701 \cdot 10^{-2}$
2	$1,2941 \cdot 10^{-2}$	$1,2921 \cdot 10^{-3}$	$1,2876 \cdot 10^{-2}$	$2,4674 \cdot 10^{-3}$	$2,7853 \cdot 10^{-3}$	$-3,4894 \cdot 10^{-3}$

APÊNDICE B

Tabela 23. Resumo dos índices de desempenho estatístico para teste dos modelos linear (1) e quadrático (2) referentes ao solo B.

Solo B - Profundidade 0,20-0,30 m						
Modelo	Média O_i	Média P_i	s_o	s_p	b_0	b_1
1	0,2308	0,2308	0,1200	0,1186	0,0053	0,9771
2	0,2308	0,2308	0,1200	0,1188	0,0045	0,9804
	MSE	MSE _s	MSE _u	MSE _a	MSE _p	MSE _i
1	$3,2878 \cdot 10^{-4}$	$7,5452 \cdot 10^{-6}$	$3,2124 \cdot 10^{-4}$	$2,8042 \cdot 10^{-5}$	$3,5587 \cdot 10^{-5}$	$-5,6084 \cdot 10^{-5}$
2	$2,8111 \cdot 10^{-4}$	$5,5156 \cdot 10^{-6}$	$2,7559 \cdot 10^{-4}$	$2,0499 \cdot 10^{-5}$	$2,6015 \cdot 10^{-5}$	$-4,0998 \cdot 10^{-5}$
	RMSE	RMSE _s	RMSE _u	RMSE _a	RMSE _p	RMSE _i
1	$1,8132 \cdot 10^{-2}$	$2,7468 \cdot 10^{-3}$	$1,7923 \cdot 10^{-2}$	$5,2955 \cdot 10^{-3}$	$5,9655 \cdot 10^{-3}$	$-7,4889 \cdot 10^{-3}$
2	$1,6766 \cdot 10^{-2}$	$2,3485 \cdot 10^{-3}$	$1,6601 \cdot 10^{-2}$	$4,5276 \cdot 10^{-3}$	$5,1005 \cdot 10^{-3}$	$-6,4030 \cdot 10^{-3}$
Solo B - Profundidade 0,50-0,60 m						
Modelo	Média O_i	Média P_i	s_o	s_p	b_0	b_1
1	0,2281	0,2281	0,1231	0,1213	0,0064	0,9719
2	0,2281	0,2281	0,1231	0,1227	0,0012	0,9947
	MSE	MSE _s	MSE _u	MSE _a	MSE _p	MSE _i
1	$4,2358 \cdot 10^{-4}$	$1,1901 \cdot 10^{-5}$	$4,1167 \cdot 10^{-4}$	$4,1089 \cdot 10^{-5}$	$5,2990 \cdot 10^{-5}$	$-8,2177 \cdot 10^{-5}$
2	$7,9198 \cdot 10^{-5}$	$4,1607 \cdot 10^{-7}$	$7,8782 \cdot 10^{-5}$	$1,4365 \cdot 10^{-6}$	$1,8525 \cdot 10^{-6}$	$-2,8729 \cdot 10^{-6}$
	RMSE	RMSE _s	RMSE _u	RMSE _a	RMSE _p	RMSE _i
1	$2,0581 \cdot 10^{-2}$	$3,4498 \cdot 10^{-3}$	$2,0290 \cdot 10^{-2}$	$6,4100 \cdot 10^{-3}$	$7,2794 \cdot 10^{-3}$	$-9,0652 \cdot 10^{-3}$
2	$8,8993 \cdot 10^{-3}$	$6,4503 \cdot 10^{-4}$	$8,8759 \cdot 10^{-3}$	$1,1985 \cdot 10^{-3}$	$1,3611 \cdot 10^{-3}$	$-1,6950 \cdot 10^{-3}$
Solo B - Profundidade 0,80-0,90 m						
Modelo	Média O_i	Média P_i	s_o	s_p	b_0	b_1
1	0,2462	0,2462	0,1251	0,1236	0,0060	0,9757
2	0,2462	0,2462	0,1251	0,1247	0,0018	0,9927
	MSE	MSE _s	MSE _u	MSE _a	MSE _p	MSE _i
1	$3,7843 \cdot 10^{-4}$	$9,2007 \cdot 10^{-6}$	$3,6923 \cdot 10^{-4}$	$3,5832 \cdot 10^{-5}$	$4,5032 \cdot 10^{-5}$	$-7,1663 \cdot 10^{-5}$
2	$1,1285 \cdot 10^{-4}$	$8,1820 \cdot 10^{-7}$	$1,1203 \cdot 10^{-4}$	$3,1864 \cdot 10^{-6}$	$4,0046 \cdot 10^{-6}$	$-6,3728 \cdot 10^{-6}$
	RMSE	RMSE _s	RMSE _u	RMSE _a	RMSE _p	RMSE _i
1	$1,9453 \cdot 10^{-2}$	$3,0333 \cdot 10^{-3}$	$1,9215 \cdot 10^{-2}$	$5,9859 \cdot 10^{-3}$	$6,7106 \cdot 10^{-3}$	$-8,4654 \cdot 10^{-3}$
2	$1,0623 \cdot 10^{-2}$	$9,0454 \cdot 10^{-4}$	$1,0585 \cdot 10^{-2}$	$1,7851 \cdot 10^{-3}$	$2,0012 \cdot 10^{-3}$	$-2,5244 \cdot 10^{-3}$

APÊNDICE C

Tabela 24. Resumo dos índices de desempenho estatístico para teste dos modelos linear (1) e quadrático (2) referentes ao solo C.

Solo C - Profundidade 0,20-0,30 m						
Modelo	Média O_i	Média P_i	s_o	s_p	b_0	b_1
1	0,2818	0,2818	0,1175	0,1049	0,0574	0,7963
2	0,2818	0,2818	0,1175	0,1157	0,0087	0,9692
	MSE	MSE _s	MSE _u	MSE _a	MSE _p	MSE _i
1	$2,8027 \cdot 10^{-3}$	$5,7093 \cdot 10^{-4}$	$2,2318 \cdot 10^{-3}$	$3,2952 \cdot 10^{-3}$	$3,8661 \cdot 10^{-3}$	$-6,5903 \cdot 10^{-3}$
2	$4,2427 \cdot 10^{-4}$	$1,3083 \cdot 10^{-5}$	$4,1119 \cdot 10^{-4}$	$7,5508 \cdot 10^{-5}$	$8,8591 \cdot 10^{-5}$	$-1,5102 \cdot 10^{-4}$
	RMSE	RMSE _s	RMSE _u	RMSE _a	RMSE _p	RMSE _i
1	$5,2941 \cdot 10^{-2}$	$2,3894 \cdot 10^{-2}$	$4,7242 \cdot 10^{-2}$	$5,7404 \cdot 10^{-2}$	$6,2178 \cdot 10^{-2}$	$-8,1181 \cdot 10^{-2}$
2	$2,0598 \cdot 10^{-2}$	$3,6170 \cdot 10^{-3}$	$2,0278 \cdot 10^{-2}$	$8,6895 \cdot 10^{-3}$	$9,4123 \cdot 10^{-3}$	$-1,2289 \cdot 10^{-2}$
Solo C - Profundidade 0,50-0,60 m						
Modelo	Média O_i	Média P_i	s_o	s_p	b_0	b_1
1	0,2039	0,2039	0,0929	0,0813	0,0478	0,7656
2	0,2039	0,2039	0,0929	0,0903	0,0110	0,9462
	MSE	MSE _s	MSE _u	MSE _a	MSE _p	MSE _i
1	$2,0142 \cdot 10^{-3}$	$4,7204 \cdot 10^{-4}$	$1,5421 \cdot 10^{-3}$	$2,2832 \cdot 10^{-3}$	$2,7552 \cdot 10^{-3}$	$-4,5664 \cdot 10^{-3}$
2	$4,6238 \cdot 10^{-4}$	$2,4877 \cdot 10^{-5}$	$4,3750 \cdot 10^{-4}$	$1,2032 \cdot 10^{-4}$	$1,4520 \cdot 10^{-4}$	$-2,4065 \cdot 10^{-4}$
	RMSE	RMSE _s	RMSE _u	RMSE _a	RMSE _p	RMSE _i
1	$4,4879 \cdot 10^{-2}$	$2,1726 \cdot 10^{-2}$	$3,9270 \cdot 10^{-2}$	$4,7783 \cdot 10^{-2}$	$5,2490 \cdot 10^{-2}$	$-6,7575 \cdot 10^{-2}$
2	$2,1503 \cdot 10^{-2}$	$4,9876 \cdot 10^{-3}$	$2,0917 \cdot 10^{-2}$	$1,0969 \cdot 10^{-2}$	$1,2050 \cdot 10^{-2}$	$-1,5513 \cdot 10^{-2}$

APÊNDICE D

Tabela 25. Proporção das fontes de erro componentes do erro médio quadrático e demais índices de desempenho estatístico para comparação dos modelos linear (1) e quadrático (2) referentes ao solo A.

Solo A - Profundidade 0,20-0,30 m					
Modelos	MSE _s / MSE	MSE _u / MSE	MSE _a / MSE	MSE _p / MSE	MSE _i / MSE
1	1,1590.10 ⁻²	9,8841.10 ⁻¹	7,0453.10 ⁻²	8,2043.10 ⁻²	-1,4091.10 ⁻¹
2	8,6115.10 ⁻³	9,9139.10 ⁻¹	5,2348.10 ⁻²	6,0960.10 ⁻²	-1,0470.10 ⁻¹
	r	r ²	d	c	Desempenho
1	0,9942	0,9884	0,9971	0,9913	Ótimo (c > 0,85)
2	0,9957	0,9914	0,9978	0,9935	Ótimo (c > 0,85)
Solo A - Profundidade 0,50-0,60 m					
Modelos	MSE _s / MSE	MSE _u / MSE	MSE _a / MSE	MSE _p / MSE	MSE _i / MSE
1	7,1380.10 ⁻³	9,9286.10 ⁻¹	2,4360.10 ⁻²	3,1498.10 ⁻²	-4,8720.10 ⁻²
2	4,0903.10 ⁻³	9,9591.10 ⁻¹	1,3959.10 ⁻²	1,8049.10 ⁻²	-2,7918.10 ⁻²
	r	r ²	d	c	Desempenho
1	0,9964	0,9929	0,9982	0,9946	Ótimo (c > 0,85)
2	0,9980	0,9959	0,9990	0,9969	Ótimo (c > 0,85)
Solo A - Profundidade 0,80-0,90 m					
Modelos	MSE _s / MSE	MSE _u / MSE	MSE _a / MSE	MSE _p / MSE	MSE _i / MSE
1	3,9051.10 ⁻²	9,6095.10 ⁻¹	1,4240.10 ⁻¹	1,8145.10 ⁻¹	-2,8479.10 ⁻¹
2	9,9702.10 ⁻³	9,9003.10 ⁻¹	3,6355.10 ⁻²	4,6325.10 ⁻²	-7,2710.10 ⁻²
	r	r ²	d	c	Desempenho
1	0,9803	0,9609	0,9899	0,9704	Ótimo (c > 0,85)
2	0,9950	0,9900	0,9975	0,9925	Ótimo (c > 0,85)

APÊNDICE E

Tabela 26. Proporção das fontes de erro componentes do erro médio quadrático e demais índices de desempenho estatístico para comparação dos modelos linear (1) e quadrático (2) referentes ao solo B.

Solo B - Profundidade 0,20-0,30 m					
Modelos	MSE _s / MSE	MSE _u / MSE	MSE _a / MSE	MSE _p / MSE	MSE _i / MSE
1	2,2949.10 ⁻²	9,7705.10 ⁻¹	8,5291.10 ⁻²	1,0824.10 ⁻¹	-1,7058.10 ⁻¹
2	1,9621.10 ⁻²	9,8038.10 ⁻¹	7,2923.10 ⁻²	9,2544.10 ⁻²	-1,4585.10 ⁻¹
	r	r ²	d	c	Desempenho
1	0,9885	0,9771	0,9942	0,9827	Ótimo (c > 0,85)
2	0,9901	0,9804	0,9950	0,9852	Ótimo (c > 0,85)
Solo B - Profundidade 0,50-0,60 m					
Modelos	MSE _s / MSE	MSE _u / MSE	MSE _a / MSE	MSE _p / MSE	MSE _i / MSE
1	2,8097.10 ⁻²	9,7190.10 ⁻¹	9,7004.10 ⁻²	1,2510.10 ⁻¹	-1,9401.10 ⁻¹
2	5,2535.10 ⁻³	9,9475.10 ⁻¹	1,8137.10 ⁻²	2,3391.10 ⁻²	-3,6275.10 ⁻²
	r	r ²	d	c	Desempenho
1	0,9859	0,9719	0,9928	0,9788	Ótimo (c > 0,85)
2	0,9974	0,9947	0,9987	0,9961	Ótimo (c > 0,85)
Solo B - Profundidade 0,80-0,90 m					
Modelos	MSE _s / MSE	MSE _u / MSE	MSE _a / MSE	MSE _p / MSE	MSE _i / MSE
1	2,4313.10 ⁻²	9,7569.10 ⁻¹	9,4685.10 ⁻²	1,1900.10 ⁻¹	-1,8937.10 ⁻¹
2	7,2503.10 ⁻³	9,9275.10 ⁻¹	2,8236.10 ⁻²	3,5486.10 ⁻²	-5,6471.10 ⁻²
	r	r ²	d	c	Desempenho
1	0,9878	0,9757	0,9938	0,9696	Ótimo (c > 0,85)
2	0,9964	0,9927	0,9982	0,9946	Ótimo (c > 0,85)

APÊNDICE F

Tabela 27. Proporção das fontes de erro componentes do erro médio quadrático e demais índices de desempenho estatístico para comparação dos modelos linear (1) e quadrático (2) referentes ao solo C.

Solo C - Profundidade 0,20-0,30 m					
Modelos	MSE _s / MSE	MSE _u / MSE	MSE _a / MSE	MSE _p / MSE	MSE _i / MSE
1	2,0370.10 ⁻¹	7,9630.10 ⁻¹	1,1757	1,3794	-2,3514
2	3,0836.10 ⁻²	9,6916.10 ⁻¹	1,7797.10 ⁻¹	2,0881.10 ⁻¹	-3,5594.10 ⁻¹
	r	r ²	d	c	Desempenho
1	0,8924	0,7963	0,9406	0,8394	Muito bom
2	0,9845	0,9692	0,9767	0,9921	Ótimo (c > 0,85)
Solo C - Profundidade 0,50-0,60 m					
Modelos	MSE _s / MSE	MSE _u / MSE	MSE _a / MSE	MSE _p / MSE	MSE _i / MSE
1	2,3436.10 ⁻¹	7,6564.10 ⁻¹	1,1336	1,3679	-2,2671
2	5,3801.10 ⁻²	9,4620.10 ⁻¹	2,6023.10 ⁻¹	3,1403.10 ⁻¹	-5,2046.10 ⁻¹
	r	r ²	d	c	Desempenho
1	0,8750	0,7656	0,9295	0,8133	Muito bom
2	0,9727	0,9462	0,9591	0,9860	Ótimo (c > 0,85)

APÊNDICE G

Tabela 28. Resumo dos índices de desempenho estatístico utilizados para teste dos modelos gerais lineares (1) e quadráticos (2) referentes ao solo A, B e C.

Solo A						
Modelo	Média O_i	Média P_i	s_o	s_p	b_0	b_1
1	0,2501	0,2501	0,1233	0,1211	0,0090	0,9641
2	0,2501	0,2501	0,1233	0,1214	0,0078	0,9688
	MSE	MSE _s	MSE _u	MSE _a	MSE _p	MSE _i
1	$5,4500 \cdot 10^{-4}$	$1,9563 \cdot 10^{-5}$	$5,2544 \cdot 10^{-4}$	$8,0559 \cdot 10^{-5}$	$1,0012 \cdot 10^{-4}$	$-1,6112 \cdot 10^{-4}$
2	$4,7354 \cdot 10^{-4}$	$1,4768 \cdot 10^{-5}$	$4,5877 \cdot 10^{-4}$	$6,0817 \cdot 10^{-5}$	$7,5585 \cdot 10^{-5}$	$-1,2163 \cdot 10^{-4}$
	RMSE	RMSE _s	RMSE _u	RMSE _a	RMSE _p	RMSE _i
1	$2,3345 \cdot 10^{-2}$	$4,4230 \cdot 10^{-3}$	$2,2923 \cdot 10^{-2}$	$8,9755 \cdot 10^{-3}$	$1,0006 \cdot 10^{-2}$	$-1,2693 \cdot 10^{-2}$
2	$2,1761 \cdot 10^{-2}$	$3,8430 \cdot 10^{-3}$	$2,1419 \cdot 10^{-2}$	$7,7985 \cdot 10^{-3}$	$8,6940 \cdot 10^{-3}$	$-1,1029 \cdot 10^{-2}$
Solo B						
Modelo	Média O_i	Média P_i	s_o	s_p	b_0	b_1
1	0,2294	0,2294	0,1215	0,1176	0,0144	0,9374
2	-	-	-	-	-	-
	MSE	MSE _s	MSE _u	MSE _a	MSE _p	MSE _i
1	$9,2236 \cdot 10^{-4}$	$5,7774 \cdot 10^{-5}$	$8,6458 \cdot 10^{-4}$	$2,0641 \cdot 10^{-4}$	$2,6418 \cdot 10^{-4}$	$-4,1282 \cdot 10^{-4}$
2	-	-	-	-	-	-
	RMSE	RMSE _s	RMSE _u	RMSE _a	RMSE _p	RMSE _i
1	$3,0370 \cdot 10^{-2}$	$7,6009 \cdot 10^{-3}$	$2,9404 \cdot 10^{-2}$	$1,4367 \cdot 10^{-2}$	$1,6254 \cdot 10^{-2}$	$-2,0318 \cdot 10^{-2}$
2	-	-	-	-	-	-
Solo C						
Modelo	Média O_i	Média P_i	s_o	s_p	b_0	b_1
1	0,2438	0,2438	0,1130	0,1014	0,0477	0,8041
2	0,2438	0,2438	0,1130	0,1102	0,0119	0,9511
	MSE	MSE _s	MSE _u	MSE _a	MSE _p	MSE _i
1	$2,4982 \cdot 10^{-3}$	$4,8934 \cdot 10^{-4}$	$2,0089 \cdot 10^{-3}$	$2,2797 \cdot 10^{-3}$	$2,7691 \cdot 10^{-3}$	$-4,5595 \cdot 10^{-3}$
2	$6,2309 \cdot 10^{-4}$	$3,0440 \cdot 10^{-5}$	$5,9265 \cdot 10^{-4}$	$1,4181 \cdot 10^{-4}$	$1,7225 \cdot 10^{-4}$	$-2,8363 \cdot 10^{-4}$
	RMSE	RMSE _s	RMSE _u	RMSE _a	RMSE _p	RMSE _i
1	$4,9982 \cdot 10^{-2}$	$2,2121 \cdot 10^{-2}$	$4,4821 \cdot 10^{-2}$	$4,7747 \cdot 10^{-2}$	$5,2622 \cdot 10^{-2}$	$-6,7524 \cdot 10^{-2}$
2	$2,4962 \cdot 10^{-2}$	$5,5173 \cdot 10^{-3}$	$2,4344 \cdot 10^{-2}$	$1,1909 \cdot 10^{-2}$	$1,3125 \cdot 10^{-2}$	$-1,6841 \cdot 10^{-2}$

APÊNDICE H

Tabela 29. Proporção das fontes de erro componentes do erro médio quadrático e demais índices de desempenho estatístico para comparação dos modelos gerais linear (1) e quadrático (2) referentes ao solo A, B e C.

Solo A					
Modelos	MSE _s / MSE	MSE _u / MSE	MSE _a / MSE	MSE _p / MSE	MSE _i / MSE
1	3,5894.10 ⁻²	9,6411.10 ⁻¹	1,4781.10 ⁻¹	1,8371.10 ⁻¹	-2,9563.10 ⁻¹
2	3,1188.10 ⁻²	9,6881.10 ⁻¹	1,2843.10 ⁻¹	1,5962.10 ⁻¹	-2,5686.10 ⁻¹
	r	r ²	d	c	Desempenho
1	0,9819	0,9641	0,9908	0,9728	Ótimo (c > 0,85)
2	0,9843	0,9688	0,9920	0,9764	Ótimo (c > 0,85)
Solo B					
Modelos	MSE _s / MSE	MSE _u / MSE	MSE _a / MSE	MSE _p / MSE	MSE _i / MSE
1	6,2638.10 ⁻²	9,3736.10 ⁻¹	2,2378.10 ⁻¹	2,8642.10 ⁻¹	-4,4757.10 ⁻¹
2	-	-	-	-	-
	r	r ²	d	c	Desempenho
1	0,9682	0,9374	0,9836	0,9523	Ótimo (c > 0,85)
2	-	-	-	-	-
Solo C					
Modelos	MSE _s / MSE	MSE _u / MSE	MSE _a / MSE	MSE _p / MSE	MSE _i / MSE
1	1,9588.10 ⁻¹	8,0412.10 ⁻¹	9,1254.10 ⁻¹	1,1084	-1,8251
2	4,8854.10 ⁻²	9,5115.10 ⁻¹	2,2760.10 ⁻¹	2,7645.10 ⁻¹	-4,5520.10 ⁻¹
	r	r ²	d	c	Desempenho
1	0,8967	0,8041	0,9431	0,8457	Muito bom
2	0,9753	0,9511	0,9873	0,9629	Ótimo (c > 0,85)