

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

**Parametrização de modelos físico-hídricos de um Latossolo Vermelho
sob sistema plantio direto**

Delcio Rudinei Bortolanza

Passo Fundo

2019

Delcio Rudinei Bortolanza

Parametrização de modelos físico-hídricos de um Latossolo Vermelho sob sistema
plantio direto

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em
Agronomia da Faculdade de Agronomia e Medicina
Veterinária da Universidade de Passo Fundo, como
requisito parcial para obtenção de título de Doutor em
Agronomia.

Orientador:
Wilson Antonio Klein

Passo Fundo

2019

CIP – Catalogação na Publicação

B739p Bortolanza, Delcio Rudinei
Parametrização de modelos físico-hídricos de um
Latossolo vermelho sob sistema plantio direto / Delcio
Rudinei Bortolanza. – 2019.
84 f. : il. color. ; 30 cm.

Orientador: Prof. Dr. Vilson Antonio Klein.
Tese (Doutorado em Agronomia) – Universidade de
Passo Fundo, 2019.

1. Latossolos. 2. Solos - Compactação. 3. Plantio
direto. 4. Solos - Composição. 5. Solos vermelhos.
I. Klein, Vilson Antonio, orientador. II. Título.

CDU: 631.4

Catalogação: Bibliotecária Jucelei Rodrigues Domingues – CRB 10/1569

ATA DE DEFESA DA TESE



A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova a tese

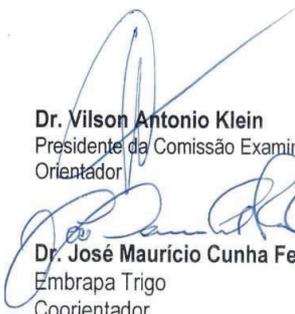
“Parametrização de modelos físico-hídricos de um Latossolo vermelho sob sistema plantio direto”

Elaborada por

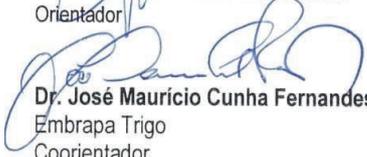
Delcio Rudinei Bortolanza

Como requisito parcial para a obtenção do grau de
“Doutor em Agronomia – Área de Produção e Proteção de Plantas”

Aprovada em: 17/04/2019
Pela Comissão Examinadora



Dr. Wilson Antonio Klein
Presidente da Comissão Examinadora
Orientador



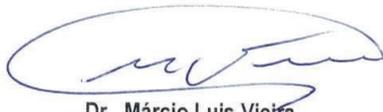
Dr. José Mauricio Cunha Fernandes
Embrapa Trigo
Coorientador



Dr. Walter Boller



Dr. Getulio Coutinho Figueiredo
UFRGS



Dr. Márcio Luis Vieira
IFRS - Sertão



Dr. Edson Campanhola Bortoluzzi
Coordenador PPGAgro



Dr. Eraldo Lourenso Zanella
Diretor da Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária
Universidade de Passo Fundo

DEDICATÓRIA

A todos que cedem suas vidas em prol da ciência para fazer desse mundo um lugar melhor.

AGRADECIMENTOS

Ao professor Wilson Antonio Klein pela dedicação, confiança, conhecimento e lições de vida. Com quem sempre pude contar, muito mais que orientador, amigo e incentivador.

Ao professor Alfredo Castamann da Universidade Federal da Fronteira Sul (UFFS), que gentilmente nos recepcionou e se colocou à disposição, ajudando, cedendo seu tempo e emprestando equipamento valioso para realização de análises.

A toda equipe do Laboratório de Física e Água do Solo (Lafas) pelo longo período de convivência, amizade e colaboração.

Aos bolsistas do Lafas, André G. Daubemann e Felipe Guzzo, pelas discussões, ajuda e colaboração na implementação de análises, além de toda parceria e convivência amistosa.

À Universidade de Passo Fundo (UPF) por oportunizar o curso e aos professores do Programa de Pós-Graduação em Agronomia (PPGAgro) pela dedicação e conhecimento compartilhado.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo incentivo com a concessão da bolsa de estudos durante o período do curso.

A todos que de uma forma ou outra contribuíram com o trabalho.

LISTA DE SIGLAS

D_{máx}: densidade do solo máxima pelo ensaio de Proctor (Mg m^{-3})

DR: densidade relativa do solo

DS: densidade do solo (Mg m^{-3})

D_{ss}: densidade de sólidos do solo (Mg m^{-3})

IHO: intervalo hídrico ótimo

RP: resistência mecânica do solo à penetração (MPa)

U_{gc}: umidade gravimétrica crítica (Mg Mg^{-1})

θ : umidade volumétrica do solo ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)

ψ : potencial (kPa)

RMSE: raiz quadrada do quadrado médio dos resíduos

AIC: *Akaike Information Criterion*

DS IHO_{máx}: densidade do solo de máximo IHO ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)

θ_{CC} : umidade do solo no ψ correspondente à capacidade de campo ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)

θ_{PMP} : umidade do solo no ψ correspondente ao ponto de murcha permanente ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)

θ_{PA} : umidade quando o solo mantém 0,10 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ de porosidade de aeração ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)

θ_{RP} : umidade quando o solo oferece RP igual a 2 MPa ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)

ψ_S : potencial zero, correspondente à umidade do solo saturado (kPa)

ψ_{CC} : valor de potencial do solo correspondente à capacidade de campo (kPa)

ψ_{PMP} : valor de potencial do solo correspondente ao ponto de murcha permanente (kPa)

RESUMO

Bortolanza, Delcio Rudinei. Parametrização de modelos físico-hídricos de um Latossolo Vermelho sob sistema plantio direto. [84] f. Tese (Doutorado em Agronomia) – Universidade de Passo Fundo, Passo Fundo, 2018.

O uso do solo tem se tornado cada vez mais intensivo com a crescente demanda de alimentos. Em função disso, a qualidade do solo assume fundamental importância. A ação antrópica modifica as condições naturais do solo e o tornam suscetível à degradação. Os problemas mais frequentemente reportados são a compactação, a baixa taxa de infiltração de água, a erosão e a degradação da estrutura. Nesse sentido, o objetivo do trabalho foi avaliar as propriedades físico-hídricas de um Latossolo mantido a mais de 20 anos sob o sistema de plantio direto. O trabalho foi realizado em um Latossolo Vermelho distrófico na cidade de Passo Fundo – RS. Amostras de solo com estrutura preservada foram coletadas em uma área delimitada de 18 x 18 m, nas camadas de 0-5, 5-10, 10-20, 20-30 e 30-40 cm, com espaçamento dos pontos amostrais de 2 m no sentido horizontal e vertical, com nove filas por nove colunas, totalizando 81 cilindros por camada. As amostras foram sorteadas dentro de cada camada e submetidas a um único potencial (ψ) de 0 (ou porosidade total), 0,5; 1; 3; 10; 30; 100; 300 ou 1500 kPa. Visando obter a densidade relativa, a densidade máxima pelo ensaio de Proctor foi obtida para cada camada. As determinações da condutividade hidráulica e do ψ correspondente à capacidade de campo, foram realizadas pelo método do perfil instantâneo, instalando tensiômetros a cada 10 cm, até 1 m de profundidade. Cercou-se com folhas de flandre e inundou-se uma área de aproximadamente 19,6 m², realizando leituras por um período de 405 horas. A densidade relativa acima de 0,9 ocorreu com maior frequência nas amostras da camada 0-5 e 5-10 cm, em decorrer do tráfego de máquinas empregado no sistema plantio direto. A condutividade hidráulica foi próxima de 169 mm h⁻¹ em condição de solo saturado. Maiores valores de água disponível foram encontrados nas densidades de 1,21; 1,36; 1,31; 1,18; e 1,11 Mg m⁻³, respectivamente para as camadas de 0-5, 5-10, 10-20, 20-30 e 30-40 cm. O intervalo hídrico ótimo teve seus maiores valores em densidades relativas inferiores a 0,90. As conclusões para o trabalho são de que a compactação é mais pronunciada até os primeiros 10 cm, não afetando as camadas mais profundas do solo; há elevada correlação entre a condutividade hidráulica e o teor de umidade (θ) do solo; o ψ correspondente a capacidade de campo é de -3,104 kPa; a adição da densidade do solo como variável independente ao modelo de Van Genuchten (1980) mostra elevada flexibilidade e melhora as estimativas de θ ; densidades do solo de valor intermediário, dentro de cada camada, fornecem maior teor de água disponível para as plantas; o solo retém grande quantidade de água em ψ inferiores ao ponto de murcha permanente; o intervalo hídrico ótimo tem faixa de maior disponibilidade de água em densidades relativas inferiores 0,90 e acima desse valor, é muito restrito ou atinge a densidade do solo crítica. A resistência mecânica do solo à penetração (2 MPa), é o fator mais impeditivo ao desenvolvimento das raízes nas camadas subsuperficiais (20-40 cm).

Palavras-chave: 1. Curva de retenção de água. 2. Compactação do solo. 3. Condutividade hidráulica. 4. Intervalo hídrico ótimo. 5. Resistência mecânica do solo à penetração.

ABSTRACT

Bortolanza, Delcio Rudinei. Parameterization of physical-hydraulic models of an Oxisol under no-tillage system. [84] f. Thesis (Doctor in Agronomy) – Universidade de Passo Fundo, Passo Fundo, 2018.

Land use has become increasingly intensive with the growing demand for food. As a result, soil quality assumes fundamental importance. Anthropogenic action changes the natural conditions of the soil and makes it susceptible to degradation. The most frequently reported problems are compaction, low water infiltration rate, erosion and degradation of the structure. In this sense, the objective of the work was to evaluate the physical-hydraulic properties of an Oxisol maintained for over 20 years under the no-tillage system. The work was carried out in a dystrophic Red Latosol in the city of Passo Fundo - RS. Soil samples with preserved structure were collected in a delimited area of 18 x 18 m, in the layers of 0-5, 5-10, 10-20, 20-30 and 30-40 cm, with spacing of the sampling points of 2 m horizontally and vertically, with nine rows by nine columns, totaling 81 cylinders per layer. The samples were drawn within each layer and submitted to a single potential (ψ) of 0 (or total porosity), 0.5; 1; 3; 10; 30; 100; 300 or 1500 kPa. In order to obtain the relative density, the maximum density by the Proctor test was obtained for each layer. Determinations of hydraulic conductivity and ψ corresponding to field capacity were performed using the instantaneous profile method, installing tensiometers every 10 cm, up to 1 m depth. It was surrounded with tinplate and an area of approximately 19.6 m² was flooded, taking readings for a period of 405 hours. The relative density above 0.9 occurred more frequently in samples of the 0-5 and 5-10 cm layers, due to the machine traffic used in the no-tillage system. The hydraulic conductivity was close to 169 mm h⁻¹ in saturated soil condition. Higher values of available water were found at bulk density of 1.21; 1.36; 1.31; 1.18; and 1.11 Mg m⁻³, respectively for the 0-5, 5-10, 10-20, 20-30 and 30-40 cm layers. The least limiting water range had its highest values in relative densities below 0.90. The conclusions for the work are that the compaction is more pronounced until the first 10 cm, not affecting the deepest layers of the soil; there is a high correlation between hydraulic conductivity and soil moisture content (θ); the ψ corresponding to the field capacity is -3.104 kPa; the addition of soil density as an independent variable to the Van Genuchten (1980) model shows high flexibility and improves the estimates of θ ; bulk density of intermediate value, within each layer, provide higher water content available to plants; the soil retains a large amount of water ψ below the wilting point; the least limiting water range has greater water availability at relative densities below 0.90 and above this value, is very restricted or reaches critical soil density. The soil strength (2 MPa), is the most impeding factor to the development of roots in the subsurface layers (20-40 cm).

Key words: 1. Water retention curve. 2. Soil compaction. 3. Soil hydraulic conductivity. 4. Least limiting water range. 5. Soil strength.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
2	REVISÃO DA LITERATURA	4
2.1	<i>Compactação do solo</i>	4
2.2	<i>Estrutura do solo</i>	8
2.3	<i>Condutividade hidráulica</i>	12
2.4	<i>Curva de retenção de água do solo (CRA)</i>	13
2.5	<i>Intervalo hídrico ótimo (IHO)</i>	16
3	MATERIAL E MÉTODOS	19
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO	30
4.1	<i>Compactação do solo</i>	30
4.2	<i>Condutividade hidráulica</i>	36
4.3	<i>Curva de retenção de água do solo (CRA)</i>	44
4.4	<i>Intervalo hídrico ótimo (IHO)</i>	63
5	CONCLUSÕES	76
	REFERÊNCIAS	77

1 INTRODUÇÃO

O desenvolvimento sustentável das atividades humanas na agricultura para a produção de matérias primas vegetais requer a manutenção da qualidade do solo. O aumento da população exige cada vez mais quantidade e qualidade de alimentos. A conservação do solo tem sido pontuada como um dos maiores desafios para ecossistemas sustentáveis. Na última década, o aumento da população associado ao comportamento alimentar, aumentou a demanda por alimentos, promovendo um generalizado e intensivo uso do solo.

A quantidade de água disponível para as plantas é, sem dúvidas, um dos fatores que definem o potencial produtivo das lavouras. Aumentar a disponibilidade de água para as plantas deve ser um objetivo para a obtenção de produtividade satisfatória das culturas. Proporcionar condições químicas, físicas e biológicas para que as plantas consigam aprofundar o sistema radicular, aumenta o volume de solo explorado e, conseqüentemente, aumenta o volume de água passível de ser absorvido pelas raízes.

O sistema de cultivo praticado nos dias de hoje no Brasil é dito por muitos como conservacionista, entretanto, apresenta uma série de problemas que impactam o ambiente e, dessa forma, a sustentabilidade da agricultura. Alguns dos problemas mais graves são: a limitada infiltração de água; práticas de cultivo inadequadas, como o cultivo do solo em desnível; e a não adoção de técnicas complementares ao sistema plantio direto que visam a conservação do solo, como o terraceamento. Problemas adicionais como a concentração de nutrientes em camadas superficiais, deficiência de alguns nutrientes e acúmulo de alumínio em subsuperfície também são decorrentes do uso do solo sem revolvimento.

Entre as estratégias para evitar a degradação do solo, a adição de resíduos vegetais aumenta o teor de matéria orgânica e melhora a estrutura do solo, a disponibilidade de água, diminui a resistência mecânica do solo à penetração (RP) e dificulta a compactação.

Nesse sentido, a rotação de culturas, principalmente com a utilização de gramíneas dentro do sistema, que tem alta produção de matéria seca, aliado à adequada fertilidade do solo, pode incrementar o aporte de resíduos vegetais. Atenção especial deve ser dada para que não haja pousio nas áreas de cultivo.

O cultivo convencional homogeneizava os nutrientes na camada arável e mitigava o surgimento da compactação das camadas que eram revolvidas pelo manejo. A introdução do sistema de plantio direto trouxe inegáveis benefícios ao solo. O solo que era intensivamente revolvido e desestruturado, passou a ter sua estrutura sendo gradativamente reconstruída e aumentou lentamente os teores de matéria orgânica. Entretanto, outros problemas como a limitada taxa de infiltração, RP impeditiva ao crescimento de raízes e a compactação surgiram ao longo do tempo. A compactação afeta a distribuição do diâmetro de poros, havendo aproximação das partículas do solo e diminuição do espaço poroso, principalmente dos poros de maior diâmetro. Em decorrência disso, a condutividade hidráulica e a infiltração diminuem consideravelmente.

Com base no exposto, a hipótese para o trabalho é que o sistema de plantio direto, praticado por mais de 20 anos, tenha gerado boa estruturação ao solo, mas que as camadas superficiais, por conta tráfego de máquinas, apresentem algum nível de compactação, conseqüentemente, limitada condutividade hidráulica. Devido à relação que existe entre a densidade do solo (DS) e a retenção de água do solo, espera-se que a adição da DS como variável independente ao modelo de Van Genuchten (1980), juntamente como potencial (ψ), melhore as estimativas do conteúdo de água no solo. Espera-se, também, que com a utilização do IHO seja possível identificar a DS mais propícia ao desenvolvimento das plantas e, conseqüentemente, a respectiva densidade relativa do solo (DR) para cada camada avaliada.

O objetivo desse trabalho foi caracterizar um Latossolo do Planalto Norte Rio Grandense, mantido sob plantio direto por mais de 20 anos, quanto a seus atributos físico-hídricos. Os objetivos específicos foram avaliar o nível de compactação do solo; determinar a condutividade hidráulica do solo a campo; avaliar o ajuste produzido pela incorporação da DS ao modelo de Van Genuchten (1980); obter a DS que proporciona o

máximo teor de água disponível; e caracterizar estruturalmente o solo utilizando o intervalo hídrico ótimo.

Inúmeros são os problemas observados nas lavouras utilizadas para os cultivos agrícolas. A falta de conscientização de boa parte dos agricultores, com consequente abandono de técnicas consagradas de conservação do solo, insuficiente reposição de nutrientes, ausência de rotação de culturas, baixa produção de matéria seca e raízes, geram degradação do solo para muitas áreas. O sistema de plantio direto resolveu muitos problemas do passado, entretanto o mau uso do solo, atualmente, tem trazido sérias consequências. Nesse sentido, o trabalho se justifica pela importância que o solo tem para produção de alimentos, especialmente os Latossolos que têm aptidão para uso agrícola. A sustentabilidade do sistema de produção depende da qualidade do solo, que deve então ser monitorada.

2 REVISÃO DA LITERATURA

2.1 Compactação do solo

As mudanças nas técnicas de produção agrícola nos países industrializados nas últimas décadas e a pressão econômica favoreceram o aumento contínuo da potência e peso das máquinas e tamanho dos implementos (ALAKUKKU et al., 2003). O aumento do peso e a necessidade de usar máquinas superdimensionadas em condições desfavoráveis aumentaram o potencial de danos ao subsolo. Na agricultura moderna, as máquinas são utilizadas desde a semeadura até a colheita das culturas. Em geral, os efeitos podem ser mais ou menos pronunciados em função da capacidade de suporte de carga do solo (teor de matéria orgânica, teor de água, estrutura do solo e textura) e da pressão exercida pelo rodado das máquinas (carga de eixo, número de pneus, dimensões dos pneus, velocidade do pneu e interação do pneu com o solo) (NAWAZ; BOURRIÉ; TROLARD, 2013).

O comportamento do solo é regido por um complexo e dinâmico conjunto de fatores físicos, químicos e biológicos, submetidos à ação do clima e tempo, que interagem e tendem ao equilíbrio. Entretanto, as alterações oriundas da ação antrópica fazem com que esse equilíbrio deixe de existir (CASTAGNARA et al., 2012). Em função da predominância do manejo de solo adotado em culturas produtoras de grãos atualmente, foram diminuídas as perdas de solo carreado pelas águas das chuvas. Entretanto, com o sistema plantio direto surgiram novos problemas como a compactação da camada superficial decorrente do não revolvimento do solo (TORMENA; ROLOFF; SÁ, 1998), reduzida taxa de infiltração e baixa rugosidade superficial (CAMARA; KLEIN, 2005a).

A compactação altera a geometria e diminui a porosidade do solo, geralmente

associados à eluviação da argila dispersa e ao tráfego intensivo de máquinas na lavoura. Em decorrência disso, promovem aproximação das partículas do solo, resultando na eliminação e, ou, descontinuidade de poros, conseqüentemente, elevando a massa de sólidos por unidade de volume, caracterizada pelo aumento da DS (KOCHHANN; DENARDIN, 2000). Cargas mecânicas aplicadas ao solo por meio do manejo e práticas culturais podem compactar o solo causando aumento da densidade, decréscimo da porosidade e alteração do tamanho e forma e da distribuição de poros (PAGLIAI et al., 1989; STRUDLEY; GREEN; ASCOUGHII, 2008). Em decorrência do aumento da DS, os macroporos são os que sofrem os maiores efeitos (DE MORAES et al., 2016).

Quando a compactação atinge o subsolo, tem efeito prejudicial à drenagem aumentando o escoamento superficial e a erosão do solo ao impedir a infiltração de água (ALAKUKKU et al., 2003). Resulta em restrição para o crescimento de raízes, decréscimo ao acesso dos nutrientes e maiores perdas de nutrientes por escoamento superficial, além de perdas gasosas para a atmosfera, que podem afetar o crescimento das plantas (NAWAZ; BOURRIÉ; TROLARD, 2013). A compactação exerce influência sobre os fluxos de água no solo, caracteristicamente sobre a condutividade hidráulica e a infiltração. A redução de ambos pode ser pouco ou, até, centenas de vezes afetada, principalmente devido ao declínio dos grandes poros (LIPIEC, 2004).

O aumento da compactação ocasiona falta de porosidade de aeração e, frequentemente, um valor mínimo de 10% é adotado como crítico para o crescimento das plantas (WATANABE et al., 2000). Quando for associada com a umidade do solo elevada, ocorre diminuição da taxa de difusão de oxigênio influenciando o seu suprimento para as raízes (LIPIEC, 2004), embora trabalhos (FUENTES et al., 2009) mostrem que o sistema plantio direto com aporte de resíduos vegetais não tem causado compactação significativa ao solo.

A compactação do solo pode ser eficazmente obtida por meio do teste de Proctor, que fornece a densidade máxima de referência para cada tipo de solo, eliminando os efeitos da matéria orgânica e textura do solo (KLEIN; BASEGGIO; MADALOSSO, 2009). Além da densidade máxima do solo, informa também a umidade na qual o solo encontra-se mais propenso a ser compactado e, assim, a umidade na qual as operações

mecanizadas deveriam ser evitadas para minimizar problemas com a compactação do solo (KLEIN, 2014). O diagnóstico da compactação do solo é obtido a partir da densidade relativa (ou grau de compactação), calculada pela relação entre a DS e DS máxima do solo pelo teste de Proctor.

Carter (1990) chamou de compactação relativa, a relação entre DS e densidade máxima do solo (determinada pelo ensaio de Proctor) e a utilizou para avaliar a compactação em diferentes tipos de solos. Encontrou uma relação quadrática entre o nível de compactação do solo e a produtividade relativa de cereais, concluindo que a compactações relativas compreendidas entre o intervalo de 84 a 89% proporcionaram as maiores produtividades, e que a redução da macroporosidade está intimamente relacionada com a compactação do solo. Para esse intervalo de compactação relativa, em que ocorrem as maiores produtividades, o solo manteve uma relação de 13,5 a 10% de macroporosidade, considerada necessária para prover o adequado fornecimento de oxigênio as raízes das culturas, em períodos de excessos de umidade.

As propriedades hidráulicas do solo não saturado são representadas pelo relacionamento entre o conteúdo de água volumétrico e o ψ . Essa relação refere-se à curva de retenção de água do solo (CRA) e é baseada na distribuição do raio dos poros do solo (KOSUGI, 1996). O manejo empregado nos tratos culturais, assim como o sistema de cultivo adotado interfere na relação e na geometria porosa do solo (TORMENA; ROLOFF; SÁ, 1998). Em experimento de vasos, a CRA foi sensivelmente alterada pelo grau de compactação do solo (níveis de 75 % até 105 %), à medida que aumentou o nível de compactação, houve diminuição da quantidade de macroporos e aumento dos criptoporos que retêm água a potenciais inferiores a -1500 kPa (RODRIGUES DA SILVA; ALBUQUERQUE; DA COSTA, 2014). Assim, a disponibilidade de água às plantas, considerando-se os limites entre a capacidade de campo e o ponto de murcha permanente, fica reduzida em função da compactação do solo.

A compactação altera a estrutura do solo, limita a infiltração de água e ar, impõe dificuldade à penetração de raízes e, em áreas inclinadas, aumenta o escoamento superficial que potencializa a erosão e ocasiona impactos ambientais (GARRIGUES et al., 2013). Alguns estudos mostram que o sistema plantio direto, quando bem conduzido

com longos períodos de manutenção do solo sem revolvimento (24 anos), resultam em maior frequência de poros funcionais ($>100\ \mu\text{m}$) conectados entre si, além de maior atividade biológica, resultando em maiores taxas de infiltração condutividade hidráulica do solo saturado (DE MORAES et al., 2016).

Quando a compactação for constatada, métodos de remediação devem ser empregados. Métodos naturais incluem vegetação do solo e adição de matéria orgânica; métodos preventivos evitam a instauração do problema por meio do controle do tráfego e da carga animal e, ainda métodos mecânicos, utilizando a discagem ou escarificação do solo (NAWAZ; BOURRIÉ; TROLARD, 2013). Kochhann e Denardin, (2000), defendem que a cobertura vegetal permanente do solo, seja por culturas vivas, seja por restos culturais, associada a redução da intensidade de mobilização do solo, constituem as técnicas mais eficazes para solucionar e prevenir o fenômeno do encrostamento superficial do solo mas que não são suficientes para solucionar o problema de camadas compactadas, sendo necessárias técnicas mais complexas.

Maiores taxas de infiltração podem se traduzir em aumento do armazenamento de água no solo para as plantas e a recarga das águas profundas e reduz a erosão ao diminuir o escoamento superficial (LIPIEC et al., 2006). A escarificação imprime grandes fendas e fissuras ao solo, sendo responsável por proporcionar maiores taxas de infiltração básica quando comparada ao preparo do solo com aração, gradagem ou sistema plantio direto (DE MEDEIROS et al., 2012), com efeitos persistentes pelo período de um ano após a operação (MAKKI & MOHAMED, 2008) (MAKKI; EL-AMIN MOHAMED, 2008). Os efeitos benéficos da escarificação para as características físicas do solo têm sido demonstrados (CAMARA; KLEIN, 2005a; OLIBONE; ENCIDE-OLIBONE; ROSOLEM, 2010), entretanto o efeito residual benéfico, em algumas situações, não é muito prolongado.

Camara e Klein (2005a) em trabalho com Latossolo Vermelho subtropical no Sul do Brasil, com textura média (29% de areia, 10% de silte e 61% de argila), mostraram que práticas mecânicas, como a escarificação do solo realizada de forma eventual, podem ser complementares ao sistema plantio direto ao melhorar as características físicas do solo. No trabalho houve diminuição da DS e aumento da

rugosidade superficial, da condutividade hidráulica do solo saturado e, principalmente, da taxa de infiltração, com valores 380% superiores em relação ao sistema mantido com plantio direto, contudo, sem haver prejuízo para o percentual de cobertura no solo. Esses benefícios podem ser obtidos porque o escarificador promove a perturbação do solo, ocasionando o empolamento com aumento da porosidade total (CAMARA; KLEIN, 2005b).

Em contrapartida, De Moraes et al. (2016) recomendaram evitar a escarificação periódica, uma vez que os efeitos residuais na estrutura do solo foram de curta duração (menos de 22 meses) e o nível de compactação em plantio direto bem gerenciado não foi crítico para o crescimento e o rendimento das culturas. Além disso, reduziu a retenção de água disponível às plantas e pode, segundo os autores, aprofundar as pressões aplicadas pelo trânsito de máquinas agrícolas no solo.

O conhecimento dos valores críticos de compactação do solo pode auxiliar nas decisões sobre o manejo do solo e, conseqüentemente, nas melhorias da qualidade do solo para o crescimento e rendimento das culturas. Um aumento na DS não é necessariamente prejudicial para o crescimento das culturas, pois em certos limites esse aumento pode contribuir para o armazenamento de água no solo e suporte de carga quando trafegado com máquinas ou pisoteio de animais. No entanto é necessário conhecer os limites da DS aceitável para um crescimento e rendimento adequado das culturas sem que cause degradação do solo e do meio ambiente (REICHERT et al., 2009).

2.2 Estrutura do solo

Os métodos de preparo de solo que mobilizam intensamente a camada arável são os principais promotores de alterações físicas, uma vez que fracionam mecanicamente os macroagregados e debilitam sua estabilidade pela elevação da taxa de oxidação da matéria orgânica (KOCHHANN; DENARDIN, 2000). A adoção do sistema plantio direto trouxe benefícios ao solo, mas a compactação é uma das maiores responsáveis pela degradação de solos em todo o mundo (GARRIGUES et al., 2013). Por isso, atualmente, é um dos

maiores desafios para a preservação do ambiente e manutenção da produtividade agrícola (LIPIEC, 2004).

Medidas de características de poros tem se tornado cada vez mais utilizadas por influenciar numerosas funções do solo e uma importante função do solo é a transmissão de água, a qual afeta diretamente a produtividade e o ambiente (LIPIEC et al., 2006).

Bescansa et al. (2006) concluíram que o manejo empregado ao solo tem grande impacto para o armazenamento de água. O sistema plantio direto proporcionou maior conteúdo de água no solo que no preparo convencional, especialmente nas condições de maior déficit hídrico. O maior teor de matéria orgânica do solo e as mudanças na distribuição do tamanho dos poros foram, provavelmente, causas de aumento do conteúdo de água disponível. Isso resultaria em um melhor suprimento de água para plantas e maior produtividade.

A estrutura do solo determina a retenção de água para umidades próximas à saturação, enquanto a mineralogia e textura do solo passa a atuar a partir do ponto de inflexão da CRA (DEXTER et al., 2008). Assim, a compactação, ao modificar a estrutura, interfere diretamente nas propriedades físico-hídricas do solo.

A estrutura é sensivelmente alterada pelas práticas de manejos empregados ao solo e representa a mais importante propriedade física, pois é relacionada com o desenvolvimento de raízes e a produção das culturas. A distribuição do diâmetro dos poros é representativa de qualidade física dos solos e, dessa forma, pode ser utilizada como ferramenta para avaliar diferentes manejos empregados (CÁSSARO et al., 2011). Os poros podem ser classificados em função do seu tamanho: poros de diâmetro diminuto que armazenam água residual, não disponível para as plantas; poros intermediários armazenam água disponível e; macroporos responsáveis pela aeração do solo e transmissão de líquidos e gases (GLAB; KULIG, 2008; KLEIN; LIBARDI, 2002a). A textura, característica que não pode ser alterada pelos manejos empregados ao solo, influencia o tamanho dos poros, de tal forma que partículas progressivamente maiores separam, também, poros progressivamente maiores (DEXTER et al., 2008).

Fuentes et al. (2009) em trabalho de 14 anos conduzido no Centro Internacional de Melhoramento de Milho (*Zea mays* L.) e Trigo (*Triticum aestivum* L.), no México, em solo de textura argilosa (38% de argila, 37% de silte e 25% de areia), avaliou o plantio direto e convencional (arações à profundidade de 20 cm) mantendo ou removendo os resíduos culturais. Esses quatro tratamentos foram combinados com monocultura de milho, trigo, rotação milho/trigo e rotação trigo/milho. O sistema plantio direto praticado por 14 anos, com a manutenção dos resíduos de colheita no campo, resultaram em solo com melhor qualidade e maiores rendimentos de trigo e milho do que os tratamentos submetidos ao cultivo convencional (com e sem resíduos culturais) e plantio direto retirando os resíduos culturais da superfície do solo. O plantio direto sem resíduos apresentou o menor rendimento e menor qualidade do solo. O carbono orgânico, nitrogênio total, umidade, estabilidade dos agregados, RP, pH e a e condutividade elétrica foram os fatores que definiram a diferença na qualidade do solo entre preparo convencional e plantio direto. Os benefícios da manutenção dos resíduos nas parcelas nos dois sistemas de manejo do solo foram a redução da variabilidade espacial do teor de água no solo (θ) e da RP.

Embora às vezes, em algumas camadas, a DS, porosidade total, condutividade do solo ao ar e condutividade hidráulica possam expressar valores não adequados no sistema plantio direto, geralmente não reflete em obtenção de menores produtividades devido à melhor estruturação do solo e maiores teores de matéria orgânica (CAVALIERI et al., 2009). Em um trabalho de longa duração de um Ferralsolo ródic de textura média (50% de areia, 7% de silte e 43% de argila), no Brasil – PR, mantendo uma ampla rotação de culturas durante o período, foi realizada a avaliação física de algumas propriedades do solo até a profundidade de 70 cm, após 14 anos da implantação do sistema plantio direto. A camada de 20-30 cm foi a que apresentou maiores indícios de compactação, obtendo maiores valores de DS e menores valores de porosidade total, macroporosidade, índice S (*slope* ou inclinação da CRA no ponto de inflexão), condutividade do solo saturado e permeabilidade do solo ao ar em relação à camada de 0-10 cm. Nas camadas mais profundas que 10 cm não houve diferença entre elas. Mesmo com essas limitações, segundo os autores, os resultados foram aceitáveis e permitem a sustentabilidade do sistema. Trabalhos com sistemas de plantio direto de longo prazo preservaram a qualidade

estrutural do solo ao longo do tempo e forneceram condições físicas adequadas ao solo para o crescimento das culturas (DE MORAES et al., 2016).

Martínez et al. (2008) avaliaram um solo argilo-arenoso aluvial no Chile (47% de areia, 3% de silte e 50% de argila), em uma sequência de quatro e sete anos de sistema convencional e plantio direto, cultivados com a rotação trigo duro (*Triticum turgidum* L. var. *durum*) e milho. O experimento foi conduzido no período em que estava instalada a cultura do trigo duro. O maior crescimento de raízes das plantas de trigo duro e estabilidade de agregados foi obtido no sistema plantio direto e, dentro do sistema, maior estabilidade para o maior período. Por outro lado, a infiltração de água e volume de macroporos foi menor no sistema plantio direto. As curvas de retenção de água do solo mostraram menor umidade do solo saturado para todas as camadas avaliadas (0-2, 2-5, 5-15 cm) e maior umidade residual (em -1500 kPa) até a camada de 5 cm para o sistema plantio direto. Esses resultados indicaram maiores efeitos de compactação na camada superficial do solo para essa última classe de poros. O sistema plantio direto afetou os atributos físicos predominantemente na camada de 0-5 cm.

Klein e Libardi (2002a) estudaram os efeitos do uso do solo manejado com cultivo de sequeiro e irrigado por pivô central em contraste com solo mantido sob mata nativa, em três áreas contíguas, em um Latossolo Vermelho Ácrico de textura argilosa no Brasil – SP. No solo sob sequeiro eram realizadas duas safras por ano, utilizando as culturas milho, soja (*Glycine max* L.) e feijão (*Phaseolus vulgaris* L.) intercalando plantio direto e preparo mínimo; o solo irrigado era intensivamente cultivado recebendo cinco safras a cada dois anos. A área de sequeiro e a irrigada, em comparação com a mata, tiveram sua estrutura modificada, com alterações significativas na DS até à profundidade de 40 cm mantendo-se iguais em profundidades maiores, até 100 cm. Aproximadamente até os 40 cm, também foi observada redução da porosidade total e dos macroporos e aumento dos poros de diâmetro inferior a 2 µm no manejo de sequeiro. Essa classe de poros aumentou principalmente no manejo irrigado, quando comparado ao solo mantido com mata nativa, indicando alterações na distribuição dos poros em decorrência do uso intensivo do solo.

2.3 Condutividade hidráulica

O conhecimento do padrão de movimento de água no solo pelo perfil é essencial para a solução de problemas envolvendo irrigação, drenagem, conservação, recarga e poluição de águas subterrâneas bem como infiltração e controle de escoamento superficial (HILLEL; KRENTOS; STYLIANOU, 1972). A DS e a porosidade do solo são duas das mais comuns propriedades avaliadas que influenciam os processos hidráulicos (STRUDLEY; GREEN; ASCOUGHII, 2008).

A taxa de infiltração é controlada pela distribuição do tamanho dos poros e por sua continuidade. A aração, por exemplo, inicialmente, promove aumento da infiltração de água em decorrência do aumento da macroporosidade (LIPIEC et al., 2006). Entretanto, em função da desagregação da estrutura, pode ocorrer o selamento e a descontinuidade dos poros superficiais devido à sua quebra pelas operações de preparo, resultando em menores taxas de infiltração (DE MEDEIROS et al., 2012b; GONÇALVES; MORAES, 2012; KOCHHANN; DENARDIN, 2000).

A textura influencia a condutividade hidráulica dos solos. Contudo, solos argilosos bem agregados podem ter comportamento de solos arenosos em função dos poros inter agregados (HILLEL; KRENTOS; STYLIANOU, 1972). A dinâmica de retenção e liberação de água no solo é diretamente relacionada à distribuição do diâmetro de poros e, em consequência disso, também a condutividade hidráulica (VAN GENUCHTEN, 1980). A condutividade hidráulica do solo geralmente não é um bom indicador de resposta a práticas de manejo do solo, devido à sua natural elevada variabilidade espacial e temporal (STRUDLEY; GREEN; ASCOUGHII, 2008), com coeficientes de variação geralmente superiores a 70% (MESQUITA; MORAES, 2004) e, por isso, deve ser utilizada com cautela para avaliar experimentos. Tipicamente varia em ordens de grandeza no espaço e seus valores, quando o solo não saturado, podem mudar drasticamente no tempo conforme o estado de umidade do solo (STRUDLEY; GREEN; ASCOUGHII, 2008).

O fluxo reflete a maior ou menor resistência que a matriz do solo oferece a passagem de água por meio de suas propriedades como a distribuição dos diâmetros dos poros, tortuosidade, área específica, porosidade, estrutura, grau de saturação e conectividade de poros (DE MELO; LOUZADA, 2013). A avaliação da condutividade hidráulica sob condições de não saturação é de fundamental importância na resolução de problemas práticos ligados ao manejo de irrigação, visto que, a maior parte dos processos que envolvem o movimento de água em condições de campo, ocorre quando o solo se encontra na condição de não saturado (LIBARDI, 2005).

2.4 Curva de retenção de água do solo (CRA)

A CRA é a relação entre o teor de água (geralmente o teor de água volumétrico) e o potencial matricial do solo. É uma das medidas mais importantes para caracterizar as propriedades físicas do solo, uma vez que pode indicar a capacidade do solo para armazenar água que estará disponível às plantas; indicar o estado de aeração de um solo parcialmente drenado; e ser interpretado como uma medida da distribuição do tamanho dos poros (TOWNEND; REEVE; CARTER, 2000).

A obtenção da CRA tem grande importância para o manejo de irrigação e estudos do movimento de água no solo pois fornece o teor de água do solo em diferentes potenciais, e vice-versa (COSTA; DA SILVA OLIVEIRA; KATO, 2008). Pode ser utilizada para avaliação da qualidade física do solo, balanço hídrico, operações de máquinas, zoneamento agrícola e previsão de produtividade (ZEVIANI, 2013).

Desde o conceito de água disponível (AD) descrito por (VEIHMEYER; HENDRICKSON, 1949), muitos outros trabalhos foram produzidos na tentativa de aperfeiçoar a medida de água disponível às plantas. Esses autores definiram a umidade do solo na capacidade de campo como a água remanescente no solo, depois que o excesso tenha drenado e o fluxo descendente tenha materialmente decrescido, que ocorre em um período de dois a três dias após a precipitação ou irrigação em solos permeáveis com textura e estrutura uniforme. Outro ponto de interesse a ser considerado para o crescimento das plantas foi definido como ponto de murcha permanente. Foi

caracterizado como um estágio ao qual as folhas sofrem redução permanente de seu índice de umidade devido ao fornecimento deficiente de água do solo e à condição na qual as folhas não se recuperam numa atmosfera aproximadamente saturada sem adição de água ao solo. Esse conceito ainda continua sendo válido (TOWNEND; REEVE, 2000).

Entre as principais aplicações da CRA estão a determinação da AD às plantas e a obtenção dos parâmetros para a estimativa do fluxo da água no solo não saturado (BITTELLI; FLURY, 2009). Além disso, a água é indispensável para produção das culturas pois está envolvida no transporte de nutrientes, reações químicas, processos físicos e manutenção da vida do solo (ZEVIANI, 2013). Dentre os fatores que afetam a estrutura do solo estão incluídos a textura e mineralogia, matéria orgânica, materiais inorgânicos, poros fluidos, microorganismos, fauna do solo, plantas, clima e manejo (STRUDLEY; GREEN; ASCOUGHII, 2008).

O solo pode ser dividido basicamente em duas partes: uma fração sólida e uma fração porosa. Quando todo o espaço poroso do solo se encontra preenchido por água, diz-se que o solo está saturado e o ψ , nesse caso, é zero. À medida que o ψ diminui, a água vai sendo removida de poros cada vez menores, até o ponto em que o ψ tende a $-\infty$ e o conteúdo de água no solo tende a zero (KLUTE, 1986). A partir dessas considerações, muitos modelos foram propostos para realizar a estimativa do conteúdo de água no solo a partir da relação $\theta(\psi)$. Características do solo como textura ou distribuição do tamanho de partículas, estrutura ou arranjo das partículas e teor de matéria orgânica, estão ligadas à dinâmica de liberação de água da matriz (KLUTE, 1986).

A compactação ocasiona redução da porosidade e a alteração da distribuição, tamanho e forma dos poros, conseqüentemente, afeta a CRA e as propriedades hidráulicas. Em função disso há diminuição do teor de água na faixa dos potenciais matriciais mais elevados (de 0 a -10 kPa) e leve aumento do teor de água para potenciais mais baixos (de - 250 a - 1550 kPa). Na faixa de ψ intermediário, este efeito não é muito pronunciado (LIPIEC, 2004).

A utilização da CRA em estudos de modelagem requer que os parâmetros das funções sejam passíveis de interpretação física (TORMENA; SILVA, 2002). A obtenção

dessas funções de pedo-transferência paramétricas baseia-se no pressuposto de que o relacionamento $\theta(\psi)$ pode ser descrito adequadamente por um modelo hidráulico que é uma equação de forma fechada com um certo número de parâmetros (MINASNY; MCBRATNEY; BRISTOW, 1999). A aproximação paramétrica é preferida na modelagem de transporte água-solo, pois produz uma contínua relação da função $\theta(\psi)$ e funções empíricas são desenvolvidas para estimar parâmetros do modelo hidráulico a partir de propriedades facilmente medidas (MINASNY; MCBRATNEY; BRISTOW, 1999).

O modelo de Van Genuchten (1980) é preferido na maior parte das vezes por ajustar melhor os dados experimentais e descrever bem a CRA como um todo e, principalmente, em potenciais próximos a saturação (TORMENA; SILVA, 2002). Apesar de o modelo de Van Genuchten (1980) ser antigo, ainda é largamente utilizado (CARDUCCI et al., 2011; DEXTER et al., 2008; OMUTO et al., 2006). Seus parâmetros são passíveis de interpretação, o que pode ser útil quando se deseja obter tais informações. O inverso do parâmetro α é equivalente ao ψ de entrada de ar no solo; os parâmetros n e m são relacionados à distribuição de poros do solo e podem também ser correlacionado com a distribuição do tamanho das partículas do solo (BITTELLI; FLURY, 2009; LIKOS; LU; GODT, 2014; VAN GENUCHTEN; NIELSEN, 1985).

A imposição da restrição de (MUALEM, 1976) ao parâmetro m ($m = 1-1/n$), é frequentemente adotada. Apesar de o modelo mostrar melhor ajuste a dados experimentais com cinco parâmetros (n e m independentes entre si), quando otimizado dessa forma pode conduzir a problemas de inversão, produzindo valores extremamente elevados de erro padrão da estimativa dos coeficientes, e por isso a restrição $1-1/n$ é recomendada (VAN GENUCHTEN; NIELSEN, 1985). Além disso, restrição a m diminui o número de parâmetros não conhecidos do modelo (DEXTER et al., 2008; LIKOS; LU; GODT, 2014). Van Genuchten e Nielsen (1985) compararam o ajuste do modelo de Van Genuchten (1980) sem restrições a m , com $m = 1-1/n$ (MUALEM, 1976), $m = 1-2/n$ (BURDINE; OTHERS, 1953) e $m/n \rightarrow 0$ (BROOKS; COREY, 1964) e a restrição de Mualem foi mais adequada em relação às demais por ter proporcionado melhor ajuste,

para o maior percentual do conjunto de dados avaliados, com pouca diferença para m sem restrição quando $1,25 < n < 6$.

Variações dos modelos para a estimativa de água no solo surgiram com o passar do tempo, como por exemplo, a incorporação da DS como variável independente a aos modelos. (TORMENA; DA SILVA; LIBARDI, 1999), adicionaram a DS ao modelo de Van Genuchten (1980) para realizar estimativas de θ nos ψ de capacidade de campo e ponto de murcha permanente em função da variação da DS. (TORMENA; SILVA, 2002) incorporaram a DS aos modelos de (HUTSON; CASS, 1987) e Van Genuchten (1980) comparando-os entre si. Concluíram que o modelo de Van Genuchten (1980) produziu estimativas mais precisas, embora a incorporação da DS tenha melhorado a predição de θ para ambos os modelos.

2.5 Intervalo hídrico ótimo (IHO)

Englobando a estrutura do solo a uma faixa de umidade onde não houvesse restrições ao desenvolvimento das plantas Letey (1958), introduziu o termo “*non-limiting water range*” que foi determinado em condições experimentais por Silva, Kay e Perfect (1994) e passou a ser denominado “*least limiting water range*”. No Brasil o termo foi traduzido, inadequadamente, para “intervalo hídrico ótimo” já que, em seu conceito original, se referia ao intervalo de umidade no solo menos limitante, e não ótimo, às culturas. De qualquer maneira, o intervalo hídrico ótimo vem sendo amplamente utilizado por pesquisadores como indicador de qualidade estrutural dos solos (KELLER et al., 2015; LAPEN et al., 2004; LEÃO et al., 2006; SILVA; KAY; PERFECT, 1994; TORMENA; DA SILVA; LIBARDI, 1999; TORMENA; SILVA; LIBARDI, 1998). Considera que o pleno desenvolvimento das plantas é dependente da umidade do solo na qual não ocorre deficiência de aeração, excesso ou escassez hídrica e não ocorrência de RP. Para isso, são considerados os limites superiores e inferiores de umidade para a obtenção do IHO.

O limite superior do IHO é o menor valor de θ do solo considerando a θ_{CC} e θ_{PA} . O limite inferior é o maior valor de θ considerando a θ_{PMP} e θ_{RP} (TORMENA; SILVA;

LIBARDI, 1998). A magnitude do IHO é dada pela diferença entre o menor valor de θ do limite superior e o maior valor de θ do limite inferior. Esses limites são descritos por regressões ajustadas em função da variação da DS. Geralmente, o aumento da DS diminui o IHO, e em alguns solos ou tratamentos pode torna-se igual a zero, condição na qual o crescimento e desenvolvimento das plantas seria seriamente prejudicado. Essa densidade foi conceituada como densidade do solo crítica (SILVA; KAY; PERFECT, 1994). Correlações positivas e significativas de produtividade de arroz e o IHO foram demonstradas (GATHALA et al., 2011).

A habilidade de raízes penetrarem no solo é restringida à medida que a RP aumenta. A pressão hidrostática (turgor) dentro da região de alongamento da raiz fornece a força necessária para empurrar a coifa da raiz e a região meristemática através do solo. Se a pressão hidrostática não for suficiente para superar a resistência da parede e a impedância do solo, o alongamento dessa ponta específica cessa (HAMZA; ANDERSON, 2005). Em um trabalho clássico, Taylor, Roberson e Parker Jr (1966) avaliaram o crescimento radicular de algodão em quatro solos de textura média a argilosa, e observaram decréscimo progressivo na penetração de raízes no solo até a RP de 2,5 MPa, valor a partir do qual não houve mais penetração de raízes em qualquer tipo de solo. Assim, muitos trabalhos têm adotado um valor limitante crítico um pouco menor, de 2 MPa (BENGOUGH et al., 2011; SAFADOUST et al., 2014; SILVA; KAY; PERFECT, 1994; TORMENA; DA SILVA; LIBARDI, 1999).

Entre outros fatores (matéria orgânica do solo e textura), a RP está principalmente relacionada à variação da DS e umidade do solo (BUSSCHER, 1990). Dessa forma, a partir do ajuste de um modelo com a RP descrita em função da DS e umidade do solo, é possível isolar e fixar um valor crítico de RP para determinar em qual teor de θ o solo passa a oferecer resistência para o crescimento de raízes em função da variação da DS e, então, torna-se possível comparar diferentes tratamentos empregados ao solo (KLEIN, 2014).

Tormena, Da Silva e Libardi (1999) avaliaram a estrutura de um Ferral solo ródico do Brasil – São Paulo, de textura argilosa (5% de areia, 15% de silte e 80% de argila), onde foi implantada a cultura do milho sob o sistema plantio direto por quatro

anos e, convencional por um período de 10 anos, utilizando arado de discos. Encontraram intervalo hídrico ótimo bastante similar entre os dois sistemas. A umidade do solo no ponto de murcha permanente aumentou com o aumento da DS, nos dois sistemas, indicando que a compactação do solo aumenta a proporção de poros que retém água em ψ inferiores a -1500 kPa, considerada indisponível para as plantas. A umidade na qual a RP atinge valores críticos para o crescimento de raízes (2 MPa) foi responsável por limitar o intervalo hídrico ótimo nas maiores densidades do solo em ambos os manejos e teve efeito mais pronunciado no sistema plantio direto, provavelmente pela ausência de revolvimento do solo.

3 MATERIAL E MÉTODOS

O estudo foi conduzido no campo experimental da Universidade de Passo Fundo, cidade de Passo Fundo – RS. O solo é classificado como Latossolo Vermelho distrófico (STRECK et al., 2008) e a sua composição granulométrica está representada na Figura 1 e os atributos químicos na Tabela 1. A altitude do local é de 690 m. O solo está sendo conduzido a mais de 20 anos sob o sistema de plantio direto, cultivando-se duas safras de soja e uma de milho como culturas de verão e aveia (*Avena* spp.) ou trigo como culturas de inverno.

Figura 1 – Composição granulométrica do solo. Área hachurada representa o erro padrão da média (n=9). Passo Fundo-RS, 2017.

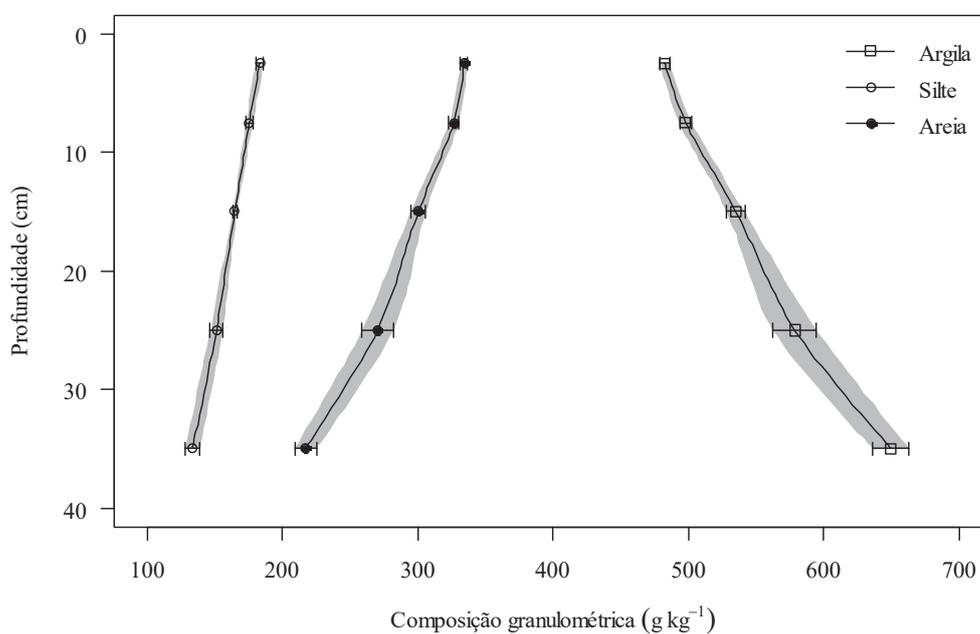


Tabela 1 – Atributos químicos do solo. Passo Fundo-RS, 2017

Camada	pH	SMP	P	K	MO	Al	Ca	Mg	H+Al	CTC	S.B.	S. Al
cm	H ₂ O		mg dm ⁻³		g kg ⁻¹	cmol _c dm ⁻³					%	
0-5	4,4	5,0	24,1	178,8	32,8	2,0	4,2	2,1	13,4	20,2	33,5	22,8
5-10	4,6	5,3	13,3	83,0	26,8	1,8	4,4	2,2	10,4	17,1	39,8	20,8
10-20	4,6	5,3	10,8	35,0	25,0	1,9	3,4	1,9	10,5	15,8	35,0	26,0
20-30	4,1	4,7	7,3	27,0	22,5	4,6	1,8	1,3	20,9	24,1	13,8	59,0
30-40	4,1	4,4	6,2	32,0	20,5	5,2	1,6	1,0	26,7	29,2	9,0	66,8

Fonte: dados do autor.

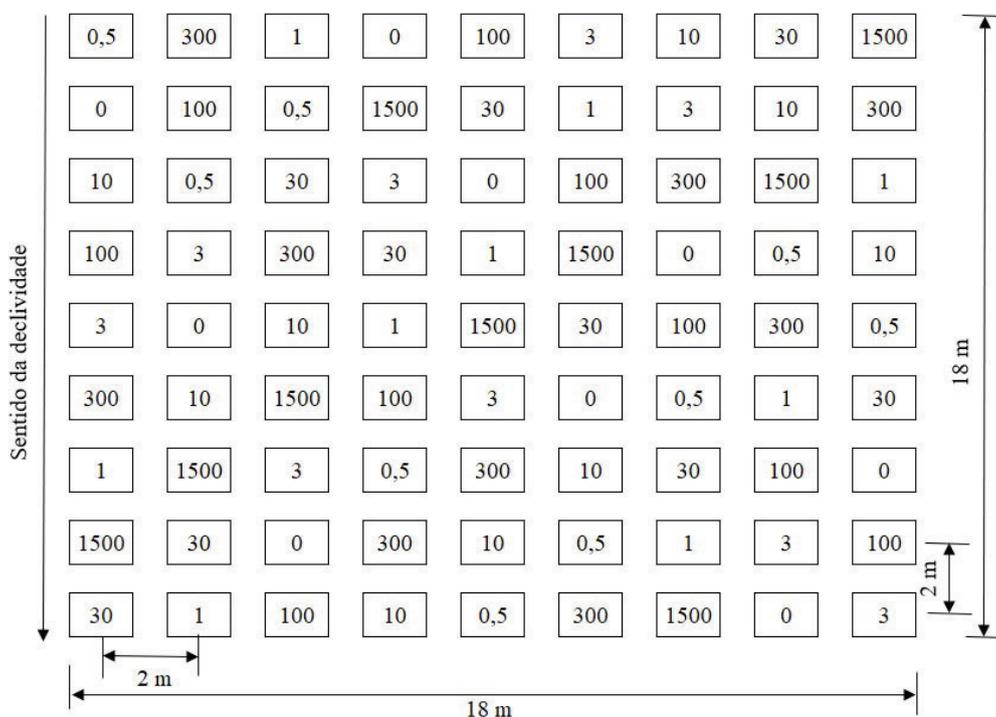
No local do experimento coletou-se aproximadamente 30 kg de solo peneirado em malha de 4,8 mm nas camadas de 0-5, 5-10, 10-20, 20-30 e 30-40 cm para a realização do ensaio de Proctor. O grau de compactação do solo foi determinado por meio da densidade relativa, ou seja, obtendo a relação entre a DS e a densidade do solo máxima pelo ensaio de Proctor (D_{máx}). Utilizou-se cilindro volumétrico de 1000 cm³ e altura de 12 cm, no qual a amostra foi compactada em três camadas, cada uma recebendo 26 golpes de um soquete de 2,5 kg, em queda livre de uma altura de 30,5 cm, correspondendo a energia de 560 kPa. A base de apoio para o cilindro de Proctor foi um cubo de madeira maciça. Foram umedecidas gradualmente um número mínimo de amostras de tal forma a obter um bom ajuste para a curva da Equação 1. A umidade em base de massa foi obtida retirando-se três amostras do núcleo compactado, pesando-as imediatamente e após de serem secas em estufa 105 °C. Aos dados obtidos foi ajustada a Equação 1 (BRAIDA et al., 2006):

$$DS = DS_i + a \cdot e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{Ug - Ug_c}{b} \right)^2} \quad (1)$$

em que D_{s_i} é a densidade inicial do solo; a é o incremento máximo na densidade inicial do solo; Ug é a umidade gravimétrica; Ug_c é a umidade gravimétrica crítica de compactação; b é parâmetro de ajuste; e denota a base do logaritmo natural. A D_{máx} pode ser obtida por D_{s_i} + a da Equação 1 ou, de forma equivalente, igualando-se a primeira derivada da equação a zero. A escolha do modelo se deu em função da ótima capacidade de ajuste aos dados, além de os parâmetros serem interpretáveis.

No local de instalação do experimento, foi demarcado uma área com 18 x 18 m, em que foi coletado solo com estrutura preservada nas mesmas cinco camadas utilizadas para o ensaio de Proctor (0-5, 5-10, 10-20, 20-30 e 30-40 cm). Em cada uma dessas camadas foram coletadas 81 amostras de solo com estrutura preservada, espaçadas entre si em 2 m. As dimensões dos cilindros eram de 5 cm de altura e 5 cm de diâmetro, ou seja, aproximadamente 100 cm³. Nas camadas com espessura de 10 cm, o solo foi coletado no centro da camada. Essas amostras foram sorteadas e distribuídas em grupos de 9, sendo submetidas aos potenciais (ψ) de 0 (solo saturado) -0,5, -1, -3, -10, -30, -100, -300 e -1500 kPa, de tal forma que cada amostra foi submetida a um único ψ . O sorteio foi realizado de forma independente entre camadas, tomando-se a precaução para que o resultado produzido não repetisse o mesmo ψ na linha e coluna (eliminou-se a interferência humana no processo de aleatorização das amostras com a utilização script específico para o software R). A caráter de exemplo, o sorteio realizado na camada de 0-5 cm pode ser observado na Figura 2.

Figura 2 – Exemplo esquemático do sorteio dos potenciais ($|\psi|$), em kPa, para cada uma das posições dentro do espaço amostral para a camada de 0-5 cm. Passo Fundo-RS, 2017.



O objetivo do sorteio foi promover a máxima aleatorização possível para eliminar o efeito da variabilidade espacial. As amostras permaneceram nos potenciais até o equilíbrio, padronizando o tempo por um período de 5 dias nos funis de Haines (ψ de 0,5, 1, 3 e 10 kPa), 20 dias na câmara de Richards para os ψ de 30, 100 e 300 kPa e 40 dias para o ψ de 1500 kPa. Um grupo de 9 amostras em cada camada foi reservado para a determinação da porosidade total, equivalente a umidade do solo saturado (θ_s). A escolha de tais ψ para a construção da CRA se deu na tentativa de distribuir da melhor forma os pontos dentro da faixa de interesse, em escala logarítmica.

Com base nos dados obtidos, o modelo de Van Genuchten (1980) foi ajustado, adotando-se a restrição $m = 1 - 1/n$ (VAN GENUCHTEN; NIELSEN, 1985):

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + (\alpha \cdot \psi)^n)^{1-\frac{1}{n}}} \quad (2)$$

em que θ é a umidade do solo, θ_s é a umidade do solo saturado, θ_r é a umidade residual do solo, ψ é o potencial do solo, α e n são parâmetros de ajuste do modelo.

A densidade de distribuição de diâmetro de poros foi plotada a partir da primeira derivada (Equação 3) da Equação 2:

$$\left| \frac{d(\theta)}{d(\psi)} \right| = \alpha \cdot n \left(1 - \frac{1}{n} \right) (\alpha \cdot \psi)^{n-1} \frac{\theta_s - \theta_r}{((\alpha \cdot \psi)^n + 1)^{\frac{1}{n}+2(1-\frac{1}{n})}} \quad (3)$$

O ψ referente ao ponto de máximo da curva de densidade de distribuição dos poros, ou seja, o ψ que esvazia os poros de maior frequência, foi obtido igualando-se a segunda derivada (Equação 4) da Equação 2 a zero:

$$\frac{d^2(\theta)}{d(\psi^2)} = \frac{(n-1)(\alpha \cdot \psi)^n (1 + (\alpha \cdot \psi)^n)^{\frac{1}{n}-3} (1 + n(-1 + (\alpha \cdot \psi)^n)) (\theta_r - \theta_s)}{\psi^2} \quad (4)$$

Visando melhorar o ajuste e construir o IHO, a DS foi incorporada à Equação 2 por meio do parâmetro n (TORMENA; DA SILVA; LIBARDI, 1999):

$$\theta = \theta_r + \frac{\left(1 - \frac{DS}{D_{SS}}\right) - \theta_r}{\left(1 + (\alpha \cdot \psi)^{n_0 + n_1 \cdot DS + n_2 \cdot DS^2}\right)^{\frac{1}{n_0 + n_1 \cdot DS + n_2 \cdot DS^2}}} \quad (5)$$

em que θ é a umidade do solo, DS é a densidade do solo, Dss é a densidade de sólidos do solo, θ_r é a umidade residual do solo, ψ é o potencial do solo e α , n_0 , n_1 , n_2 são parâmetros de ajuste do modelo.

A densidade de sólidos do solo (Dss) foi calculada em cada camada do solo com base nas nove amostras reservadas para esse fim, e o valor médio foi utilizado na Equação 5. A metodologia utilizada foi a descrita por Embrapa (1997) em que tomou-se o cuidado especial de adicionar um volume inicial de álcool ao balão volumétrico e completar agitando vigorosamente após 24 h, na tentativa de extrair todo o ar remanescente entre as partículas de solo:

$$D_{SS} = \frac{\text{Massa de solo seco}}{\text{Volume do balão volumétrico} - \text{volume de álcool}} \quad (6)$$

Após as amostras atingirem o equilíbrio, foram penetradas por um penetrógrafo de bancada computadorizado, com software instalado permitindo a obtenção dos valores de força aplicada do início até o final da penetração da amostra no cilindro, a intervalos de 1 segundo, na velocidade constante de penetração de $0,17 \text{ mm s}^{-1}$, com cone de 4 mm de diâmetro da base (área da base = $12,56 \text{ mm}^2$) e semi-ângulo de 30° . A umidade foi determinada após, secando-se a amostra em estufa 105°C . A média dos 150 valores centrais do cilindro constituiu a RP média da amostra. A partir destes valores de RP medidos em determinada θ e DS, ajustou-se o modelo de Busscher (1990):

$$RP = a \cdot DS^b \cdot \theta^c \quad (7)$$

que pode ser rearranjada para obter a umidade do solo (θ_{RP}) na qual a RP atinge o valor limitante de 2 MPa:

$$\theta_{RP} = \left(\frac{2}{a \cdot DS^b} \right)^{\frac{1}{c}} \quad (8)$$

em que RP é a resistência mecânica do solo à penetração, Ds é a densidade do solo, θ é a umidade do solo na ocasião da penetração e a , b , c são parâmetros de ajuste do modelo.

A umidade do solo na qual a porosidade de aeração atinge o valor limitante de $0,10 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (SILVA et al., 1994), determinada por:

$$\theta_{PA} = \left(1 - \frac{DS}{DSS} \right) - 0,1 \quad (9)$$

em que θ_{PA} é a umidade do solo para uma porosidade de aeração de $0,10 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, DS é a densidade do solo e Dss é a densidade de sólidos do solo, considerando o valor médio obtido para cada profundidade.

O valor do potencial do solo correspondente à capacidade de campo (ψ_{CC}) utilizado foi 3,104 kPa e será discutido adequadamente na próxima seção do trabalho. A umidade do solo na qual o potencial corresponde à capacidade de campo (θ_{CC}) e o ponto de murcha permanente (θ_{PMP}), foi substituído de Equação 5 por Equação 10 e Equação 11, respectivamente:

$$\theta_{CC} = \theta_r + \frac{\left(1 - \frac{DS}{DSS} \right) - \theta_r}{\left(1 + (\alpha \cdot 3,104)^{n_0+n_1 \cdot DS+n_2 \cdot DS^2} \right)^{1-\frac{1}{n_0+n_1 \cdot DS+n_2 \cdot DS^2}}} \quad (10)$$

$$\theta_{PMP} = \theta_r + \frac{\left(1 - \frac{DS}{DSS} \right) - \theta_r}{\left(1 + (\alpha \cdot 1500)^{n_0+n_1 \cdot DS+n_2 \cdot DS^2} \right)^{1-\frac{1}{n_0+n_1 \cdot DS+n_2 \cdot DS^2}}} \quad (11)$$

Foi determinado também a água disponível dentro da faixa de DS para cada camada do solo. Para isso, subtraiu-se Equação 10 de Equação 11. Dentro dessa faixa de DS, foi determinado a DS do solo de máxima água disponível (considerada entre o ψ_{CC} e o potencial do solo correspondente ao ponto de murcha permanente (ψ_{PMP})). Para isso, derivou-se a subtração das Equação 10 e Equação 11 e igualou-se a zero, assim, obteve-se o ponto de máximo da curva, ou seja, a DS que fornece o maior valor de água disponível:

$$\begin{aligned}
 d(\theta)/d(DS) = & -(1/D_{ss}/(1 + (\theta \cdot \psi_{CC})^{(n_0 + n_1 \cdot DS + n_2 \cdot DS^2)})^{(1 - (1/(n_0 + n_1 \cdot DS + n_2 \cdot DS^2)))} + ((1 - DS/D_{ss}) - \theta r) \cdot ((1 + (\theta \cdot \psi_{CC})^{(n_0 + n_1 \cdot DS + n_2 \cdot DS^2)})^{(1 - (1/(n_0 + n_1 \cdot DS + n_2 \cdot DS^2)))} - 1) \cdot ((1 - (1/(n_0 + n_1 \cdot DS + n_2 \cdot DS^2))) \cdot ((\theta \cdot \psi_{CC})^{(n_0 + n_1 \cdot DS + n_2 \cdot DS^2)}) \cdot (\text{Ln}((\theta \cdot \psi_{CC})) \cdot (n_1 + n_2 \cdot (2 \cdot DS)))))) + (1 + (\theta \cdot \psi_{CC})^{(n_0 + n_1 \cdot DS + n_2 \cdot DS^2)})^{(1 - (1/(n_0 + n_1 \cdot DS + n_2 \cdot DS^2)))} \cdot (\text{Ln}((1 + (\theta \cdot \psi_{CC})^{(n_0 + n_1 \cdot DS + n_2 \cdot DS^2)}))) \cdot ((n_1 + n_2 \cdot (2 \cdot DS))/(n_0 + n_1 \cdot DS + n_2 \cdot DS^2)^2)))/((1 + (\theta \cdot \psi_{CC})^{(n_0 + n_1 \cdot DS + n_2 \cdot DS^2)})^{(1 - (1/(n_0 + n_1 \cdot DS + n_2 \cdot DS^2)))})^2 - (1/D_{ss}/(1 + (\theta \cdot \psi_{PMP})^{(n_0 + n_1 \cdot DS + n_2 \cdot DS^2)})^{(1 - (1/(n_0 + n_1 \cdot DS + n_2 \cdot DS^2)))} + ((1 - DS/D_{ss}) - \theta r) \cdot ((1 + (\theta \cdot \psi_{PMP})^{(n_0 + n_1 \cdot DS + n_2 \cdot DS^2)})^{(1 - (1/(n_0 + n_1 \cdot DS + n_2 \cdot DS^2)))} - 1) \cdot ((1 - (1/(n_0 + n_1 \cdot DS + n_2 \cdot DS^2))) \cdot ((\theta \cdot \psi_{PMP})^{(n_0 + n_1 \cdot DS + n_2 \cdot DS^2)}) \cdot (\text{Ln}((\theta \cdot \psi_{PMP})) \cdot (n_1 + n_2 \cdot (2 \cdot DS)))))) + (1 + (\theta \cdot \psi_{PMP})^{(n_0 + n_1 \cdot DS + n_2 \cdot DS^2)})^{(1 - (1/(n_0 + n_1 \cdot DS + n_2 \cdot DS^2)))} \cdot (\text{Ln}((1 + (\theta \cdot \psi_{PMP})^{(n_0 + n_1 \cdot DS + n_2 \cdot DS^2)}))) \cdot ((n_1 + n_2 \cdot (2 \cdot DS))/(n_0 + n_1 \cdot DS + n_2 \cdot DS^2)^2)))/((1 + (\theta \cdot \psi_{PMP})^{(n_0 + n_1 \cdot DS + n_2 \cdot DS^2)})^{(1 - (1/(n_0 + n_1 \cdot DS + n_2 \cdot DS^2)))})^2)
 \end{aligned}
 \tag{12}$$

Após obter a DS de máxima água disponível por meio de Equação 12, foi possível redesenhar a CRA para essa DS específica. Para fins comparativos foi plotada a CRA para a DS de máxima disponibilidade de água do solo, máxima e mínima DS encontrada na camada de solo em questão.

A determinação do ψ no solo referente à capacidade de campo foi realizada a campo pelo método do perfil instantâneo (HILLEL; KRENTOS; STYLIANOU, 1972). Os tensiômetros foram instalados nas profundidades de 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90

e 100 cm. Foram utilizadas folhas de flandre de 0,05 mm de espessura, 0,35 m de altura e 16 m de comprimento, obtendo-se um círculo com aproximadamente 5 m de diâmetro e 19,6 m² de área inundada (Figura 3). Essa avaliação foi realizada em área adjacente ao local de coleta das amostras com estrutura preservada.

Figura 3 – Instalação do experimento do perfil instantâneo. Inundação da área com auxílio de tanque de água (a), cobertura do local com lona pastica preta (b) e detalhes do reservatório de mercurio e a régua graduada para a obtenção das leituras da altura da coluna de mercurio (c). Passo Fundo-RS, 2017.



Após o excedente de água que se encontrava sobre o solo infiltrar, cobriu-se o solo com lona plástica preta e iniciaram-se as leituras nos tensiômetros, as quais foram realizadas durante um período de 17 dias. Os tempos de coleta das leituras nos tensiômetros foram (em horas): 0, 1, 2, 3, 4, 6, 8, 12, 18, 24, 30, 36, 42, 48, 54, 60, 66, 72, 78, 90, 102, 115, 127, 140, 152, 164, 176, 188, 212, 236, 260, 284, 308, 332, 405. O potencial mátrico do solo foi calculado utilizando

$$\psi_m = -12,6.H + hc + h \quad (13)$$

em que ψ_m é o potencial mátrico, H é a altura da coluna de mercúrio, hc é a diferença entre o nível do solo e o nível do mercúrio e h é a profundidade de instalação do tensiometro. O potencial total pode ser obtido por

$$\psi_t = -12,6.H + hc + h - h$$

ou simplesmente

$$\psi_t = -12,6.H + hc \quad (14)$$

Aos dados coletados, ajustou-se uma função potência:

$$\psi = a. tempo^b \quad (15)$$

em que ψ é o potencial do solo, tempo é o tempo (horas) após a saturação do solo, a e b são parâmetros de ajuste do modelo. A capacidade de campo é um valor arbitrário definido em função do objetivo desejado para determinado uso do solo, sendo que para o uso agrícola, 48 horas após a saturação pode ser utilizado como parâmetro para definição do potencial de capacidade de campo (REICHARDT, 1988).

A determinação da umidade do solo a campo foi realizada com base nos potenciais obtidos nos tensiômetros instalados, utilizando os parâmetros da Equação 2 que foram determinados previamente a partir da coleta de solo com estrutura preservada até a profundidade de 40 cm. Os valores de θ do solo foram convertidos em lâmina de água, levando em consideração a espessura da camada de solo. Aos dados de armazenagem de água na camada em função do tempo decorrido, foi ajustada a regressão

$$h_z = a. tempo^b \quad (16)$$

em que h_z é lâmina da água armazenada no solo (mm), tempo é o tempo decorrido após a saturação do solo (h), até a profundidade z (m), a e b são os parâmetros de ajuste do modelo.

Derivando-se a Equação 16 com relação ao tempo, obtém-se a Equação 17 para cálculo do fluxo (q) de água em cada profundidade e tempo:

$$\frac{d hz}{d tempo} = q = a. tempo^{b-1}.b \quad (17)$$

O gradiente de potencial para cada camada em cada tempo, foi obtido por meio do potencial total da camada logo acima e logo abaixo da camada em questão e, por esse motivo, não foi possível obter o gradiente de potencial da primeira e da última camada.

$$Grad \psi_t = \frac{\psi_t(z_{i-1}) - \psi_t(z_{i+1})}{z_{i-1} - z_{i+1}} \quad (18)$$

em que z é a camada de solo. A condutividade hidráulica do solo foi obtida por

$$K(\theta) = \frac{q}{Grad \psi_t} \quad (19)$$

Buscou-se encontrar a relação entre a condutividade hidráulica em função de θ do solo, ajustando-se uma regressão linearizada,

$$Ln(K) = a + b. \theta \quad (20)$$

em que a e b são os parâmetros de ajuste do modelo. Ainda, buscou-se a relação entre os dados experimentais obtidos e a estimativa proposta por Van Genuchten (1980) a partir da curva de retenção de água

$$Kr = \frac{\left(1 - (\alpha. \psi)^{n-1} (1 + (\alpha. \psi)^n)^{-\left(1 - \frac{1}{n}\right)}\right)^2}{(1 + (\alpha. \psi)^n)^{\frac{1}{2} \left(1 - \frac{1}{n}\right)}} \quad (21)$$

em Kr é a condutividade hidráulica relativa ($K_0/K(\theta)$), ψ é o potencial para cada Kr , α e n são os parâmetros da Equação 2.

Quando necessário, o ajuste dos modelos foi comparado pelo coeficiente de determinação (R^2) (ou pseudo-coeficiente de determinação no caso dos modelos não

lineares, Equação 22), raiz quadrada do quadrado médio dos resíduos (RMSE, Equação 23) e *Akaike Information Criterion* (AIC, Equação 24):

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (oi - \hat{e}i)^2}{\sum_{i=1}^n (oi - \bar{o})^2} \quad (22)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (oi - \hat{e}i)^2}{n}} \quad (23)$$

$$AIC = -2 \cdot \log - likelihood + k \cdot p \quad (24)$$

em que em que, oi é o i -ésimo valor observado, \bar{o} é a média dos valores observados, $\hat{e}i$ é o i -ésimo valor estimado, n é o número de observações, p é o número de parâmetros de ajuste do modelo e k é um fator de penalização do número de parâmetros, por padrão utilizado como 2 (R CORE TEAM, 2018). O RMSE (Equação 23) refere-se aos desvios entre os valores observados e estimados e, portanto, quanto mais próximos de zero, melhor é o desempenho do modelo (GRUNWALD et al., 2001). O valor de R^2 (Equação 22) varia entre os extremos de 0 e 1 (o que nem sempre ocorre quando é utilizado em regressão não linear) significando, respectivamente, nenhuma e total proporção da variância explicada pelo modelo (WILLMOTT, 1981). O índice *Akaike Information Criterion* (AIC, Equação 24) pode assumir qualquer valor, sendo que quanto menor, melhor é o desempenho do modelo. O AIC mede a qualidade do ajuste proporcionado pelo modelo, mas, ao mesmo tempo, penaliza o aumento do número de parâmetros.

As análises e as figuras gráficas foram processadas pelo software R (R CORE TEAM, 2018). Os coeficientes das regressões foram ajustados pelo método dos mínimos quadrados, algoritmo de Levenberg-Marquardt. Os pacotes utilizados foram `minpack.lm` (ELZHOV et al., 2016) e `plot3D` (SOETAERT, 2017).

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Compactação do solo

A utilização da DS, por si só, não é muito informativa para caracterizar a compactação do solo. Por esse motivo, a densidade relativa (DR) tem sido utilizada com esse objetivo (KLEIN, 2006). A densidade do solo máxima ($D_{m\acute{a}x}$) de cada camada foi obtida por meio do ensaio de Proctor. As curvas de compactação estão representadas na Figura 4, em que pode ser observada a $D_{m\acute{a}x}$, obtida pelo ensaio de Proctor para cada camada do solo e a umidade gravimétrica crítica (U_{gc}). Os parâmetros obtidos pelo ajuste de Equação 1 estão apresentados na Tabela 2. O ajuste da Equação 1 aos dados experimentais foi bom, com todos os parâmetros significativos para todas as camadas do solo, elevado R^2 e baixo RMSE. Dessa forma, o modelo proposto por Braida et al. (2006), produziu estimativas confiáveis e adequadas aos dados do obtidos pelo ensaio de Proctor.

A $D_{m\acute{a}x}$ aumenta gradativamente com o aumento da profundidade até a os 20 cm e diminui em profundidades maiores a essa (Figura 5a). Efeito inverso é observado com a umidade crítica de compactação do solo (Figura 5b). A $D_{m\acute{a}x}$ foi menor nas camadas mais superficiais do solo, possivelmente pelos maiores teores de matéria orgânica (Figura 5c); tem valor máximo na camada intermediária; e nas camadas mais profundas, volta a diminuir devido aos maiores teores de argila do solo (Figura 5d). O conteúdo de água, textura, estrutura e matéria orgânica do solo foram, entre outros, os principais fatores que determinam o grau de compactação após a exposição do solo às cargas do tráfego de máquinas (NAWAZ; BOURRIÉ; TROLARD, 2013). Dentre os demais fatores, a textura do solo exerce grande influência sobre a $D_{m\acute{a}x}$ (REICHERT et al., 2009), sendo que Vieira Luciano et al. (2012) também constataram que solos com maiores teores de argila tem menor $D_{m\acute{a}x}$. Pode-se perceber que as maiores $D_{m\acute{a}x}$ pelo ensaio de Proctor ocorreram com menores U_{gc} . Ao mesmo tempo que a água atua como lubrificante entre

as partículas auxiliando sua melhor acomodação (TORMENA et al., 2007), acaba ocupando espaço e impedindo que seja ocupado pelas partículas de solo. A Ugc foi maior nas camadas mais superficiais devido aos maiores teores de matéria orgânica do solo, e nas camadas mais profundas, devido aos maiores teores de argila, ambos com maior poder de adsorção de água, o que faz com que as cargas aplicadas ao solo sejam dissipadas (BRAIDA et al., 2006)

Tabela 2 - Parametros obtidos a partir do ensaio de Proctor para a Equação 1. Passo Fundo-RS, 2017

Parâmetro	Estimativa	Erro padrão	t valor	Pr(> t)
0-5 cm				
dsi	1,228746	0,068684	17,89	9,77e-08
a	0,24014	0,06307	3,808	0,00518
b	0,05326	0,01469	3,626	0,00673
Ugc	0,255976	0,003118	82,098	5,40e-13
R ² =0,9320169	RMSE=0,01756164			
05-10 cm				
dsi	1,329427	0,042167	31,527	6,03e-06
a	0,205138	0,039607	5,179	0,00661
b	0,053205	0,009446	5,632	0,00489
Ugc	0,228762	0,001953	117,148	3,18e-08
R ² =0,9809116	RMSE=0,006777416			
10-20 cm				
dsi	1,369657	0,019639	69,742	1,15e-08
a	0,191037	0,017759	10,757	0,00012
b	0,046209	0,006225	7,423	0,000699
Ugc	0,22652	0,002467	91,825	2,90e-09
R ² =0,9753529	RMSE=0,009536182			
20-30 cm				
dsi	1,363784	0,023171	58,857	4,99e-07
a	0,154546	0,021435	7,21	0,00196
b	0,04325	0,006186	6,992	0,0022
Ugc	0,243233	0,001397	174,151	6,52e-09
R ² =0,9896507	RMSE=0,004361836			
30-40 cm				
dsi	1,167754	0,023608	49,46	3,09e-11
a	0,29884	0,021868	13,67	7,92e-07
b	0,061848	0,004603	13,44	9,02e-07
Ugc	0,279883	0,001322	211,69	2,78e-16
R ² =0,9934156	RMSE=0,006910194			

Figura 4 - Ajuste da Equação 1 para as densidades do solo (DS) em função da umidade obtidas por meio do ensaio de Proctor. A marca representa o ponto de máximo na curva, correspondente a densidade máxima do solo ($D_{m\acute{a}x}$) e a respectiva umidade crítica de compactação (U_{gc}). Passo Fundo-RS, 2017.

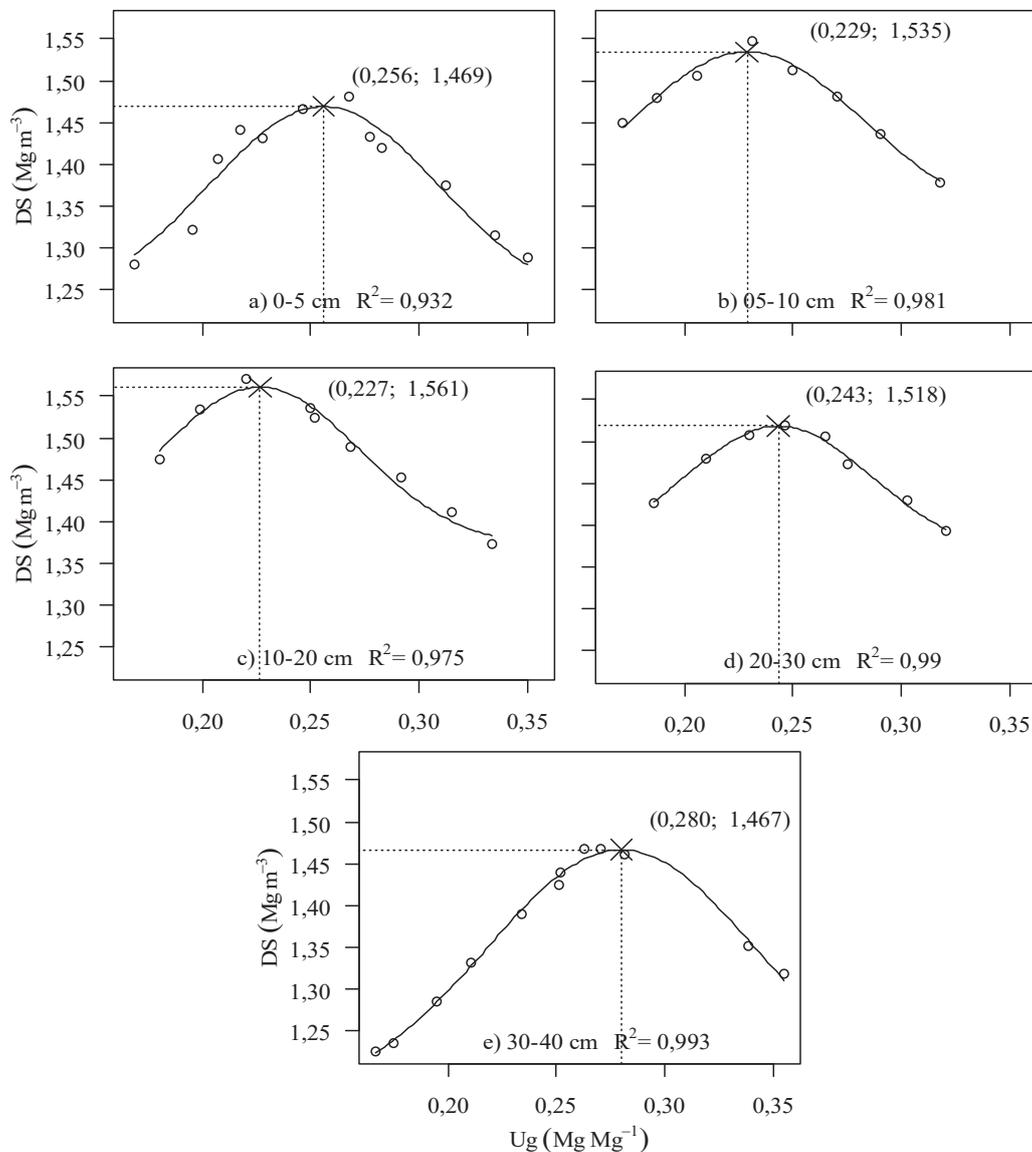
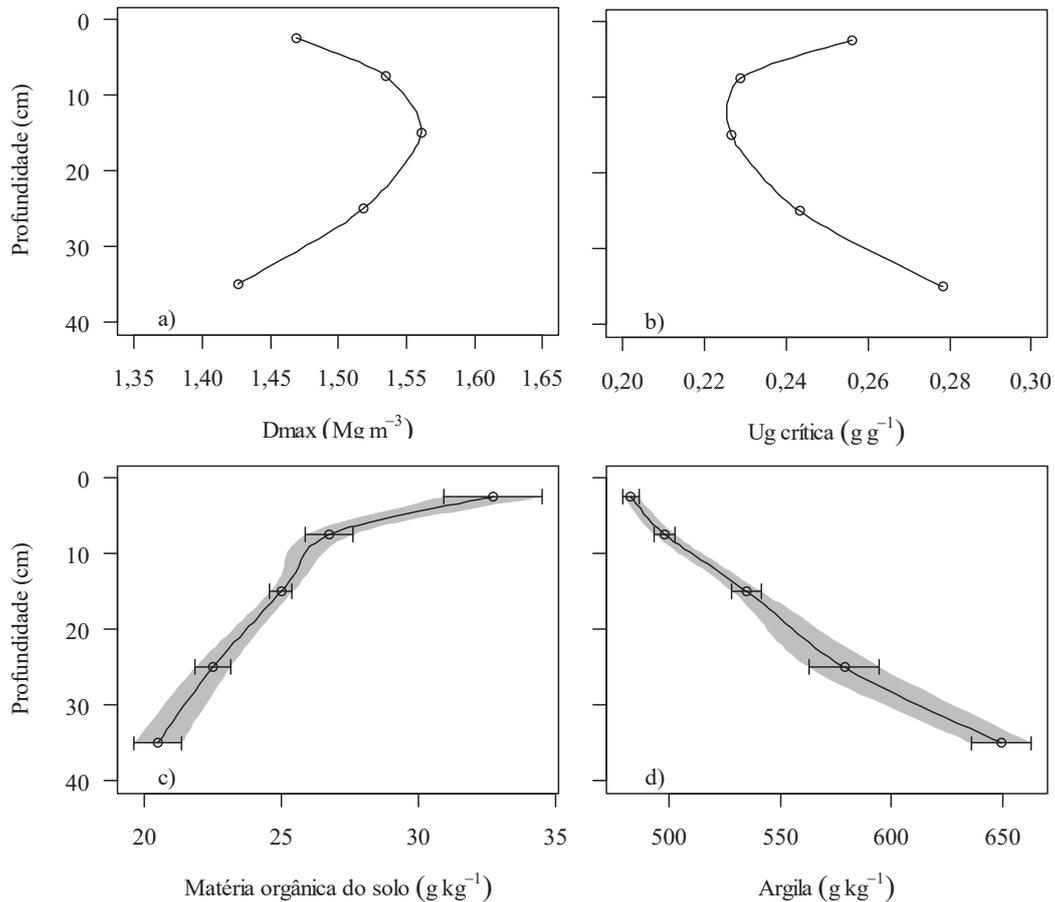


Figura 5 – Densidade máxima do solo ($D_{\text{máx}}$) (a); umidade crítica de compactação (b); matéria orgânica do solo (c) e teor de argila (d). A área hachurada representa o erro padrão da média. Passo Fundo-RS, 2017.



Marcolin (2009) apresentou uma síntese de revisão de literatura, útil para a classificação do nível de compactação dos solos, utilizando a DR como referência. Solos com $DR < 0,8$ foram enquadrados como soltos; $0,8-0,9$ não compactados; $0,9-0,95$ compactados; e $> 0,95$ muito compactados. Os valores de DS e $D_{\text{máx}}$ seguem a mesma tendência ao longo do perfil do solo (Figura 5a e 6a). Devido aos maiores valores de $D_{\text{máx}}$ na camada intermediária do solo, os valores mais elevados de DS não necessariamente se traduzem em maior compactação do solo para a maior parte das amostras (Figura 6b).

Do total de 81 amostras para cada camada de solo, tem-se mais da metade delas com DR inferior a 0,9, sendo considerado como solo não compactado/solto (Tabela 3). As camadas de 0-5 e 5-10 cm foram as que apresentam maior número de amostras com problema de compactação. A camada de solo de 0-5 cm teve 22,2% das amostras classificadas como compactadas e 8,6% classificadas como muito compactadas; a camada de 5-10 cm teve 35,8% das amostras na condição de solo compactado e 4,9% na condição de solo muito compactado. As camadas mais profundas apresentam baixo percentual de amostras na condição de solo compactado/muito compactado. Houve maior variabilidade dos valores de DS nas camadas superficiais, caracterizado pela maior amplitude nos valores de DS (Figura 6). A variabilidade diminuiu à medida que a profundidade aumentou. Esse fato deve estar associado ao maior distúrbio gerado pelos cultivos agrícolas e passagem de máquinas na superfície do solo, além da maior atividade microbiana e seu efeito sobre o sistema poroso do solo.

Essa maior compactação superficial do solo, no caso de uso por longo período pelo sistema de plantio direto é devida, em maior parte, ao tráfego de máquinas. O efeito do tráfego de máquinas tem se mostrado mais restrito aos primeiros 5 ou 10 cm superficiais (KIM et al., 2010; MARTÍNEZ et al., 2008). Embora o sistema de plantio direto tenha trazido benefícios, a ausência de revolvimento aliado a práticas culturais e dimensionamento inadequado das máquinas agrícolas (massa x superfície de contato do rodado) são fatores que podem levar à compactação do solo. A intensificação do uso do solo proporciona o incremento da DS do solo (KLEIN; LIBARDI, 2002a; MACHADO et al., 2008), conseqüentemente, quando ocorre a compactação, afeta negativamente quase todas as propriedades e funções físicas, químicas e biológicas do solo (BATEY, 2009).

Os macroporos são muito sensíveis aos primeiros estágios de compactação do solo e estão ligados a outras propriedades físicas como a RP, condutividade hidráulica, permeabilidade ao ar e a própria DS (CARTER, 1990). Ainda segundo o autor, a porosidade de aeração para um ótimo ambiente aeróbico deve estar entre 12 a 14%, correspondente a uma DR entre 0,83 e 0,86. A produtividade de cereais em dois solos, um no Canadá e outro na Austrália, teve comportamento quadrático em relação a DR e a

faixa de valores entre 0,775 a 0,84 correspondeu a produtividade relativa superior a 95%. Em DR superior a 0,90 a produtividade foi seriamente afetada. Em trabalho de Lipiec, Tarkiewicz e Kossowski (1991), a produção de cevada diminuiu em DR superiores a 0,91. Tomando esses estudos como referência, parte das amostras estariam com DR limitantes à produtividade, principalmente nas camadas 0-5 e 5-10 cm (Figura 6).

O manejo da compactação do solo, pode ser alcançado através da aplicação apropriada de técnicas isoladas ou em conjunto, como a adição de matéria orgânica, tráfego controlado, escarificação mecânica e rotação que inclua culturas ou plantas com raízes fortes e capazes de penetrar as camadas compactadas (HAMZA; ANDERSON, 2005).

Figura 6 – Densidade do solo das amostras (a) e a respectiva densidade relativa (b). Passo Fundo-RS, 2017.

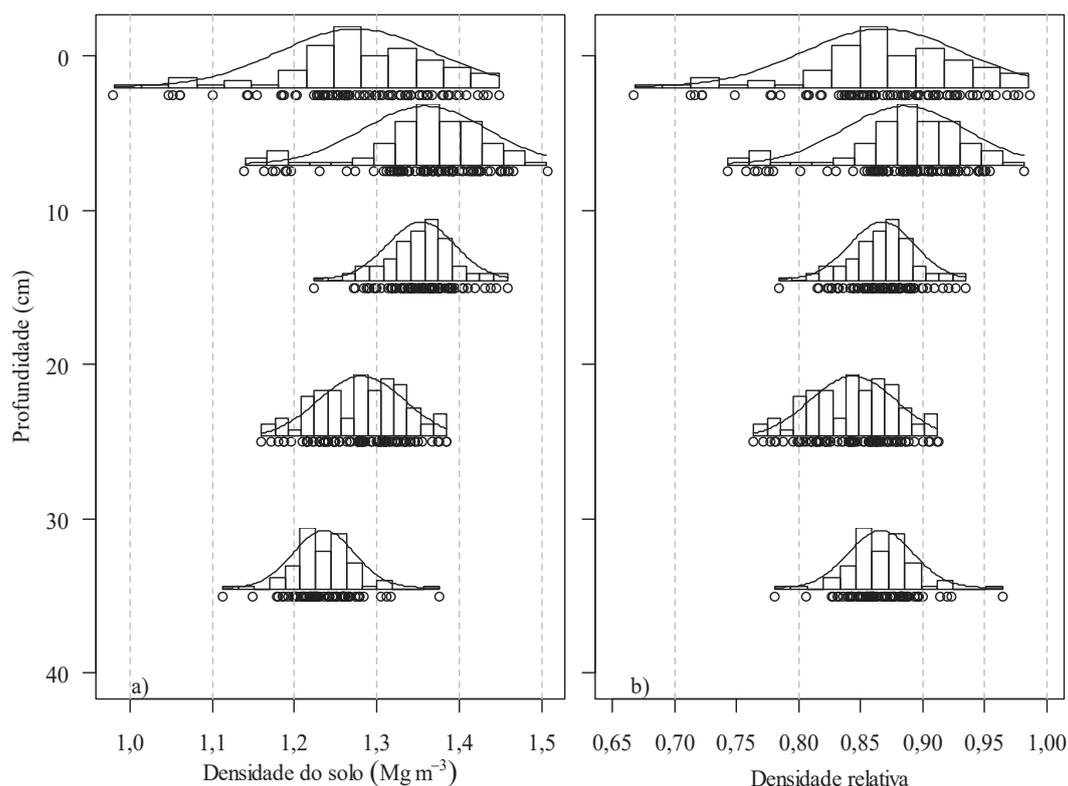


Tabela 3 – Percentagem de amostras em cada faixa de densidade relativa do solo (DR). Passo Fundo-RS, 2017.

Camada (cm)	Faixa de DR			
	<0,8	0,8-0,9	0,9-0,95	>0,95
	%			
0-5	11,1	58,0	22,2	8,6
5-10	8,6	50,6	35,8	4,9
10-20	1,2	90,1	8,6	0,0
20-30	9,9	84,0	6,2	0,0
30-40	1,2	92,6	4,9	1,2

4.2 Condutividade hidráulica

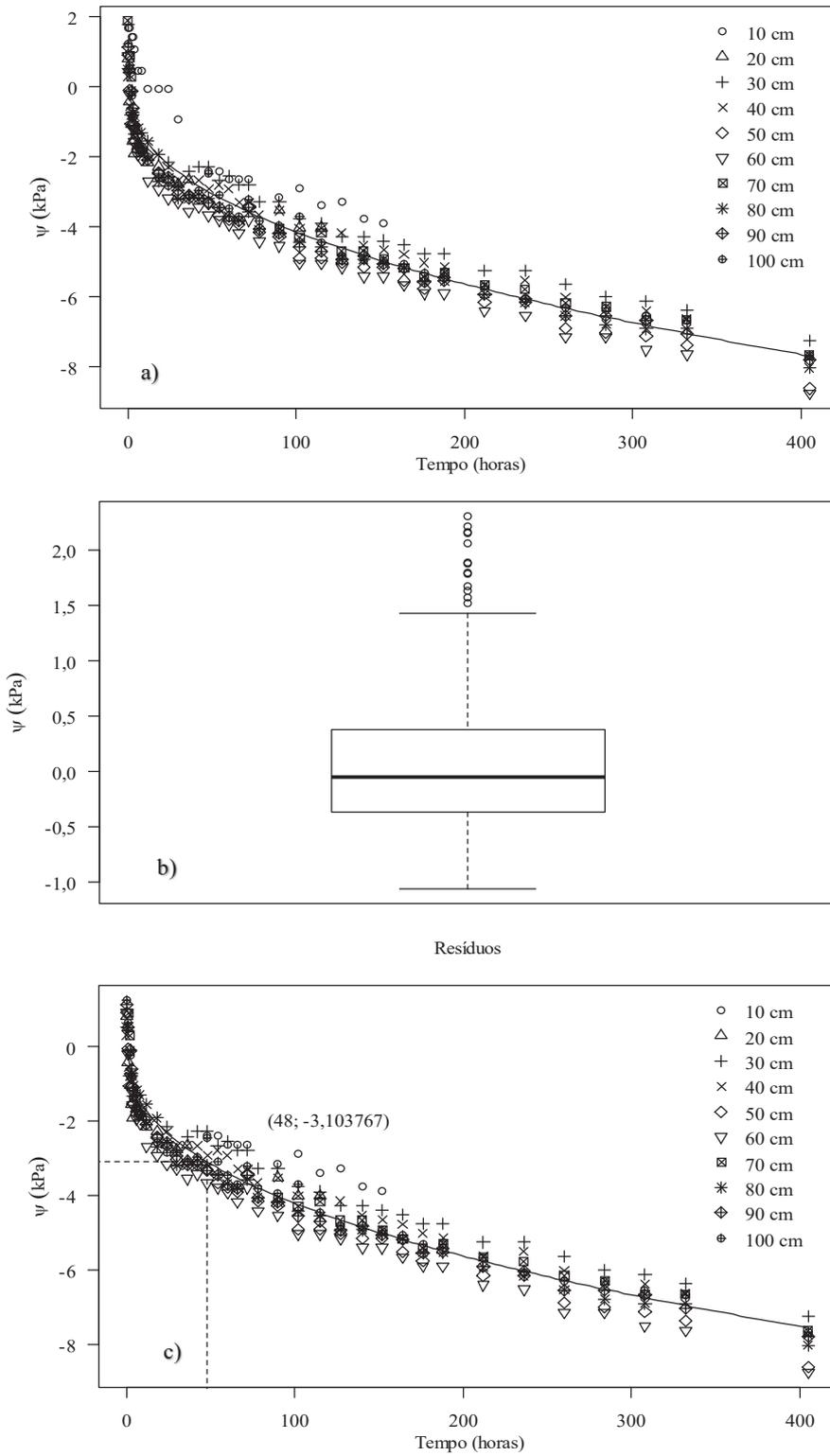
Segundo Reichardt (1988) o processo de lixiviação, salinização e recarga de aquíferos, é sempre dinâmico e não intrínseco do solo, variando no espaço e no tempo. Entretanto, do ponto de vista puramente agrícola, a inicial definição de Veihmeyer e Hendrickson (1949) é útil, a qual se refere a capacidade de campo como a quantidade de água no solo depois que o excesso tenha drenado e a taxa de movimento descendente tenha decrescido acentuadamente, o que ocorre dois a três dias após chuva ou irrigação em solos permeáveis de textura e estrutura uniforme.

Devido a esta determinação a campo sofrer a interferência de fatores não controlados, é comum coletar dados discrepantes (Figura 7a). Os resíduos provenientes do ajuste da Equação 15 foram plotados em um gráfico boxplot (Figura 7b). Para não prejudicar a análise dos demais dados, eliminou-se os resíduos da regressão inferiores e superiores a 1,5 vezes o primeiro e terceiro quartil, respectivamente. Os coeficientes, antes e após a extração dos *outliers* estão apresentados na Tabela 4.

Tabela 4 – Estatística para os parâmetros da Equação 15 e ajuste do modelo antes e após extração dos dados discrepantes. Passo Fundo-RS, 2017

Parâmetro	Estimativa	Erro padrão	t valor	Pr(> t)	Índice	Valor
Com todos os dados						
a	-0,54383	0,0312	-17,43	<2e-16	RMSE	0,62646
b	0,44102	0,01113	39,64	<2e-16	R ²	0,92218
Após extração de outliers						
a	-0,61757	0,02715	-22,75	<2e-16	RMSE	0,48769
b	0,417075	0,008554	48,76	<2e-16	R ²	0,94522

Figura 7 – Potencial do solo após a saturação. Todos os dados coletados (a), box plot dos resíduos da regressão (b) e ajuste sem outliers (c). Passo Fundo-RS, 2017.



Após a eliminação dos outliers, o valor de ψ correspondente a capacidade de campo, 48 horas após a saturação do solo, foi -3,104 kPa. É um valor maior que o geralmente utilizado como padrão, de -6 kPa (BLAINSKI et al., 2009; CARTER, 1990; KLEIN; KURYLO CAMARA, 2007), -10 kPa (LEAO et al., 2005; SILVA; KAY; PERFECT, 1994) ou -33 kPa (MIOLA et al., 2015; SAFADOUST et al., 2014). Mesmo sendo esse ψ alto em relação aos valores geralmente utilizados na literatura, quando observa-se a CRA (Figura 8), nota-se que considerável quantia de água já foi drenada em tal ψ . A escolha arbitrária de outros ψ , nesse caso, poderia levar a subestimar a quantia de água disponível entre ψ_{CC} e ψ_{PMP} . Foi possível notar que nos primeiros instantes após a saturação do solo, existia ψ de pressão (positivo) devido à lâmina de água que permanecia sobre o solo (Figura 7).

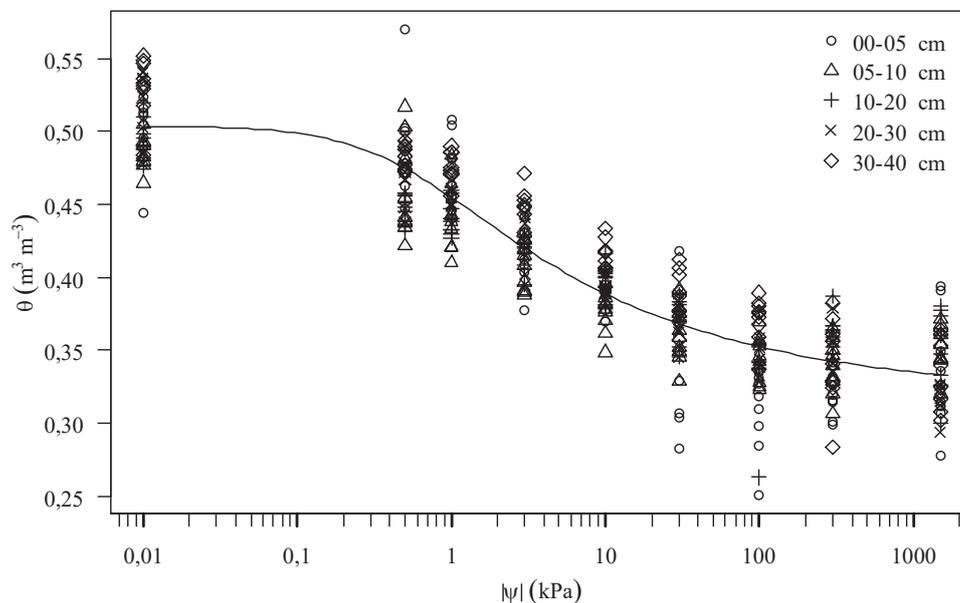
Tabela 5 - Estatística para os parâmetros da Equação 2, quando ajustada para todos os dados até a profundidade de 40 cm. Passo Fundo-RS, 2017

Parâmetro	Estimativa	Erro padrão	t valor	Pr(> t)
θ_s	0,503932	0,003684	136,796	<2e-16
θ_r	0,318999	0,007007	45,527	<2e-16
α	2,038711	0,393741	5,178	3,56e-07
n	1,322379	0,041401	31,941	<2e-16
$R^2 = 0,8486124$		RMSE = 0,0247107		

Após calcular a umidade do solo em função do ψ , plotou-se os dados nos tempos em que foram realizadas as leituras nos tensiômetros a campo (Figura 9a). O fluxo obtido pela Equação 17, também foi plotado em função do tempo (Figura 9b). Nota-se que tanto a umidade do solo quanto o fluxo decaem de forma exponencial com o passar do tempo, conforme verificado em outros trabalhos (REICHARDT, 1988).

A condutividade hidráulica mostrou forte dependência de θ (Figura 10). O R^2 foi elevado, com valores superiores a 0,9 em quase todas as profundidades. Essa relação com θ foi linear após a transformação logarítmica natural dos valores de condutividade hidráulica. Essa dependência é importante porque determina, por exemplo, a facilidade que a água tem de se deslocar até a raiz da planta em cada condição de θ em que o solo se encontra (KLEIN; LIBARDI, 2002b)

Figura 8 – Curva de retenção de água, até a profundidade de 40 cm, da qual foram utilizados os parâmetros da regressão para cálculo da umidade do solo a partir dos potenciais obtidos nos tensiômetros após a instalação do experimento do perfil instâneo. Passo Fundo-RS, 2017.



A variabilidade espacial da condutividade hidráulica do solo é elevada (KLEIN; LIBARDI, 2002b; MESQUITA; MORAES, 2004) e, portanto, de difícil comparação. Mesmo assim, os resultados obtidos não foram muito diferentes de outros trabalhos com solos semelhantes (KLEIN; LIBARDI, 2002b; REICHARDT, 1988). A relação de dependência entre a condutividade hidráulica e θ também foi semelhante a obtida por (KLEIN; LIBARDI, 2002b). A condutividade hidráulica do solo saturado (tempo zero) pode ser utilizada como referência da taxa básica de infiltração do solo. O solo, quando saturado, teria capacidade mínima de infiltrar uma lâmina de $\approx 168,7 \text{ mm h}^{-1}$. É um valor elevado, visto que precipitações dessa intensidade raramente ocorrem, considerando o local de realização do trabalho. Essa alta capacidade de infiltrar a água, torna o solo pouco suscetível a sofrer danos por escoamento superficial e erosão.

Os resultados obtidos para fluxo e condutividade hidráulica, entre as profundidades avaliadas, foi muito semelhante, de tal forma que os resultados foram resumidos na média de todas as profundidades na Tabela 6. A condutividade hidráulica do solo decresceu de forma exponencial em relação ao ψ (REICHARDT, 1988). Ao comparar o tempo zero ($\psi = 0 \text{ kPa}$) para os dados gerais de todas as profundidades (Tabela

6), em relação ao tempo 405 h ($\psi \approx 8$ kPa), percebe-se que a condutividade hidráulica diminui milhares de vezes (quase 5 mil vezes menor). A capacidade do solo em conduzir água, à medida que o ψ diminui, aumenta enormemente impondo maiores dificuldades às raízes das plantas em absorver água e nutrientes (KLEIN, 2014).

Figura 9 – Umidade (a) e fluxo da água (b) no solo após a saturação e cobertura com lona plástica em função do tempo decorrido. Passo Fundo-RS, 2017.

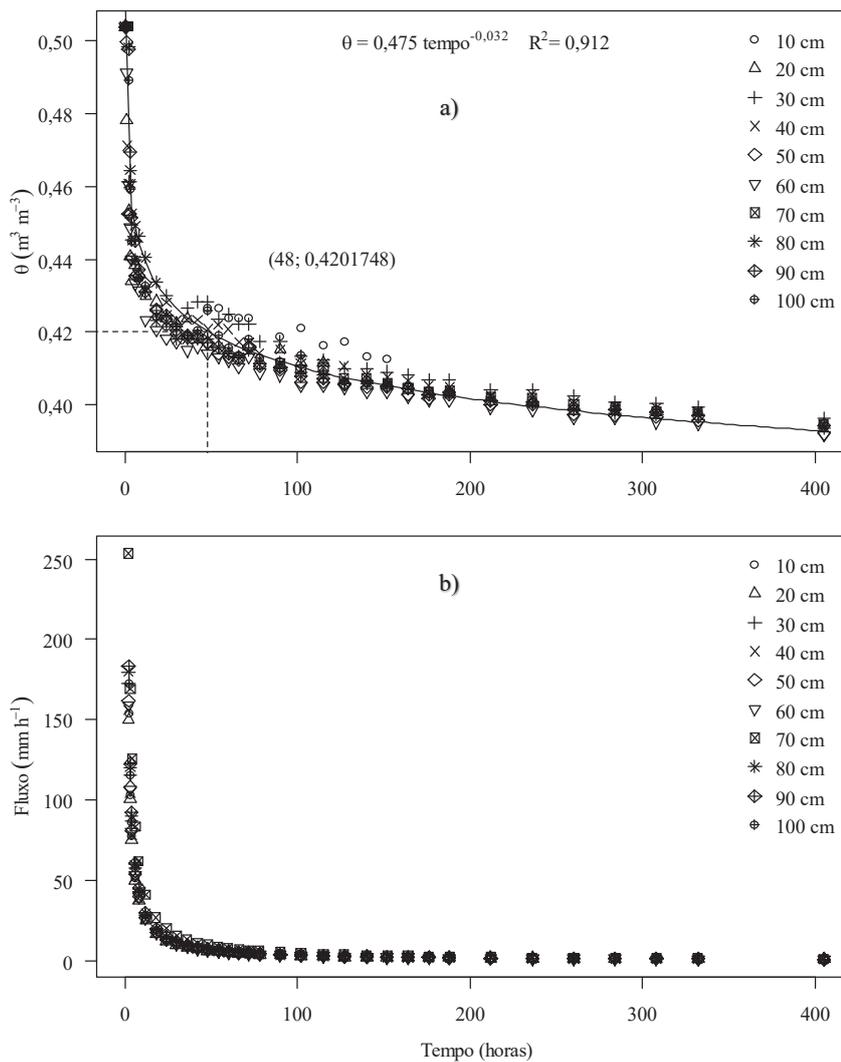


Figura 10 – Relação entre a condutividade hidráulica e a umidade do solo $K(\theta)$ para as diferentes profundidades avaliadas. Passo Fundo-RS, 2017.

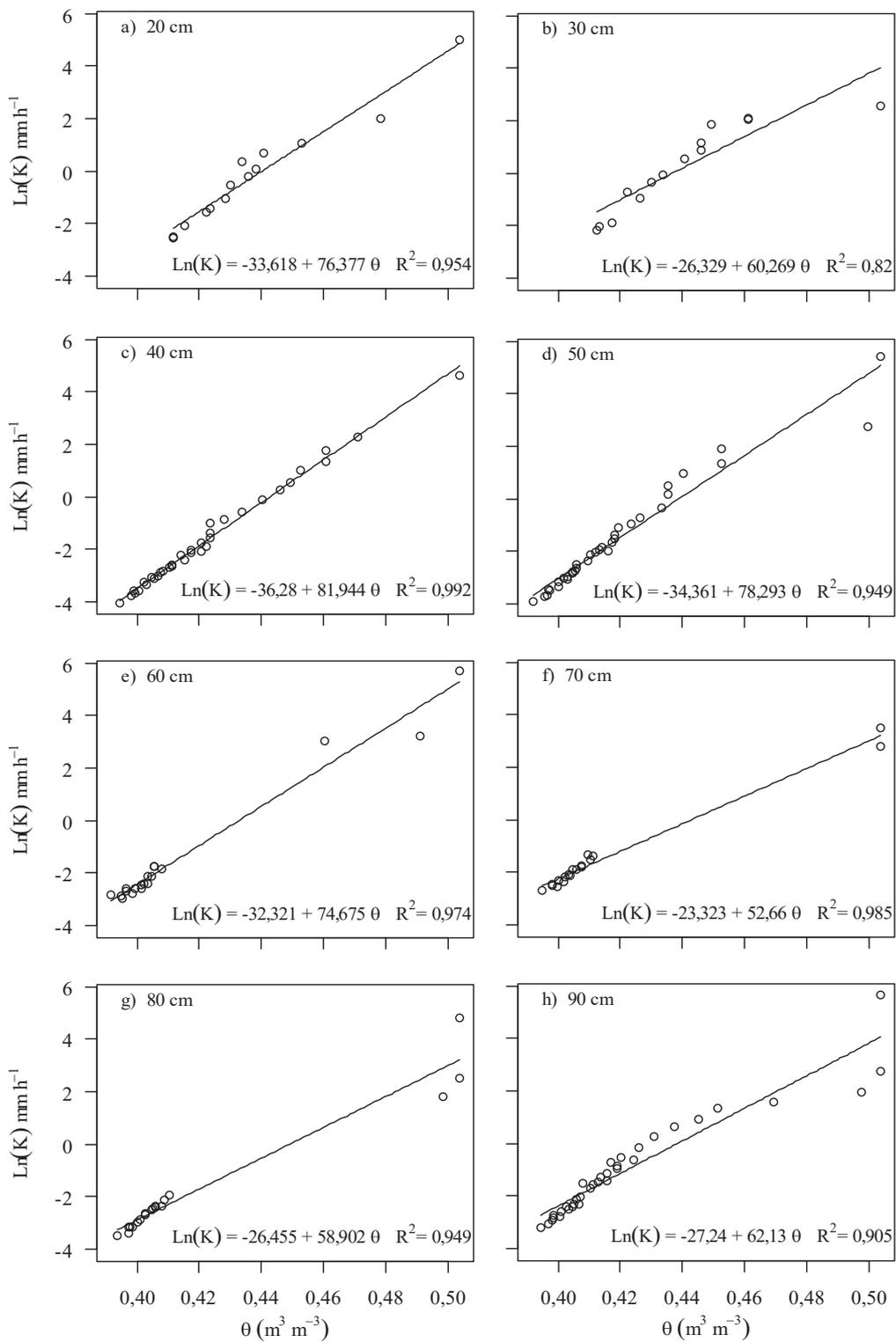


Tabela 6 – Média dos dados obtidos para os tensiômetros instalados a cada 10 cm, até a profundidade de 1 m. Passo Fundo-RS, 2017

Tempo (h)	ψ (kPa)	θ ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)	q^1 (mm h^{-1})	K^2 (mm h^{-1})
0	0,000	0,504	168,688	191,818
1	-0,145	0,496	14,156	16,636
2	-0,562	0,475	7,257	9,335
3	-0,956	0,457	4,853	5,210
4	-1,389	0,445	3,635	3,829
6	-1,558	0,441	2,411	2,392
8	-1,713	0,438	1,799	1,746
12	-2,006	0,433	1,188	1,275
18	-2,408	0,427	0,784	0,746
24	-2,624	0,424	0,583	0,579
30	-2,949	0,421	0,463	0,446
36	-2,979	0,420	0,384	0,393
42	-2,973	0,421	0,328	0,334
48	-2,948	0,421	0,285	0,327
54	-3,164	0,419	0,253	0,252
60	-3,334	0,417	0,227	0,221
66	-3,519	0,416	0,206	0,200
72	-3,272	0,418	0,188	0,192
78	-3,926	0,412	0,173	0,181
90	-3,869	0,413	0,149	0,148
102	-4,166	0,411	0,131	0,143
115	-4,314	0,410	0,116	0,118
127	-4,581	0,408	0,105	0,098
140	-4,718	0,407	0,095	0,095
152	-4,828	0,407	0,087	0,085
164	-5,131	0,405	0,080	0,085
176	-5,409	0,404	0,075	0,077
188	-5,363	0,404	0,070	0,072
212	-5,826	0,402	0,062	0,066
236	-5,934	0,401	0,055	0,056
260	-6,398	0,399	0,050	0,055
284	-6,568	0,399	0,046	0,051
308	-6,737	0,398	0,042	0,047
332	-6,907	0,397	0,039	0,045
405	-7,927	0,394	0,032	0,039

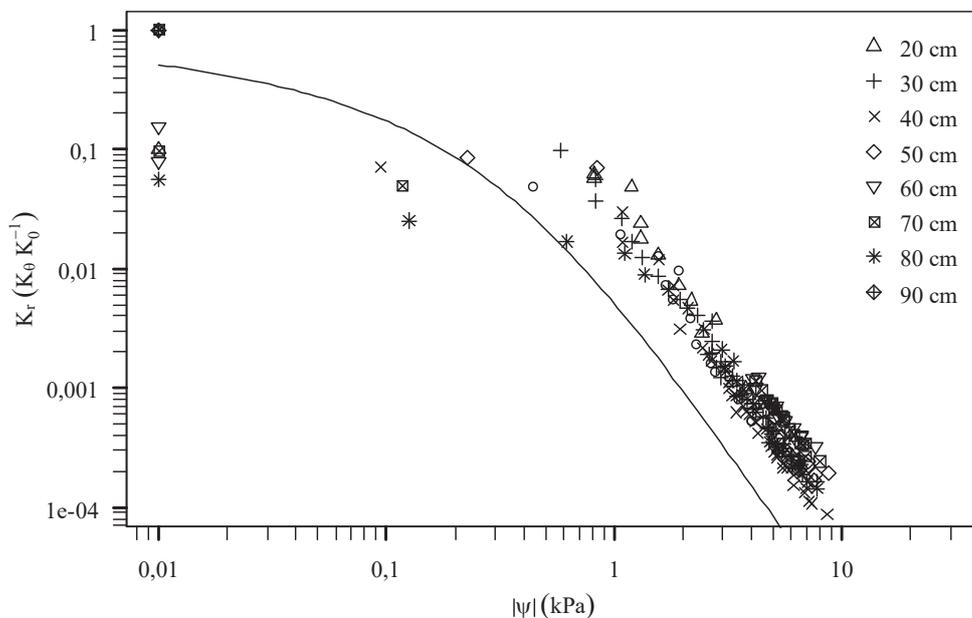
¹Fluxo. ²Condutividade hidráulica do solo.

A condutividade hidráulica saturada de um solo é determinada pela geometria e continuidade dos poros preenchidos com água, tornando-se dependente, portanto, da

superfície específica, forma do poro e das partículas, quantidade, distribuição, tortuosidade e continuidade (LIBARDI, 2005; MESQUITA; MORAES, 2004).

Assumindo a relação de dependência com a porosidade do solo, a Equação 21 (VAN GENUCHTEN, 1980), foi plotada (parâmetros da Tabela 5) com o intuito de comparar a condutividade hidráulica relativa estimada e a medida a campo pelo método do perfil instantâneo (HILLEL; KRENTOS; STYLIANOU, 1972) (Figura 11). Em ψ próximos à saturação do solo ocorreu dispersão dos pontos em relação a curva gerada pela Equação 21. Já em $|\psi|$ superiores a ≈ 1 kPa (para o lado direito do gráfico), houve subestimativa da condutividade hidráulica relativa. Apesar da Equação 21 não fornecer uma estimativa tão precisa, eventualmente, na ausência da determinação a campo da $K(\theta)$, pode ser utilizada. A importância disso é que a condutividade hidráulica do solo saturado é muito mais facilmente determinada em laboratório, quando comparada com a condutividade hidráulica do solo não saturado, determinada a campo. De posse da condutividade hidráulica do solo saturado e dos parâmetros da CRA, pode-se obter a condutividade hidráulica para qualquer ψ de interesse.

Figura 11 – Condutividade hidráulica relativa (K_r) estimada a partir da Equação 21 com os parâmetros da CRA (Tabela 5) e os dados amostrais obtidos a campo. Passo Fundo-RS, 2017.



4.3 Curva de retenção de água do solo (CRA)

A distribuição de poros do solo é responsável pela retenção e disponibilização de água. Quando o solo está saturado, todos os poros estão preenchidos com água e à medida que vão sendo esvaziados, aumenta o espaço poroso ocupado por ar.

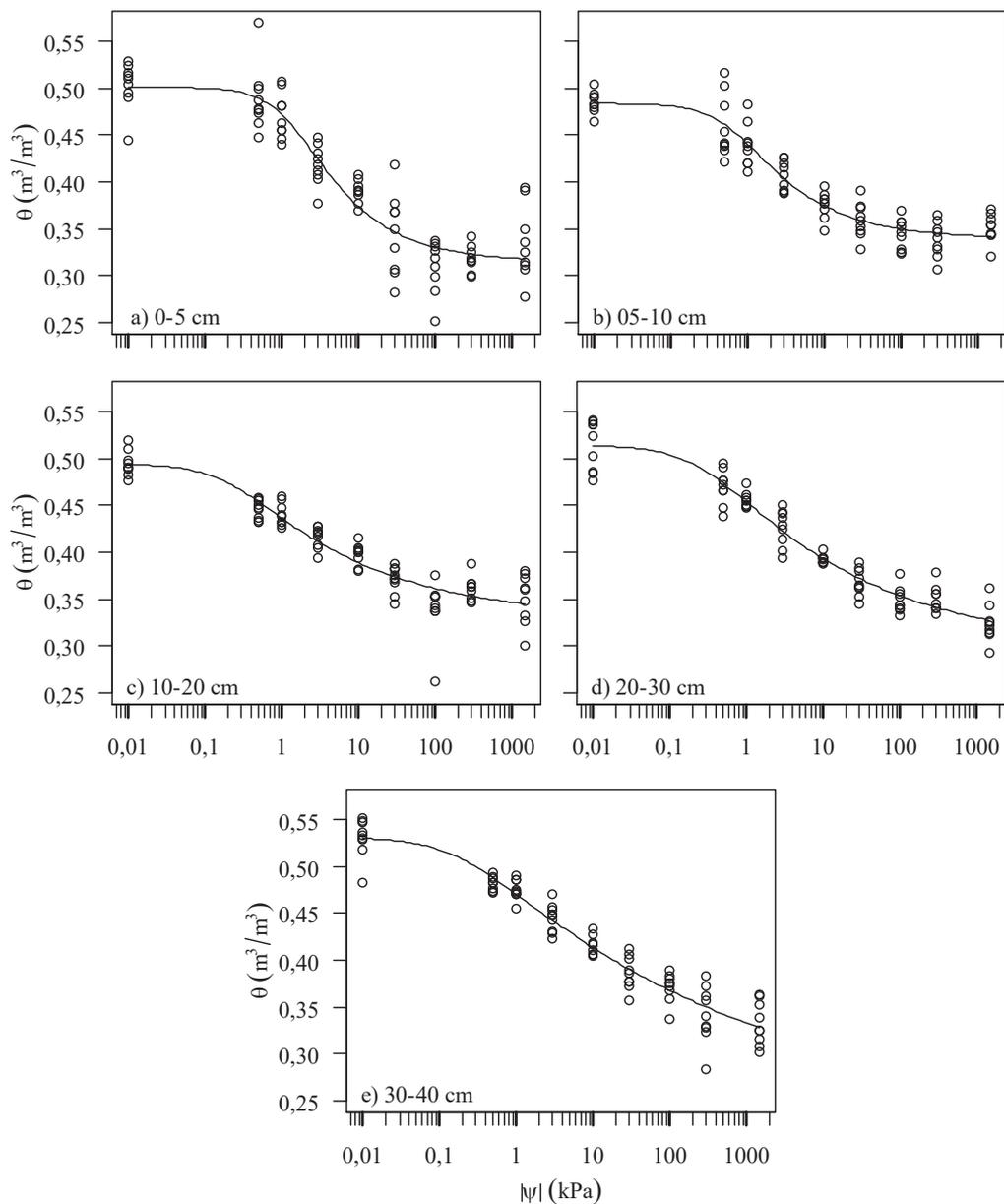
Tabela 7 – Estimativa dos parâmetros da Equação 2 para as camadas de solo avaliadas. Passo Fundo-RS, 2017

Parâmetro	Estimativa	Erro padrão	t valor	Pr(> t)
0-5 cm				
θ_s	0,501143	0,008639	58,006	< 2e-16
θ_r	0,314445	0,010036	31,331	< 2e-16
α	0,716407	0,254676	2,813	0,00623
n	1,574827	0,156845	10,041	1,21e-15
$R^2=0,8557118$	RMSE= 0,02902521	AIC=-333,5456		
5-10 cm				
θ_s	0,483843	0,00629	76,927	< 2e-16
θ_r	0,339136	0,006293	53,888	< 2e-16
α	1,495067	0,44118	3,389	0,00111
n	1,519917	0,112544	13,505	< 2e-16
$R^2=0,8798443$	RMSE=0,01886604	AIC=-403,3355		
10-20 cm				
θ_s	0,494192	0,006659	74,217	< 2e-16
θ_r	0,329507	0,01487	22,159	< 2e-16
α	4,416485	2,072765	2,131	0,0363
n	1,268552	0,078463	16,168	< 2e-16
$R^2=0,865309$	RMSE=0,01887294	AIC=-403,2762		
20-30 cm				
θ_s	0,514306	0,005672	90,68	< 2e-16
θ_r	0,294685	0,018457	15,966	< 2e-16
α	3,677221	1,249773	2,942	0,0043
n	1,221749	0,049609	24,628	< 2e-16
$R^2=0,933811$	RMSE=0,01615355	AIC=-428,4817		
30-40 cm				
θ_s	0,531202	0,006354	83,604	< 2e-16
θ_r	0,224871	0,061206	3,674	0,000439
α	5,447776	2,551005	2,136	0,035896
n	1,12091	0,044266	25,322	< 2e-16
$R^2=0,9299601$	RMSE=0,01755182	AIC=-415,0328		

O volume de água contido no solo em cada ψ pode ser obtido pelo ajuste da CRA. A partir disso, pode-se obter a porosidade de aeração (macroporos), a porosidade que contém a água disponível às plantas (microporos) e a água retida em poros diminutos

(criptoporos), indisponível às plantas (KLEIN; LIBARDI, 2002a). As CRAs estão representadas na Figura 12. Nota-se que há dispersão dos dados experimentais ao ajuste da CRA.

Figura 12 – Curva de retenção de água do solo (ajuste da Equação 2) para as camadas de 0-5 cm (a) 5-10 cm (b) 10-20 cm (c) 20-30 cm (d) e 30-40 cm (e) de profundidade. Passo Fundo-RS, 2017



Ao drenar uma amostra de solo saturada, os maiores poros esvaziam primeiro, seguido pelo esvaziamento de poros progressivamente menores, a medida que os ψ se tornam mais negativos (DEXTER, 2004a). O diâmetro de poros esvaziado em cada ψ correspondente pode ser obtido por (REYNOLDS et al., 2009):

$$d = \frac{4 \cdot \gamma \cdot \cos(\omega)}{\rho_w \cdot g \cdot \psi} \approx \frac{2980}{\psi}; |\psi| > 0; d(\mu\text{m}); 20^\circ\text{C}; \psi(\text{cm}) \quad (25)$$

em que d é o diâmetro do poro (μm); $\gamma = 72,8$ é a tensão superficial da água (g s^{-2}); $\rho_w = 0,998$ é a densidade da água (g cm^{-3}), $g = 980$ a aceleração da gravidade (cm s^{-2}); e $\omega \approx 0$ é o ângulo de contato poro-água. A partir da Equação 25 é possível obter o diâmetro do poro para o ψ de interesse. Sendo $\psi_{cc} = 3,104$ kPa, após realizar as conversões de unidades, tem-se que o diâmetro de poros correspondente é $\approx 94,15 \mu\text{m}$, e $\psi_{PMP} \approx 0,194 \mu\text{m}$. A densidade de distribuição de diâmetro de poros (Figura 14) foi obtida pela Equação 3; ψ do ponto de máximo da curva, caracterizada pelos poros de maior frequência (modais), obtido igualando a Equação 4 a zero; e o diâmetro do poro correspondente ao ponto de máximo da curva utilizando a Equação 25.

O volume de macroporos foi obtido pela Equação 26 e o volume de microporos, pela Equação 27:

$$\int_{|\psi_s|}^{|\psi_{cc}|} \alpha \cdot n \left(1 - \frac{1}{n}\right) (\alpha \cdot \psi)^{n-1} \frac{\theta_s - \theta_r}{((\alpha \cdot \psi)^n + 1)^{\frac{1}{n} + 2\left(1 - \frac{1}{n}\right)}} d\psi \quad (26)$$

$$\int_{|\psi_{cc}|}^{|\psi_{PMP}|} \alpha \cdot n \left(1 - \frac{1}{n}\right) (\alpha \cdot \psi)^{n-1} \frac{\theta_s - \theta_r}{((\alpha \cdot \psi)^n + 1)^{\frac{1}{n} + 2\left(1 - \frac{1}{n}\right)}} d\psi \quad (27)$$

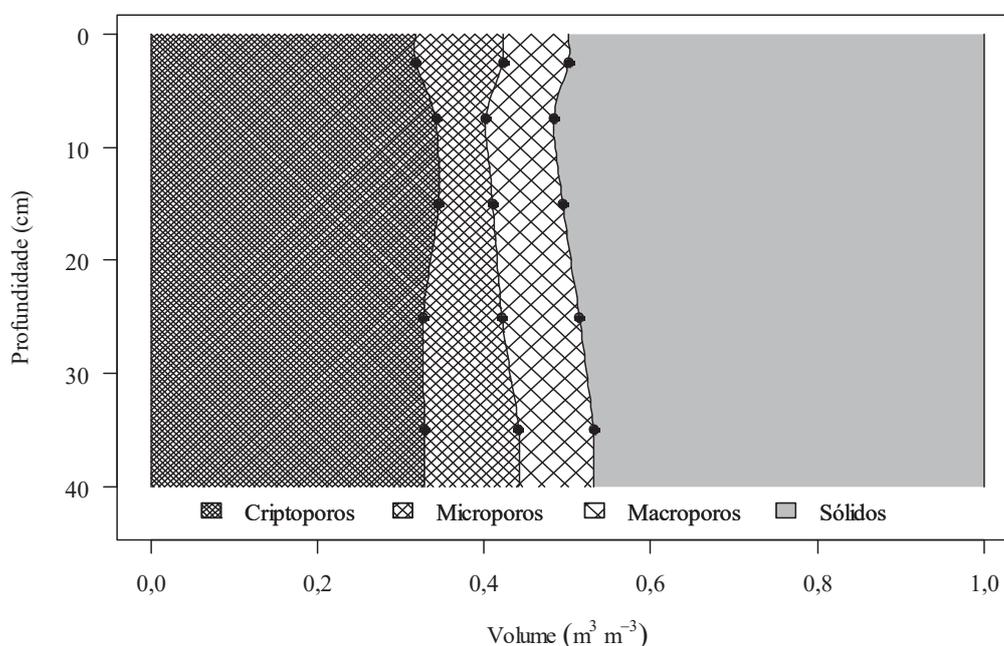
sendo ψ_s , o potencial do solo saturado (0,01 kPa); ψ_{cc} , o potencial de capacidade de campo (3,104 kPa); e ψ_{PMP} , o potencial de ponto de murcha permanente (1500 kPa). θ_s , θ_r , α e n são os parâmetros obtidos pelo ajuste da Equação 2 a cada camada do solo (Tabela 7). O volume de criptoporos foi considerado como o teor de θ no ψ_{PMP} , pois não foi possível obter seu cálculo a partir da integral de ψ_{PMP} até $|\psi \rightarrow \infty|$ devido à assíntota

horizontal da CRA em θ_r , correspondente a $|d(\theta)/d(\psi)|=0$ (TORMENA; SILVA, 2002; VAN GENUCHTEN, 1980). Indicação que o solo teve mais classes modais de poros em ψ inferiores ao ψ_{PMP} , não caracterizados pela Equação 2, que é unimodal.

O volume de macroporos foi 0,079; 0,082; 0,084; 0,093 e 0,090 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ para as camadas de 0-5, 5-10, 10-20, 20-30, 30-40 cm, respectivamente (Figura 13). Os valores ficaram abaixo de 0,10 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$, valor recomendado para assegurar o mínimo de oxigenação às raízes das plantas (REYNOLDS et al., 2009) e foram bastante similares entre as camadas do solo.

O volume de microporos foi de 0,104; 0,060; 0,065; 0,094 e 0,114 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ para as camadas de 0-5, 5-10, 10-20, 20-30, 30-40 cm, respectivamente (Figura 13). A disponibilidade de água foi menor nas camadas de 5-10 e 10-20 cm e aumentou nas duas últimas camadas do solo, justamente onde o crescimento de raízes seria prejudicado pelos elevados teores de Al tóxico (Tabela 1) e alta RP (Figura 36 e 37). Em todas as profundidades há elevado conteúdo de água retido em ψ inferiores a -1500 kPa, o PMP.

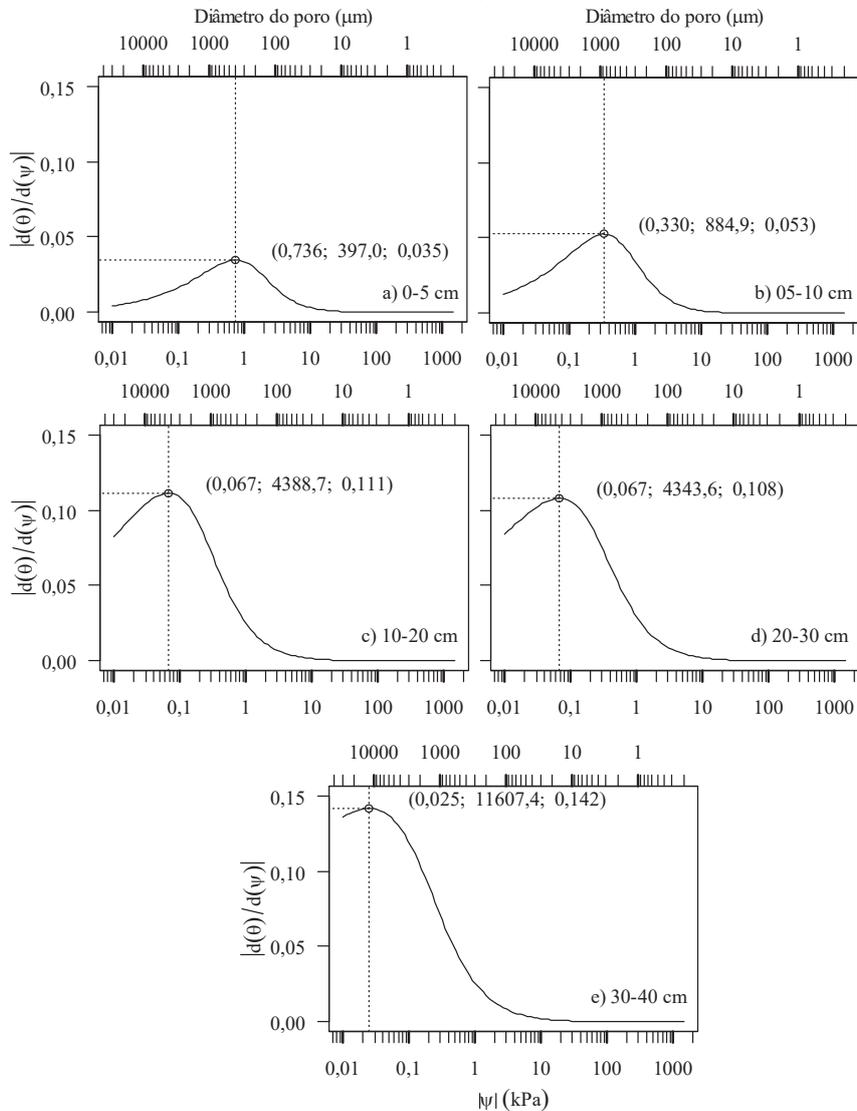
Figura 13 - Distribuição do volume de sólidos e das classes de poros no perfil do solo. Passo Fundo-RS, 2017.



O volume ocupado pelos criptoporos foi 0,318; 0,342; 0,345; 0,327; e 0,328 m³ m⁻³ para as camadas de 0-5, 5-10, 10-20, 20-30, 30-40 cm, respectivamente (Figura 13). Grande quantidade de água fica retida pelo solo em ψ inferiores ao ψ_{PMP} , considerada não disponível para as plantas. Apesar desse valor ser alto, está de acordo com outros trabalhos realizados em Latossolos (KLEIN; LIBARDI, 2002a).

As duas primeiras camadas, em relação as demais (Figura 14), tiveram uma distribuição de diâmetro de poros aproximadamente log-normal, simétrica e com intervalo estreito, caracterizando poros mais bem graduados e melhor qualidade estrutural do solo (DEXTER, 2004a, 2004b). O diâmetro de poros modais obtidos para as três últimas camadas avaliadas não é muito realístico, uma vez que o tamanho parece estar superestimado (Figura 14). Nessas camadas do solo a estimativa para o parâmetro α foi elevada, enquanto para n , foi menor que nas duas primeiras camadas. O inverso de α ($1/\alpha$) equivale aproximadamente ao ψ de entrada ar (VAN GENUCHTEN, 1980). Menores valores de α deslocam o ponto de entrada de ar para a direita (ZEVIANI, 2013) e, dessa forma, o solo permanece saturado em maiores $|\psi|$. Maiores valores de n , aumentam a inclinação ou *slope* da CRA (DEXTER, 2004a), tornando mais definido o ponto de entrada de ar na CRA (momento em que o solo deixa de ser saturado e começa a perder umidade com o aumento do $|\psi|$). O valor alto para α e baixo para n , fizeram a CRA perder sua forma sigmoidal (Figura 12), resultando em falta de simetria e diâmetro de poros modais muito elevado para as camadas 10-20, 20-30, 30-40 cm (Figura 14).

Figura 14 – Distribuição de frequência do tamanho dos poros referente as CRAs (Equação 2; Tabela 7 e Figura 12). Linha tracejada indica o pico da curva, correspondente ao diâmetro de poros modais em cada camada de solo. Valores entre parênteses indicam o ψ que esvazia os poros de maior frequência (kPa), o diâmetro do poro de maior frequência (μm) e a densidade do volume de poros de maior frequência $|d(\theta)/d(\psi)|$, respectivamente. Passo Fundo-RS, 2017.



Os parâmetros gerados pela estimativa da Equação 5 estão representados na Tabela 8. Apesar de haver maior número de parâmetros para realizar a estimativa, a Equação 5 produziu estimativas mais precisas do conteúdo de água no solo quando comparada à Equação 2, o que pode ser comprovado verificando valores de AIC mais negativos para todas as camadas (Tabela 7 e 8). O AIC é utilizado para comparar o ajuste

proporcionado por diferentes modelos, sendo melhor o modelo em questão, quanto menor for o valor obtido. Além disso, o R^2 foi mais elevado e o RMSE mais próximo de zero para todas as camadas avaliadas utilizando Equação 5.

Segundo Tormena e Silva (2002), a melhoria do valor do R^2 pode ser feita pela redução dos efeitos das prováveis fontes de erro presentes nas estimativas de θ , o que implica a incorporação, por exemplo, do modo de preparo, posição de coleta e DS. Sempre que possível, a utilização da DS incorporada ao modelo de Van Genuchten (1980) (Equação 2) pode melhorar a estimativa do conteúdo de água no solo. Entretanto, observa-se que nem todos os parâmetros da Equação 5 foram significativos (Tabela 8), o que pode, de certa forma, comprometer sua confiabilidade.

A plotagem das estimativas (Tabela 8) geradas pelo ajuste da Equação 5 aos dados experimentais está representado nas Figuras 15,16, 17, 18 e 19. Foi possível identificar a flexibilidade do modelo para adequar as estimativas de θ em função da variação de ψ e DS, ou seja, os pontos obtidos ficam próximos da malha criada pelo ajuste. Dessa forma, é possível escolher um potencial de interesse e obter a curva pela variação da DS. A situação inversa também é possível, ou seja, escolher uma DS de interesse e plotar a CRA para ela. Para isso somente é necessário ser substituído ψ ou DS pelo valor de interesse na Equação 5. É aconselhável a escolha de valores abrangidos pelo intervalo mínimo e máximo de ψ ou DS, obtendo assim, estimativas mais realísticas. Segundo Tormena e Silva (2002), os resultados obtidos evidenciam que, além de ψ , a DS é outra variável que influencia a retenção de água no solo.

Tabela 8 - Estimativa dos parâmetros da Equação 5 para as camadas de solo avaliadas. Passo Fundo-RS, 2017.

Parâmetro	Estimativa	Erro padrão	t valor	Pr(> t)
0-5 cm				
θ_r	0,28807	0,01268	22,726	< 2e-16
α	1,29488	0,24122	5,368	8,35e-07
n0	6,50744	2,72768	2,386	0,0195
n1	-6,76882	4,07468	-1,661	0,1008
n2	2,13313	1,53917	1,386	0,1698
R ² =0,9099502		RMSE=0,02292985	AIC=-369,7331	
5-10 cm				
θ_r	0,331059	0,004804	68,911	< 2e-16
α	1,648479	0,208387	7,911	1,63e-11
n0	2,224074	3,763256	0,591	0,556
n1	0,944631	5,529999	0,171	0,865
n2	-1,115055	2,036888	-0,547	0,586
R ² =0,9465665		RMSE=0,01258101	AIC=-466,9738	
10-20 cm				
θ_r	0,32619	0,01718	18,984	< 2e-16
α	3,65687	1,39702	2,618	0,0107
n0	17,66857	12,66836	1,395	0,1672
n1	-23,424	18,52295	-1,265	0,2099
n2	8,33993	6,793	1,228	0,2233
R ² =0,8742224		RMSE=0,01823778	AIC=-406,8221	
20-30 cm				
θ_r	0,28974	0,01617	17,917	< 2e-16
α	4,01783	0,92505	4,343	4,28e-05
n0	8,28091	3,11138	2,661	0,00949
n1	-10,58405	4,81768	-2,197	0,03107
n2	3,94631	1,87516	2,105	0,03864
R ² =0,9571233		RMSE=0,01300127	AIC=-461,6507	
30-40 cm				
θ_r	0,23435	0,04712	4,974	3,97e-06
α	6,32796	2,02946	3,118	0,00257
n0	6,91964	3,70338	1,868	0,06555
n1	-9,2641	5,91721	-1,566	0,12159
n2	3,69653	2,38241	1,552	0,12491
R ² =0,9499936		RMSE=0,01483072	AIC=-440,3227	

Figura 15 – Curva de retenção de água para a camada de 0-5 cm caracterizada em função do potencial (ψ) e densidade do solo (D_s). Passo Fundo-RS, 2017.

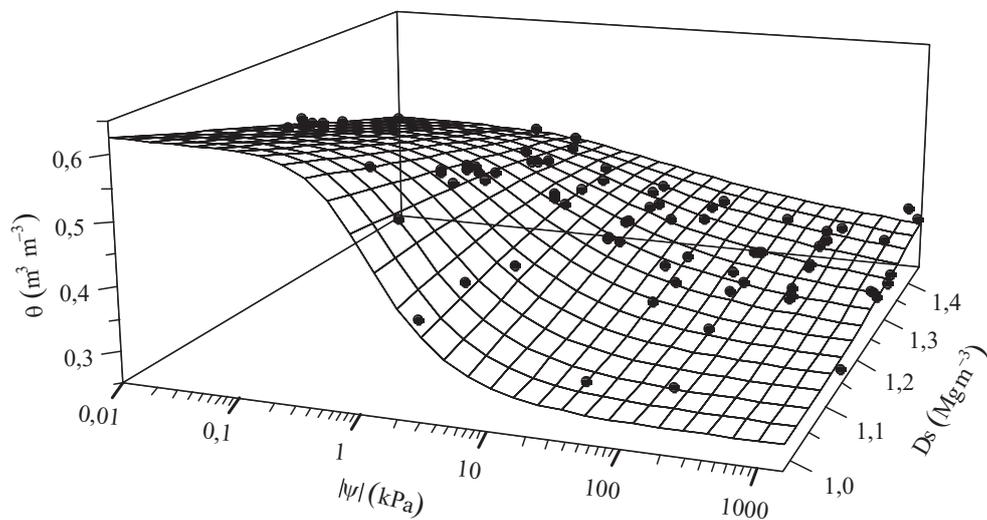


Figura 16 - Curva de retenção de água para a camada de 5-10 cm caracterizada em função do potencial (ψ) e densidade do solo (D_s). Passo Fundo-RS, 2017.

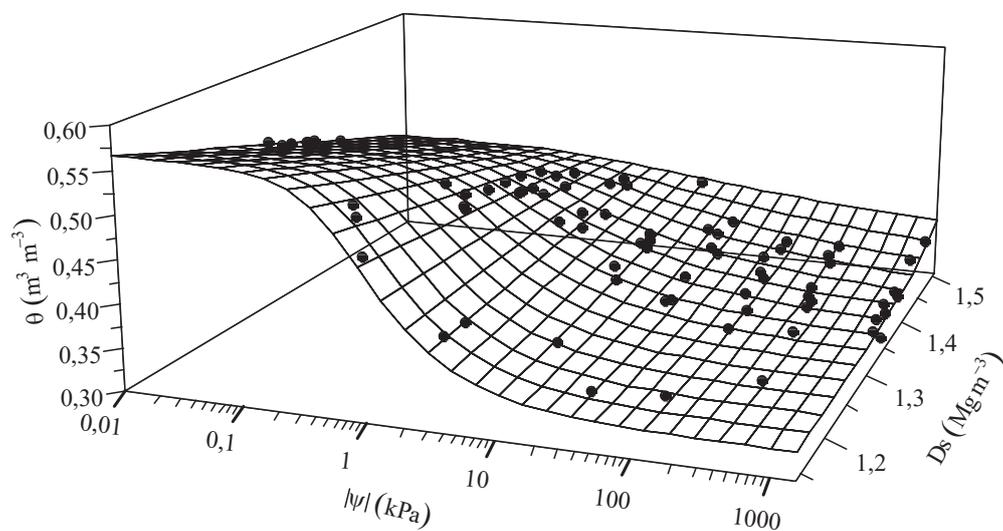


Figura 17 - Curva de retenção de água para a camada de 10-20 cm caracterizada em função do potencial (ψ) e densidade do solo (D_s). Passo Fundo-RS, 2017.

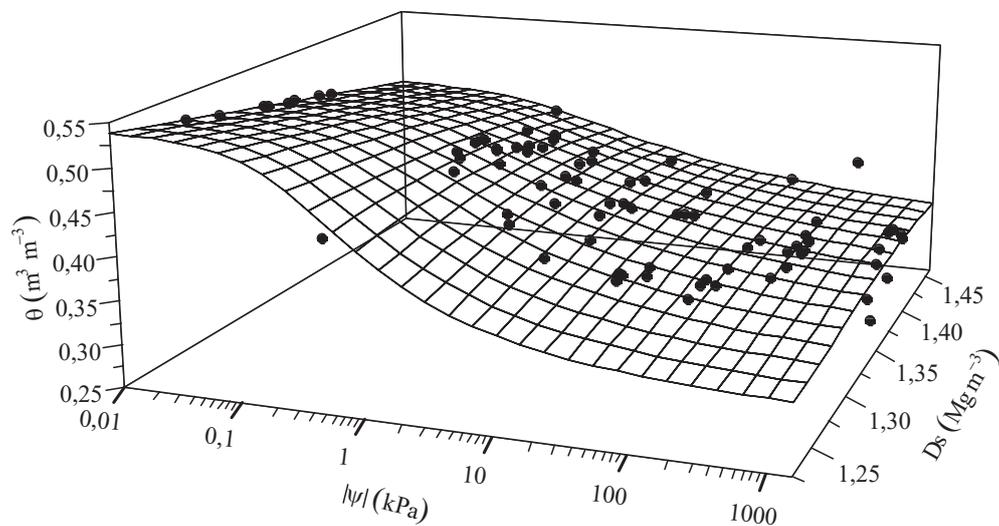


Figura 18 - Curva de retenção de água para a camada de 20-30 cm caracterizada em função do potencial (ψ) e densidade do solo (D_s). Passo Fundo-RS, 2017.

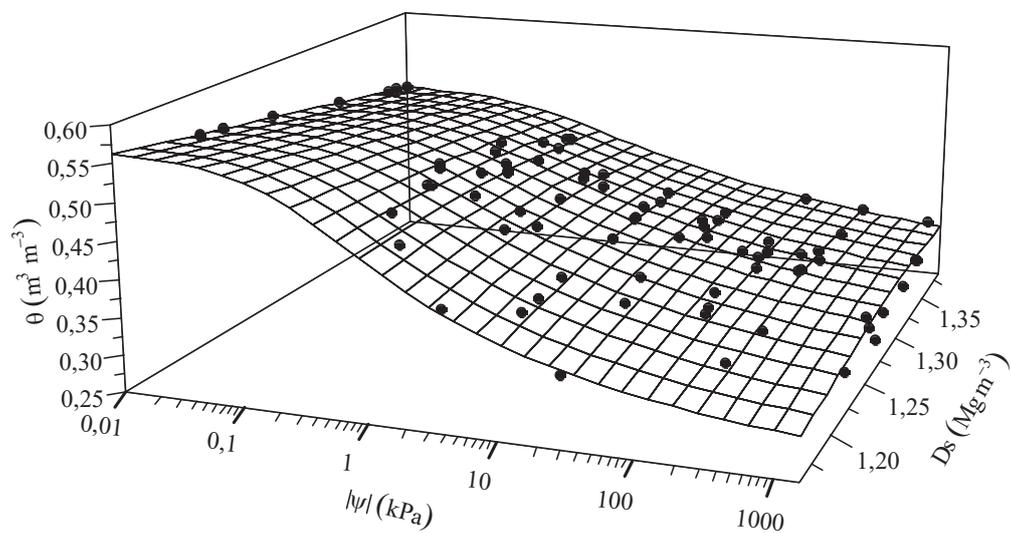
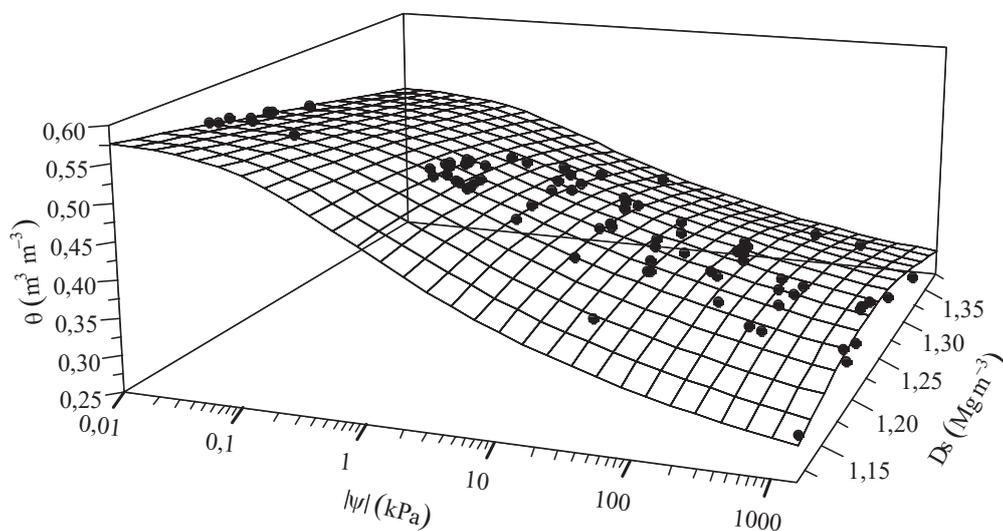


Figura 19 - Curva de retenção de água para a camada de 30-40 cm caracterizada em função do potencial (ψ) e densidade do solo (DS). Passo Fundo-RS, 2017.



Ao se comparar os dados observados *versus* estimados (Figura 20), foi possível identificar que os pontos estimados pela Equação 5 ficam mais próximos a linha de referência 1:1 que os pontos gerados pela Equação 2. Os resíduos plotados em função da DS (Figura 20) também mostram que a incorporação da DS ao modelo de (VAN GENUCHTEN, 1980) reduziu o resíduos, em todas as camadas, fato comprovado pelo RMSE (Tabelas 7 e 8). No trabalho de (TORMENA; SILVA, 2002), foi identificado que havia erro sistemático dos resíduos em relação a DS, fato que foi resolvido com a incorporação da DS ao modelo. Nos dados desse trabalho, esse problema não foi identificado, todavia a incorporação da DS como variável independente melhorou as estimativas.

Figura 20 – Dados observados e estimados pela Equação 2 (à esquerda) e para a Equação 5 (à direita) para as camadas de solo avaliadas. Passo Fundo-RS, 2017.

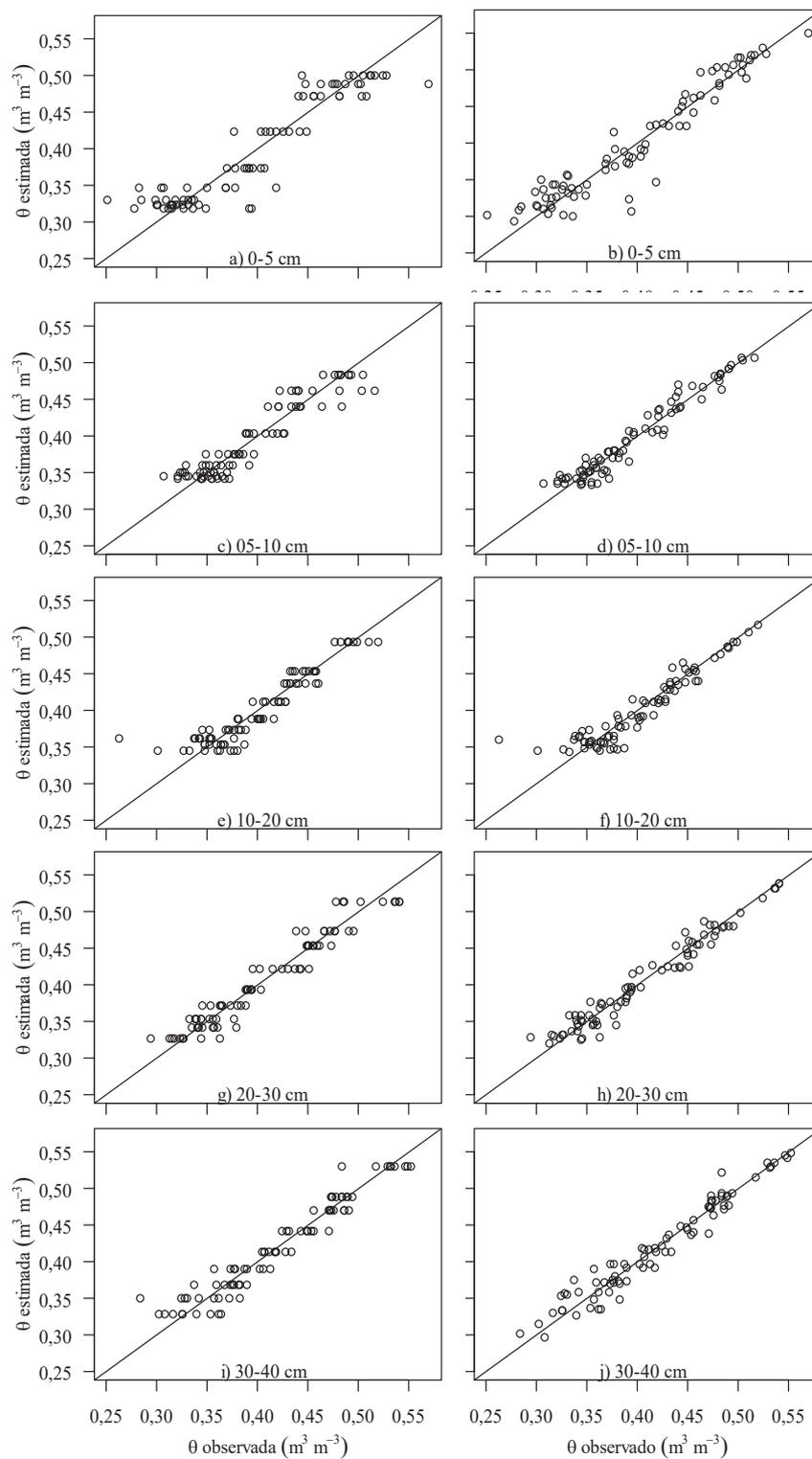
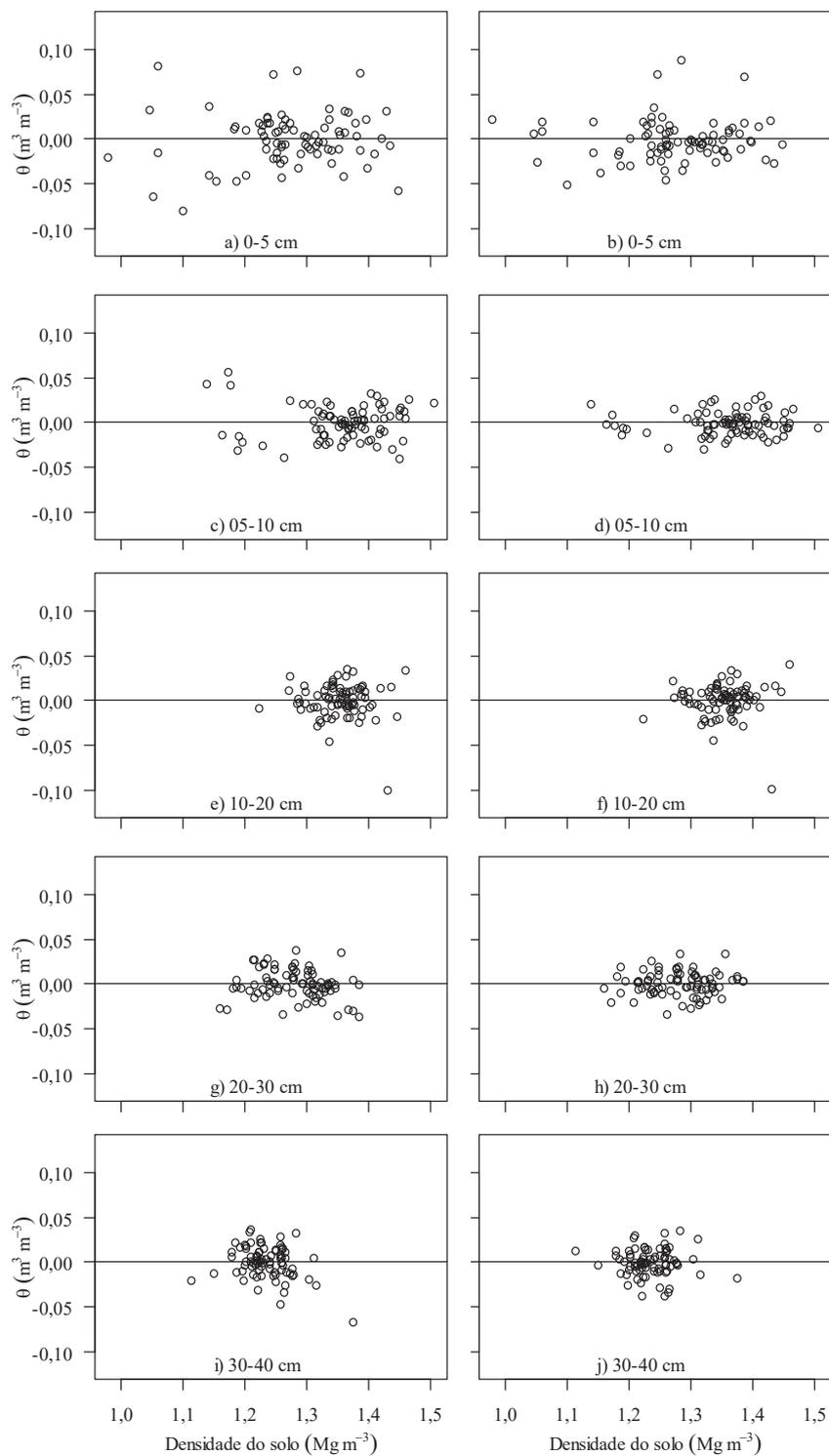


Figura 21 – Resíduos em relação a densidade do solo (DS) gerados pelo ajuste da Equação 2 (à esquerda) e Equação 5 (à direita) para as camadas de solo avaliadas. Passo Fundo-RS, 2017.



A partir do ajuste da Equação 5 se pode obter os valores de AD para toda faixa de DS em cada camada do solo (Figuras 22, 23, 24, 25 e 26). Ao observar a curva gerada pela subtração da Equação 10 pela Equação 11, identifica-se que a curva tem formato parabólico ao longo da faixa de DS, com menor disponibilidade de água nas menores e maiores DS para a maioria das camadas. A partir dos parâmetros da Equação 5 obtidos para cada camada de solo, foi possível redesenhar a curva para qualquer DS de interesse. Para fins comparativos, foram plotadas as curvas para a máxima DS, mínima DS, e DS em que a AD teve seu valor máximo.

A umidade do solo saturado foi mais elevada nas menores DS para todas as camadas (Figuras 22, 23, 24, 25 e 26). O volume de poros esvaziados em ψ inferiores a -1500 kPa, os criptoporos, foi mais numeroso nas maiores DS, mas não aumentou tanto quanto diminuiu a umidade do solo saturado. Esses resultados mostram que a compactação do solo afeta mais a macroporosidade do solo (KLEIN; LIBARDI, 2002a; MACHADO et al., 2008). Os poros de maior tamanho têm importância para o suprimento de oxigênio às raízes das plantas e condutividade hidráulica, sendo linearmente diminuídos com o incremento da DS (REICHERT et al., 2009). Se os macroporos são desejáveis para aumentar a infiltração de água no solo, para a AD um volume muito elevado dessa classe de poros não é interessante, pois drena rapidamente a água retida após o molhamento.

Uma leve compactação do solo é interessante podendo transformar parte dos macroporos em microporos e, assim, aumentar a disponibilidade de água para as plantas (KLEIN, 2014). Aliado a isso, melhora o contato solo/raiz, favorecendo a absorção de água e nutrientes e, conseqüentemente, aumentaria a produção de fitomassa pela parte aérea (VALICHESKI et al., 2012).

Observando as Figuras 22, 23, 24 e 25, percebe-se que as DS intermediárias foram as que proporcionam a máxima AD, considerando o intervalo entre a θ_{CC} e o θ_{PMP} . Diferentemente do que ocorre para as demais camadas de solo avaliadas, em que uma DS intermediária tem a máxima AD, para a camada de 30-40 cm, a menor DS proporcionou

a máxima AD. Isso pode ser percebido por não haver ponto de máxima quando plotada a curva da subtração entre a Equação 10 e Equação 11 (e não haver raízes para a Equação 12).

De acordo com Dexter (2004a) a degradação da estrutura do solo muda a forma da CRA. θ_s torna-se menor e, conseqüentemente, a inclinação da curva também diminui, caracterizando solos desestruturados com porosidade homogênea. Ao observar as Figuras 22b e 23b, nas camadas 0-5, 5-10 cm, em que parte considerável das amostras apresentaram compactação (Figura 6b), constata-se que, com o aumento da DS, além de θ_s diminuir, θ_r aumenta, reduzindo mais ainda a inclinação da curva. Nas camadas 10-20, 20-30 cm (Figura 24 e 25) igualmente houve os mesmos fenômenos, porém o aumento da DS ocasionou aumento mais moderado de θ_r . Na última camada de solo, 30-40 cm (Figura 26), o aumento da DS teve efeito negligenciável sobre θ_r , que chegou a diminuir levemente; θ_s e a inclinação da curva, da mesma forma que nas demais camadas, diminuiram. Dessa forma, o aumento da DS, principalmente nas camadas de solo mais compactado, tem grande impacto sobre a θ_s , inclinação e θ_r da CRA.

Figura 22 – Curvas de θ_{CC} (Equação 10), θ_{PMP} (Equação 11), $\theta_{CC}-\theta_{PMP}$ e a derivada de $\theta_{CC}-\theta_{PMP}$ (Equação 12) para a faixa de densidade do solo (DS) na camada de 0-5 cm (a). Curva de retenção de água (CRA) para a DS máxima, DS mínima e DS de máxima água disponível (AD) (b). Passo Fundo-RS, 2017.

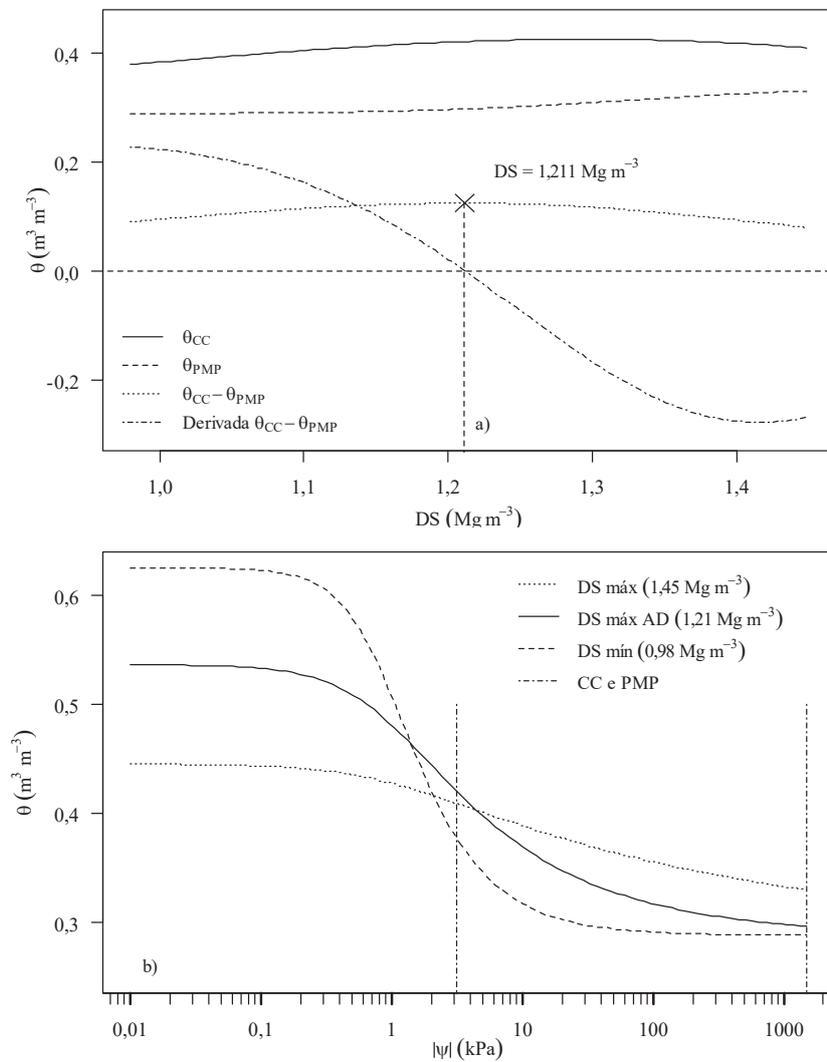


Figura 23 - Curvas de θ_{CC} (Equação 10), θ_{PMP} (Equação 11), $\theta_{CC}-\theta_{PMP}$ e a derivada de $\theta_{CC}-\theta_{PMP}$ (Equação 12) para a faixa de densidade do solo (DS) na camada de 5-10 cm (a). Curva de retenção de água (CRA) para a DS máxima, DS mínima e DS de máxima água disponível (AD) (b). Passo Fundo-RS, 2017.

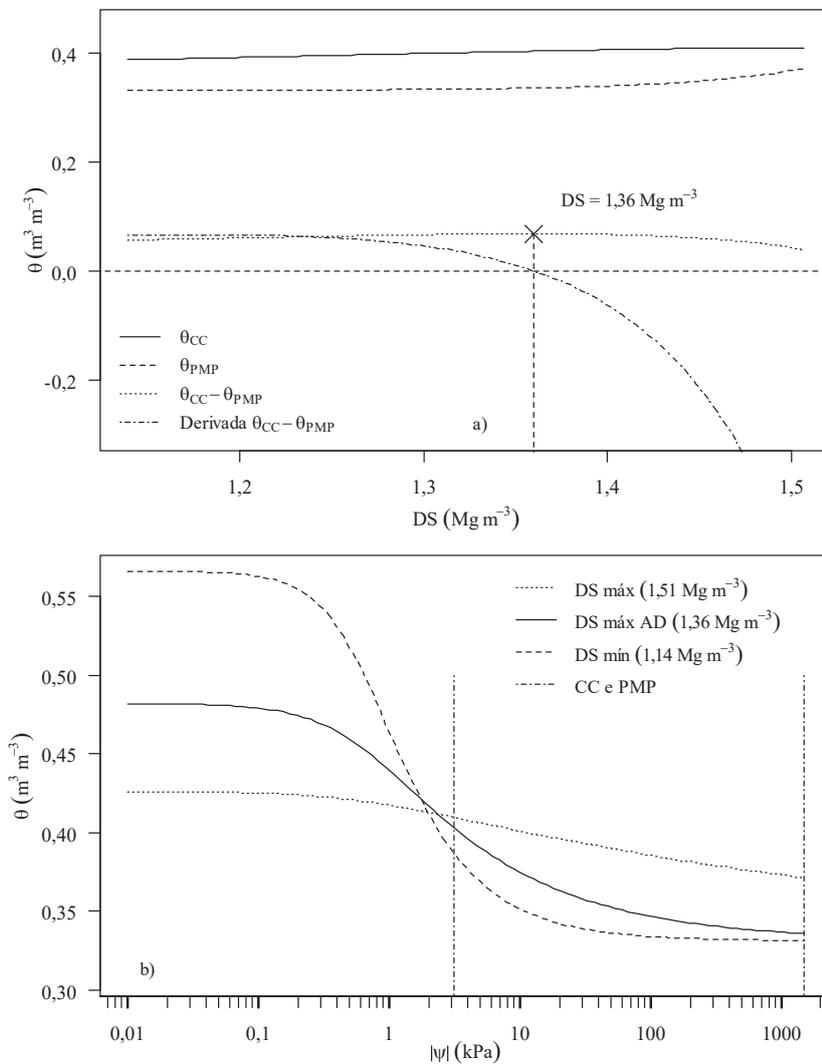


Figura 24 - Curvas de θ_{CC} (Equação 10), θ_{PMP} (Equação 11), $\theta_{CC}-\theta_{PMP}$ e a derivada de $\theta_{CC}-\theta_{PMP}$ (Equação 12) para a faixa de densidade do solo (DS) na camada de 10-20 cm (a). Curva de retenção de água (CRA) para a DS máxima, DS mínima e DS de máxima água disponível (AD) (b). Passo Fundo-RS, 2017.

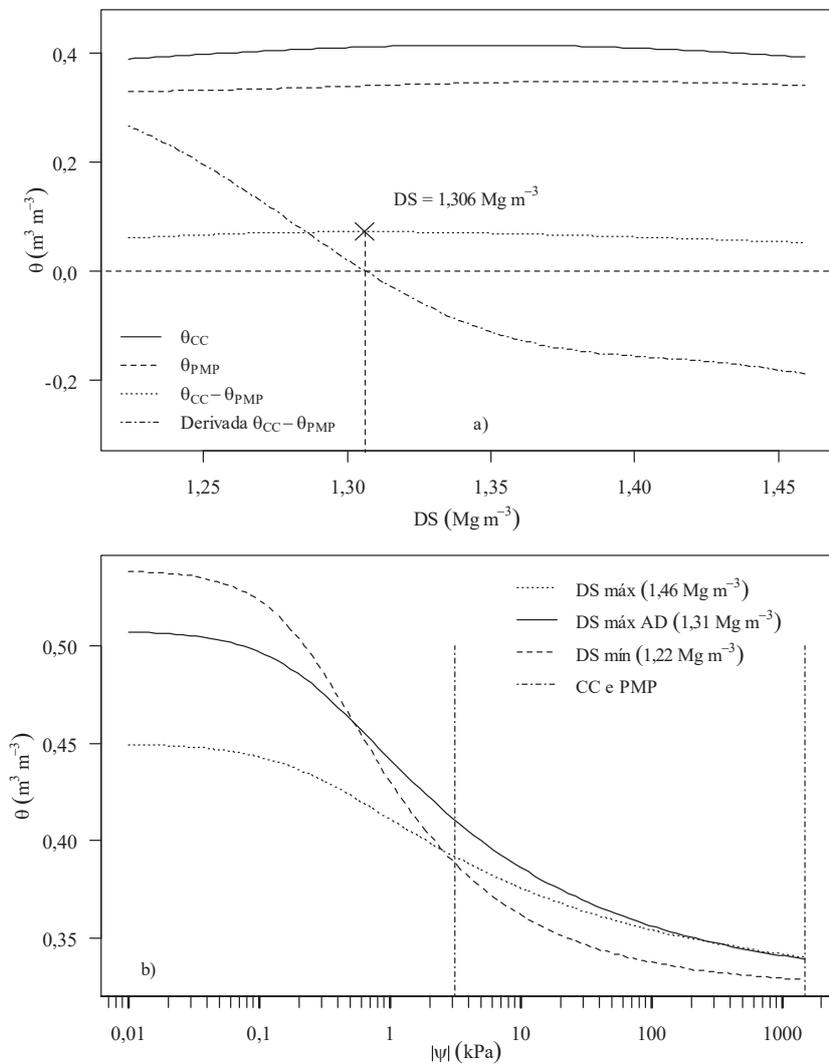


Figura 25 - Curvas de θ_{CC} (Equação 10), θ_{PMP} (Equação 11), $\theta_{CC}-\theta_{PMP}$ e a derivada de $\theta_{CC}-\theta_{PMP}$ (Equação 12) para a faixa de densidade do solo (DS) na camada de 20-30 cm (a). Curva de retenção de água (CRA) para a DS máxima, DS mínima e DS de máxima água disponível (AD) (b). Passo Fundo-RS, 2017.

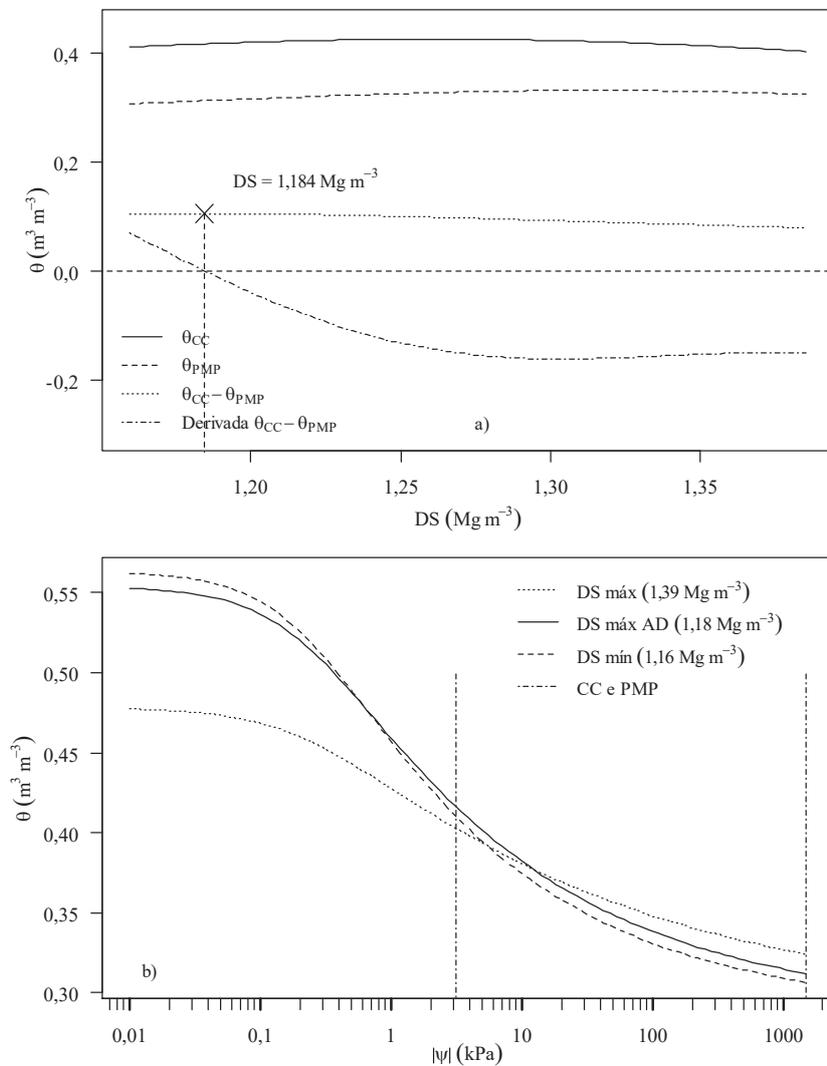
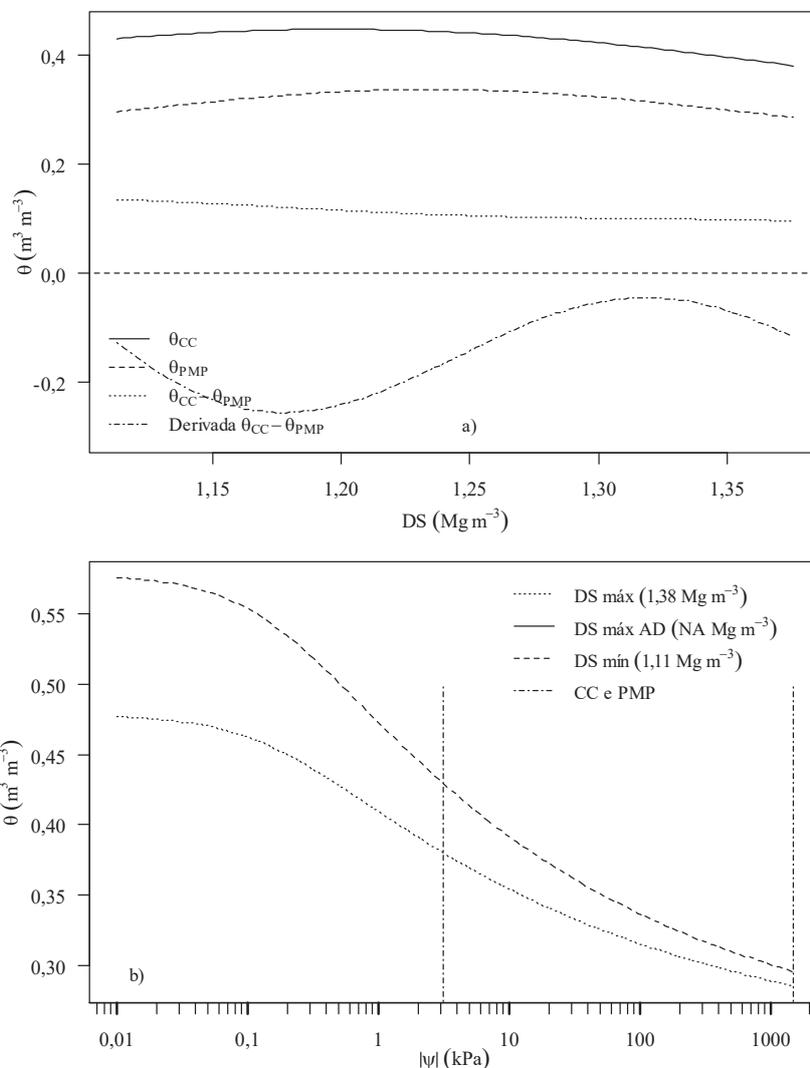


Figura 26 - Curvas de θ_{CC} (Equação 10), θ_{PMP} (Equação 11), $\theta_{CC}-\theta_{PMP}$ e a derivada de $\theta_{CC}-\theta_{PMP}$ (Equação 12) para a faixa de densidade do solo (DS) na camada de 30-40 cm (a). Curva de retenção de água (CRA) para a DS máxima e DS mínima. Passo Fundo-RS, 2017.



4.4 Intervalo hídrico ótimo (IHO)

A RP foi estimada em função da variação da DS e θ do solo utilizando uma das regressões propostas por Busscher (1990) (Equação 7). As estimativas obtidas estão na Tabela 9 e a representação gráfica nas Figuras 27, 28, 29, 30 e 31. O R^2 indicou que as variáveis independentes foram mais explicativas, em ordem, para as camadas de 0-5, 5-

10, 20-30, 30-40 e 10-20 cm. Já o RMSE que avalia a magnitude do erro envolvida na estimativa por meio dos resíduos (GRUNWALD et al., 2001) foi menor, em ordem, para as camadas 5-10, 0-5, 10-20, 20-30 e 30-40 cm (Figura 32). Dessa forma, as camadas de solo 10-20 e 30-40 cm tiveram ajuste de qualidade inferior em relação às demais. De forma geral, o modelo de Busscher (1990) realizou boas estimativas, sem problemas de erro sistemático e com erro aleatório aceitável (Figura 32).

Tabela 9 - Estimativa dos parâmetros da Equação 7 para as camadas de solo avaliadas. Passo Fundo-RS, 2017

Parâmetro	Estimativa	Erro padrão	t valor	Pr(> t)
0-5 cm				
a	0,018939	0,005835	3,246	0,00173
b	5,888242	0,501614	11,739	< 2e-16
c	-2,633787	0,220426	-11,949	< 2e-16
R ² =0,8009446	RMSE=0,3321373			
5-10 cm				
a	0,012555	0,005171	2,428	0,0175
b	5,394651	0,643198	8,387	1,67e-12
c	-3,055235	0,286079	-10,68	< 2e-16
R ² =0,7458148	RMSE=0,3111774			
10-20 cm				
a	0,2483	0,08047	3,086	0,00281
b	1,22192	0,93849	1,302	0,19674
c	-1,51514	0,20606	-7,353	1,67e-10
R ² =0,4394566	RMSE=0,3731602			
20-30 cm				
a	0,07365	0,02363	3,116	0,00256
b	1,45504	0,73492	1,98	0,05125
c	-3,03779	0,24452	-12,424	< 2e-16
R ² =0,6826871	RMSE=0,5303973			
30-40 cm				
a	0,26798	0,08185	3,274	0,00158
b	-1,2980	0,86828	-1,495	0,13897
c	-2,51807	0,25068	-10,045	1,03e-15
R ² =0,5725952	RMSE=0,7226088			

O parâmetro *b* da Equação 7 está relacionado com a DS e o parâmetro *c* com a umidade do solo (TORMENA; SILVA; LIBARDI, 1998). Assim o valor positivo do

coeficiente b indica que o aumento da DS aumenta também a RP, sendo que quanto maior seu valor, maior é a influência da DS sobre a RP. Valores negativos do coeficiente c indicam que o aumento de θ diminui a RP e quanto mais negativo o valor, maior é a influência de θ sobre a RP. Nota-se então que a RP foi prioritariamente relacionada com a DS e θ (SOJKA; BUSSCHER; LEHRSCHE, 2001). A DS é uma propriedade alterada pelo uso e manejo, mas que leva algum tempo para que isso aconteça. Entretanto, a umidade muda constantemente (BUSSCHER, 1990) e é bastante dependente da precipitação ou irrigação do solo, de tal forma que, um teor mínimo de θ é requerido para cada DS para que o solo não ofereça um determinado valor de RP considerada crítica. Durante o ciclo de uma cultura, como geralmente ocorrem deficiências hídricas, o sistema radicular da planta pode ser afetado por RP de valor superior ao crítico (2 MPa) toda vez que θ for menor que o mínimo necessário.

Figura 27 – Ajuste da Equação 7 aos dados experimentais para a camada de 0-5 cm. Passo Fundo-RS, 2017.

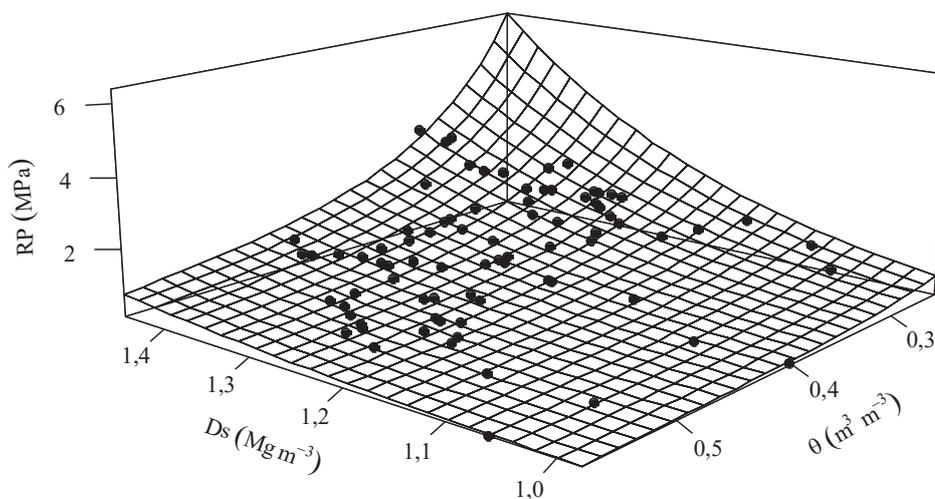


Figura 28 - Ajuste da Equação 7 aos dados experimentais para a camada de 5-10 cm. Passo Fundo-RS, 2017.

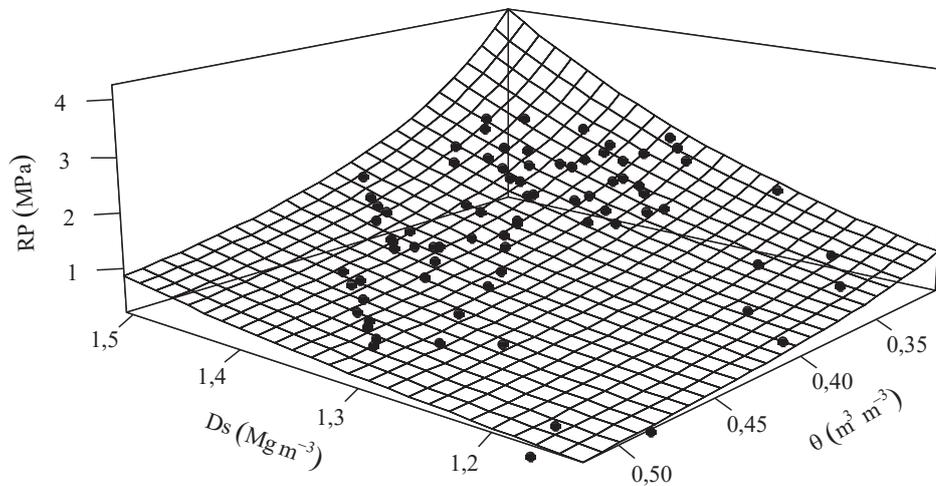


Figura 29 - Ajuste da Equação 7 aos dados experimentais para a camada de 10-20 cm. Passo Fundo-RS, 2017.

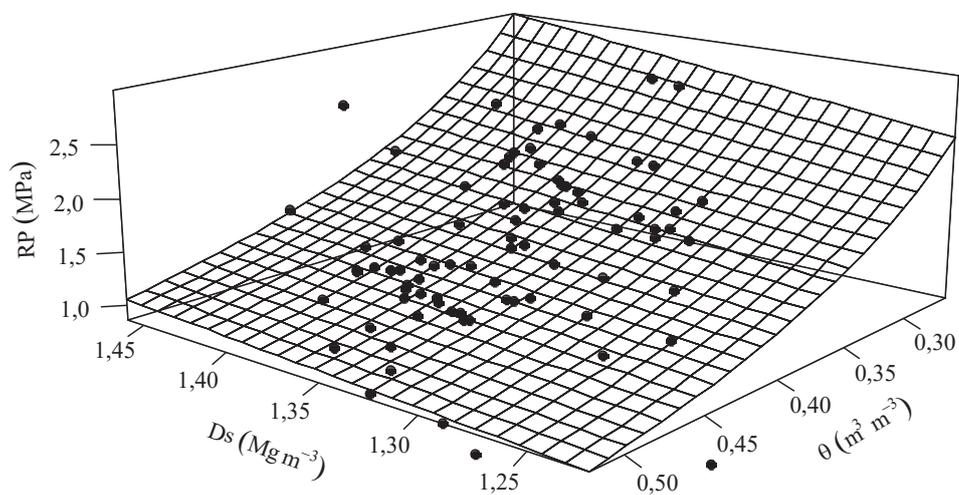


Figura 30 - Ajuste da Equação 7 aos dados experimentais para a camada de 20-30 cm. Passo Fundo-RS, 2017.

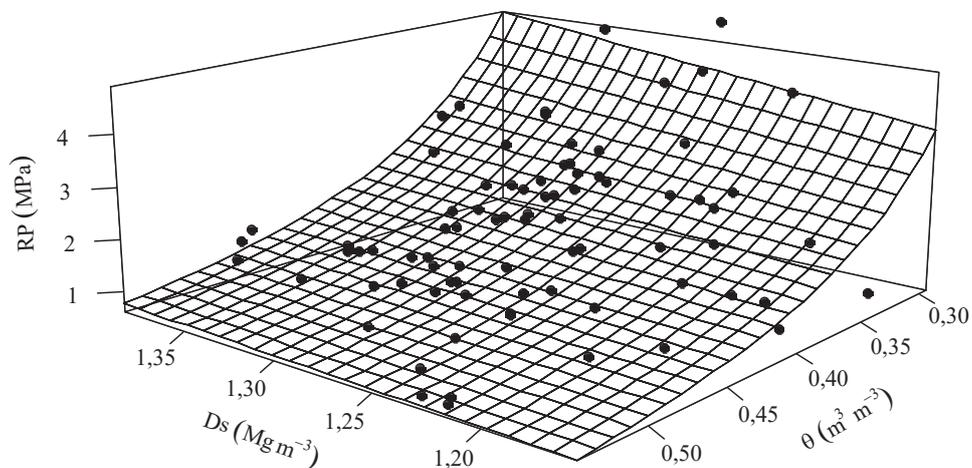
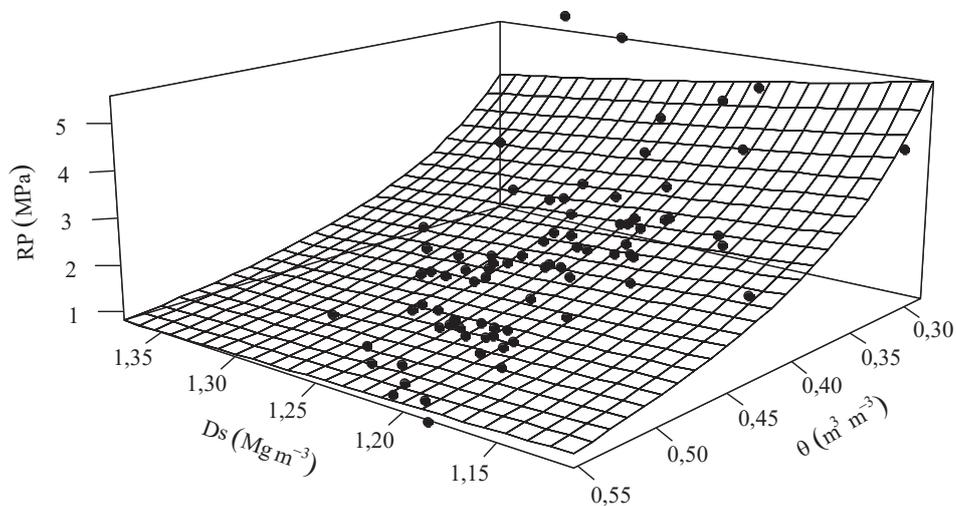


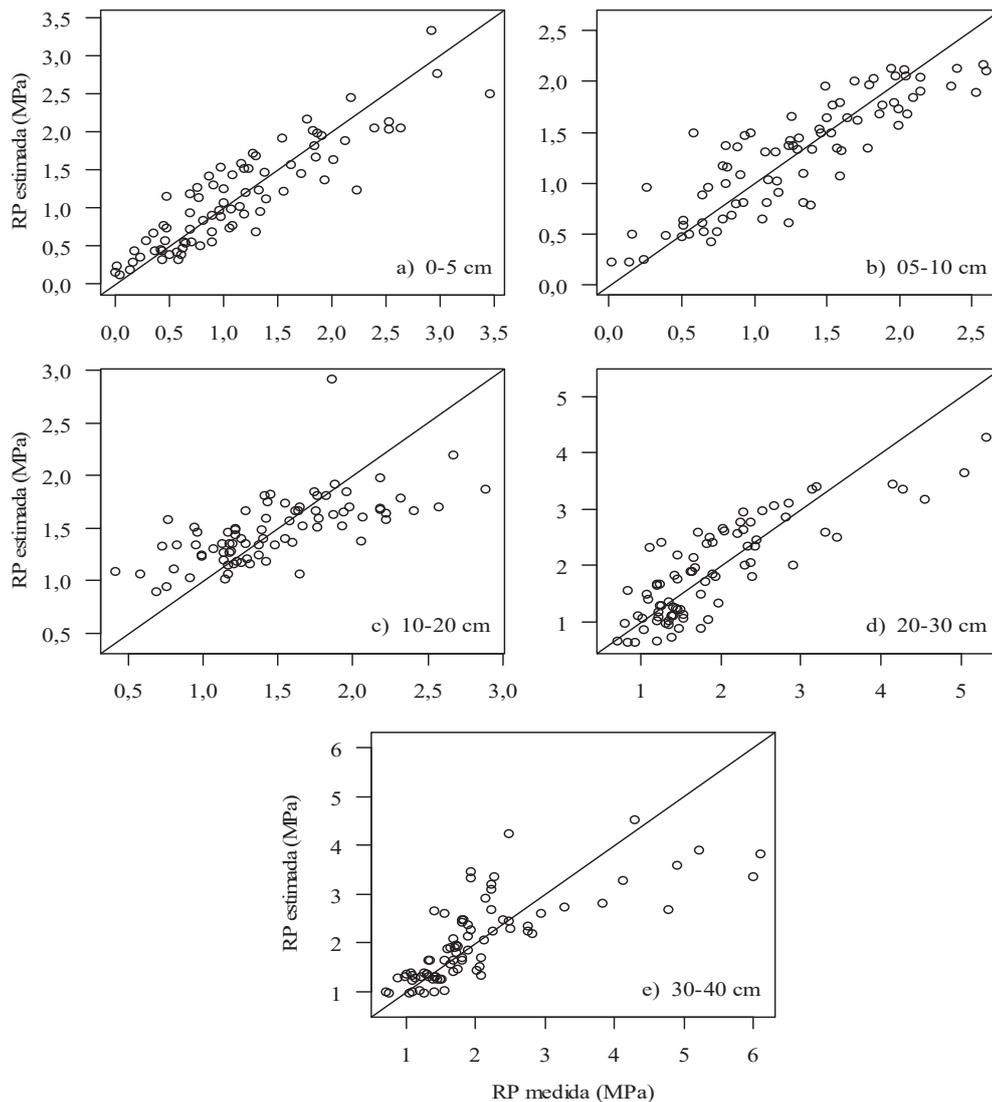
Figura 31 - Ajuste da Equação 7 aos dados experimentais para a camada de 30-40 cm. Passo Fundo-RS, 2017.



Pode-se constatar um fenômeno incomum, pelo o ajuste da Equação 7, que foi a diminuição da RP com o aumento da DS para a camada de 30-40 cm (Figura 31) e que reflete na θ_{RP} do IHO (Figura 37). Entretanto, conforme se pode notar (Tabela 9),

diferentemente do que ocorreu nas demais camadas, o coeficiente b , que é ligado à DS, não foi significativo. Isso significa, neste caso, que a variação da DS, por si só, não seria suficiente para alterar os valores de RP.

Figura 32 – Dados de resistência mecânica à penetração do solo (RP) medidos e estimados pela Equação 7. Passo Fundo-RS, 2017.



O IHO das camadas de solo avaliadas está representado nas Figuras 33, 34, 35, 36, 37 e 38. Diminuiu gradativamente com o aumento da profundidade do solo e foi sempre bastante limitante ou nulo em DR superiores a 0,9, conforme também observado

por Silva, Kay e Perfect (1994) estudando um solo de textura arenosa e outro de textura siltosa. Acima desse grau de compactação do solo, a θ_{RP} e a θ_{PA} foram os fatores que restringiram o IHO. A máxima disponibilidade de água ocorre, geralmente, em DS intermediárias pois em densidades menores há excesso de macroporos que resulta em pouca retenção de água e em DS mais elevadas passa a haver limitações devido à porosidade de aeração e aumento da RP (KLEIN, 2006).

Nota-se que a RP passa a ser o fator que limita o crescimento de raízes em profundidades maiores de 20 cm, conforme pode ser observado nas Figuras 36 e 37. Em tais profundidades, embora não haja compactação do solo (Figura 6), a RP é bastante elevada sendo o fator que impede o crescimento das raízes ao atingir o valor crítico de 2 MPa em θ superiores a θ_{PMP} , em toda a faixa de DS. Tal fato deve-se, provavelmente, aos menores teores de matéria orgânica e maior impedimento químico ao desenvolvimento das raízes e, dessa forma, houve menor decomposição de raízes, acarretando maior RP.

Figura 33 - Níveis críticos de porosidade de aeração (θ_{PA}), resistência do solo à penetração (θ_{RP}), capacidade de campo (θ_{CC}) e ponto de murcha permanente (θ_{PMP}) em função da variação da densidade do solo (DS) para a camada de solo 0-5 cm. A área hachurada representa o intervalo hídrico ótimo (IHO). Passo Fundo-RS, 2017.

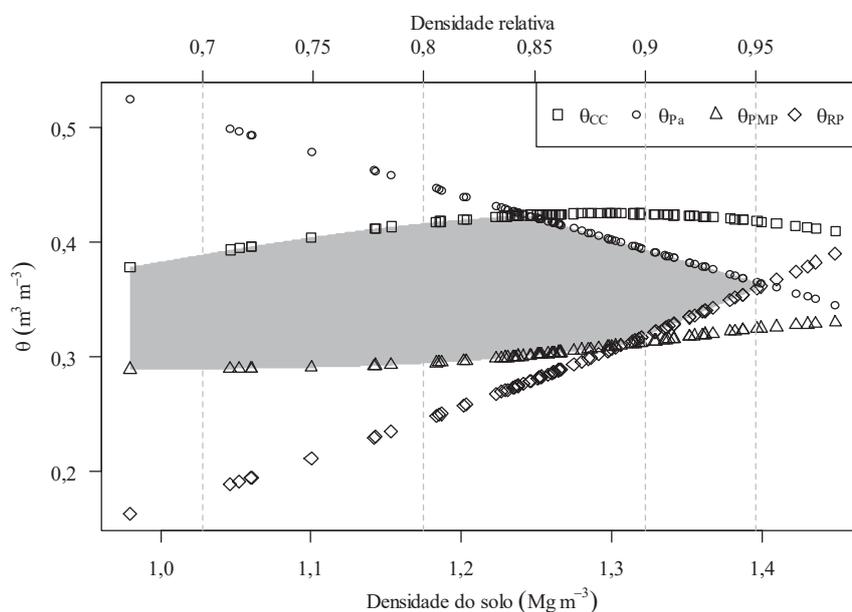


Figura 34 - Níveis críticos de porosidade de aeração (θ_{Pa}), resistência do solo à penetração (θ_{RP}), capacidade de campo (θ_{CC}) e ponto de murcha permanente (θ_{PMP}) em função da variação da densidade do solo (DS) para a camada de solo 5-10 cm. A área hachurada representa o intervalo hídrico ótimo (IHO). Passo Fundo-RS, 2017.

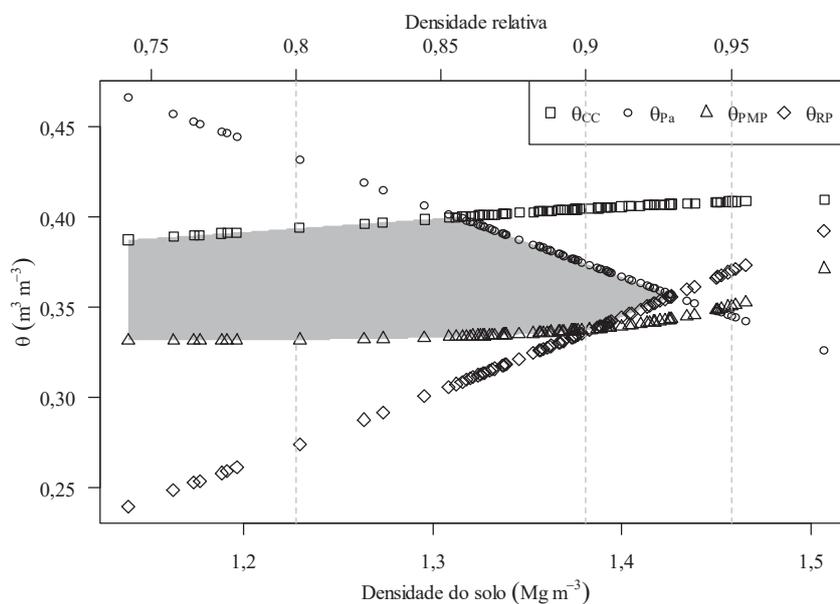


Figura 35 - Níveis críticos de porosidade de aeração (θ_{Pa}), resistência do solo à penetração (θ_{RP}), capacidade de campo (θ_{CC}) e ponto de murcha permanente (θ_{PMP}) em função da variação da densidade do solo (DS) para a camada de solo 10-20 cm. A área hachurada representa o intervalo hídrico ótimo (IHO). Passo Fundo-RS, 2017.

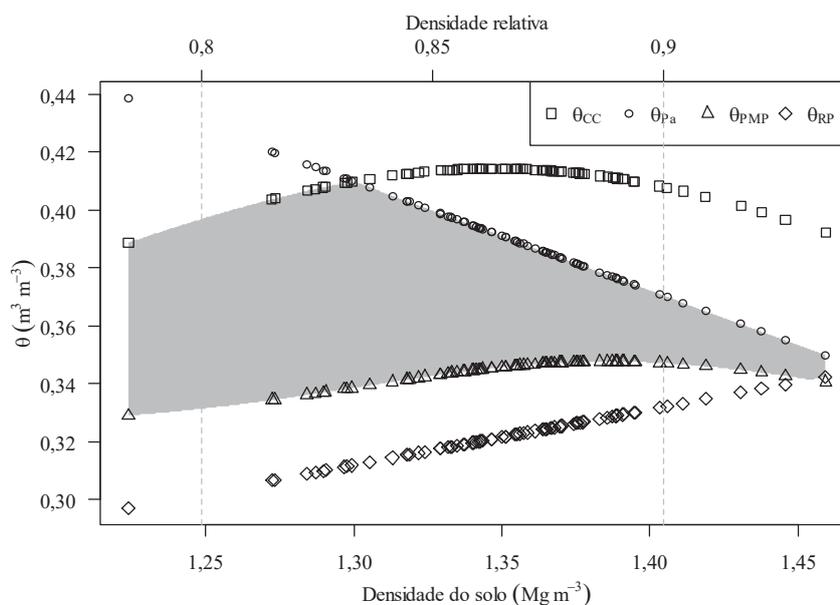


Figura 36 - Níveis críticos de porosidade de aeração (θ_{PA}), resistência do solo à penetração (θ_{RP}), capacidade de campo (θ_{CC}) e ponto de murcha permanente (θ_{PMP}) em função da variação da densidade do solo (DS) para a camada de solo 20-30 cm. A área hachurada representa o intervalo hídrico ótimo (IHO). Passo Fundo-RS, 2017.

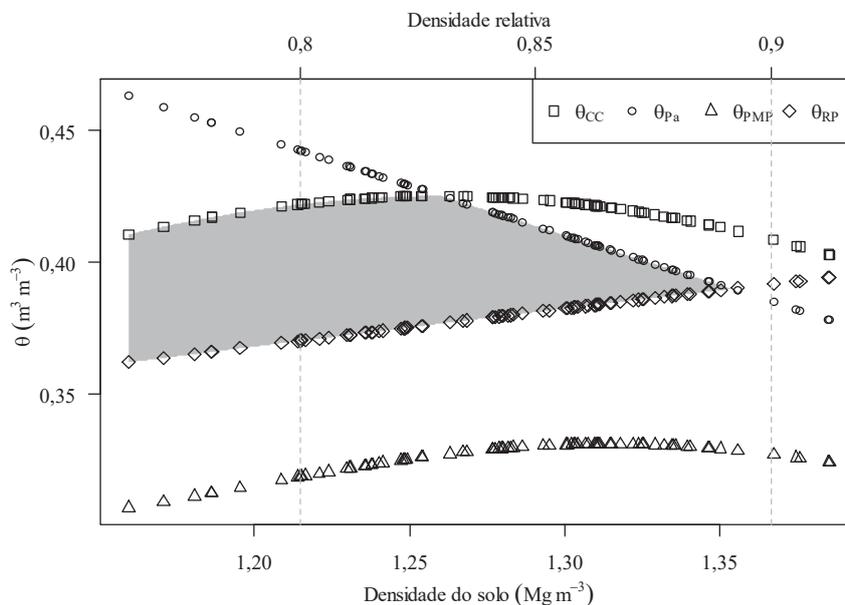


Figura 37 - Níveis críticos de porosidade de aeração (θ_{PA}), resistência do solo à penetração (θ_{RP}), capacidade de campo (θ_{CC}) e ponto de murcha permanente (θ_{PMP}) em função da variação da densidade do solo (DS) para a camada de solo 30-40 cm. A área hachurada representa o intervalo hídrico ótimo (IHO). Passo Fundo-RS, 2017.

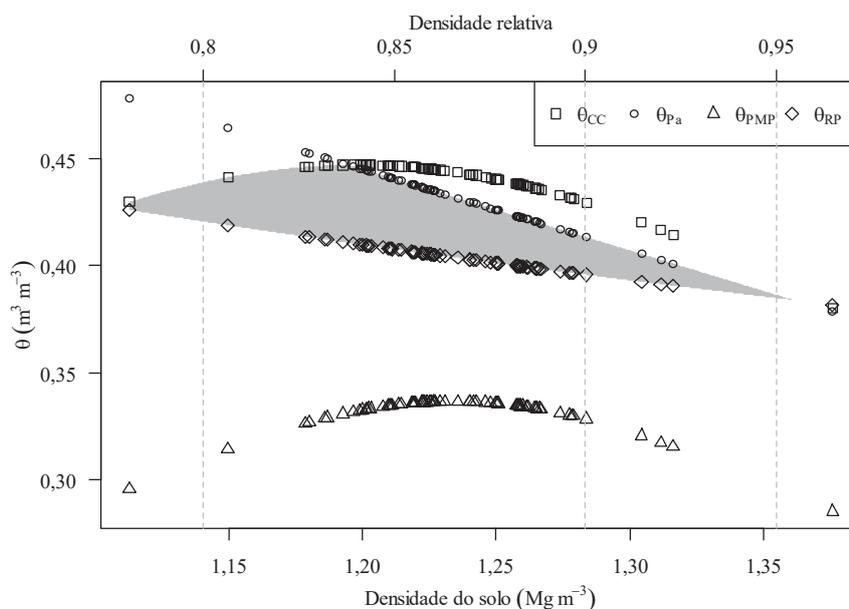
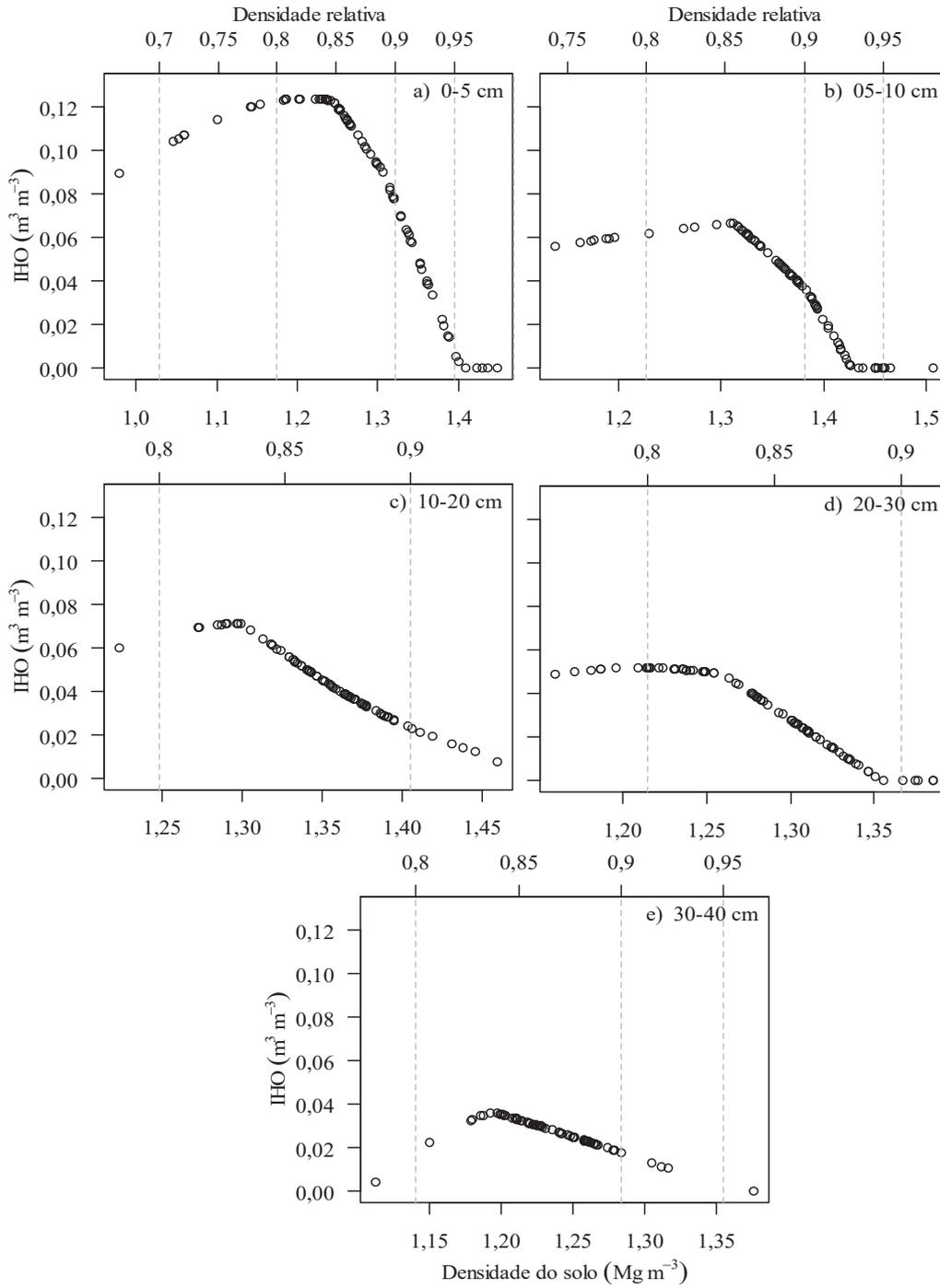


Figura 38 – Intervalo hídrico ótimo (IHO) para todas as camadas avaliadas. Passo Fundo-RS, 2017.



A densidade do solo crítica, densidade do solo de máximo IHO e o respectivo IHO para as camadas avaliadas estão representados na Tabela 10, que foram obtidos a partir dos resultados da Figura 38. Foi possível obter os valores de DS de interesse igualando as equações dos limites do IHO que se interceptavam (Figuras 33, 34, 35, 36, 37 e 38) e, a partir disso, realizar a contagem do número de amostras com DS superior e inferior ao valor de referência para calcular a percentagem que cada um dos limites restringia o IHO. O IHO máximo foi obtido resolvendo numericamente a subtração das equações que definiam o limite superior e inferior, encontrando assim o valor de máximo e a respectiva DS ($DS_{IHO_{máx}}$). A Densidade do solo crítica foi obtida da mesma forma, porém quando o IHO se tornou igual a zero.

O aumento de DS é positivamente relacionado como o IHO para as DS mais baixas (até os valores de DS de 1,21; 1,31; 1,30; 1,21; e 1,19 $Mg\ m^{-3}$ para as camadas de solo de 0-5, 5-10, 10-20, 20-30, 30-40 cm, respectivamente) (Figura 38, Tabela 10). Até essas DS, a θ_{CC} aumenta pela compressão dos macroporos que se transformam em microporos e aumentam o volume de água disponível (COLLARES et al., 2006), ao passo que, a θ_{PMP} não aumenta na mesma intensidade pois os criptoporos são menos afetados pelo aumento da DS e modificação da estrutura do solo (REYNOLDS et al., 2009). A partir dessas DS, passam a atuar a θ_{PA} ou a θ_{RP} e o IHO passa a ser negativamente correlacionado com a DS, até o momento em que atinge a densidade do solo crítica (SILVA; KAY; PERFECT, 1994).

A densidade do solo crítica foi atingida nas DS de 1,40; 1,43; 1,35; 1,36 para as camadas de solo de 0-5, 5-10, 20-30, 30-40 cm, respectivamente, a exceção camada 10-20 cm que, embora nas maiores DS o IHO fosse muito próximo de zero, não teve densidade do solo crítica. O percentual de amostras que atingiram a densidade do solo crítica foi de 6,2; 13,6; 7,4; e 1,2 para as camadas 0-5, 5-10, 20-30, 30-40 cm, respectivamente. A quantidade de amostras que atingem a densidade do solo crítica varia muito em função do tipo de solo, manejo adotado, nível de degradação e compactação.

A θ_{RP} restringiu o limite inferior do IHO em 100% das amostras para as camadas de 20-30 e 30-40 cm (Tabela 10) e para as demais camadas, a θ_{PMP} . Apesar dos valores de θ_{PMP} serem elevados, ainda assim a θ_{RP} foi responsável por restringir o IHO nas duas

últimas camadas para todas as DS e, para as demais camadas, nas maiores DS. Tais resultados estão de acordo com os obtidos em outros trabalhos (LEAO et al., 2005; TORMENA; DA SILVA; LIBARDI, 1999; TORMENA; SILVA; LIBARDI, 1998), em que a θ_{RP} foi a responsável por substituir o limite de θ_{PMP} nas DS mais elevadas.

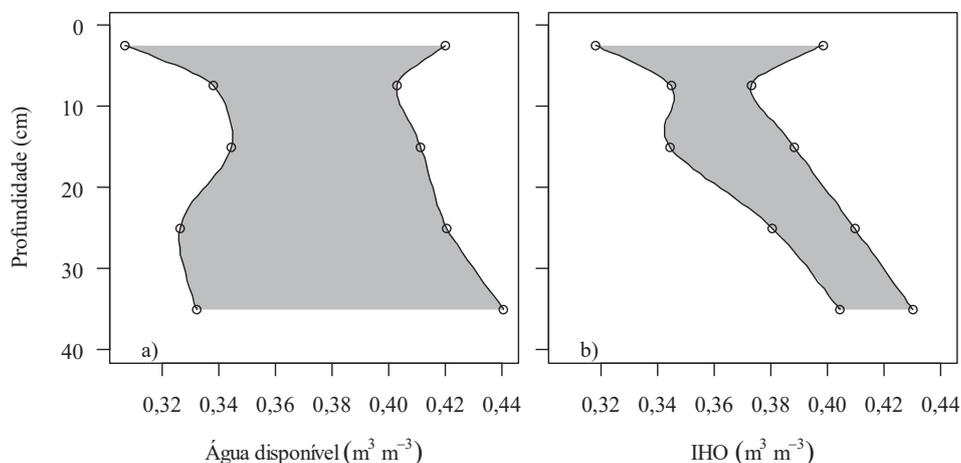
A θ_{PA} foi responsável por restringir maior parte das amostras, em todas as camadas, no limite superior do IHO (Tabela 10). O volume de macroporos foi baixo para todas as camadas (Figura 13) então, o aumento da DS torna-se muito sensível para a θ_{PA} . A θ_{PA} e a θ_{RP} foram os fatores que mais restringiram o IHO em solo de textura siltosa no trabalho de Silva, Kay e Perfect (1994) e os autores afirmaram que o IHO é particularmente sensível à porosidade de aeração e RP para solos de textura fina.

Tabela 10 – Percentual de amostras de solo que restringem o intervalo hídrico ótimo (IHO), densidade do solo crítica (Dsc), densidade do solo de máximo IHO (DS IHO_{máx}) e o IHO considerando a faixa de densidades do solo (DS) em cada camada. Passo Fundo-RS, 2017

Camada (cm)	Quantidade de amostras limitantes				Dsc	DS IHO _{máx}	IHO _{máx}
	θ_{PMP}	θ_{RP}	θ_{CC}	θ_{PA}			
	%						
0-5	61,7	38,3	29,6	70,4	1,40	1,21	0,12
5-10	60,5	39,5	16,0	84,0	1,43	1,31	0,07
10-20	98,8	1,2	12,3	87,7	--	1,30	0,07
20-30	0,0	100,0	35,8	64,2	1,35	1,21	0,05
30-40	0,0	100,0	8,6	91,4	1,36	1,19	0,04

A plotagem dos teores de AD e IHO em gráficos de mesma escala permitiu evidenciar o estreitamento da faixa de água quando foram adicionados como fatores impeditivos a porosidade de aeração (10%) e a RP (2 MPa) (Figura 39). A AD para cada camada do solo foi determinada pela média de valores de θ_{CC} (Equação 10) e θ_{PMP} (Equação 11) de todas as amostras. O IHO também foi obtido pela média dos menores valores do limite superior e dos maiores valores do limite inferior, considerando o mesmo valor de θ para ambos os limites quando a DS superou a densidade do solo crítica.

Figura 39 – Valores de água disponível médios para cada camada do solo, definido pelos limites de θ_{CC} (Equação 10) e θ_{PMP} (Equação 11) (a). Intervalo hídrico ótimo médio para cada camada do solo (b). A área hachurada representa a água disponível (AD) e o intervalo hídrico ótimo (IHO). Passo Fundo-RS, 2017.



Em um estudo com a cultura do feijão, a compactação do solo restringiu o IHO e o solo ficou, em boa parte do desenvolvimento da cultura, com a umidade fora do IHO, resultando em menores produtividades (COLLARES et al., 2006). O IHO foi mais sensível que a AD para descrever e quantificar os efeitos das variações na estrutura do solo sobre as limitações físicas para o crescimento das plantas ao incorporar a θ_{RP} e θ_{PA} , podendo ser utilizado em amplas faixas de textura e manejo do solo (TORMENA; SILVA; LIBARDI, 1998).

5 CONCLUSÕES

No sistema de plantio direto, a compactação do solo se mostra mais pronunciada até os primeiros 10 cm, não afetando as camadas mais profundas do solo.

O solo apresenta valores elevados de condutividade hidráulica. Há elevada correlação entre a condutividade hidráulica e a umidade do solo (θ). O potencial de capacidade de campo (ψ_{CC}) é de -3,104 kPa, valor mais elevado que os normalmente encontrados na literatura.

A adição da DS como variável independente ao modelo de Van Genuchten (1980) mostra elevada flexibilidade, melhora as estimativas de θ e diminui os resíduos da regressão.

Densidades do solo de valores intermediárias, dentro de cada camada, fornecem maior teor de água disponível para as plantas. Mais da metade da porosidade total do solo é ocupada pelos criptoporos, ou seja, poros que retém a água em potenciais (ψ) inferiores ao ponto de murcha permanente. Isso mostra que o solo armazena uma grande quantidade de água indisponível para as plantas.

O intervalo hídrico ótimo tem faixa de maior disponibilidade de água em densidades relativas inferiores a 0,9. Acima desse valor, é muito restrito ou atinge a densidade do solo crítica. θ_{RP} é o fator mais impeditivo nas camadas subsuperficiais (20-40 cm).

REFERÊNCIAS

- ALAKUKKU, L.; WEISSKOPF, P.; CHAMEN, W. C. T.; TIJINK, F. G. J.; VAN DER LINDEN, J. P.; PIRES, S.; SOMMER, C.; SPOOR, G. Prevention strategies for field traffic-induced subsoil compaction: a review: Part 1. Machine/soil interactions. **Soil and tillage research**, v. 73, n. 1–2, p. 145–160, 2003.
- BATEY, T. Soil compaction and soil management—a review. **Soil use and management**, v. 25, n. 4, p. 335–345, 2009.
- BENGOUGH, A. G.; MCKENZIE, B. M.; HALLETT, P. D.; VALENTINE, T. A. Root elongation, water stress, and mechanical impedance: a review of limiting stresses and beneficial root tip traits. **Journal of Experimental Botany**, v. 62, n. 1, p. 59–68, 2011.
- BESCANSA, P.; IMAZ, M. J.; VIRTO, I.; ENRIQUE, A.; HOOGMOED, W. B. Soil water retention as affected by tillage and residue management in semiarid Spain. **Soil and Tillage Research**, v. 87, n. 1, p. 19–27, 2006.
- BITTELLI, M.; FLURY, M. Errors in Water Retention Curves Determined with Pressure Plates. **Soil Science Society of America Journal**, v. 73, n. 5, p. 1453–1461, 2009.
- BLAINSKI, E.; ANDRADE GONÇALVES, A. C.; TORMENA, C. A.; FOLEGATTI, M. V.; MUYLEAERT LOCKS GUIMARÃES, R. Intervalo hídrico ótimo num Nitossolo Vermelho distroférico irrigado. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 33, n. 2, p. 273–281, 2009.
- BRAIDA, J. A.; REICHERT, J. M.; VEIGA, M. DA; REINERT, D. J. Resíduos vegetais na superfície e carbono orgânico do solo e suas relações com a densidade máxima obtida no ensaio Proctor. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 30, n. 4, p. 605–614, 2006.
- BROOKS, R.; COREY, A. T. **Hydraulic properties of porous media**. Fort Collins, Colorado State University, 1964, 54p.
- BURDINE, N.; OTHERS. Relative permeability calculations from pore size distribution data. **Journal of Petroleum Technology**, v. 5, n. 03, p. 71–78, 1953.
- BUSSCHER, W. J. Adjustment of flat-tipped penetrometer resistance data to a common water content. **Transactions of the ASAE**, v. 33, n. 2, p. 519–524, 1990.
- CAMARA, R. K.; KLEIN, V. A. Escarificação em plantio direto como técnica de conservação do solo e da água. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 29, n. 5, p. 789–796, 2005a.
- CAMARA, R. K.; KLEIN, V. A. Propriedades físico-hídricas do solo sob plantio direto escarificado e rendimento da soja. **Ciência Rural**, v. 35, n. 4, p. 813–819, 2005b.

CARDUCCI, C. E.; OLIVEIRA, G.; SEVERIANO, E. C.; ZEVIANI, W. M. Modelagem da curva de retenção de água de Latossolos utilizando a equação duplo van Genuchten. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 35, n. 1, p. 77–86, 2011.

CARTER, M. R. Relative measures of soil bulk density to characterize compaction in tillage studies on fine sandy loams. **Canadian Journal of Soil Science**, v. 70, n. 3, p. 425–433, 1990.

CÁSSARO, F. A. M.; BORKOWSKI, A. K.; PIRES, L. F.; ROSA, J. A.; SAAB, S. DA C. Characterization of a Brazilian clayey soil submitted to conventional and no-tillage management practices using pore size distribution analysis. **Soil and Tillage Research**, v. 111, n. 2, p. 175–179, 2011.

CASTAGNARA, D. D.; KARWATTE JUNIOR, N.; ZOZ, T.; PIANO, J. T.; ROSSOL, C. D.; RABELLO DE OLIVEIRA, P. S.; SEIDEL, E. P. Atributos físicos de Latossolo Vermelho sob pousio ou cultivado com forrageiras tropicais sob pastejo. **Bioscience Journal**, v. 28, p. 150–158, 2012.

CAVALIERI, K. M. V.; DA SILVA, A. P.; TORMENA, C. A.; LEÃO, T. P.; DEXTER, A. R.; HÅKANSSON, I. Long-term effects of no-tillage on dynamic soil physical properties in a Rhodic Ferrasol in Paraná, Brazil. **Soil and Tillage Research**, v. 103, n. 1, p. 158–164, 2009.

COLLARES, G. L.; REINERT, D. J.; REICHERT, J. M.; KAISER, D. R. Qualidade física do solo na produtividade da cultura do feijoeiro num Argissolo. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 41, n. 11, p. 1663–1674, 2006.

COSTA, W. A.; DA SILVA OLIVEIRA, C. A.; KATO, E. Modelos de ajuste e métodos para a determinação da curva de retenção de água de um Latossolo Vermelho-Amarelo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, n. 2, p. 515–523, 2008.

DE MEDEIROS, G. A.; DANIEL, L. A.; LUCARELLI, J. R. F.; ESPÍNDOLA, C. R.; RIBEIRO, A. I.; REIS, F.; LONGO, R. M. Restoration of a degraded area using soil tillage systems in Campinas, São Paulo, Brazil. **WIT Transactions on Ecology and the Environment**, v. 162, p. 243–252, 2012a.

DE MEDEIROS, G. A.; DANIEL, L. A.; LUCARELLI, J. R. DE F.; ESPÍNDOLA, C. R.; RIBEIRO, A. I.; REIS, F. A. G. V.; LONGO, R. M. **Restoration of a degraded area using soil tillage systems in Campinas, São Paulo, Brazil**. 3 jul. 2012b.

DE MELO, T. M.; LOUZADA, J. A. Evaluation of different formulations of the van Genuchten-Mualem hydraulic conductivity model. **Irriga**, v. 18, n. 4, p. 730–742, 2013.

DE MORAES, M. T.; DEBIASI, H.; CARLESSO, R.; FRANCHINI, J. C.; DA SILVA, V. R.; DA LUZ, F. B. Soil physical quality on tillage and cropping systems after two decades in the subtropical region of Brazil. **Soil and Tillage Research**, v. 155, p. 351–362, 2016.

DEXTER, A. R. Soil physical quality: Part I. Theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effects on root growth. **Geoderma**, v. 120, n. 3–4, p. 201–214, 2004a.

DEXTER, A. R. Soil physical quality: Part III: Unsaturated hydraulic conductivity and general conclusions about S-theory. **Geoderma**, v. 120, n. 3–4, p. 227–239, 2004b.

DEXTER, A. R.; CZYŻ, E. A.; RICHARD, G.; RESZKOWSKA, A. A user-friendly water retention function that takes account of the textural and structural pore spaces in soil. **Geoderma**, v. 143, n. 3–4, p. 243–253, 2008.

ELZHOV, T. V.; MULLEN, K. M.; ANDREJ-NIKOLAI SPIESS, A. N.; BEN BOLKER. **minpack.lm: R Interface to the Levenberg-Marquardt Nonlinear Least-Squares Algorithm Found in MINPACK, Plus Support for Bounds**. 2016. R package version 1.2-1. <https://CRAN.R-project.org/package=minpack.lm>

EMBRAPA. CENTRO NACIONAL DE PESQUISA DE SOLOS. **Manual de metodos de análise de solo**. Rio de Janeiro: Embrapa, 1997.

FUENTES, M.; GOVAERTS, B.; DE LEÓN, F.; HIDALGO, C.; DENDOOVEN, L.; SAYRE, K. D.; ETCHEVERS, J. Fourteen years of applying zero and conventional tillage, crop rotation and residue management systems and its effect on physical and chemical soil quality. **European Journal of Agronomy**, v. 30, n. 3, p. 228–237, 2009.

GARRIGUES, E.; CORSON, M. S.; ANGERS, D. A.; VAN DER WERF, H. M. G.; WALTER, C. Development of a soil compaction indicator in life cycle assessment. **The International Journal of Life Cycle Assessment**, v. 18, n. 7, p. 1316–1324, 2013.

GATHALA, M. K.; LADHA, J. K.; SAHARAWAT, Y. S.; KUMAR, V.; KUMAR, V.; SHARMA, P. K. Effect of Tillage and Crop Establishment Methods on Physical Properties of a Medium-Textured Soil under a Seven-Year Rice–Wheat Rotation. **Soil Science Society of America Journal**, v. 75, n. 5, p. 1851, 2011.

GLAB, T.; KULIG, B. Effect of mulch and tillage system on soil porosity under wheat (*Triticum aestivum*). **Soil and Tillage Research**, v. 99, n. 2, p. 169–178, 2008.

GONÇALVES, F. C.; MORAES, M. H. Porosidade e infiltração de água do solo sob diferentes sistemas de manejo. **Irriga**, p. 337–345, 2012.

GRUNWALD, S.; MCSWEENEY, K.; ROONEY, D. J.; LOWERY, B. Soil layer models created with profile cone penetrometer data. **Geoderma**, v. 103, n. 1–2, p. 181–201, 2001.

HAMZA, M. A.; ANDERSON, W. K. Soil compaction in cropping systems. **Soil and Tillage Research**, v. 82, n. 2, p. 121–145, 2005.

HILLEL, D.; KRENTOS, V. D.; STYLIANOU, Y. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. **Soil Science**, v. 114, n. 5, p. 395–400, 1972.

HUTSON, J. L.; CASS, A. A retentivity function for use in soil–water simulation models. **Journal of Soil Science**, v. 38, n. 1, p. 105–113, 1987.

KELLER, T.; DA SILVA, A. P.; TORMENA, C. A.; GIAROLA, N. F. B.; CAVALIERI, K. M. V.; STETTLER, M.; ARVIDSSON, J. *SoilFlex* -LLWR: linking a soil compaction

model with the least limiting water range concept. **Soil Use and Management**, v. 31, n. 2, p. 321–329, 2015.

KIM, H.; ANDERSON, S. H.; MOTAVALLI, P. P.; GANTZER, C. J. Compaction effects on soil macropore geometry and related parameters for an arable field. **Geoderma**, v. 160, n. 2, p. 244–251, 2010.

KLEIN, V. A. Densidade relativa-um indicador da qualidade física de um Latossolo Vermelho. **Revista de Ciências Agroveterinárias**, v. 5, n. 1, p. 26–32, 2006.

KLEIN, V. A. **Física do solo**. 3. ed. Passo Fundo: UPF editora, 2014, 263 p.

KLEIN, V. A.; BASEGGIO, M.; MADALOSSO, T. Indicadores da qualidade física de um Latossolo Vermelho distrófico típico sob plantio direto escarificado. **Ciência Rural**, v. 39, n. 9, 2009.

KLEIN, V. A.; KURYLO CAMARA, R. Rendimento da soja e intervalo hídrico ótimo em Latossolo Vermelho sob plantio direto escarificado. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 31, n. 2, 2007.

KLEIN, V. A.; LIBARDI, P. L. Densidade e distribuição do diâmetro dos poros de um Latossolo Vermelho, sob diferentes sistemas de uso e manejo. **Revista Brasileira de Ciência do solo**, v. 26, n. 4, 2002a.

KLEIN, V. A.; LIBARDI, P. L. Condutividade hidráulica de um Latossolo Roxo, não saturado, sob diferentes sistemas de uso e manejo. **Ciência Rural**, v. 32, n. 6, 2002b.

KLUTE, A. Water Retention: Laboratory Methods. In: **Methods of Soil Analysis, Part 1**, v. 9, n. 9, p. 635–662, 1986.

KOCHHANN, R. A.; DENARDIN, J. E. **Implantação e manejo do sistema plantio direto**. [s.l.] Embrapa Trigo, 2000. 36 p.

KOSUGI, K. Lognormal distribution model for unsaturated soil hydraulic properties. **Water Resources Research**, v. 32, n. 9, p. 2697–2703, 1996.

LAPEN, D. R.; TOPP, G. C.; GREGORICH, E. G.; CURNOE, W. E. Least limiting water range indicators of soil quality and corn production, eastern Ontario, Canada. **Soil and Tillage Research**, v. 78, n. 2, p. 151–170, 2004.

LEÃO, T. P.; DA SILVA, A. P.; MACEDO, M. C. M.; IMHOFF, S.; EUCLIDES, V. P. B. Least limiting water range: A potential indicator of changes in near-surface soil physical quality after the conversion of Brazilian Savanna into pasture. **Soil and Tillage Research**, v. 88, n. 1–2, p. 279–285, 2006.

LEAO, T. P.; DA SILVA, A. P.; PERFECT, E.; TORMENA, C. A. An Algorithm for Calculating the Least Limiting Water Range of Soils. **Agronomy Journal**, v. 97, n. 4, p. 1210, 2005.

- LETEY, J. Relationship between soil physical properties and crop production. In: **Advances in soil science**. [s.l.] Springer, 1958. p. 277–294.
- LIBARDI, P. L. **Dinâmica da Água no Solo**. Vol. 61. São Paulo: Edusp-Editora da Universidade de São Paulo, 2005, 337 p.
- LIKOS, W. J.; LU, N.; GODT, J. W. Hysteresis and Uncertainty in Soil Water-Retention Curve Parameters. **Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering**, v. 140, n. 4, p. 1-11, 2014.
- LIPIEC, J. Compaction effects on soil physical properties and root and shoot growth. **Soil-Plant-Atmosphere aeration and environmental problems**, v.1, p. 124–133, 2004.
- LIPIEC, J.; KUŚ, J.; SŁOWIŃSKA-JURKIEWICZ, A.; NOSALEWICZ, A. Soil porosity and water infiltration as influenced by tillage methods. **Soil and Tillage Research**, v. 89, n. 2, p. 210–220, 2006.
- LIPIEC, J.; TARKIEWICZ, S.; KOSSOWSKI, J. Soil physical properties and growth of spring barley as related to the degree of compactness of two soils. **Soil and Tillage Research**, v. 19, n. 2–3, p. 307–317, 1991.
- MACHADO, J. L.; TORMENA, C. A.; FIDALSKI, J.; SCAPIM, C. A. Inter-relações entre as propriedades físicas e os coeficientes da curva de retenção de água de um Latossolo sob diferentes sistemas de uso. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, n. 2, p. 495-502, 2008.
- MAKKI, E. K.; EL-AMIN MOHAMED, A. Tillage implements performance and effect on some soil physical properties. **Ama, Agricultural Mechanization in Asia, Africa & Latin America**, v. 39, n. 2, p. 9, 2008.
- MARCOLIN, C. D. **Uso de funções de pedotransferência entre atributos físicos de solos sob plantio direto**. Passo Fundo, Universidade de Passo Fundo, 2009. 187 f. Tese (Doutorado em agronomia/Produção Vegetal). Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária, Universidade de Passo Fundo. Passo Fundo, 2009.
- MARTÍNEZ, E.; FUENTES, J.-P.; SILVA, P.; VALLE, S.; ACEVEDO, E. Soil physical properties and wheat root growth as affected by no-tillage and conventional tillage systems in a Mediterranean environment of Chile. **Soil and Tillage Research**, v. 99, n. 2, p. 232–244, 2008.
- MESQUITA, M. G. B.; MORAES, S. O. A dependência entre a condutividade hidráulica saturada e atributos físicos do solo. **Ciência Rural**, v. 34, n. 3, p. 963-969, 2004.
- MINASNY, B.; MCBRATNEY, A. B.; BRISTOW, K. L. Comparison of different approaches to the development of pedotransfer functions for water-retention curves. **Geoderma**, v. 93, n. 3–4, p. 225–253, 1999.
- MIOLA, E. C. C.; PAULETTO, E. A.; LIMA, C. L. R. DE; PINTO, L. F. S.; TIMM, L. C. Intervalo hídrico ótimo em solo construído após mineração de carvão em diferentes

limites críticos de resistência à penetração e umidade. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 39, n. 2, p. 563–572, 2015.

MUALEM, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. **Water resources research**, v. 12, n. 3, p. 513–522, 1976.

NAWAZ, M. F.; BOURRIÉ, G.; TROLARD, F. Soil compaction impact and modelling. A review. **Agronomy for Sustainable Development**, v. 33, n. 2, p. 291–309, 2013.

OLIBONE, D.; ENCIDE-OLIBONE, A. P.; ROSOLEM, C. A. Least limiting water range and crop yields as affected by crop rotations and tillage. **Soil Use and Management**, v. 26, n. 4, p. 485–493, 2010.

OMUTO, T. C.; MINASNY, B.; MCBRATNEY, A. B.; BIAMAH, E. K. Nonlinear mixed effect modelling for improved estimation of water retention and infiltration parameters. **Journal of Hydrology**, v. 330, n. 3–4, p. 748–758, nov. 2006.

PAGLIAI, M.; PEZZAROSSA, B.; MAZZONCINI, M.; BONARI, E. Effects of tillage on porosity and microstructure of a loam soil. **Soil Technology**, v. 2, n. 4, p. 345–358, 1989.

R Core Team. **R: A language and environment for statistical computing**. 2018. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. URL <https://www.R-project.org/>.

REICHARDT, K. Capacidade de campo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 12, n. 3, p. 211–216, 1988.

REICHERT, J. M.; SUZUKI, L. E. A. S.; REINERT, D. J.; HORN, R.; HÅKANSSON, I. Reference bulk density and critical degree-of-compactness for no-till crop production in subtropical highly weathered soils. **Soil and Tillage Research**, v. 102, n. 2, p. 242–254, 2009.

REYNOLDS, W. D.; DRURY, C. F.; TAN, C. S.; FOX, C. A.; YANG, X. M. Use of indicators and pore volume-function characteristics to quantify soil physical quality. **Geoderma**, v. 152, n. 3–4, p. 252–263, 2009.

RODRIGUES DA SILVA, F.; ALBUQUERQUE, J. A.; DA COSTA, A. Crescimento inicial da cultura da soja em Latossolo Bruno com diferentes graus de compactação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 38, n. 6, 2014.

SAFADOUST, A.; FEIZEE, P.; MAHBOUBI, A. A.; GHARABAGHI, B.; MOSADDEGHI, M. R.; AHRENS, B. Least limiting water range as affected by soil texture and cropping system. **Agricultural Water Management**, v. 136, p. 34–41, 2014.

SILVA, A. DA; KAY, B. D.; PERFECT, E. Characterization of the least limiting water range of soils. **Soil Science Society of America Journal**, v. 58, n. 6, p. 1775–1781, 1994.

SOETAERT, K. **plot3D: Plotting Multi-Dimensional Data**. R package version 1.1.1. 2017. <https://CRAN.R-project.org/package=plot3D>

SOJKA, R. E.; BUSSCHER, W. J.; LEHRSCHE, G. A. In situ strength, bulk density, and water content relationships of a Durinodic Xeric Haplocalcid soil. **Soil Science**, v. 166, n. 8, p. 520–529, 2001.

STRECK, E. V.; KAMPF, N. DALMOLIN, R. S. D.; KLAMT, E.; NASCIMENTO, P. C.; SCHNEIDER, P.; GIASSON, E.; PINTO, L. F. S. **Solos do Rio Grande do Sul**. 2. ed. Porto Alegre: Empresa de Assistência Técnica e Extensão Rural do Rio Grande do Sul, 2008. 222p.

STRUDLEY, M.; GREEN, T.; ASCOUGHII, J. Tillage effects on soil hydraulic properties in space and time: State of the science. **Soil and Tillage Research**, v. 99, n. 1, p. 4–48, 2008.

TAYLOR, H. M.; ROBERSON, G. M.; PARKER JR, J. J. Soil strength-root penetration relations for medium-to coarse-textured soil materials. **Soil science**, v. 102, n. 1, p. 18–22, 1966.

TORMENA, C. A.; ARAÚJO, M. A.; FIDALSKI, J.; COSTA, J. DA. Variação temporal do intervalo hídrico ótimo de um Latossolo Vermelho distroférico sob sistemas de plantio direto. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 31, p. 211–219, 2007.

TORMENA, C. A.; DA SILVA, A. P.; LIBARDI, P. L. Soil physical quality of a Brazilian Oxisol under two tillage systems using the least limiting water range approach. **Soil and Tillage Research**, v. 52, n. 3–4, p. 223–232, 1999.

TORMENA, C. A.; ROLOFF, G.; SÁ, J. C. M. Propriedades físicas do solo sob plantio direto influenciadas por calagem, preparo inicial e tráfego. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 22, n. 2, p. 301–309, 1998.

TORMENA, C. A.; SILVA, A. DA. Incorporação da densidade no ajuste de dois modelos à curva de retenção de água no solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 26, n. 2, p. 305–314, 2002.

TORMENA, C. A.; SILVA, A. P.; LIBARDI, P. L. Caracterização do intervalo hídrico ótimo de um Latossolo Roxo sob plantio direto. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 22, p. 573–581, 1998.

TOWNEND, J.; REEVE, M. J. Water release characteristic. In: **Soil and environmental analysis**. [s.l.] CRC Press, 2000. p. 107–152.

TOWNEND, J.; REEVE, M. J.; CARTER, A. Water release characteristic. In: SMITH K. A; MULLINS C. E. **Soil analysis—physical methods**, p. 95–140, 2000.

VALICHESKI, R. R.; GROSSKLAUS, F.; STÜRMER, S. L.; TRAMONTIN, A. L.; BAADE, E. S. Desenvolvimento de plantas de cobertura e produtividade da soja conforme atributos físicos em solo compactado. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental-Agriambi**, v. 16, n. 9, p. 969–977, 2012.

VAN GENUCHTEN, M. T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils 1. **Soil science society of America journal**, v. 44, n. 5, p. 892–898, 1980.

VAN GENUCHTEN, M. T.; NIELSEN, D. R. On describing and predicting the hydraulic properties. **Annales Geophysicae**, v.3, n. 5, p. 605-618, 1985.

VEIHMEYER, F. J.; HENDRICKSON, A. H. Methods of measuring field capacity and permanent wilting percentage of soils. **Soil science**, v. 68, n. 1, p. 75–94, 1949.

VIEIRA LUCIANO, R.; ALBUQUERQUE, J. A.; DA COSTA, A.; BATISTELLA, B.; WARMLING, M. T. Atributos físicos relacionados à compactação de solos sob vegetação nativa em região de altitude no sul do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 36, n. 6, p. 1733-1744, 2012.

WATANABE, S. H.; TORMENA, C. A.; ARAUJO, M. A.; GONÇALVES, A. C. A.; SILVA, A. P.; PINTRO, J. C.; COSTA, A. C. S.; VIDIGAL FILHO, P. S. Resistência do solo à penetração e porosidade de aeração de um latossolo vermelho distrófico sob plantio direto por dois anos. **Acta Scientiarum. Agronomy**, v. 22, p. 1055–1060, 2000.

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

ZEVIANI, W. M. **Parametrizações interpretáveis em modelos não lineares**. 2013. 146 f. Tese (Programa de Pós-Graduação em Estatística e Experimentação Agropecuária) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2013.



PPGAgro

Programa de Pós-Graduação em Agronomia

Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária - FAMV