



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA
FACULDADE DE AGRONOMIA E MEDICINA VETERINÁRIA

**REFLECTOMETRIA NO DOMÍNIO DO TEMPO (TDR) PARA
DETERMINAÇÃO DO CONTEÚDO DE ÁGUA EM SOLOS TROPICAIS
DO DISTRITO FEDERAL**

BRUNA FREIRE DOMINGUES DA COSTA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO EM AGRONOMIA

BRASÍLIA/DF
FEVEREIRO/2017



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA
FACULDADE DE AGRONOMIA E MEDICINA VETERINÁRIA

**REFLECTOMETRIA NO DOMÍNIO DO TEMPO (TDR) PARA
DETERMINAÇÃO DO CONTEÚDO DE ÁGUA EM SOLOS TROPICAIS
DO DISTRITO FEDERAL**

BRUNA FREIRE DOMINGUES DA COSTA

ORIENTADOR: TAIRONE PAIVA LEÃO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO EM AGRONOMIA

PUBLICAÇÃO: 131/2017

BRASÍLIA/DF
FEVEREIRO/2017



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA
FACULDADE DE AGRONOMIA E MEDICINA VETERINÁRIA

**REFLECTOMETRIA NO DOMÍNIO DO TEMPO (TDR) PARA
DETERMINAÇÃO DO CONTEÚDO DE ÁGUA EM SOLOS TROPICAIS
DO DISTRITO FEDERAL**

BRUNA FREIRE DOMINGUES DA COSTA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO SUBMETIDA AO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA, COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS À OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM AGRONOMIA.

APROVADA POR:

TAIRONE PAIVA LEÃO, Ph.D., Professor Adjunto

(Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária – Universidade de Brasília – UnB)

(ORIENTADOR) e-mail: tleao@unb.br

WELITOM RODRIGUES BORGES, Doutor, Professor Adjunto

(Instituto de Geociências – Universidade de Brasília- UnB)

(EXAMINADOR INTERNO) e-mail: welitom@unb.br

VINICIUS BOF BUFON, Ph.D., Pesquisador

(Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – EMBRAPA CERRADOS)

(EXAMINADOR EXTERNO) e-mail: vinicius.bufon@embrapa.br

BRASÍLIA/DF, 24 de fevereiro de 2017

FICHA CATALOGRÁFICA

Costa, Bruna Freire Domingues da

Reflectometria no domínio do tempo (TDR) para determinação do conteúdo de água em solos tropicais do Distrito Federal / Bruna Freire Domingues da Costa; Orientador: Tairone Paiva Leão - Brasília, 2017.

64 f.; il.

Dissertação (mestrado) – Universidade de Brasília, Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária, 2017.

1. Reflectometria no domínio do tempo (TDR). 2. Conteúdo de água. 3. Solos tropicais

I. LEÃO, T.P. Ph. D.

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

COSTA, B. F. D. **Reflectometria no domínio do tempo (TDR) para determinação do conteúdo de água em solos tropicais do Distrito Federal**. Brasília: Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária, Universidade de Brasília, 2017, 64 p. Dissertação de Mestrado.

CESSÃO DE DIREITOS

NOME DO AUTOR: Bruna Freire Domingues da Costa

TÍTULO DA DISSERTAÇÃO: **Reflectometria no domínio do tempo (TDR) para determinação do conteúdo de água em solos tropicais do Distrito Federal**.

GRAU: Mestre

ANO: 2017

É concedida à Universidade de Brasília de Brasília permissão para reproduzir cópias desta dissertação de mestrado para única e exclusivamente propósitos acadêmicos e científicos. O autor reserva para si os outros direitos autorais, de publicação. Nenhuma parte desta dissertação de mestrado pode ser reproduzida sem a autorização por escrito do autor. Citações são estimuladas, desde que citada a fonte.

Nome: Bruna Freire Domingues da Costa

Tel: (61) 982263121 / Email: brunafreiredc@gmail.com

*Dedico esse trabalho primeiramente a Deus.
Aos meus pais, Gerth Domingues e Maria Regina; aos meus irmãos, Gerth Filho e Renata; a minha pequena afilhada, Ayla; e ao meu orientador, Tairone.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por ter me dado o dom da vida, e com ela saúde, sabedoria e coragem para enfrentar qualquer dificuldade.

Aos meu pais, Gerth Domingues e Maria Regina Freire, por todo carinho, incentivo e por serem meus maiores exemplos de vida.

Aos meus avôs, Geraldo Freire (*in memoriam*) e Francisco Domingues (*in memoriam*), que sem saber me incentivaram a escolher minha profissão e, às minhas avós, Regina e Dininha, pelo ensinamentos e zelo que tem por mim.

Aos meus irmãos, Renata Freire e Gerth Filho, por estarem sempre ao meu lado, me ensinando e apoiando em todas minhas escolhas, além de tornarem minha vida mais feliz.

A minha pequena afilhada, Ayla, que chegou de forma transformadora trazendo consigo toda luz, alegria e amor, sem ela a conclusão desse mestrado seria bem mais difícil.

Ao meu tio, Jorge do Nascimento (*in memoriam*), por ter me proporcionado momentos inesquecíveis e por ter sido meu melhor amigo.

Aos meus cunhados, Wellington e Amanda, por tornarem nossa família mais alegre.

Ao Mateus, por toda ajuda, dedicação, amor e paciência.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), a Universidade de Brasília - UnB e ao Programa de Pós-Graduação em Agronomia.

Ao professor Tairone, pela oportunidade de pesquisa, por todo conhecimento transmitido, dedicação, paciência e apoio, independente do dia ou horário, sem dúvidas eu não poderia ter tido um orientador mais compreensivo.

Aos professores Jader Busato, Cícero Figueiredo, Luiz Borgo, Vijayendra Garg, Aderbal Oliveira, Fermín Aragón e Edi Guimarães pelos ensinamentos transmitidos e por disponibilizarem seus laboratórios, tornando possível a realização das análises desse trabalho.

Aos professores Welitom Borges e Selma Maggiotto, e ao pesquisador Vinícius Bufon por toda contribuição e disponibilidade para participar da banca de qualificação e de defesa.

Ao meu amigo, Carlos Eduardo, por não medir forças em ajudar independentemente da situação; a distância não alterou em nada a nossa amizade.

Aos meus amigos, Francielle, Tiago, João, Thiago, Emanuel, Ulisses, Paulo, Lucas e Jéssica que estiveram comigo mesmo na correria, sempre me dando força quando preciso.

Aos amigos do laboratório de física do solo, Fernando, Lara, Helen e Carlão, pela ajuda nas análises e por tornarem o trabalho mais descontraído.

*"You'll find rocks on the way
You know you gotta give your best."
(Eterna)*

*"All we have to decide is what to do with the time that is given to us."
(J. R. R. Tolkien)*

ÍNDICE

CAPÍTULO GERAL

1. INTRODUÇÃO.....	1
2. OBJETIVOS.....	2
2.1. Objetivo Geral.....	2
2.2. Objetivos Específicos	2
3. HIPÓTESE	3
4. REVISÃO DE LITERATURA	3
4.1. A Água.....	3
4.2. Determinação de Umidade do Solo	4
4.2.1. Métodos de Determinação de Umidade	4
4.2.1.1. Método termogravimétrico utilizando estufa de secagem.....	5
4.2.1.2. Método gravimétrico utilizando micro-ondas	5
4.2.1.3. Método do Tensiômetro.....	5
4.2.1.4. Radar de penetração no solo (GPR)	6
4.2.1.5. Sensor de Capacitância.....	6
4.2.1.6. Micro-ondas Passivas	7
4.2.1.7. Blocos de Resistência Elétrica.....	7
4.2.1.8. Indução Eletromagnética	7
4.2.1.9. Termalização dos Nêutrons	7
4.2.1.10. Ressonância Magnética Nuclear.....	8
4.2.1.11. Atenuação de Raios Gama.....	9
4.2.1.12. Sensor de Placas Diédricas	9
4.3. Reflectometria no Domínio do Tempo (TDR).....	9
4.4. Efeitos dos Óxidos	12
4.4.1. Propriedades Magnéticas dos Materiais.....	13
4.4.1.1. Diamagnetismo	14
4.4.1.2. Paramagnetismo	14
4.4.1.3. Ferromagnetismo	14
4.4.1.4. Antiferromagnetismo.....	15
5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	17

ÍNDICE

CAPÍTULO ÚNICO

1. INTRODUÇÃO.....	27
2. MATERIAIS E MÉTODOS.....	29
2.1. Coleta e Classificação dos Solos	29
2.2. Preparação das amostras	30
2.3. Análises Físicas e Químicas	30
2.4. Análises Mineralógicas	31
2.5. Espectroscopia de Mössbauer	31
2.6. Ensaio para calibração do TDR, leitura e processamento dos dados.....	32
2.7. Permeabilidade Magnética.....	34
2.8. Análises Estatísticas.....	34
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO	34
5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	49
ANEXO A – Difratoogramas de Raios-X dos solos	57
ANEXO B – Espectros de Mössbauer.....	61
ANEXO C – Medidas Magnéticas	63

ÍNDICE DE TABELAS

CAPÍTULO GERAL

Tabela 1. Permissividade dielétrica relativa de meios de referência e alguns constituintes do solo	10
---	----

CAPÍTULO ÚNICO

Tabela 2. Resultados das análises de densidade do solo, densidade de partículas, granulometria, condutividade elétrica, pH (H ₂ O), pH (KCl), pH (CaCl ₂), matéria orgânica (M.O.), fósforo (P), potássio (K ⁺), cálcio (Ca ²⁺), magnésio (Mg ²⁺), alumínio (Al ³⁺), acidez potencial (H ⁺ +Al ³⁺), soma de bases trocáveis (SB), capacidade de troca de cátions (CTC), saturação da CTC por bases (V) e saturação por alumínio (m)	35
Tabela 3. Análise de variância (ANOVA) das regressões dos métodos de calibração	37
Tabela 4. Resultados estatísticos do coeficiente de determinação (R ²) e raiz quadrada do erro médio (RMSE) para validação dos métodos de calibração comparados ao padrão (termogravimétrico).....	43
Tabela 5. Referências de valores de RMSE (Raiz Quadrada do Erro Médio) com diferentes tipos de sensores eletromagnéticos em diferentes tipos de solos com ajustes por modelos distintos.....	44

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO GERAL

Figura 1. Representação esquemática de comportamentos magnéticos, A. Diamagnetismo, B. Paramagnetismo, C. Ferromagnetismo e D. Antiferromagnetismo.....	16
--	----

CAPÍTULO ÚNICO

Figura 2. Mapa de localização dos solos amostrados.....	30
Figura 3. Sistema TDR-100	33
Figura 4. Captura de tela da planilha eletrônica criada para determinar as permissividades dielétricas relativas	33
Figura 5. Relações entre a permissividade dielétrica relativa (ϵ_r) e o conteúdo de água dos solos: Latossolo Vermelho (LV), Latossolo Amarelo (LA), Neossolo (NE), Gleissolo (GL), Organossolo (OR) e em todos conjuntamente. São apresentadas as curvas de Topp et al. (1980), as polinomiais cúbicas, as de raiz e as logarítmicas ajustadas aos dados observados.....	39
Figura 6. Conteúdo de água determinado pelo método termogravimétrico em relação aos determinados pelos métodos de calibração por Topp et al. (1980), polinômio cubico, raiz e logarítmico nos solos estudados	42

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ANA	Agência Nacional de Águas
CaCl ₂	Cloreto de Cálcio
Ds	Densidade do Solo
GL	Gleissolo
GPR	Ground Penetrating Radar (Radar de Penetração no Solo)
H	Campo Magnético Externo
KCl	Cloreto de Potássio
LA	Latossolo Amarelo
LV	Latossolo Vermelho
MO	Matéria Orgânica
NE	Neossolo
ONU	Organização das Nações Unidas
OR	Organossolo
R ²	Coefficiente de Determinação
RMSE	Root Mean Square Error (Raiz Quadrada do Erro Médio)
TDR	Time Domain Reflectometry (Reflectometria no Domínio do Tempo)
μ_r	Permeabilidade Magnética Relativa
ϵ_r	Permissividade Dielétrica Relativa
θ	Conteúdo de Água no Solo
χ	Susceptibilidade Magnética

REFLECTOMETRIA NO DOMÍNIO DO TEMPO (TDR) PARA DETERMINAÇÃO DO CONTEÚDO DE ÁGUA EM SOLOS TROPICAIS DO DISTRITO FEDERAL

RESUMO

O Brasil é um país privilegiado em relação aos recursos hídricos, porém esses não são distribuídos homoganeamente, pois a maior parte da água se encontra em região com menor densidade populacional. Assim, a racionalização do uso da água e a sustentabilidade dos recursos depende do manejo adequado e uso eficiente da água na agricultura que é a principal usuária desse recurso. O monitoramento do conteúdo de água do solo é de fundamental importância para a agricultura, sobretudo na determinação de sua variação e na otimização do manejo de irrigação. A técnica de Reflectometria no Domínio do Tempo (TDR) é uma importante ferramenta para determinação do conteúdo de água no solo. A propriedade com maior influência sobre a permissividade dielétrica do meio é o conteúdo de água no solo, sendo também influenciada pela mineralogia do solo. Assim, o objetivo deste estudo foi estabelecer equações de calibração entre o conteúdo de água no solo (θ) e a permissividade dielétrica relativa (ϵ_r) para Latossolo Vermelho, Latossolo Amarelo, Neossolo, Gleissolo e Organossolo e compará-los com o modelo universal proposto na literatura (Topp et al., 1980), tendo como método padrão de determinação do conteúdo de água no solo, o termogravimétrico. Avaliou-se ainda a possível interferência e efeitos dos óxidos de ferro e de alumínio na calibração do TDR com a determinação da permeabilidade magnética. Foram ajustados modelos polinomiais cúbicos, logarítmicos e de raiz quadrada, para cada classe de solo e para todo o conjunto, entre o conteúdo de água no solo (variável dependente) e a permissividade dielétrica (variável independente). A precisão e a acurácia dos modelos foram avaliadas, pelo coeficiente de determinação (R^2), pela raiz quadrada do erro médio (RMSE) e pela a linha 1:1. O modelo proposto por Topp foi o que se mostrou menos adequado para estimar o conteúdo de água das classes de solos estudadas. Os dados do Latossolo Vermelho e do Gleissolo foram melhor ajustados pela equação do modelo logarítmico, com menor RMSE e maior R^2 . Já o Latossolo Amarelo, o Neossolo, o Organossolo e o conjunto de todos os solos foram melhor representados pelo modelo polinomial cúbico, o que o torna o melhor modelo ajustado para esses solos. Considerando apenas os solos minerais, ou seja, excluindo o Organossolo dos modelos, obtém-se uma equação geral ainda melhor em todos os modelos, especificamente, o polinomial cúbico. Os valores de permeabilidade magnética encontrado nos solos foram baixos, o que se justifica uma vez que não foram constatados pela difração de raio-X minerais ferrimagnéticos. Assim, a

presença dos óxidos, principalmente a hematita e a goethita, com relação a permeabilidade magnética, não influenciaram os modelos para ajuste de conteúdo de água nos solos estudados.

Palavras-chave: TDR, calibração, permissividade dielétrica, conteúdo de água, permeabilidade magnética.

TIME DOMAIN REFLECTOMETRY (TDR) FOR BRAZILIAN FEDERAL DISTRICT TROPICAL SOILS IN THE WATER CONTENT DETERMINATION

ABSTRACT

Brazil is a privileged country regarding water resources. However, these are heterogeneously distributed, since most of the water is located in lower population density areas. Since agriculture is a major user of water, the proper management and efficient use of this resource is dependent of the water rationalization and resources sustainability. Monitoring soil water content is crucial for farming practices, particularly for measuring its variation and optimizing irrigation management. The TDR technique is an important method to determine soil water content, which is the property that have more effect on the dielectric permittivity of the soil (this constant can also be influenced by the soil mineralogy). The aim of this study was to establish calibration equations between soil water content and dielectric permittivity for Aeric Endoaquent, Typic Ustorthent, Typic Haplosaprist, Anionic Acrustox, Rhodic Haplustox and to compare them with the universal model proposed in the literature (Topp et al.,1980), using the standard thermogravimetric model of soil water content measurement as a reference. The possible interference and effects of iron and aluminum oxides in the TDR calibration with determination of magnetic permeability was also investigated. For each soil class and for the whole experimental set, cubic polynomial, logarithmic and square root models were adjusted between soil water content (dependent variable) and dielectric permittivity (independent variable). The precision and the accuracy of the models were assessed using the coefficient of determination (R^2), the Root Mean Squared Error (RMSE) and the 1:1 line. The model proposed by Topp et al. was the least adequate to estimate the water content of the soil classes studied. Rhodic Haplustox and Aeric Endoaquent data were better adjusted by the logarithmic model equation, with low RMSE and high R^2 . The Anionic Acrustox, the Typic Ustorthent, the Typic Haplosaprist and the set of all the soils were better represented by the cubic polynomial model, which makes it the best adjusted model for these soils. Considering only the mineral soils, that is, excluding the Typic Haplosaprist from the models, an overall best fit equation is obtained, in the form of a cubic polynomial. The values of magnetic permeability found in the soils were low, as no ferrimagnetic mineral was detected by X-ray diffraction. Thus, the presence of oxides, mainly hematite and goethite, according to the magnetic permeability were not significant in these models to adjust water content in the studied soils.

Keywords: TDR, calibration, dielectric permittivity, water content, magnetic permeability.

1. INTRODUÇÃO

De toda a água existente no mundo apenas em torno de 2,5% é doce, porém a maior parte está congelada ou em reservas subterrâneas, somente 0,5% dessa água doce é prontamente disponível (ANA, 2009). O Brasil possui 13% desse total de água doce do planeta, mas com distribuição desigual, pois a maior parte (81%) se encontra na região Amazônica que possui menor densidade populacional e conseqüente menor demanda de água (ANA, 2015).

A água é um recurso potencialmente renovável com grande possibilidade de se tornar escasso, devido principalmente à sua poluição e uso indiscriminado. A agropecuária é um dos setores que é dependente de água, principalmente em períodos secos, e que pode contribuir para um maior gasto, principalmente na irrigação de culturas e pastagens sendo responsável por 55% da vazão retirada de água no Brasil, logo é necessário aprimorar e planejar a irrigação, pois aplicando boas práticas de manejo do solo e da água, irrigantes podem alcançar eficiências de uso dos recursos hídricos superiores a 90% (ANA, 2016).

Os fatores edafo-climáticos também influenciam nessa demanda de água na agricultura, principalmente sobre os índices pluviométricos e sua sazonalidade, a temperatura e a umidade relativa do ar, as características do solo em função de sua capacidade de absorção e retenção de água e atividade dos lençóis freáticos, sendo todos aspectos que afetam o balanço hídrico.

O grande desafio do Brasil é equilibrar a segurança hídrica com a segurança alimentar e a segurança energética mesmo com a maior demanda por alimentos e água, devido ao aumento da população mundial. A expectativa com a situação atual é que 1,8 bilhão de pessoas estarão vivendo em países ou regiões com escassez absoluta de água em 2025 (ONU, 2013). Portanto, é preciso melhorar a produtividade nas áreas cultivadas, aproveitando ao máximo o potencial produtivo dos solos, evitando a abertura de novas áreas para produção o que poderia acarretar mais problemas ambientais. Um dos fatores que contribui diretamente para o aumento da produtividade e intensidade dos cultivos é a eficiência do uso da água.

O conhecimento apropriado de técnicas que potencializem o uso eficiente da água (diminuindo perdas por evaporação, escoamento superficial e drenagem profunda) pode auxiliar no aumento de sua disponibilidade, reduzindo problemas de déficit causados pelo aumento da demanda populacional em relação à oferta do meio ambiente, além de evitar o uso em excesso, o que pode gerar elevação desnecessária dos custos, lixiviação de nutrientes e agrotóxicos e ainda erosão do solo.

Para controle de irrigação é necessário o monitoramento do conteúdo de água no solo. Para isso existem diversas técnicas e métodos de determinação divididas em: i) métodos diretos,

que medem efetivamente a quantidade de água armazenada no solo, como por exemplo, o método termogravimétrico utilizando secagem em estufa; ii) métodos indiretos, que se baseiam em propriedades físicas ou químicas que estão relacionados ao conteúdo de água no solo. Dentre estes, se destaca, por seu caráter pouco destrutivo, obtenção rápida de resultados e automatização, o método da reflectometria no domínio no tempo conhecido nos meios técnicos e científicos pela sigla TDR (do inglês, Time Domain Reflectometry).

O TDR é um método eletromagnético, indireto, minimamente destrutivo (somente na superfície) o qual permite medidas em tempo real do conteúdo de água no solo e automatização com transmissão por acesso remoto. Quando calibrado, pode melhorar ainda mais a precisão e acurácia dos valores. O equipamento emite um pulso eletromagnético que é enviado e guiado ao longo de uma linha de transmissão terminada em hastes metálicas inseridas no solo em questão. O TDR determina a permissividade dielétrica, medindo o tempo de propagação das ondas eletromagnéticas em um meio (NOBORIO, 2001). Essa permissividade dielétrica controla a velocidade de propagação da onda eletromagnética no solo, sendo possível criar uma relação empírica ou semi-empírica e inferir indiretamente o conteúdo de água (TOPP & FERRÉ, 2002). Além de determinar a umidade do solo, o TDR pode ser utilizado para obtenção da condutividade elétrica do solo (DALTON et al., 1984; ROBINSON et al., 2003; SCHWARTZ et al., 2016) e na deformação de rochas (DOWDING et al., 1988). A maior dificuldade para a utilização desse método é o custo elevado e a necessidade de calibração do equipamento para diferentes tipos de solos, devido sua variabilidade natural. Um problema adicional pode ser associado a incertezas devido à presença de grandes quantidades de óxidos de ferro, alumínio e material orgânico. Para os demais solos, quando calibrado corretamente é um método que possibilita medidas de umidade no solo com rapidez e precisão.

2. OBJETIVOS

2.1. Objetivo Geral

Avaliar a técnica de reflectometria no domínio no tempo (TDR) para a estimativa do conteúdo de água em solos de região de clima tropical do Distrito Federal.

2.2. Objetivos Específicos

i. Testar o desempenho de um sistema TDR para estimar o conteúdo de água em cinco classes de solos representativas de regiões tropicais, Latossolo Vermelho, Latossolo Amarelo, Gleissolo, Organossolo e Neossolo.

ii. Caracterizar as propriedades mineralógicas e eletromagnéticas nos cinco solos estudados.

iii. Avaliar a precisão e acurácia de modelos de calibração disponíveis na literatura para esses solos.

iv. Analisar a possível interferência e efeitos dos óxidos de ferro, de alumínio e matéria orgânica na calibração do TDR.

v. Desenvolver novos modelos de calibração.

3. HIPÓTESE

A presença de óxidos de ferro e minerais magnéticos pode interferir na resposta eletromagnética de solos tropicais, tornando os modelos de calibração existentes na literatura menos precisos para estimativa do conteúdo de água utilizando o método do TDR.

4. REVISÃO DE LITERATURA

4.1. A Água

De toda a água existente no mundo apenas em torno de 2,5% é doce, porém a maior parte está congelada ou em reservas subterrâneas, somente 0,5% dessa água doce é disponível (ANA, 2009). O Brasil possui 13% desse total de água doce do planeta, mas com distribuição desigual, pois a maior parte (81%) se encontra na região Amazônica que possui menor densidade populacional e conseqüente menor demanda de água (ANA, 2015).

A água do solo é um elo de grande importância no ciclo hidrológico. As interações solo-água determinam principalmente as perdas por lixiviação, escoamento superficial, evapotranspiração e também as taxas de infiltração, retenção e o equilíbrio entre água e ar nos poros do solo (BRADY & WEIL, 2013). A água exerce uma grande influência nos processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem no solo.

A água é um componente essencial na produção de alimentos, seja de origem animal ou vegetal. Com o aumento estimado da população mundial é necessária a intensificação na produção e produtividade para atender as demandas de alimentos, sem abertura de novas áreas, visando a sustentabilidade e a proteção do meio ambiente. O solo pode ser considerado um grande reservatório, cuja a quantidade de água armazenada é dada por sua umidade (REICHARDT, 1990). Conhecer as propriedades do solo e realizar um manejo racional da água são fatores que contribuem diretamente para a maximização da produção de alimentos.

4.2. Determinação de Umidade do Solo

O conteúdo de água no solo é o índice mais básico de quantificar a água em uma determinada amostra de solo (LIBARDI, 2012). Pode ser obtido pela relação entre a massa de água e a massa de solo seco:

$$\theta_g = \frac{m_u - m_s}{m_s} \quad (1)$$

em que θ_g é umidade gravimétrica (kg kg^{-1}), m_u representa a massa de solo úmido (kg) e m_s a massa de solo seco (kg). O conteúdo de água também pode ser representado pela relação entre o volume de água e o volume de solo:

$$\theta_v = \frac{D_s}{D_a} \times \theta_g \quad (2)$$

em que θ_v é umidade volumétrica ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$), D_s representa a densidade do solo (kg m^{-3}) e D_a a densidade da água (kg m^{-3}).

A determinação do conteúdo de água sempre foi de grande interesse, tanto no aspecto científico como no econômico, devido à importância da água em várias propriedades do solo e das plantas (BUSKE, 2013). Vários métodos são utilizados para a determinação de umidade no solo, alguns demorados e trabalhosos, outros caros e eficientes e, ainda, alguns bastante imprecisos em função da condição do solo (KLEIN, 2008) caso não haja calibração adequada.

4.2.1. Métodos de Determinação de Umidade

Os métodos de determinação de umidade do solo podem ser utilizados de acordo com as necessidades e a disponibilidade de equipamentos. As principais características avaliadas de cada método é a precisão/acurácia, a aplicabilidade em campo ou laboratório, o tempo de leitura e o custo para medição. Métodos de determinação da umidade do solo podem ser classificados como diretos ou indiretos.

Métodos diretos envolvem formas de remover ou separar a água do solo com uma medição direta da quantidade de água removida. A separação da água do solo pode ser por secagem, extração por solvente ou reação química. A quantidade de água removida pode ser determinada por variação de massa depois do aquecimento, análise física ou química do solvente de extração, ou determinação quantitativa dos produtos da reação (TOPP & FERRÉ, 2002). A determinação do conteúdo de água por aquecimento é comumente conhecida como método gravimétrico e é o principal método direto, mudando somente a fonte de altas temperaturas.

Métodos indiretos se baseiam em propriedades físicas e químicas que estão relacionados ao conteúdo de água no solo. Algumas destas propriedades incluem a permissividade dielétrica

relativa, condutividade elétrica, tensão da água no solo e susceptibilidade magnética. Ao contrário dos métodos diretos, os métodos indiretos são menos destrutivos ou até mesmo não destrutivos, isto é, as umidades das amostras não são necessariamente alteradas durante a determinação (TOPP & FERRÉ, 2002).

A acurácia e a precisão são conceitos importantes na avaliação e descrição no sensor do TDR (EVETT et al., 2006). Um sensor mais acurado é aquele cuja leitura está mais próxima do verdadeiro valor da propriedade. Já a precisão, está relacionada a dispersão de leituras repetidas em torno da média da leitura do sensor (EVETT et al., 2006). Assim, a calibração é o método que remove ou reduz o erro do sensor e, qualquer imprecisão que não seja retirada pela calibração pode ser relacionado à precisão do sensor. Para avaliação estatística da acurácia de um sensor podemos usar a RMSE (Raiz Quadrada do Erro Médio) para comparações e calibrações. Para avaliar a precisão podemos usar o coeficiente de determinação (R^2) (EVETT et al., 2006).

4.2.1.1. Método termogravimétrico utilizando estufa de secagem

O método gravimétrico baseia-se na determinação direta do conteúdo de água no solo através da pesagem da amostra de solo úmida (retirada do campo) e da amostra de solo seca em estufa a 105°C por 24 horas (ou tempo necessário para se atingir um peso constante). A perda de massa final representa o conteúdo de água no solo. É um método destrutivo (as amostras devem ser retiradas do solo), dificilmente automatizado tornando-o inviável para acompanhar alterações na umidade do solo, porém, é o método padrão utilizado para calibração dos métodos indiretos (BRADY & WEIL, 2013).

4.2.1.2. Método gravimétrico utilizando micro-ondas

Método similar ao padrão na estufa de secagem, exceto que a energia térmica para a secagem é proveniente da energia de micro-ondas, que penetra as amostras aquecendo de forma muito mais rápida por um período suficiente para a completa secagem (TOPP & FERRÉ, 2002). Segundo Tavares et al. (2008), o método de secagem de micro-ondas se equipara ao método padrão na estufa, estimando o teor de água de forma mais rápida em todos os tipos de solos.

4.2.1.3. Método do Tensiômetro

O método consiste na utilização do tensiômetro, que mede diretamente o potencial matricial de água no solo e indiretamente o teor de umidade do solo. O tensiômetro é um

equipamento formado por um tubo de metal ou de plástico, com uma cápsula porosa geralmente de cerâmica na extremidade inferior (parte que entra em contato com o solo), e na parte superior um manômetro e um local para adição de água (MENDES, 2006). Quando o potencial matricial da água no solo é menor que o da água nos poros da cápsula, a água se desloca do tensiômetro para o solo, através dos poros saturados até que o potencial da água seja igualado, criando uma tensão medida pelo manômetro. Quando o solo está úmido, o fluxo ocorre na direção inversa (OR & WRAITH, 2000). Os tensiômetros são eficientes entre tensões de 0 a 85 kPa, acima disso eles são falhos, visto que acontece um acúmulo de ar na cavidade da cápsula porosa; é um equipamento barato, mas necessita de manutenção (BRADY & WEIL, 2013), não é um sensor adequado para a automatização de sistemas não assistidos e ainda é necessário a determinação e ajuste de uma função de retenção de água no solo.

4.2.1.4. Radar de penetração no solo (GPR)

O radar de penetração no solo (Ground Penetrating Radar, GPR) é um método rápido, não invasivo, e utilizado para determinar conteúdo de água em grandes áreas (DAVIS & ANNAN, 2002). O GPR transmite, através de uma antena no solo, pulsos de ondas (não guiadas) de rádio de alta frequência. O radar produz uma onda eletromagnética que é transmitida através do solo, onde a propagação do sinal depende das propriedades eletromagnéticas dos materiais existentes no solo. Mudanças das propriedades elétricas do meio fazem com que parte do sinal emitido seja refletido (AGUIAR, 2005). Em seguida, esses sinais são medidos e utilizados para inferir o conteúdo de água e a condutividade elétrica do solo através da velocidade de propagação do sinal de frequência de rádio emitido através do meio e captado pela antena receptora (TOPP & FERRÉ, 2002).

4.2.1.5. Sensor de Capacitância

Este método utiliza sensores capacitivos fundamentado na variação da capacitância elétrica entre duas ou mais placas paralelas dos condutores separadas por um meio dielétrico (solo), em resposta à variação de alguma propriedade física (SEGUNDO, 2010). A partir da medida de frequência, a permissividade relativa do solo pode ser determinada e consequentemente seu conteúdo de água através de uma equação de calibração.

4.2.1.6. Micro-ondas Passivas

Esse método se difere dos outros uma vez que nenhum sinal é aplicado para a medição, pois a própria superfície do solo é uma fonte de radiação eletromagnética. Um sensor de microondas sensível à temperatura e propriedades dielétricas é colocado na superfície do solo para as determinações, já que suas propriedades dielétricas e outras características físicas determinam o sinal de micro-ondas emitido do solo (JACKSON, 2002). Determinada a permissividade relativa, o conteúdo de água na superfície do solo pode ser inferido.

4.2.1.7. Blocos de Resistência Elétrica

Os blocos de resistência elétrica possuem um par de eletrodos envolvidos em material poroso como gesso, náilon ou fibra de vidro (HILLEL, 1998). Quando esse equipamento é colocado no solo úmido, o bloco poroso absorve a água de acordo com o potencial da água no solo até se equilibrarem; e a resistência ao fluxo de eletricidade entre os eletrodos diminui proporcionalmente (BRADY & WEIL, 2013). Esses blocos podem ser conectados a medidores de resistência elétrica e assim registrar os dados de forma contínua para determinar o conteúdo de água no solo.

4.2.1.8. Indução Eletromagnética

Equipamentos para indução eletromagnética usam duas antenas para transmitir e receber sinais eletromagnéticos através da subsuperfície. Os aparelhos de indução não são projetados para medir a velocidade de propagação desses sinais como o GPR. Ao contrário, eles empregam sinais de frequência mais baixos, medindo o sinal dissipado para determinar a condutividade elétrica do meio para medir as diferentes propriedades, e assim inferir o conteúdo de água no solo (TOPP & FERRÉ, 2002).

4.2.1.9. Termalização dos Nêutrons

Este método inclui uma fonte radioativa de alta energia, os nêutrons epitermais. Existe uma estreita relação entre este método e o conteúdo de água no solo, pois depende diretamente da quantidade de átomos de hidrogênio (H), que tem a capacidade de controlar a energia cinética dos nêutrons por possuírem a mesma massa que estes (MENDES, 2006).

O equipamento é constituído por duas partes principais: uma sonda que é inserida no solo, contendo uma fonte de nêutrons rápidos e um detector de nêutrons lentos; e um “scaler”

para monitorar o fluxo de nêutrons lentos que são dispersos no solo (HILLEL, 1998). Os nêutrons rápidos emitidos de uma fonte (normalmente amerício-berílio) perdem energia tornando-se termalizados, ou seja, desacelerados quando entram em contato com os átomos, principalmente, de H no solo (LIBARDI, 2012). Esses nêutrons termalizados formam uma nuvem de densidade constante em volta da sonda e são detectados e registrados no “scaler”, pois são proporcionais a concentração de hidrogênio. Como a maioria dos átomos de H nos solos está associada com água, pode-se utilizar esse método para inferir a umidade volumétrica.

A calibração é de extrema importância nesse método, pois cada tipo de solo possui proporções distintas de seus constituintes. A matéria orgânica e a maioria dos argilominerais possuem importantes quantidades de H que não estão em forma de água e assim podem afetar a calibração (HIGNETT & EVETT, 2002). Alguns elementos encontrados no solo como Boro, Cádmio, Cloro, Ferro possuem a capacidade de absorção desses nêutrons termalizados (HILLEL, 1998; HIGNETT & EVETT, 2002) o que pode subestimar o conteúdo de água no solo, enfatizando novamente a necessidade de calibração.

É um método não destrutivo, possibilita controle periódico e repetições rápidas, permite determinações em diferentes profundidades do solo. Porém são equipamentos de alto custo devido suas peças frágeis, necessidade de manutenção, treinamento para manuseio de forma cuidadosa por causa da radiação, calibração para cada camada do solo (LIBARDI, 2012), mas com difícil determinação de umidade para zona superficiais, e quando estes possuem outras fontes de hidrogênio que não a água os resultados podem ser superestimados.

4.2.1.10. Ressonância Magnética Nuclear

O método de ressonância magnética nuclear é baseado no princípio de que algumas espécies nucleares possuem um momento magnético ou spin, assim, eles interagem com os campos magnéticos (PRESTON, 2002). Quando esses núcleos com spin são colocados em um campo magnético eles se dividem em populações com diferentes níveis de energia.

Se a energia de frequência de rádio é igual à diferença entre os dois estados de spin é aplicada energia à amostra, isso induz transições de prótons para o estado de spin superior. Esta absorção de energia pela amostra produz um sinal ressonante que é proporcional ao número de prótons na amostra e, portanto, pode ser usado para determinar o conteúdo volumétrico de água (TOPP & FERRÉ, 2002). É um método destrutivo pois a amostra de solo deve ser removida para a determinação.

4.2.1.11. Atenuação de Raios Gama

Este método utiliza uma fonte radioativa para emitir um feixe de raios gama em uma amostra. Quando esse feixe é emitido para atravessar um comprimento de solo, alguns raios passam sem sofrer interação, enquanto outros interagem e são espalhados. A quantidade de raios dispersos depende diretamente da densidade do solo e o conteúdo de água, assim quanto maior a densidade do solo e conteúdo de água, maior será o espalhamento dos feixes de radiação gama (LIBARDI, 2012). Através de um detector, os raios gama não espalhados são medidos. Esses valores podem ser usados para determinar o conteúdo volumétrico de água e até a densidade do solo ao longo de um comprimento conhecido (LIBARDI, 2012).

4.2.1.12. Sensor de Placas Diédricas

A determinação do conteúdo de água no solo deve levar em consideração a sua movimentação ao longo do perfil, e esta movimentação é dirigida por um gradiente do potencial total de água no solo, composto por forças gravitacionais, matriciais (capilaridade e força de adsorção), osmóticas, pneumáticas e de sobrecarga (VAZ et al., 2013). Contudo, em condições de instauração e com zonas aeradas (típicas de um solo em condição de campo), o potencial matricial é o mais importante e de maior dificuldade de obtenção para a medida do conteúdo total de água no solo.

Assim, esse método, desenvolvido pela EMBRAPA, consiste na determinação do potencial matricial de água no solo, de forma direta, sem a influência da cavitação (fenômeno que pode trazer alterações nas medidas de tensão da água), utilizando-se de duas placas de vidro hidrofílicas planas e retangulares, fixadas em um ângulo diédrico, em contato com o solo, e que com preenchimento de água entre as placas, forma um menisco depois do equilíbrio com o potencial matricial. As medições do potencial matricial podem ser realizadas apenas medindo a distância do vértice para o menisco de água no equilíbrio com uma escala graduada (VAZ et al., 2013).

4.3. Reflectometria no Domínio do Tempo (TDR)

A técnica de TDR teve sua origem e foi utilizada por vários anos em testes de descontinuidades de cabos. Posteriormente, foi aplicada para a determinação das propriedades elétricas de materiais por Fellner-Feldegg (1969). Já a utilização do TDR em solos mostrando a relação entre a permissividade elétrica e o conteúdo de água do solo pode ser encontrada primeiramente no trabalho de Davis & Chudobiak (1975), e posteriormente descrito em

detalhes por Topp et al. (1980). No Brasil, dois dos primeiros estudos da utilização do TDR para determinar o conteúdo de água do solo são os de Herrmann Junior (1993) e o de Tommaselli & Bacchi (1995).

Os equipamentos de TDR utilizam pulsos eletromagnéticos de alta velocidade que são propagados e guiados no solo através de linhas de transmissão. Esses pulsos ou sinais são emitidos a partir de um gerador de pulsos e se propagam por um cabo coaxial até chegar às hastes, que são imersas no solo. Parte do pulso ou onda é refletido no início da sonda devido à diferença de impedância entre o cabo e a sonda. O restante da onda se propaga através da haste até atingir a extremidade da sonda e depois refletida (NOBORIO, 2001). O tempo de deslocamento entre as reflexões do pulso eletromagnético do começo ao fim da linha de transmissão é utilizado para calcular a velocidade de propagação através do solo. O tempo e a velocidade dependem da permissividade dielétrica do solo. A permissividade dielétrica é a capacidade de um dielétrico (isolante) se polarizar quando colocado em um campo elétrico; é uma constante adimensional, diferente para cada material (KELLER, GETTYS & SKOVE, 1999). A permissividade por sua vez varia com o conteúdo de água no solo, isso porque a permissividade ou constante dielétrica da água é muito maior do que os outros constituintes do solo (Tabela 1).

Assim, no solo como um meio trifásico composto de minerais, água e ar, a permissividade real aparente (relativa às três fases em conjunto) é controlada principalmente pelo conteúdo volumétrico de água.

Tabela 1. Permissividade dielétrica relativa de meios de referência e alguns constituintes do solo

Meio	Permissividade Relativa	Referência
Vácuo	1 (por definição)	Kraus & Carver (1973)
Ar (pressão atmosférica)	1,0006	Kraus & Carver (1973)
Água Destilada	81	Kraus & Carver (1973)
Quartzo	4,4±0,3	Robinson (2004)
Calcita	9,1±0,3	Robinson (2004)
Caolinita	7,1±0,7	Robinson (2004)
Illita	5,8±0,2	Robinson (2004)
Óxido de Ferro	14,2	Braga (2014)
Óxido de Alumínio	8,8	Hayt Jr. & Buck (2013)
Dióxido de Titânio (TiO ₂)	100	Hayt Jr. & Buck (2013)
Mistura de óleo e outras substâncias orgânicas	2	Porsani (1999)

O TDR mede a velocidade de propagação de um pulso de voltagem com frequência entre 20 kHz a 1,5 GHz. A velocidade do sinal é função da permissividade do meio e depende das propriedades eletromagnéticas do meio pelo qual se propaga (ROBINSON et al., 2003):

$$v_p = \frac{1}{\sqrt{\mu_0 \mu_r \epsilon_0 \epsilon_r}} = \frac{c}{\sqrt{\mu_r \epsilon_r}} \quad (3)$$

em que c é a velocidade da luz ($\sim 3 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$), ϵ_0 é a permissividade do vácuo ($8,854 \times 10^{-12} \text{ F m}^{-1}$) ϵ_r é a permissividade relativa ($\epsilon_r = \epsilon/\epsilon_0$), μ_0 é a permeabilidade magnética do vácuo ($1,257 \times 10^{-6} \text{ H m}^{-1}$), e μ_r é a permeabilidade magnética relativa ($\mu_r = \mu/\mu_0$). As grandezas μ e ϵ são a permeabilidade magnética e a permissividade dielétrica do meio (F m^{-1} e H m^{-1} , respectivamente).

A permeabilidade magnética é um fator de grande importância para os materiais magnéticos uma vez que indica a quantidade de indução magnética que é gerada por um material quando colocado sob a ação de um determinado campo eletromagnético (JILES, 1998). Assim, é definida como a razão entre a indução magnética e o campo magnético aplicado.

Como a permeabilidade magnética é geralmente descartada em materiais não contendo óxidos de ferro, a velocidade de propagação do sinal pode ser calculada como (ROBINSON et al., 2003):

$$v_p = \frac{2l}{t} \quad (4)$$

e:

$$v_p = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (5)$$

em que l é o comprimento da haste guia (m) e t é o tempo (s) para a propagação (ida e volta) da onda eletromagnética. A permissividade dielétrica relativa de um meio poroso é um número complexo e, portanto, subdividida em um componente real (ϵ_r') e um imaginário (ϵ_r'').

$$\epsilon_r = \epsilon_r' + i\epsilon_r'' \quad (6)$$

Tomando como base que a permissividade real é controlada principalmente pelo conteúdo de água no solo foram desenvolvidos vários modelos empíricos ou semi-empíricos para estimar a umidade volumétrica do solo (θ_v) conhecendo-se sua permissividade dielétrica. O modelo mais comumente utilizado foi desenvolvido por Topp et al. (1980):

$$\theta_v = -5,3 \times 10^{-2} + 2,92 \times 10^{-2} \epsilon_r - 5,5 \times 10^{-4} \epsilon_r^2 + 4,3 \times 10^{-6} \epsilon_r^3 \quad (7)$$

Esse modelo admite que a constante dielétrica do solo é função apenas do conteúdo de água, o modelo desconsidera as demais variáveis do solo mas apresenta melhores coeficientes de ajuste em solos homogêneos. Porém, existem vários modelos de equações posteriores ao de Topp et al. (1980) como a de Ledieu (Equação 8; LEDIEU et al., 1986) e a de Malicki (Equação 9; MALICKI et al., 1996):

$$\theta_v = 0,1138 \sqrt{\varepsilon_r} - 0,1758 \quad (8)$$

$$\theta_v = \frac{\sqrt{\varepsilon_r} - 0,819 - 0,168 D_s - 0,159 D_s^2}{7,17 + 1,18 D_s} \quad (9)$$

em que D_s é a densidade do solo (g cm^{-3}).

O TDR é um método vantajoso por não ser destrutivo, rápido na obtenção dos resultados podendo ser feito monitoramento contínuo da água, não existe risco para o operador do equipamento e as medidas podem ser obtidas tanto no campo quanto no laboratório. Os equipamentos de TDR comercializados possuem, em geral, uma curva de calibração embutida que o fabricante emprega como uma curva geral válida para todos os tipos de solos, porém Tommaselli (1997) demonstrou que essas curvas não são aplicadas a todos os solos tropicais.

O sensor do TDR pode ser utilizado para fornecer estimativas de conteúdo de água com variabilidade média de $0,020 \pm 0,005 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ de água (STARR & PALTINEANU, 1998), sendo assim, considerado um método preciso e que obtém em tempo real a umidade do solo. Entretanto, o uso do TDR apresenta limitações como o custo elevado do equipamento e a necessidade de calibração, principalmente para solos com alto teor de matéria orgânica, solos expansivos, solos salinos, solos contendo minerais magnéticos (VAZ, 2008) e óxidos de ferro e alumínio (VAN DAM et al., 2002).

4.4. Efeitos dos Óxidos

O TDR é um método eficiente e muito utilizado em solos de regiões temperadas, porém, para solos tropicais altamente intemperizados ainda são necessários estudos para uma calibração mais precisa. Os solos das regiões tropicais possuem mineralogia da fração argila dominada por caolinita (argilomineral 1:1) e óxidos e hidróxidos de ferro, alumínio e, raramente, manganês (FONTES et al., 2001). Os principais óxidos de Fe encontrados em quantidade expressiva são a hematita (Fe_2O_3) e a goethita (FeOOH). A gibbsita ($\text{Al}(\text{OH})_3$) é praticamente o único óxido de Al encontrado em solos brasileiros. Esses solos possuem uma mineralogia aparentemente simples, entretanto, existe uma enorme variabilidade no comportamento e características desses minerais que induzem desempenhos diferenciados quanto a importantes reações do solo (FONTES et al., 2001).

Roth et al. (1990) mostraram que são necessárias calibrações diferentes para solos com minerais de ferro. Segundo Robinson et al. (1994), a presença de óxido de ferro influencia a determinação da permissividade dielétrica por meio da tecnologia TDR e a subsequente estimativa do conteúdo de água.

A permeabilidade magnética relativa, μ_r , utilizada no cálculo da velocidade de propagação do sinal do TDR no solo é normalmente assumida como 1 e negligenciada para pesquisas publicadas em solos de regiões temperadas. Entretanto, os solos ricos em materiais de ferro podem ter valores de permeabilidade diferentes de 1, portanto, é necessário também levar em consideração esse fator no cálculo da permissividade dielétrica desses solos, que por sua vez é utilizada no cálculo do conteúdo de água (VAN DAM et al., 2002).

No trabalho de van Dam et al. (2002) em uma amostra rica em óxidos de ferro, os valores de μ_r e ϵ_r aumentaram, provocando assim uma queda na velocidade da onda eletromagnética, porém observou-se que a condutividade elétrica não mostrou qualquer tendência suficiente relacionada com os óxidos de ferro. A presença de óxidos podem influenciar a permeabilidade magnética (μ_r) mas não é o suficiente para alterar significativamente as propriedades da onda eletromagnética (VAN DAM et al., 2002). Estes autores inferem que a variação em ϵ_r e μ_r é causada por alterações no conteúdo volumétrico de água, positivamente relacionada com a quantidade de óxidos de ferro no sedimento, ou seja, os óxidos podem aumentar a capacidade de retenção de água no solo.

Dirksen & Dasberg (1993) estudando os Latossolos brasileiros, afirmaram que solos com grandes quantidade de gibbsita devem ter um modelo de calibração ajustado. O mesmo é afirmado também por Robinson et al. (1994), que percebeu a grande influência principalmente da magnetita nas ondas eletromagnéticas (superestimação do conteúdo de água) de forma que a interpretação na maioria dos softwares se torna pouco confiável. Logo, pode-se criar modelos matemáticos mais complexos que levem em consideração a permeabilidade magnética e consigam calibrar as curvas para solos com a presença de óxidos com maior precisão.

4.4.1. Propriedades Magnéticas dos Materiais

Os elétrons possuem dois momentos dipolares magnéticos, sendo um orbital e o outro de spin que se combinam e sua resultante vetorial interage com os demais elétrons presentes no átomo. A resultante relaciona-se com os demais átomos de um material, sendo o magnetismo consequência das combinações de momentos dipolares (HALLIDAY, RESNICK & WALKER, 2010).

O magnetismo trata das forças que os materiais exercem através de seu campo magnético, podendo ser de repulsão ou atração. Essa força de interação é variável de acordo com o tipo de material, podendo ser significativa ou não a sua influência nos campos magnéticos nos quais interage (KELLER, GETTYS & SKOVE, 1999)

As propriedades magnéticas estão presentes em todos os materiais com variáveis graus de expressão. As principais classificações de comportamento magnético são o diamagnetismo, o paramagnetismo, o ferromagnetismo e o antiferromagnético.

4.4.1.1. Diamagnetismo

Se caracterizam por materiais que apresentam estrutura eletrônica onde os elétrons se posicionam emparelhados no campo magnético, o que por consequência gera a ausência de momento magnético (KELLER, GETTYS & SKOVE, 1999). Ele está presente em todos os materiais, mas só é expresso quando o material não apresenta outra característica magnética.

Quando um material que possui característica diamagnética e é exposto a um campo magnético externo, estabelece-se um campo magnético na substância que possui sentido contrário ao campo magnético que está submetido (HALLIDAY, RESNICK & WALKER, 2010), como observado na Figura 1A. Os materiais diamagnéticos apresentam uma susceptibilidade magnética (χ) reduzida e negativa de aproximadamente 10^{-5} (RIBEIRO, 2000) e permeabilidade magnética relativa de aproximadamente 0,99995. O quartzo e a caolinita pura são exemplos de minerais diamagnéticos (KLEIN, 2000).

4.4.1.2. Paramagnetismo

Nesses materiais os arranjos dos elétrons são dispostos de forma aleatória sem emparelhamento e apresentam momento magnético permanente, quando estão sujeitos a um campo magnético, se alinham no sentido do campo neles aplicado (Figura 1B), gerando um momento magnético maior que zero (HALLIDAY, RESNICK & WALKER, 2010). Estes materiais apresentam uma susceptibilidade magnética positiva, variável entre 10^{-6} e 10^{-2} e permeabilidade magnética relativa baixa entre 1,000 e 1,010 (PINHO, 2009). Possui a tendência de alinhamento oposto na agitação térmica, o que implica na variabilidade da susceptibilidade em relação a variação da temperatura, sendo reduzida a condições mais elevadas. A pseudobrookita é um exemplo de mineral (óxido de titânio e ferro) que a temperatura ambiente apresenta característica magnética de paramagnetismo (LOWRIE, 2007). A illita também é um mineral paramagnético (DUNLOP & ÖZDEMIR, 1997).

4.4.1.3. Ferromagnetismo

Materiais que possuem alto potencial magnético permanente, e quando são expostos a campos magnéticos possuem dominância no alinhamento parcial dos dipolos magnéticos,

devido ao acoplamento de troca que consiste na interação dos spins dos átomos entre si, o que gera o alinhamento das partículas, proporcionando um magnetismo de caráter permanente (Figura 1C). Altas temperaturas têm influência na capacidade magnética desse tipo de material, por conta da agitação térmica, ocorre o desarranjo dos momentos dipolares, diminuindo a magnetização ou até mesmo anulando se atingir a temperatura de Curie (RIBEIRO, 2000), tornando-se paramagnéticos. Estes materiais apresentam valores altos e positivos de susceptibilidade magnética $10^{-2} < \chi < 10^6$ e permeabilidade relativa podendo atingir a ordem dos 10^6 (SILVA, 2010). O ferro e o níquel são exemplos com características de ferromagnetismo (DUNLOP & ÖZDEMIR, 1997).

O ferrimagnetismo ocorre quando um campo magnético associado com átomos se alinham na mesma direção (como no ferromagnetismo), e outros emparelhados em direções opostas (como no antiferromagnetismo). O comportamento magnético de materiais ferrimagnéticos pode ser atribuído ao alinhamento paralelo (na mesma direção); o efeito dos átomos no arranjo antiparalelo mantém a força magnética destes materiais menor do que a de materiais ferromagnéticos. A magnetita é um mineral que apresenta essas características ferrimagnéticas (LOWRIE, 2007).

4.4.1.4. Antiferromagnetismo

O antiferromagnetismo possui características semelhantes as do ferromagnetismo, porém, o alinhamento dos spins entre si, ficam em sentido oposto ao do spin vizinho, anulando assim, o momento magnético de ambos (Figura 1D). Na presença de um campo magnético externo, alinham-se na direção e no sentido do campo aplicado, apresentando valores reduzidos e positivos de susceptibilidade magnética: $0 < \chi < 10^{-2}$ (SILVA, 2010). Exemplos de minerais que apresentam características antiferromagnéticas são a goethita e hematita com a temperatura de Néel (acima dessa temperatura o material se torna paramagnético) (DUNLOP & ÖZDEMIR, 1997).

A hematita pode-se caracterizar ainda como ferromagnetismo parasítico que é quando os momentos magnéticos em planos vizinhos estão ligeiramente deslocados do paralelismo, o que produz uma fraca magnetização espontânea. Porém, este ferromagnetismo parasítico de hematita é 200 vezes mais fraco do que o ferromagnetismo da magnetita (DUNLOP & ÖZDEMIR, 1997).

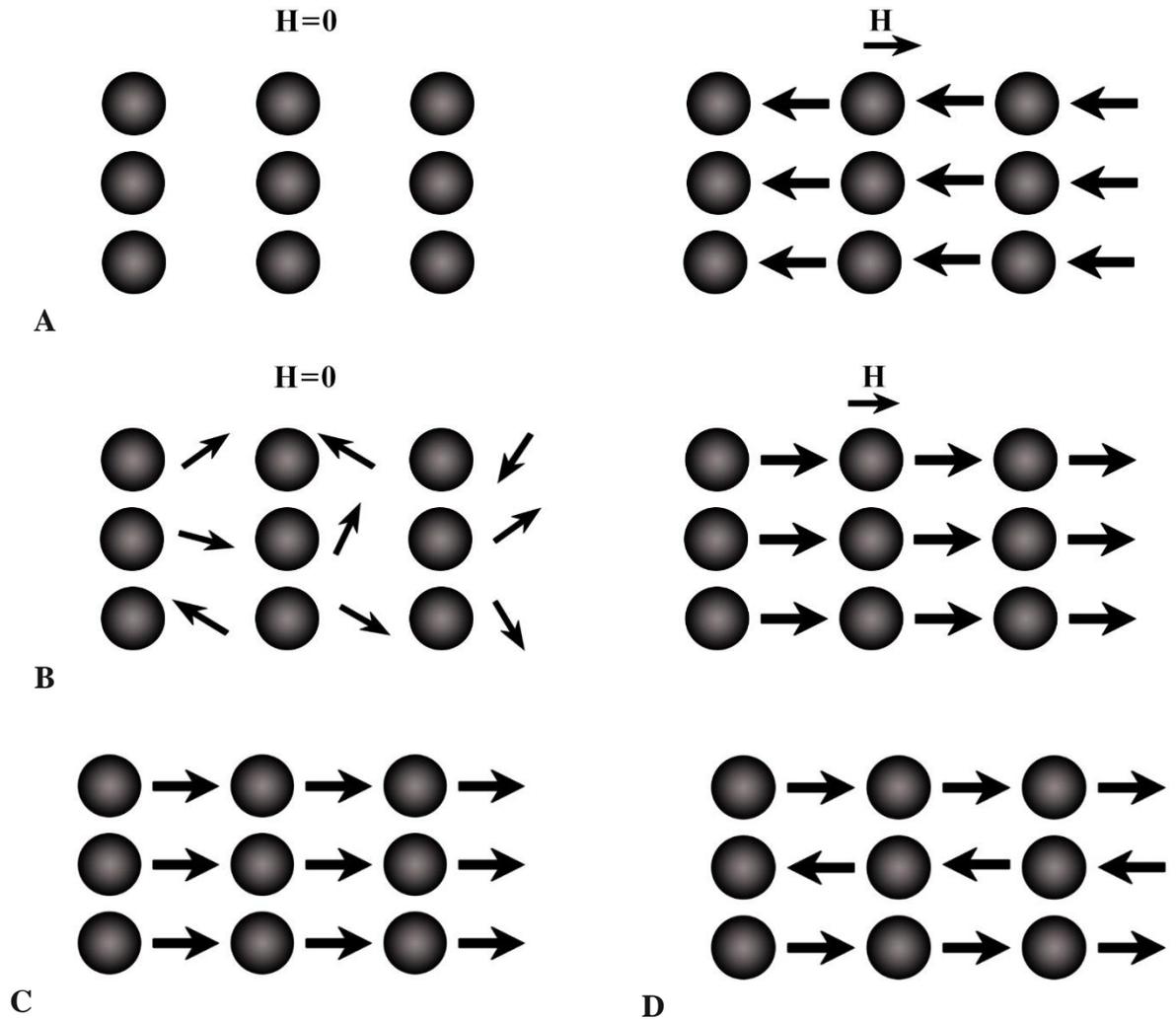


Figura 1. Representação esquemática de comportamentos magnéticos, A. Diamagnetismo, B. Paramagnetismo, C. Ferromagnetismo e D. Antiferromagnetismo (Adaptado de KELLER, GETTYS & SKOVE, 1999).

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGUIAR, J. C. M. Radar de penetração no solo (GPR): aspectos geofísicos e geodésicos, processamento e análise em pavimento flexível. Recife-PE: UFPE, 2005. 146 p. Dissertação de Mestrado.

ANA – Agência Nacional de Águas. Conjuntura dos Recursos Hídricos no Brasil, 2016. Disponível em: <<http://www3.snirh.gov.br/portal/snirh/centrais-de-conteudos/conjuntura-dos-recursos-hidricos/informe-conjuntura-2016.pdf>> Acesso em: 28 dez. 2016.

ANA – Agência Nacional de Águas. Revista Anual de Balanço das Águas, nº4. Brasília, 2015. Disponível em: <http://arquivos.ana.gov.br/imprensa/publicacoes/BalancodasAguas/Balanco_das_aguas_2014-2015.pdf> Acesso em: 2 mar. 2016.

ANA – Agência Nacional de Águas. Fatos e Tendências, 2009. Disponível em: <http://arquivos.ana.gov.br/imprensa/publicacoes/fatosetendencias/edicao_2.pdf> Acesso em: 2 mar. 2016.

BRADY, N. C.; WEIL, R. R. Elementos da natureza e propriedades dos solos. Tradução de Igo Fernando Lepsch. 3. ed. Porto Alegre-RS: Ed. Bookman, 2013. 683 p.

BRAGA, N. C. Manual de mecatrônica. 1. ed. São Paulo-SP: Editora Newton C. Braga, 2014. 502 p.

BUSKE, T. C. Comportamento da umidade do solo determinada por métodos expeditos. Santa Maria-RS: UFSM, 2013. 68 p. Dissertação de Mestrado.

DALTON, F.N., HERKELRATH, W.N.; RAWLINS, D.S.; RHOADES, J.D. Time domain reflectometry: Simultaneous measurement of soil water content and electrical conductivity with a single probe. Science (Washington, DC), 224. p. 989-990, 1984.

DAVIS, J. L.; ANNAN, A. P. Ground penetrating radar to measure soil water content. 2002. p. 446-463. In DANE, J. H. e TOPP, G. C (ed.) - Methods of soil analysis. Part 4 – Physical Methods. SSSA Book Series. 5. SSSA, Madison, WI.

DAVIS, J. L.; CHUDOBIAK, W. J. In-situ meter for measuring relative permittivity of soils. In Geological Survey of Canada, 75-1, Part A, 1975. 75-79 p.

DIRKSEN, C.; DASBERG, S. Improved calibration of time domain reflectometry soil water content measurements. Soil Science Society of America Journal, vol. 57. p. 660-667, 1993.

DOWDING, C. H.; SU, M. B.; O'CONNOR, K. Principles of time domain reflectometry applied to measurement of rock mass deformation. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts, vol. 25, nº.5. p. 287-297, 1988.

DUNLOP, D. J.; ÖZDEMİR, O. Rock Magnetism: Fundamentals and frontiers. Cambridge University Press, 1997. 573 p.

EVETT, S. R.; TOLK, J. A.; HOWELL, T. A. Soil profile water content determination: sensor accuracy, axial response, calibration, temperature dependence, and precision. Vadose Zone Journal, vol. 5. p. 894–907, 2006.

FELLNER-FELDEGG, H. The measurement of dielectrics in the time domain. The Journal of Physical Chemistry, vol. 73. p. 616-623, 1969.

FONTES, M. P. F.; CAMARGO, O. A.; SPOSITO, G. Eletroquímica das partículas coloidais e sua relação com a mineralogia de solos altamente intemperizados. Scientia Agricola, vol. 58, n.3, p. 627-646, 2001.

HALLIDAY, D.; RESNICK, R.; WALKER, J. Fundamentos de Física, vol. 3: eletromagnetismo. Tradução de Ronaldo Sérgio de Biasi. Rio de Janeiro-RJ: LTC Editora, 2010. 395 p.

HAYT JUNIOR, W. H.; BUCK J. A. Eletromagnetismo. Tradução de Marco Aurélio de Oliveira Schroeder. 8. ed. Porto Alegre - RS: AMGH Editora, 2013. 616 p.

HERRMANN JUNIOR, P. S. P. Construção de um equipamento para medida de umidade do através de técnica de micro-ondas. São Carlos-SP: USP, 1993. 124 p. Dissertação de mestrado.

HIGNETT, C.; EVETT, S. R. Neutron Thermalization. 2002. p. 501-521. In DANE, J. H. e TOPP, G. C (ed.) - Methods of soil analysis. Part 4 – Physical Methods. SSSA Book Series. 5. SSSA, Madison, WI.

HILLEL, D. Environmental soil physics. Elsevier, 1998. 771 p.

JACKSON, T. J. Passive microwave remote sensing methods. 2002. p. 488-497. In DANE, J. H. e TOPP, G. C (ed.) - Methods of soil analysis. Part 4 – Physical Methods. SSSA Book Series. 5. SSSA, Madison, WI.

JILES, D. C. Introduction to magnetism and magnetic materials. 2. ed. Chapman & Hall/CRC, 1998. 570 p.

KELLER, F. J.; GETTYS, W. E.; SKOVE, M. J. Física, vol. 2. Tradução de Alfredo Alves de Farias. São Paulo – SP: Pearson Education do Brasil, 1999. 615 p.

KLEIN, K.; SANTAMARINA, J. C. Ferromagnetic inclusions in geomaterials: implications. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, vol 126, nº.2. p. 167-179, 2000.

KLEIN, V. A. Física do Solo. Passo Fundo-RS: Ed.UPF, 2008. 212 p.

KRAUS, J. D.; CARVER, K. R. Eletromagnetics. 2. ed. International Student Edition: McGraw-Hill, 1973. 850 p.

LEDIEU, J.; DE RIDDER, P.; DE CLERCK, P.; DAUTREBANDE, S. A method for measuring soil moisture by time-domain reflectometry. Journal of Hydrology, vol. 88. p. 319-328, 1986.

LIBARDI, P. L. Dinâmica da água no solo. 2. ed. São Paulo-SP: Ed. USP, 2012. 346 p.

LOWRIE, W. Fundamentals of geophysics. 2.ed. Cambridge University Press, 2007. 381 p.

MALICKI, M. A.; PLAGGE, R.; ROTH, C. H. Improving calibration of dielectric TDR soil moisture determination taking into account the solid soil. *European Journal of Soil Science*, 47. p. 357-366, 1996.

MENDES, P. C. S. Caracterização de um sensor para medição de umidade do solo com termistor a temperatura constante. Salvador-BA: UFBA, 2006. 159 p. Dissertação de Mestrado.

NOBORIO, K. Measurement of soil water content and electrical conductivity by time domain reflectometry: a review. *Computers and Electronics in Agriculture*, vol. 31. p. 213–237, 2001.

ONU – Organização das Nações Unidas. 2013. Disponível em: <<https://nacoesunidas.org/alertando-para-escassez-de-agua-doce-onu-pede-esforcos-globais-para-proteger-recursos-naturais/>> Acesso em: 22 fev. 2016.

OR, D.; WRAITH, J. M. Soil water content and water potential relationships. In: SUMMER, M. E. *Handbook of Soil Science*. CRC Press Boca Raton, p. 49-84, 2000.

PINHO, L. C. A. B. *Materiais Magnéticos e suas Aplicações*. Porto-Portugal: Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto – FEUP, 2009. 83 p. Dissertação de Mestrado.

PRESTON, C. M. Nuclear magnetic resonance. 2002. p. 521–534. In DANE, J. H. e TOPP, G. C (ed.) - *Methods of soil analysis. Part 4 – Physical Methods*. SSSA Book Series. 5. SSSA, Madison, WI.

PORSANI, J. L. *Ground Penetrating Radar (GPR): Proposta metodológica de emprego em estudos geológico-geotécnicos nas regiões de Rio Claro e Descalvado - SP*. Rio Claro-SP: Universidade Estadual Paulista, 1999. 145 p. Tese de Doutorado

REICHARDT, K. *A água em sistemas agrícolas*. São Paulo-SP: Ed. Manole, 1990. 188 p.

RIBEIRO, G. A. P. As propriedades magnéticas da matéria: um primeiro contato. Revista Brasileira de Ensino de Física, vol. 22, nº. 3. p. 299-305, 2000.

ROBINSON, D. A. Measurement of the solid dielectric permittivity of clay minerals and granular samples using a time domain reflectometry immersion method. Vadose Zone Journal, 3. p. 705–713, 2004.

ROBINSON, D. A.; BELL, J. P.; BATCHELOR, C. H. Influence of iron minerals on the determination of soil water content using dielectric techniques. Journal of Hydrology, 161. p. 169-180, 1994.

ROBINSON, D. A.; JONES, S. B.; WRAITH, J. M.; OR, D.; FRIEDMAN, S. P. A review of advances in dielectric and electrical conductivity measurement in soils using time domain reflectometry. Vadose Zone Journal, 2. p. 444-475, 2003.

ROTH, K.; SCHULIN, R.; FLUHLER, H.; ATTINGER, W. Calibration of time domain reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach. Water Resources Research, vol. 26. p. 2267-2273, 1990.

SCHWARTZ, R. C.; EVETT, S. R.; ANDERSON, S. K.; ANDERSON, D. J. Evaluation of a direct-coupled time-domain reflectometry for determination of soil water content and bulk electrical conductivity. Vadose Zone Journal, vol. 15. p. 1-8, 2016.

SEGUNDO, A. K. R. Desenvolvimento de sensor de teor de água do solo e de sistema de controle e automação em malha fechada para uso de irrigação. Viçosa-MG: UFV, 2010. 65 p. Dissertação de Mestrado.

SILVA, M. S. Estudo das propriedades magnéticas das ferritas $Zn_xMg_{1-x}Fe_2O_4$ sintetizadas pelo método da reação de combustão. Goiânia-GO: UFG, 2010. 59 p. Dissertação de Mestrado.

STARR, J. L.; PALTINEANU, I. C. Real-time soil water dynamics over large areas using multisensor capacitance probes and monitoring system. Soil & Tillage Research, vol. 47. p. 43-49, 1998.

TAVARES, M. H. F.; CARDOSO, D. L.; GENTELINI, D. P.; GABRIEL FILHO, A.; KONOPATSKI, E. A. Uso do forno de micro-ondas na determinação da umidade em diferentes tipos de solo. *Semina: Ciências Agrárias*, vol. 29, n.3, p. 529-538, 2008.

TOMMASELLI, J. T. G.; BACCHI, O. O. S. Calibração de um equipamento de reflectometria de micro-ondas para dois solos paulistas típicos. In: Congresso Brasileiro de ciência do Solo, 25. 1995, Viçosa. *Anais, Viçosa: UFV, 1995. vol. 1, p. 24-26.*

TOMMASELLI, J. T. G. Influência de algumas características do solo sobre a calibração de um equipamento de TDR (Time-Domain Reflectometry). Piracicaba-SP: ESALQ, 1997. 109 p. Tese de Doutorado.

TOPP, G. C.; FERRÉ, P. A. Scope of methods and brief description. 2002. p. 419–422. In DANE, J. H. e TOPP, G. C (ed.) - *Methods of soil analysis. Part 4 – Physical Methods. SSSA Book Series. 5. SSSA, Madison, WI.*

TOPP, G. C.; DAVIS, J. L.; ANNAN, A. P. Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, vol. 16. p. 574-582, 1980.

VAN DAM, R. L.; SCHLAGER, W.; DEKKERS, M. J.; HUISMAN, J. A. Iron oxides as a cause of GPR reflections. *Geophysics*, vol. 67. p. 536-545, 2002.

VAZ, C. M. P. Aplicabilidade e limitações da TDR para a medida da umidade em solos brasileiros. In: SOUZA, C. F. (Ed.). *Aplicações de técnicas eletromagnéticas para o monitoramento ambiental. Taubaté-SP: UNITAU, 2008.*

VAZ, C. M. P.; CALBO, A. G.; PORTO, L. F.; PORTO, L. H. Principles and applications of a new class of soil water matric potential sensors: the dihedral tensiometer. *Procedia Environmental Sciences*, 19. p. 484-493, 2013.

CAPÍTULO ÚNICO

REFLECTOMETRIA NO DOMÍNIO DO TEMPO (TDR) PARA DETERMINAÇÃO DO CONTEÚDO DE ÁGUA EM SOLOS TROPICAIS DO DISTRITO FEDERAL

Bruna Freire Domingues da Costa¹; Tairone Paiva Leão²; Vinícius Bof Bufon³; Fermín Fidel Herrera Aragón⁴

¹Aluna de mestrado em Agronomia da Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária da Universidade de Brasília – FAV-UnB, Campus Universitário Darcy Ribeiro, Instituto Central de Ciências Ala Sul, Brasília, DF, brunafreiredc@gmail.com.

²Professor Adjunto da Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária da Universidade de Brasília – FAV-UnB.

³Pesquisador da EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, Embrapa Cerrados

⁴Pós-doutorando do Instituto de Física da Universidade de Brasília – IF-UnB

RESUMO

A água é um fator limitante na agropecuária do Brasil. Devido à baixa precipitação e a longos períodos de estiagem em algumas regiões, a irrigação se torna fator chave para aumento de produtividade. A água é um recurso finito e sua sustentabilidade depende do uso racional. Assim, existe a necessidade de incluir manejos de irrigação mais eficazes e técnicas que permitam aumento da eficiência do uso da água. O uso de sensores para determinar o conteúdo de água como o de reflectometria no domínio do tempo (TDR) é uma importante ferramenta para a determinação do conteúdo de água no solo devido sua precisão em potencial, automatização e rapidez. O objetivo desse estudo foi avaliar a técnica de TDR para a estimativa do conteúdo de água em cinco classes de solos da região tropical com diferentes equações de calibração. As amostras foram acondicionadas de acordo com suas densidades do solo (medidas em amostras indeformadas) em tubos de PVC e saturadas por capilaridade, foram estabelecidos dez pontos de conteúdo de água via secagem em estufa de baixa temperatura. A determinação da permissividade dielétrica relativa (ϵ_r) foi realizada utilizando o sistema TDR-100 e os modelos de calibração para o conteúdo de água no solo (θ) testados foram o polinomial cúbico, logarítmico, raiz quadrada e Topp et al. (1980). O modelo proposto por Topp foi o que se mostrou menos adequado para estimar o conteúdo de água dos solos de acordo com o R^2 e o RMSE. O dados do Latossolo Vermelho e o Gleissolo se ajustaram melhor ao modelo logarítmico. Já o Latossolo Amarelo, o Neossolo, o Organossolo e o conjunto de todos os solos foram melhor representados pelo modelo polinomial cúbico. Considerando apenas os solos minerais, ou seja, excluindo o Organossolo dos modelos, obteve-se uma equação geral ainda melhor em todos os modelos, especialmente, o polinomial cúbico. Os valores de permeabilidade

magnética encontrado nos solos foram próximos de 1,000, assim, a presença principalmente da hematita e da goethita, não tiveram interferência significativa nesses modelos para ajuste de conteúdo de água nos solos estudados.

Palavras-chave: TDR, calibração, modelos, permissividade dielétrica, conteúdo de água, permeabilidade magnética.

TIME DOMAIN REFLECTOMETRY (TDR) FOR BRAZILIAN FEDERAL DISTRICT TROPICAL SOILS IN THE WATER CONTENT DETERMINATION

Bruna Freire Domingues da Costa¹; Tairone Paiva Leão²; Vinícius Bof Bufon³; Fermín Fidel Herrera Aragón⁴

ABSTRACT

Water is a limiting factor in Brazilian agriculture. Due to low rainfall and long periods of drought in some regions, irrigation becomes a decisive factor for increased productivity. Water is a finite resource and its sustainability depends on rational use. Thus, there is a need to include more effective irrigation management and techniques to increase the efficiency of water use. The use of sensors to determine the water content such as time domain reflectometry (TDR) is an important tool for the determination of soil water content due to its potential accuracy, automation and rapidity. The objective of this study was to evaluate the TDR technique for the estimation of water content in five classes of soils of the tropical region with different calibration equations. The samples were repacked according to their soil bulk densities (measured in undisturbed samples) in PVC pipes and saturated by capillary rise; ten points of water content were established by drying in low temperature oven. The determination of the relative dielectric permittivity (ϵ_r) was performed using the TDR-100 system and the calibration models for soil water content (θ) tested were the cubic, logarithmic, square root, cubic polynomial and Topp et al. (1980). The model proposed by Topp was the least adequate to estimate the soil water content according to R^2 and RMSE. The Rhodic Haplustox and the Aeric Endoaquent were better represented by the logarithmic model. The Anionic Acrustox, the Aeric Endoaquent, the Typic Haplosaprist and the set of all soils were better represented by the cubic polynomial model. Considering only the mineral soils, that is, excluding the Typic Haplosaprist from the models, an even better overall equation was obtained for all models, especially, the cubic polynomial. The values of magnetic permeability found in the soils were close to 1.000, so the presence of hematite and goethite did not have significant interference in these models to adjust water content in the studied soils.

Keywords: TDR, calibration, models, dielectric permittivity, water content, magnetic permeability

1. INTRODUÇÃO

A água é um recurso potencialmente renovável com grande possibilidade de se tornar escasso, devido principalmente à sua poluição e uso indiscriminado. O Brasil é considerado um país com grande oferta de água, porém a distribuição desse recurso natural é heterogênea, de forma que sua maior concentração é na bacia do rio Amazonas (ANA, 2016) região com menor densidade populacional. A expectativa com a situação atual é que 1,8 bilhão de pessoas estarão vivendo em países ou regiões com escassez absoluta de água em 2025 (ONU, 2013). Assim, é necessário monitorar e aprimorar a irrigação, pois aplicando boas práticas de manejo do solo e da água, irrigantes podem alcançar eficiências de uso dos recursos hídricos superiores a 90% (ANA, 2016).

Existem vários métodos para determinação de conteúdo de água, o termogravimétrico, que é considerado o método padrão, e os métodos eletromagnéticos, que utilizam indiretamente as propriedades físicas do solo para determinar o conteúdo de água no solo, como por exemplo, o método da reflectometria no domínio do tempo (TDR).

A técnica de TDR aplicada para a determinação das propriedades elétricas de materiais foi proposta por Fellner-Feldegg (1969). Já a utilização do TDR em solos mostrando a relação entre a permissividade elétrica e o conteúdo de água do solo pode ser encontrada primeiramente no trabalho de Davis & Chudobiak (1975), e posteriormente descrito em detalhes por Topp et al. (1980). No Brasil, dois dos primeiros estudos da utilização do TDR para determinar o conteúdo de água do solo são os de Herrmann Junior (1993) e o de Tommaselli & Bacchi (1995).

O TDR é baseado na emissão e reflexão de pulsos eletromagnéticos de alta velocidade guiados no solo através de linhas de transmissão. O tempo e a velocidade desse deslocamento dependem da permissividade dielétrica do solo (NOBORIO, 2001). A permissividade por sua vez varia com o conteúdo de água no solo, isso porque a permissividade ou constante dielétrica da água ($\epsilon_r \approx 81$) é muito maior do que os outros constituintes do solo, como o ar $\epsilon_r = 1,0006$ (Kraus & Carver, 1973), o quartzo $\epsilon_r = 4,4 \pm 0,3$, a calcita $\epsilon_r = 9,1 \pm 0,3$, a caolinita $\epsilon_r = 7,1 \pm 0,7$, a illita $\epsilon_r = 5,8 \pm 0,2$ (Robinson, 2004), óxido de ferro $\epsilon_r = 14,2$ (Braga, 2014), óxido de alumínio $\epsilon_r = 8,8$, dióxido de titânio $\epsilon_r = 100$ (Hayt Jr. & Buck, 2013) e mistura de óleo e outras substâncias orgânicas $\epsilon_r = 2$ (Porsani, 1999). Assim, no solo como um meio trifásico composto de minerais, água e ar, a permissividade real aparente (relativa às três fases em conjunto) é controlada principalmente pelo conteúdo volumétrico de água.

O TDR mede a propagação de pulso de baixa voltagem com frequência entre 20 kHz a 1,5 GHz. A velocidade do sinal é função da permissividade do meio e depende das propriedades eletromagnéticas do meio pelo qual se propaga (ROBINSON et al., 2003):

$$v_p = \frac{1}{\sqrt{\mu_0 \mu_r \varepsilon_0 \varepsilon_r}} = \frac{c}{\sqrt{\mu_r \varepsilon_r}} \quad (10)$$

em que c é a velocidade da luz ($\sim 3 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$), ε_0 é a permissividade do vácuo ($8,854 \times 10^{-12} \text{ F m}^{-1}$) ε_r é a permissividade relativa ($\varepsilon_r = \varepsilon/\varepsilon_0$), μ_0 é a permeabilidade magnética do vácuo ($1,257 \times 10^{-6} \text{ H m}^{-1}$), e μ_r é a permeabilidade magnética relativa ($\mu_r = \mu/\mu_0$). As grandezas μ e ε são a permeabilidade magnética e a permissividade dielétrica do meio (F m^{-1} e H m^{-1} , respectivamente). Em geral assume-se que a permeabilidade magnética é exatamente igual a 1,000 em materiais não contendo óxidos de ferro, de modo que a velocidade de propagação do sinal é calculada como (ROBINSON et al., 2003):

$$v = \frac{2l}{t} \quad (11)$$

e:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon_r}} \quad (12)$$

em que l é o comprimento da haste guia (m) e t é o tempo (s) para a propagação (ida e volta) da onda eletromagnética. A permissividade dielétrica relativa de um meio poroso é um número complexo e, portanto, subdividida em um componente real (ε_r') e um imaginário (ε_r'').

$$\varepsilon_r = \varepsilon_r' + i\varepsilon_r'' \quad (13)$$

Como a permissividade real é controlada principalmente pelo conteúdo de água no solo foram desenvolvidos vários modelos empíricos ou semi-empíricos para estimar a umidade volumétrica do solo (θ) conhecendo-se sua permissividade dielétrica. O modelo mais conhecido e utilizado foi desenvolvido por Topp et al. (1980):

$$\theta = -5,3 \times 10^{-2} + 2,92 \times 10^{-2} \varepsilon_r - 5,5 \times 10^{-4} \varepsilon_r^2 + 4,3 \times 10^{-6} \varepsilon_r^3 \quad (14)$$

Esse modelo admite que a permissividade dielétrica relativa do solo é função apenas do conteúdo de água, o modelo desconsidera as demais variáveis do solo mas apresenta melhores coeficientes de ajuste em solos homogêneos. Porém, existem vários modelos de equações posteriores ao de Topp et al. (1980) como a de como a de Ledieu (Equação 15; LEDIEU et al., 1986), a de Malicki (Equação 16; MALICKI et al., 1996) e a de Tomer (Equação 17; TOMER et al., 1999):

$$\theta = 0,1138 \sqrt{\varepsilon_r} - 0,1758 \quad (15)$$

$$\theta = \frac{\sqrt{\varepsilon_r - 0,819} - 0,168 Ds - 0,159 Ds^2}{7,17 + 1,18 Ds} \quad (16)$$

$$\theta = a \ln \varepsilon_r + b \quad (17)$$

em que D_s é a densidade do solo (g cm^{-3}), a e b são parâmetros de ajuste para solos ou amostras específicos.

O sensor do TDR utilizado para fornecer estimativas de conteúdo de água no solo em vários trabalhos experimentais possui uma acurácia média de $0,020 \pm 0,005 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ de água (TOPP et al., 1982; STARR & PALTINEANU, 1998; NOBORIO, 2001; ROBINSON et al., 2003) sendo considerado um método preciso, pouco destrutível e rápido por obter em tempo real a umidade do solo. Porém, a maior limitação do uso do TDR ainda é a dificuldade de desenvolver equações de calibração para os diferentes tipos de solos e materiais (STAUB et al., 2010; ZANETTI et al., 2015; EVETT et al., 2005). Topp et al. (1980) observou que solos orgânicos e vermiculita apresentam uma relação diferente entre ϵ_r e θ não se aplicando sua equação. Van Dam et al. (2002) e Robinson et al. (1994) relataram a necessidade calibração para solos contendo minerais magnéticos, e óxidos de ferro e alumínio.

Os solos tropicais, por seu alto grau de intemperismo, tendem a apresentar teores significativos de óxidos de ferro em sua composição (SOUZA JUNIOR et al., 2010). Segundo Robinson et al. (1994), a presença desses óxidos – em especial a magnetita – podem influenciar na determinação da constante dielétrica, por meio do TDR, e na subsequente estimativa do conteúdo de água. A permeabilidade magnética relativa que eventualmente é assumida como 1,000 no cálculo de propagação de sinal do TDR, pode assumir um valor expressivo em função da presença dos óxidos de ferro (VAN DAM et al., 2002).

O objetivo desse estudo foi avaliar a técnica de reflectometria no domínio no tempo (TDR) para a estimativa do conteúdo de água em cinco classes de solos da região tropical com diferentes modelos de calibração.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1. Coleta e Classificação dos Solos

As amostras indeformadas e deformadas de solos foram coletadas em 11 de fevereiro de 2015 na Fazenda Água Limpa, unidade experimental da Universidade de Brasília, localizada no Núcleo Rural Vargem Bonita, Brasília, DF (Figura 2). Os solos amostrados foram classificados como Latossolo Vermelho distrófico típico, Latossolo Amarelo ácrico petroplântico, Organossolo Háptico sáprico típico, Gleissolo Háptico Tb distrófico típico e Neossolo Regolítico distrófico arênico, segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2013). As amostras dos Latossolos Vermelho e Amarelo foram coletadas nos horizontes diagnósticos Bw a uma profundidade de 0,95 m e 0,85 m, respectivamente. No

Organossolo e Neossolo as amostras foram coletadas a uma profundidade de 0,15 m, nos seus respectivos horizontes diagnósticos O e A. Já o Gleissolo teve sua amostra coletada no horizonte diagnóstico Cg a uma profundidade de 0,75 m.

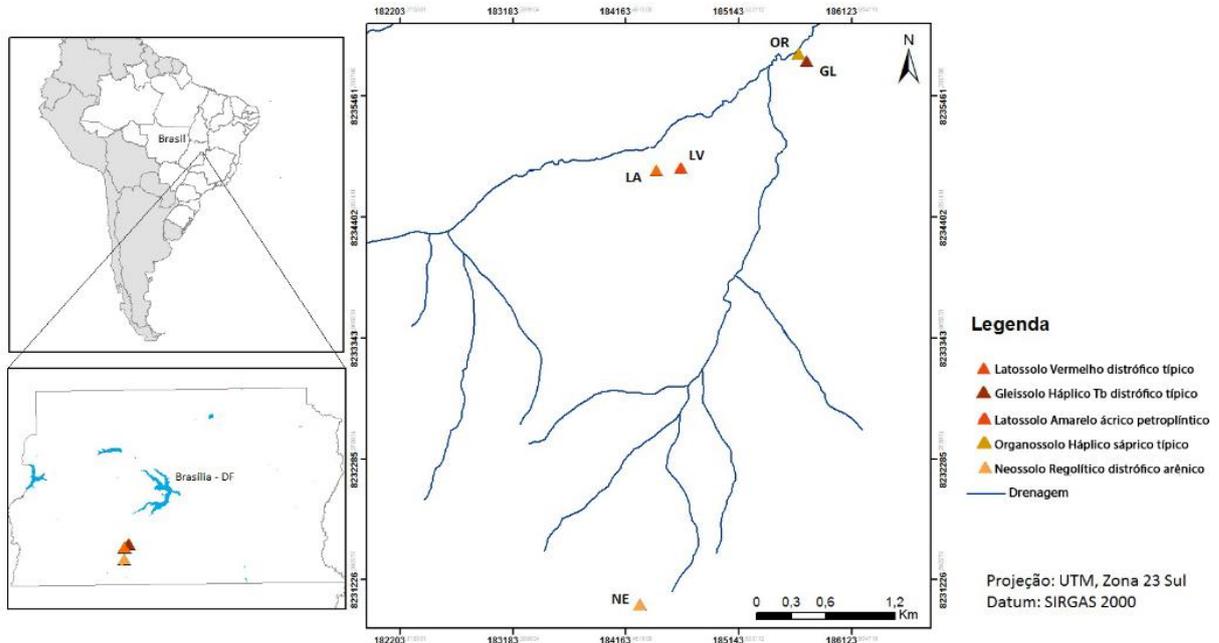


Figura 2. Mapa de localização dos solos amostrados.

2.2. Preparação das amostras

Em relação as amostras deformadas, foram levadas ao Laboratório de Física do Solo da Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária (FAV/UnB) e lá foram secas ao ar por tempo suficiente para estabilização da umidade. Em seguida, foram passadas em peneira de 4 mm de modo a manter a estrutura microagregada original e armazenadas em recipientes fechados. Já as amostras indeformadas, coletadas em anéis volumétricos com bordas cortantes de volume aproximado de 100 cm³, foram utilizadas para estimar a densidade de solo.

2.3. Análises Físicas e Químicas

Para obtenção das análises físicas foram feitas avaliações de granulometria (textura) por dispersão química com NaOH (1 mol L⁻¹) e física com agitador mecânico por 16 horas e medida com hidrômetro (GEE & OR, 2002), densidade de partículas pelo método do balão volumétrico (FLINT & FLINT, 2002), a de densidade do solo pelo método do anel volumétrico (GROSSMAN & REINSCH, 2002), e da umidade pelo método termogravimétrico usando

estufa de secagem (TOPP & FERRÉ, 2002). Todas as análises foram feitas em triplicatas no Laboratório de Física do Solo da FAV/UnB.

Já para as análises químicas foram realizadas avaliações de pH em água, KCl (1N) e CaCl_2 ($0,01\text{mol L}^{-1}$), acidez potencial ($\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$), alumínio (Al^{3+}), cálcio (Ca^{2+}), magnésio (Mg^{2+}) e potássio trocável (K^+), fósforo disponível (P), teor de matéria orgânica (MO) e carbono orgânico (C), os métodos foram realizados segundo o manual de análises químicas de solos, plantas e fertilizantes (EMBRAPA, 2009), sendo também feitas em triplicata no Laboratório de Fertilidade do Solo da ESALQ/USP e condutividade elétrica por extrato saturado (RHOADES, 1982) no Laboratório de Física do Solo da FAV/UnB.

2.4. Análises Mineralógicas

As análises mineralógicas foram realizadas no laboratório de Difração de Raios-X no Instituto de Geociências/UnB, no equipamento da RIGAKU, modelo ULTIMA IV, operando em tubo de cobre e o software utilizado para as interpretações foi o JADE 9. No equipamento de difração de raios-X foram realizadas 5 varreduras diferentes para a determinação dos minerais, pois cada um dos tratamentos ocasiona modificações nas estruturas cristalinas: uma varredura da amostra total (TOT) e quatro da fração argila: orientada e seca ao ar (N), solvatada em etileno glicol (EG), solvatada em glicerol (GL) e aquecida à 490°C por 4 horas e 30 minutos (AQ). Por ter sido determinado um solo com bastante argila, o Gleissolo foi passado em ultrassom para comparar se ocorre maior dispersão de argila. A amostra foi colocada em apenas 1 ciclo, com amplitude de 50% por 3 minutos. O equipamento de ultrassom utilizado é da marca HIELSCHER, modelo UP4005.

2.5. Espectroscopia de Mössbauer

A espectroscopia foi realizada no Laboratório de Ciência dos Materiais do Instituto de Física IF/UnB. Os espectros Mössbauer foram obtidos utilizando um transdutor WEISS de fabricação alemã que se move com aceleração constante. Como fonte de radiação foi utilizada uma fonte de ^{57}Co de 50 mCi em matriz de Ródio (Rh) e as medidas foram realizadas a temperatura ambiente. Utilizou-se o programa Mosswin para ajuste dos espectros (KLENCŠÁR, 2012). Por ser técnica de alta sensibilidade e permitir medidas de características hiperfinas do ^{57}Fe em ampla faixa de temperatura da amostra, a espectroscopia Mössbauer é uma ferramenta experimental poderosa na caracterização de óxidos de ferro de solos (COEY et al., 1991).

2.6. Ensaio para calibração do TDR, leitura e processamento dos dados

As amostras de solo previamente armazenadas para montagem do ensaio do TDR foram secas em estufa de circulação forçada por 24 horas a 40°C e em seguida acondicionadas de acordo com suas densidades em tubos de PVC com dimensões de 0,18 m de altura e 0,075 m de diâmetro interno. As densidades de preenchimento utilizadas foram aquelas medidas cada tipo de solo em amostras indeformadas coletadas anéis volumétricos. A parte inferior do tubo foi coberta um tecido sintético e banda elástica para posteriormente proceder a saturação dos solos. Para cada tipo de solo foram calculados dez pontos de umidade volumétrica (de acordo com a densidade) desde o solo seco até o solo totalmente saturado, correspondendo a um total de dez tubos.

A saturação foi realizada por capilaridade, de baixo para cima com elevação gradual da lâmina de água. Todas as amostras foram saturadas com água destilada de modo que houvesse controle da permissividade dielétrica do líquido saturante. Após a saturação, os tubos correspondentes as amostras 100% saturada e de solo seco foram vedados com filme plástico para se evitar perda ou ganho de umidade e armazenados no sentido horizontal em estufa incubadora (BOD) com temperatura controlada a 20°C por 72 horas para redistribuição e equilíbrio térmico do solo e da solução saturante. As demais amostras foram levadas novamente para estufa a 40°C de modo que se atingissem os 8 pontos de umidade volumétrica já calculados. O controle de umidade durante a secagem foi feito utilizando-se uma balança. Conforme alcançava a umidade necessária, cada tubo era retirado da estufa, vedado e armazenado também na BOD a 20°C por no mínimo 72 horas.

Para determinação da permissividade dielétrica utilizou-se o sistema TDR-100 (CAMPBELL SCIENTIFIC LTD.), gerador de pulsos eletromagnéticos com sensor do tipo CS 630-L com três hastes de 0,15 m de comprimento e 3,18 mm de diâmetro e cabo coaxial RG-58 de 15 m (Figura 3). O software de suporte utilizado foi o PC-TDR 2.08.

Imediatamente após a retirada do tubo da BOD foram feitas 5 leituras sucessivas com o TDR, adotando-se a terceira repetição para cálculo da permissividade dielétrica, e em seguida, avaliou-se a temperatura do solo.

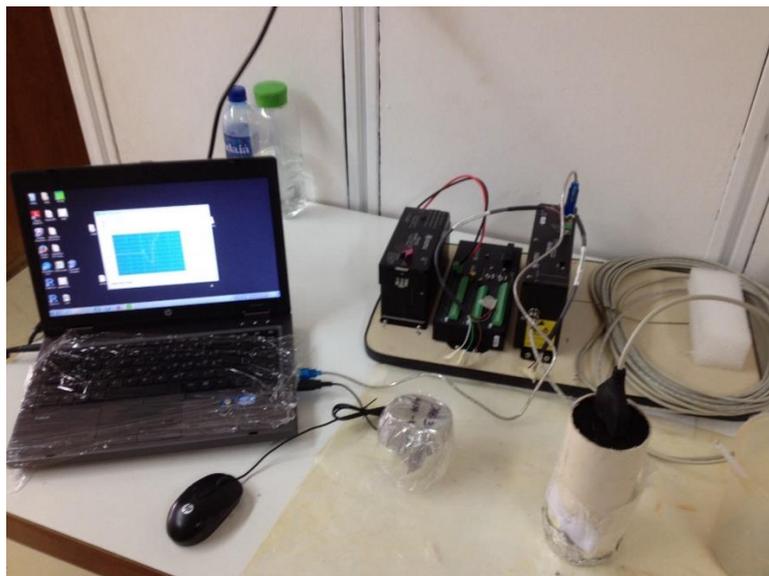


Figura 3. Sistema TDR-100.

A permissividade dielétrica relativa foi determinada conforme Noborio (2001), onde os pontos do coeficiente de reflexão no início e no fim da sonda foram determinados por ajuste de linhas em planilha eletrônica e pelo cálculo da intercepção entre as linhas (Figura 4). Com os pontos foi calculada a distância aparente (L_a , m):

$$\epsilon_r = \left(\frac{L_a/v_p}{L} \right)^2 \quad (18)$$

em que V_p é a velocidade de propagação no cabo coaxial em relação àquela do vácuo, L é o comprimento da sonda (m).

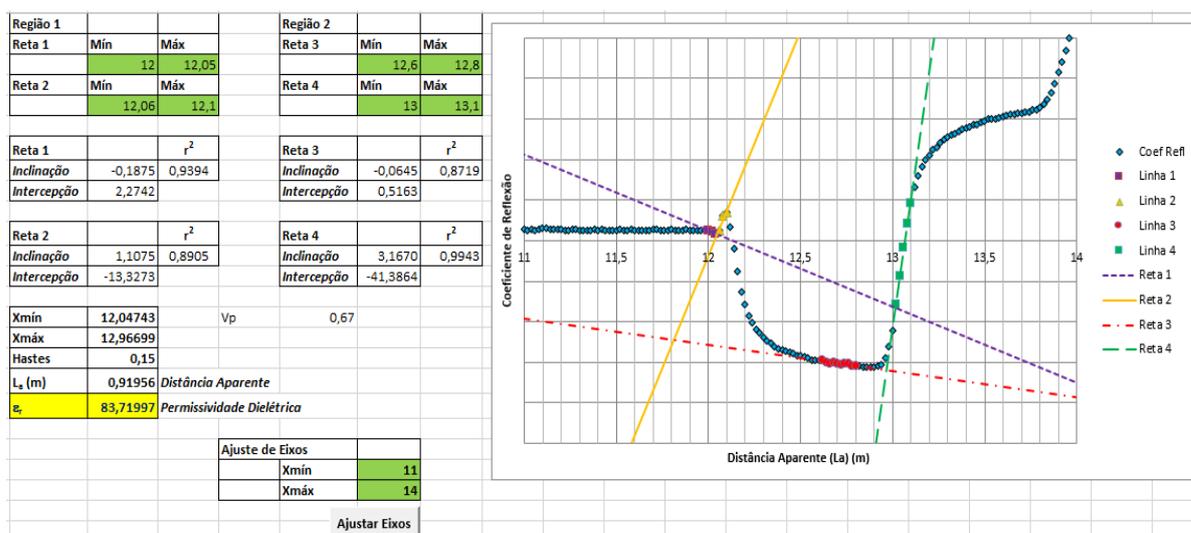


Figura 4. Captura de tela da planilha eletrônica criada para determinar as permissividades dielétricas relativas.

Após as leituras com o TDR, foram coletadas amostras de solo em três pontos ao longo de cada tubo: 0,05, 0,10 e 0,15 m para determinação da umidade gravimétrica pelo método termogravimétrico da estufa. A média das três repetições da umidade gravimétrica foi convertida para volumétrica utilizando o valor conhecido da densidade do solo.

2.7. Permeabilidade Magnética

As medidas de permeabilidade magnética foram realizadas no Laboratório de Nanoestruturas Magnéticas do Instituto de Física IF/UnB em um magnetômetro de amostra vibrante (VSM), da Lakeshore, modelo 7300.

2.8. Análises Estatísticas

Foram testadas três equações de ajuste, além daquela de Topp et al. (1980). As equações testadas foram: polinomial de terceiro grau (Equação 19), logarítmica (Equação 20), e raiz quadrada (Equação 21).

$$\theta = a\varepsilon_r^3 + b\varepsilon_r^2 + c\varepsilon_r + d \quad (19)$$

$$\theta = a \ln \varepsilon_r + b \quad (20)$$

$$\theta = a\sqrt{\varepsilon_r} + b \quad (21)$$

As análises estatísticas descritivas, os ajustes de modelos por técnicas de regressão linear e não-linear e as análises comparativas foram realizadas no software estatístico R (R CORE TEAM, 2015). Os ajustes de regressão linear e polinomial foram realizados segundo Neter & Wasserman (1974) enquanto os ajustes por regressão não-linear segundo Seber & Wild (1989). As avaliações estatísticas de precisão e acurácia dos modelos foram feitas conforme discutido por Legates & McCabe (1999) e Leão et al. (2010), utilizando a raiz quadrada do erro médio (RMSE, Equação 22) e coeficiente de determinação (R^2 , Equação 23).

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\theta_{obs} - \theta_{est})^2}{n}} \quad (22)$$

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (\theta_{est} - \bar{\theta})^2}{\sum_{i=1}^n (\theta_{obs} - \bar{\theta})^2} \quad (23)$$

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Conforme as análises físicas e químicas realizadas, a Tabela 2 apresenta os valores de características dos diferentes solos estudados. O Organossolo foi o solo com maior teor de alumínio (Al^{3+}) e acidez potencial ($H+Al^{3+}$) e conseqüentemente, o que apresentou maior acidez no pH em água. A condutividade elétrica foi a mais alta comparada aos outros solos, pode-se

atribuir isso a sua maior proporção de matéria orgânica. Os minerais do solo agem como isolantes, em especial nos solos secos, pois a falta de água inviabiliza a ionização dos sais, que conseqüentemente, altera sua capacidade de condução (FREELAND, 1989). Desta forma, o conteúdo de água se torna fator preponderante neste quesito, e os sais solúveis pode, mesmo que secundariamente, afetar a constante dielétrica do material (TOPP et al., 1980).

Tabela 2. Resultados das análises de densidade do solo, densidade de partículas, granulometria, condutividade elétrica, pH (H₂O), pH (KCl), pH (CaCl₂), matéria orgânica (M.O.), fósforo (P), potássio (K⁺), cálcio (Ca²⁺), magnésio (Mg²⁺), alumínio (Al³⁺), acidez potencial (H+Al³⁺), soma de bases trocáveis (SB), capacidade de troca de cátions (CTC), saturação da CTC por bases (V) e saturação por alumínio (m)

Características	LV	LA	NE	GL	OR
Densidade do Solo (g/cm ³)	0,847	0,912	1,097	0,848	0,446
Densidade de Partículas (g/cm ³)	2,609	2,656	2,511	2,435	1,860
Areia (g kg ⁻¹)	20,5	164,3	846,8	75,0	784,2
Silte (g kg ⁻¹)	155,2	175,8	47,9	178,5	164,9
Argila (g kg ⁻¹)	824,3	659,9	105,3	746,5	50,9
Condutividade Elétrica (mS)	0,030	0,035	0,157	0,034	0,193
pH (H ₂ O)	5,5	5,6	5,3	5,6	4,4
pH (KCl) 1N	5,2	5,9	4,1	5,2	4,3
pH (CaCl ₂) 0,01M	5,2	5,3	4,2	5,1	4,3
M.O. (%)	1,8	1,7	2,6	1,6	40,7
P (mg kg ⁻¹)	<1,8	<1,8	2,0	<1,8	3,0
K ⁺ (mmol _c kg ⁻¹)	<0,5	<0,5	1,0	1,5	1,0
Ca ²⁺ (mmol _c kg ⁻¹)	1,0	<0,6	1,0	1,0	1,0
Mg ²⁺ (mmol _c kg ⁻¹)	<0,3	<0,3	1,0	2,0	1,0
Al ³⁺ (mmol _c kg ⁻¹)	<0,6	<0,6	8,0	<0,6	42,0
H+Al ³⁺ (mmol _c kg ⁻¹)	25,0	10,0	39,0	28,0	217,0
SB (mmol _c kg ⁻¹)	1,1	0,4	3,0	4,5	3,0
CTC (mmol _c kg ⁻¹)	26,1	10,4	42,0	32,5	220,0
V (%)	4,0	4,0	7,0	14,0	1,0
m (%)	0,0	0,0	73,0	0,0	93,0

Organossolo (OR); Gleissolo (GL); Neossolo (NE); Latossolo Amarelo (LA); Latossolo Vermelho (LV).

Já os parâmetros mineralógicos desses solos foram determinados através de difração por raios-X, que demonstrou a presença de quartzo, caolinita, gibbsita e ainda os óxidos de titânio anatásio e rutilo – que compartilham a mesma composição, porém diferem levemente em sua estrutura (KLEIN & HURLBUT, 1999) - em todos os solos, tendo a gibbsita e o quartzo com os maiores picos de intensidade na amostra total. Na fração argila, os maiores picos de intensidade vieram da caolinita e da gibbsita, algo que é característico dos solos tropicais devido a atuação particular dos fatores de formação do solo neste ambiente.

Além desses minerais em comum presentes em todos os solos analisados, foi observado outros minerais nos solos, tais como: hematita (Latosolo Vermelho), goethita (Latosolo Vermelho, Latosolo Amarelo, Organossolo e Neossolo), vermiculita (Neossolo, Organossolo e Gleissolo), illita (Gleissolo, Neossolo, Latosolo Amarelo). Vale ressaltar que a composição mineralógica dos solos está intimamente relacionada ao grau de intemperismo, principalmente com quartzo nos solos pouco desenvolvidos, e óxidos de ferro e alumínio nos mais intemperizados, cuja presença em particular da hematita imprime a coloração vermelha e goethita, a coloração amarela nos Latossolos.

Segundo Robinson et al. (1994) a presença da hematita e da goethita podem afetar as formas de ondas do TDR, porém, produzem apenas uma pequena superestimação do conteúdo de água. Para Dirksen & Dasberg (1993) os modelos de calibração propostos não se ajustaram aos Latossolos devido a gibbsita, justificando que esse hidróxido de Al pode ter um comportamento dielétrico semelhante aos óxidos de ferro.

A comparação do Gleissolo com ou sem a dispersão de argila por ultrassom não obteve diferença dos minerais presentes e nem nos picos nesse solo, observou-se apenas a menor presença de ruídos no difratograma dessa amostra. A vermiculita, que também foi encontrada no Gleissolo, não foi expandida depois da solvatação com glicerol como normalmente acontece, segundo Melo et al. (2004). A falta de contração ou expansão efetiva das camadas do mineral 2:1 nos solos pode ser um indicativo da existência de algum material nas entrecamadas que impede a ação de contração ou expansão.

Os espectros das análises de Mössbauer de cada solo serviram como complemento para identificação dos minerais pela difração de raio-X, pois permitiram detalhamento da ocorrência dos óxidos de ferro em baixas quantidades. Os espectros Mössbauer, a temperatura ambiente de todos os solos, mostraram intenso duplete central, característico de Fe^{3+} paramagnético, como em estrutura de silicatos, ou superparamagnético, em óxidos de ferro magneticamente ordenados como a goethita, que se comportam como paramagnético, em virtude dos pequenos tamanhos de partículas (Curi et al., 2008; Ferreira et al., 2003). Com os espectros confirmaram-se a presença da hematita e goethita (Fe^{3+}) nos Latossolos.

A análise de variância das regressões é resumida na Tabela 3. Em todos os três modelos de calibração, os testes F das regressões foram significativos a 0,1%. Os parâmetros a e b do modelo logarítmico também foram todos significativos a 0,1%, em todos os solos, no modelo de raiz somente o parâmetro b do Organossolo foi significativo a 1% o restante a 0,1%. No modelo polinomial cúbico a maioria dos parâmetros (a, b, c e d) foram significativos a 5%,

somente o parâmetro d do Organossolo não foi significativo. Em geral, pode-se considerar que todos os parâmetros da regressão são altamente significativos o que torna os modelos de ajuste confiáveis. Todos os coeficientes de determinação (R^2) do processo de regressão foram maiores do 0,9158, o que demonstra que a variável resposta é justificada pelo modelo ajustado. Os maiores coeficientes de determinação para o Latossolo Amarelo, Neossolo e Organossolo ocorreram nos ajustes do modelo polinomial cúbico com 0,9873, 0,9972 e 0,9964, respectivamente. Para o Latossolo Vermelho e o Gleissolo os maiores R^2 corresponderam ao modelo logarítmico com R^2 de 0,9860 e 0,9936. Os modelos ajustados para todos os solos, tiveram um menor R^2 , sendo que o se sobressaiu foi o polinomial cúbico com 0,9309. Jacobsen & Schjonning (1993) também utilizaram modelo polinomial cúbico para ajustar o conteúdo de água nos solos estudados. Neste caso, o modelo mostrou-se adequado com altos coeficientes de determinação e pequenos erros associados. Ainda incluíram no modelo a densidade do solo, conteúdo de argila e de matéria orgânica, o que trouxe melhorias significativas, mesmo que pequenas comparadas com a incerteza da medição da permissividade dielétrica e do conteúdo de água determinada gravimetricamente.

Tabela 3. Análise de variância (ANOVA) das regressões dos métodos de calibração

Modelo	Solo	F	R^2	a	b	c	d
POLI ³	LV	140,388563***	0,978931	0,000017*	-0,001420*	0,045490**	-0,119846*
	LA	235,324213***	0,987359	0,000020*	-0,001524*	0,046762***	-0,128084*
	NE	1062,692699***	0,997182	0,000017**	-0,001142**	0,036154***	-0,097135***
	GL	237,484177***	0,987473	0,000022*	-0,001719**	0,051523***	-0,141572**
	OR	744,563650***	0,996426	0,000017**	-0,001422**	0,047426***	-0,054644 ^{NS}
	TODOS	216,475309***	0,930878	0,000022***	-0,001673***	0,049130***	-0,127035***
RAIZ	LV	349,385024***	0,974817	0,110376***	-0,158940***	-	-
	LA	531,733785***	0,983325	0,113835***	-0,171669***	-	-
	NE	2895,802822***	0,996901	0,109359***	-0,184434***	-	-
	GL	261,116111***	0,966557	0,112388***	-0,155953***	-	-
	OR	776,675746***	0,989792	0,122772***	-0,106525**	-	-
	TODOS	572,2159945***	0,9224826	0,118100***	-0,173729***	-	-
LOG	LV	637,622585***	0,986060	0,208191***	-0,262534***	-	-
	LA	604,685744***	0,985311	0,214418***	-0,278628***	-	-
	NE	384,229069***	0,977054	0,189444***	-0,248932***	-	-
	GL	1407,968301***	0,993644	0,208004***	-0,254591***	-	-
	OR	572,906235***	0,986205	0,241305***	-0,247814***	-	-
	TODOS	522,899399***	0,915775	0,219487***	-0,277662***	-	-

Solos: Organossolo (OR); Gleissolo (GL); Neossolo (NE); Latossolo Amarelo (LA); Latossolo Vermelho (LV).
Modelos: Polinômio cúbico (POLI³), Raiz quadrada (RAIZ), Logaritmo natural (LOG)
Significância valor-p: *significativo a 5%, **significativo a 1%, ***significativo a 0,1%, ^{NS}não significativo.

Os gráficos da Figura 5 mostraram melhores ajustes entre os valores referenciais observados e os modelos de calibração testados, para os solos de origem mineral em comparação ao Organossolo. Fares et al. (2016), destacaram a relação entre os níveis de matéria orgânica no solo e o seu conteúdo de água, indicando que o grau de decomposição e os agregados formados dessa fração orgânica podem influenciar na estimativa do conteúdo de água e nas curvas de calibração para medida indireta.

Na Figura 5, nos Latossolos Vermelho e Amarelo, desde os mais baixos conteúdos de água, as curvas do modelo de calibração polinomial de terceiro grau apresentaram menor dispersão dos dados observados. Mesmo que ao longo da curva, com o aumento do conteúdo de água, tenha ocorrido maior afastamento da curva do modelo polinomial dos pontos observados. As curvas dos modelos de calibração logarítmico e raiz quadrada também apresentaram distanciamento em alguns pontos em relação aos dados observados. Huisman et al. (2001) utilizaram um modelo de raiz quadrada para calibração do TDR e GPR de solos argilosos a arenosos e encontraram para ambas técnicas uma acurácia de aproximadamente $0,030 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ podendo ser melhorada com a inclusão de propriedades físicas como a densidade do solo.

Para o Neossolo, a Figura 5 ilustra menor dispersão dos dados à curva de calibração conforme Topp, apenas para conteúdo de água menores que $0,11 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$. A partir desse ponto, todos os demais valores ficaram mais distantes da curva de Topp, comparando o Neossolo aos outros solos de origem mineral. Esse comportamento também foi encontrado no modelo de calibração logarítmico, entretanto em menos pontos e com menor afastamento da curva em relação aos pontos observados. Tomer et al. (1999) e Regalado (2004) também apresentaram um modelo logarítmico para calibração alternativa em solos vulcânicos, sem parâmetros de ajuste adicionais. Observa-se que as equações logarítmica e de Topp obtiveram curvas mais afastadas dos pontos observados, principalmente em valores de conteúdo de água mais próximos a saturação, ou seja, no extremo superior da curva (Figura 5). Já as curvas de calibração com os melhores coeficientes de determinação entre o conteúdo de água e a permissividade dielétrica foram observadas nos modelos polinomial de terceiro grau e raiz, tendo R^2 acima de 0,990, o que corrobora com o descrito por Sarani & Afrasiabi (2012) que mencionam os menores desvios na medida da umidade e os melhores ajustes de curva entre aqueles solos mais arenosos e menos intemperizados, tal como o Neossolo. Vale ressaltar que para os solos estudados, o Neossolo mostrou a menor amplitude entre os valores mínimos e

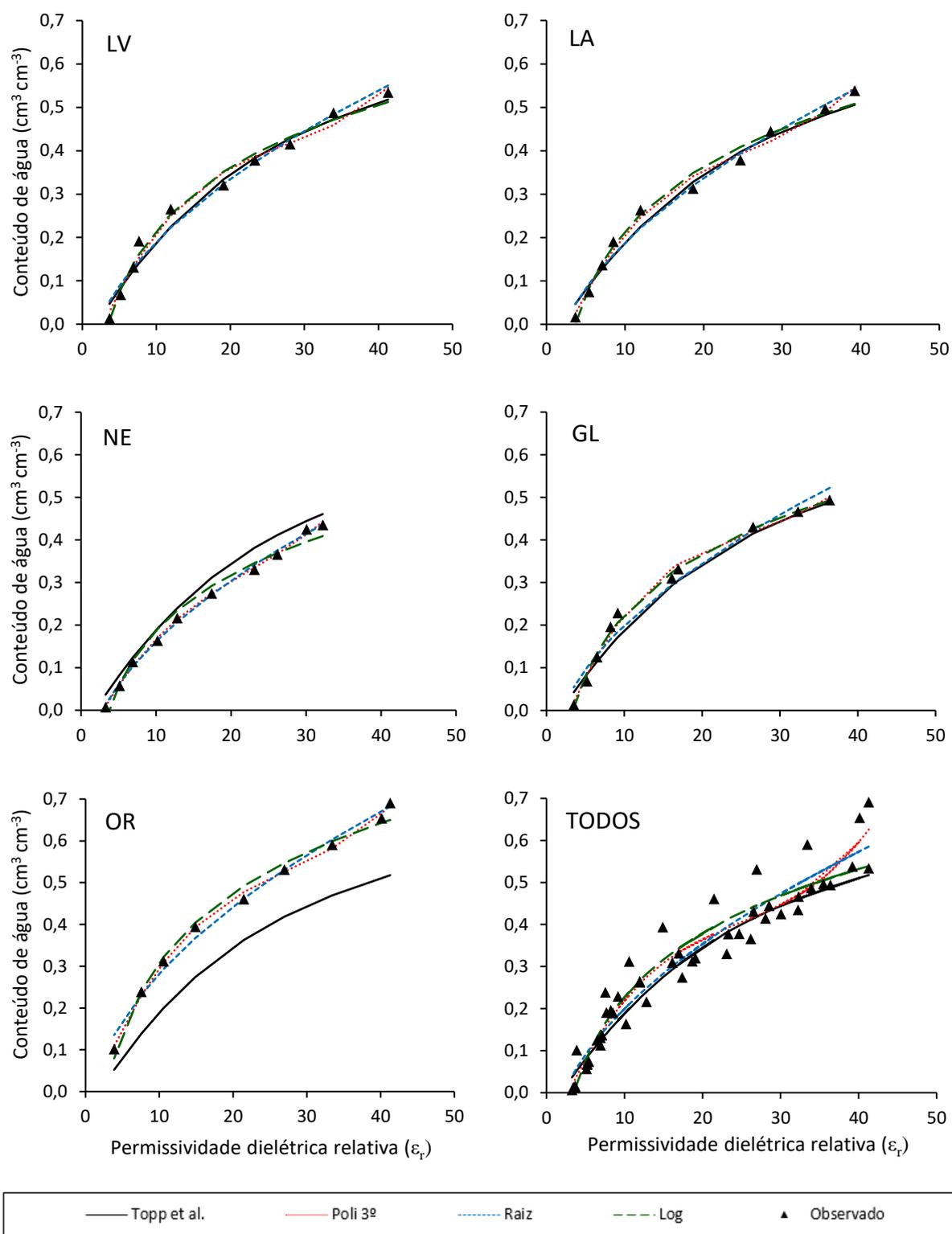


Figura 5. Relações entre a permissividade dielétrica relativa (ϵ_r) e o conteúdo de água dos solos: Latossolo Vermelho (LV), Latossolo Amarelo (LA), Neossolo (NE), Gleissolo (GL), Organossolo (OR) e em todos conjuntamente. São apresentadas as curvas de Topp et al. (1980), as polinomiais cúbicas, as de raiz e as logarítmicas naturais ajustadas aos dados observados.

máximos de conteúdo de água e permissividade dielétrica observados, com pontos variando de 0,007 a 0,435 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ e 3,26 a 32,23, respectivamente. Isso devido a sua baixa capacidade de retenção de água e menor porosidade total, diminuindo a água disponível do solo.

O Gleissolo demonstrou a mesma tendência observada no Latossolo Vermelho, Latossolo Amarelo e Neossolo para a relação entre volume de água e permissividade dielétrica, tendo a curva do modelo de calibração polinomial de terceiro grau com maior proximidade aos valores observados. Entre os pontos observados na faixa de 0,15 a 0,31 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ de conteúdo de água, as curvas de ajuste pelos modelos de calibração raiz e de Topp ficaram abaixo do esperado dos pontos observados. Além disso, o modelo raiz voltou a apresentar dispersão em sua curva em relação os pontos observados, desta vez na extremidade superior com o aumento do conteúdo de água. A presença da vermiculita no Gleissolo pode ter influenciado o ajuste pela equação de Topp (Topp et al., 1980). Segundo Regalado et al. (2003) os solos vulcânicos de alta superfície específica apresentaram permissividade dielétrica atípica devido ao aumento da fração de água adsorvida, além dos altos valores de porosidade desses solos, fazendo com que os dados se desviassem do modelo de Topp.

O Organossolo, por ser um solo com alto conteúdo de matéria orgânica, demonstrou um comportamento particular nos ajustes em comparação aos demais solos (Figura 5). Inicialmente, os valores de conteúdo de água nos pontos observados partiram de um volume maior, sendo o primeiro aproximadamente em 0,10 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$. Isso vale também para o ponto mais alto observado, que foi de aproximadamente 0,69 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$. Ressaltando-se a maior amplitude entre os pontos máximos e mínimos encontrados. Com relação aos modelos de calibração, a curva ajustada conforme Topp, não apresentou o padrão esperado, pois a curva se distanciou dos dados observados, mostrando a ineficácia do modelo para medidas de conteúdo de água nesse tipo de solo, acarretando em previsão subestimada da umidade à medida que se aumenta a permissividade dielétrica. Essa subestimação também foi encontrada por Chen et al. (2012) na comparação do modelo de calibração por Topp e o determinado volumetricamente em materiais orgânicos. Segundo eles, a porosidade nestes solos pode ser maior e, eventualmente, podem possuir menor permissividade dielétrica na fase sólida devido a relação dos minerais presentes. Assim, ocasionaria uma diferenciação nos parâmetros da curva de calibração em função do tipo de material. Além disso, Santos et al. (2010) mencionaram a associação desse desvio ao comportamento diferente da constante dielétrica da água quando em contato com as partículas coloidais do solo (como a matéria orgânica), em comparação ao da água livre. Noborio (2001) também relata a subestimação do conteúdo de água em solos

orgânicos. Weitz et al. (1997) constataram inadequação da calibração de Topp para seus solos de origem vulcânica e com alto teor de matéria orgânica com amostras indeformadas, resultando uma subestimação do conteúdo de água. Os modelos de calibração com as melhores concordâncias neste solo foram os polinomiais de terceiro grau e o de raiz.

As permissividades dielétricas e os conteúdos de água de todos os solos estudados com todos os modelos de calibração utilizados (Figura 5), apresentaram dispersões maiores, diminuindo as relações entre as curvas de ajuste e os dados observados, principalmente por suas diferenças físicas, químicas, mineralógicas, morfológicas, pedogenéticas. Vale destacar também que o conteúdo de água verificado no Organossolo difere dos demais solos, quando comparados individualmente, ponto a ponto. Desta forma, quando todas as curvas são dispostas em conjunto, como na Figura 5, para efeito de comparação, há uma tendência de maior variação na análise. Esse é o risco de modelos empíricos, só podem ser válidos para os dados específicos para os quais foram originalmente desenvolvidos - solos minerais (REGALADO, 2004).

O conteúdo de água determinado diretamente foi comparado ao conteúdo de água estimado em todos os solos por cada modelo de calibração testado (Figura 6). Nos modelos de calibração raiz, logarítmico e polinomial de terceiro grau a reta de regressão praticamente coincidiu a linha contínua 1:1 apresentando melhores concordâncias do que o modelo de Topp, tendo coeficientes de determinação acima de 0,9864 para a estimativa do volume de água nos solos. Destaca-se o modelo polinomial de terceiro grau com R^2 acima de 0,9939. Coelho et al. (2006) mencionaram que um modelo polinomial cúbico pode ser ajustado com exatidão para cada situação, e isso foi observado entre os solos analisados (Latosolos e Neossolos), mostrando a maior proximidade dos dados com a curva, em comparação com os demais modelos de Topp et al. (1980), Ledieu et al. (1986), Roth et al. (1990), Whalley (1993) e Malicki et al. (1996).

Já o modelo de calibração segundo Topp, mostrou a mais baixa relação dentre aqueles estudados para todos os solos. A Figura 6 ilustra os desvios apresentados ao longo da curva, cujos primeiros valores de conteúdo de água (aproximadamente até $0,13 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) foram superestimados pelo modelo, e que após cerca de $0,17 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ passa haver subestimação do conteúdo de água. Santos et al. (2010) corroboraram com esses resultados ao demonstrarem superestimação do modelo de Topp na faixa de baixos valores de conteúdo de água e subestimação em maiores valores de conteúdo de água para os Cambissolo, Latossolo e Neossolo estudados. Porém, para Vaz et al. (2013) e seus solos minerais de texturas variadas do Arizona (EUA) a equação de Topp proporcionou RMSE de 0,0090 a $0,0420 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ e um

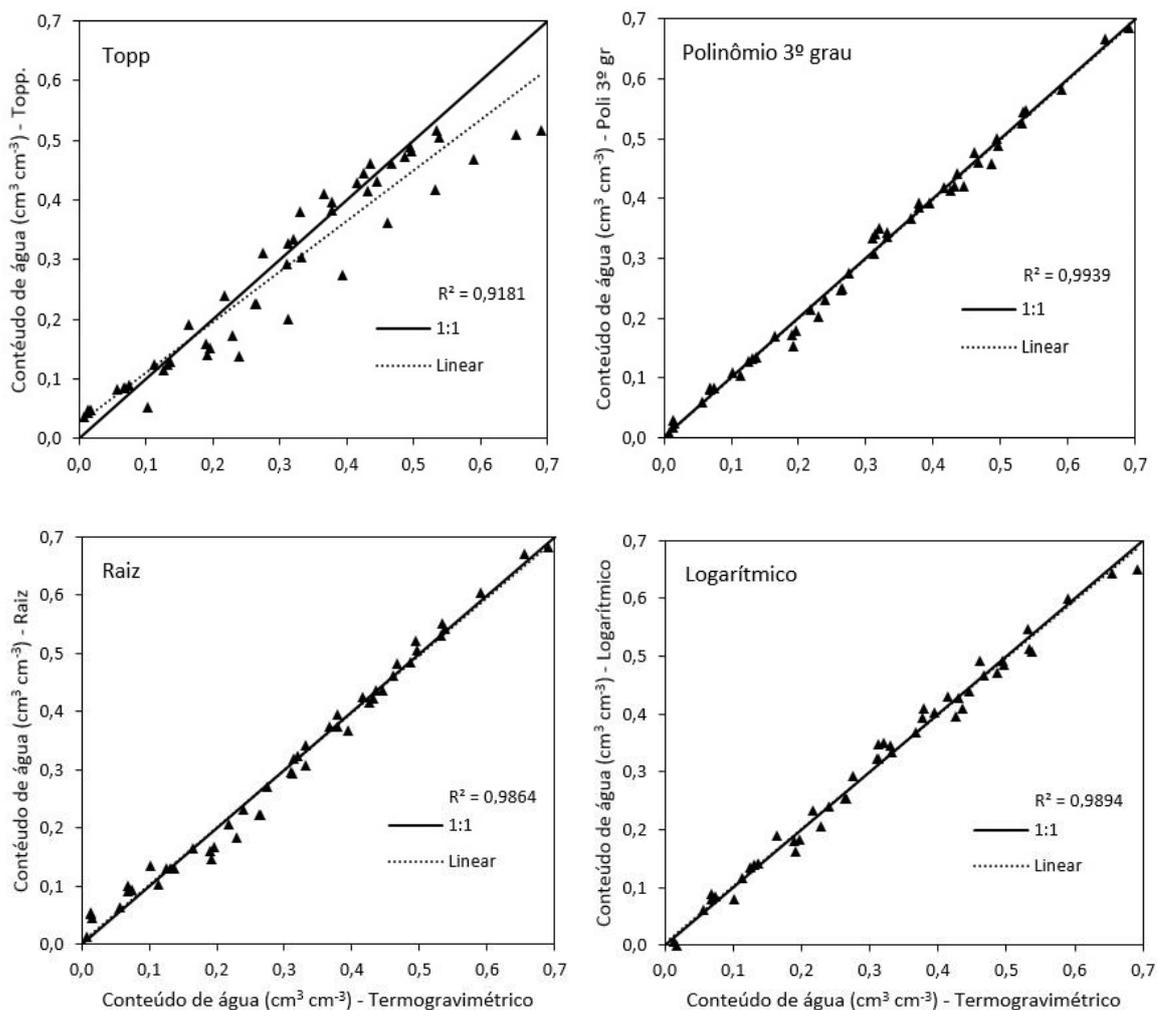


Figura 6. Conteúdo de água determinado pelo método termogravimétrico em relação aos determinados pelos métodos de calibração por Topp et al. (1980), polinômio cubico, raiz e logarítmico natural nos solos estudados.

valor médio de 0,0230 cm³ cm⁻³, incluindo o solo de alta CE, considerada uma acurácia suficiente para aplicação do modelo. Com o aumento no teor de argila ou na área de superfície específica foi observado também um aumento da RMSE, isso devido a mineralogia, forma e superfície das argilas, ou seja, o efeito da água adsorvida (ligada) alterando a permissividade dielétrica do solo (VAZ et al., 2013).

O indicador do coeficiente de determinação (R²) pode variar de 0,0 a 1,0, sendo os valores mais altos melhores coeficientes, já a raiz quadrada do erro médio (RMSE), é desejável que seja próximo de 0,0 (Legates & McCabe Jr., 1999). Com esses parâmetros (Tabela 4) conseguimos avaliar a precisão (R²) que está relacionada a dispersão de leituras repetidas em

torno da média da leitura do sensor, e a acurácia (RMSE) que indica a proximidade da leitura ao verdadeiro valor da propriedade analisada (EVETT et al., 2006).

Tabela 4. Resultados estatísticos do coeficiente de determinação (R^2) e raiz quadrada do erro médio (RMSE) para validação dos métodos de calibração comparados ao padrão (termogravimétrico)

Modelo	TOPP		POLI 3º grau		RAIZ		LOG	
	R^2	RMSE ($\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$)	R^2	RMSE ($\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$)	R^2	RMSE ($\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$)	R^2	RMSE ($\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$)
Solo								
LV	0,9779	0,025581	0,9860	0,019948	0,9776	0,025183	0,9876	0,018736
LA	0,9834	0,023902	0,9916	0,015679	0,9852	0,020794	0,9869	0,019556
NE	0,9947	0,031496	0,9981	0,006245	0,9972	0,007563	0,9796	0,020578
GL	0,9774	0,027866	0,9916	0,014576	0,9703	0,027499	0,9944	0,011988
OR	0,9902	0,119106	0,9978	0,008823	0,9911	0,017644	0,9879	0,020511
TODOS	0,9181	0,056716	0,9352	0,045799	0,9241	0,049567	0,9175	0,051667
TODOS*	0,9717	0,027360	0,9773	0,023471	0,9726	0,026486	0,9748	0,025393

Solos: Organossolo (OR); Gleissolo (GL); Neossolo (NE); Latossolo Amarelo (LA); Latossolo Vermelho (LV).

TODOS*: Todos os solos minerais, exceto o Organossolo.

Modelos: Topp et al. 1980 (TOPP), Polinômio cúbico (POLI 3º grau), Raiz quadrada (RAIZ) e Logaritmo natural (LOG).

Pode-se observar que os modelos de calibração em estudo foram ajustados a todos os solos comparado ao modelo padrão, exceto o de Topp para os Organossolos que apresentou RMSE elevado comparado aos outros de $0,1191 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ (Tabela 4). Vaz et al. (2013) testando modelos de sensores eletromagnéticos destacou o modelo de raiz de Schaap et al. (1997) para ajustes de solos orgânicos com o TDR 100 com RMSE de $0,0130 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$. Todos os R^2 calculados apresentaram valores acima de 0,9175 e RMSE menores que $0,0567 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ (excetuando Topp para Organossolo), ambos valores foram encontrados avaliando os solos em conjunto.

O Organossolo é um solo pouco representativo na agricultura do Brasil e possui um comportamento diferente dos solos minerais, observado nos modelos de calibração para conteúdo de água no solo. Assim, do mesmo modo que Topp et al. (1980), foi gerado equações de cada modelo somente para solos minerais, excetuando-se o Organossolo.

Os dados do Latossolo Vermelho e do Gleissolo foram melhor ajustados pela equação do modelo logarítmico, com RMSE de 0,0187 e $0,0120 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ e R^2 de 0,9876 e 0,9944, respectivamente. Já o Latossolo Amarelo (RMSE = $0,0157 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $R^2 = 0,9916$), o Neossolo (RMSE = $0,0062 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, R^2 de 0,9981), o Organossolo (RMSE = $0,0088 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $R^2 = 0,9978$), o conjunto de todos os solos (RMSE = $0,0458 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $R^2 = 0,9352$) e o conjunto de todos os solos minerais (RMSE = $0,0235 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $R^2 = 0,9773$), foram melhor representados

pelo modelo polinomial cúbico; o que o torna o melhor modelo ajustado para esses solos. Assim como encontrado por Kaiser et al. (2010), os modelos específicos para cada classe de solo tem maior precisão e confiabilidade para a estimativa do conteúdo de água do solo do que do que equações gerais. Porém, nos modelos de Topp e Raiz encontrou-se RMSE menores na equação geral de solos minerais do que na equação específica para cada classe de solo, mostrando a eficiência desse ajuste. Com essas equações gerais de solos minerais obteve-se maior precisão e acurácia em todos os modelos, comparados a equações gerais de todos os solos, ressaltando o modelo polinomial cúbico.

A Tabela 5 mostra valores de RMSE encontrados em referências com uso de diferentes sensores eletromagneticos, em diferentes tipos de solos com modelos de ajustes distintos. Bosch (2004) obteve RMSE menores usando modelos polinomial cúbico e linear do que utilizando o modelo de Topp. Tomer et al. (1999) destacou o modelo polinomial cúbico como melhor ajustes para seus dados comparados a Topp, modelo de misto de terceira ordem e logarítmico, com coeficiente de determinação de 0,977 e RMSE de 0,026 cm³ cm⁻³. Já Leão et al. (2010) utilizou os modelos de raiz e Topp, sendo que o ajuste linear de raiz foi o que apresentou menor RMSE para os três tipos de solo deformado e indeformado e de diferentes texturas. Todos esses utilizaram solos que não são tropicais, porém os modelos específicos foram melhor ajustados do que o de Topp.

Tabela 5. Referências de valores de RMSE (Raiz Quadrada do Erro Médio) com diferentes tipos de sensores eletromagnéticos em diferentes tipos de solos com ajustes por modelos distintos

SENSORES	MODELO	PAÍS	SOLO	RMSE (cm ³ cm ⁻³)	REFERÊNCIA
Stevens-Vitel Hydra Probe	Polinomial Cúbico	EUA	Areno-Argiloso (87% areia)	0,0176	BOSCH (2004)
			Areno-Argiloso (60% areia)	0,0217	
			Areno-Argiloso (90% areia)	0,0136	
	Topp et al. (1980)	EUA	Areno-Argiloso (87% areia)	0,0316	
			Areno-Argiloso (60% areia)	0,0307	
			Areno-Argiloso (90% areia)	0,0263	
Decagon Echo Probe	Linear	EUA	Areno-Argiloso (87% areia)	0,0215	
			Areno-Argiloso (60% areia)	0,0170	
			Areno-Argiloso (90% areia)	0,0110	

SENSORES	MODELO	PAÍS	SOLO	RMSE (cm ³ cm ⁻³)	REFERÊNCIA
TDR Probe, Dynamax, model TR-100	Topp et al. (1980)	EUA	Siltoso e Argiloso (Saturado)	0,0240	EVETT et al. (2006)
TDR Tektronix 1502	Raiz	Holanda	Argiloso, Siltoso, Arenoso (Todos)	0,0243	HUISMAN et al. (2001)
GPR PulseEKKO™ 1000 (WARR, 225 MHz)				0,0281	
Sensor Hydra Probe LSP-1, Transducer Techniques	Raiz	EUA	Argiloso	Def. – 0,0251 Ind. – 0,0257	LEÃO et al. (2010)
			Siltoso Arenoso	Def. – 0,0134 Ind. – 0,0248	
	Topp et al. (1980)	EUA	Argiloso	Def. – 0,0305 Ind. – 0,0422	
			Siltoso Arenoso	Def. – 0,0353 Ind. – 0,0496	
WET Sensor (WET – 1/d)	Raiz	Ilhas Canárias	Vulcânicos (Todos)	0,0290	REGALADO et al. (2007)
TDR Miniprobe Midwest Special Services Inc.	Polinomial Cúbico	Nova Zelândia	Vulcânicos (Todos)	0,0260	TOMER et al. (1999)
TDR 100 Campbell Scientific Inc.	Topp et al. (1980)	EUA	Minerais, orgânico e salino (Todos)	0,0230	VAZ et al. (2013)
Theta Probe Delta-T	Polinomial Cúbico	EUA	Minerais, orgânico e salino (Todos)	0,0350	
	Topp et al. (1980)			0,0400	
Hydra Probe Stevens	Raiz	EUA	Minerais, orgânico e salino (Todos)	0,0770	
	Topp et al. (1980)			0,1240	
CS616 Campbell Scientific Inc.	Polinomial Quadrático	EUA	Minerais, orgânico e salino (Todos)	0,0840	
5TE Decagon	Topp et al. (1980)	EUA	Minerais, orgânico e salino (Todos)	0,0460	

Def = Amostra deformada, Ind = Amostra indeformada.

Com a Tabela 5, pode-se afirmar que os valores de acurácia encontrados nesse estudo estão na mesma faixa ou até mesmo melhores do que as referências, principalmente nos modelos característicos para cada tipo de solo, mostrando a eficiência dos modelos ajustados para determinação do conteúdo de água no solo.

As permeabilidades magnéticas (μ_r) encontradas nos solos foram de 1,001408 para o Neossolo, 1,002308 para o Latossolo Vermelho, 1,000833 para o Latossolo Amarelo, 1,000019

para o Gleissolo e 1,000656 para o Organossolo. As maiores permeabilidades foram nos solos que possuem goethita (Neossolo, Latossolo Vermelho e Latossolo Amarelo) e hematita (Latosolo Vermelho), sendo o Latossolo Vermelho com maior μ_r devido à presença desses dois minerais. Van Dam et al. (2002) também encontrou valores de μ_r próximos de 1,0; constatando que não havia material ferromagnético em suas amostras, podendo ser paramagnético ou antiferromagnético devido à baixa susceptibilidade magnética. Diferentemente da suposição de Dirksen & Dasberg (1993) a gibbsita, por não possuir ferro em sua composição, apresenta comportamento diferente dos óxidos de ferro. Logo, possui baixa permeabilidade magnética, muito próxima a 1,0.

Considerando essas permeabilidades magnéticas que são \neq de 1,0 como usado inicialmente, foram calculadas as novas umidades inserindo a μ_r de acordo com cada modelo, formando as seguintes equações:

$$\theta = a (\varepsilon_r \mu_r)^3 + b (\varepsilon_r \mu_r)^2 + c (\varepsilon_r \mu_r) + d \quad (19)$$

$$\theta = a \ln(\varepsilon_r \mu_r) + b \quad (20)$$

$$\theta = a \sqrt{(\varepsilon_r \mu_r)} + b \quad (21)$$

A presença de valores de μ_r diferentes de 1,0 encontrados nos solos estudados geraram erros praticamente insignificantes aplicados nas equações de calibração do TDR. O RMSE dos valores de umidade com a μ_r e sem a μ_r encontrados foram na margem de 0,000650 a 0,000004 $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ dependendo do modelo de ajuste e do tipo de solo. Os maiores RMSE foram encontrados no modelo polinomial cúbico, uma vez que esse erro era multiplicado em cada termo do polinômio.

Entretanto, Van Dam et al. (2002) mostrou que a presença dos óxidos influencia a permeabilidade magnética, mas a variação é pequena para significar alterações no comportamento das ondas eletromagnéticas e na condutividade elétrica. Os óxidos de ferro, como a goethita, apresentam maior superfície específica, o que permite que mais água seja adsorvida por unidade de volume. Isso explica a correlação entre a quantidade de óxido de ferro com o conteúdo de água e, conseqüentemente, com o aumento permissividade dielétrica do solo obtida pelo TDR (VAN DAM et al., 2002).

Mohamed & Marvan (2011) encontraram erros significativos quando se ignora a permeabilidade magnética dos solos para calcular o parâmetro de propagação de onda que são aplicadas nas técnicas de TDR, resultando em maior estimativa da permissividade dielétrica do que a real. Porém, nos solos utilizados nesse estudo a permeabilidade magnética não apresentou significância para a determinação do conteúdo de água. Isso ocorre devido aos solos estudados

serem diferentes dos utilizados em outras referências. A presença de óxidos de ferro em diferentes formas e concentração é a principal causa das propriedades magnéticas dos solos. Essas concentrações são afetadas pelo material parental, idade do solo, processos de formação do solo, atividade biológica e até temperatura do solo (VAN DAM et al., 2005).

Acredita-se que se alguns dos solos estudados tivesse a presença de minerais ferrimagnéticos, como a magnetita, a interferência da permeabilidade magnética na estimativa do conteúdo de água no solo pelo TDR poderia ser maior, pois o caráter magnético de um solo é dominado principalmente pela presença de minerais ferrimagnéticos como magnetita e maghaemita (VAN DAM et al., 2005). Esses minerais podem gerar maior influência nas ondas eletromagnéticas levando o sistema a superestimar o conteúdo volumétrico de água no solo (ROBINSON et al., 1994). Assim, torna-se interessante obter a μ_r para modelos de determinação de umidade com TDR quando são estudados solos com grande presença de minerais ferrimagnéticos ou ferromagnéticos.

4. CONCLUSÕES

De um modo geral, o sistema TDR apresentou um bom desempenho para estimar o conteúdo de água dos cinco solos estudados. O modelo de calibração considerado padrão, a equação de Topp, foi o que apresentou maior RMSE ($0,1191 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) no Organossolo.

Os solos estudados apresentaram ajustes diferentes a cada modelo. Para o Latossolo Vermelho e o Gleissolo o melhor modelo foi o logarítmico, com RMSE de $0,0187$ e $0,0120 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ e R^2 de $0,9876$ e $0,9944$, respectivamente. Já o Latossolo Amarelo (RMSE = $0,0157 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $R^2 = 0,9916$), o Neossolo (RMSE = $0,0062 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, R^2 de $0,9981$), o Organossolo (RMSE = $0,0088 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $R^2 = 0,9978$), o conjunto de todos os solos (RMSE = $0,0458 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $R^2 = 0,9352$) e o conjunto de todos os solos minerais (RMSE = $0,0235 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, $R^2 = 0,9773$) foram melhor ajustados pelo modelo polinomial cúbico.

A presença da matéria orgânica, interferiu na permissividade dielétrica do solo, principalmente no modelo de Topp, onde todos os pontos de umidade foram subestimados.

Na análise de regressão, o teste F, o R^2 ajustado e todos os parâmetros das equações foram significativos, confirmando a relação linear ou polinomial entre o conteúdo de água no solo (variável dependente) e a permissividade dielétrica (variável independente) sendo que essa contribuiu significativamente para o modelo.

A presença da hematita e goethita, por serem minerais antiferromagnéticos, não interferiram significativamente na calibração do TDR nos solos estudados, aumentando a permeabilidade magnética dos solos apenas na quarta casa decimal.

Para todos modelos avaliados, a precisão e a acurácia das estimativas foram melhores quando considerados ajustes específicos para cada classe de solo estudado do que quando utilizado modelo geral para todos os solos. Ainda assim, o modelo geral proposto neste trabalho mostrou-se mais adequado do que a equação de Topp, tradicionalmente utilizada como padrão.

O modelo geral dos solos minerais (excetuando-se o Organossolo) apresentou precisão e acurácia ainda melhores do que o modelo geral para todos os solos, sendo extremamente viável para determinação de conteúdo de água em solos minerais.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANA – Agência Nacional de Águas. Conjuntura dos Recursos Hídricos no Brasil, 2016. Disponível em: <<http://www3.snirh.gov.br/portal/snirh/centrais-de-conteudos/conjuntura-dos-recursos-hidricos/informe-conjuntura-2016.pdf>> Acesso em: 28 dez.1016.

BRAGA, N. C. Manual de mecatrônica. 1. ed. São Paulo-SP: Editora Newton C. Braga, 2014. 502 p.

BOSCH, D. D. Comparison of capacitance-based soil water probes in coastal plain soils. Vadose Zone Journal, vol. 3. p. 1380-1389, 2004.

CAMPBELL SCIENTIFIC LTD. Instruction Manual -TDR Probes CS605, CS610, CS630, CS635, CS640, CS645. 2006-2013. Disponível em: <<https://s.campbellsci.com/documents/ca/manuals/tdr-probes-manual.pdf>> Acesso em: 20 fev. 2016.

CHEN, R.; CHEN, Y.; CHEN, W.; CHEN, Y. Time domain reflectometry for water content measurement of municipal solid waste. Environmental Engineering Science, vol. 29, nº. 6. p. 486-493, 2012.

COELHO, E. F.; VELLAME, L. M.; COELHO FILHO, M. A.; LEDO, C. A. S. Desempenho de modelos de calibração de guias de onda acopladas a TDR e a multiplexadores em três tipos de solos. Revista Brasileira de Ciência do Solo, vol. 30. p. 23-30, 2006.

COEY, J. M. D.; FABRIS, J. D.; RESENDE, M. ⁵⁷Fe Mössbauer studies of Oxisols. Hyperfine Interactions, vol. 66. p. 51-62, 1991.

CURI, N.; MOTTA, P. E. F.; FABRIS, J. D.; OLIVEIRA, L. C. A. Espectroscopia Mössbauer na caracterização de compostos ferrosos em solos e sua relação com retenção de fósforo. Química Nova, vol. 31, nº.6, 1467-1471, 2008.

DAVIS, J. L.; CHUDOBIAK, W. J. In-situ meter for measuring relative permittivity of soils. In Geological Survey of Canada, 75-1, Part A, 1975. 75-79 p.

DIRKSEN, C.; DASBERG, S. Improved calibration of time domain reflectometry soil water content measurements. Soil Science Society of America Journal, vol. 57. p. 660-667, 1993.

EMBRAPA. Manual de Análises Químicas de Solos, Plantas e Fertilizantes. 2. ed. Brasília-DF: Embrapa Solos, 2009. 627 p.

EMBRAPA. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. 3. ed. Brasília-DF: Embrapa Solos, 2013. 353 p.

EVETT, S. R.; TOLK, J. A.; HOWELL, T. A. Soil profile water content determination: sensor accuracy, axial response, calibration, temperature dependence, and precision. Vadose Zone Journal, vol. 5. p. 894-907, 2006.

EVETT, S. R.; TOLK, J. A.; HOWELL, T. A. Time domain reflectometry laboratory calibration in travel time, bulk electrical conductivity, and effective frequency. Vadose Zone Journal, 4. p. 1020-1029, 2005.

FARES, A.; AWAL, R.; BAYABIL H. K. Soil water content sensor response to organic matter content under laboratory conditions. Sensors, vol. 16. p. 1239-1249, 2016.

FELLNER-FELDEGG, H. The measurement of dielectrics in the time domain. The Journal of Physical Chemistry, vol. 73. p. 616-623, 1969.

FERREIRA, B. A.; FABRIS, J. D.; SANTANA, D. P.; CURI, N. Óxidos de ferro das frações areia e silte de um Nitossolo desenvolvido de basalto. Revista Brasileira de Ciência do Solo, 27. p. 405-413, 2003.

FLINT, A. L.; FLINT, L. E. Particle density. 2002. p. 229-240. In DANE, J. H. e TOPP, G. C (ed.) - Methods of soil analysis. Part 4 – Physical Methods. SSSA Book Series. 5. SSSA, Madison, WI.

FREELAND, R.S. Review of soil moisture sensing using soil electrical conductivity. Transaction of the ASAE, vol. 32, n. 6. p. 2190-2194, 1989.

GEE, G.W.; OR, D. Particle-size analysis. 2002. p. 255-293. In DANE, J. H. e TOPP, G. C (ed.) - Methods of soil analysis. Part 4 – Physical Methods. SSSA Book Series. 5. SSSA, Madison, WI.

GROSSMAN, R. B.; REINSCH, T. G. Bulk density and linear extensibility. 2002. p. 201-228. In DANE, J. H. e TOPP, G. C (ed.) - Methods of soil analysis. Part 4 – Physical Methods. SSSA Book Series. 5. SSSA, Madison, WI.

HAYT JUNIOR, W. H.; BUCK J. A. Eletromagnetismo. Tradução de Marco Aurélio de Oliveira Schroeder. 8. ed. Porto Alegre - RS: AMGH editora LTDA, 2013. 616 p.

HERRMANN JUNIOR, P. S. P. Construção de um equipamento para medida de umidade do através de técnica de micro-ondas. São Carlos-SP: USP, 1993. 124 p. Dissertação de mestrado.

HUISMAN, J. A.; SPERL, C.; BOUTEN, W.; VERSTRATEN, J. M. Soil water content measurements at diferente scales: accuracy of time domain reflectometry and ground-penetrating radar. Journal of hydrology, 245. p. 48-58, 2001.

JACOBSEN, O. H.; SCHJONNING, P. A laboratory calibration of time domain reflectometry for soil water measurement including effects of bulk density and texture. Journal of hydrology, 151. p. 147-157, 1993.

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, 34. p. 649-658, 2010.

KLEIN, C; HURLBUT JUNIOR, C. S. Manual of mineralogy. 21. ed. John Wiley & Sons, 1999. 681 p.

KLENCŠÁR, Z. MossWinn - methodological advances in the field of Mössbauer data analysis. *Hyperfine Interactions*, vol 217, p. 117-126, 2012.

KRAUS, J. D.; CARVER, K. R. *Electromagnetics*. 2. ed. International Student Edition: McGraw-Hill, 1973. 850 p.

LEAO, T. P.; PERFECT, E.; TYNER, J. S. Estimation of soil water content using a 50 MHz impedance sensor: soil texture, structure, and salinity interactions. *Transactions of the ASABE* 53. p. 163-170, 2010.

LEDIEU, J.; DE RIDDER, P.; DE CLERCK, P.; DAUTREBANDE, S. A method for measuring soil moisture by time-domain reflectometry. *Journal of Hydrology*, vol. 88. p. 319-328, 1986.

LEGATES, D. R.; MCCABE, G. J. Evaluating the use of “goodness of fit” measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resources Research*, 35. p. 233-241, 1999.

MALICKI, M. A.; PLAGGE, R.; ROTH, C. H. Improving calibration of dielectric TDR soil moisture determination taking into account the solid soil. *European Journal of Soil Science*, 47. p. 357-366, 1996.

MELO, G. W.; MEURER, E. J.; PINTO, L. F. S. Fontes de potássio em solos distroférricos caulínicos originados de basalto no Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 28. p. 597-603, 2004.

MOHAMED, A. M. O.; MARVAN, S. S. Impact of soil magnetic properties on moisture content prediction using TDR. *Geotechnical Testing Journal*, vol. 34, nº. 3. p. 1-6, 2011.

NETER, J.; WASSERMAN, W. *Applied linear statistical models*. Irwin, 1974. 842 p.

NOBORIO, K. Measurement of soil water content and electrical conductivity by time domain reflectometry: a review. *Computers and Electronics in Agriculture*, vol. 31. p. 213-237, 2001.

ONU – Organização das Nações Unidas. 2013. Disponível em: <<https://nacoesunidas.org/alertando-para-escassez-de-agua-doce-onu-pede-esforcos-globais-para-proteger-recursos-naturais/>> Acesso em: 22 fev. 2016.

PORSANI, J. L. Ground Penetrating Radar (GPR): Proposta metodológica de emprego em estudos geológico-geotécnicos nas regiões de Rio Claro e Descalvado - SP. Rio Claro-SP: Universidade Estadual Paulista, 1999. 145 p. Tese de Doutorado

R CORE TEAM. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing. Vienna, Austria, 2015. Disponível em: <<http://www.R-project.org/>>. Acesso em: 16 mar. 2016.

REGALADO, C. M. A physical interpretation of logarithmic TDR calibration equations of volcanic soils and their solid fraction permittivity based on Lichtenecker's mixing formulae. *Geoderma*, 123. p. 41-50, 2004.

REGALADO, C. M.; CARPENA, R. M.; SOCORRO, A. R.; MORENO, J. M. H. Time domain reflectometry models as a tool to understand the dielectric response of volcanic soils. *Geoderma*, 117. p. 313-330, 2003.

REGALADO, C. M.; RITTER, A.; GONZÁLEZ, R. M. R. Performance of the commercial WET capacitance sensor as compared with time domain reflectometry in volcanic soils. *Vadose Zone Journal*, vol. 6. p. 244-254, 2007.

RHOADES, J. D. Soluble Salts. 1982. p. 167–179. In PAGE, A. L.; MILLER, R. H.; KEENEY, D. R. (ed.) - *Methods of soil analysis. Part 2 – Chemical and Microbiological Properties*. SSSA, Madison, WI.

ROBINSON, D. A. Measurement of the solid dielectric permittivity of clay minerals and granular samples using a time domain reflectometry immersion method. *Vadose Zone Journal*, 3. p. 705–713, 2004.

ROBINSON, D. A.; BELL, J. P.; BATCHELOR, C. H. Influence of iron minerals on the determination of soil water content using dielectric techniques. *Journal of Hydrology*, 161. p. 169-180, 1994.

ROBINSON, D. A.; JONES, S. B.; WRAITH, J. M.; OR, D.; FRIEDMAN, S. P. A review of advances in dielectric and electrical conductivity measurement in soils using time domain reflectometry. *Vadose Zone Journal*, 2. p. 444-475, 2003.

ROTH, K.; SCHULIN, R.; FLUHLER, H.; ATTINGER, W. Calibration of time domain reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach. *Water Resources Research*, vol. 26. p. 2267-2273, 1990.

SANTOS, M. R.; 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*, vol. 34. p. 299-307, 2010.

SARANI, N.; AFRASIAB, P. Effect of soil texture on moisture measurement accuracy with theta probe ML2 in Sistan region. *International Journal of Biological, Ecological and Environmental Sciences (IJBEES)*, vol. 1, nº. 2. p. 114-117, 2012.

SCHAAP, M. G.; LANGE, L.; HEIMOVAARA, T. J. TDR calibration of organic forest floor media. *Soil Technology*, 11. p. 205-217, 1997.

SEBER, G. A. F.; WILD, C. J. *Nonlinear regression*. Wiley, 1989. 768 p.

STARR, J. L.; PALTINEANU, I. C. Real-time soil water dynamics over large areas using multisensor capacitance probes and monitoring system. *Soil & Tillage Research*, vol. 47. p. 43-49, 1998.

SOUZA JUNIOR, I. G.; COSTA, A. C. S.; VILAR, C. C.; HOEPERS, A. Mineralogia e susceptibilidade magnética dos óxidos de ferro do horizonte B de solos do Estado do Paraná. *Ciência Rural*, v. 40, nº.3. p.513-519, 2010.

STAUB, M. J.; LAURENT, J. P.; GOURC, J. P.; MORRA, C. Applicability of time domain reflectometry water content measurements in municipal solid waste. *Vadose Zone Journal*, 9. p. 160–171, 2010.

TOMER, M. D.; CLOTHIER, B. E.; VOGELER, I.; GREEN, S. A dielectric-water content relationship for sandy volcanic soils in New Zealand. *Soil Science Society of America Journal*, 63 p. 777-781, 1999.

TOMMASELLI, J. T. G.; BACCHI, O. O. S. Calibração de um equipamento de reflectometria de micro-ondas para dois solos paulistas típicos. In: Congresso Brasileiro de ciência do Solo, 25. 1995, Viçosa. Anais, Viçosa: UFV, 1995. vol. 1, p. 24-26.

TOPP, G. C.; FERRÉ, P. A. Scope of methods and brief description. 2002. p. 419–422. In DANE, J. H. e TOPP, G. C (ed.) - *Methods of soil analysis. Part 4 – Physical Methods*. SSSA Book Series. 5. SSSA, Madison, WI.

TOPP, G. C.; DAVIS, J. L.; ANNAN, A. P. Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, vol. 16. p. 574-582, 1980.

TOPP, G. C.; DAVIS, J. L.; ANNAN, A. P. Electromagnetic determination of soil water content using TDR: II. Evaluation of installation and configuration of parallel transmission lines. *Soil Science Society of America Journal*, vol. 46. p. 678-684, 1982.

VAN DAM, R. L.; HENDRICKX, J. M. H.; HARRISON, J. B. J.; BORCHERS, B. Conceptual model for prediction of magnetic properties in tropical soils. In *Detection and Remediation Technologies for Mines and Minelike Targets X*. Orlando: SPIE 2005.

VAN DAM, R. L.; SCHLAGER, W.; DEKKERS, M. J.; HUISMAN, J. A. Iron oxides as a cause of GPR reflections. *Geophysics*, vol. 67. p. 536-545, 2002.

VAZ, C. M. P.; JONES, S.; MEDING, M.; TULLER, M. Evaluation of standard calibration functions for eight electromagnetic soil moisture sensors. *Vadose Zone Journal*. p. 1-16, 2013.

WEITZ, A. M.; GRAUEL, W. T.; KELLER, M.; VELDKAMP, E. Calibration of time domain reflectometry technique using undisturbed soil samples from humid tropical soils of volcanic origin. *Water Resources Research*, vol. 33, n°6. p. 1241-1249, 1997.

WHALLEY, W.R. Considerations on the use of time domain reflectometry (TDR) for measuring soil water content. *Journal of Soil Science*, 44. p. 1-9, 1993.

ZANETTI, S. S.; CECILIO, R. A.; SILVA, V. H.; ALVES, E. G. General calibration of TDR to assess the moisture of tropical soils using artificial neural networks. *Journal of Hydrology*, 530. p. 657–666, 2015.

ANEXO A – Difratomogramas de Raios-X dos solos

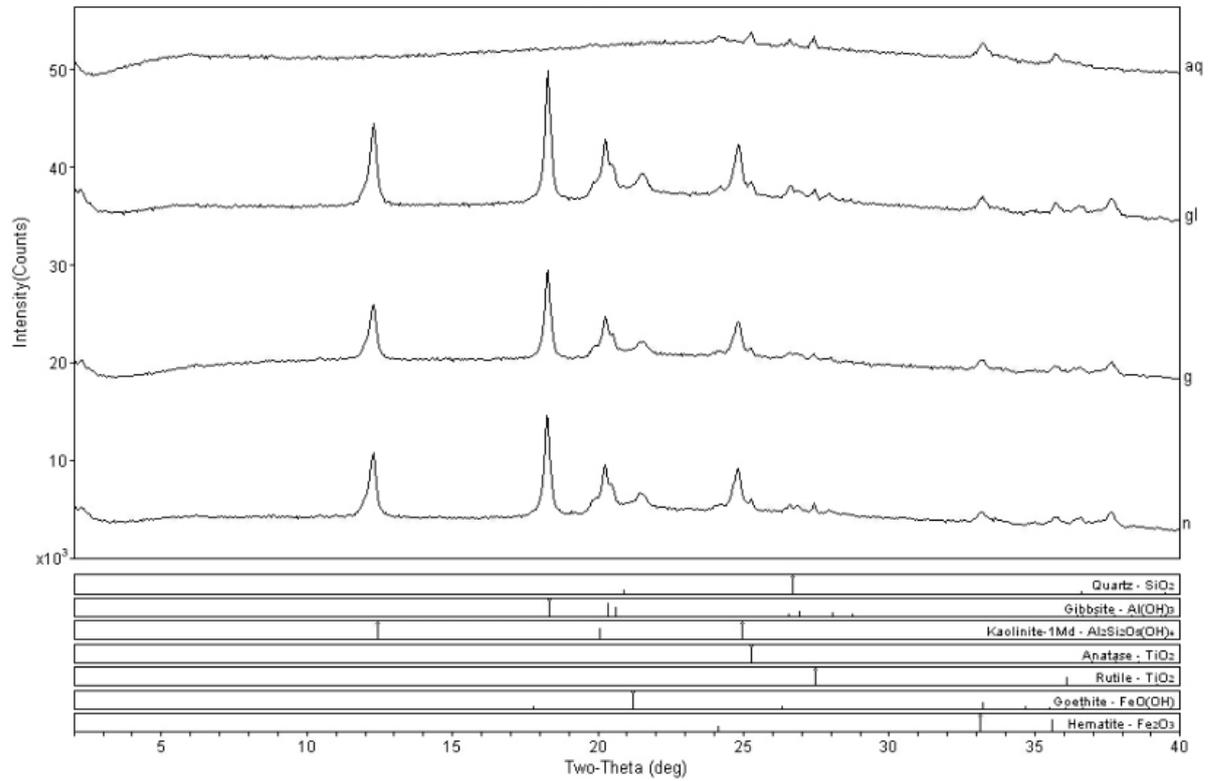


Figura 1. Difrátograma de Raios-X para Latossolo Vermelho. Fração argila: orientada e seca ao ar (n), solvatada em etileno glicol (eg), solvatada em glicerol (gl) e aquecida à 490°C (aq).

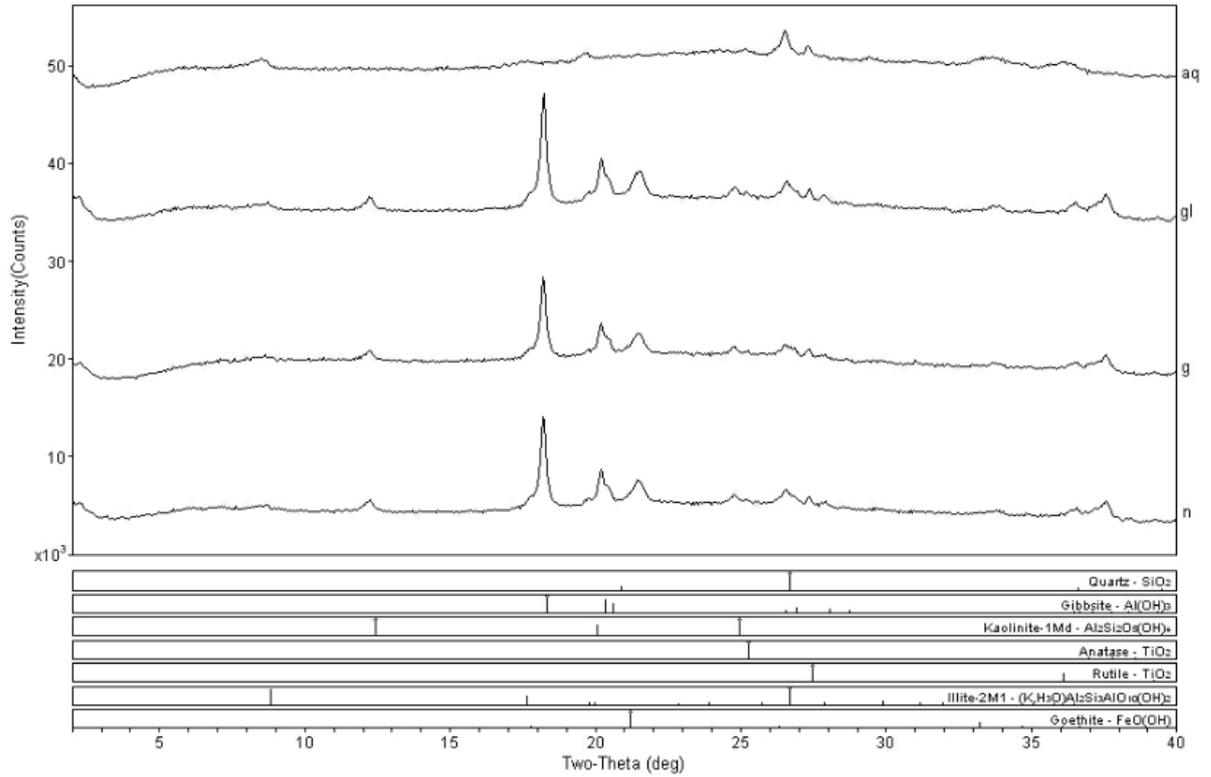


Figura 2. Difratoograma de Raios-X para Latossolo Amarelo. Fração argila: orientada e seca ao ar (n), solvatada em etileno glicol (eg), solvatada em glicerol (gl) e aquecida à 490°C (aq).

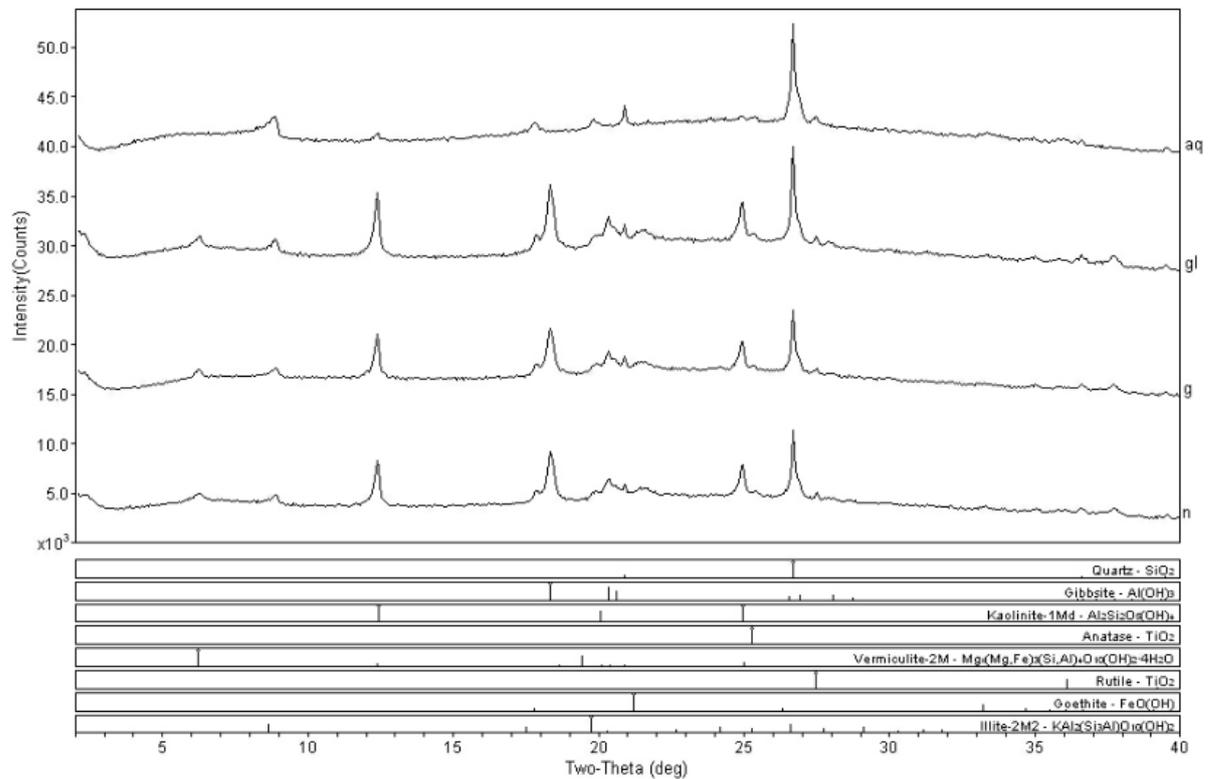


Figura 3. Difratoograma de Raios-X para Neossolo. Fração argila: orientada e seca ao ar (n), solvatada em etileno glicol (eg), solvatada em glicerol (gl) e aquecida à 490°C (aq).

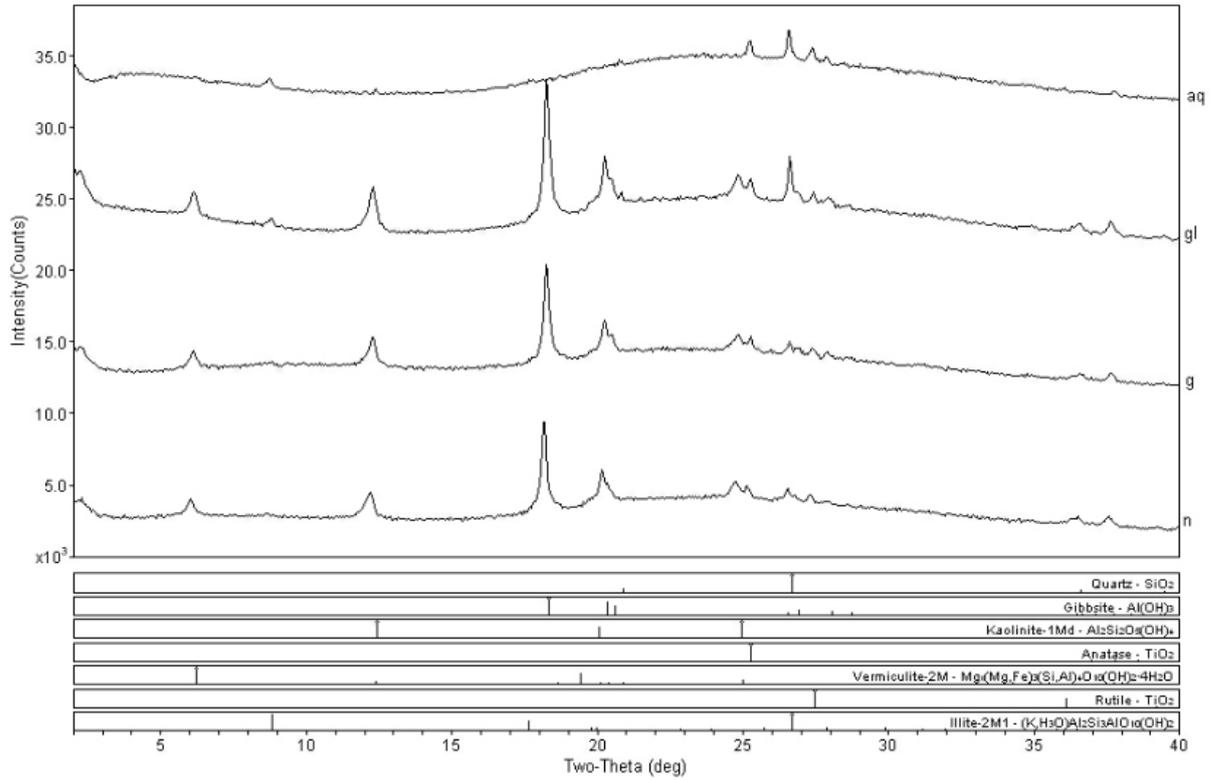


Figura 4. Difratoograma de Raios-X para Gleissolo. Fração argila: orientada e seca ao ar (n), solvatada em etileno glicol (eg), solvatada em glicerol (gl) e aquecida à 490°C (aq).

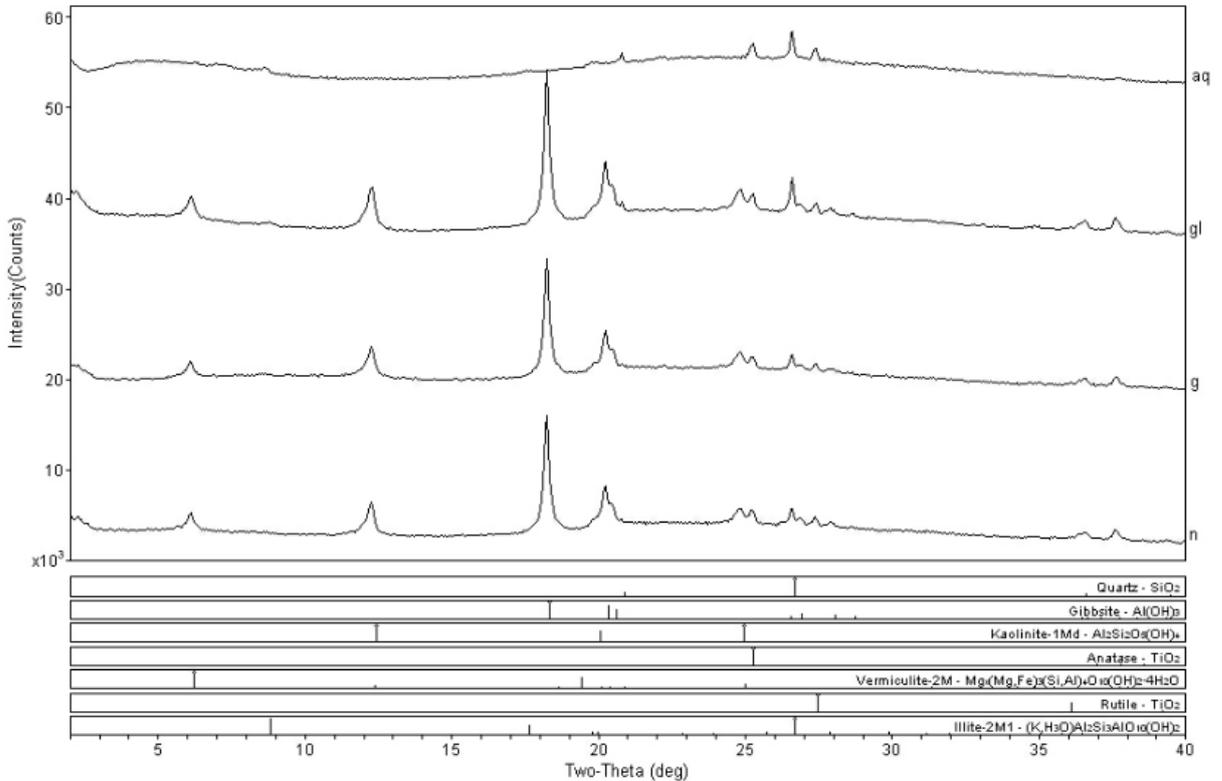


Figura 5. Difratoograma de Raios-X para Gleissolo com argila dispersa por ultrassom. Fração argila: orientada e seca ao ar (n), solvatada em etileno glicol (eg), solvatada em glicerol (gl) e aquecida à 490°C (aq).

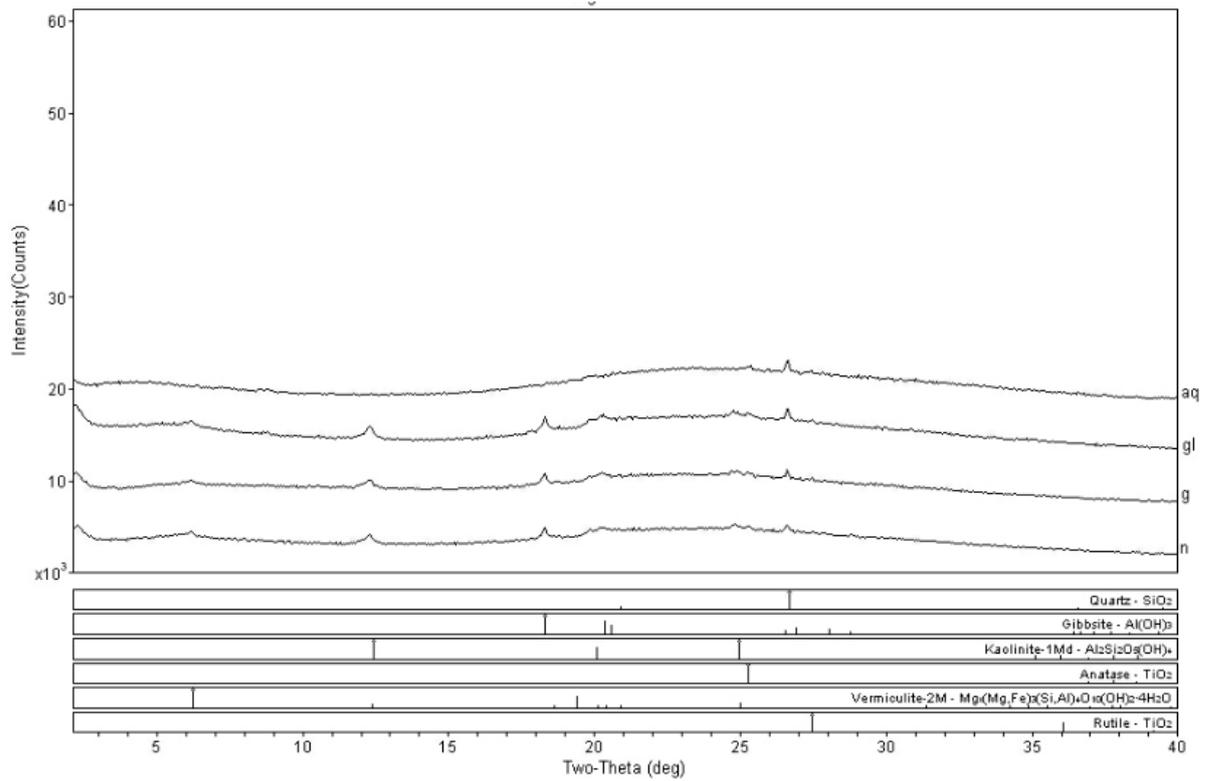


Figura 6. Difratoograma de Raios-X para Organossolo. Fração argila: orientada e seca ao ar (n), solvatada em etileno glicol (eg), solvatada em glicerol (gl) e aquecida à 490°C (aq).

ANEXO B – Espectros de Mössbauer

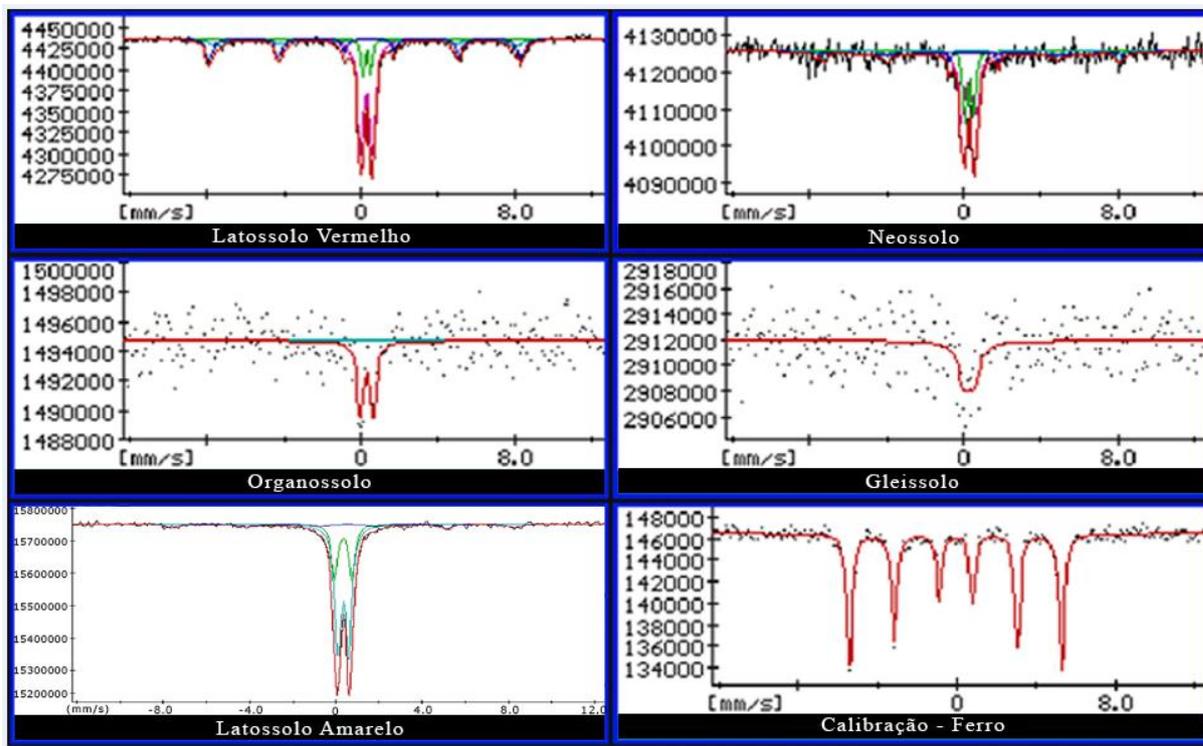


Figura 1. Espectros de Mössbauer do Latossolo Vermelho, Neossolo, Organossolo, Gleissolo, Latossolo Amarelo e calibração – Ferro.

Tabela 1. Dados obtidos pela espectroscopia de Mössbauer de deslocamento isométrico, campo magnético, deslocamento quadrupolar do Organossolo (OR), Gleissolo (GL), Latossolo Vermelho (LV), Neossolo (NE) e Latossolo Amarelo (LA)

TABLE	OR	GL	LV	NE	LA
MIXED M+Q (1)	0.0 %	0.0 %	25.5 %	56.5 %	0.0 %
ISOMER SHIFT	0.00	0.00	0.37 (0.006)	0.49 (0.056)	0.00
MAGN. FIELD [T]	0.00	0.00	49.86 (0.080)	49.49 (0.432)	0.00
Q. SPLITTING	0.00	0.00	-0.21 (0.013)	-0.21 (0.112)	0.00
MIXED M+Q (2)	0.0 %	0.0 %	18.1 %	5.3 %	0.0 %
ISOMER SHIFT	0.00	0.25	0.37 (0.035)	0.47 (0.059)	0.00
MAGN. FIELD [T]	0.00	0.00	47.50 (0.678)	47.02 (0.420)	0.00
Q. SPLITTING	0.00	0.00	-0.14 (0.072)	-0.03 (0.117)	0.00
DOUBLET (1)	100.0 %	100.0 %	8.0 %	13.5 %	63.4 %
ISOMER SHIFT	0.35 (0.027)	0.34 (0.096)	0.36 (0.012)	0.37 (0.014)	0.35 (0.001)
Q. SPLITTING	0.68 (0.048)	0.052 (0.171)	0.40 (0.029)	0.44 (0.036)	0.50 (0.009)
DOUBLET (2)	0.0 %	0.0 %	48.3 %	24.7 %	25.8 %
ISOMER SHIFT	0.00	0.00	0.34 (0.003)	0.32 (0.019)	0.35 (0.004)
Q. SPLITTING	0.00	0.00	0.62 (0.030)	0.74 (0.140)	0.80 (0.024)
SEXTET (1)	0.0 %	0.0 %	0.0 %	0.0 %	10.8 %
ISOMER SHIFT	0.00	0.00	0.00	0.00	0.43 (0.036)
MAGN. FIELD [T]	0.00	0.00	0.00	0.00	49.31 (0.317)
Q. SPLITTING	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.22 (0.072)

ANEXO C – Medidas Magnéticas

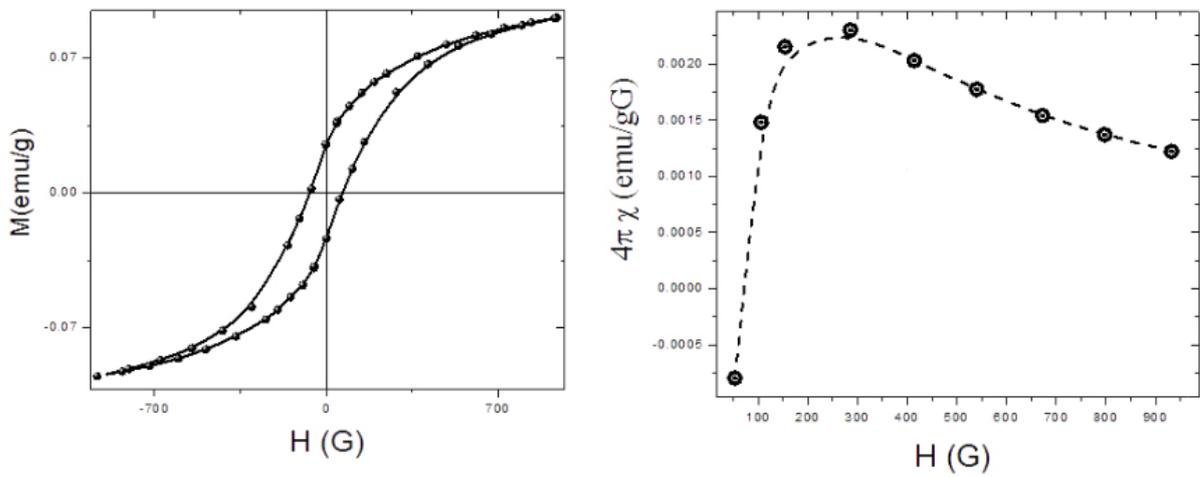


Figura 1. Curva de histereses magnética do Latossolo Vermelho.

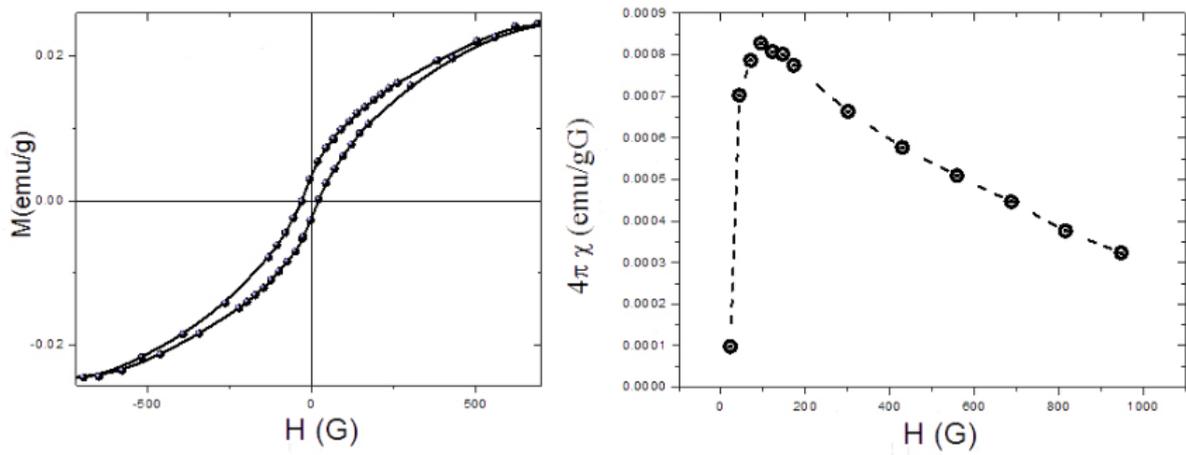


Figura 2. Curva de histereses magnética do Latossolo Amarelo.

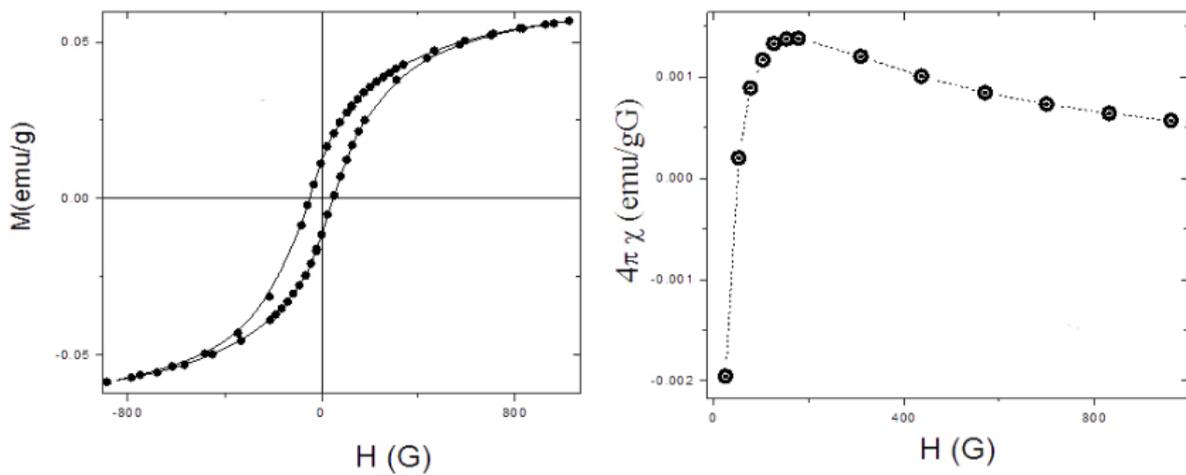


Figura 3. Curva de histereses magnética do Neossolo.

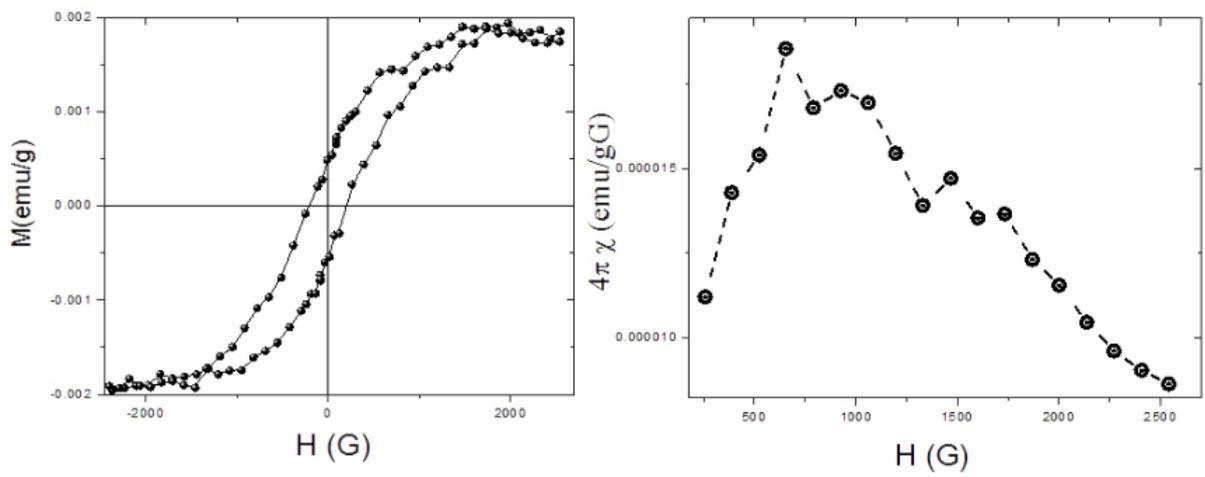


Figura 4. Curva de histereses magnética do Gleissolo.

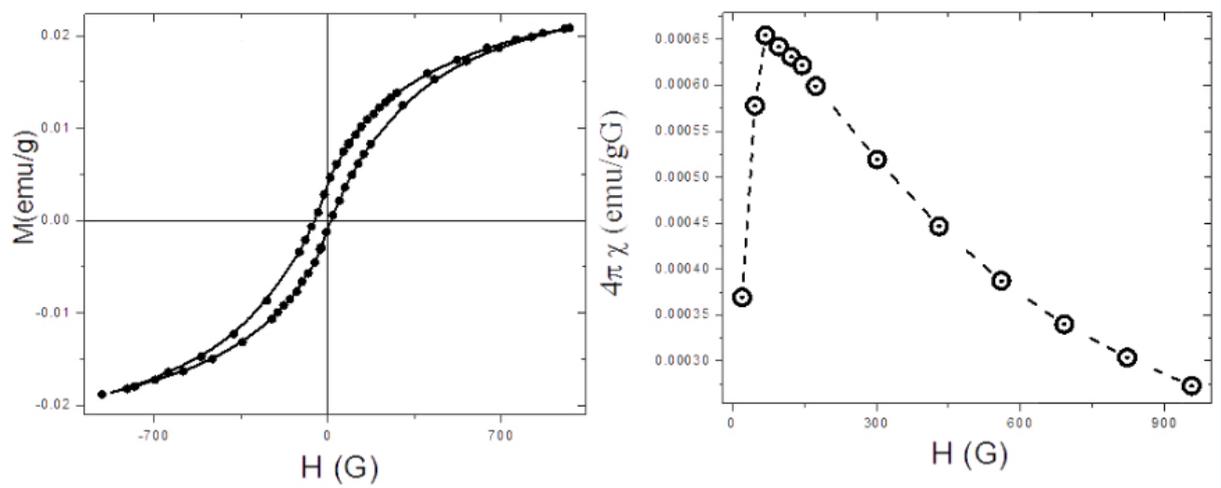


Figura 5. Curva de histereses magnética do Organossolo.