

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS RURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA DO SOLO**

**PROPRIEDADES MECÂNICAS EM MICRO E
MESOESCALA DE SOLOS DO RIO GRANDE DO SUL**

TESE DE DOUTORADO

Patricia Pértile

Santa Maria, RS, Brasil

2015

PROPRIEDADES MECÂNICAS EM MICRO E MESOESCALA DE SOLOS DO RIO GRANDE DO SUL

Patricia Pértile

Tese apresentada ao Curso de Doutorado do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Área de Concentração em Processos Físicos e Morfogenéticos do Solo, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de
Doutor em Ciência do Solo.

Orientador: Prof. José Miguel Reichert

Santa Maria, RS, Brasil

2015

Pértile, Patricia

Propriedades mecânicas em micro e mesoescala de solos do Rio Grande do Sul / Patricia Pértile. -2015.

164 p.; 30cm

Orientador: José Miguel Reichert

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Santa Maria, Centro de Ciências Rurais, Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, RS, 2015

1. Reologia do solo 2. Granulometria 3. Mineralogia
4. Propriedades químicas 5. Mecânica do solo I. Reichert, José Miguel II. Título.

Ficha catalográfica elaborada através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Central da UFSM, com os dados fornecidos pelo autor.

© 2015

Todos os direitos autorais reservados a Patricia Pértile. A reprodução de partes ou do todo deste trabalho só poderá ser feita mediante a citação da fonte.

Endereço: Universidade Federal de Santa Maria/Centro de Ciências Rurais/Departamento de Solos/Av. Roraima, n. 1000, Cidade Universitária, Camobi, Santa Maria, RS, 97105-900
Fone/Fax (055) 3220-8108; E-mail: patricia_pertile@hotmail.com.

**Universidade Federal de Santa Maria
Centro de Ciências Rurais
Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada,
aprova a Tese de Doutorado

**PROPRIEDADES MECÂNICAS EM MICRO E MESOESCALA DE
SOLOS DO RIO GRANDE DO SUL**

elaborada por
Patricia Pértile

como requisito parcial para obtenção do grau de
Doutor em Ciência do Solo

Comissão Examinadora

José Miguel Reichert, PhD.
(Presidente/Orientador)

Jackson Adriano Albuquerque, Dr. (UDESC)

Paulo Ivonir Gubiani, Dr. (UFSM)

Ricardo Simão Diniz Dalmolin, Dr. (UFSM)

Rinaldo José Barbosa Pinheiro, Dr. (UFSM)

Santa Maria, 06 de março de 2015.

*Dedico à minha família, em especial a meus queridos pais,
Natalino e Lisete.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Universidade Federal de Santa Maria (UFSM), pela oportunidade de ensino público e gratuito, a Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa concedida e ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo (PPGCS) da UFSM pelo ensino e condições de trabalho.

Agradeço ao Professor José Miguel Reichert pela orientação e ao Professor Fabrício de Araújo Pedron pela co-orientação e auxílio nas análises mineralógicas, bem como a todos os Professores do Departamento de Solos da UFSM, pelos ensinamentos, em especial ao Professor Paulo Ivonir Gubiani, por todo o auxílio para o desenvolvimento deste trabalho.

Agradeço também aos Professores Jaime Antônio Almeida da Universidade do Estado de Santa Catarina (UDESC) pelo auxílio na localização dos solos; ao Professor Ricardo Simão Diniz Dalmolin pelo auxílio na atualização da classificação dos solos; e ao Professor Alberto Vasconcellos Inda Junior da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) por possibilitar a realização das análises de difratometria de raios-x.

Agradeço a pesquisadora Dörthe Holthusen da Universidade de Kiel, da Alemanha, por tornar possível a realização de análises reológicas na UFSM e pelos ensinamentos em reometria.

Agradeço aos laboratoristas Flavio Fontinelli e Finamor, pela ajuda dada sempre que necessário e ao secretário do PPGCS, Heverton, pelo auxílio nas questões burocráticas.

Agradeço aos atuais e ex-colegas do Laboratório de Física do Solo do Departamento de Solos da UFSM, pelo apoio e amizade. Agradeço especialmente aqueles que foram de fundamental importância nas coletas de campo para a realização deste trabalho: André, Marta, Bernardo, Adálcio, Deonir, Régis, Fernando e Greice; e ao colega Alan pelos ensinamentos sobre a prensa para análises mesomecânicas.

Agradeço aos colegas do Laboratório de Pedologia do Solo, em especial a Gabriel, Priscila e Juliana pelo auxílio nas análises mineralógicas, e a Catiline Schmitz, pelo acompanhamento direto na realização de análises mineralógicas na UFRGS, mas especialmente pela amizade.

Agradeço aos meus pais, Natalino e Lisete, pelas oportunidades oferecidas, por toda a ajuda, pelo apoio, pela liberdade de escolha, pela confiança, por me ouvirem rir e chorar e

porque os amo mais que tudo. A meus irmãos, Luana e Ricardo, e a Alexandre e Leidi pela preocupação e pela ajuda dada sempre.

Agradeço a meu companheiro, Bruno Batistella, por ter estado ao meu lado nestes quatro anos, dando-me apoio e amor.

Agradeço também a todos os meus amigos, que mesmo sem saberem, muito contribuíram para que fosse possível a conclusão desta etapa; assim como a todos aqueles que, de alguma forma, contribuíram para minha formação e para a realização deste trabalho.

Meu sincero, muito obrigada!

RESUMO

Tese de Doutorado
Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo
Universidade Federal de Santa Maria

PROPRIEDADES MECÂNICAS EM MICRO E MESOESCALA DE SOLOS DO RIO GRANDE DO SUL

AUTORA: PATRICIA PÉRTILE

ORIENTADOR: JOSÉ MIGUEL REICHERT

Data e Local da Defesa: Santa Maria, 06 de março de 2015

A suscetibilidade do solo à degradação é função da intensidade da perturbação e da resistência da estrutura, a qual é normalmente descrita por propriedades em mesoescala. Entretanto, a resistência mecânica do solo em microescala (micromecânica) avaliada por meio da reologia é pouco conhecida. O objetivo foi avaliar a resistência micromecânica de solos do Rio Grande do Sul com o uso de testes de varredura de amplitude por cisalhamento oscilatório, conhecer as variáveis que influenciam essa resistência e avaliar sua relação com propriedades físicas e mecânicas em mesoescala. Os horizontes superficial e subsuperficial de oito solos das ordens Latossolo (4), Argissolo (2), Planossolo (1) e Vertissolo (1) foram caracterizados quanto à granulometria, mineralogia, propriedades químicas, físicas e mecânicas em micro e mesoescala. A resistência micromecânica dos solos foi avaliada por curvas e parâmetros reológicos e a influência do conteúdo de água sobre parâmetros reológicos foi avaliada por análise de regressão. A influência da composição do solo nos parâmetros reológicos e a relação entre parâmetros reológicos e propriedades físicas e mesomecânicas foram avaliadas por análise de correlação e análise de componentes principais. Houve grande variação entre os solos e horizontes quanto à sua constituição granulométrica, mineralógica e química, sendo areia, argila, carbono e presença de argilominerais 2:1 os fatores que mais influenciaram o comportamento reológico dos solos. A tensão de água também teve forte influência na resistência micromecânica dos solos. Foram verificadas correlações de parâmetros reológicos com propriedades físicas (densidade e porosidade do solo), mas poucas correlações com propriedades mesomecânicas (compressibilidade uniaxial e cisalhamento direto). O aumento dos teores de silte e argila aumentou a resistência micromecânica do solo, enquanto maiores teores de areia diminuíram essa resistência. O predomínio de esmectita na fração argila aumentou a elasticidade microestrutural; a caulinita diminuiu a elasticidade; e o aumento de óxidos de ferro aumentou a rigidez (tensão de cisalhamento) microestrutural dos solos. O aumento da drenagem aumentou a resistência micromecânica da maioria dos solos devido ao aumento das forças de meniscos, ocorrendo redução da rigidez micromecânica na tensão de água de 10 kPa em horizontes com presença de pseudoareia associada com baixa densidade do solo. O incremento dos teores de carbono aumentou a elasticidade do solo, mas diminuiu sua rigidez; e os teores de cátions correlacionaram-se indiretamente com parâmetros reológicos. A maior relação entre parâmetros reológicos e propriedades físicas decorre, provavelmente, dos fatores de agregação serem os mesmos em ambas as escalas, como a granulometria, a mineralogia e suas interações. Por outro lado, a relação da resistência mecânica do solo em micro e mesoescala foi pequena, pois parecem influenciadas por diferentes fatores relacionados à composição e estrutura do solo.

Palavras-chave: Reologia. Reometria. Compressibilidade. Cisalhamento direto. Mineralogia. Granulometria. Matéria orgânica. Conteúdo de água.

ABSTRACT

Doctorate Thesis
Post-Graduate Program in Soil Science
Federal University of Santa Maria

MECHANICAL PROPERTIES AT MICRO AND MESOSCALE OF SOILS OF RIO GRANDE DO SUL

AUTHOR: PATRICIA PÉRTILE
ADVISER: JOSÉ MIGUEL REICHERT

Place and date of the defense: Santa Maria, March 06, 2015

Susceptibility to soil degradation is a function of disturbance intensity and structure resistance, which is usually described by mesoscale properties. However, soil mechanical strength in the microscale (micromechanical) evaluated by rheology is not well known. The objective was to evaluate the micromechanical resistance of soils of Rio Grande do Sul through amplitude sweep tests under oscillatory shear, to know the variables that influence this resistance and to evaluate its relationship with physical and mechanical properties in mesoscale. Surface and subsurface horizons of eight soils, Oxisol (4), Ultisol (2), Alfisol (1) and Vertisol (1), were characterized for particle size, mineralogy, chemical, physical and mechanical in micro and mesoscale. The micromechanical resistance of soils was evaluated by rheological curves and parameters, and the influence of water content on rheological parameters was evaluated by regression analysis. The influence of soil composition on rheological parameters and the relationship between rheological parameters and physical and mechanical properties were evaluated by correlation analysis and principal component analysis. There was great variation between soils and horizons according its constitution of particle size, mineralogy and chemistry, where sand, clay, total carbon and presence of 2:1 clay minerals were the most influential factors on rheological behavior of the soils. Soil matric potential also had a strong influence on micromechanics resistance of soils. There were correlations of rheological parameters with physical properties (bulk density and soil porosity), but few correlations with mesomechanical properties (uniaxial compressibility and direct shear). The higher silt and clay content increased the microstructural resistance of the soil, where higher sand content decreased this resistance. The predominance of smectite in clay fraction increased the microstructural elasticity; the increased of kaolinite decreased the elasticity and the increased of iron oxides raised the microstructural stiffness (shear stress) of the soils. Increased water pressure increased micromechanical resistance of most soils due to meniscus force, occurring reduction in micromechanics stiffness at 10 kPa pressure due to presence of pseudosand associated with low bulk density. The increase of carbon content increased soil elasticity, but decreased soil rigidity; and cations content correlated only indirectly with rheological parameters. The larger correlation between rheological parameters and physical properties is probably due to aggregation factors being the same in both scales, such as particle size, mineralogy and their interactions. On the other hand, the low relation of soil mechanical resistance in micro and mesoscale seem influenced by different factors related to soil composition and structure.

Key words: Rheology. Rheometry. Compressibility. Direct shear. Mineralogy. Particle size. Organic matter. Water content.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 – Modelo de placas paralelas para testes de cisalhamento oscilatório (s = distância de deflexão, ϕ = ângulo de deflexão; h = distância entre placas). Fonte: adaptado de Mezger (2006) e Holthusen, Peth e Horn (2010). 49
- Figura 2 – Varredura de amplitude da deformação no tempo. Fonte: Markgraf, Horn e Peth (2006). 50
- Figura 3 – Ângulo de deslocamento de fase (δ) entre curvas senoidais de deformação predefinida (linha contínua) e tensão de cisalhamento resultante (linha pontilhada) de diferentes materiais em função do tempo. Fonte: adaptado de Holthusen, Peth e Horn (2010). 51
- Figura 4 – Módulo de armazenamento (G'), módulo de perda (G'') (*esquerda*) e fator de perda $\tan \delta$ (-) (*direita*) em função da deformação (γ). Fonte: adaptado de Markgraf et al. (2011). 53
- Figura 5 – Localização dos oito solos no estado do Rio Grande do Sul, Brasil, América do Sul. A descrição da simbologia dos solos consta na tabela 2. 61
- Figura 6 – Difratoogramas de raios-x da fração argila desferrificada não orientada (em pó) dos horizontes superficial e subsuperficial dos solos. 85
- Figura 7 – Difratoogramas de raios-x da fração óxidos de Fe concentrada não orientada (em pó) dos horizontes superficial e subsuperficial dos solos. 86
- Figura 8 – Módulo de armazenamento (G'), módulo de perda (G'') e fator de perda ($\tan \delta$) em função da deformação (γ) de amostras (pares de linhas correspondem a repetições) dos horizontes superficiais e subsuperficiais dos Latossolos (LVd1, LVd2, LBdf1, LBdf2) na tensão de água de 3 kPa. 95
- Figura 9 – Módulo de armazenamento (G'), módulo de perda (G'') e fator de perda ($\tan \delta$) em função da deformação (γ) de amostras (pares de linhas correspondem a repetições) dos horizontes superficiais e subsuperficiais dos Argissolos (PVd1, PVd2), Planossolo (SXe) e Vertissolo (VEo) na tensão de água de 3 kPa. 96
- Figura 10 – Limite de deformação (γ_L) em função da tensão de água no solo (ψ) dos horizontes superficial A (símbolos cheios) e subsuperficial B (símbolos vazios) de Latossolos (LVd1, LVd2, LBdf1, LBdf2), Argissolos (PVd1, PVd2), Planossolo (SXe) e Vertissolo (VEo). 103
- Figura 11 – Tensão de cisalhamento no final do intervalo LVE (τ_{LVE}) em função da tensão de água no solo (ψ) dos horizontes superficial A (símbolos cheios) e subsuperficial B (símbolos vazios) de Latossolos (LVd1, LVd2, LBdf1, LBdf2), Argissolos (PVd1, PVd2), Planossolo (SXe) e Vertissolo (VEo). 104
- Figura 12 – Tensão de cisalhamento máxima ($\tau_{m\acute{a}x}$) em função da tensão de água no solo (ψ) dos horizontes superficial A (símbolos cheios) e subsuperficial B (símbolos vazios) de Latossolos (LVd1, LVd2, LBdf1, LBdf2), Argissolos (PVd1, PVd2), Planossolo (SXe) e Vertissolo (VEo). 105
- Figura 13 – Integral z em função da tensão de água no solo (ψ) dos horizontes superficial A (símbolos cheios) e subsuperficial B (símbolos vazios) de Latossolos (LVd1,

	LVd2, LBdf1, LBdf2), Argissolos (PVd1, PVd2), Planossolo (SXE) e Vertissolo (VEo).	106
Figura 14 –	Diagrama de ordenação triplot da Análise de Componentes Principais (PCA) dos horizontes dos solos em função de parâmetros reológicos nas tensões de água de 0, 1, 3, 6 e 10 kPa, com propriedades características do solo plotadas como variáveis independentes (setas).....	117
Figura 15 –	Diagrama de ordenação da Análise de Componentes Principais (PCA) do horizonte subsuperficial dos solos em função de propriedades físicas, com propriedades características do solo plotadas como variáveis independentes (setas).....	121
Figura 16 –	Diagrama de ordenação da Análise de Componentes Principais (PCA) do horizonte subsuperficial dos solos em função de parâmetros mecânicos em mesoescala na tensão de água de 10 kPa, com propriedades características do solo plotadas como variáveis independentes (setas).....	124

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Tipos de solos e fatores de agregação. Fonte: Bronick e Lal (2005).	28
Tabela 2 –	Classificação e simbologia de oito solos do Rio Grande do Sul pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos – SiBCS (EMBRAPA, 2013), correspondência aproximada pelo Soil Taxonomy (USDA, 2010) segundo Embrapa (2013), material de origem, localização e coordenadas geográficas. ..	60
Tabela 3 –	Classificação e simbologia de oito solos do Rio Grande do Sul pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos – SiBCS (EMBRAPA, 2013), horizontes, profundidade de coleta e classe textural.....	62
Tabela 4 –	Granulometria, densidade de partículas (Dp) e grau de floculação (GF) dos horizontes superficial e subsuperficial dos solos.	79
Tabela 5 –	Teores de carbono e nitrogênio total, particulado (referente ao teor de areia) e associado aos minerais (referente ao teor de argila+silte) dos horizontes superficial e subsuperficial dos solos.	81
Tabela 6 –	Propriedades químicas dos horizontes superficial e subsuperficial dos solos. ...	83
Tabela 7 –	Teores de caulinita (Ct), gibbsita (Gb), hematita (Hm) e goethita (Gt); temperatura máxima de desidroxilação da caulinita ($T_{\text{máx}} \text{Ct}$) e da gibbsita ($T_{\text{máx}} \text{Gb}$); e substituição isomórfica da hematita (SI Hm) e da goethita (SI Gt) dos horizontes superficial e subsuperficial dos solos.....	88
Tabela 8 –	Média e desvio padrão de propriedades físicas em mesoescala dos horizontes superficial e subsuperficial dos solos.	91
Tabela 9 –	Média e desvio padrão de propriedades mecânicas em mesoescala (referentes a amostras drenadas na tensão de água de 10 kPa) dos horizontes superficial e subsuperficial dos solos.....	92
Tabela 10 –	Média e desvio padrão de parâmetros reológicos e umidade gravimétrica (θ_g) dos horizontes superficial e subsuperficial dos solos na tensão de água de 3 kPa. ...	99
Tabela 11 –	Coefficientes de correlação de Spearman e significância entre propriedades características do solo e os parâmetros reológicos limite de deformação (γ_L) e tensão de cisalhamento no final do intervalo LVE (τ_{LVE}) nas tensões de água de 0, 1, 3, 6 e 10 kPa.	110
Tabela 12 –	Coefficientes de correlação de Spearman e significância entre propriedades características do solo e os parâmetros reológicos deformação no ponto de escoamento (γ_{YP}) e módulos de armazenamento e de perda no ponto de escoamento ($G'G''_{\text{YP}}$) nas tensões de água (ψ) de 0 e 1 kPa.....	112
Tabela 13 –	Coefficientes de correlação de Spearman e significância entre propriedades características do solo e os parâmetros reológicos tensão de cisalhamento máxima ($\tau_{\text{máx}}$) e integral z nas tensões de água de 0, 1, 3, 6 e 10 kPa.	114
Tabela 14 –	Coefficientes de correlação de Spearman e significância entre propriedades físicas e parâmetros reológicos dos horizontes subsuperficiais dos solos.	119

Tabela 15 – Coeficientes de correlação de Spearman e significância entre propriedades mecânicas e parâmetros reológicos (de amostras drenadas na tensão de água de 10 kPa) dos horizontes subsuperficiais dos solos.....	123
--	-----

LISTA DE REDUÇÕES

ASE	Área superficial específica
c	Coesão
C _{AM}	Carbono associado aos minerais
CO	Carbono orgânico
COS	Carbono orgânico do solo
C _P	Carbono particulado
CT	Carbono total
Ct	Caulinita
CTA	Capacidade de troca de ânions
CTC	Capacidade de troca de cátions
CTC _{ef}	Capacidade de troca de cátions efetiva
CTC _{pH7}	Capacidade de troca de cátions a pH 7
DCB	Ditionito-citrato-bicarbonato
DCD	Dupla camada difusa
Dp	Densidade de partículas
DRX	Difratometria de raios-x
Ds	Densidade do solo
EAA	Espectrometria de absorção atômica
EHE	Esmectita com hidróxi-Al entrecamadas
FIV	Fator de inflação da variância
G'	Módulo de armazenamento
G'G'' _{YP}	Módulos de perda e armazenamento no ponto de escoamento
G''	Módulo de perda
Gb	Gibbsita
GF	Grau de floculação
Gt	Goethita
HE	Hidróxi-Al entrecamadas
Hm	Hematita
Ic	Índice de compressibilidade
Ir	Índice de recuperação
k _a	Permeabilidade ao ar
K _{sat}	Condutividade hidráulica saturada
LBdf1	Latossolo Bruno Distroférico rúbrico
LBdf2	Latossolo Bruno Distroférico típico
LVd1	Latossolo Vermelho Distrófico típico (localizado em Tupanciretã)
LVd2	Latossolo Vermelho Distrófico típico (localizado em Ibirubá)
LVE	Viscoelástico linear
m	Saturação por alumínio
Macro	Macroporosidade

Micro	Microporosidade
MO	Matéria orgânica
MOS	Matéria orgânica do solo
N_{AM}	Nitrogênio associado aos minerais
N_p	Nitrogênio particulado
NT	Nitrogênio total
PPC	Pressão de preconsolidação
P_t	Porosidade total
PVd1	Argissolo Vermelho Distrófico típico
PVd2	Argissolo Vermelho Distrófico arênico
Qz	Quartzo
RP	Resistência do solo à penetração
RS	Rio Grande do Sul
SB	Soma de bases
SI	Substituição isomórfica
SXe	Planossolo Háplico Eutrófico êndico
$\tan \delta$	Fator de perda
TFSA	Terra fina seca ao ar
$\tau_{m\acute{a}x}$	Temperatura de máxima desidroxilação
V	Saturação por bases
VEo	Vertissolo Ebânico Órtico típico
ψ	Tensão de água no solo
γ	Deformação
γ_L	Deformação no limite do intervalo viscoelástico linear ou limite de deformação
γ_{YP}	Deformação no ponto de escoamento
τ	Tensão de cisalhamento
τ_{LVE}	Tensão de cisalhamento no limite do intervalo viscoelástico linear
$\tau_{m\acute{a}x}$	Tensão de cisalhamento máxima
ϕ	Ângulo de atrito interno

LISTA DE ANEXOS

Anexo A – Sinopse de parâmetros em mecânica dos solos e reologia. Fonte: Markgraf, Horn e Peth (2006).....	144
Anexo B – Descrição geral e morfológica do Latossolo Vermelho Distrófico típico (1).	145
Anexo C – Descrição geral e morfológica Latossolo Vermelho Distrófico típico (2).	146
Anexo D – Descrição geral e morfológica do Latossolo Bruno Distroférico rúbrico.	147
Anexo E – Descrição geral e morfológica do Latossolo Bruno Distroférico típico.....	148
Anexo F – Descrição geral e morfológica do Argissolo Vermelho Distrófico típico.	149
Anexo G – Descrição geral e morfológica do Argissolo Vermelho Distrófico arênico.	150
Anexo H – Descrição geral e morfológica do Planossolo Háplico Eutrófico êndico.	151
Anexo I – Descrição geral e morfológica do Vertissolo Ebânico Órtico típico.	152

LISTA DE APÊNDICES

- Apêndice A – Perfis dos solos estudados (à *esquerda* - 1) e paisagem nos locais de coleta (à *direita* - 2): Latossolo Vermelho Distrófico típico – LVd1 localizado em Tupanciretã, RS (a) e Latossolo Vermelho Distrófico típico – LVd2 localizado em Ibirubá, RS (b)..... 153
- Apêndice B – Perfis dos solos estudados (à *esquerda* - 1) e paisagem nos locais de coleta (à *direita* - 2): Latossolo Bruno Distroférrico rúbico – LBdf1 localizado em Muitos Capões, RS (a) e Latossolo Bruno Distroférrico típico – LBdf2 localizado em Vacaria, RS (b). 154
- Apêndice C – Perfis dos solos estudados (à *esquerda* - 1) e paisagem nos locais de coleta (à *direita* - 2): Argissolo Vermelho Distrófico típico – PVd1 localizado em Minas do Leão, RS (a) e Argissolo Vermelho Distrófico arênico – PVd2 localizado em Rosário do Sul, RS (b). 155
- Apêndice D – Perfis dos solos estudados (à *esquerda* - 1) e paisagem nos locais de coleta (à *direita* - 2): Planossolo Háplico Eutrófico êndico – SXe localizado em São Gabriel, RS (a) e Vertissolo Ebânico Órtico típico – VEO localizado em Santana do Livramento, RS (b)..... 156
- Apêndice E – Reômetro (a), preparação da amostra de solo (b), ajuste da placa superior sobre a amostra (c), solo e *gap* ajustados para início do teste de varredura de amplitude sob cisalhamento oscilatório (d). 157
- Apêndice F – Umidade gravimétrica em função da tensão de água no solo (ψ) dos horizontes superficial A (símbolos cheios) e subsuperficial B (símbolos vazios) de Latossolos (LVd1, LVd2, LBdf1, LBdf2), Argissolos (PVd1, PVd2), Planossolo (SXe) e Vertissolo (VEo). 158
- Apêndice G – Coeficientes de trilha, coeficiente de determinação (r), efeito da variável residual e valor de k utilizado, considerando efeitos diretos e indiretos obtidos na análise de trilha sobre a variável dependente limite de deformação (γ_L) nas tensões de água (ψ) de 0, 1, 3, 6 e 10 kPa com base em variáveis características dos solos..... 159
- Apêndice H – Coeficientes de trilha, coeficiente de determinação (r), efeito da variável residual e valor de k utilizado, considerando efeitos diretos e indiretos obtidos na análise de trilha sobre a variável dependente tensão de cisalhamento no final do intervalo viscoelástico linear (τ_{LVE}) nas tensões de água (ψ) de 0, 1, 3 e 6 kPa com base em variáveis características dos solos..... 160
- Apêndice I – Coeficientes de trilha, coeficiente de determinação (r), efeito da variável residual e valor de k utilizado, considerando efeitos diretos e indiretos obtidos na análise de trilha sobre as variáveis dependentes deformação no ponto de escoamento (γ_{YP}) e módulos de armazenamento e perda no ponto de escoamento ($G'G''_{YP}$) nas tensões de água (ψ) de 0 e 1 kPa com base em variáveis características dos solos..... 161
- Apêndice J – Coeficientes de trilha, coeficiente de determinação (r), efeito da variável residual e valor de k utilizado, considerando efeitos diretos e indiretos obtidos

na análise de trilha sobre a variável dependente tensão de cisalhamento máxima ($\tau_{\text{máx}}$) nas tensões de água (ψ) de 0, 1, 3 e 6 kPa com base em variáveis características dos solos..... 162

Apêndice K – Coeficientes de trilha, coeficiente de determinação (r), efeito da variável residual e valor de k utilizado, considerando efeitos diretos e indiretos obtidos na análise de trilha sobre a variável dependente integral z nas tensões de água (ψ) de 0, 1, 3, 6 e 10 kPa com base em variáveis características dos solos. ... 163

Apêndice L – Coeficientes de correlação de Spearman ($p < 0,05$) entre propriedades granulométricas, mineralógicas e químicas dos solos..... 164

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	25
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	27
2.1 Mecanismos de interação interpartículas	27
2.1.1 Forças atrativas e repulsivas	28
2.1.2 Agentes de ligação e dispersão	31
2.1.2.1 Cátions	31
2.1.2.2 Argila e minerais de argila	33
2.1.2.3 Carbono e matéria orgânica do solo	34
2.2 Agregação do solo	35
2.3 Avaliação física da estrutura do solo em mesoescala	36
2.4 Avaliação mecânica da estrutura do solo em mesoescala	38
2.4.1 Compressibilidade	40
2.4.2 Cisalhamento	41
2.5 Avaliação mecânica da estrutura do solo em microescala	43
2.5.1 Reologia do solo	44
2.5.1.1 Conceitos e princípios reológicos	45
2.5.1.2 Reometria	49
2.5.1.3 Aplicação da reometria do solo	54
3 HIPÓTESES	58
4 OBJETIVOS	59
4.1 Objetivo geral	59
4.2 Objetivos específicos	59
5 MATERIAL E MÉTODOS	60
5.1 Localização e descrição do estudo	60
5.2 Coleta das amostras de solo	61
5.3 Análises mineralógicas do solo	62
5.3.1 Oxidação da matéria orgânica e separação da fração argila	62
5.3.2 Concentração de óxidos de ferro	63
5.3.3 Extração de ferro com ditionito-citrato-bicarbonato	64
5.3.4 Difratomia de raios-x	65
5.3.5 Termogravimetria	66
5.4 Análises químicas do solo	67
5.4.1 Carbono total e fracionamento físico do carbono	67
5.4.2 Concentração de cátions e pH	68
5.5 Análises físico-hídricas do solo	68
5.5.1 Granulometria, argila natural e grau de floculação	68
5.5.2 Densidade de partículas	69
5.5.3 Porosidades e densidade do solo	70
5.5.4 Permeabilidade ao ar	70
5.5.5 Condutividade hidráulica saturada	71
5.6 Análises mesomecânicas do solo	72
5.6.1 Resistência do solo à penetração	72
5.6.2 Compressibilidade	72
5.6.3 Cisalhamento	74

5.7 Reometria	75
5.8 Análise estatística	76
6 RESULTADOS E DISCUSSÃO	78
6.1 Caracterização dos solos.....	78
6.1.1 Granulometria, densidade de partículas e grau de flocculação.....	78
6.1.2 Propriedades químicas	79
6.1.3 Mineralogia da fração argila	83
6.1.4 Propriedades físicas e mecânicas em mesoescala	90
6.2 Comportamento micromecânico e parâmetros reológicos dos solos.....	94
6.3 Influência da tensão de água no solo em parâmetros reológicos	101
6.4 Influência da composição dos solos em parâmetros reológicos	109
6.5 Relações entre parâmetros reológicos e propriedades físicas e mecânicas em mesoescala.....	118
7 CONCLUSÕES	126
8 CONSIDERAÇÕES FINAIS	127
9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	128
Anexos	144
Apêndices	153

1 INTRODUÇÃO

A suscetibilidade do solo à degradação é função da intensidade da perturbação e da resistência estrutural. Normalmente, a resistência da estrutura é descrita pela estabilidade de agregados, pressão de preconsolidação, densidade e coesão; e a alteração do sistema poroso, fase mais afetada pela alteração da estrutura diante das perturbações, é explicada por propriedades como porosidade e permeabilidade ao ar e à água. Esses parâmetros físicos e mecânicos avaliados em mesoescala são intensamente descritos e estudados em uma diversidade de solos e diferentes condições de manejo no Brasil. Entretanto, algumas práticas, como o tráfego de máquinas em condição de elevada umidade, a aplicação concentrada de corretivos e fertilizantes, e a irrigação com águas salinas, também podem alterar a organização da matriz do solo numa escala menor (a nível microestrutural) que as técnicas usuais conseguem detectar. Dessa forma, torna-se importante a realização de estudos que objetivem entender mais sobre os processos estruturais dos solos em microescala (ligações entre partículas), bem como os fatores que influenciam sua resistência micromecânica. Entender essas modificações e as condições que as predispõem é importante para prever sua ocorrência e conhecer seu impacto nos processos do solo.

Informações em escala microestrutural podem ser obtidas por meio da reologia, ciência que trata do comportamento de um corpo sob tensões externas. A reologia, assim como a microscopia eletrônica de varredura (MARKGRAF; HORN, 2007; RAMOS; VALENCIA, 2012; BAUMGARTEN; DÖRNER; HORN, 2013) e a tomografia computadorizada de raios-x (GARCIA MORENO et al., 2012; RENMING et al., 2015), fornece subsídios para uma melhor compreensão de mudanças microestruturais no solo. Fenômenos em nível de partículas e íons fundamentam os conceitos da reologia, cujas técnicas podem ser empregadas para medir a resistência dos solos agrícolas e as modificações provocadas por práticas de manejo na microestrutura. Portanto, nesse nível estrutural, a fração argila, a matéria orgânica, a concentração de íons e o teor de água no solo assumem papel preponderante.

Até hoje, a grande maioria dos estudos com reologia foram realizados com dispersões em uma gama limitada de proporções água/sólidos e com objetivos industriais ou de engenharia, sendo poucas as contribuições com o objetivo de estudar o solo como meio agrícola, sujeito a mudanças estruturais e químicas conforme seu uso. Entretanto, novas

técnicas reológicas, especialmente sob cisalhamento oscilatório, permitem determinar parâmetros reológicos do solo em condições de maior tensão de água no solo (menor umidade), bem como em amostras estruturadas. Esses avanços possibilitam a avaliação da microestrutura dos solos em maiores semelhanças às condições reais do manejo do solo no campo.

Entretanto, a aplicação dessa técnica reológica ainda é bastante incomum, especialmente no Brasil. Além disso, os solos brasileiros apresentam uma ampla variação textural e mineralógica, o que modifica seu comportamento micromecânico frente às variações dos diferentes usos e manejos do solo, aumentando, assim, as variáveis que necessitam ser estudadas.

O entendimento da relação da microestrutura com a meso ou macroestrutura também é importante para a melhor compreensão da resistência estrutural do solo em diferentes escalas, especialmente para as condições brasileiras. Os estudos realizados com mecânica de solos agrícolas e que utilizaram a técnica reológica de varredura de amplitude sob cisalhamento oscilatório – desenvolvida por Markgraf, Horn e Peth (2006) – permitem perceber grande carência de pesquisas com combinação de escalas de estudo, ou seja, que verifiquem a relação entre parâmetros mecânicos em micro e mesoescala (comumente utilizados no Brasil) para a avaliação da qualidade estrutural dos solos. Nesse sentido, nenhum trabalho foi realizado com solos semelhantes aos solos brasileiros.

A resistência estrutural do solo é um assunto complexo, mesmo na microescala, e depende de uma multiplicidade de fatores, os quais, por sua vez, interagem uns com os outros e podem ser melhor conhecidos e aprofundados por meio da reologia. Portanto, há ainda muitos desafios a serem vencidos para o entendimento da resistência estrutural de diferentes solos em microescala.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Os efeitos interativos em curso dos processos de formação do solo, propriedades do solo e fatores exógenos, como o relevo e o clima, estabelecem um equilíbrio dinâmico da estrutura do solo (BRONICK; LAL, 2005), e esse equilíbrio pode sofrer alterações no tempo pelo clima, uso, manejo, ação de organismos e crescimento de plantas. Logo, os agregados do solo podem ser rompidos por uma variedade de mecanismos, dependendo da pressão aplicada e da natureza dos agentes de ligação entre partículas e entre agregados.

2.1 Mecanismos de interação interpartículas

Em menor escala, as partículas de argila individuais se unem em pacotes formando flocos ou domínios, sendo mantidas unidas por forças físico-químicas. Flocos ou domínios são unidos em microagregados por agentes ligantes persistentes como complexos de matéria orgânica do solo (MOS) humificada e cátions metálicos polivalentes, óxidos e aluminossilicatos desordenados; e, finalmente, microagregados se unem formando macroagregados (TISDALL; OADES, 1982; OADES, 1984, 1993; VRDOLJAK; SPOSITO, 2002; BRONICK; LAL, 2005; DAYNES et al., 2013).

A agregação pode ser controlada por diferentes mecanismos em diferentes tipos de solo, como sumarizado por Bronick e Lal (2005) (Tabela 1), mas a estabilidade da agregação geralmente aumenta com o aumento do teor de MOS, área superficial específica (ASE) e capacidade de troca de cátions (CTC) (DIMOYIANNIS; TSADILAS; VALMIS, 1998; BRONICK; LAL, 2005).

A aproximação das partículas pode ocorrer pela combinação de forças geradas pela ação eletrostática de cátions polivalentes e entre as cargas negativas e positivas de argilas (argilominerais e óxidos), por ligações covalentes, pela formação de pontes de hidrogênio pela água, por forças capilares associadas aos meniscos de água (tensão de água no solo, influenciada pelo potencial osmótico), bem como pelo efeito de pressão do crescimento de raízes, deslocamento de organismos (BRONICK; LAL, 2005; AMARO FILHO; ASSIS JÚNIOR; MOTA, 2008; MARKGRAF; HORN, 2009) e ciclos de umedecimento e secagem

(DALAL; BRIDGE, 1996). Entretanto, é necessária a cimentação das partículas do solo por argilominerais, óxidos e compostos inorgânicos e orgânicos (DEXTER, 1988) para que os agregados permaneçam estáveis (HILLEL, 1998; AMARO FILHO; ASSIS JÚNIOR; MOTA, 2008).

Tabela 1 – Tipos de solos e fatores de agregação. Fonte: Bronick e Lal (2005).

Solos	Fatores de agregação	Autores
Alfisols	Matéria orgânica do solo	Dalal e Bridge (1996), Oades e Waters (1991)
Andisols	Argila alofana, argila não cristalina	Torn et al. (1997)
Entisols	Matéria orgânica do solo	Dalal e Bridge (1996)
Oxisols	Óxidos de Al ³⁺ e Fe ³⁺ , hidróxidos de Al não cristalinos, raízes e rizosfera, matéria orgânica do solo hidrofóbica	Oades e Waters (1991), Dalal e Bridge (1996)
Ultisols	Matéria orgânica do solo, sexquíóxidos não cristalinos	Dalal e Bridge (1996), Zhang e Horn (2001)
Vertisols	Frações do tamanho argila, pontes de policátions, ciclos de umedecimento e secagem	Leinweber, Schulten e Jancke (1999), Dalal e Bridge (1996)

Portanto, a resistência do solo é fortemente influenciada por fatores que determinam processos nas escalas partícula-partícula ou partícula-líquido, como o empacotamento e cimentação de partículas (DEXTER, 1988); interação entre as características de partículas (tamanho, forma e mineralogia), arranjo interpartículas e porosidade; fenômenos de contato e forças de partículas (SANTAMARINA, 2003; MARKGRAF; HORN; PETH, 2006; HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010).

2.1.1 Forças atrativas e repulsivas

Mudanças microestruturais em solos estão relacionadas a vários tipos de associações de partículas (MARKGRAF; HORN, 2009). Minerais de argila podem ser ligados uns aos outros por associações borda-face, borda-borda ou face-face, dependendo da sua carga, pH e composição por íons (LAGALY, 1993; MARKGRAF; HORN, 2009). As associações face-face formam pilhas de aglomerados, enquanto associação borda-face ou borda-borda formam estrutura tipo andaime (LAGALY, 1993; MARKGRAF; HORN, 2009). Sob compressão,

ligações borda-face sofrem colapso, enquanto maior estabilidade estrutural é obtida por maiores e mais espessas associações face-face (MARKGRAF; HORN, 2009).

Ao lado da composição do solo e suas associações, a quantificação das forças de partículas é de grande importância no comportamento microestrutural do solo (SANTAMARINA, 2003; MARKGRAF; HORN, 2009). As forças de partículas em microescala podem ser separadas em forças transmitidas ao longo das cadeias granulares, que se formam dentro do esqueleto do solo; forças em nível de partículas devido ao próprio peso das partículas (gravitacionais, flutuantes e hidrodinâmicas); e forças em nível de contato, como forças capilares em baixos graus de saturação, forças elétricas e de cimentação (SANTAMARINA, 2003). As duas primeiras forças podem causar tensões na massa de solo, mesmo com cargas constantes; por outro lado, as forças em nível de contato opõem-se à deformação do solo (SANTAMARINA, 2003). Como exemplo, o comportamento de solos de granulometria grosseira é controlado por forças transmitidas dentro do esqueleto do solo, enquanto partículas de argila e silte, com alta ASE, definem o comportamento mecânico de solos com granulometria fina (SANTAMARINA, 2003; MITCHELL; SOGA, 2005), nos quais as forças em nível de contato são maiores.

Forças interpartículas e tensões intergranulares ocorrem em associação com forças de partículas ou tensões externas (MARKGRAF; HORN, 2009). No solo podem ocorrer ligações eletrostáticas (iônicas), covalentes, pontes de hidrogênio e forças de van der Waals, as quais agem entre átomos e interpartículas (VAN OLPHEN, 1977; SPARKS, 1999; AMARO FILHO; ASSIS JÚNIOR; MOTA, 2008; MARKGRAF; HORN, 2009). Essas ligações são atrativas e dependem principalmente do tamanho e da forma das partículas (HOLTHUSEN, 2010).

Entre partículas também existem forças repulsivas, como a repulsão de Born nos pontos de contato, que resulta de uma sobreposição entre nuvens de elétrons (MITCHELL; SOGA, 2005; AMARO FILHO; ASSIS JÚNIOR; MOTA, 2008) e a força repulsiva devido à dupla camada difusa (DCD) (LAGALY, 1993; SPARKS, 1999; ERNANI, 2008). A DCD possui maior espessura em condições de baixa concentração de eletrólitos ou de íons polivalentes na solução, ocorrendo repulsão entre partículas (HILLEL, 1998; SPARKS, 1999). O aumento de íons de maior valência e da concentração da solução (força iônica) diminui as forças repulsivas e, conseqüentemente, aumenta a floculação das partículas de argila (HILLEL, 1998; ERNANI, 2008).

Outro processo que influencia a força de ligação interpartículas é a sorção do solo. Em função de sua composição por minerais de argila e MOS, os solos apresentam grande

capacidade de adsorver íons e moléculas da solução através de diversos grupos funcionais de superfície (MCBRIDE, 2000; BOHN; MCNEAL; O'CONNOR, 2001). As partículas minerais do solo possuem dois tipos de cargas negativas que determinam sua CTC: cargas dependentes do pH, presentes em argilominerais 1:1, como a caulinita, e em óxidos; e cargas permanentes, presentes em minerais do tipo 2:1, como vermiculita e esmectita (SPARKS, 1999; ERNANI, 2008). A CTC do solo é complementada pelos sítios de troca de cátions da MOS (SPARKS, 1999; ERNANI, 2008), os quais são especialmente importantes em solos cauliníticos e oxídicos em função de sua menor ASE e CTC. A adsorção de íons, a CTC e a capacidade de troca de ânions (CTA) dependem do pH e estão relacionadas à estabilidade de ligação entre as partículas do solo devido à força ligante de cátions polivalentes como Ca^{2+} , Mg^{2+} e Al^{3+} (DIMOYIANNIS; TSADILAS; VALMIS, 1998; BRONICK; LAL, 2005). A presença de diferentes cátions e ânions na superfície das partículas também é dependente da atividade do íon (ERNANI, 2008). Geralmente, quanto maior a concentração de um cátion na solução do solo, maior é sua adsorção na superfície de argilas, mas essa adsorção também depende da valência do cátion, raio iônico e pH (LAGALY, 1993; BOHN; MCNEAL; O'CONNOR, 2001; MITCHELL; SOGA, 2005; ERNANI, 2008).

A água (solução do solo) também tem forte influência sobre as ligações entre partículas, pois entre as principais forças que mantêm as partículas unidas está a tensão superficial e a coesão (KEMPER; ROSENAU, 1986; MITCHELL; SOGA, 2005). A pressão negativa (sucção) aumenta com a diminuição da umidade (SANTAMARINA, 2003). Quando o solo seca, a água recua em capilares entre partículas e agregados, e a tensão superficial em meniscos de água puxa partículas adjacentes com grande força (DEXTER, 1988; KEMPER; ROSENAU, 1986). Além disso, compostos solúveis, tais como sílica, carbonatos e moléculas orgânicas são concentrados na fase líquida e precipitam como compostos inorgânicos semi-cristalinos ou compostos orgânicos amorfos em torno dos pontos de contato entre partículas, cimentando-as (KEMPER; ROSENAU, 1986; MITCHELL; SOGA, 2005). Esses processos reforçam as ligações entre partículas nas zonas de contato (MITCHELL; SOGA, 2005) e, juntamente com o aumento da coesão pela diminuição da distância entre partículas (AMARO FILHO; ASSIS JÚNIOR; MOTA, 2008), aumentam a estabilidade do solo.

Os solos podem apresentar coesão em virtude das ligações de partículas por meio de pontes formadas por cátions, da atração eletrostática entre partículas de argila, da atração entre partículas pelas forças de van der Waals e dos efeitos agregadores da matéria orgânica (MO) e dos óxidos de ferro e alumínio (REICHERT et al., 2010). Para solos com teor de

argila suficiente para permitir que a atração molecular seja efetiva, a consistência é máxima em solo seco devido à coesão e em solo molhado devido à adesão (REICHERT et al., 2010). Além do conteúdo de água no solo, outros fatores podem afetar sua consistência, como sumarizado por Reichert et al. (2010): i) tipo de argila: esmectitas imprimem maior consistência que caulinita; ii) granulometria: a coesividade aumenta com o decréscimo do tamanho de partículas; iii) MOS: promove maior coesão que areia e silte, mas menor que a argila; iv) estrutura: solo compactado tem maior coesão, pois possui maior área de contato entre partículas individuais.

Regimes de umedecimento e secagem também podem reorientar partículas do solo, mas possuem um efeito variável sobre a agregação (BRONICK; LAL, 2005). Normalmente, a contração é o primeiro processo de desenvolvimento da estrutura do solo, uma vez que provoca fissuras (HORN; SMUCKER, 2005) e aumenta do número de pontos de contato entre as partículas (AMARO FILHO; ASSIS JÚNIOR; MOTA, 2008). Entretanto, ciclos de umedecimento e secagem podem desintegrar agregados formados (BARZEGAR; OADES; RENGASAMY, 1996).

Assim, na formação dos agregados do solo existe a participação conjunta de forças, interação entre partículas de argila, impacto de cátions e agentes cimentantes, como argila, MOS, colóides de Fe e Al, entre outros (AMARO FILHO; ASSIS JÚNIOR; MOTA, 2008). Mais detalhes sobre a influência de fatores e mecanismos de interação interpartículas na estabilidade estrutural e mecânica dos solos estão descritos em Terzagui (1943), Day e Holmgren (1952), Hillel (1980, 1998), Holtz e Kovacs (1981), Oades (1984), Fredlund e Rahardjo (1993), Horn e Baumgartl (2000), Kay e Angers (2000), Ghezzehei e Or (2000; 2001), Santamarina (2003), Six et al. (2004); Bronick e Lal (2005); Mitchell e Soga (2005), Brady e Weil (2008), Peng et al. (2005), Markgraf e Horn (2009); Reichert et al. (2010) e Keller et al. (2013).

2.1.2 Agentes de ligação e dispersão

2.1.2.1 Cátions

O principal impacto de cátions na agregação resulta dos cátions trocáveis. Cátions polivalentes como Ca^{2+} , Al^{3+} e Fe^{3+} reduzem as forças de repulsão entre partículas carregadas negativamente, mantendo as partículas de argilominerais, óxidos e moléculas orgânicas unidas (OADES, 1984; TISDALL, 1996; BRONICK; LAL, 2005) e formando pontes que as unem a partículas de silte e areia (BRADY; WEIL, 2008).

Cálcio e Mg agem na estruturação do solo de duas formas, como cátions trocáveis e pela precipitação de carbonatos secundários; entretanto, esse último tende a ocorrer em condições áridas e semiáridas (BRONICK; LAL, 2005). No caso dos solos do sul do Brasil (condição subtropical), os cátions Ca^{2+} e Mg^{2+} melhoram a microagregação por atuarem como pontes entre partículas de argila e entre colóides orgânicos e argilas (OADES, 1984; BRONICK; LAL, 2005), sendo o Mg^{2+} menos eficaz que o Ca^{2+} (BRONICK; LAL, 2005) por possuir maior capacidade de dispersão (ZHANG; NORTON, 2002). O Mg^{2+} pode ocasionar efeitos negativos na estrutura de alguns solos, por exemplo, pela maior expansão de argilas saturadas com Mg causando ruptura de agregados (BRONICK; LAL, 2005), enquanto o Ca^{2+} é responsável por fortes ligações entre partículas de argila (LAGALY, 1993).

Cátions trivalentes como Al^{3+} e Fe^{3+} melhoram a estrutura do solo através de pontes catiônicas e formação de compostos organometálicos (AMEZKETA, 1999; BRONICK; LAL, 2005). Agregados contendo Al^{3+} , Fe^{3+} e/ou argila com alta CTC tendem a aumentar a incorporação de carbono orgânico (CO) no solo (BRONICK; LAL, 2005), aumentando a agregação também indiretamente. A solubilidade e mobilidade desses cátions é dependente do pH, com maior solubilidade em pH baixo (BRONICK; LAL, 2005). Assim, o impacto estabilizador de Fe^{3+} e Al^{3+} é mais importante em solos ácidos, bem como em solos com baixo teor de MOS (OADES; WATERS, 1991).

O cátion monovalente Na^+ é altamente dispersivo e resulta diretamente na quebra de agregados (BRONICK; LAL, 2005). O Na^+ ocasiona a dispersão das partículas do solo (BRONICK; LAL, 2005; HOLTHUSEN; REEB; HORN, 2012) por não ser fortemente adsorvido pela superfície das partículas e aumentar a DCD (ERNANI, 2008). Além disso, o aumento da dispersividade pelo Na^+ torna a MOS mais disponível para a decomposição (BRONICK; LAL, 2005), afetando a agregação também de forma indireta. Esses efeitos do Na^+ sobre a agregação são mais importantes em solos sódicos, os quais ocorrem principalmente em regiões áridas e semiáridas. O K^+ , como cátion monovalente, também tende a ter um efeito dispersante; entretanto, resultados de pesquisas mostram efeitos distintos, dependendo da composição do solo (MARKGRAF; HORN, 2006; HOLTHUSEN, 2010; HOLTHUSEN; REEB; HORN, 2012). Substratos arenosos, por exemplo, parecem

mascarar os efeitos da fertilização potássica na resistência microestrutural (HOLTHUSEN; REEB; HORN, 2012).

2.1.2.2 Argila e minerais de argila

A composição mineralógica da fração argila do solo é modificada com o desenvolvimento do solo (BRONICK; LAL, 2005; ERNANI, 2008). Argilas de baixa atividade, como caulinita e haloisita estão frequentemente presentes em Alfisols, Ultisols e Oxisols, enquanto argilas de alta atividade, como esmectitas, estão presentes em Vertisols (BRONICK; LAL, 2005). Em solos muito intemperizados, óxidos e hidróxidos metálicos cristalinos e amorfos têm sido considerados como os agentes de ligação dominantes na agregação de partículas em microagregados (OADES; WATERS, 1991; MCBRIDE, 2000), agindo de três formas: adsorção de materiais orgânicos na superfície dos óxidos; ligações eletrostáticas entre óxidos carregados positivamente e minerais de argila com cargas negativas; e formação de pontes entre partículas primárias e secundárias pelo revestimento de óxidos na superfície de minerais (SIX et al., 2004). Em Latossolos, por exemplo, os óxidos de Fe, ao cimentarem partículas do tamanho silte ou menores, formam uma forte e resistente microestrutura granular, denominada de pseudoareia (AMARO FILHO; ASSIS JÚNIOR; MOTA, 2008; KÄMPF; CURI; MARQUES, 2009).

A caulinita (argilomineral do tipo 1:1) tem baixa CTC e ASE, o que tende a diminuir a estabilidade de agregados, embora possua boa capacidade de floculação devido às cargas eletrostáticas entre plaquetas de caulinita e carbono orgânico do solo (COS) (BRONICK; LAL, 2005). Comparada à caulinita, a agregação é maior em argilas de alta atividade que possuem alta CTC e ASE, como esmectitas, e que geralmente estão associadas a elevados teores de COS (SIX et al., 2004). Entretanto, a expansão de esmectitas tende a diminuir a estabilidade de agregados durante ciclos de umedecimento e secagem (BRONICK; LAL, 2005).

O conteúdo de argila do solo também afeta fisicamente a agregação através de sua dispersão ou expansão (BRONICK; LAL, 2005). Quanto maiores os teores de argila e de argila de alta atividade, maior é a expressão das forças de coesão e adesão (REICHERT et al., 2010), em função do maior número de cargas de superfície. Assim, o tipo e o teor de argila presentes no solo influenciam as seguintes propriedades que afetam a agregação: ASE, CTC,

dispersividade e expansividade (DIMOYIANNIS; TSADILAS; VALMIS, 1998; BRONICK; LAL, 2005).

2.1.2.3 Carbono e matéria orgânica do solo

A MOS possui forte influência na agregação do solo. A formação de agregados no solo depende da aproximação das partículas e da posterior união entre as mesmas, sendo que os componentes orgânicos atuam nessas duas etapas (ERNANI, 2008). A aproximação das partículas do solo é favorecida pelos microrganismos (hifas fúngicas, colônias de bactérias) e pelas ligações entre componentes orgânicos e minerais (AMARO FILHO; ASSIS JÚNIOR; MOTA, 2008; BAYER; MIELNICZUK, 2008; ERNANI, 2008); e a ação cimentante entre as partículas ocorre principalmente por compostos orgânicos, além da formação de compostos organometálicos entre substâncias húmicas e partículas de argila com a interposição de cátions metálicos (BRONICK; LAL, 2005; BAYER; MIELNICZUK, 2008; ERNANI, 2008).

Dentre os compostos orgânicos, os polissacarídeos, provenientes do metabolismo microbiano, da decomposição de MO e da exsudação radicular (OADES, 1984), apresentam importante efeito cimentante (ZHANG, 2005; BAYER; MIELNICZUK, 2008; SIDDIKY et al., 2012; DAYNES et al., 2013); e as macromoléculas húmicas, que possuem grande quantidade de radicais orgânicos, interagem com a superfície de partículas minerais por pontes de cátions, ligações eletrostáticas e de coordenação, pontes de hidrogênio e forças de van der Waals (BAYER; MIELNICZUK, 2008), contribuindo para a microagregação do solo. Contudo, a eficácia das substâncias orgânicas na ligação de partículas depende da sua persistência no solo (BRONICK; LAL, 2005). De forma geral, matéria orgânica (MO) lábil, como polissacarídeos, possui um forte efeito agregante, mas transitório; enquanto substâncias recalcitrantes como o húmus possuem um efeito de agregação menor, mas de longa duração (TISDALL; OADES, 1982; BRONICK; LAL, 2005) devido ao forte efeito complexante (TABATABAI et al., 2005).

A MOS também possui efeito indireto sobre a força de agregação devido à sua alta capacidade de armazenar água, pois a persistência de disponibilidade de água em tensões de água no solo maiores garante a influência mais duradoura da força de meniscos (BACHMANN; ZHANG, 1991).

O carbono inorgânico (CI) do solo, que existe como minerais primários e secundários, também pode ser um importante agente de agregação do solo, sendo seu efeito dependente do COS (BRONICK; LAL, 2005). Sob condições de baixa umidade ou aumento do pH, cátions, bicarbonato, carbonatos dissolvidos e CO₂ podem reagir com cátions disponíveis para formar revestimentos de carbonatos secundários sobre partículas primárias do solo (BRONICK; LAL, 2005). O calcário também introduz CI na forma de CaCO₃, o qual pode aumentar a dispersão de argilas a curto prazo, devido à elevação do pH (DIMOYIANNIS; TSADILAS; VALMIS, 1998; ALBUQUERQUE et al., 2000), mas também pode apresentar efeito floculante e cimentante, além de ter impacto indireto na agregação através do aumento da MO pelo maior crescimento vegetal e atividade biológica do solo (STENBERG; STENBERG; RYDBERG, 2000).

2.2 Agregação do solo

Em função dos mecanismos de interação e agentes de ligação interpartículas, quando duas ou mais partículas primárias agrupam-se e a força que une tais partículas é maior que a força de união entre partículas adjacentes, fica caracterizada a formação do agregado (KEMPER; ROSENAU, 1986).

O pré-requisito para a agregação é a floculação da argila, mas a coesão dos agregados requer a presença de substâncias cimentantes (HILLEL, 1998). Assim, textura, mineralogia da argila, MOS, íons, materiais inorgânicos não cristalinos, distribuição de poros e de solutos, plantas e organismos do solo são fatores que influenciam a agregação e a estrutura do solo (HILLEL, 1998; KAY; ANGERS, 2000; BRONICK; LAL, 2005).

A formação da estrutura ou agregação dos solos apresenta uma hierarquia, na qual pequenos flocos, aglomerados ou pacotes de argila e MOS formam microagregados (diâmetro < 0,25 mm) (HILLEL, 1998; BRADY; WEIL, 2008), os quais se reúnem em macroagregados (diâmetro > 0,25 mm) (TISDALL; OADES, 1982; HILLEL, 1998) ou são formados diretamente dentro dos macroagregados (OADES, 1984; SIX et al., 2004). Cada nível nessa hierarquia é afetado por diferentes fatores físico-químicos e biológicos responsáveis pela agregação das subunidades (HILLEL, 1980; BRADY; WEIL, 2008), sendo que as ligações dentro dos microagregados são mais fortes que as ligações entre agregados (BRONICK; LAL, 2005).

Os fatores físico-químicos, como a flocculação entre partículas de argila e moléculas orgânicas e a expansão e contração dos solos, estão associados principalmente à fração argila do solo e são mais importantes nos agregados de menor tamanho (BRADY; WEIL, 2008). Os fatores biológicos de agregação, como a atividade dos organismos, o arranjo de partículas por redes de raízes e hifas de fungos (SIX et al., 2004) e a produção de substâncias orgânicas por microrganismos, são mais importantes nos agregados maiores e em solos arenosos (BRADY; WEIL, 2008).

Além desses fatores, a estruturação varia com o clima e as práticas de uso e manejo do solo (KAY; ANGERS, 2000; BRONICK; LAL, 2005), podendo ser degradada e afetar outros processos no solo. No solo, que é um sistema intergranular sensível, propriedades físico-químicas e hidráulicas, características de grãos individuais e conteúdo de água são de grande importância para o fluxo de gases e solutos, cisalhamento e deformação dos solos (MARKGRAF; HORN; PETH, 2006). Nesse sentido, diversos parâmetros físicos e mecânicos têm sido utilizados para avaliar a funcionalidade ou resistência da estrutura do solo. Em termos de escala desses parâmetros, Holthusen et al. (2012b) utilizou diferentes unidades de volume de amostras de solo avaliadas em laboratório para definir "meso" e "microescala", sendo respectivamente de 100-300 cm³ e 7-10 cm³, referência essa que será utilizada neste trabalho.

2.3 Avaliação física da estrutura do solo em mesoescala

A estrutura do solo do ponto de vista físico refere-se ao tamanho, forma e arranjo de sólidos e vazios, continuidade de poros e sua habilidade de suportar o crescimento de raízes (DEXTER, 1988; BRONICK; LAL, 2005; BRADY; WEIL, 2008). O tipo de estrutura é uma consequência dos fatores e processos de formação dos solos, mas a estrutura é afetada por condições climáticas, atividade biológica e práticas de manejo, ou seja, por forças externas aplicadas ao solo. Mudanças na forma, tamanho ou disposição das unidades estruturais alteram o espaço poroso (JUMA, 1993), influenciando os fluxos de água, ar e calor (HORN; BAUMGARTL, 2000; HORN, 2003).

Devido a essa dinâmica da estrutura do solo, ao pressuposto de que solos bem estruturados oferecem melhores condições ao desenvolvimento das plantas e que a persistência dessa estruturação opõe-se à degradação dos solos (FERREIRA, 2010), a

avaliação da estrutura é baseada em relações envolvendo as fases sólida, líquida e gasosa do solo. Os resultados são índices que procuram dimensionar a densidade, a porosidade, a distribuição de poros por tamanho e suas implicações à permeabilidade, e a estabilidade das unidades que compõem a estrutura (FERREIRA, 2010).

Normalmente, a degradação estrutural do solo, ocasionada, por exemplo, por compactação, mobilização ou aplicação de corretivos e fertilizantes, é avaliada por técnicas de estudo limitadas a mesoescala, as quais originam parâmetros físicos como a densidade do solo, a porosidade, a condutividade hidráulica saturada, a permeabilidade ao ar e a estabilidade de agregados. Esses parâmetros têm sido muito utilizados nos últimos anos em trabalhos que avaliam a estrutura dos solos do sul do Brasil em diferentes condições de uso e manejo (ARAÚJO et al., 2004; SILVA; REICHERT; REINERT, 2004; STRECK et al., 2004; SILVA et al., 2005; AMADO et al., 2007; GILLES, 2008; MUNARETO et al., 2010; PORTELA et al., 2010; COLLARES et al., 2008, 2011; STÜRMER, 2012; SUZUKI et al., 2012).

A densidade do solo representa a relação entre a massa de solo seco e seu respectivo volume, incluindo o espaço poroso, sendo influenciada pela mineralogia, textura, MOS e estado de adensamento ou compactação (FERREIRA, 2010). Com relação à textura do solo, a tendência é que solos ou camadas mais arenosas apresentem valores mais elevados de densidade do solo. Além disso, o gradiente textural, observado em ordens de solo como Argissolos e Planossolos, pode ocasionar que o horizonte superficial, possuindo textura menos argilosa que o subsuperficial, apresente maior densidade (FERREIRA, 2010). Nesse caso, a maior densidade no horizonte superficial não implica, necessariamente, em menor permeabilidade (FERREIRA, 2010). A MOS, por ter fundamental importância na estruturação dos solos, bem como possuir baixa densidade, eleva a porosidade dentro e entre os agregados, promovendo menor densidade (FERREIRA, 2010). Contudo, mesmo muito utilizada como medida do estado de compactação do solo (REICHERT et al., 2010) e do sistema poroso (FERREIRA, 2010), a densidade do solo não descreve modificações que ocorrem em nível de partículas.

A porosidade do solo representa o volume do solo não ocupado por sólidos, sendo determinada pelo arranjo das partículas (HILLEL, 1998), ou seja, é influenciada por todas as variáveis condicionantes da estrutura (FERREIRA, 2010). A porosidade do solo é normalmente dividida em microporosidade (poros < 0,05 mm) e macroporosidade (poros > 0,05 mm) (EMBRAPA, 2011). Microporos são importantes para a retenção e armazenamento de água, enquanto macroporos permitem a infiltração, redistribuição e

aeração dos solos (FERREIRA, 2010). Assim, a porosidade é importante em diversas investigações, inclusive a respeito da resistência mecânica dos solos (FERREIRA, 2010), embora forneça informação limitada e não distinga possíveis alterações do espaço poroso no interior dos agregados.

Relacionadas às variações de forma, comprimento, largura, tortuosidade e continuidade dos poros, a condutividade hidráulica saturada e a permeabilidade ao ar também são medidas importantes da funcionalidade do solo. Entretanto, esses parâmetros são bem mais sensíveis às alterações que ocorrem no arranjo entre agregados do que no interior de um microagregado.

2.4 Avaliação mecânica da estrutura do solo em mesoescala

Entre as propriedades físicas do solo relacionadas com o estado e a resistência da estrutura do solo, os parâmetros mecânicos auxiliam no entendimento do comportamento do solo devido à aplicação de forças externas, ocasionadas frequentemente no solo pelo tráfego de máquinas e implementos, pisoteio animal, crescimento de raízes e ciclos de umedecimento e secagem.

Relacionada ao crescimento de raízes, a resistência do solo à penetração é um parâmetro que descreve o estado mecânico do solo pela sua resistência ao ser penetrado por uma haste metálica, dependendo do conteúdo de água, da densidade do solo e da granulometria (REICHERT et al., 2010). Esse parâmetro tem sido utilizado para identificar camadas compactadas e mudanças nas propriedades físicas do solo associadas aos seus horizontes (REICHERT et al., 2010), mas não permite saber o grau de alteração do arranjo de seus constituintes.

O comportamento mecânico do solo, determinado por alterações no volume e resistência ao cisalhamento, pode ser descrito por seu estado de tensão de água, o qual depende da distribuição e tipos de ligações entre as partículas, da distribuição de poros e de propriedades hidráulicas (REICHERT et al., 2010). A tensão aplicada ao solo, quando esse é submetido a uma força, é igual à tensão total menos a poro pressão, que é a pressão que os fluidos exercem no interior dos poros (TERZAGHI, 1943). Em condições saturadas, a tensão efetiva (tensão transmitida pela fase sólida) é a diferença entre a tensão total e a tensão de água (tensão transmitida pela fase líquida), enquanto em solos não saturados as tensões são

transmitidas pelas fases sólida, líquida e gasosa (REICHERT et al., 2010) e a tensão efetiva é determinada conforme a equação 1. Se a permeabilidade do ar é suficientemente alta para permitir a deformação imediata dos poros cheios de ar, a deformação do solo é principalmente afetada pelo fluxo de fluidos (HORN, 2003).

$$\sigma' = (\sigma - u_a) + \chi \cdot (u_a - u_w) \quad (1)$$

Em que σ' é a tensão efetiva (kPa); σ a tensão total (kPa); u_a a pressão de ar nos poros (kPa); u_w a tensão de água nos poros (kPa); e χ um fator dependente do grau de saturação do solo ($\chi = 1$: sucção a 0 kPa; $\chi = 0$: sucção a 10^6 kPa). O fator χ é um parâmetro utilizado para o entendimento da rigidez do solo influenciada pela força de meniscos (FREDLUND; RAHARDJO, 1993).

A tensão aplicada é definida pela relação entre a força e a área na qual a força atua, sendo que uma tensão normal é causada por uma força perpendicular a área, enquanto uma tensão de cisalhamento é causada por uma força em direção paralela a área (HILLEL, 1998). A transmissão dessas tensões no solo ocorre pelos pontos de contato entre partículas individuais e, de modo geral, as tensões e deformações que ocorrem no solo são dependentes do tempo (REICHERT et al., 2010).

Para cada tensão aplicada ao solo há um estado de deformação, sendo que as relações tensão-deformação de um solo podem ser normais ou de cisalhamento e, como dito, determinam seu comportamento mecânico (REICHERT et al., 2010). Se tensões aplicadas externamente são menores do que a resistência interna do solo, nenhuma deformação adicional ocorrerá (HORN, 2003), entretanto, se a magnitude da tensão for elevada, a deformação pode ser em parte ou totalmente irreversível (MITCHELL; SOGA, 2005).

A relação entre tensão e deformação depende das características físicas e químicas de cada solo, como textura, estrutura, poro pressão de água, MOS e densidade (HORN, 2003). Quando uma tensão é aplicada, deformação ocorre no ponto mais fraco da matriz do solo; e um aumento maior da tensão resulta na formação de zonas de falha (HORN, 2003). Maior resistência estrutural ocorre por aumento de pontos de contato entre partículas individuais (aumento da tensão efetiva) (REICHERT et al., 2010), que pode ocorrer também pela secagem do solo ou pela compactação (WATTS; DEXTER, 1997; HILLEL, 1998; HORN, 2003).

Dessa forma, a resistência do solo pode ser definida quantitativamente como a máxima tensão que um solo pode suportar sem apresentar falha (ruptura, fragmentação ou fluxo) (HILLEL, 1998), ou seja, a estrutura do solo será estável se a tensão aplicada for menor do que a resistência nas zonas de falhas (HORN, 2003; MITCHELL; SOGA, 2005). As consequências da deformação do solo sobre variações de volume total são a redução no espaço poroso e, conseqüentemente, redução dos fluxos de gases e água no solo (HORN, 2003).

Essas definições aplicam-se ao comportamento mecânico dos solos quando submetidos, por exemplo, a testes de compressibilidade e cisalhamento, os quais geram parâmetros que informam a resistência do solo e preveem a possível ocorrência da degradação estrutural (DIAS JUNIOR; PIERCE, 1996) em mesoescala.

2.4.1 Compressibilidade

A compressão é o processo que descreve o aumento da densidade do solo sob a aplicação de uma carga externa, diminuindo o espaço poroso, expulsando e comprimindo ar e água dos poros, rearranjando partículas, comprimindo partículas sólidas e deformando agregados do solo (GUPTA; SHARMA; DEFRANCHI, 1989; HORN; LEBERT, 1994; REICHERT et al., 2010). O comportamento compressivo do solo geralmente é avaliado pelo teste de compressão uniaxial, pelo qual pressões normais crescentes são aplicadas uniformemente sobre uma amostra com drenagem livre de água, sendo determinadas as deformações resultantes após um período de tempo específico (REICHERT et al., 2010).

Pelo teste de compressibilidade se obtém uma curva de compressão do solo, a qual relaciona o índice de vazios ou a densidade do solo com o logaritmo da pressão aplicada (HOLTZ; KOLVACS, 1981; HILLEL, 1998). Nessa curva são obtidos dois parâmetros utilizados na avaliação estrutural do solo: a pressão de preconsolidação, que é uma estimativa da capacidade de suporte de carga do solo (DIAS JUNIOR; PIERCE, 1995), e o índice de compressão, que é um indicativo da suscetibilidade do solo à compactação. Esses parâmetros são geralmente obtidos através de modelos matemáticos como o de Casagrande (HOLTZ; KOLVACS, 1981) e o de Dias Junior e Pierce (1995). Teoricamente, a aplicação no solo de pressões menores do que a pressão de preconsolidação causa deformações elásticas

(recuperáveis) enquanto a aplicação de pressões maiores causa deformações plásticas (não recuperáveis) (HOLTZ; KOLVACS, 1981; DEBIASI et al., 2008).

A distribuição do tamanho de partículas, o tipo de argilomineral, o teor e tipo de substâncias orgânicas, a distribuição de raízes, a densidade do solo, a distribuição de tamanho de poros e sua continuidade e o conteúdo de água são fatores que influenciam a resistência à compressão de solos estruturados (REICHERT et al., 2010). O conteúdo de água é um dos fatores determinantes da capacidade de suporte de carga do solo, pois a formação de filmes de água entre os agregados facilita o deslocamento e o rearranjo das partículas sólidas da matriz do solo, diminuindo a resistência do solo à compactação (HILLEL, 1980).

A elasticidade do solo também pode ser avaliada com os testes de compressibilidade. Quando o solo sofre um descarregamento da pressão aplicada, ele recupera parte da deformação, pequena em comparação com a deformação, mas que ocorre devido ao comportamento elástico do solo (REICHERT et al., 2010). De acordo com Braida et al. (2008), o aumento do conteúdo de MOS e a presença de resíduos culturais proporcionam maior elasticidade ao solo, o que reduz a suscetibilidade à compactação pelo tráfego agrícola.

Assim, em função da sua importância devido à compressão causada pelo constante tráfego de máquinas agrícolas, a avaliação da resistência à compressão de solos do sul do Brasil tem sido realizada em diversos trabalhos (SILVA; REINERT; REICHERT, 2002; DA VEIGA et al., 2007; BRAIDA et al., 2008, 2010; SUZUKI et al., 2008; AJAYI et al., 2009a, b; MACEDO; SILVA; CABEDA, 2010; DA ROSA et al., 2011; VOGELMANN et al., 2012).

2.4.2 Cisalhamento

Outra importante análise mecânica do solo em mesoescala é o cisalhamento; contudo, para as condições agrícolas do sul do Brasil, poucos estudos avaliaram a resistência dos solos agrícolas ao cisalhamento (RIGO et al., 2006; BRAIDA et al., 2007a, b). Dentre os métodos de avaliação, um dos mais comuns é o cisalhamento direto, que avalia a resistência do solo em um único plano horizontal (HILLEL, 1998; REICHERT et al., 2010) pela aplicação de uma tensão normal e de uma tensão de cisalhamento perpendicular, aplicada com uma taxa constante até que ocorra ruptura (FREDLUND; VANAPALLI, 2002).

Assim, a resistência de um solo ao cisalhamento é a resistência interna que o solo oferece à ruptura ao longo de um plano, sendo proporcional à tensão normal aplicada (REICHERT et al., 2010). Essa resistência é resultante da interconexão, atrito e coesão/adesão entre as partículas do solo (REICHERT et al., 2010) e, portanto, varia com o histórico de tensões, com a estrutura e seu grau de distúrbio, com a densidade do solo e com o conteúdo de água (SALLBERG, 1965).

Com os resultados de tensão normal *versus* tensão de cisalhamento, obtém-se a linha de ruptura ou envoltória de Mohr-Coulomb, pela qual é calculada a coesão e o ângulo de atrito interno do solo (LEBERT; HORN, 1991). Se uma série de tensões suficientes para causar falha é imposta a um mesmo material, o resultado pode ser descrito como um conjunto de círculos de Mohr, cuja linha tangente (linha de ruptura de Mohr-Coulomb) é utilizada como critério de resistência ao cisalhamento (REICHERT et al., 2010). O ângulo de declividade dessa linha tangente é denominado de ângulo de atrito interno, o qual representa a resistência do solo ao atrito; e o intercepto dessa linha com a abscissa é denominado de coesão do solo, que representa as ligações entre partículas que precisam ser superadas para que o solo seja cisalhado, pois se refere à tensão de cisalhamento necessária para provocar falha na carga normal zero (HILLEL, 1998).

A envoltória resultante do teste de cisalhamento direto também pode ser dividida em segmentos com diferentes declividades e interceptos (BRAIDA et al., 2007b), permitindo conhecer a resistência dos agregados e a resistência da massa do solo (partículas) (LEBERT; HORN, 1991). O primeiro segmento, para a faixa de cargas menores, representa a envoltória de ruptura definida pelo atrito e coesão interagregados, enquanto um segundo segmento, para a faixa de cargas maiores, é definido pelo atrito e coesão intra-agregados (BRAIDA et al., 2007b). A pressão normal correspondente ao ponto de interseção do primeiro com o segundo segmento representa a resistência dos agregados do solo (LEBERT; HORN, 1991). Assim, o comportamento de cisalhamento do solo sob pressão maior que a resistência dos agregados permite obter a coesão e o ângulo de atrito interno referentes às partículas primárias (BRAIDA et al., 2007b), o que possibilita inferências sobre o comportamento micromecânico do solo. Entretanto, para tal análise, as envoltórias características do teste de cisalhamento precisam ter uma grande quantidade de pontos de medição, o que muitas vezes é inviável tecnicamente.

2.5 Avaliação mecânica da estrutura do solo em microescala

O comportamento mecânico do solo em microescala está relacionado às propriedades físico-químicas, arranjo das partículas, fenômenos de contato e forças de partículas (MARKGRAF; HORN, 2009), os quais dependem do conteúdo e distribuição de tamanho de partículas, MOS, tipo de minerais de argila, conteúdo de água (TISDALL; OADES, 1982; OADES; WATERS, 1991; MARKGRAF; HORN, 2009), concentração de sais, pH e CTC (MARKGRAF; HORN, 2009).

Primariamente, o comportamento microestrutural é determinado pelo conteúdo de água, porque a fraca coesão entre as moléculas de água acaba por ceder à tensão aplicada primeiro que as ligações diretas entre os constituintes minerais, além de a água reduzir a coesão entre as partículas por sua ação lubrificante (GHEZZEHEI; OR, 2001; MARKGRAF; HORN; PETH, 2006). A pressão da água e os potenciais no solo também afetam a tensão efetiva, incluindo o potencial osmótico (MITCHELL; SOGA, 2005), que depende do teor de sais na fase líquida e afeta a força interna do solo (MARKGRAF; HORN; PETH, 2006; HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010). Assim, água, minerais e íons, bem como a MOS, afetam as propriedades micromecânicas do solo, pois geram ligações estáveis entre os componentes minerais ampliando a faixa de comportamento predominantemente elástico do solo, ou seja, maior esforço é necessário para promover o colapso estrutural (GOEBEL et al., 2005; HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010).

Modificações em microescala alteram o arranjo das partículas primárias na organização do agregado e podem ser irreversíveis se a barreira de energia que mantém o equilíbrio das posições entre partículas adjacentes for ultrapassada e houver fluxo viscoso (GHEZZEHEI; OR, 2000, 2001). De acordo com Ghezzehei e Or (2001), quase todo processo de deformação e fluxo da massa de solo se origina de interações moleculares ou microscópicas. Consequentemente, processos mecânicos que governam as propriedades mecânicas macroscópicas do solo também são determinados pelo arranjo de seus constituintes, natureza e magnitude das ligações entre eles.

Na escala micromecânica, os solos são definidos como materiais viscoelásticos, cuja deformação consiste de parte elástica e parte plástica (MITCHELL; SOGA, 2005). O solo possui vários estados de transição entre elasticidade e plasticidade, dependendo da pressão aplicada, deformação, intensidade, tempo e/ou frequência (MARKGRAF; HORN, 2009). Para a investigação dessas características micromecânicas dos solos, tem-se utilizado a

reologia/reometria, uma vez que parâmetros físicos e mecânicos em mesoescala não são suficientes para explicar os processos e a força entre partículas do solo (MARKGRAF; HORN; PETH, 2006).

2.5.1 Reologia do solo

Reologia é a ciência que estuda o comportamento de fluxo e deformação dos materiais sujeitos a tensões externas (BARNES et al., 1989; BARNES, 2000; MARKGRAF; HORN; PETH, 2006; SCHRAMM, 2006), sendo baseada em princípios da mecânica clássica, como a lei de Newton para fluidos ideais, a lei de Hooke para sólidos elásticos ideais e a lei de Bingham para materiais viscoplásticos (GHEZZEHEI; OR, 2001; MARKGRAF; HORN; PETH, 2006). Entretanto, materiais reais, como o solo, não se comportam como sistemas ideais, uma vez que exibem comportamentos de fluxo e deformação complexos, incluindo elasticidade, plasticidade e viscosidade (GHEZZEHEI; OR, 2001; SCHRAMM, 2006). Dessa forma, os solos têm sido estudados como materiais viscoplásticos quando sob tensão estacionária, por exemplo, por sobrecarga direcional do solo sobrejacente ou forças capilares (GHEZZEHEI; OR, 2001); e como materiais viscoelásticos quando sob tensões oscilatórias ou cíclicas, induzidas pelo tráfego de máquinas e implementos (GHEZZEHEI; OR, 2001; MARKGRAF; HORN, 2006).

Reometria é a técnica experimental realizada por meio de reômetros, fundamentada na reologia, que estabelece empiricamente as relações entre tensão-deformação dos materiais (MARKGRAF; HORN; PETH, 2006; SCHRAMM, 2006). A reometria já é uma técnica bem estabelecida para diversos materiais, como alimentos e polímeros (MEZGER, 2006; MARKGRAF; HORN; PETH, 2006), mas têm avançado mais significativamente na área de físico-química e mecânica do solo na última década (BAUMGARTEN; DÖRNER; HORN, 2013), sendo aplicada em investigações de dispersões de solos e minerais (GHEZZEHEI; OR, 2001; OR; GHEZZEHEI, 2002; MARKGRAF; HORN; PETH, 2006; CZIBULYA et al., 2010), solos desestruturados e homogêneos (GHEZZEHEI; OR, 2001; MARKGRAF; HORN; PETH, 2006; MARKGRAF; HORN, 2006, 2007; HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010; BAUMGARTEN; DÖRNER; HORN, 2013) e solos com estrutura natural preservada (HOLTHUSEN; REEB; HORN, 2012; HOLTHUSEN et al., 2012c).

Os estudos reológicos têm contribuído para o maior entendimento dos processos de interação nas escalas partícula-partícula e partícula-líquido, mecanismos e força de agregação e estabilidade microestrutural de diferentes solos (MARKGRAF; HORN; PETH, 2006; CZIBULYA et al., 2010; MARKGRAF; MORENO; HORN, 2012), além de determinar os efeitos do conteúdo de água, textura, mineralogia (GHEZZEHEI; OR, 2001; MARKGRAF; HORN; PETH, 2006; BAUMGARTEN; DÖRNER; HORN, 2013), concentração de sais (MARKGRAF; HORN; PETH, 2006, HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010), conteúdo de MO (MARKGRAF et al., 2011) e do manejo da fertilidade (HOLTHUSEN; REEB; HORN, 2012; HOLTHUSEN et al., 2012c; BAUMGARTEN; DÖRNER; HORN, 2013) no comportamento mecânico dos solos em microescala.

A seguir são descritos conceitos e princípios fundamentais da reologia e reometria do solo.

2.5.1.1 Conceitos e princípios reológicos

Os processos envolvidos tanto em mecânica do solo quanto em reologia baseiam-se no comportamento de um corpo sujeito a uma tensão externa, ou seja, em relações tensão-deformação (GHEZZEHEI; OR, 2001; MITCHELL; SOGA, 2005). Além das características do material, a deformação e o comportamento de fluxo dependem do tipo, grau e duração da tensão aplicada (MARKGRAF; HORN; PETH, 2006). Quando se trata de tensão de cisalhamento (τ), como em testes oscilatórios, essa é definida pela equação 2.

$$\tau = \frac{F}{A} \quad (2)$$

Em que τ é a tensão de cisalhamento ($\text{N m}^{-2} = \text{Pa}$); F a força de cisalhamento (N); e A a área de cisalhamento (m^2).

A taxa de cisalhamento ($\dot{\gamma}$) ou taxa de deformação é o gradiente de velocidade em uma amostra, sendo calculada pela equação 3 (HILLEL, 1980; SCHRAMM, 2006; MEZGER, 2014).

$$\dot{\gamma} = \frac{v}{h} \quad (3)$$

Em que $\dot{\gamma}$ é a taxa de cisalhamento (s^{-1}); v é a velocidade ($m s^{-1}$); e h a altura da amostra ou distância entre as placas, também denominada de *gap* (m).

A $\dot{\gamma}$ é derivada da deformação causada pela ação da τ sobre a lâmina de um líquido (SCHRAMM, 2006). Em um sistema de medição de placas paralelas, a τ conduz o líquido para um fluxo onde a velocidade máxima se encontra na camada superior e diminui atravessando o corpo até chegar a zero na camada ligada a placa inferior estacionária (SCHRAMM, 2006).

A mecânica clássica, bem como a reologia, baseia-se em objetos ideais, como fluidos, sólidos e plásticos perfeitos. Pela lei de Newton, a qual descreve um fluido viscoso ideal, a $\dot{\gamma}$ é diretamente proporcional à τ , mas é controlada pela resistência interna do líquido, ou seja, por sua viscosidade (η) (Equação 4) (HILLEL, 1980; MEZGER, 2006; MARKGRAF; HORN; PETH, 2006; SCHRAMM, 2006). Dessa forma, os líquidos viscosos ideais, quando submetidos à tensão de cisalhamento constante, apresentam aumento linear da deformação com o tempo, sendo a energia empregada na deformação completamente dissipada e a deformação final mantida com a remoção da tensão, ou seja, deformam-se irreversivelmente (HILLEL, 1998; GHEZZEHEI; OR, 2001; MEZGER, 2006; SCHRAMM, 2006).

$$\tau = \eta \cdot \dot{\gamma} \quad (4)$$

Em que τ é a tensão de cisalhamento (Pa); η a viscosidade (constante) (Pa s); e $\dot{\gamma}$ a taxa de cisalhamento (s^{-1}). Logo, a viscosidade (η), também denominada de coeficiente de proporcionalidade, é definida como a razão entre a τ e a $\dot{\gamma}$ (GHEZZEHEI; OR, 2001; SCHRAMM, 2006).

Sólidos ideais apresentam comportamento contrário ao de líquidos ideais, sendo definidos pela lei de Hooke (lei da elasticidade). Para um sólido ideal, a aplicação de uma força é instantaneamente seguida por uma deformação linearmente proporcional à força aplicada; e a razão entre ambas é uma medida da elasticidade do sólido (Equação 5) (HILLEL, 1980, 1998; MEZGER, 2006; SCHRAMM, 2006). Quando se trata de força de cisalhamento, essa medida de elasticidade é o módulo de cisalhamento (G) (análogo ao módulo E de Young's da mecânica clássica), um fator de correlação que indica rigidez e define a resistência de um sólido à deformação e está ligado principalmente à natureza físico-

química do sólido (SCHRAMM, 2006). Nos sólidos ideais, a energia aplicada na deformação do corpo é completamente armazenada e, assim que a tensão que causou a deformação é removida, a forma original do material é restaurada e a energia é recuperada (HILLEL, 1980, 1998; MEZGER, 2006; GHEZZEHEI; OR, 2001; SCHRAMM, 2006; REICHERT et al., 2010; HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010; MARKGRAF; HORN; PETH, 2006).

$$\tau = G \cdot \gamma \quad (5)$$

Em que τ é a tensão de cisalhamento (Pa); G o módulo de cisalhamento (constante de proporcionalidade) (Pa); e γ a deformação de cisalhamento (adimensional ou %).

A partir das leis de Newton e Hooke, percebe-se uma das diferenças entre sólidos e líquidos. A tensão de cisalhamento causa deformação nos sólidos, mas uma taxa de deformação (taxa de cisalhamento) nos líquidos, o que significa que os sólidos são elasticamente deformados, enquanto os líquidos fluem, ou seja, são irreversivelmente deformados (SCHRAMM, 2006). Nesse sentido, os análogos mecânicos para um fluido ideal e um sólido elástico ideal representados em reologia são, respectivamente, um amortecedor perfeito, em que a força atuante no pistão e a taxa de deslocamento do pistão são definidas pela viscosidade; e uma mola perfeita, na qual a força e a extensão estão linearmente ligadas (GHEZZEHEI; OR, 2001; MEZGER, 2006).

Para materiais plásticos perfeitos, apenas ocorre deformação quando a τ atinge um valor crítico, denominado de tensão de escoamento (τ_y) (HILLEL, 1998), a qual também é a tensão máxima desses materiais (Equação 6) (GHEZZEHEI; OR, 2001). Acima dessa tensão, ocorre uma transição de comportamento elástico para plástico (fluxo viscoso) e o corpo se deforma progressivamente, mantendo a deformação quando a tensão desaparece (HILLEL, 1998).

$$\tau_y = \tau_{\text{máx}} = \text{constante} \quad (6)$$

Em que τ_y é a tensão de escoamento (Pa); e $\tau_{\text{máx}}$ a tensão de cisalhamento máxima (Pa).

Entretanto, como citado anteriormente, o solo não é um corpo ideal. A deformação do solo quando sob tensão em estado estacionário tem um comportamento combinado de plasticidade e viscosidade, pois o fluxo inicia apenas quando a tensão excede um ponto de escoamento crítico, acima da qual o solo flui como um material viscoso (HILLEL, 1980;

GHEZZEHEI; OR, 2001; MARKGRAF; HORN; PETH, 2006). Este comportamento, denominado de viscoplástico, é representado pelo modelo de Bingham (Equação 7).

$$\tau = \tau_B + \eta_B \cdot \dot{\gamma} \quad (7)$$

Em que τ é a tensão de cisalhamento (Pa); τ_B o ponto de escoamento de Bingham (Pa); η_B o coeficiente de fluxo de Bingham (Pa s); e $\dot{\gamma}$ a taxa de cisalhamento (s^{-1}).

Ao contrário de uma tensão estacionária, quando o solo sofre uma tensão transiente, essa age sobre o solo geralmente com curta duração (GHEZZEHEI; OR, 2001). Nesse caso, uma porcentagem de qualquer energia de cisalhamento gerada é armazenada elasticamente e temporariamente, e somente o restante, não conhecido, induz o fluxo (GHEZZEHEI; OR, 2001; MARKGRAF; HORN; PETH, 2006). Quando a tensão é removida, a parte elástica é recuperada e o componente viscoso da deformação é permanente (GHEZZEHEI; OR, 2001). Assim, na compreensão reológica para tensões transientes (oscilatórias), o solo é classificado como um material viscoelástico, ou seja, exibe comportamento elástico e viscoso simultaneamente (MEZGER, 2006; MARKGRAF; HORN, 2006, MARKGRAF; HORN; PETH, 2006; HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010).

Diferentes modelos reológicos foram propostos para a descrição matemática do comportamento viscoelástico, sendo os modelos de Maxwell e Kelvin-Voigt os principais (HILLEL, 1980; MEZGER, 2006; MARKGRAF; HORN; PETH, 2006). O modelo de Maxwell, uma combinação de elasticidade e viscosidade (mola e amortecedor em série), é usado para ilustrar os efeitos da τ ou γ nos fluidos viscoelásticos, como dispersões, onde a tensão total e as tensões de cada elemento são iguais e a deformação total é a soma das deformações. Sólidos viscoelásticos, que mostram uma recuperação completa, têm uma analogia no modelo de Kelvin-Voigt (combinação de mola e amortecedor em paralelo), onde a tensão total é a soma das tensões de ambos os elementos, enquanto as deformações são iguais (MEZGER, 2006; MARKGRAF; HORN; PETH, 2006; SCHRAMM, 2006).

Entretanto, amostras viscoelásticas reais são mais complexas do que os líquidos de Maxwell e os sólidos de Kelvin-Voigt, apresentando comportamento em combinações complexas desses modelos básicos (SCHRAMM, 2006). Maiores detalhes dos fundamentos para a reologia relacionada a mecânica do solo são descritos por Barnes (2000); Ghezzehei e Or (2001), Mezger (2006), Schramm (2006), Markgraf, Horn e Peth (2006), Markgraf e Horn (2009) e Holthusen et al. (2010; 2012c).

2.5.1.2 Reometria

A reometria permite a realização de diversos tipos de testes, como rotacionais, de fluência, de relaxação e oscilatórios. Testes oscilatórios são usados para examinar todos os tipos de materiais viscoelásticos (MEZGER, 2014), incluindo o solo (GHEZZEHEI; OR, 2001; SCHRAMM, 2006; MARKGRAF; HORN; PETH, 2006; HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010). Os princípios desse tipo de teste podem ser explicados a partir de um modelo de placas paralelas (MEZGER, 2014), o qual também é utilizado em investigações reológicas do solo.

Basicamente, uma amostra de solo é alocada entre duas placas, sendo a placa inferior fixa enquanto a placa superior é rotacionada de maneira oscilatória (Figura 1) (MEZGER, 2006; MARKGRAF; HORN; PETH, 2006; HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010), ou seja, a placa não gira continuamente em uma direção, mas é desviada alternadamente para a direita e para a esquerda, em uma função de tempo senoidal de pequeno ângulo de deflexão (φ), criando um fluxo laminar espiral em camadas (SCHRAMM, 2006). Assim, a deflexão (s) da placa superior segue uma função senoidal similar, enquanto na placa inferior a deflexão é igual a zero ($s = 0$), gerando tensões de resistência na amostra (SCHRAMM, 2006; HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010).

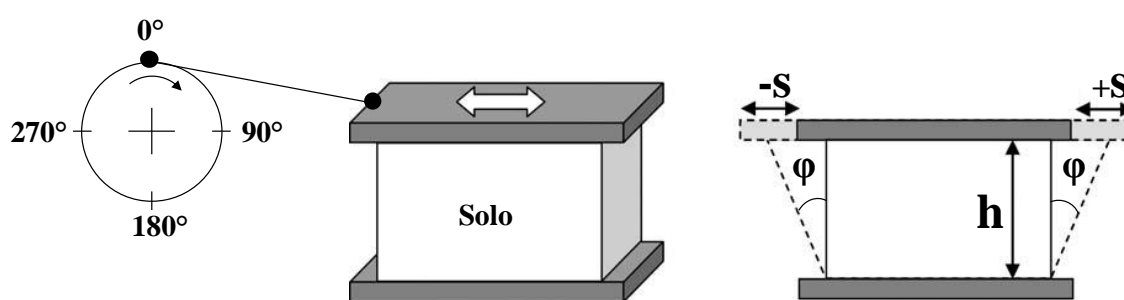


Figura 1 – Modelo de placas paralelas para testes de cisalhamento oscilatório (s = distância de deflexão, φ = ângulo de deflexão; h = distância entre placas). Fonte: adaptado de Mezger (2006) e Holthusen, Peth e Horn (2010).

Nos testes oscilatórios, a τ resulta da força necessária para gerar a γ ao longo da superfície de cisalhamento (HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010), conforme a equação 2; e a

γ é calculada pela razão entre a distância de deflexão (s) e a distância entre as placas (h) (Equação 8).

$$\gamma = \frac{s}{h} \cdot 100 = \tan \varphi \cdot 100 \quad (8)$$

Em que γ é a deformação de cisalhamento (%); s a deflexão (mm); h a distância entre as placas – gap (mm); e φ o ângulo de deflexão ($^{\circ}$).

Dentre os testes oscilatórios, o teste de varredura de amplitude tem sido o mais utilizado para investigações de solos, sendo caracterizado por uma amplitude variável e uma frequência constante. Nesse teste, o termo “varredura” representa controlar a variação de um parâmetro, ou seja, controla-se a variação da τ e mede-se a γ resultante ou controla-se a variação da γ e mede-se a τ resultante (MARKGRAF; HORN; PETH, 2006). Dentre essas opções, o teste de varredura de amplitude da deformação, no qual a variação da γ é controlada (Figura 2) e a τ é medida, tem sido conduzido para alcançar informações sobre o comportamento microestrutural do solo (MARKGRAF; HORN; PETH, 2006),

No teste de varredura de amplitude da deformação, a amplitude de oscilação aumenta à medida que aumenta a γ (Figura 2), por exemplo, predefinida entre 0,0001% e 100% (HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010). Uma deformação de 100% ocorre quando a deflexão é igual a distância entre as placas ($s = h$) e, conseqüentemente, o ângulo de deflexão é igual a 45° ($\varphi = 45^{\circ}$).

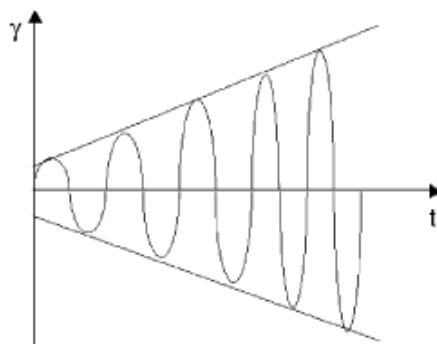


Figura 2 – Varredura de amplitude da deformação no tempo. Fonte: Markgraf, Horn e Peth (2006).

A relação entre a γ predefinida (com variação controlada) e a τ resultante é uma característica do material (HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010). No caso de substâncias elásticas ideais, essas reagem simultaneamente com a deformação, e, portanto, as curvas de γ e τ estão em fase, apresentando um ângulo de deslocamento de fase (δ) igual a zero ($\delta = 0^\circ$) (HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010). De forma oposta, um δ de 90° da τ em relação a γ é característico de fluidos perfeitos (MEZGER, 2006; SCHRAMM, 2006; MARKGRAF; HORN; PETH, 2006). Para substâncias viscoelásticas, um atraso da curva de τ em relação à curva de γ no tempo ocorre com um δ entre 0 e 90° (Figura 3) (MEZGER, 2006; MARKGRAF; HORN; PETH, 2006, HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010). Assim, o ângulo de deslocamento de fase pode ser utilizado para classificar o comportamento de fluxo e a deformação do solo (Figura 3) (HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010).

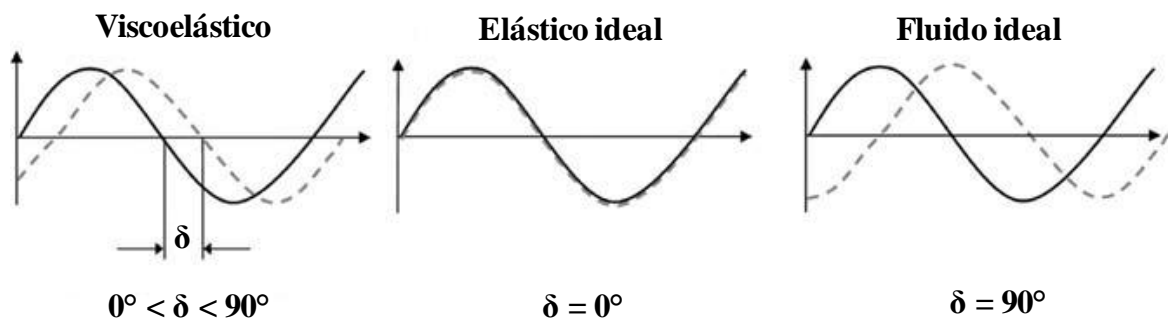


Figura 3 – Ângulo de deslocamento de fase (δ) entre curvas senoidais de deformação predefinida (linha contínua) e tensão de cisalhamento resultante (linha pontilhada) de diferentes materiais em função do tempo. Fonte: adaptado de Holthusen, Peth e Horn (2010).

Para a determinação de parâmetros reológicos de materiais viscoelásticos em testes oscilatórios, alguns parâmetros precisam ser adaptados. Pela lei de Hooke (Equação 5), o módulo de cisalhamento (G) sob condições de tensão estacionária é constante para substâncias perfeitamente elásticas (HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010). Para tensões oscilatórias é adaptado um módulo de cisalhamento complexo (G^*) (Equação 9), o qual é decomposto nos módulos de armazenamento real (G') e de perda imaginário (G'') (HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010).

$$G^* = \frac{\tau_A}{\gamma_A} \quad (9)$$

Em que G^* é o módulo de cisalhamento complexo (Pa); τ_A a amplitude da tensão de cisalhamento (Pa); e γ_A a amplitude da deformação (adimensional ou %).

O G' (Equação 10) representa o comportamento elástico ou a parte real da elasticidade armazenada de um material, indicando que a energia de tensão é temporariamente armazenada durante o teste e pode ser recuperada; e o G'' (Equação 11) representa o componente viscoso ou a parte imaginária da elasticidade perdida, o que significa que a energia usada para iniciar o fluxo é irreversivelmente perdida, sendo transformada em calor de cisalhamento (MARKGRAF; HORN; PETH, 2006; SCHRAMM, 2006). Ambos os módulos, G' e G'' , dependem diretamente da γ , da τ e do δ (HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010).

$$G' = G^* \cdot \cos\delta = \frac{\tau}{\gamma} \cdot \cos\delta \quad (10)$$

$$G'' = G^* \cdot \sin\delta = \frac{\tau}{\gamma} \cdot \sin\delta \quad (11)$$

Em que G' é o módulo de armazenamento (Pa); G'' o módulo de perda (Pa); G^* o módulo de cisalhamento complexo (Pa); τ a tensão de cisalhamento (Pa); γ a deformação (adimensional ou %); e δ o ângulo de deslocamento de fase ($^\circ$).

A razão entre G'' e G' resulta na $\tan \delta$ (adimensional) (Equação 12), também referida como fator de perda, uma vez que indica a fração de energia mecânica introduzida no sistema que se perde na deformação (HORN; PETH, 2011). Quando $\tan \delta < 1$ ($G' > G''$), o componente elástico predomina; e quando $\tan \delta > 1$ ($G' < G''$), o componente viscoso é predominante (MARKGRAF; HORN; PETH, 2006). Assim, a $\tan \delta$ também pode ser usada para classificar o comportamento de deformação do solo (HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010; BAUMGARTEN; DÖRNER; HORN, 2013). Nos testes de varredura de amplitude da deformação, são medidos δ e G^* (SCHRAMM, 2006), a partir dos quais são calculados G' , G'' e $\tan \delta$.

$$\tan \delta = \frac{G''}{G'} \quad (12)$$

Nas curvas G' , G'' e $\tan \delta$ em função da γ de testes de varredura de amplitude, são determinados o intervalo viscoelástico linear (intervalo LVE, %) e a deformação no final do intervalo LVE ou limite de deformação viscoelástica linear (γ_L , %) (Figura 4) (MARKGRAF; HORN; PETH, 2006; HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010). O intervalo LVE é determinado pela faixa de amplitude da deformação para a qual G^* , decomposto em G' e G'' (Pa), é constante (SCHRAMM, 2006), ou seja, enquanto o intervalo LVE não for ultrapassado a deformação é totalmente reversível (HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010). O aumento da deformação além do γ_L causa modificações irreversíveis e cumulativas na amostra, o que é indicado por uma diminuição de G' e G'' (HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010).

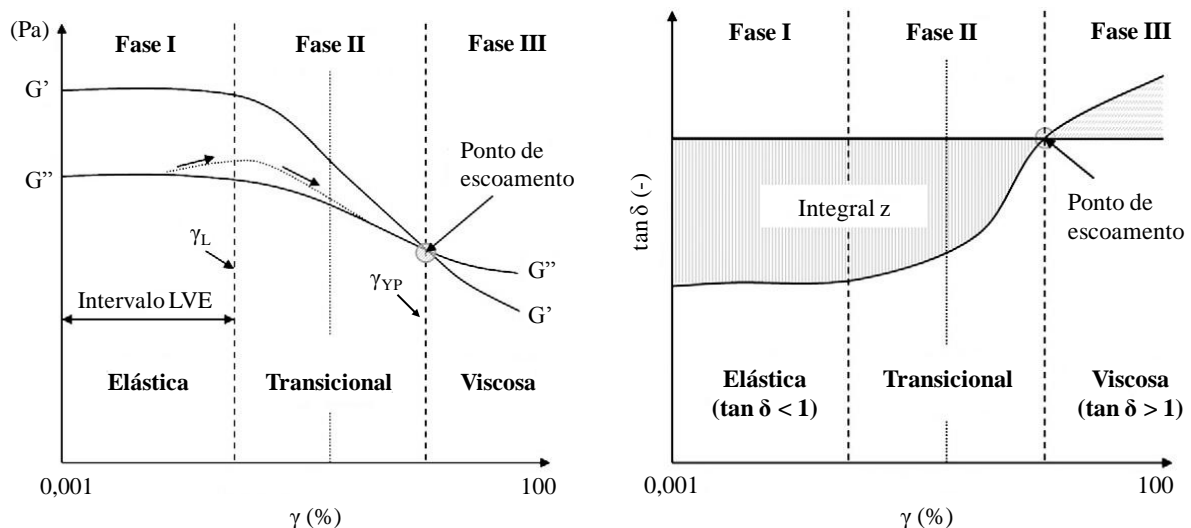


Figura 4 – Módulo de armazenamento (G'), módulo de perda (G'') (esquerda) e fator de perda $\tan \delta$ (-) (direita) em função da deformação (γ). Fonte: adaptado de Markgraf et al. (2011).

Nas mesmas curvas características (G' e G''), obtém-se o ponto de escoamento (*yield point* ou *cross over*) quando $\tan \delta = 1$, ou seja, $G' = G''$, o que significa que os comportamentos elástico e viscoso se igualam (Figura 4) (HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010). Assim, o ponto de escoamento de uma amostra é o nível crítico de deformação abaixo da qual a amostra apresenta comportamento predominantemente elástico (SCHRAMM, 2006; HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010). A partir de deformações maiores que a do ponto de escoamento (γ_{YP} , %), a amostra começa a fluir e a posição de algumas partículas varia irreversivelmente em relação a outras, causando deformação irreversível (SCHRAMM, 2006).

Além da evidente transição do estado elástico para viscoso (ou plástico) no ponto de escoamento, a figura 4 mostra as três fases da degradação da rigidez microestrutural sob cisalhamento oscilatório (MARKGRAF et al., 2011). A fase I é caracterizada por um estado inicial de pequena deformação e de elasticidade linear, determinadas pelo intervalo LVE e o γ_L ; a fase II é um estado de transição, em que ocorre deformações elástica e plástica; e a fase III caracteriza o estado final de escoamento, a partir do qual ocorre intensa degradação da rigidez e o solo se deforma irreversivelmente (MARKGRAF; HORN; PETH, 2006; HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010). Em cada fase, propriedades físico-químicas do solo influenciam os valores iniciais de G' e G'' e sua progressão, bem como o ponto de escoamento (MARKGRAF; HORN; PETH, 2006).

Assim, pelas relações tensão-deformação resultantes de testes oscilatórios de varredura de amplitude da deformação, são calculados parâmetros reológicas específicos, tais como: γ_L ; γ_{YP} ; G' e G'' no ponto de escoamento ($G'G''_{YP}$) e τ no ponto de escoamento (τ_y) (MARKGRAF; HORN; PETH, 2006; 2012; MARKGRAF; HORN, 2009). Também tem sido utilizado outro parâmetro reológico, a integral z , obtida da curva de $\tan \delta$ em função da γ . A integral z é calculada pela soma da área delimitada pela $\tan \delta$ da menor deformação aplicada até o ponto de escoamento, onde $\tan \delta = 1$, de forma que quanto maior seu valor, maior é a rigidez do solo (MARKGRAF et al., 2011). A tensão de cisalhamento máxima ($\tau_{m\acute{a}x}$), determinada pelo máximo torque durante o teste de varredura de amplitude, também é utilizada como um parâmetro reológico, caracterizando a máxima resistência de uma amostra, além de permitir comparações com resultados derivados de ensaios de cisalhamento direto em mesoescala (HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010, 2012b).

Esse conjunto de parâmetros reológicos fornece informações fundamentais sobre a resistência microestrutural do solo (MARKGRAF et al., 2011). Dessa forma, testes reológicos que possibilitam investigações da resistência do solo podem gerar informações sobre os efeitos da textura, concentração de sais (cátions), mineralogia, conteúdo de água, bem como de diferentes práticas de manejo e da fertilidade no comportamento mecânico dos solos em microescala (MARKGRAF; HORN; PETH, 2006; HOLTHUSEN et al., 2012b).

Os parâmetros reológicos descritos aqui estão resumidos no Anexo A, juntamente com os parâmetros usados na mecânica clássica do solo.

2.5.1.3 Aplicação da reometria do solo

Em comparação a outras áreas da ciência do solo, até o momento são poucos os estudos que utilizaram técnicas reológicas para investigar a resistência microestrutural dos solos. Os trabalhos existentes investigaram os efeitos do conteúdo de água (GHEZZEHEI; OR, 2001; MARKGRAF et al., 2011; MARKGRAF; MORENO; HORN, 2012; MARKGRAF; HORN, 2006, 2007; HOLTHUSEN; REEB; HORN, 2012; BAUMGARTEN et al., 2012; BAUMGARTEN; DÖRNER; HORN, 2013), textura, mineralogia (GHEZZEHEI; OR, 2001; MARKGRAF; HORN, 2006, 2007; MARKGRAF; MORENO; HORN, 2012; HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010; BAUMGARTEN; DÖRNER; HORN, 2013), salinidade ou teor de cátions (MARKGRAF; HORN; PETH, 2006; MARKGRAF; HORN, 2006; HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010, HOLTHUSEN et al., 2012a), conteúdo de MOS (MARKGRAF; HORN, 2007; MARKGRAF et al., 2011) e solução do solo (HOLTHUSEN et al., 2012d) no comportamento micromecânico de solos ou substratos. Na maioria dessas pesquisas os solos foram avaliados com estrutura não preservada. Além desses, os estudos de Baumgarten et al. (2012) e Holthusen et al. (2012c) trazem uma primeira abordagem da relação de parâmetros mecânicos do solo em microescala com parâmetros de mesoescala, a fim de verificar a possibilidade da transferência de resultados em escala micro para mesoestrutural.

Na realização de testes oscilatórios de varredura de amplitude com tensão de cisalhamento controlada e diferentes frequências, realizados com dois solos e três minerais de argila, Ghezzehei e Or (2001) concluíram que para baixos conteúdos de água e baixa frequência (correspondente à baixa velocidade de tráfego), o comportamento elástico do solo aumenta, enquanto que, com maior conteúdo de água e maior frequência, a resistência ao cisalhamento diminui. Outros estudos com testes oscilatórios de varredura de amplitude também verificaram que o decréscimo do conteúdo de água aumentou a rigidez microestrutural e a resistência do solo ao cisalhamento, devido ao aumento dos módulos G' e G'' , $\tau_{m\acute{a}x}$, γ_L e integral z , mesmo em solos com diferentes texturas e mineralogias (MARKGRAF; HORN, 2006, 2007; MARKGRAF; MORENO; HORN, 2012; HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010, HOLTHUSEN et al., 2012a; BAUMGARTEN et al., 2012; BAUMGARTEN; DÖRNER; HORN, 2013). Segundo Holthusen, Peth e Horn (2010), o pequeno decréscimo de 5% no teor de água foi suficiente para causar diferenças acentuadas nos parâmetros reológicos de diferentes solos. Esses autores concluíram que, além da atração eletrostática, as forças estabilizadoras do solo dependem dos meniscos de água entre as partículas, ou seja, em maiores tensões de água no solo (menores conteúdos de água) ocorre

um aumento da rigidez microestrutural (MARKGRAF; MORENO; HORN, 2012). Contudo, esse comportamento depende da textura do solo, pois em solos arenosos as forças de meniscos podem ser facilmente perdidas em tensões de água maiores (HOLTHUSEN; REEB; HORN, 2012).

Quanto aos efeitos da textura e mineralogia, Markgraf e Horn (2007) observaram que mudanças microestruturais de Latossolos do sul do Brasil são influenciadas por diferenças texturais, constituição por (hidr)óxidos de Fe e conteúdo de água, sendo a estabilidade microestrutural desses solos maior (observada pela maior γ_{YP}) que a de um Vertissolo esmectítico, também do sul do Brasil. A maior estabilidade dos Latossolos pode estar associada também a presença de microagregados resistentes do tamanho silte (pseudosilte) ou areia (pseudoareia) (MARKGRAF; HORN, 2007), que se formam em solos com alto conteúdo de óxidos de Fe e aumenta a força de agregação interpartículas (MARKGRAF; HORN; PETH, 2006). Contudo, Markgraf, Horn e Peth (2006) observaram maior elasticidade armazenada (G') no Vertissolo em relação ao Latossolo. A influência da mineralogia do solo também foi observada por Baumgarten, Dörner e Horn (2013), que avaliaram três Andosols em uma topossequência no sul do Chile e concluíram que a rigidez microestrutural foi influenciada principalmente pelos conteúdos de alofana e de ferrihidrita.

O tipo e a concentração de cátions também influenciam a resistência micromecânica do solo de diversas formas. Em um dos primeiros trabalhos com salinidade do solo, Markgraf, Horn e Peth (2006) e Markgraf e Horn (2006) concluíram que a estabilidade estrutural de um substrato siltoso rico em CaCO_3 aumentou com o aumento da concentração de NaCl , devido à formação de CaCl_2 , o qual possui efeito estabilizador no solo. Entretanto, Baumgarten et al. (2012), observaram efeitos dispersivos do Na^+ e efeitos de agregação do Ca^{2+} em solos com elevados teores de sais (Salic Tidalic Fluvisols, Calcaric Fluvisols e Fluvi-Calcic Gleysols), concluindo que a suscetibilidade à erosão aumenta com o incremento da saturação de Na^+ . Holthusen, Reeb e Horn (2012) também verificaram efeito desestabilizante da microestrutura do solo pelo Na^+ em um substrato resultante da mistura de solo de subsolo e sílica.

Quanto ao efeito do K^+ , os estudos de Markgraf e Horn (2006) e Holthusen, Peth e Horn (2010) concluíram que o aumento da concentração desse cátion aumenta a estabilidade do solo, o que significa que o K^+ , além dos cátions di e trivalentes, também pode promover a ligação entre partículas do solo. Entretanto, Holthusen, Reeb e Horn (2012) não verificaram impacto claro da adubação potássica sobre a $\tau_{\text{máx}}$. De acordo com Holthusen et al. (2012a), a influência do K^+ na $\tau_{\text{máx}}$ é ambígua, pois depende fortemente de propriedades do solo, como textura e agregação.

Sobre o efeito da MOS, Markgraf et al. (2011) avaliaram um Chromic Luvisol franco siltoso submetido à aplicação de dejetos de animais e crescentes doses de nitrogênio mineral em um experimento de longa duração. Segundo os autores, o aumento do teor de COS pelos tratamentos aumentou a resistência do solo à deformação. Os autores também verificaram que em condição saturada, o efeito do teor de COS nas propriedades reológicas é mais aparente que na condição drenada. No estudo de Holthusen et al. (2012c), o aumento do conteúdo de MOS aumentou a $\tau_{m\acute{a}x}$ em um Luvisol submetido à fertilização orgânica em longo prazo. Nesse sentido, Baumgarten, Dörner e Horn (2013) verificaram que a conversão de floresta nativa para pastagem (diminuição do teor de MOS) diminuiu a estabilidade microestrutural dos solos. Outra importante constatação é de que, para Latossolos, os óxidos de Fe possuem efeito maior que o da MOS na estabilidade microestrutural dos solos (MARKGRAF; HORN, 2007).

Todos esses resultados confirmam que os testes de varredura de amplitude detectam efeitos de variáveis físicas, mineralógicas e químicas na estabilidade microestrutural dos solos. Contudo, a relação dessas variáveis com a rigidez do solo em microescala precisa ser melhor investigada em diferentes solos (MARKGRAF; HORN, 2006; HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010).

Mais recentemente, além da avaliação de parâmetros reológicos em si, Holthusen et al. (2012c) verificaram que há correlação entre os parâmetros reológicos e parâmetros mecânicos de compressibilidade cíclica em mesoescala. Baumgarten et al. (2012) também sugerem que o processo de erodibilidade pode ser entendido nas escalas micro (reometria) e mesomecânica (compressibilidade cíclica). Assim, a reometria é uma ferramenta com potencial para avaliar a estabilidade microestrutural dos solos e como essa se relaciona com parâmetros e processos de outras escalas. Entretanto, essas relações também têm sido pouco estudadas pelas pesquisas em reometria do solo.

3 HIPÓTESES

Considerando que hipóteses a respeito da estabilidade microestrutural dos solos são relativas ao comportamento reológico, que as propriedades reológicas são obtidas em testes de cisalhamento oscilatório de varredura de amplitude da deformação, e que os solos se restringem as ordens de solo Latossolo, Argissolo, Planossolo e Vertissolo presentes no estado do RS, as hipóteses do trabalho são:

- I. Solos do RS apresentam comportamento microestrutural semelhante a solos e substratos avaliados por reometria descritos na literatura, ou seja, a resistência microestrutural aumenta com o aumento do teor de argila, do teor de óxidos de Fe e da tensão de água no solo; e o comportamento elástico do solo aumenta com o aumento do conteúdo de argilominerais 2:1.
- II. A análise de um conjunto de variáveis da composição do solo de um conjunto de solos do RS confirmará que o teor de areia, argila, óxidos, carbono, Ca^{2+} e Na^+ são os que mais influenciam a resistência micromecânica dos solos avaliada por reometria.
- III. Na análise de um conjunto de solos do RS, os parâmetros físico e mecânicos medidos em mesoescala se correlacionam com parâmetros reológicos medidos em microescala, confirmando a relação da qualidade e resistência estrutural dos solos entre escalas.

4 OBJETIVOS

4.1 Objetivo geral

O objetivo geral deste estudo foi avaliar o efeito da granulometria, da mineralogia, do carbono total, do tipo e concentração de cátions e da tensão de água na resistência microestrutural de solos do RS, bem como verificar a relação de parâmetros reológicos com propriedades físicas e mecânicas do solo de mesoescala.

4.2 Objetivos específicos

Para analisar a resistência da micro e mesoestrutura de solos do RS, objetiva-se especificamente:

- i. Avaliar parâmetros reológicos em diferentes tensões de água e comparar com resultados disponíveis na literatura;
- ii. Determinar a granulometria, mineralogia, compartimentalização do carbono, tipo e concentração de cátions (propriedades químicas) e tensão de água; e verificar se há relação desses com parâmetros reológicos;
- iii. Verificar se há correlação de parâmetros físicos e mecânicos de mesoescala com parâmetros reológicos (microescala).

5 MATERIAL E MÉTODOS

5.1 Localização e descrição do estudo

O estudo foi desenvolvido com amostras de oito solos de diferentes classes presentes no estado do RS, cujo clima é classificado como subtropical úmido segundo Köppen. Foram escolhidos solos com ampla variação granulométrica e mineralógica pertencentes às ordens Latossolo, Argissolo, Planossolo e Vertissolo (Tabela 2), que são as principais ordens de solo sob uso agrícola no RS.

As amostras foram coletadas em perfis em áreas sob condição natural, agrícola ou pastoril, cujas descrições constam nos anexos B a I.

Tabela 2 – Classificação e simbologia de oito solos do Rio Grande do Sul pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos – SiBCS (EMBRAPA, 2013), correspondência aproximada pelo Soil Taxonomy (USDA, 2010) segundo Embrapa (2013), material de origem, localização e coordenadas geográficas.

SiBCS	Simbologia	Soil Taxonomy	Material de origem	Localização	Coordenadas
Latossolo Vermelho Distrófico típico	LVd1	Oxisol	Arenito	Tupanciretã	28°58'43,81"S 53°38'38,11"O
Latossolo Vermelho Distrófico típico	LVd2	Oxisol	Basalto	Ibirubá	28°38'17,83"S 53° 5'6,91"O
Latossolo Bruno Distroférrico rúbico	LBdf1	Oxisol	Basalto	Muitos Capões	28°22'34,00"S 51° 4'52,43"O
Latossolo Bruno Distroférrico típico	LBdf2	Oxisol	Basalto	Vacaria	28°30'38,09"S 50°52'46,15"O
Argissolo Vermelho Distrófico típico	PVd1	Ultisol	Argilito	Minas do Leão	29°51'59,41"S 52°50'23,13"O
Argissolo Vermelho Distrófico arênico	PVd2	Ultisol	Arenito	Rosário do Sul	30°41'25,23"S 55° 7'50,11"O
Planossolo Háptico Eutrófico êndico	SXe	Alfisol	Sedimentos	São Gabriel	30°15'44,10"S 54°32'23,89"O
Vertissolo Ebânico Órtico típico	VEo	Vertisol	Basalto	Santana do Livramento	30°43'9,00"S 55°47'38,56"O

* Obtidas com GPS de navegação.

A partir das coordenadas geográficas (Tabela 2), os solos foram localizados no mapa do RS (Figura 5). Também foi realizado o registro fotográfico dos perfis dos solos, bem como

das paisagens em que os mesmos estão inseridos (Apêndices A a D). Os perfis foram coletados em na margem de rodovias, com exceção do VEO e PVd2, coletados sob campo nativo; do LBdf2, coletado sob área de pastagem implantada; e do LVd2, coletado sob floresta nativa.

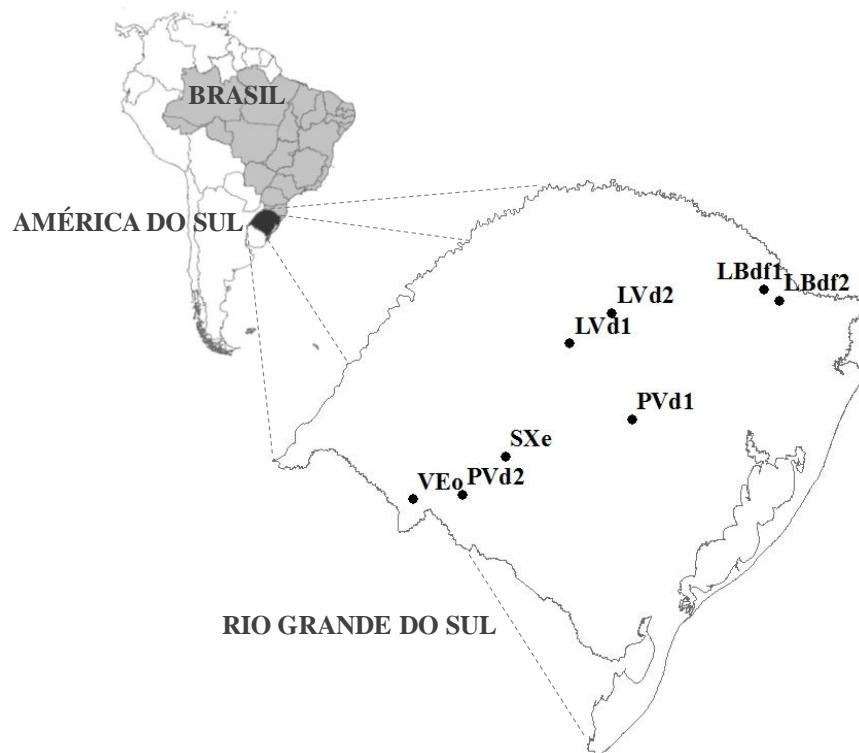


Figura 5 – Localização dos oito solos no estado do Rio Grande do Sul, Brasil, América do Sul. A descrição da simbologia dos solos consta na tabela 2.

5.2 Coleta de amostras de solo

As amostras foram coletadas com estrutura preservada e alterada na posição central dos horizontes A (superficial) e B (subsuperficial) (Tabela 3). Amostras com estrutura alterada foram secas ao ar, destorroadas e peneiradas em malha de 2 mm, constituindo a fração terra fina seca ao ar (TFSA). A TFSA foi utilizada para análises mineralógicas, químicas e reológicas, além das seguintes análises físicas: granulometria, argila natural e densidade de partículas. Amostras com estrutura preservada em anéis metálicos de aproximadamente 5,6 cm de diâmetro e 4,0 cm de altura foram coletadas para a determinação

das análises físicas de porosidade, densidade do solo, condutividade hidráulica saturada, permeabilidade ao ar e resistência do solo à penetração. Também foram coletadas amostras com estrutura preservada em anéis metálicos de aproximadamente 9,8 cm de diâmetro e 2,8 cm de altura para a realização de análises mecânicas de compressibilidade e cisalhamento.

Tabela 3 – Classificação e simbologia de oito solos do Rio Grande do Sul pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos – SiBCS (EMBRAPA, 2013), horizontes, profundidade de coleta e classe textural.

SiBCS (2013)	Simbologia	Horizonte	Profundidade	Classe textural
Latossolo Vermelho Distrófico típico	LVd1	Ap	0-35	Franco Arenoso
		Bw ₁	105-152	Franco Argilo Arenoso
Latossolo Vermelho Distrófico típico	LVd2	A ₁	0-26	Muito Argiloso
		Bw ₁	100-138	Muito Argiloso
Latossolo Bruno Distroférico rúbrico	LBdf1	Ap	0-30	Muito Argiloso
		Bw ₁	95-150	Muito Argiloso
Latossolo Bruno Distroférico típico	LBdf2	A ₁	0-26	Argila
		Bw ₁	80-100	Muito Argiloso
Argissolo Vermelho Distrófico típico	PVd1	A	0-40	Franco Arenoso
		Bt	110-155	Argila
Argissolo Vermelho Distrófico arênico	PVd2	A ₁	0-20	Areia Franca
		Bt ₁	77-98	Argila Arenosa
Planossolo Háptico Eutrófico êndico	SXe	A ₁	0-30	Franco Arenoso
		Btg	70-120	Franco Argiloso
Vertissolo Ebânico Órtico típico	VEo	A	0-30	Argila Siltosa
		Bv	30-115	Argila

5.3 Análises mineralógicas do solo

Análises mineralógicas qualitativas e quantitativas foram realizadas por difratometria de raios-x (DRX) e termogravimetria de frações da argila dos solos. Para a realização dessas análises foi necessária a oxidação da matéria orgânica do solo (MOS), separação da fração argila, extração e concentração de óxidos de ferro.

5.3.1 Oxidação da matéria orgânica e separação da fração argila

Antes da separação da fração argila foi realizada a oxidação da MOS com H_2O_2 30 % de 150 g de TFSA, por aproximadamente 2 h em banho de areia a 70 °C. Em seguida as amostras foram secas em estufa a 50 °C e posteriormente maceradas.

A separação da fração argila de 50 g de solo (após a oxidação da MOS) foi realizada combinando dispersão química com 150 mL de NaOH 0,2 M e dispersão mecânica por agitação horizontal, juntamente com duas esferas de nylon, a 120 rpm por 4 h (SUZUKI et al., 2004). Após agitação, a fração areia foi separada com peneira de 0,053 mm e as frações argila e silte foram recolhidas para separação por centrifugação a 800 rpm por 4 min, seguida de pipetagem dos 5 cm superiores do sobrenadante, com base nos princípios de sedimentação de partículas (GEE; BAUDER, 1986). Após as primeiras separações da solução inicial composta por argila e silte, foram realizadas dez centrifugações com solução NaOH 0,2 mol L⁻¹. No sobrenadante com argila foi adicionado HCl diluído a aproximadamente 50% até o pH da solução estabilizar entre 5 e 6, para a floculação da argila. Após a floculação, o sobrenadante foi descartado e a argila foi centrifugada por cinco vezes com etanol 96% para remoção da silvita formada durante o procedimento. A argila, então, foi seca em estufa a 50 °C e posteriormente macerada.

5.3.2 Concentração de óxidos de ferro

Os óxidos de Fe da fração argila foram concentrados com solução NaOH 5 mol L⁻¹ a quente, de acordo com Norrish e Taylor (1961) e Kämpf e Schwertmann (1982) para remover principalmente filossilicatos e gibbsita. Foram utilizados 100 mL de NaOH 5 mol L⁻¹ para cada 1 g de argila, sendo as amostras fervidas em becker de teflon a aproximadamente 100 °C por 1,5 h (MELO et al., 2009). Após resfriamento, as amostras foram passadas para tubos de centrífuga de 50 mL e foi realizada uma lavagem com NaOH 5 mol L⁻¹ com posterior centrifugação a 800 rpm por 20-30 min. Para a remoção da sodalita, formada durante o procedimento, foram realizadas duas lavagens com HCl 0,5 mol L⁻¹ (NORRISH; TAYLOR, 1961; SINGH; GILKES, 1991) e para a remoção do NaCl foram realizadas duas lavagens com $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$ 1 N. Também foram realizadas mais duas lavagens com etanol 96% para remoção de excessos de NH_4 e CO_3 . Em todas as lavagens as amostras foram deixadas em contato com as soluções por 15 min, posteriormente centrifugadas a 800 rpm por 10-15 min e

o sobrenadante límpido descartado. As amostras de óxidos de Fe concentrado foram secas em estufa a 60 °C e posteriormente maceradas.

A massa de amostra perdida durante a concentração com NaOH 5 mol L⁻¹ a quente foi contabilizada por meio da diferença entre a massa seca (24 h em estufa a 60 °C) antes e após o tratamento (MELO et al., 2009).

A fração de óxidos de Fe concentrados foi analisada por DRX com lâminas não orientadas montadas em pó.

5.3.3 Extração de ferro com ditionito-citrato-bicarbonato

Para determinar os teores dos óxidos de Fe cristalinos foi realizada extração com ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) (MEHRA; JACKSON, 1960), de acordo com Melo et al. (2001a). A extração com DCB foi realizada com 40 mL de solução citrato de sódio tribásico dihidratado (Na₃C₆H₅O₇.2H₂O) 0,3 mol L⁻¹ e 5 ml de solução bicarbonato de sódio (NaHCO₃) 1 mol L⁻¹ para cada 0,75 g de argila, sendo realizadas três repetições. Em tubos de centrifuga de 50 mL, essa solução foi aquecida em banho-maria à temperatura entre 75 °C e 80 °C. Quando a temperatura alcançou 75 °C foi adicionado 1 g de ditionito de sódio (Na₂S₂O₄) em pó, seguido de agitação manual com bastão de vidro por alguns segundos e ocasionalmente durante os 15 min de digestão. A adição de 1 g de ditionito de sódio em pó seguido de agitação foi realizada mais duas vezes, totalizando três extrações. A temperatura de extração foi mantida rigorosamente entre 75 e 80 °C. Ao final desse período, as amostras foram retiradas do banho-maria e adicionou-se 10 ml de solução NaCl saturada. A suspensão foi agitada, resfriada e centrifugada a 1000 rpm por 10 min.

O sobrenadante foi transferido para balões volumétricos e o extrato completado para 50 mL para determinação do teor de Fe por espectrometria de absorção atômica (EAA). Já o resíduo da digestão foi lavado duas vezes com solução de (NH₄)₂CO₃ 1 mol L⁻¹ e uma vez com etanol 96%. Nessas lavagens, as amostras foram deixadas em contato com a solução por 15 min, posteriormente centrifugadas a 1000 rpm por 10 min e o sobrenadante límpido descartado. As amostras de argila desferrificada foram secas em estufa a 60 °C e posteriormente maceradas e analisadas por difratometria de raios-x em lâminas não orientadas (em pó).

Também foi determinada a massa de material perdida pela extração através da diferença entre a massa seca (24 h em estufa a 60 °C) antes e após o tratamento (MELO et al., 2009).

5.3.4 Difractometria de raios-x

A difratometria de raios-x (DRX) foi realizada em aparelho Bruker D2 Phaser (Tubo de Cu com filtro de Ni, detector LynxEye® e o slit primário com abertura de 0,3 mm), no Laboratório de Mineralogia do Departamento de Solos da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS).

Foram confeccionadas lâminas não orientadas (em pó) com as frações de óxidos de Fe concentrados e de argila desferrificada. As lâminas em pó da fração óxidos de Fe concentrados foram preparadas com 0,65 g de amostra e adição de 5% de NaCl, como padrão interno para correção das distorções instrumentais (posição dos picos), sendo analisadas com variação angular de 17 a 52° 2θ. Para as amostras de argila desferrificada as lâminas em pó foram confeccionadas com 0,75 g de amostra, sendo os picos dos minerais corrigidos pela reflexão do quartzo e as lâminas analisadas com variação angular de 4 a 50° 2θ. A velocidade angular utilizada para a DRX foi de 0,05° 2θ s⁻¹, em modo por passos com tempo de leitura de 0,5 segundos por passo.

Os difratogramas foram gerados pelo software EVA, sendo identificados os principais minerais. Por meio das reflexões dos difratogramas, também foram quantificados os teores de hematita (Hm) e goethita (Gt) e a substituição isomórfica (SI) da Hm e da Gt.

Os teores de Hm e Gt foram determinados com base na relação [Hm/(Hm+Gt)], estimada conforme Almeida, Maçaneiro e Klamt (2000) por meio do cálculo da área das reflexões Hm (012) e Gt (110), multiplicando-se a área da reflexão Gt (110) por 0,3, uma vez que a intensidade da reflexão Hm (012) é de 30%. A partir dessa relação, os teores de Hm e Gt foram estimados com base na porcentagem de cada mineral e no teor de Fe extraído por DCB (Fe_d), conforme equações 13 e 14.

$$Hm = [Hm/(Hm + Gt)] \cdot Fe_d \cdot 1,43 \quad (13)$$

$$Gt = \{1 - [Hm/(Hm + Gt)]\} \cdot Fe_d \cdot 1,59 \quad (14)$$

Em que Hm é o teor de hematita (Fe_2O_3) (g kg^{-1}); $[\text{Hm}/(\text{Hm}+\text{Gt})]$ a relação entre Hm e Gt; Fe_d o teor de Fe extraído por DCB (g kg^{-1}); e Gt o teor de goethita (FeOOH) (g kg^{-1}).

A SI de Fe^{3+} por Al^{3+} na hematita (Hm) foi estimada segundo Schwertmann et al. (1979) (Equação 15) e a SI de Fe^{3+} por Al^{3+} na goethita (Gt) foi estimada de acordo com Schulze (1984) (Equação 16).

$$\text{Al} = \text{SIHm} = 31,09 - 6,17 \cdot (2 \cdot d_{110}) \quad (15)$$

Em que Al é o teor de Al referente a SI de Fe^{3+} por Al^{3+} na Hm (mol mol^{-1}), que representa a SI da Hm (SIHm); e d_{110} é a distância (\AA) da reflexão Hm (110).

$$\text{Al} = \text{SIGt} = 17,30 - 5,72 \cdot \left[\left(\frac{1}{d_{111}} \right)^2 - \left(\frac{1}{d_{110}} \right)^2 \right]^{-0,5} \quad (16)$$

Em que Al é o teor de Al referente a SI de Fe^{3+} por Al^{3+} na Gt (mol mol^{-1}), que representa a SI da Gt (SIGt); d_{111} é a distância (\AA) da reflexão Gt (111); e d_{110} é a distância (\AA) da reflexão Gt (110).

5.3.5 Termogravimetria

Para a análise mineralógica quantitativa da gibbsita (Gb) e caulinita (Ct), as amostras da fração argila desferrificada foram analisadas em derivatógrafo com módulo de termogravimetria (TG) e Análise Térmica Diferencial (ATD) SHIMADZU DTG-60, utilizando-se 20 mg (± 1 mg) de amostra alocada em cadinho de platina e analisada em atmosfera de nitrogênio (fluxo de 40 ml min^{-1}), de ± 30 até $800 \text{ }^\circ\text{C}$, com taxa de aquecimento de $20 \text{ }^\circ\text{C min}^{-1}$. Foi utilizado um cadinho de platina vazio como material termicamente inerte de referência.

A interpretação qualitativa foi feita pelas características dos picos endotérmico e exotérmico dos minerais em análise termodiferencial e a quantificação da Ct e Gb foi realizada de acordo com a magnitude de redução da massa da amostra, em decorrência da desidroxilação dos minerais (MELO et al., 2001b). A Gb foi quantificada pela perda de massa

entre 230 e 300 °C e a Ct pela perda de massa entre 330 e 600 °C, sendo os cálculos realizados de acordo com as equações 17 e 18.

$$Ct = \left(\frac{PM_{amostra}}{PM_{Ctpura}} \right) \cdot 100 \quad (17)$$

$$Gb = \left(\frac{PM_{amostra}}{PM_{Gbpura}} \right) \cdot 100 \quad (18)$$

Em que PM é a perda de massa (%), sendo a PM da Ct pura de 13,9% e da Gb pura de 34,6% (JACKSON, 1979).

Para transformação dos teores de Gb e Ct da fração argila desferrificada para a fração argila natural (sem remoção dos óxidos de Fe), foi considerada a perda de massa da amostra após o tratamento com DCB.

5.4 Análises químicas do solo

5.4.1 Carbono total e fracionamento físico do carbono

O teor de C total (CT) do solo, bem como o teor de N total (NT), foram quantificados na fração TFSA macerada, por combustão seca em autoanalisador CHNS (modelo FlashEA 1112, Thermo Finnigan) pelo Laboratório de Microbiologia do Solo do Departamento de Solos da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM).

O fracionamento físico do C (e do N) foi realizado quantificando o C associado às partículas minerais maiores (areia) e menores que 0,053 mm (silte e argila), de acordo com Cambardella e Elliott (1992). Foram utilizados 20 g da fração TFSA e 60 ml de solução hexametáfosfato de sódio ($Na_{16}P_{14}O_{43}$) 5 g L^{-1} . Essa suspensão foi agitada por 15 h em agitador horizontal a 120 rpm e, posteriormente, com o auxílio de um leve jato de água, o material foi lavado em peneira de 0,053 mm. As frações obtidas foram secas em estufa a 50° C e maceradas para determinação do teor de C e N por combustão seca em autoanalisador CHNS (modelo FlashEA 1112, Thermo Finnigan). Assim, obteve-se o C e o N particulados

associados à fração areia (retido na peneira); e o C e N associados à fração silte mais argila. Os teores de C e N das respectivas frações foram expressos em relação à massa de areia e à massa de silte mais argila, e não em relação à TFSA.

5.4.2 Concentração de cátions e pH

Os teores de potássio (K^+), cálcio (Ca^{2+}), magnésio (Mg^{2+}), sódio (Na^+) e alumínio (Al^{3+}) trocáveis na CTC do solo foram quantificados na TFSA conforme Embrapa (1997) e em triplicata. O Na^+ e o K^+ foram extraídos pelo método do extrator duplo ácido (Mehlich-1) com solução ácida de HCl $0,05 \text{ mol L}^{-1}$ e H_2SO_4 $0,0125 \text{ mol L}^{-1}$, sendo quantificados por fotometria de chama; Ca^{2+} , Mg^{2+} e Al^{3+} foram extraídos com solução salina neutra de KCl 1 mol L^{-1} , sendo Ca^{2+} e Mg^{2+} determinados por EAA e o Al^{3+} quantificado por titulometria ácido-base com $NaOH$ $0,0125 \text{ mol L}^{-1}$. O $H^+ + Al^{3+}$ (referente à acidez potencial) foi extraído com solução $Ca(CH_3COO)_2$ 1 mol L^{-1} tamponada a pH 7 e quantificado por titulometria ácido-base com $NaOH$ $0,0606 \text{ mol L}^{-1}$ (EMBRAPA, 1997). A partir desses dados, a soma de bases (SB), a CTC efetiva (CTC_{ef}), a CTC a pH 7 (CTC_{pH7}), a saturação por bases (V), a saturação por Al^{3+} (m) e a saturação por Na^+ (Sat_{Na}) foram calculadas conforme Embrapa (1997).

O pH (acidez ativa) em água foi determinado na relação 1:2,5 (10 mL de solo para 25 mL de água destilada) e leitura em medidor de pH (pHmetro) (EMBRAPA, 2011), também em triplicata.

5.5 Análises físico-hídricas do solo

5.5.1 Granulometria, argila natural e grau de floculação

A granulometria do solo foi determinada combinando dispersão química de 20 g de TFSA com 10 mL de solução $NaOH$ 1 M e 50 mL de água destilada, e dispersão mecânica por agitação horizontal, juntamente com duas esferas de nylon, a 120 rpm durante 4 h

(SUZUKI et al., 2004). Após agitação, a fração areia foi separada em peneira de 0,053 mm, seca em estufa a 105 °C e posteriormente separada por tamisação nas frações areia muito fina (0,053-0,106 mm), areia fina (0,106-0,25 mm), areia média (0,25-0,5 mm), areia grossa (0,5-1 mm) e areia muito grossa (1-2 mm) (DAY, 1965). As frações argila e silte foram recolhidas para separação por sedimentação pelo método da pipeta, considerando-se a lei de Stokes (GEE; BAUDER, 1986). Assim, foram determinados os teores de argila total (0-0,002 mm) por pipetagem e silte (0,002-0,053 mm) pela diferença das massas de TFSA e areia total mais argila total.

A argila naturalmente dispersa (argila natural) também foi determinada pelo método da pipeta, entretanto, com agitação do solo sem dispersante químico (60 mL de água destilada) (EMBRAPA, 2011). As determinações da argila total e da argila natural foram realizadas em duplicata.

O grau de floculação (GF) foi calculado pela relação entre a argila natural e a argila total do solo (Equação 19), conforme Embrapa (2011).

$$GF = \frac{(Argila_{total} - Argila_{natural})}{Argila_{total}} \cdot 100 \quad (19)$$

Em que GF é o grau de floculação (%); $Argila_{total}$ a argila dispersa com NaOH (%); e $Argila_{natural}$ a argila dispersa com água (%).

5.5.2 Densidade de partículas

A densidade de partículas do solo (D_p) foi determinada pelo método do balão volumétrico de acordo com metodologia de Kiehl (1979), modificada por Gubiani, Reinert e Reichert (2006). A determinação foi realizada em duplicata com TFSA macerada e seca em estufa a 105 °C, sendo a D_p calculada de acordo com a equação 20.

$$D_p = \frac{(M_{bs} - M_b)}{50 - \left[\frac{(M_{bsa} - M_{bs})}{D_a} \right]} \quad (20)$$

Em que D_p é a densidade de partículas do solo (g cm^{-3}); M_b a massa do balão volumétrico (g); M_{bs} a massa do balão volumétrico contendo o solo (g); M_{bsa} a massa do balão volumétrico contendo solo mais álcool (g); e D_a a densidade do álcool (g cm^{-3}).

5.5.3 Porosidades e densidade do solo

Para determinação da porosidade total (P_t), macroporosidade (Macro), microporosidade (Micro) e densidade do solo (D_s), amostras com estrutura preservada em anéis metálicos de 5,6 cm de diâmetro e 4,0 cm de altura (cinco repetições) foram saturadas por capilaridade por 48 h, submetidas à tensão de água (ψ) de 6 kPa em coluna de areia (REINERT; REICHERT, 2006) e, posteriormente, secas em estufa a 105 °C. A P_t foi calculada pela razão do volume de água retido no solo saturado e o volume do solo; a Micro pela razão do volume de água retido no solo na ψ de 6 kPa e o volume do solo; a Macro pela diferença entre P_t e Micro (EMBRAPA, 2011); e a D_s pela razão entre a massa de sólidos e o volume do solo, conforme Blake e Hartge (1986).

5.5.4 Permeabilidade ao ar

A permeabilidade ao ar (k_a) foi determinada em cinco amostras com estrutura preservada em anéis metálicos (5,6 cm de diâmetro e 4,0 cm de altura), coletadas de cada horizonte. As amostras foram saturadas por capilaridade durante 48 h e submetidas à tensão de água de 10 kPa em coluna de areia até cessar a drenagem da água (aproximadamente quatro dias) (REINERT; REICHERT, 2006).

No permeâmetro, o fluxo de ar foi ajustado para gerar um gradiente de pressão de 0,1 kPa (1 cm de coluna d'água), conforme descrito por Peth (2004), e o fluxo de ar que passou pelas amostras foi medido por fluxímetros com capacidade de medição de fluxo de 0,1 a 10 L min^{-1} . A temperatura ambiente também foi medida durante as medições (Brandt, 2009) e o cálculo da k_a foi realizado utilizando as equações 21, 22 e 23.

$$k_1 = \rho_1 \cdot g \cdot \frac{\Delta V \cdot l}{\Delta t \cdot \Delta p \cdot A} \quad (21)$$

Em que k_1 é a condutividade ao ar (m s^{-1}); ρ_1 a densidade do ar (kg m^{-3}); g a gravidade ($9,81 \text{ m s}^{-2}$); ΔV o volume de ar (m^3) que passa pela amostra durante Δt (intervalo de tempo, em s); l a altura da amostra (m); Δp a diferença de pressão entre o ar atmosférico e o ar que flui na amostra ($\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-2}$); e A a área da amostra (m^2).

Em função da ρ_1 depender da temperatura do ar, essa foi corrigida por meio da equação 22.

$$\rho_1 = \rho_n \cdot \left(\frac{T_n \cdot p}{\rho_n \cdot T} \right) \quad (22)$$

Em que ρ_1 é a densidade do ar (kg m^{-3}); ρ_n a densidade do ar na condição padrão de 1013 mbar (kg m^{-3}); T_n a temperatura do ar na condição padrão (273,15 K); p a pressão atmosférica durante a medição (mbar); e T a temperatura ambiente durante a medição (K).

$$k_a = k_1 \cdot \left(\frac{\eta}{\rho_n \cdot g} \right) \quad (23)$$

Em que k_a é a permeabilidade ao ar (m^2); k_1 a condutividade ao ar (m s^{-1}); η a viscosidade do ar ($\text{kg s}^{-1} \text{ m}^{-1}$); ρ_1 a densidade do ar (kg m^{-3}); e g a aceleração da gravidade ($9,81 \text{ m s}^{-2}$).

5.5.5 Condutividade hidráulica saturada

A condutividade hidráulica saturada (K_{sat}) foi determinada com permeâmetro de carga constante em cinco amostras com estrutura preservada em anéis metálicos (5,6 cm de diâmetro e 4,0 cm de altura), coletadas de cada horizonte. Para a análise, as amostras foram saturadas por capilaridade durante 48 h, tendo sido utilizadas as mesmas amostras da

determinação da porosidade e da k_a , mas sendo a análise da K_{sat} realizada antes do solo ser seco em estufa a 105 °C.

A K_{sat} foi determinada conforme Embrapa (1997), com modificação da carga hidráulica, do tempo e do número de medições do volume percolado. A coleta e medição do volume de água percolado através da amostra de solo foi realizada mediante a aplicação de uma carga hidráulica constante de 3 cm de coluna d'água, com fluxo estabilizado por 30 min e três medições de percolação durante períodos de 5 min. A K_{sat} foi calculada de acordo com a equação 24 (EMBRAPA, 1997).

$$K_{sat} = \frac{Q \cdot L}{A \cdot H \cdot t} \quad (24)$$

Em que K_{sat} é a condutividade hidráulica saturada ($m \cdot s^{-1}$); Q o volume do percolado (m^3); L a altura do corpo do solo (m); A a área do anel (m^2); H a altura da lâmina de água (m); e t o tempo (s).

5.6 Análises mesomecânicas do solo

5.6.1 Resistência do solo à penetração

A resistência do solo à penetração (RP) foi determinada com penetrômetro de bancada (Marconi MA 933) em cinco amostras com estrutura preservada em anéis metálicos (5,6 cm de diâmetro e 4,0 cm de altura), coletadas de cada horizonte. As amostras foram saturadas por capilaridade por 48 h e submetidas à tensão de 10 kPa em coluna de areia até cessar a drenagem da água (aproximadamente quatro dias) (REINERT; REICHERT, 2006). O teste foi realizado com haste de base de 4 mm e velocidade de penetração no solo de 10 mm min^{-1} , sendo os dados de RP (MPa) calculados automaticamente pelo equipamento.

5.6.2 Compressibilidade

A pressão de preconsolidação (PPC), o índice de compressão (I_c) e o índice de recuperação (I_r) foram determinados em três amostras com estrutura preservada em anéis metálicos (9,8 cm de diâmetro e 2,8 cm de altura), coletadas de cada horizonte. As amostras foram saturadas por capilaridade por 48 h e permaneceram em coluna de areia sob tensão de 10 kPa até cessar a drenagem da água (aproximadamente quatro dias) (REINERT; REICHERT, 2006). O teste de compressão foi realizado segundo a NBR-12007/90 (ABNT, 1990), com algumas alterações, utilizando um dispositivo (prensa) de teste de compressibilidade e cisalhamento do solo (fabricante Wazau) e medições automatizadas.

O teste foi realizado em três etapas, com carregamento das cargas de 12,5, 25, 50, 100, 200 e 400 kPa, seguido do descarregamento sequencial das cargas até 12,5 kPa e, posteriormente, de um recarregamento, aplicando-se as cargas de 25, 50, 100, 200, 400 e 800 kPa. O carregamento e descarregamento de cada carga teve duração de 10 min. Ao final dos testes, as amostras foram secas em estufa a 105 °C para determinação da D_s e índice de vazios.

A PPC e o I_c foram calculados segundo o método de Casagrande (1936), matematicamente operacionalizado com a equação de Van Genuchten (1980) (Equação 27) conforme proposição de Baumgartl e Köckb (2004). Para isso, foi utilizado o suplemento Excel SCC (GUBIANI et al., 2014). A curva de compressão foi representada pelo índice de vazios e cargas da etapa de carregamento, mais o índice de vazios na carga de 800 kPa da etapa de recarregamento. No ajuste da equação de Van Genuchten (1980) para as variáveis do ensaio de compressão foram utilizadas as seguintes restrições: índice de vazios inicial definido como o índice de vazios calculado para a carga inicial zero; e m restrito a $m = 1 - (1/n)$, sendo estimados o índice de vazios final, α e n .

$$e = e_f + (e_i - e_f) \cdot \left[1 + (\alpha \cdot \sigma)^n \right]^{-m} \quad (27)$$

Em que σ é a carga aplicada (kPa); e_i o índice de vazios inicial (para $\sigma = 0$); e_f o índice de vazios final; e α , n e m os parâmetros de ajuste.

O índice de relaxação ou de recuperação (I_r), que expressa a elasticidade do solo pela relação entre a variação do índice de vazios durante o descarregamento e a variação do índice de vazios durante o carregamento (SOANE, 1990), foi calculado com a equação 28 (BRAIDA et al., 2008).

$$I_r = \left(\frac{\Delta e_d}{\Delta e_c} \right) \quad (28)$$

Em que I_r é o índice de recuperação (adimensional); Δe_d a variação do índice de vazios da amostra durante o descarregamento; e Δe_c a variação do índice de vazios da amostra durante o carregamento.

5.6.3 Cisalhamento direto

A coesão (c) e o ângulo de atrito interno (ϕ) do solo foram determinados em três amostras com estrutura preservada em anéis metálicos (9,8 cm de diâmetro e 2,8 cm de altura), coletadas de cada horizonte. As amostras foram saturadas por capilaridade por 48 h e permaneceram em coluna de areia sob tensão de 10 kPa até cessar a drenagem da água (aproximadamente quatro dias) (REINERT; REICHERT, 2006). Os testes de cisalhamento direto foram realizados com um dispositivo (prensa) de teste de compressibilidade e cisalhamento do solo (fabricante Wazau) com medições automatizadas.

No teste, foi aplicada uma força normal (σ) constante, seguida da aplicação de uma força tangencial crescente que causa o deslocamento da amostra até sua ruptura. As amostras foram submetidas às σ de 50; 100; 200; 400 e 800 kPa e à força tangencial com velocidade de deslocamento de $0,3 \text{ mm min}^{-1}$. Nessas condições, o ponto de ruptura, que corresponde à tensão de cisalhamento do solo (τ), não foi nitidamente observado nas curvas de τ no tempo. Devido a isso, a τ foi considerada como a tensão a partir da qual a taxa de deformação foi menor que 5%.

Para a obtenção dos parâmetros de resistência ao cisalhamento do solo (c e ϕ), foram plotados os resultados de τ *versus* σ , ajustando-se uma reta na qual a inclinação é a tangente de ϕ e a intersecção com o eixo das ordenadas representa a c do solo. Esses parâmetros foram estimados conforme a equação de resistência ao cisalhamento de Coulomb (Equação 29).

$$\tau = \sigma \cdot \tan \phi + c \quad (29)$$

Em que τ é a tensão de cisalhamento (kPa); σ a tensão normal aplicada (kPa); ϕ o ângulo de atrito interno do solo ($^{\circ}$) e c a coesão do solo (kPa).

5.7 Reometria

As análises reológicas do solo foram realizadas com um reômetro modular compacto (Anton Paar MCR 102), munido de um dispositivo de medição de placas paralelas (placa inferior rugosa fixa de 50 mm de diâmetro e placa superior rugosa rotativa de 25 mm de diâmetro), no qual foram realizados testes de varredura de amplitude da deformação com frequência constante (MARKGRAF; HORN; PETH, 2006).

As amostras foram preparadas com TFSA umedecida entre 10 e 30%, que permaneceram em repouso hermético por aproximadamente 16 h. A TFSA umedecida de cada horizonte foi transferida para anéis volumétricos de aproximadamente 3,58 cm de diâmetro e 0,96 cm de altura. O solo foi compactado nos anéis de modo que a densidade nessas amostras preparadas fosse igual ao valor médio de D_s das amostras com estrutura preservada coletadas em cada horizonte no campo. As amostras foram, então, saturadas por capilaridade com água destilada durante sete dias (para uma melhor acomodação das partículas do solo), sendo posteriormente drenadas nas tensões de água (ψ) de 1, 3, 6 e 10 kPa em mesa de tensão de areia (REINERT; REICHERT, 2006). Além dessas amostras, também foram analisadas amostras saturadas ($\psi = 0$ kPa), sendo que para cada ψ foram usadas três repetições.

Nas medições reológicas foi utilizado um volume de aproximadamente 4 cm³ das amostras preparadas, procurando-se preservar a estrutura da amostra. As amostras retiradas da mesa de tensão foram colocadas sobre a placa inferior de medição do reômetro, extraídas do anel (desliza-se verticalmente o anel), cortadas horizontalmente na altura aproximada de 4,5 mm (com fio de nylon ou estilete) e verticalmente (com anel de diâmetro de 25 mm) imediatamente antes do teste, de modo a se ajustar exatamente ao diâmetro da placa superior e ao *gap* (espaço entre as placas de medição) (Apêndice E) e para evitar os possíveis efeitos do solo circundante (HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010).

Os testes reológicos foram realizados nas seguintes condições: temperatura constante na placa inferior = 20 °C; *gap* = 4 mm; período de repouso antes do início do teste = 30 s; força normal máxima aplicada = 12 N; variação da amplitude da deformação = 0,0001 a

100%; frequência angular = 0,5 Hz; número de pontos de medição = 30; e duração aproximada do teste = 13 - 14 min. Da série de 30 pontos de medição, os três primeiros foram excluídos da determinação dos parâmetros reológicos devido à menor sensibilidade do reômetro utilizado quanto ao ângulo de deflexão ($> 1 \mu\text{rad}$). G''

Usando o software Rheoplus USD 200, o teste de varredura de amplitude, os dispositivos de medição e os cálculos para obtenção dos parâmetros reológicos foram controlados e executados automaticamente. Os módulos de armazenamento (G') e de perda (G'') foram calculados durante o teste pela deformação (γ) determinada pela deflexão na borda externa da placa superior; pela tensão de cisalhamento (τ) determinada pelo torque medido em cada deformação; e pelo ângulo de perda de fase (δ), de acordo com as equações 10 e 11. Com os módulos G' e G'' , o fator de perda ($\tan \delta$) foi calculado conforme a equação 12. Os módulos G' e G'' , a $\tan \delta$ e a τ são apresentados graficamente pelo software em função da γ , sendo a tensão de cisalhamento máxima durante o teste ($\tau_{\text{máx}}$) obtida pela curva τ versus γ . O limite de deformação (γ_L) foi determinado pelo desvio maior que 5% da curva de G' em relação a sua tangente. No γ_L , a τ correspondente foi denominada de tensão de cisalhamento no final do LVE (τ_{LVE}). No ponto de escoamento (γ_{YP}) se obtém $G' = G''$ ($G'G''_{\text{YP}}$) e $\tan \delta = 1$, que coincide com o limite superior da deformação até o qual é calculada a integral z.

A umidade do solo antes e depois dos testes também foi mensurada, sendo eliminadas amostras com perda de umidade maior que 10% durante o teste.

5.8 Análise estatística

O conjunto de dados reológicos de cada horizonte foi considerado como proveniente de um experimento em delineamento inteiramente casualizado, sendo a tensão de água (ψ) o fator quantitativo com níveis de 0, 1, 3, 6 e 10 kPa, totalizando 16 experimentos (16 horizontes). Os resultados desses experimentos foram submetidos às análises de normalidade dos erros pelo teste de Shapiro-Wilk ($p < 0,05$), de homogeneidade de variâncias dos erros pelo teste de Bartlett ($p < 0,05$) e de variância pelo teste F ($p < 0,05$). Quando significativo o teste F, realizou-se a análise de regressão simples utilizando o software SAS 9.2 (SAS Institute Inc., 2010). As variáveis sem distribuição normal ou homogeneidade de variância

dos erros foram submetidas à transformação Box-Cox com o software Action para atender a esses pressupostos.

Os parâmetros reológicos γ_{YP} e $G'G''_{YP}$ não foram utilizados na análise de regressão, pois nas ψ de 3, 6 e 10 kPa não ocorreu o ponto de escoamento em todas as amostras avaliadas.

Os dados de todos os horizontes foram agrupados em um único conjunto para a análise de correlação. As relações entre parâmetros reológicos e propriedades características do solo (granulométricas, mineralógicas e químicas) foram testadas através dos coeficientes de correlação de postos de Spearman, utilizando o software SAS 9.2 (SAS Institute Inc., 2010). Algumas variáveis características dos solos correlacionadas com os parâmetros reológicos foram submetidas à análise de trilha para o desdobramento das correlações em efeitos diretos e indiretos. A análise de trilha foi realizada com o programa GENES (CRUZ, 2006) empregando-se a opção de análise de trilha sob colinearidade, a qual utiliza uma constante (k) na diagonal da matriz $X'X$ quando há colinearidade entre variáveis (COIMBRA et al., 2005). Na análise de trilha, variáveis que apresentaram fator de inflação da variância (FIV) superior a 10 foram excluídas da análise para evitar problemas em relação à multicolinearidade (MONTGOMERY; RUNGER, 2012).

As relações entre parâmetros reológicos e propriedades físicas e mecânicas do solo em mesoescala também foram testadas através dos coeficientes de correlação de postos de Spearman, utilizando o software SAS 9.2 (SAS Institute Inc., 2010), com os dados dos horizontes subsuperficiais dos solos.

Para o conjunto de dados de todos os horizontes e todas as ψ , os parâmetros reológicos foram submetidos à análise de componentes principais (PCA). Nessa análise, as variáveis granulométricas, mineralógicas e químicas foram incluídas no diagrama da PCA, a fim de se verificar a correlação dessas com os escores dos eixos de ordenação. Variáveis com correlação entre -0,70 e 0,70 com os escores dos eixos de ordenação foram eliminadas.

Para o conjunto de dados dos horizontes subsuperficiais, a análise de PCA foi realizada, primeiro, com as propriedades físicas de mesoescala e, em segundo, com as propriedades mecânicas de mesoescala. Nos dois casos, as variáveis granulométricas, mineralógicas e químicas também foram incluídas no diagrama da PCA, com a mesma finalidade e critérios descritos anteriormente. Em todas as análises de PCA foi utilizado o pacote estatístico MULTIV (PILLAR, 2006), transformação dos dados por normalização e matriz de correlação de Pearson como medida de semelhança.

6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1 Caracterização dos solos

6.1.1 Granulometria, densidade de partículas e grau de flocculação

As características granulométricas dos solos afetam muitas propriedades químicas e físicas, como a retenção de cátions e de água (STRECK et al., 2008), sendo de fundamental importância em estudos da estrutura do solo.

A distribuição de tamanho de partículas é bastante distinta entre os solos estudados, bem como entre os horizontes superficial e subsuperficial de cada solo, especialmente naqueles com horizonte B textural (Tabela 4). Maiores teores de areia (acima de 400 g kg^{-1}) estão presentes no LVd1, PVd1, PVd2 e SXe, todos com horizonte A mais arenoso que o horizonte B. Maiores teores de silte são observados no LBdf2 A₁ (400 g kg^{-1}), VEo A (476 g kg^{-1}) e VEo Bv (377 g kg^{-1}) e de argila no LVd2, LBdf1, LBdf2, VEo e nos horizontes subsuperficiais dos Argissolos PVd1 e PVd2, todos com mais de 400 g kg^{-1} de argila (Tabela 4). Assim, houve grande distinção entre os solos quanto às classes texturais, inclusive entre solos classificados numa mesma classe de solo, como o LVd1, cujo horizonte Ap é franco arenoso e o horizonte Bw₁ é franco argilo arenoso; e o LVd2, cujos horizontes A₁ e Bw₁ são muito argilosos. As classes texturais dos solos estão descritas na tabela 3.

A densidade de partículas (Dp) média dos solos é de $2,63 \text{ g cm}^{-3}$, mas variou de $2,37 \text{ g cm}^{-3}$ no horizonte VEo A a $2,82 \text{ g cm}^{-3}$ no LVd2 Bw₁ (Tabela 4). Esse resultado também demonstra a grande distinção na composição mineral e orgânica dos solos. Maiores teores de matéria orgânica do solo (MOS) diminuem a Dp, enquanto maior composição por óxidos de Fe eleva a Dp (FERREIRA, 2010). O grau de flocculação (GF), que reflete a porcentagem da fração argila com capacidade de floccular naturalmente, também teve ampla variação entre os solos, sendo máximo (100%) no LVd2 Bw₁ e LBdf1 Bw₁, e muito baixo no PVd1 A (25%) (Tabela 4). Segundo Ferreira (2010), é possível admitir que quanto mais ativa for a fração argila, maior será a adsorção de água e, conseqüentemente, maior a quantidade de argila dispersa em água e menor o GF. O mesmo ocorre devido aos maiores teores de carbono

total (CT) nos horizontes superficiais, que geralmente apresentam menor GF em relação aos horizontes subsuperficiais (FERREIRA, 2010), como pode ser observado nos solos avaliados, com exceção do SXe e do VEO (Tabela 4), os quais possuem maior teor de argila de alta atividade no horizonte B (KÄMPF; SCHNEIDER; MELLO; 1995; CASTILHOS et al., 2002).

Tabela 4 – Granulometria, densidade de partículas (Dp) e grau de floculação (GF) dos horizontes superficial e subsuperficial dos solos.

Solo	Horizonte	Areia Muito	Areia	Areia	Areia	Areia Muito	Silte	Argila	Dp	GF
		Grossa	Grossa	Média	Fina	Fina				
		----- $g\ kg^{-1}$ -----							$g\ cm^{-3}$	%
LVd1	Ap	5	35	109	524	103	71	155	2,60	71
	Bw ₁	1	20	86	419	122	77	274	2,68	73
LVd2	A ₁	8	28	23	71	31	236	603	2,77	73
	Bw ₁	4	9	10	39	21	114	802	2,82	100
LBdf1	Ap	4	10	8	15	20	274	668	2,66	73
	Bw ₁	3	5	4	11	25	143	809	2,77	100
LBdf2	A ₁	8	18	11	20	27	400	516	2,65	59
	Bw ₁	4	7	7	12	10	178	783	2,76	93
PVd1	A	26	90	125	361	68	170	159	2,60	25
	Bt	15	40	71	248	54	146	425	2,63	66
PVd2	A ₁	1	49	290	435	69	98	57	2,61	37
	Bt ₁	0	28	148	273	58	73	420	2,63	68
SXe	A ₁	0	10	75	417	122	267	109	2,59	66
	Btg	1	8	53	276	79	189	395	2,59	48
VEo	A	20	11	6	21	29	476	437	2,37	52
	Bv	6	10	7	18	18	377	565	2,38	43

Legenda: LVd1 – Latossolo Vermelho Distrófico típico (Tupanciretã); LVd2 – Latossolo Vermelho Distrófico típico (Ibirubá); LBdf1 – Latossolo Bruno Distroférico rúbrico; LBdf2 – Latossolo Bruno Distroférico típico; PVd1 – Argissolo Vermelho Distrófico típico; PVd2 – Argissolo Vermelho Distrófico arênico; SXe – Planossolo Háptico Eutrófico êndico; VEO – Vertissolo Ebânico Órtico típico.

6.1.2 Propriedades químicas

Os teores de CT foram maiores nos horizontes superficiais de cada solo, variando de 5,7 a 44,1 g kg⁻¹ no horizonte A e de 4,2 a 32,1 g kg⁻¹ no horizonte B (Tabela 5). Essa grande variação deve-se à composição granulométrica e mineralógica dos solos, bem como as condições de “uso” em que os perfis se encontram. As amostras dos solos foram coletadas, em

sua maioria, em perfis abertos na construção de estradas, estando ao lado de áreas de cultivo agrícola ou pastagem. As exceções foram os horizontes superficiais do LVd2, o qual foi coletado sob floresta nativa; do LBdf2, coletado sob pastagem; e do PVd2 e VEO, coletados sob campo nativo. Esses usos permitem maior acúmulo de C no solo, com exceção do PVd2 (Tabela 5), cuja textura arenosa (Tabela 4) favorece a decomposição da MOS (FERREIRA, 2010). Além disso, os Latossolos Brunos, LBdf1 e LBdf2, apresentam maiores teores de CT em superfície por estarem localizados na região do planalto do RS, onde temperaturas mais baixas favorecem o acúmulo de matéria orgânica (MO) (STRECK et al., 2008).

Entre os solos avaliados, o Vertissolo possui os maiores teores de CT em ambos os horizontes, o que ocorre nesse solo por estar em condição hidromórfica sazonal e por possuir argilas de alta atividade, fatores que dificultam a decomposição da MOS. De acordo com Virmani, Sahrawat e Burford (1982), a maioria dos Vertissolos são calcários e com baixo teor de MO, e por isso, a maior parte do CT seria carbono inorgânico (CI). Entretanto, na camada superficial de um Vertissolo Ebânico do Rio Grande do Sul (RS), Dick et al. (2010) obtiveram teores de CT e C após tratamentos com H₂O₂ e com ditionito-citrato-bicarbonato (DCD) mais H₂O₂ de, respectivamente, 33,1, 4,9 e 1,1 g kg⁻¹ (determinados por combustão seca); indicando maior composição de CO no teor de CT desse Vertissolo. Rhoden et al. (2006) também verificaram um teor elevado de CO (30,9 g kg⁻¹) em um Vertissolo Ebânico do RS. De acordo com Nelson e Sommers (1996), em solos formados a partir de material de origem calcária sob condições áridas, não é incomum a concentração de CI exceder a quantidade de CO, entretanto, no sul do Brasil, as condições de formação de Vertissolos é úmida, além do Vertissolo deste trabalho ser derivado de basalto, portanto, maiores teores de CO podem ser verificados.

Quanto ao C particulado (C_p), maiores teores foram identificados no horizonte A dos solos LVd2 (21,4 g kg⁻¹), LBdf1 (32,7 g kg⁻¹), LBdf2 (29,0 g kg⁻¹) e VEO (73,7 g kg⁻¹) (Tabela 5), provavelmente pela adição contínua de material vegetal nos locais de coleta, bem como pelas condições ambientais que afetam os perfis, como discutido anteriormente. Os demais solos possuem teores de C_p bastante baixos, menores que 3,0 g kg⁻¹, devido principalmente à composição arenosa do horizonte superficial (Tabela 4), mas também à condição local dos perfis (beira de estrada), a qual não permite maiores aportes de MO pelo baixo desenvolvimento da vegetação.

Tabela 5 – Teores de carbono e nitrogênio total, particulado (referente ao teor de areia) e associado aos minerais (referente ao teor de argila+silte) dos horizontes superficial e subsuperficial dos solos.

Solo	Horizonte	CT	NT	C _P	N _P	C _{AM}	N _{AM}
		--- g kg ⁻¹ TFSA ---		--- g kg ⁻¹ areia ---		g kg ⁻¹ silte+argila	
LVd1	Ap	11,0	0,7	3,0	0,2	33,2	3,6
	Bw ₁	4,2	0,1	0,3	0,0	10,3	1,1
LVd2	A ₁	23,2	2,1	21,4	2,1	18,3	2,3
	Bw ₁	6,4	0,4	2,1	0,2	6,7	0,9
LBdf1	Ap	34,4	2,6	32,7	3,0	28,0	2,7
	Bw ₁	5,0	0,4	2,9	0,2	5,4	0,8
LBdf2	A ₁	33,6	2,7	29,0	2,5	27,5	3,0
	Bw ₁	11,4	0,6	6,1	0,4	10,8	1,0
PVd1	A	5,7	0,2	0,6	0,1	12,7	1,3
	Bt	5,4	0,3	0,3	0,0	9,0	1,1
PVd2	A ₁	6,2	0,4	0,8	0,2	29,7	3,5
	Bt ₁	5,0	0,3	0,1	0,0	9,5	1,3
SXe	A ₁	9,5	0,6	0,7	0,2	17,3	2,0
	Btg	4,5	0,3	0,4	0,0	7,2	1,1
VEo	A	44,1	3,3	73,7	5,5	35,1	3,3
	Bv	32,1	1,6	29,4	2,0	30,6	2,0

Legenda: LVd1 – Latossolo Vermelho Distrófico típico (Tupanciretã); LVd2 – Latossolo Vermelho Distrófico típico (Ibirubá); LBdf1 – Latossolo Bruno Distroférico rúbrico; LBdf2 – Latossolo Bruno Distroférico típico; PVd1 – Argissolo Vermelho Distrófico típico; PVd2 – Argissolo Vermelho Distrófico arênico; SXe – Planossolo Háptico Eutrófico êndico; VEo – Vertissolo Ebânico Órtico típico; CT – carbono total; NT – nitrogênio total; C_P – carbono particulado; N_P – nitrogênio particulado; C_{AM} – carbono associado aos minerais; e N_{AM} – nitrogênio associado aos minerais.

O C presente nas frações silte e argila dos solos é considerado como o C associado aos minerais (C_{AM}) (FELLER; BEARE, 1997), pois está fortemente ligado às partículas minerais do solo pela formação de complexos organominerais (DICK et al., 2009). O C_{AM} também foi superior no horizonte superficial dos solos, sendo os maiores teores observados no LVd1 e PVd2 (Tabela 5). Segundo Dick et al. (2009), os resultados obtidos com o fracionamento físico da MOS estão relacionados com a estrutura e função da MOS *in situ*, o que interfere também na estrutura dos solos.

Os teores de N total (NT) acompanharam as variações de CT em quase todos os horizontes (Tabela 5), sendo que a MOS apresenta entre 3 e 7% de N (DICK et al., 2009). O NT do solo inclui as formas orgânicas e inorgânicas e pode ser de 0,06 a 0,5% na camada superficial de muitos solos cultivados, como os solos deste estudo; e menor que 0,02% em subsuperfície (BURT, 2014).

As demais propriedades químicas dos solos mostram forte correlação com os teores de CT e suas frações, além de alguma relação com a composição granulométrica (silte) e mineralógica dos solos (hematita) (Apêndice L). Os horizontes superficiais dos Latossolos apresentaram maiores soma de bases (SB), CTC efetiva (CTC_{ef}) e CTC a pH 7 (CTC_{pH7}) que seus horizontes subsuperficiais, enquanto para PVd1, PVd2, SXe e VEO ocorreu o inverso (Tabela 6). Esse resultado deve estar relacionado ao maior conteúdo de CT superficialmente nos Latossolos e semelhante teores de argila entre seus horizontes; ao maior teor de areia no horizonte superficial dos Argissolos e do Planossolo; e à presença de maior quantidade de argilominerais 2:1 com alta CTC no VEO Bv em relação ao VEO A. Os horizontes superficiais do LVd1, PVd1, PVd2 e SXe possuem teores de areia total maiores que 600 g kg^{-1} (Tabela 4) e, conseqüentemente, os menores teores de SB, CTC_{ef} e CTC_{pH7} (Tabela 6). O LVd2 A₁ também possui baixas SB ($4,7 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$) e CTC_{ef} ($6,3 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$), entretanto a CTC_{pH7} é superior a dos horizontes arenosos devido a seus maiores teores de argila (Tabela 4) e CT (Tabela 5), que aumentam o número de cargas negativas do solo (BOHN; MCNEAL; O'CONNOR, 2001). No caso dos solos mais arenosos, a CTC é mais dependente da MOS, em razão dos baixos teores de argila (STRECK et al., 2008). De uma maneira geral, Latossolos e Argissolos apresentam baixa fertilidade natural e alta acidez (STRECK et al., 2008). Além disso, solos originados de arenito, como o LVd1 e o PVd2 (Tabela 2), possuem maiores teores de areia e baixos teores de argila e MOS, resultando em fertilidade química menor do que aqueles originados de basalto e argilitos (STRECK et al., 2008), como o LVd2, LBdf1, LBdf2 e PVd1 (Tabela 2).

Os horizontes superficial e subsuperficial do VEO apresentam os maiores valores de pH, SB, CTC_{ef} , CTC_{pH7} e saturação por bases (V), e menores de Al^{3+} e saturação por Al^{3+} (m), sendo o Ca^{2+} o cátion predominante nesse solo (Tabela 6). A alta fertilidade é uma característica de Vertissolos, os quais são constituídos predominantemente por minerais 2:1 expansivos como esmectitas (KÄMPF; CURI; MARQUES, 2009), que apresentam alta CTC (BOHN; MCNEAL; O'CONNOR, 2001). Além disso, esses solos desenvolvem-se em ambientes imperfeitamente drenados no sul do Brasil, condição que promove menor grau de intemperismo dos minerais e permite a permanência de maiores teores de bases e MOS no perfil (KÄMPF; CURI; MARQUES, 2009). Essa mesma condição pode ser observada no SXe Btg, o qual apresenta maiores teores de Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , maiores SB e CTC, e baixos teores de Al^{3+} e m (Tabela 6). A Sat_{Na} também foi maior nos horizontes subsuperficiais dos solos SXe e VEO, com destaque ao SXe Btg que apresentou Sat_{Na} de 18%, sendo a média nos demais horizontes de 2% (Tabela 6).

Tabela 6 – Propriedades químicas dos horizontes superficial e subsuperficial dos solos.

Solo	Horizonte	pH _{água} -	-----					-----				-----		Sat _{Na} %
			Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Al ³⁺	SB	CTC _{ef}	CTC _{pH7}	V	m		
			cmol _c kg ⁻¹											
LVd1	Ap	5,1	1,1	1,9	0,2	0,9	0,3	4,0	4,3	7,0	58	7	2	
	Bw ₁	4,9	0,5	1,1	0,1	0,1	1,2	1,8	3,0	4,9	37	40	2	
LVd2	A ₁	4,3	2,4	1,8	0,2	0,4	1,6	4,7	6,3	11,8	40	25	1	
	Bw ₁	5,2	2,2	1,3	0,1	0,1	1,0	3,7	4,7	8,0	46	21	2	
LBdf1	Ap	4,7	4,6	3,2	0,3	2,1	1,3	10,1	11,4	18,7	54	11	1	
	Bw ₁	4,5	0,7	1,2	0,1	0,1	0,8	2,1	2,9	5,9	35	28	2	
LBdf2	A ₁	5,4	6,4	4,9	0,5	0,5	0,2	12,2	12,5	18,3	67	2	3	
	Bw ₁	5,2	0,5	0,9	0,2	0,1	1,4	1,7	3,1	7,0	25	45	2	
PVd1	A	4,7	0,6	1,5	0,2	0,2	1,0	2,5	3,4	5,1	48	29	3	
	Bt	4,8	1,4	2,0	0,2	0,2	1,6	3,7	5,3	7,6	49	30	3	
PVd2	A ₁	5,2	1,1	0,8	0,1	0,4	0,1	2,3	2,5	4,1	58	6	1	
	Bt ₁	5,1	2,9	1,3	0,2	0,2	1,4	4,6	6,0	8,3	56	24	2	
SXe	A ₁	4,6	1,6	1,3	0,1	1,0	3,1	4,0	7,1	7,2	56	43	2	
	Btg	5,4	8,1	2,7	3,6	0,5	0,7	14,9	15,5	20,3	73	4	18	
VEo	A	5,9	33,8	8,6	2,2	0,8	0,1	45,5	45,6	51,1	89	0	4	
	Bv	6,6	47,8	8,5	3,8	0,7	0,1	60,8	60,8	64,5	94	0	6	

Legenda: LVd1 – Latossolo Vermelho Distrófico típico (Tupanciretã); LVd2 – Latossolo Vermelho Distrófico típico (Ibirubá); LBdf1 – Latossolo Bruno Distroférrico rúbrico; LBdf2 – Latossolo Bruno Distroférrico típico; PVd1 – Argissolo Vermelho Distrófico típico; PVd2 – Argissolo Vermelho Distrófico arênico; SXe – Planossolo Háptico Eutrófico êndico; VEo – Vertissolo Ebânico Órtico típico; pH_{água} – pH em água; Ca²⁺ – cálcio trocável; Mg²⁺ – magnésio trocável; Na⁺ – sódio trocável; K⁺ – potássio trocável; Al³⁺ – cálcio trocável; SB – soma de bases; CTC_{ef} – capacidade de troca de cátions efetiva; CTC_{pH7} – capacidade de troca de cátions a pH 7; V – saturação por bases; m – saturação por alumínio; Sat_{Na} – saturação por sódio.

6.1.3 Mineralogia da fração argila

A caracterização mineralógica dos solos foi realizada por meio da avaliação qualitativa de difratogramas e quantitativamente pelos teores de caulinita (Ct), gibbsita (Gb), hematita (Hm) e goethita (Gt); pela temperatura de máxima desidroxilação da Ct (T_{máx} Ct) e da Gb (T_{máx} Gb); e pela substituição isomórfica da Hm (SI Hm) e da Gt (SI Gt). Não foi possível realizar a quantificação da SI da Hm e da Gt para todos os solos devido à falta de reflexos característicos nos difratogramas, bem como dos teores de Gb e da T_{máx} Gb devido à sua ausência ou pequeno conteúdo no solo, não detectável pela análise termogravimétrica.

A figura 6 mostra os difratogramas da fração argila desferificada não orientada dos horizontes A e B dos oito solos avaliados, indicando quartzo (Qz) e Ct como componentes principais. O Qz foi identificado pela presença de reflexões a $\approx 3,34 \text{ \AA}$ em todos os solos,

juntamente com a cristobalita nos reflexos de $\approx 4,05$ e $2,49$ Å; e a Ct foi verificada pelas reflexões a $\approx 7,15$, $3,58$ e $2,34$ Å, sendo de menor intensidade no SXe e VEo. A Gb foi identificada pelos pequenos reflexos a $\approx 4,85$ Å nos solos LVd2, LBdf1 e LBdf2. Picos de mica de pequena intensidade ($\approx 3,24$ Å) foram observados no LVd2, LBdf1, SXe A₁ e VEo Bv, sendo também observada a reflexão de mica a $\approx 10,1$ Å no PVd1, PVd2 e SXe (Figura 6). Na fração argila, as micas, quando presentes, são dioctaedrais (ilita), possuindo baixa CTC e com caráter não expansivo (RESENDE et al., 2005; KÄMPF; MARQUES; CURI, 2012).

Reflexões de argilominerais 2:1 expansivos (esmectita), bem como suas estratificações com hidróxi-Al, não foram observadas nos difratogramas, pois embora amostras não orientadas sejam importantes para a caracterização mineralógica dos solos, não intensificam os reflexos desses minerais. Contudo, Vertissolos apresentam esmectita como argilomineral característico (KÄMPF; SCHNEIDER; MELLO, 1995), o qual também pode estar presente em Planossolos (CASTILHOS et al., 2002). As esmectitas possuem grande área superficial específica (ASE), CTC e capacidade de contração e expansão (KÄMPF; MARQUES; CURI, 2012), o que imprime alta fertilidade e fortes limitações físicas aos Vertissolos, como fendilhamento em períodos secos, alta plasticidade e pegajosidade e baixas condutividade hidráulica e taxa de infiltração (MOUSTAKAS, 2012).

Os difratogramas da fração óxidos concentrados com amostras não orientadas dos horizontes A e B dos solos (Figura 7) indicam reflexos mais intensos de Hm no LVd1, LVd2, PVd1 e PVd2; e de Gt no LBdf1, LBdf2, SXe e VEo. A Hm foi identificada pela presença das reflexões de $\approx 3,67$, $2,70$ e $2,51$ Å; e a Gt pelas reflexões $4,15-4,18$ e $2,43-2,45$ Å. Os Argissolos (PVd1 e PVd2) apresentam reflexos de Hm e Gt relativamente intensos, mostrando a presença de ambos os óxidos de Fe. Os Latossolos Vermelhos (LVd1 e LVd2) apresentam os reflexos de Hm, mas o LVd1 também apresenta reflexo de Gt ($4,17$ Å) em ambos os horizontes. Quanto aos Latossolos Brunos, o LBdf1 apresenta reflexões de maior intensidade de Gt, mas também de Hm, enquanto o LBdf2 apresenta reflexos intensos de Gt e um pequeno reflexo de Hm ($2,51$ Å). Nos solos SXe e VEo foram identificados apenas os reflexos de Gt (Figura 7).

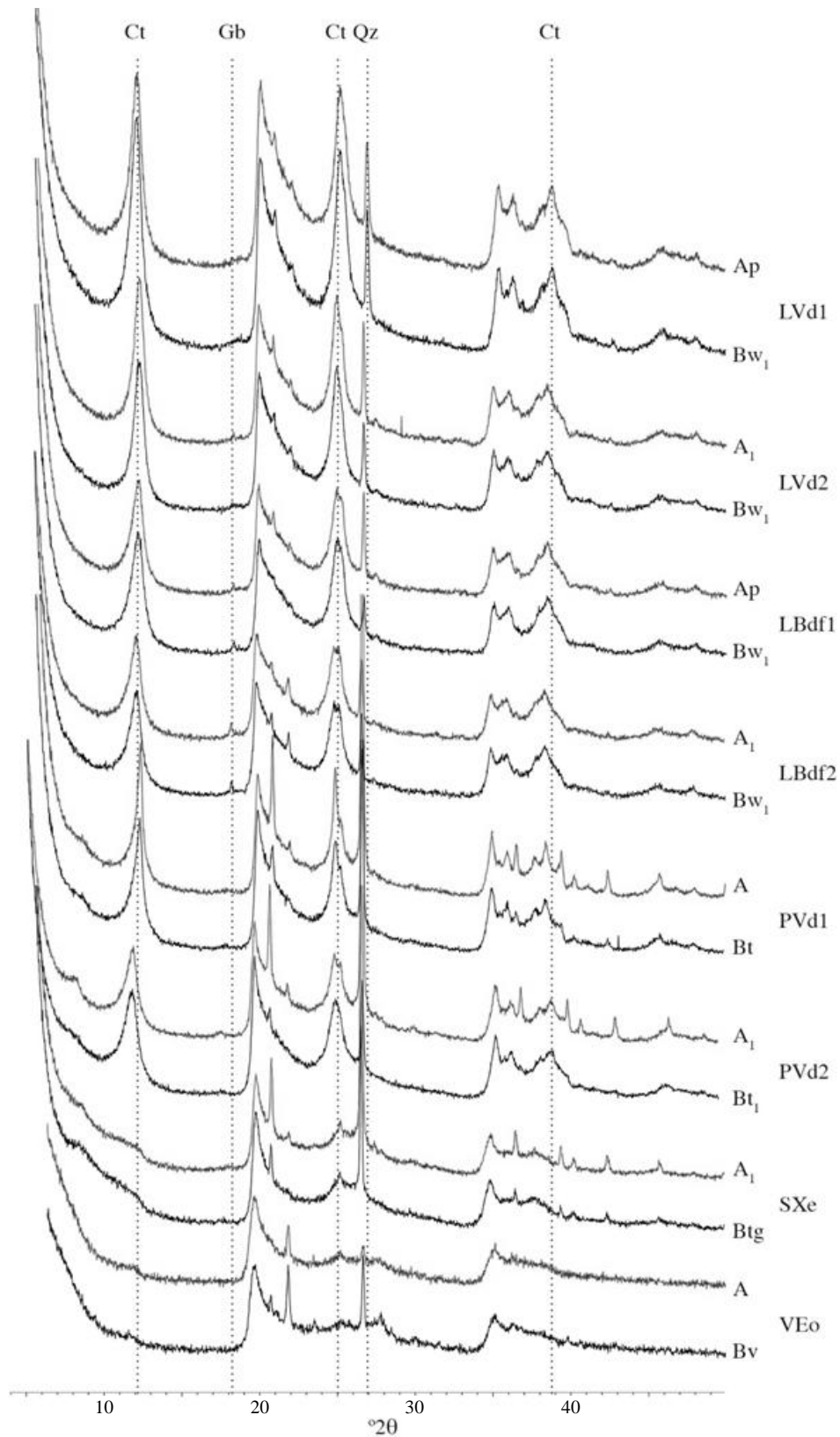


Figura 6 – Difratoformas de raios-x da fração argila desferrificada não orientada (em pó) dos horizontes superficial e subsuperficial dos solos.

Legenda: LVd1 – Latossolo Vermelho distrófico típico (Tupanciretã); LVd2 - Latossolo Vermelho distrófico típico (Ibirubá); LBdf1 - Latossolo Bruno Distroférico rúbico; LBdf2 - Latossolo Bruno Distroférico típico; PVd1 - Argissolo Vermelho Distrófico típico; PVd2 - Argissolo Vermelho Distrófico arenico; SXe - Planossolo Háptico Eutrófico êndico; VEO - Vertissolo Ebânico Órtico típico; Ct – caulinita; Gb – gibbssita; Qz - quartzo.

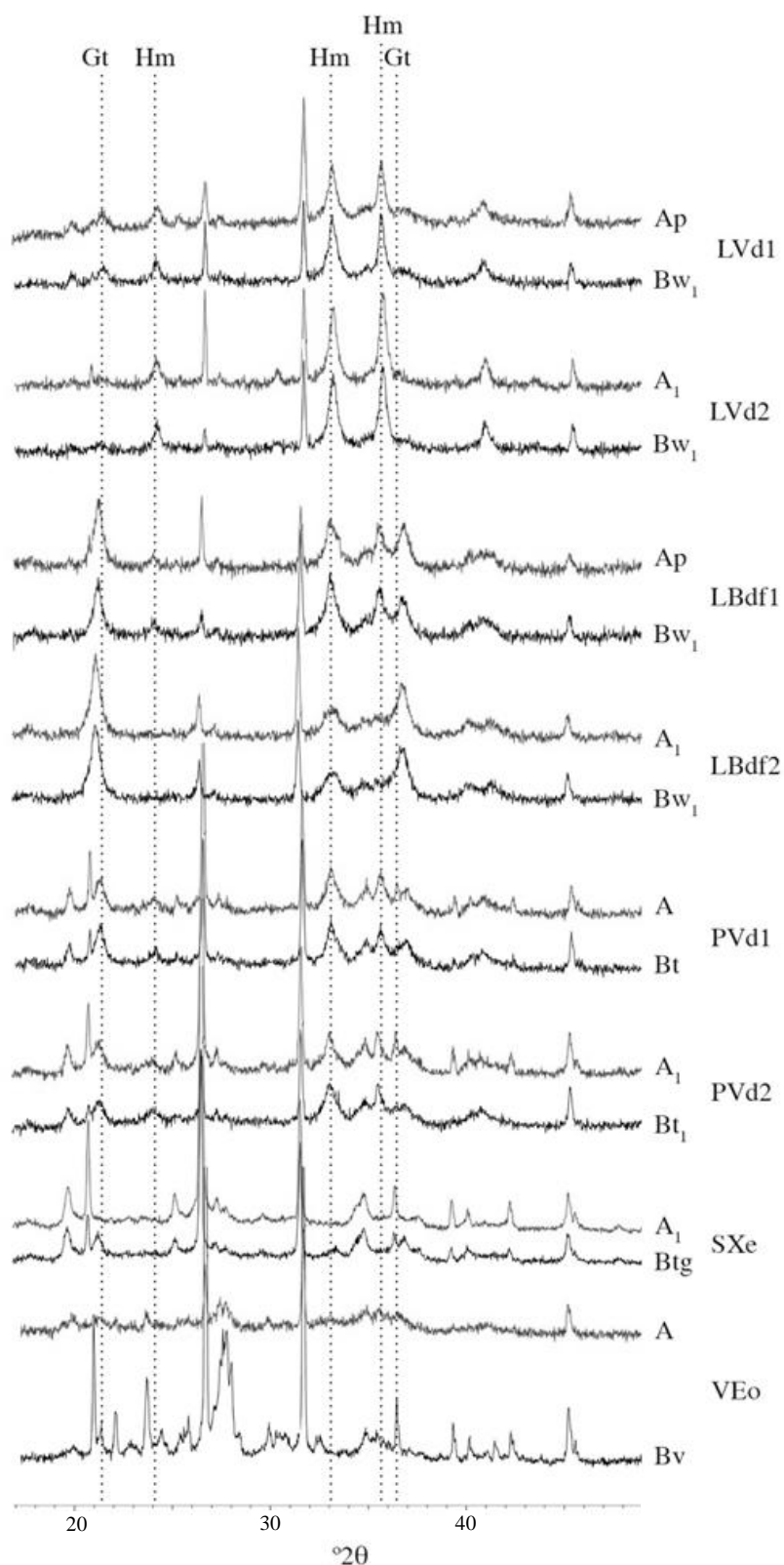


Figura 7 – Difratoigramas de raios-x da fração óxidos de Fe concentrada não orientada (em pó) dos horizontes superficial e subsuperficial dos solos.

Legenda: LVd1 – Latossolo Vermelho distrófico típico (Tupanciretã); LVd2 - Latossolo Vermelho distrófico típico (Ibirubá); LBdf1 - Latossolo Bruno Distroférico rúbrico; LBdf2 - Latossolo Bruno Distroférico típico; PVd1 - Argissolo Vermelho Distrófico típico; PVd2 - Argissolo Vermelho Distrófico arenico; SXe - Planossolo Háptico Eutrófico êndico; VEO - Vertissolo Ebânico Órtico típico; Gt – goethita; Hm - hematita.

A composição mineralógica da fração argila dos solos avaliados, possível de ser identificada pelos difratogramas, corrobora com resultados de outros estudos que avaliaram solos do RS. Almeida, Torrent e Barron (2003) identificaram predomínio de Ct, seguido de argilominerais do tipo 2:1 com polímeros de hidróxi-Al entrecamadas (HE), Gt e, ou, Hm; e menores proporções de Gb e Qz na fração argila de Latossolos Vermelhos e Brunos. Melo et al. (1995) identificaram o predomínio de Ct em Argissolos; e Schwertmann e Kämpf (1985) e Miguel et al. (2014) verificaram predomínio de Hm e, ou, Gt na fração de óxidos de Fe em Argissolos, Latossolos e Planossolos. Em Planossolos, Castilhos et al. (2002) constataram também a presença de Ct, esmectita com HE (EHE) e mica; Albuquerque (1998) identificou Qz e esmectita; e Dick et al. (2010) identificaram Ct e Qz. Em Vertissolos, foi identificada a presença de Ct (KÄMPF; SCHNEIDER; MELLO, 1995; ALBUQUERQUE, 1998), esmectita e/ou EHE (KÄMPF; SCHNEIDER; MELLO, 1995; ALBUQUERQUE, 1998; DICK et al., 2010), mica (DICK et al., 2010), Qz (ALBUQUERQUE, 1998; DICK et al., 2010) e feldspato (ALBUQUERQUE, 1998). Albuquerque (1998) observou, ainda, o predomínio de esmectita em um Planossolo e um Vertissolo coletados em perfis próximos aos deste trabalho (ALBUQUERQUE; CASSOL; REINERT, 2000).

A quantificação dos teores de Ct e Gb foi realizada a partir de análise termogravimétrica. A Ct é o mineral que predomina na fração argila dos solos estudados, com teores maiores que 600 g kg^{-1} no LVD1, menor que 400 g kg^{-1} no VEO e entre 400 e 600 g kg^{-1} nos demais solos (Tabela 7), concordando com Resende et al. (2005) e Kämpf, Marques e Curi (2012), os quais referem a Ct como o mineral mais abundante e comum em todos os solos brasileiros, mesmo nos menos intemperizados. A alta frequência da Ct nos solos deve-se à possibilidade da sua formação a partir de muitos minerais diferentes, desde que haja remoção parcial de cátions básicos e sílica (KÄMPF; MARQUES; CURI, 2012; KER, 2013). Em comparação com esmectitas, a Ct tende a conferir maior estabilidade física por não apresentar capacidade de expansão e contração com a variação da umidade no solo e por sua menor dispersividade em água (KÄMPF; MARQUES; CURI, 2012). Além do alto teor nos solos, a Ct apresenta-se altamente desordenada em todos os horizontes (dados de termogravimetria não apresentados), ocorrendo também variação da $T_{\text{máx}}$ Ct entre os solos. Latossolos e Argissolos apresentaram maior $T_{\text{máx}}$ Ct em relação ao Planossolo e Vertissolo (Tabela 7), diferença essa relacionada ao grau de cristalinidade da Ct. De acordo com Kämpf, Marques e Curi (2012), o grau de desordem estrutural da Ct está diretamente relacionado ao aumento do teor de ferro octaedral em sua estrutura.

Tabela 7 – Teores de caulinita (Ct), gibbsita (Gb), hematita (Hm) e goethita (Gt); temperatura máxima de desidroxilação da caulinita ($T_{\text{máx}} \text{Ct}$) e da gibbsita ($T_{\text{máx}} \text{Gb}$); e substituição isomórfica da hematita (SI Hm) e da goethita (SI Gt) dos horizontes superficial e subsuperficial dos solos.

Solo	Horizonte	Ct	Gb	Hm	Gt	$T_{\text{máx}} \text{Ct}$	$T_{\text{máx}} \text{Gb}$	SI Hm	SI Gt
		----- g kg^{-1} argila -----				----- $^{\circ}\text{C}$ -----		---- mol mol^{-1} ----	
LVd1	Ap	638	-	68	23	511	-	0,04	-
	Bw ₁	608	-	68	25	505	-	0,04	-
LVd2	A ₁	489	13	129	5	505	264	0,12	-
	Bw ₁	505	10	109	4	506	268	0,12	-
LBdf1	Ap	445	13	41	115	504	263	0,03	0,18
	Bw ₁	474	11	52	118	514	276	0,03	0,18
LBdf2	A ₁	502	15	5	166	506	274	-	0,19
	Bw ₁	461	12	2	152	503	268	-	0,19
PVd1	A	513	-	34	32	497	-	0,06	0,15
	Bt	575	-	29	44	500	-	0,06	0,15
PVd2	A ₁	508	-	30	30	502	-	0,01	0,14
	Bt ₁	580	-	30	33	504	-	0,01	0,14
SXe	A ₁	445	-	0	16	477	-	-	-
	Btg	515	-	0	18	487	-	-	0,11
VEo	A	400	-	0	21	472	-	-	0,08
	Bv	364	-	0	11	464	-	-	0,08

Legenda: LVd1 – Latossolo Vermelho Distrófico típico (Tupanciretã); LVd2 – Latossolo Vermelho Distrófico típico (Ibirubá); LBdf1 – Latossolo Bruno Distroférico rúbrico; LBdf2 – Latossolo Bruno Distroférico típico; PVd1 – Argissolo Vermelho Distrófico típico; PVd2 – Argissolo Vermelho Distrófico arenico; SXe – Planossolo Háptico Eutrófico êndico; VEo – Vertissolo Ebânico Órtico típico.

A Gb foi quantificada por termogravimetria apenas nos Latossolos LVd2, LBdf1 e LBdf2, apresentando teores semelhantes na fração argila dos horizontes A e B desses solos (10 a 15 g kg^{-1} argila) (Tabela 7). A $T_{\text{máx}} \text{Gb}$ também não variou muito entre os solos, ficando entre 263 e 276 $^{\circ}\text{C}$ (Tabela 7), o que demonstra semelhante grau de cristalinidade da Gb. A menor frequência da Gb em comparação aos óxidos de Fe pode ser explicada pelo fato de sua formação competir com a dos argilominerais (KÄMPF; MARQUES; CURI, 2012), bem como pela dificuldade de identificação de pequenas quantidades (TAYLOR, 1987). Em Latossolos do sul do Brasil predomina a Ct e os teores de Gb são baixos ou ausentes (KER, 2013), especialmente em solos ácidos com elevados teores de MOS, a qual inibe a cristalização dos hidróxidos de Al (KÄMPF; MARQUES; CURI, 2012).

Quanto aos óxidos de Fe, a estimativa dos teores de Hm e Gt a partir da relação $[\text{Hm}/(\text{Hm}+\text{Gt})]$ e dos teores de Fe extraído por DCB (RESENDE et al., 2005) mostram predomínio de Hm apenas no LVd1 e LVd2 e de Gt no LBdf1 e LBdf2, os quais também

apresentam os maiores teores de Hm e Gt, respectivamente (Tabela 7). Nos Argissolos, PVd1 e PVd2, os teores de ambos os óxidos de Fe foram semelhantes, enquanto para SXe e VEO a fração de óxidos de Fe é composta apenas por Gt. Os Latossolos possuem a maior composição por óxidos de Fe na fração argila dentre os solos avaliados, com teores médios de 91 (LVd1), 123 (LVd2) e 163 g kg⁻¹ (LBdf1 e LBdf2) (dados não apresentados). Resultados semelhantes foram observados por Miguel et al. (2014) em uma bacia hidrográfica do RS com presença de Argissolos Vermelhos e Planossolos Háplicos, dentre outros solos. A Hm e a Gt são os óxidos de Fe dominantes no solo devido à sua estabilidade termodinâmica, sendo a Hm predominante em ambientes aeróbios e a Gt em ambientes anaeróbios sazonais (KÄMPF; MARQUES; CURI, 2012). O aumento do conteúdo desses óxidos de Fe, bem como de Gb nos solos, promove a formação de uma forte microestrutura de pseudoareia (KÄMPF; CURI; MARQUES, 2009; LUNARDI, 2002), a qual pode modificar o comportamento estrutural de solos argilosos, como os Latossolos.

A SI refere-se a uma substituição parcial de Fe por outros cátions na estrutura dos óxidos de Fe, sendo a SI por Al³⁺ a mais frequente (KÄMPF; MARQUES; CURI, 2012). Essa SI reduz a célula unitária dos óxidos de Fe em função do menor tamanho do Al (NORRISH; TAYLOR, 1961), promovendo diminuição da taxa de dissolução dos óxidos (KÄMPF; MARQUES; CURI, 2012) e aumento de sua área específica e reatividade (capacidade de troca de ânions – CTA) (SAMBATTI et al., 2002; KER, 2013). Para os solos estudados, a SI dos óxidos de Fe foi igual entre os horizontes de cada solo e semelhante entre as classes de solo para a SI Gt. Os Latossolos Brunos apresentam uma SI Gt entre 0,18 e 0,19 mol mol⁻¹ e os Argissolo Vermelhos entre 0,14 e 0,15 mol mol⁻¹, corroborando os resultados de Schwertmann e Kämpf (1985). Valores de SI Gt menores foram observados no SXe Btg (0,11 mol mol⁻¹) e no VEO (0,08 mol mol⁻¹) (Tabela 7), corroborando com resultados de Miguel et al. (2014). Uma SI Gt média a alta (0,15 a 0,32 mol mol⁻¹) é usualmente observada em solos altamente intemperizados, pela baixa atividade de Si e alta atividade de Al; enquanto baixa SI Gt (0 a 0,15 mol mol⁻¹) predomina em solos ligeiramente ácidos, eutróficos e redoximórficos, em função da menor mobilidade do Al (FITZPATRICK; SCHWERTMANN, 1982; KER, 2013). A SI Hm foi maior no LVd2 (0,12 mol mol⁻¹) em relação aos demais solos; e inferior a SI Gt (nos solos em que o cálculo de ambas as SI foi possível) (Tabela 7). Essa relação ocorre, pois a presença de Al³⁺ na Gt tende a ser superior (até 32 mol mol⁻¹) à Hm (até ≈15 mol mol⁻¹) (SCHWERTMANN; KÄMPF, 1985). Logo, os valores de SI dos óxidos de Fe dos solos estão dentro dos valores geralmente observados.

6.1.4 Propriedades físicas e mecânicas em mesoescala

Para este estudo se considerou parâmetros em mesoescala aqueles referentes a unidades amostrais com volume de solo entre 100 e 300 cm³ (HOLTHUSEN et al., 2012b). Ainda, as propriedades do solo relacionadas ao estudo da estrutura e sua resistência foram divididas em físicas e mecânicas.

Quanto às propriedades físicas do solo, descritas na tabela 8, houve grande variação entre os solos e entre os horizontes de cada solo, dependendo principalmente da granulometria (Tabela 4) e teor de CT (Tabela 5), sendo desconhecidas as possíveis influências do uso dos solos. A densidade do solo (D_s) variou de 0,91 a 1,67 g cm⁻³, sendo menor no horizonte superficial em relação ao horizonte subsuperficial para a maioria dos solos. Entretanto, para os solos PVd2 e SXe a densidade de seus horizontes foi semelhante, e para o PVd1 a D_s do horizonte A foi maior que do horizonte B. Além disso, a D_s foi maior nos solos mais arenosos (LVd1, PVd1, PVd2 e SXe) em relação aos mais argilosos e com maiores teores de CT (LVd2, LBdf1, LBdf2 e VEO) (Tabela 8). O fato de solos ou camadas mais arenosas possuírem maior D_s já é bem conhecido (FERREIRA, 2010).

A porosidade total (P_t) foi inversamente proporcional à D_s , variando de 0,34 a 0,67 cm³ cm⁻³ entre os horizontes e sendo maior no horizontes A dos solos, com exceção dos solos com horizonte B textural (PVd1, PVd2 e SXe) (Tabela 8). Nesse solos a P_t é menor no horizonte A em função do menor volume de microporos resultante da granulometria arenosa (HILLEL, 1998). A macroporosidade (Macro) variou de 0,03 cm³ cm⁻³ no horizonte B do PVd2 e do VEO a 0,27 cm³ cm⁻³ no LVd2 A₁, sendo maior no horizonte A em relação ao B de todos os solos (Tabela 8), o que se deve, em grande parte, ao adensamento das camadas subsuperficiais dos solos pela massa das camadas superiores. Por esse mesmo motivo, a microporosidade (Micro) é geralmente maior nos horizontes subsuperficiais, sendo que, para os solos deste estudo, a Micro variou de 0,22 a 0,59 cm³ cm⁻³ nos horizontes A e de 0,32 a 0,57 cm³ cm⁻³ nos horizontes B (Tabela 8).

Além da porosidade do solo ser importante na avaliação da qualidade estrutural dos solos, a condutividade hidráulica saturada (K_{sat}) e a permeabilidade ao ar (k_a) ajudam a entender como os fluxos de água e ar, respectivamente, ocorrem nos solos em função da continuidade de poros. Com exceção do PVd2 e SXe, as médias de K_{sat} foram maiores no horizonte A em relação ao horizonte B dos solos. Entretanto, essa é uma propriedade física sujeita a grande variação, confirmada pelos valores de desvio padrão (Tabela 8). A k_a dos

solos na tensão de água (ψ) de 10 kPa teve menor variação entre as repetições, podendo-se observar que maiores fluxos de ar ocorrem no horizonte superficial dos solos, o que está relacionado à maior Macro (Tabela 8).

Tabela 8 – Média e desvio padrão de propriedades físicas em mesoescala dos horizontes superficial e subsuperficial dos solos.

Solo	Horizonte	Ds	Pt	Macro	Micro	Ksat	k _a
		<i>g cm⁻³</i>	-----	<i>cm³ cm⁻³</i>	-----	<i>mm h⁻¹</i>	<i>μm²</i>
LVd1	Ap	1,33 (±0,03)	0,51 (±0,01)	0,26 (±0,01)	0,25 (±0,01)	228 (±111)	64 (±42)
	Bw ₁	1,43 (±0,03)	0,45 (±0,02)	0,14 (±0,02)	0,32 (±0,02)	57 (±66,3)	42 (±12)
LVd2	A ₁	0,91 (±0,05)	0,66 (±0,02)	0,27 (±0,03)	0,39 (±0,02)	395 (±157)	49 (±16)
	Bw ₁	1,18 (±0,06)	0,53 (±0,01)	0,06 (±0,02)	0,47 (±0,01)	9 (±9)	12 (±3)
LBdf1	Ap	0,98 (±0,02)	0,67 (±0,02)	0,24 (±0,01)	0,43 (±0,01)	313 (±187)	42 (±19)
	Bw ₁	1,08 (±0,03)	0,63 (±0,01)	0,06 (±0,02)	0,57 (±0,01)	52 (±112)	4 (±2)
LBdf2	A ₁	1,10 (±0,05)	0,61 (±0,03)	0,14 (±0,05)	0,47 (±0,02)	156 (±96)	16 (±13)
	Bw ₁	1,13 (±0,03)	0,56 (±0,01)	0,06 (±0,01)	0,50 (±0,01)	67 (±124)	15 (±7)
PVd1	A	1,62 (±0,04)	0,34 (±0,02)	0,12 (±0,02)	0,22 (±0,0)	37 (±64)	22 (±7)
	Bt	1,48 (±0,07)	0,44 (±0,02)	0,08 (±0,01)	0,36 (±0,0)	13 (±20)	15 (±6)
PVd2	A ₁	1,66 (±0,03)	0,34 (±0,01)	0,09 (±0,02)	0,25 (±0,02)	53 (±80)	14 (±14)
	Bt ₁	1,67 (±0,05)	0,40 (±0,01)	0,03 (±0,00)	0,37 (±0,01)	73 (±134)	10 (±4)
SXe	A ₁	1,50 (±0,05)	0,38 (±0,02)	0,11 (±0,04)	0,27 (±0,02)	14 (±13)	8 (±5)
	Btg	1,48 (±0,07)	0,45 (±0,02)	0,07 (±0,02)	0,38 (±0,01)	70 (±119)	17 (±15)
VEo	A	0,94 (±0,05)	0,63 (±0,02)	0,05 (±0,01)	0,59 (±0,02)	2 (±2)	12 (±6)
	Bv	1,06 (±0,02)	0,57 (±0,02)	0,03 (±0,01)	0,54 (±0,01)	1 (±1)	4 (±3)

Legenda: LVd1 – Latossolo Vermelho Distrófico típico (Tupanciretã); LVd2 – Latossolo Vermelho Distrófico típico (Ibirubá); LBdf1 – Latossolo Bruno Distroférico rúbrico; LBdf2 – Latossolo Bruno Distroférico típico; PVd1 – Argissolo Vermelho Distrófico típico; PVd2 – Argissolo Vermelho Distrófico arênico; SXe – Planossolo Háptico Eutrófico êndico; VEo – Vertissolo Ebânico Órtico típico; Ds – densidade do solo; Pt – porosidade total; Macro – macroporosidade; Micro – microporosidade; K_{sat} – condutividade hidráulica saturada; e k_a – permeabilidade ao ar (-10 kPa).

Quanto ao comportamento mecânico do solo em mesoescala, a resistência do solo à penetração (RP) variou de 0,4 a 2,1 MPa e foi geralmente menor no horizonte A dos solos (Tabela 9). De acordo com Reichert et al. (2010), a RP depende do conteúdo de água, da Ds e da granulometria. Assim, mesmo que os solos estejam em uma mesma ψ (10 kPa), a umidade volumétrica variou de 0,20 a 0,58 cm³ cm⁻³ (dados não apresentados) em função de suas diferenças granulométricas, mineralógicas e de Ds, dificultando a interpretação dos resultados de RP. Contudo, nossos resultados corroboram os de Suzuki et al. (2008) para Argissolos e Latossolos Vermelhos (drenados na ψ de 33 kPa). De forma geral, para um mesmo conteúdo

de água, solos argilosos mostram maior resistência que arenosos, assim como solos mais densos em relação a solos menos densos (REICHERT et al., 2010).

A partir dos testes de compressão uniaxial com fases de carregamento, descarregamento e recarregamento foram obtidos os parâmetros mecânicos pressão de preconsolidação (PPC), índice de compressão (Ic) e índice de recuperação (Ir). A PPC é utilizada como um indicativo da capacidade de suporte de carga do solo (REICHERT et al., 2010), variando entre os horizontes dos solos avaliados, mas com valores relativamente baixos devido à condição de alto conteúdo de água (ψ de 10 kPa – capacidade de campo). Para o horizonte A dos solos, a PPC variou de 21 (LVd2) a 131 kPa (PVd1); e no horizonte B, de 28 (VEo) a 145 kPa (LBdf1) (Tabela 9). A PPC depende de diversos fatores, incluindo a granulometria, mineralogia, teor de MOS e histórico de tensões, os quais variaram muito entre os solos.

Tabela 9 – Média e desvio padrão de propriedades mecânicas em mesoescala (referentes a amostras drenadas na tensão de água de 10 kPa) dos horizontes superficial e subsuperficial dos solos.

Solo	Horizonte	RP MPa	PPC kPa	Ic -	Ir -	c kPa	ϕ °
LVd1	Ap	0,5 ($\pm 0,0$)	63 (± 10)	0,32 ($\pm 0,04$)	0,14 ($\pm 0,01$)	62	30
	Bw ₁	0,7 ($\pm 0,1$)	75 (± 10)	0,34 ($\pm 0,01$)	0,13 ($\pm 0,00$)	68	27
LVd2	A ₁	0,4 ($\pm 0,1$)	21 (± 4)	0,89 ($\pm 0,00$)	0,08 ($\pm 0,00$)	55	28
	Bw ₁	1,6 ($\pm 0,2$)	97 (± 8)	0,35 ($\pm 0,03$)	0,17 ($\pm 0,00$)	100	24
LBdf1	Ap	0,7 ($\pm 0,1$)	50 (± 9)	0,66 ($\pm 0,04$)	0,15 ($\pm 0,01$)	57	27
	Bw ₁	1,1 ($\pm 0,2$)	145 (± 6)	0,50 ($\pm 0,02$)	0,17 ($\pm 0,01$)	99	21
LBdf2	A ₁	1,0 ($\pm 0,2$)	64 (± 27)	0,42 ($\pm 0,06$)	0,21 ($\pm 0,01$)	102	16
	Bw ₁	1,6 ($\pm 0,2$)	135 (± 24)	0,26 ($\pm 0,04$)	0,22 ($\pm 0,02$)	103	21
PVd1	A	1,0 ($\pm 0,1$)	131 (± 30)	0,22 ($\pm 0,06$)	0,20 ($\pm 0,01$)	67	30
	Bt	1,1 ($\pm 0,1$)	104 (± 52)	0,27 ($\pm 0,07$)	0,17 ($\pm 0,03$)	77	24
PVd2	A ₁	1,3 ($\pm 0,2$)	32 (± 5)	0,09 ($\pm 0,02$)	0,31 ($\pm 0,02$)	93	36
	Bt ₁	2,1 ($\pm 0,4$)	58 (± 15)	0,12 ($\pm 0,01$)	0,29 ($\pm 0,04$)	124	22
SXe	A ₁	0,7 ($\pm 0,3$)	97 (± 10)	0,25 ($\pm 0,02$)	0,18 ($\pm 0,01$)	64	27
	Btg	0,8 ($\pm 0,2$)	76 (± 12)	0,19 ($\pm 0,04$)	0,26 ($\pm 0,02$)	101	10
VEo	A	0,9 ($\pm 0,3$)	36 (± 2)	0,42 ($\pm 0,03$)	0,24 ($\pm 0,01$)	109	11
	Bv	0,6 ($\pm 0,1$)	28 (± 3)	0,23 ($\pm 0,01$)	0,22 ($\pm 0,02$)	97	5

Legenda: LVd1 – Latossolo Vermelho Distrófico típico (Tupanciretã); LVd2 – Latossolo Vermelho Distrófico típico (Ibirubá); LBdf1 – Latossolo Bruno Distroférico rúbico; LBdf2 – Latossolo Bruno Distroférico típico; PVd1 – Argissolo Vermelho Distrófico típico; PVd2 – Argissolo Vermelho Distrófico arênico; SXe – Planossolo Háptico Eutrófico êndico; VEo – Vertissolo Ebânico Órtico típico; RP – resistência do solo à penetração; PPC – pressão de preconsolidação; Ic – índice de compressão; Ir – índice de recuperação; c – coesão; ϕ – ângulo de atrito interno.

O I_c , também denominado de coeficiente de compressibilidade, tem sido utilizado como um indicador da suscetibilidade do solo à compactação (AJAYI et al., 2009b; REICHERT et al., 2010), pois, pela curva de compressão, quanto mais intensa a diminuição do índice de vazios com o incremento da pressão normal aplicada, maior é o I_c . Menores valores de I_c na camada superficial dos solos ocorreram nos horizontes mais arenosos (LVd1, PVd1, PVd2 e SXe), bem como no horizonte subsuperficial da maioria dos solos (Tabela 9), o que se deve à menor compressibilidade de solos com textura arenosa e com menor agregação (REICHERT et al., 2010). Esse resultado corrobora Silva, Reinert e Reichert (2002), que observaram maior I_c em um Latossolo de textura argilosa quando comparado a um Argissolo de textura arenosa. Além disso, a resistência do solo à deformação é uma função do número e da resistência dos pontos de contato entre as partículas (HORN; LEBERT, 1994). Assim, menor densidade do solo inicial e, conseqüentemente, maior porosidade, significa um número menor de pontos de contatos entre partículas e menor resistência à compactação (maior I_c) (BRAIDA et al., 2010), como observado neste trabalho (Tabelas 8 e 9).

O I_r considera o comportamento elástico do solo pela recuperação de parte da deformação após remoção de cargas e, quanto maior for a recuperação, maior é o I_r (BRAIDA et al., 2008). Para esse parâmetro também houve variação entre os solos, de 0,08 a 0,31, sendo o PVd2 o solo que apresentou maior I_r em ambos os horizontes (Tabela 9), embora possua elevado teor de areia (Tabela 4) e baixo teor de CT (Tabela 5) no horizonte A, bem como elevada D_s (Tabela 8). Em amostras mais densas, a deformação durante a compressão é menor e, assim, pequenas recuperações de volume resultam em maiores valores de I_r (BRAIDA et al., 2008), o que explica o maior I_r apresentado pelo PVd2.

Os resultados de PPC e I_c corroboram os resultados de Suzuki et al. (2008), Vogelmann et al. (2012) e Silva, Reinert e Reichert (2002) para Latossolos e Argissolos com conteúdos de água no solo semelhantes ao deste estudo. Os resultados de I_c e I_r também corroboraram, respectivamente, observações de Braida et al. (2008) e Braida et al. (2010) para um Argissolo Vermelho-Amarelo drenado na ψ de 6 kPa. Entretanto, o LVd2 A₁ apresentou um comportamento de compressibilidade distinto dos demais solos, tendo baixa PPC (21 kPa) e I_r (0,08), e alto I_c (0,89), o que se deve a condição sob floresta em que o solo foi coletado. Logo, além da granulometria fina e maiores teores de CT, a camada superficial desse solo sofreu pouca pressão prévia, sendo que a aplicação de cargas resulta em baixa capacidade de suporte, alta compressibilidade e deformação praticamente irreversível, corroborando Reichert et al. (2010).

Os parâmetros mecânicos coesão (c) e ângulo de atrito interno (ϕ) também variaram entre os solos (Tabela 9), mas estão dentro da gama de valores encontrados por outros autores em ensaios de cisalhamento direto, sumarizados por Reichert et al. (2010). Essa variação é devida aos parâmetros de resistência não serem características intrínsecas dos solos e dependerem de uma série de fatores que determinam o estado atual de sua estrutura (REICHERT et al., 2010), como granulometria, teor de MOS, mineralogia e conteúdo de água (LEBERT; HORN, 1991). A c , que representa a força de ligação entre as partículas, variou de 55 a 124 kPa entre os horizontes (Tabela 9). Essa grande variação está relacionada com a diferente composição dos solos, como já discutido, o que determina as forças de coesão no solo. Quanto ao ϕ , os horizontes com presença de argilominerais 2:1 (SXE Btg, VEO A e VEO Bv) tiveram valores baixos de ϕ ($< 11^\circ$), enquanto solos cauliníticos e oxídicos apresentam ϕ maiores que 20° (Tabela 9), como descrito por Smith e Reitsma (2002).

6.2 Comportamento micromecânico e parâmetros reológicos dos solos

A avaliação do comportamento micromecânico (reológico) dos diferentes solos do RS foi realizada a partir das características das curvas dos módulos de armazenamento (G') e de perda (G'') em função da deformação (γ) (em escalas logarítmicas), resultantes do teste de varredura de amplitude sob cisalhamento oscilatório em amostras drenadas na tensão de água (ψ) de 3 kPa. Essa ψ foi escolhida por representar uma drenagem moderada na gama de tensões avaliadas, e pela avaliação posterior da influência de diferentes tensões de água no solo sobre parâmetros reológicos (item 6.3).

As características das curvas foram semelhantes entre os horizontes de cada solo, assim como observado por Baumgarten, Dörner e Horn (2013) para Andosols. A progressão das curvas reológicas é dada por uma fase inicial linear, referente ao intervalo viscoelástico linear (intervalo LVE) limitado pelo limite de deformação (γ_L); uma fase de transição; e uma fase final de colapso estrutural (MARKGRAF; HORN, 2006). As figuras 8 e 9 representam a evolução dos módulos G' e G'' dos solos com o aumento da γ , sendo que G' representa a elasticidade armazenada e G'' o incremento de plasticidade (MARKGRAF et al., 2006). O ponto de escoamento, que ocorre no ponto em que G'' passa a prevalecer sobre G' , também pode ser observado para a maioria dos horizontes (Figuras 8 e 9). As fases e pontos característicos das curvas podem ser observados nas definições fornecidas na figura 4.

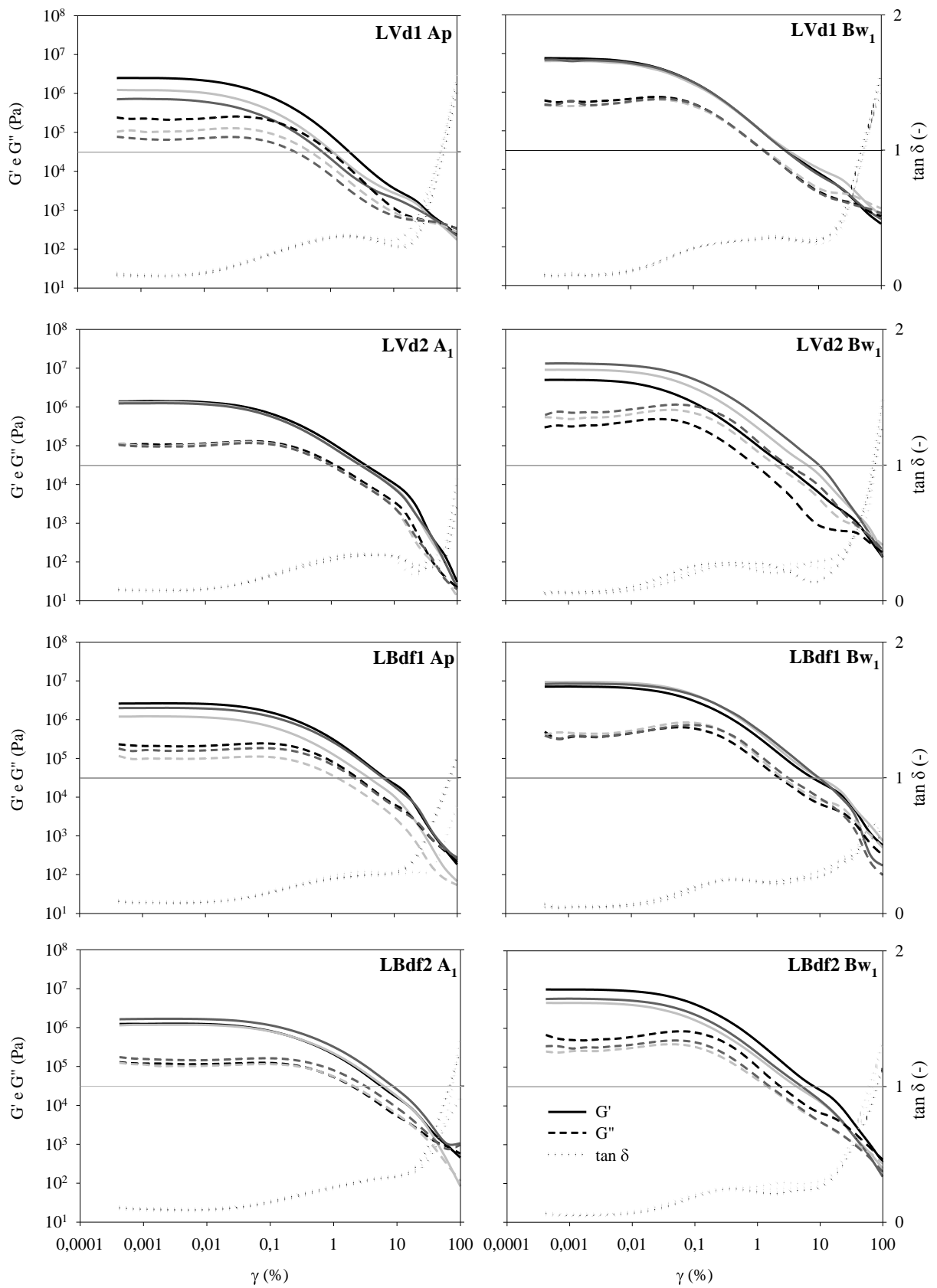


Figura 8 – Módulo de armazenamento (G'), módulo de perda (G'') e fator de perda ($\tan \delta$) em função da deformação (γ) de amostras (pares de linhas correspondem a repetições) dos horizontes superficiais e subsuperficiais dos Latossolos (LVd1, LVd2, LBdf1, LBdf2) na tensão de água de 3 kPa.

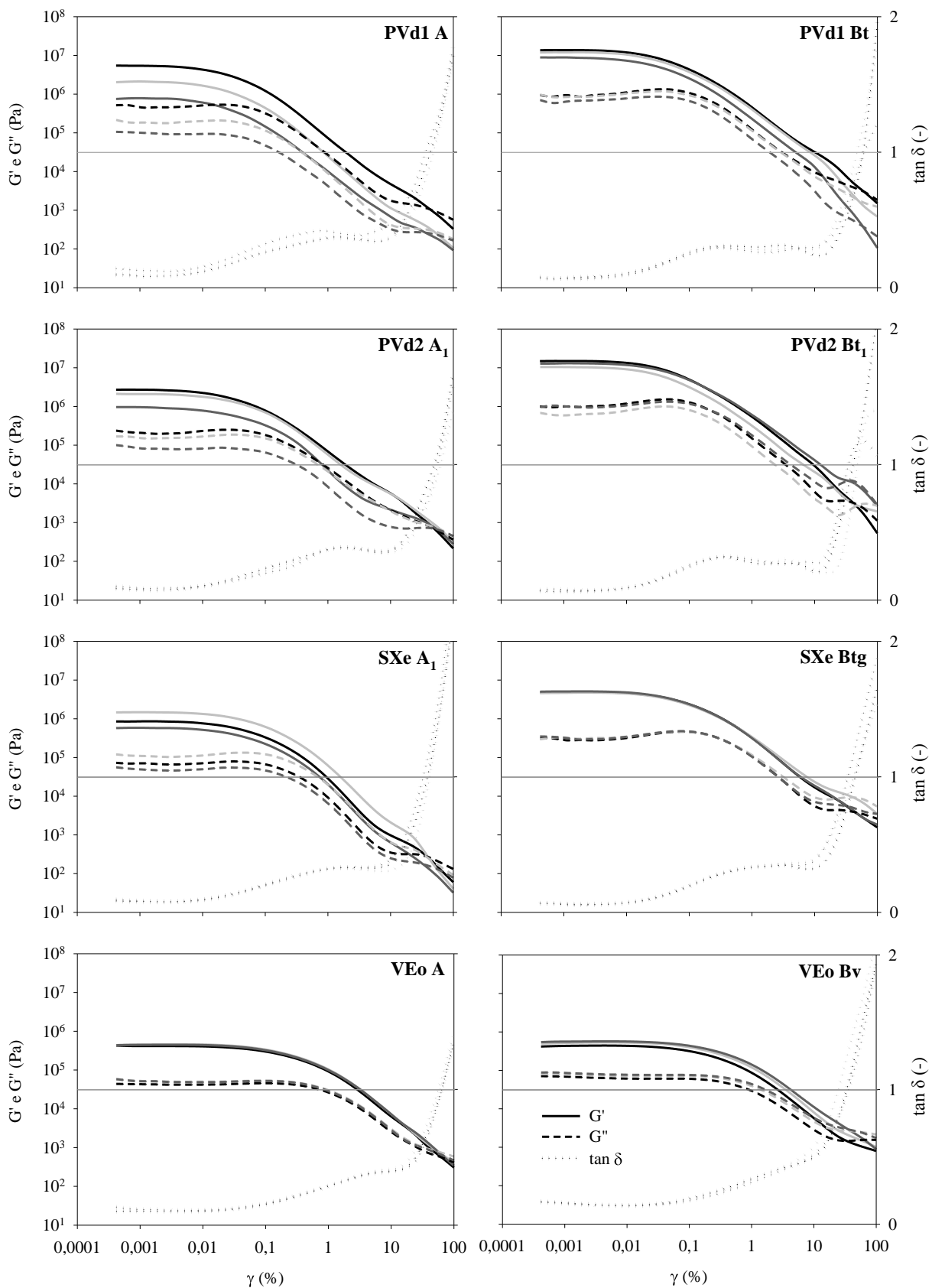


Figura 9 – Módulo de armazenamento (G'), módulo de perda (G'') e fator de perda ($\tan \delta$) em função da deformação (γ) de amostras (pares de linhas correspondem a repetições) dos horizontes superficiais e subsuperficiais dos Argissolos (PVd1, PVd2), Planossolo (SXe) e Vertissolo (VEo) na tensão de água de 3 kPa.

Os valores iniciais de G' e G'' dos solos foram semelhantes quanto à classe de solo e quanto aos horizontes. De forma geral, G' e G'' foram maiores para o horizonte B em relação ao horizonte A de cada solo. Esse comportamento parece estar relacionado com os maiores teores de argila dos horizontes subsuperficiais (Tabela 4), já que a D_s , fator que pode influenciar a estabilidade (KARMAKAR; KUSHWAHA, 2007) e a rigidez do solo (HOLTHUSEN et al., 2012c), não é maior no horizonte B em relação ao A para todos os solos (Tabela 8). Markgraf e Horn (2006) também observaram maior estabilidade estrutural com o aumento da profundidade do solo até 15 cm, observada pelos maiores valores de G' . Quanto às classes de solo, G' e G'' iniciais foram, respectivamente, de $\approx 10^5$ e $\approx 10^6$ Pa para o horizonte A e de $\approx 10^6$ e $\approx 10^7$ Pa para o horizonte B dos Latossolos (Figura 8) e do Planossolo (Figura 9). Para os Argissolos, esses valores foram um pouco maiores e para o Vertissolo um pouco menores (Figura 9), concordando com Markgraf et al. (2006), que observaram maiores níveis iniciais de G' e G'' em um Latossolo quando comparado a um Vertissolo. Maiores G' são indicadores de maior rigidez estrutural (MARKGRAF; HORN, 2006, 2007) e, além da textura, as semelhanças entre classes de solo na rigidez inicial das amostras tem relação com a mineralogia da fração argila, assim como verificado por Markgraf et al. (2006) e Markgraf e Horn (2006).

O intervalo LVE se refere à faixa de deformação na qual o solo apresenta um comportamento de elasticidade e plasticidade lineares (MARKGRAF et al., 2006), ocorrendo em pequenas deformações (Figuras 8 e 9). O intervalo LVE é baseado no valor mínimo de γ determinado para o teste oscilatório e limitado por um desvio da curva do módulo G' maior que 5% em relação a sua tangente, determinando o limite de deformação viscoelástica linear (γ_L) (MARKGRAF; HORN, 2007). Assim, considera-se que, quanto maior o intervalo LVE (maior γ_L), maior é a elasticidade do solo, ou seja, o solo pode se recuperar mesmo quando submetido a maiores deformações. Para a maioria dos horizontes, o intervalo LVE foi pequeno, com γ_L de 0,004 a 0,009%, sendo maior apenas para o horizonte A dos solos LBdf1, LBdf2 e VEO, e para o VEO Bv (Figuras 8 e 9, Tabela 10). Esse resultado se deve aos maiores teores de CT do horizonte superficial desses solos, bem como à presença de esmectita no VEO. A MOS, ou CT, pode substituir pontos de contato diretos entre partículas, aumentando a estabilidade do solo (HOLTHUSEN et al., 2012c), enquanto a água adsorvida, incluindo cátions em solução e nas superfícies dos argilominerais expansivos, tem uma influência elástica adicional (MARKGRAF et al., 2006). Além disso, Markgraf e Horn (2007) demonstraram a importância da MOS na estabilidade microestrutural dos solos, ao observarem diminuição do γ_L em amostras de Latossolos do RS submetidas à oxidação da

MOS. Nossos resultados também corroboram Markgraf e Horn (2007), que observaram maior γ_L em um Vertissolo comparativamente a Latossolos do RS. De acordo com esses autores, o intervalo LVE é menos pronunciado em solos que possuem maiores teores de caulinita ou são de textura grosseira.

Após o final do intervalo LVE, todos os solos, com exceção do VEo, mostraram um incremento da curva G'' , ou seja, houve um aumento da plasticidade juntamente com a diminuição da elasticidade (G'), iniciando a fase de transição descrita por Markgraf e Horn (2006). Esse incremento de G'' deve-se à reorientação das partículas do solo, como plaquetas de caulinita, pacotes ou grãos individuais (MARKGRAF; HORN, 2007), o que não ocorreu no Vertissolo pelo alinhamento natural dos argilominerais 2:1. Markgraf e Horn (2007) também observaram aumento de G'' na fase de transição em amostras de Latossolos, em condição saturada e drenada, e concluíram que esse comportamento indica o calor de fricção provocado pela reorientação das partículas.

Ao final da fase de transição, o ponto de escoamento, indicado pela deformação no ponto de escoamento (γ_{YP}), ocorreu já no final dos testes de cisalhamento oscilatório (Figuras 8 e 9). A menor γ_{YP} foi observada no VEo Bv (31%), enquanto o VEo A teve uma γ_{YP} maior (62%), assim como o LBdf1 Ap (78%) e o LBdf2 A₁ (72%) (Tabela 10), devido provavelmente ao maior teor de carbono total (CT) nesses horizontes. Esses resultados corroboram Markgraf et al. (2006) que também constataram menor γ_{YP} no horizonte Bv de um Vertissolo em relação à Latossolos. Segundo Markgraf et al. (2011), solos com maiores teores de MOS, bem como maiores CTC_{ef} e teor de Ca²⁺, podem se deformar em maior extensão antes de falharem. Baumgarten, Dörner e Horn (2013), considerando a variação nos teores de MOS de Andosols, também observaram que a diminuição do teor de MOS diminuiu a estabilidade microestrutural dos solos avaliada a partir dos resultados de γ_{YP} e integral z. O ponto de escoamento dos demais solos parece influenciado pela granulometria e, possivelmente, pelo conteúdo de água, o qual é semelhante entre os solos com granulometria semelhante (Tabela 10). Os solos com maiores teores de areia e menor conteúdo de água (LVd1, PVd1, PVd2 e SXe) tiveram γ_{YP} de 38 a 58%, enquanto os mais argilosos (LVd2, LBdf1 e LBdf2) apresentaram maior estabilidade microestrutural, com γ_{YP} variando de 70 a 78%. Esses resultados corroboram Markgraf e Horn (2006), que observaram menor γ_{YP} em um Haplic Chernozem franco arenoso quando comparado a um Luvisol franco siltoso.

Tabela 10 – Média e desvio padrão de parâmetros reológicos e umidade gravimétrica (θ_g) dos horizontes superficial e subsuperficial dos solos na tensão de água de 3 kPa.

Solo	Horizonte	γ_L %	τ_{LVE} Pa	γ_{YP} %	$G'G''_{YP}$ ----- Pa -----	$\tau_{m\acute{a}x}$	Integral z -	θ_g $g\ g^{-1}$
LVd1	Ap	0,006 ($\pm 0,000$)	80 (± 53)	58 (± 4)	436 (± 26)	632 (± 437)	25 (± 3)	0,35 ($\pm 0,00$)
	Bw ₁	0,005 ($\pm 0,000$)	294 (± 25)	53 (± 3)	1186 (± 273)	1928 (± 85)	23 (± 2)	0,28 ($\pm 0,00$)
LVd2	A ₁	0,009 ($\pm 0,001$)	116 (± 12)	*-	-	1082 (± 146)	62 (± 4)	0,45 ($\pm 0,01$)
	Bw ₁	0,006 ($\pm 0,001$)	540 (± 330)	74 (± 4)	336 (± 81)	4003 (± 2751)	38 (± 3)	0,46 ($\pm 0,00$)
LBdf1	Ap	0,014 ($\pm 0,001$)	257 (± 109)	78 (± 3)	333 (± 23)	2586 (± 1045)	39 (± 13)	0,57 ($\pm 0,03$)
	Bw ₁	0,009 ($\pm 0,001$)	728 (± 168)	-	-	5583 (± 1186)	51 (± 2)	0,49 ($\pm 0,00$)
LBdf2	A ₁	0,039 ($\pm 0,001$)	457 (± 103)	72 (± 5)	501 (± 423)	2702 (± 718)	34 (± 6)	0,51 ($\pm 0,00$)
	Bw ₁	0,007 ($\pm 0,001$)	468 (± 246)	70 (± 10)	526 (± 127)	3465 (± 1812)	29 (± 4)	0,48 ($\pm 0,01$)
PVd1	A	0,004 ($\pm 0,000$)	110 (± 98)	43 (± 6)	527 (± 442)	631 (± 581)	17 (± 4)	0,26 ($\pm 0,00$)
	Bt	0,005 ($\pm 0,000$)	589 (± 161)	56 (± 7)	1763 (± 1310)	4366 (± 1252)	25 (± 3)	0,27 ($\pm 0,01$)
PVd2	A ₁	0,005 ($\pm 0,000$)	93 (± 43)	56 (± 7)	666 (± 23)	698 (± 264)	22 (± 2)	0,24 ($\pm 0,02$)
	Bt ₁	0,006 ($\pm 0,000$)	687 (± 182)	47 (± 5)	2879 (± 247)	4607 (± 1321)	27 (± 5)	0,25 ($\pm 0,00$)
SXe	A ₁	0,007 ($\pm 0,001$)	67 (± 36)	38 (± 4)	226 (± 51)	505 (± 273)	17 (± 3)	0,31 ($\pm 0,01$)
	Btg	0,009 ($\pm 0,000$)	434 (± 10)	40 (± 6)	6064 (± 2723)	3624 (± 32)	17 (± 3)	0,37 ($\pm 0,01$)
VEo	A	0,045 ($\pm 0,001$)	171 (± 12)	62 (± 4)	656 (± 109)	1094 (± 73)	24 (± 2)	0,78 ($\pm 0,01$)
	Bv	0,043 ($\pm 0,009$)	196 (± 51)	31 (± 6)	2375 (± 775)	1294 (± 318)	11 (± 2)	0,82 ($\pm 0,04$)

Legenda: LVd1 – Latossolo Vermelho Distrófico típico (Tupanciretã); LVd2 – Latossolo Vermelho Distrófico típico (Ibirubá); LBdf1 – Latossolo Bruno Distroférrico rúbrico; LBdf2 – Latossolo Bruno Distroférrico típico; PVd1 – Argissolo Vermelho Distrófico típico; PVd2 – Argissolo Vermelho Distrófico arênico; SXe – Planossolo Háplico Eutrófico êndico; VEo – Vertissolo Ebânico Órtico típico; γ_L – limite de deformação; τ_{LVE} – tensão de cisalhamento no final do intervalo LVE; γ_{YP} – deformação no ponto de escoamento; $G'G''_{YP}$ – módulos de armazenamento e de perda no ponto de escoamento; $\tau_{m\acute{a}x}$ – tensão de cisalhamento máxima; * – ausência de ponto de escoamento.

As figuras 8 e 9 também mostram as curvas de $\tan \delta$ em função da γ , sendo $\tan \delta = G''/G'$. A partir dessa curva, a integral z (adimensional) é definida pela soma da área delimitada pelo valor mínimo de γ (0,0001%) e pela γ_{YP} (onde $\tan \delta = 1$) (MARKGRAF et al., 2011; MARKGRAF; MORENO; HORN, 2012), sendo que maiores valores de integral z indicam uma microestrutura mais rígida e elástica (MARKGRAF et al., 2011; BAUMGARTEN et al., 2012). Para os solos estudados os valores de integral z tiveram grande variação, estando entre 11 e 62 (Tabela 10). Os maiores valores de integral z foram observados no LVd2 A₁ (62) e LBdf1 Bw₁ (51), horizontes em que não ocorreu o ponto de escoamento, ou seja, não há um valor de γ_{YP} . Quando o ponto de escoamento não ocorre, a integral z é determinada pela estimativa do prolongamento da curva de $\tan \delta$ e pode ser superestimada. Entretanto, segundo Markgraf et al. (2011) e Baumgarten et al. (2012), a não ocorrência do ponto de escoamento indica um elevado grau de estabilidade estrutural, pois a fase viscosa não é atingida, sendo esse efeito mais pronunciado com menores conteúdos de água no solo. Markgraf e Horn (2007) também constataram ausência de ponto de escoamento

em amostras de Latossolos Vermelhos do RS, indicando um caráter muito rígido desses solos apesar de um declínio inicial de G' e G'' mais rápido, o mesmo comportamento constatado em nossos solos.

Além da integral z , a evolução da curva de $\tan \delta$ pode informar sobre o comportamento das partículas durante o cisalhamento oscilatório. Segundo Baumgarten et al. (2012) e Markgraf, Moreno e Horn (2012), o incremento da $\tan \delta$, que ocorreu em quase todos os solos entre a γ de 0,01 e 10%, pode indicar um empilhamento das partículas do solo nessa fase de transição, o que leva a uma reorientação das partículas dentro da microestrutura do solo e a um possível comportamento turbulento. Esse comportamento não ocorre no Vertissolo, solo que apresenta elevado teor de minerais expansivos 2:1 (MARKGRAF et al., 2006). Markgraf et al. (2006, 2011) e Markgraf e Horn (2006, 2007) verificaram comportamento turbulento em substratos arenosos e siltosos, solos argilosos caulíníficos e solos com presença de pseudoareia devido à alta resistência ao cisalhamento (maior ângulo de atrito interno); e um comportamento mais linear em materiais ricos em argila e minerais 2:1, devido à baixa resistência ao cisalhamento, corroborando com nossos resultados.

Além do comportamento reológico ou micromecânico do solo observado a partir das curvas, os parâmetros reológicos auxiliam na determinação da resistência microestrutural dos solos. Além da γ_L , γ_{YP} e integral z , já discutidos, a tensão de cisalhamento no final do intervalo LVE (τ_{LVE}), a tensão de cisalhamento máxima ($\tau_{m\acute{a}x}$) e o valor dos módulos G' e G'' no ponto de escoamento ($G'G''_{YP}$) são parâmetros importantes para a caracterização reológica dos solos.

A τ_{LVE} e a $\tau_{m\acute{a}x}$ mostram maior resistência microestrutural dos horizontes B em relação aos horizontes A dos solos, assim como os valores de $G'G''_{YP}$ (Tabela 10). Ainda, a τ_{LVE} e a $\tau_{m\acute{a}x}$ foram menores para os horizontes superficiais do LVd1, PVd1, PVd2 e SXe (Tabela 10), mais arenosos em relação aos demais horizontes (Tabela 4), discordando de Holthusen, Reeb e Horn (2012). Esses autores observaram maior $\tau_{m\acute{a}x}$ em uma mistura de solo com quartzo em comparação com um substrato menos grosseiro, explicando esse comportamento pelo maior atrito entre partículas de areia em relação a partículas de argila, conforme estudo de Guo e Su (2007). Segundo Holthusen, Reeb e Horn (2012), a $\tau_{m\acute{a}x}$ indica a máxima resistência do solo ao cisalhamento, a qual foi superior para os solos mais argilosos do RS, com exceção do VEO, o qual foi influenciado por sua mineralogia.

Dessa forma, o comportamento microestrutural e os parâmetros reológicos parecem muito influenciados pela textura e mineralogia dos solos. Esses fatores também influenciaram

o nível e a progressão das curvas G' e G'' , bem como a duração de cada fase de perda de rigidez da microestrutura, como observado por outros autores.

6.3 Influência da tensão de água no solo em parâmetros reológicos

Com o objetivo de investigar o efeito do conteúdo de água na resistência micromecânica, parâmetros reológicos foram determinados para todos os horizontes com amostras drenadas em tensões de água (ψ) crescentes (0, 1, 3, 6 e 10 kPa).

A ψ não afetou o limite de deformação (γ_L) da maioria dos solos. Houve aumento linear significativo do γ_L com o aumento da ψ apenas para os horizontes LVd2 A₁, LBdf1 Ap, PVd1 Bt, SXe Btg e VEO A (Figura 10). Ou seja, a diminuição do conteúdo de água retido no solo (Apêndice F) aumentou a faixa de comportamento elástico desses horizontes, sendo esse efeito mais intenso para o LBdf1 Ap. Os maiores γ_L foram observados no LBdf2 A₁, mesmo não havendo aumento significativo, e para o VEO A (Figura 10), o que ocorre pelos maiores teores de CT desses horizontes e também pela composição mineralógica do VEO, como discutido anteriormente.

A tensão de cisalhamento no final do intervalo viscoelástico linear (τ_{LVE}) aumentou com o incremento da ψ de forma linear para os horizontes superficiais do LVd1, LVd2, LBdf1, SXe e VEO e para os horizontes subsuperficiais do LVd1, SXe e VEO; e de forma quadrática para LBdf2 A₁ e PVd1 A (Figura 11). Por essas equações e pela observação dos resultados dos demais horizontes, observa-se a tendência de aumento da τ_{LVE} em função do aumento da ψ (aumento da drenagem). Holthusen, Peth e Horn (2010) também observaram aumento linear da τ_{LVE} de um substrato glacial siltoso com o aumento da ψ de 0 para 3 kPa. Assim, com o aumento da ψ , maior é a tensão de cisalhamento que deve ser excedida para causar deformação plástica (HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010), resultado esse relacionado à consistência do solo, devido ao aumento da tensão superficial e coesão entre as partículas do solo com a diminuição do conteúdo de água (REICHERT et al., 2010).

A tensão de cisalhamento máxima ($\tau_{m\acute{a}x}$) foi influenciada da mesma forma que a τ_{LVE} , aumentando de forma linear ou quadrática com o aumento da ψ nos horizontes A (com exceção do PVd1) e B (com exceção do LVd2, LBdf2 e PVd2) dos solos (Figura 12). Segundo Holthusen, Peth e Horn (2010), que obtiveram resultados semelhantes em um solo

siltoso, a maior ψ nos poros provoca maior resistência ao cisalhamento e, portanto, maior estabilidade. Entretanto, para o LBdf1 Bw₁ e LBdf2 A₁ a $\tau_{\text{máx}}$ aumenta até a ψ de 6 kPa e diminui em 10 kPa (assim como a τ_{LVE} no LBdf2 A₁), apresentando um ponto de máximo, o que deve ocorrer em função da baixa D_s (Tabela 8) juntamente com a grande presença de partículas de pseudoareia nesses solos, o que provoca uma diminuição do número de pontos de contato entre partículas e, conseqüentemente, menor número de meniscos e menor tensão efetiva (WATTS; DEXTER, 1997; HILLEL, 1998; HORN, 2003; REICHERT et al., 2010). A presença de pseudoareia foi observada visualmente e verificada por sensação tátil de acordo com Santos et al. (2005).

Comportamento semelhante ocorreu ainda para o parâmetro integral z, que aumentou de forma linear ou quadrática com o aumento da ψ na maioria dos solos, corroborando Baumgarten et al. (2012), os quais também observaram aumento dos valores de integral z em amostras drenadas nas ψ de 6 e 15 kPa, especialmente em solos com textura mais fina. Contudo, alguns horizontes também tiveram aumento da integral z até a ψ de 6 kPa, seguida de diminuição na ψ de 10 kPa (Figura 13). Para os horizontes LBdf2 A₁ e Bw₁ (ambos sem regressão significativa), LVd1 Ap e PVd2 A₁, esse comportamento se deve à superestimativa da integral z pelo prolongamento das curvas de $\tan \delta$ em função da não ocorrência do ponto de escoamento na ψ de 6 kPa, sendo que para a tensão de 10 kPa ocorreu o ponto de escoamento e os valores de integral z não foram superestimados. Já no horizonte VEO A, houve uma diminuição da integral z até 6 kPa, seguida de um aumento expressivo a 10 kPa (Figura 13), o qual também ocorreu devido à superestimativa do valor de integral z, mas nesse caso, na ψ de 10 kPa. Os resultados dos demais horizontes em que não ocorreu o ponto de escoamento nas ψ de 3 e/ou 6 e 10 kPa devem ter um incremento maior da integral z nesses pontos, entretanto, o tipo das equações parece não ter sido afetado. Já os horizontes LBdf2 A₁ e Bw₁, PVd2 Bt₁ e SXe Btg não tiveram mudança do valor de integral z com o aumento da ψ (Figura 13).

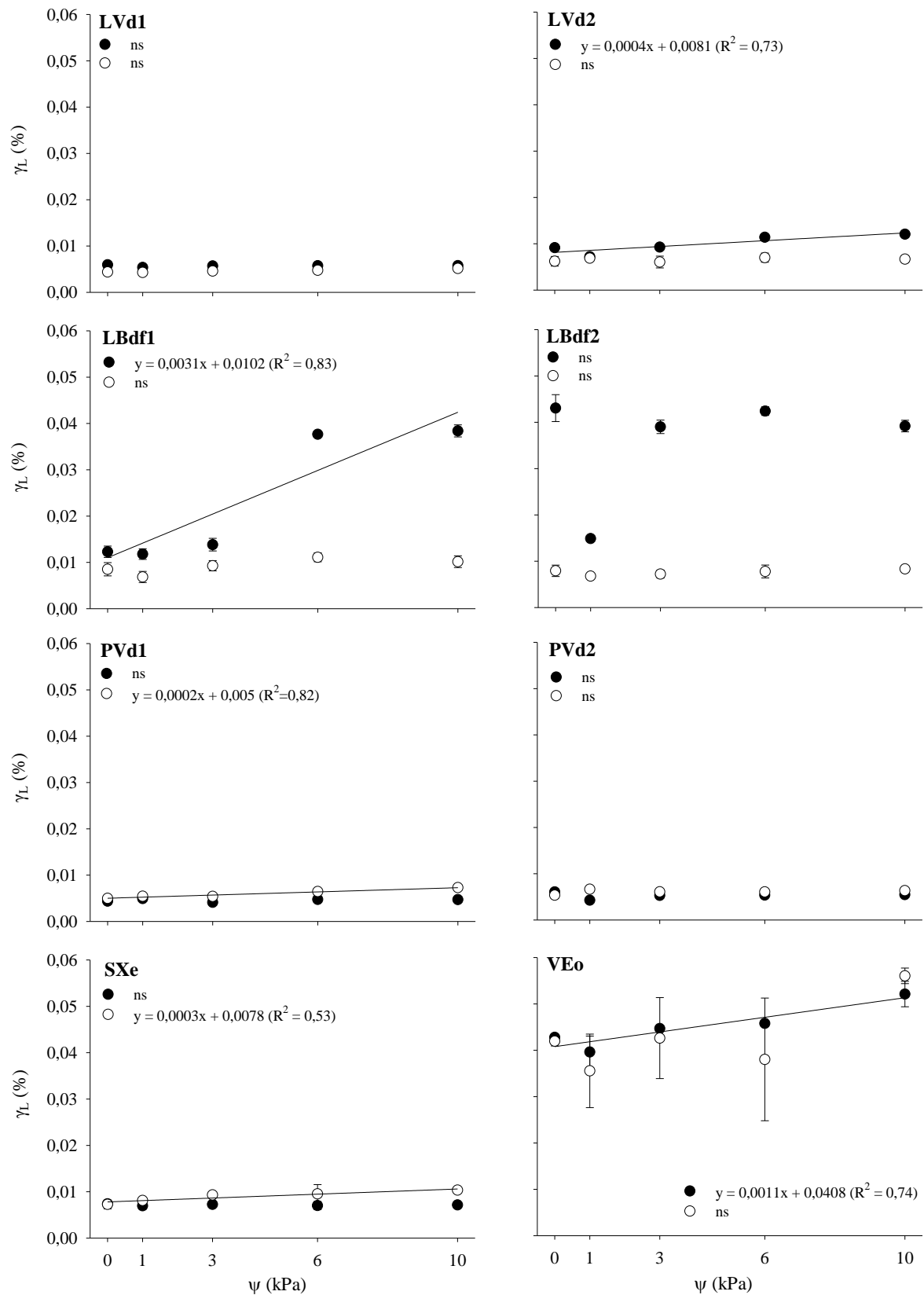


Figura 10 – Limite de deformação (γ_L) em função da tensão de água no solo (ψ) dos horizontes superficial A (símbolos cheios) e subsuperficial B (símbolos vazios) de Latossolos (LVd1, LVd2, LBdf1, LBdf2), Argissolos (PVd1, PVd2), Planossolo (SXe) e Vertissolo (VEo).

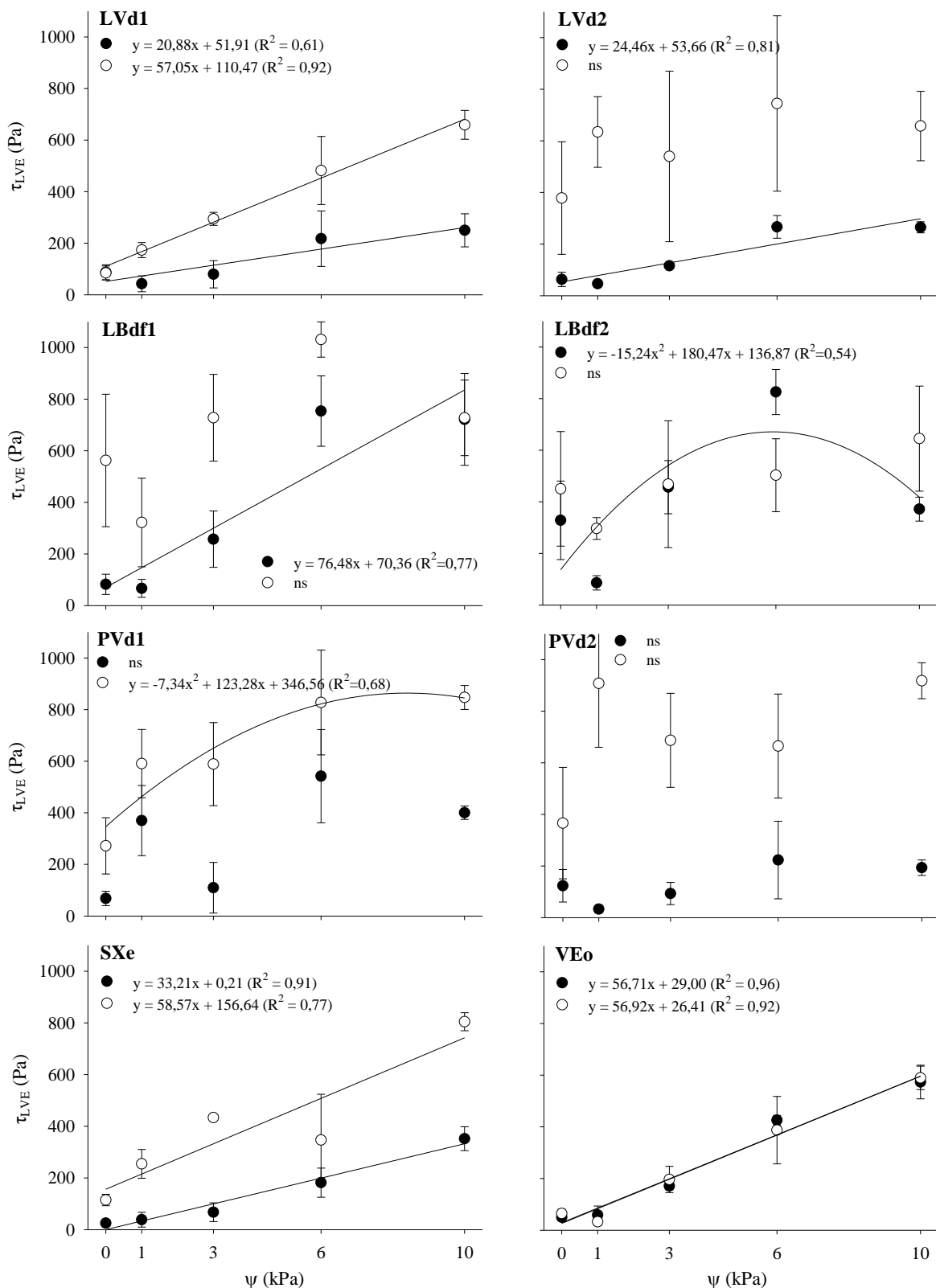


Figura 11 – Tensão de cisalhamento no final do intervalo LVE (τ_{LVE}) em função da tensão de água no solo (ψ) dos horizontes superficial A (símbolos cheios) e subsuperficial B (símbolos vazios) de Latossolos (LVd1, LVd2, LBdf1, LBdf2), Argissolos (PVd1, PVd2), Planossolo (SXe) e Vertissolo (VEo).

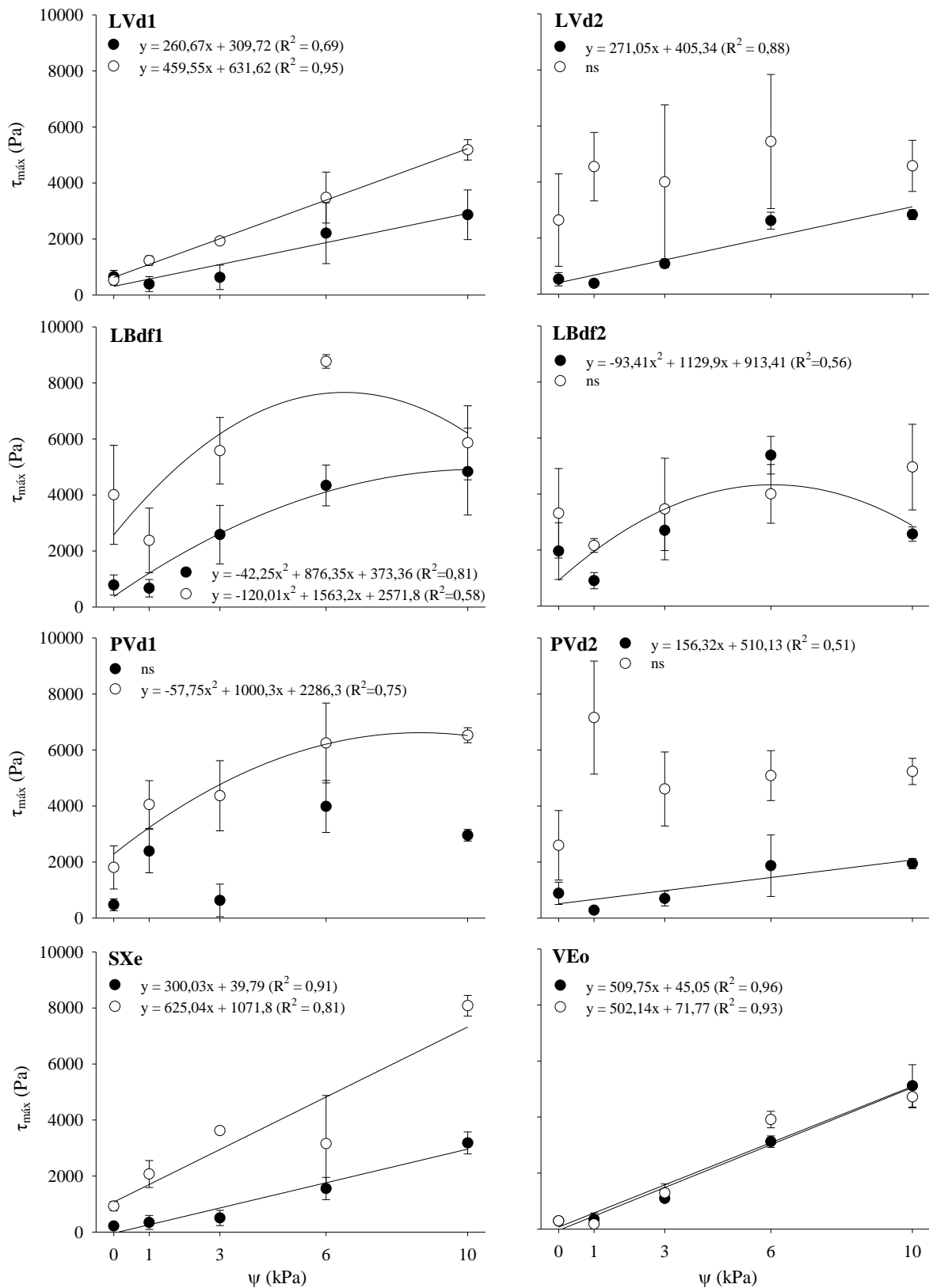


Figura 12 – Tensão de cisalhamento máxima ($\tau_{\text{máx}}$) em função da tensão de água no solo (ψ) dos horizontes superficial A (símbolos cheios) e subsuperficial B (símbolos vazios) de Latossolos (LVd1, LVd2, LBdf1, LBdf2), Argissolos (PVd1, PVd2), Planossolo (SXe) e Vertissolo (VEo).

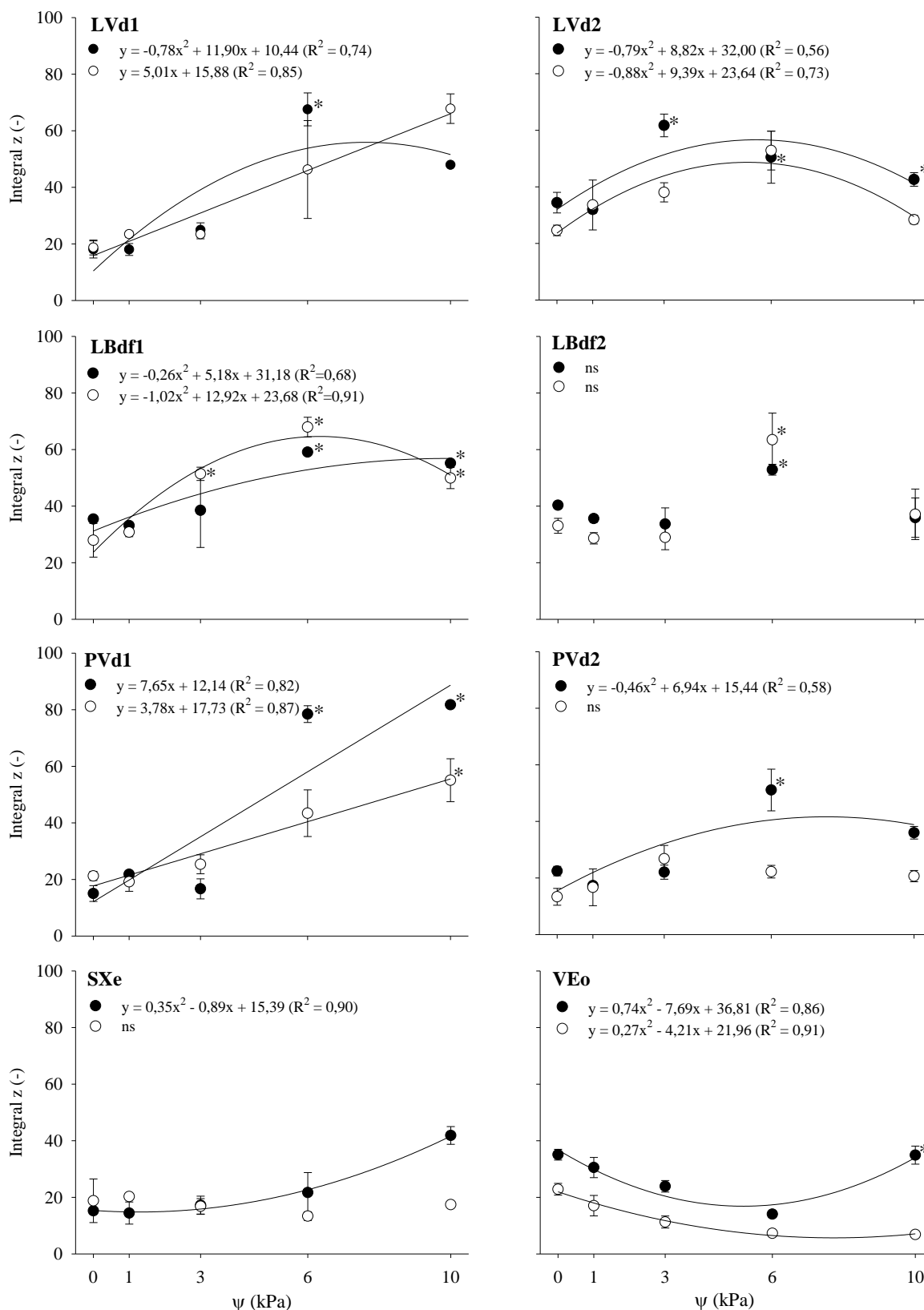


Figura 13 – Integral z em função da tensão de água no solo (ψ) dos horizontes superficial A (símbolos cheios) e subsuperficial B (símbolos vazios) de Latossolos (LVd1, LVd2, LBdf1, LBdf2), Argissolos (PVd1, PVd2), Planossolo (SXe) e Vertissolo (VEo).

* Média de repetições com integral z estimada devido a não ocorrência do ponto de escoamento.

Grande parte dos trabalhos publicados com reologia do solo avaliou a influência do conteúdo de água do solo no seu comportamento micromecânico. Markgraf et al. (2006) e Markgraf e Horn (2006) observaram que o menor teor de água (em amostras drenadas a 6 kPa), assim como o aumento da profundidade do solo, leva a uma estabilidade estrutural maior em relação ao solo saturado, observada pelos maiores valores do módulo G' . Em geral, com o aumento da drenagem, o ponto de escoamento ocorre em maiores valores de deformação (maior γ_{YP}) (MARKGRAF; HORN, 2007) e a $\tau_{m\acute{a}x}$ aumenta (HOLTHUSEN; REEB; HORN, 2012). Essa importância do conteúdo de água do solo foi quantificada por Holthusen, Reeb e Horn (2012) que, ao determinarem o impacto de diversos fatores sobre a $\tau_{m\acute{a}x}$, concluíram que a ψ foi o fator mais importante, explicando quase 20% da variância. Assim, a maior ψ aumenta a resistência estrutural de diversos tipos de solos (WHALLEY et al., 2005), mas não necessariamente de forma linear (HOLTHUSEN; REEB; HORN, 2012).

Ghezzehei e Or (2001) também descreveram aumento da tensão de escoamento e do módulo de cisalhamento (obtidos em teste rotacional com tensão de cisalhamento controlada), em função da diminuição do conteúdo de água de diferentes tipos de solos. Segundo os autores, isso ocorre devido à diminuição do número de camadas de moléculas de água revestindo domínios de argila e quasi-cristais, reduzindo sua mobilidade e promovendo uma resistência adicional à deformação pelo aumento das interações sólido-sólido. Além disso, como consequência da redução do conteúdo de água, os meniscos exibem força de contração mais forte, embora a quantidade de meniscos diminua progressivamente (HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010; HOLTHUSEN; REEB; HORN, 2012). Esse último processo leva a ligações de partículas mais fracas devido à redução da área de contato de meniscos de água, mas também à maior resistência ao cisalhamento pelo maior atrito e coesão entre as partículas (HOLTHUSEN; PETH; HORN, 2010).

Assim, em solos de granulometria fina deve ocorrer aumento da estabilidade pela drenagem; no entanto, em solos com maior teor de areia, a redução do número de meniscos é mais rápida (MITCHELL; SOGA, 2005) e, por isso, um ponto de máximo aparece em ψ menores em solos com granulometria mais grosseira, devido ao menor número de pontos de contato entre partículas (HOLTHUSEN; REEB; HORN, 2012). Holthusen, Reeb e Horn (2012) também observaram aumento da $\tau_{m\acute{a}x}$ até uma ψ de 3 kPa e posterior diminuição em 6 kPa avaliando amostras estruturadas de um substrato de textura arenosa ($\approx 65\%$ de areia), enquanto a $\tau_{m\acute{a}x}$ de amostras homogeneizadas do mesmo substrato foi crescente da ψ de 0 até 6 kPa. Segundo os autores, a agregação do substrato formou partículas de pseudoareia e,

assim, maior drenagem reduziu a quantidade de meniscos mais do que o aumento das forças individuais dos meniscos. O mesmo processo deve ocorrer em solos com menor D_s (REICHERT et al., 2010). Com a homogeneização, ocorre aumento de pontos de contato partícula-partícula e, assim, é necessária maior drenagem para ultrapassar o ponto de máxima $\tau_{m\acute{a}x}$ (HOLTHUSEN; REEB; HORN, 2012). Nesse sentido, para os solos LBdf1 e LBdf2 deste estudo, a homogeneização do solo para construção das amostras não foi suficiente para desfazer as partículas de pseudoareia, o que pode ter influenciado os valores de $\tau_{m\acute{a}x}$ na ψ de 10 kPa (Figura 12), ou seja, na diminuição da rigidez microestrutural pela diminuição do número de meniscos nessa ψ .

Por isso, um ponto de máximo é atingido quando a tensão efetiva é reduzida em maiores ψ (HOLTHUSEN; REEB; HORN, 2012). Nossos resultados corroboram com essa afirmação, mas evidenciam a influência de outras propriedades do solo nesse comportamento. Para a τ_{LVE} nos potenciais matriciais avaliados, esse ponto de máximo ocorreu apenas no LBdf2 A₁ (Figura 11), enquanto para a $\tau_{m\acute{a}x}$ ocorreu no LBdf1 Bw₁ e LBdf2 A₁ (Figura 12), horizontes que não apresentam granulometria arenosa, mas mostram a formação de grande quantidade de partículas de pseudoareia naturalmente, bem como baixa D_s , fatores que diminuem fortemente o número de meniscos em maiores ψ . Entretanto, a diminuição do conteúdo de água na ψ de 0 para 10 kPa não foi mais intensa nos Latossolos Brunos em relação aos outros solos avaliados (Apêndice F). Dessa forma, é importante frisar que os coeficientes de determinação (R^2) das equações de regressão dos horizontes que apresentaram um ponto de máximo para τ_{LVE} e $\tau_{m\acute{a}x}$ foram baixos em função da variabilidade entre as repetições (Figuras 11 e 12), podendo esse comportamento ser ao acaso.

O conteúdo de água no solo também influencia a resistência do solo ao cisalhamento em microescala por influenciar as forças iônicas (Na^+) e de Van der Waals (Ca^{2+} , Mg^{2+}) (MITCHELL; SOGA, 2005). O aumento dessas forças pela diminuição do conteúdo de água reflete em maior rigidez, sendo maior para as forças de Van der Waals em comparação com as forças iônicas (MARKGRAF; HORN, 2006), processo esse que deve ocorrer no Vertissolo por seus altos teores de Ca^{2+} e Mg^{2+} (Tabela 6). Entretanto, Holthusen, Peth e Horn (2010) concluíram que as forças de estabilização micromecânica dependem principalmente dos meniscos de água entre as partículas, em vez de atração eletrostática.

Portanto, nossos resultados confirmam o padrão de comportamento e a importância do conteúdo de água sobre a resistência micromecânica dos solos, embora com certa variação

entre os diferentes solos e de nem sempre obedecer a uma relação linear, assim como observado por Holthusen, Peth e Horn (2010).

6.4 Influência da composição dos solos em parâmetros reológicos

O comportamento micromecânico dos solos determinado por parâmetros reológicos foi influenciado principalmente pela composição granulométrica e mineralógica do solo, sendo que os coeficientes de correlação de Spearman seguem relações semelhantes, positivas ou negativas, para um mesmo parâmetro reológico determinado em amostras de solo saturadas e drenadas em diferentes tensões de água (ψ) (Tabelas 10, 11 e 12).

O limite de deformação (γ_L) foi influenciado negativamente pela areia e positivamente pelas frações silte e argila. Dentre essas, a fração areia média teve a maior correlação negativa e o silte uma alta correlação positiva (Tabela 11). A composição química do solo também teve alta correlação com a γ_L . Carbono total (CT), carbono particulado (C_P), Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , soma de bases (SB), CTC efetiva (CTC_{ef}) e CTC a pH 7 (CTC_{pH7}) apresentaram correlação positiva, enquanto a saturação por alumínio (m) teve correlação negativa (Tabela 11). Contudo, a correlação do Na^+ não foi significativa na condição saturada e do K^+ nas condições saturada e drenada nas ψ de 6 e 10 kPa. As propriedades químicas dependem principalmente do teor de matéria orgânica do solo (MOS) (aqui representada pelo CT), bem como da mineralogia dos solos estudados, sendo que sua contribuição para o nível da γ_L parece ser indireta, e não propriamente devido ao incremento de cátions e da CTC. Quanto à constituição mineralógica da fração argila, as correlações indicam diminuição da γ_L com o aumento do conteúdo de caulinita (Ct) (Tabela 11). Logo, solos caulíníticos, geralmente mais intemperizados e com maiores teores de óxidos de Fe, apresentam menor comportamento elástico, corroborando com resultados de Markgraf e Horn (2007). A alta correlação negativa entre a γ_L e o teor Ct pode confirmar a influência da mineralogia nesse parâmetro reológico, pois os solos com menores teores de Ct, e também de óxidos de Fe e Al, são Planossolo e Vertissolo (Tabela 7), solos que possuem maior composição por argilominerais 2:1 (KÄMPF; SCHNEIDER; MELLO, 1995) e, conseqüentemente, maiores teores de cátions e CTC.

Tabela 11 – Coeficientes de correlação de Spearman e significância entre propriedades características do solo e os parâmetros reológicos limite de deformação (γ_L) e tensão de cisalhamento no final do intervalo LVE (τ_{LVE}) nas tensões de água de 0, 1, 3, 6 e 10 kPa.

Propriedades do solo	Tensão de água (kPa)				
	0	1	3	6	10
	γ_L				
Areia Grossa	-0,52 *	-0,54 *	-0,56 *	-0,55 *	-0,51 *
Areia Média	-0,74 ***	-0,70 **	-0,73 **	-0,80 ***	-0,77 ***
Areia Fina	-0,69 **	-0,61 *	-0,66 **	-0,75 ***	-0,72 **
Areia Muito Fina	-0,62 *	-0,52 *	-0,54 *	-0,64 **	-0,62 **
Silte	0,81 ***	0,85 ***	0,79 ***	0,83 ***	0,82 ***
Argila	0,53 *	0,47	0,50 *	0,61 *	0,56 *
CT	0,77 ***	0,66 **	0,65 **	0,69 **	0,65 **
C _p	0,86 ***	0,71 **	0,74 **	0,78 ***	0,73 **
Ca ²⁺	0,63 **	0,84 ***	0,78 ***	0,73 **	0,75 ***
Mg ²⁺	0,54 *	0,75 ***	0,66 **	0,67 **	0,71 **
Na ⁺	0,49	0,70 **	0,67 **	0,64 **	0,72 **
K ⁺	0,46	0,56 *	0,52 *	0,42	0,43
SB	0,58 *	0,80 ***	0,74 **	0,67 **	0,71 **
CTC _{ef}	0,61 *	0,86 ***	0,77 ***	0,72 **	0,76 ***
CTC _{pH7}	0,66 **	0,89 ***	0,82 ***	0,80 ***	0,84 ***
m	-0,52 *	-0,56 *	-0,56 *	-0,52 *	-0,52
Ct	-0,81 ***	-0,73 **	-0,74 **	-0,75 ***	-0,72 **
	τ_{LVE}				
Areia Fina	-0,31	-0,19	-0,56 *	-0,61 *	-0,36
Areia Muito Fina	-0,32	-0,13	-0,45	-0,52 *	-0,20
Argila	0,41	0,33	0,64 **	0,62 *	0,39
D _p	0,59 *	0,46	0,52 *	0,50 *	0,20
C _{AM}	-0,61 *	-0,79 ***	-0,72 **	-0,50 *	-0,68 **
K ⁺	-0,62 *	-0,64 **	-0,59 *	-0,46	-0,35
Gt	0,54 *	0,34	0,44	0,62 *	0,27
SI Gt	0,67 *	0,35	0,43	0,63 *	-0,05

Legenda: CT – carbono total; C_p – carbono particulado; SB – soma de bases; CTC_{ef} – CTC efetiva; CTC_{pH7} – CTC a pH 7; m – saturação por Al³⁺; Ct – caulinita; D_p – densidade de partículas; C_{AM} – carbono associado aos minerais; Gt – goethita; SI Gt – substituição isomórfica da goethita; *, ** e ***: significância a 5, 1 e 0,1%, respectivamente.

Pela análise de trilha utilizando as principais variáveis explicativas com correlação significativa com a variável γ_L , areia, silte, argila, CT e Ct tiveram baixos coeficientes de efeito direto em todas as ψ avaliadas, sendo esses, inferiores aos respectivos efeitos da variável residual (Apêndice G). De acordo com Singh e Chaudhary (1979 apud SOUZA, 2013), quando o efeito direto de uma variável explicativa é, em módulo, menor que o efeito da variável residual, significa que há apenas influência indireta. Para o conjunto de variáveis utilizadas, apenas a CTC_{pH7} teve altos coeficientes de efeito direto sobre o γ_L nas ψ de 1 (0,54), 3 (0,48), 6 (0,34) e 10 kPa (0,42) (Apêndice G). A CTC_{pH7} refere-se ao somatório das cargas negativas existentes no pH do solo com as cargas que serão criadas por meio da

dissociação dos grupos funcionais quando o pH é elevado para 7,0 e, portanto, depende dos teores de argila e MOS (ERNANI, 2008). Nesse caso, embora o efeito indireto da CTC_{pH7} via argila, silte e CT tenha sido baixo, não se pode desconsiderar a relação entre essas variáveis (Apêndice L). Ainda, os coeficientes de trilha são muito influenciados pelo conjunto de variáveis explicativas utilizadas na análise, podendo resultar em diferentes interpretações conforme a variação dessas. Portanto, devido ao fato dos maiores valores de γ_L terem sido observados nos horizontes superficiais dos Latossolos Brunos (LBdf1 e LBdf2) e do Vertissolo (VEo) (Figura 10), os quais apresentam os maiores teores de CT (Tabela 5), SB, CTC_{ef} e CTC_{pH7} (com exceção do SXe Btg, Tabela 6), mas não os maiores teores de argila, o efeito dos cátions e da CTC em aumentar o γ_L pode, sim, ser indireto via CT e mineralogia (alta proporção de esmectita no VEO).

Para a tensão de cisalhamento no final do intervalo viscoelástico linear (τ_{LVE}), as correlações foram menos claras nas diferentes ψ . Areia fina e areia muito fina tiveram baixa correlação negativa; e a argila e a densidade de partículas (D_p) tiveram correlação positiva com a τ_{LVE} em 3 e 6 kPa (Tabela 11). O C associado aos minerais (C_{AM}) apresentou correlação negativa com a τ_{LVE} para todas as ψ avaliadas e o teor de K^+ nas ψ de 0, 1 e 3 kPa. Novamente, as correlações com propriedades químicas (K^+) parecem ser resultantes do aumento do conteúdo de CT, o que é confirmado pela análise de trilha, na qual o efeito indireto do K^+ via C_{AM} é maior que o próprio efeito direto do K^+ sobre a τ_{LVE} (Apêndice H). Além disso, o coeficiente negativo do efeito direto de C_{AM} sobre a τ_{LVE} é alto e maior que o efeito da variável residual nas ψ de 1 e 3 kPa, indicando efeito direto real (Apêndice H). Nesse caso, maiores teores de C_{AM} diminuem a rigidez do solo (τ_{LVE}), embora maiores teores de CT aumentem sua elasticidade (γ_L) (Tabela 11) e, assim, a capacidade de recuperação da deformação.

A τ_{LVE} também teve correlação positiva com o teor de Gt e com a substituição isomórfica (SI) da Gt (SI Gt) em condição saturada e drenada a 6 kPa (Tabela 11). Uma hipótese para essas correlações é o aumento da área superficial específica (ASE) e da reatividade da Gt pelo aumento da SI (SAMBATTI et al., 2002), bem como pela própria capacidade da Gt em aumentar a microagregação do solo, aumentando a resistência ao cisalhamento. Entretanto, pela análise de trilha, Gt e SI Gt apresentam apenas efeito indireto sobre a τ_{LVE} , em conjunto com as demais variáveis explicativas (Apêndice H).

A análise de correlação das propriedades características dos solos com a deformação (γ_{YP}) e com os módulos de armazenamento (G') e de perda (G'') no ponto de escoamento

($G'G''_{YP}$) foi realizada apenas com os resultados obtidos nas condições saturada (0 kPa) e drenada a 1 kPa, devido à falta desses parâmetros para as amostras em que não ocorreu o ponto de escoamento nas ψ maiores. A γ_{YP} correlacionou-se negativamente com as frações de areia média, fina e muito fina em ambas as tensões e com a Ct em 0 kPa; e positivamente com silte, argila, CT e C particulado (C_P) (Tabela 12). Assim, o aumento dos teores de areia deve deslocar o ponto de escoamento para menores deformações, enquanto o aumento de silte, argila, CT e C_P aumenta a resistência dos solos ao escoamento. Pela análise de trilha, apenas a argila teve efeito direto sobre a γ_{YP} em ambas as ψ , e CT na ψ de 1 kPa (Apêndice I). A Ct possui correlação negativa com a γ_{YP} devido à sua forte correlação positiva com os teores de areia, e negativa com silte e CT (Apêndice L), tendo, assim, efeito indireto sobre a γ_{YP} , confirmado pelo seu coeficiente de trilha direto (0,25) menor que o efeito residual (0,48) da equação na ψ de 0 kPa (Apêndice I).

Tabela 12 – Coeficientes de correlação de Spearman e significância entre propriedades características do solo e os parâmetros reológicos de deformação no ponto de escoamento (γ_{YP}) e módulos de armazenamento e de perda no ponto de escoamento ($G'G''_{YP}$) nas tensões de água (ψ) de 0 e 1 kPa.

Propriedades do solo	γ_{YP}		$G'G''_{YP}$	
	$\psi = 0$ kPa	$\psi = 1$ kPa	$\psi = 0$ kPa	$\psi = 1$ kPa
Areia Média	-0,75 ****	-0,71 **	-	-
Areia Fina	-0,72 **	-0,67 **	-	-
Areia Muito Fina	-0,71 **	-0,60 *	-	-
Silte	0,64 **	0,55 *	-0,55 *	-0,40
Argila	0,66 **	0,67 **	-	-
CT	0,71 **	0,56 *	-0,57 *	-0,73 **
C_P	0,84 ****	0,74 **	-0,50 *	-0,74 **
C_{AM}	-	-	-0,72 **	-0,71 **
K^+	-	-	-0,54 *	-0,61 *
Ct	-0,60 *	-0,48	-	-

Legenda: CT – carbono total; C_P – carbono particulado; C_{AM} – carbono associado aos minerais; Ct – caulinita; *, ** e ****: significância a 5, 1 e 0,1%, respectivamente.

O parâmetro $G'G''_{YP}$ apresentou correlação negativa com silte em 0 kPa e com CT, C_P , C_{AM} e K^+ em ambas as ψ (0 e 1 kPa) (Tabela 12). Da mesma forma como observado para a τ_{LVE} , o CT e suas frações (C_P e C_{AM}) diminuem o nível de G' e G'' no ponto de escoamento, ou seja, deve diminuir a rigidez do solo embora incrementamente o valor de γ_{YP} .

A tensão de cisalhamento máxima ($\tau_{\text{máx}}$) teve correlação negativa com areia fina e areia muito fina, CT, C_P , C_{AM} e K^+ ; e correlação positiva com argila, Dp, Gt e SI Gt em ψ variadas (Tabela 13). A relação mais consistente foi com o C_{AM} , que se correlacionou negativamente com a $\tau_{\text{máx}}$ em todas as tensões avaliadas (Tabela 13) e teve efeito negativo direto sobre a $\tau_{\text{máx}}$ nas ψ de 1 (-0,66) e 3 kPa (-0,54) (Apêndice J). A argila também apresentou efeito direto, mas positivo, sobre a $\tau_{\text{máx}}$ na ψ de 6 kPa (-0,54) (Apêndice J). Correlações e coeficientes de trilha semelhantes foram verificados também para a τ_{LVE} e $G'G''_{YP}$, confirmando a influência de propriedades granulométricas, mineralógicas e do teor de C como as mais importantes na resistência micromecânica avaliada por esses parâmetros. Os parâmetros reológicos relacionados à elasticidade (γ_L) e à resistência ao escoamento (γ_{YP}) também foram mais influenciados por essas propriedades do solo, mas nem sempre no mesmo sentido. Latossolos e Argissolos, por exemplo, quando com baixos teores de CT e cátions, devem apresentar maior rigidez e menor elasticidade, concordando com Markgraf e Horn (2007).

A integral z, que engloba grande parte do comportamento reológico em um único parâmetro, teve correlação negativa com areia, principalmente nas ψ 0 e 1 kPa, e com pH em água, Ca^{2+} , SB, CTC_{ef} , CTC_{pH7} e saturação por bases (V) nas ψ maiores (Tabela 13). Assim, em condição de solo saturado o efeito de cátions na rigidez microestrutural parece não ser importante, como observado por Markgraf e Horn (2006). Correlação positiva ocorreu com silte, CT e C_P na condição saturada; com argila nas ψ de 0 a 3 kPa; e com Dp, GF, m, hematita (Hm), temperatura de máxima desidroxilação da caulinita ($T_{\text{máx}}$ Ct) e SI Gt em condições de drenagem igual ou superior a 1 kPa (Tabela 13). Portanto, o aumento dos teores de areia e Ct devem diminuir a integral z, enquanto silte, argila e C a aumentam. A correlação significativa de CT e C_P apenas na condição de saturação corrobora com resultados de Markgraf et al. (2011), que observaram efeito mais aparente do incremento da MOS sobre a integral z em solo saturado. Maiores teores de óxidos de Fe (Hm e Gt) e a maior reatividade dessas partículas (demonstrada pelos maiores GF e SI Gt, Apêndice J) também devem aumentar a resistência microestrutural do solo avaliada pela integral z, assim como observado por Markgraf e Horn (2007) por meio da forte redução dos valores iniciais de G' e G'' , do γ_L e da tensão de cisalhamento no ponto de escoamento após remoção dos óxidos de Fe de Latossolos.

Tabela 13 – Coeficientes de correlação de Spearman e significância entre propriedades características do solo e os parâmetros reológicos tensão de cisalhamento máxima ($\tau_{\text{máx}}$) e integral z nas tensões de água de 0, 1, 3, 6 e 10 kPa.

Propriedades do solo	Tensão de água (kPa)				
	0	1	3	6	10
	$\tau_{\text{máx}}$				
Areia Fina	-0,41	-0,13	-0,53 *	-0,62 **	-0,26
Areia Muito Fina	-0,40	-0,09	-0,42	-0,56 *	-0,04
Argila	0,53 *	0,29	0,61 *	0,67 **	0,25
Dp	0,66 **	0,48	0,48	0,53 *	-0,02
CT	-0,30	-0,54 *	-0,35	-0,17	-0,49
C _P	-0,18	-0,56 *	-0,22	-0,09	-0,37
C _{AM}	-0,63 **	-0,79 ***	-0,70 **	-0,60 *	-0,58 *
K ⁺	-0,54 *	-0,63 **	-0,48	-0,50 *	-0,28
Gt	0,51 *	0,34	0,38	0,52 *	0,15
SI Gt	0,65 *	0,35	0,28	0,65 *	-0,17
	Integral z				
Areia Média	-0,75 ***	-0,56 *	-0,40	0,00	0,18
Areia Fina	-0,72 **	-0,56 *	-0,51 *	-0,12	0,16
Areia Muito Fina	-0,70 **	-0,50 *	-0,46	-0,17	0,25
Silte	0,62 *	0,31	-0,04	-0,32	-0,23
Argila	0,68 **	0,69 **	0,69 **	0,20	-0,12
Dp	0,33	0,62 *	0,81 ***	0,53 *	0,31
GF	0,24	0,44	0,75 ***	0,36	0,24
CT	0,68 **	0,34	0,21	0,01	-0,17
C _P	0,80 ***	0,49	0,28	0,10	-0,15
pHem água	0,24	-0,04	-0,37	-0,40	-0,71 *
Ca ²⁺	0,33	0,05	-0,07	-0,63 **	-0,67 **
SB	0,26	-0,00	-0,14	-0,57 *	-0,54 *
CTC _{ef}	0,28	0,02	-0,17	-0,64 **	-0,53 *
CTC _{pH7}	0,41	0,16	0,04	-0,57 *	-0,59 *
V	0,00	-0,34	-0,52 *	-0,58 *	-0,61 *
m	-0,34	-0,09	0,17	0,33	0,60 *
Ct	-0,60 *	-0,20	-0,07	0,19	0,25
Hm	0,01	0,41	0,57 *	0,58 *	0,50 *
T _{máx} Ct	0,19	0,51 *	0,73 **	0,65 **	0,30
SI Gt	0,42	0,62 *	0,74 **	0,79 **	0,62 *

Legenda: Dp – densidade de partículas; CT – carbono total; C_P – carbono particulado; C_{AM} – carbono associado aos minerais; Gt – goethita; SI Gt – substituição isomórfica da goethita; GF – grau de floculação; SB – soma de bases; CTC_{ef} – CTC efetiva; CTC_{pH7} – CTC a pH 7; V – saturação por bases; m – saturação por Al³⁺; Ct – caulinita; Hm – hematita; $\tau_{\text{máx}}$ Ct – temperatura de máxima dextrorotação da caulinita; *, ** e *** - significância a 5, 1 e 0,1%, respectivamente.

A integral z sofreu efeito direto apenas da argila na condição saturada (0 kPa), tendo um coeficiente de trilha elevado também nas ψ de 1 e 3 kPa; enquanto as demais variáveis tiveram apenas efeito indireto (Apêndice K). Para a integral z, assim como observado para outros parâmetros reológicos, o efeito da variável residual foi elevado em todas as ψ (> 0,48) e os coeficientes de determinação (r) relativamente baixos, de 0,56 a 0,77 (Apêndice K). A

análise de trilha permite conhecer a contribuição que outras variáveis exercem indiretamente dentro do efeito total (correlação) de uma variável explicativa à resposta, quando essas são analisadas conjuntamente (SOUZA, 2013). Entretanto, a utilização apenas do conjunto de variáveis explicativas que possuem correlação significativa pode não ser suficiente para explicar o conjunto de efeitos diretos e indiretos sobre a variável dependente.

Embora a correlação simples permita apenas avaliar a magnitude e o sentido da associação entre duas variáveis, pode-se perceber a influência de algumas propriedades características dos solos no seu comportamento microestrutural, confirmada parcialmente pela análise de trilha (Apêndices G a K). Para todos os parâmetros reológicos, a areia parece diminuir indiretamente a resistência microestrutural do solo, enquanto as frações silte e argila aumentam essa resistência direta ou indiretamente. O CT e as frações C_P e C_{AM} também tiveram relações características e com alta significância em praticamente todas as ψ avaliadas, apresentando tanto efeitos diretos como indiretos. Maiores teores de C tendem a aumentar a elasticidade (γ_L) e a resistência do solo ao escoamento (γ_{YP}), mas diminuir as tensões de cisalhamento (τ_{LVE} e $\tau_{m\acute{a}x}$) e $G'G''_{YP}$ (Tabelas 11, 12 e 13). Ou seja, o aumento dos teores de C (MOS) diminui a rigidez do solo, mas aumenta sua resistência à deformação.

As propriedades químicas do solo, assim como para as frações de C, tiveram correlações inversas dependendo do parâmetro reológico avaliado. Cátions e CTC tiveram correlações positivas com o parâmetro de deformação γ_L (Tabela 11), e negativas com os parâmetros τ_{LVE} , $\tau_{m\acute{a}x}$ e $G'G''_{YP}$ (nesses casos com o K^+), bem como com a integral z (Tabelas 11, 12 e 13). Essas variações não permitem concluir sobre os efeitos atrativos e repulsivos do tipo e conteúdo de cátions na estabilidade micromecânica do solo, como observado por Holthusen, Peth e Horn (2010) com o incremento de K^+ ; e por Markgraf, Moreno e Horn (2012) e Baumgarten et al. (2012) com Ca^{2+} e Na^+ em solos naturais. Além disso, os cátions Ca^{2+} e Na^+ apresentaram correlações com parâmetros reológicos em um mesmo sentido, confirmadas pela sua correlação positiva (Apêndice L), o que dificulta interpretações quanto a sua influência na resistência microestrutural dos solos.

O resultado das propriedades químicas deve estar associado às frações de C, que seguiram correlações no mesmo sentido e tiveram correlações positivas com Mg^{2+} , K^+ , CTC e V, e negativa com Al^{3+} e m (Apêndice L). Assim, sugere-se que o efeito apresentado pelas propriedades químicas está relacionado com os teores de C. A análise de trilha mostrou que quando o K^+ teve correlação significativa com os parâmetros reológicos, sua influência foi em maior parte indireta via CT ou C_{AM} (Apêndices H, I e J). A influência da composição mineralógica não pôde ser esclarecida devido à falta dos teores de argilominerais 2:1, mesmo

que o teor de Ct sugira certa relação da mineralogia com a composição química do solo (Apêndice L). Além disso, não foi verificada grande influência da Hm e Gt, embora Markgraf e Horn (2007) tenham observado que esses óxidos foram os principais minerais de estabilização em Latossolos, com efeito ainda maior que o da MOS sobre os parâmetros reológicos.

Os resultados obtidos através da análise de correlação podem ser amparados pela análise de componentes principais (PCA), pela qual os horizontes dos solos foram ordenados em função dos parâmetros reológicos nas ψ 0, 1, 3, 6 e 10 kPa. Pela ordenação, os horizontes B do LVd2, LBdf1, LBdf2, PVd1, PVd2 e SXe se assemelham pelos maiores valores dos parâmetros reológicos τ_{LVE} e $\tau_{m\acute{a}x}$ nas ψ de 0, 1 e 3 kPa e pelo $G'G''_{YP}$ nas ψ de 0 e 1 kPa; e os horizontes LBdf1 Ap, LBdf2 A₁, VEo A e VEo Bv pelas maiores γ_{YP} e integral z nas ψ de 0 e 1 kPa (Figura 14).

A inserção de propriedades características dos solos (variáveis ambientais) que se correlacionam com os eixos da ordenação acima de 0,70 (positiva ou negativamente) auxilia no entendimento desse resultado, o qual explica 66,3% da variância dos dados (soma das variâncias dos eixos I e II) (Figura 14). O teor de argila está relacionado com LBdf1 Ap, LBdf2 A₁ e os horizontes Bw (com exceção do LVd1 Bw₁), os mais argilosos (Tabela 4); e os teores CT e C_{AM} apresentam proximidade com LBdf1 Ap, LBdf2 A₁, VEo A, VEo Bv e LVd2 A₁, que são os horizontes com os maiores teores de CT e C_{AM} (Tabela 5). As frações areia fina e areia muito fina tiveram alta correlação com os horizontes LVd1 Ap e Bw₁, PVd1 A, PVd2 A₁ e SXe A₁, os mais arenosos (Tabela 4) e com menor rigidez microestrutural. Além disso, observa-se que os parâmetros τ_{LVE} , $\tau_{m\acute{a}x}$ e $G'G''_{YP}$ parecem influenciados, em parte, pela argila; e os parâmetros γ_{YP} e integral z mais influenciados pela argila e pelo CT (Figura 14), concordando com os resultados de correlação de Spearman (Tabelas 11 a 13) e da análise de trilha (Apêndices G a K).

Dessa forma, a ordenação dos solos permite inferir que a argila, o teor de CT e, indiretamente, a areia, são as propriedades características do solo que mais se correlacionam com seu comportamento microestrutural, e todas apresentando um poder de correlação elevado e semelhante, observado pelo comprimento das setas (Figura 14).

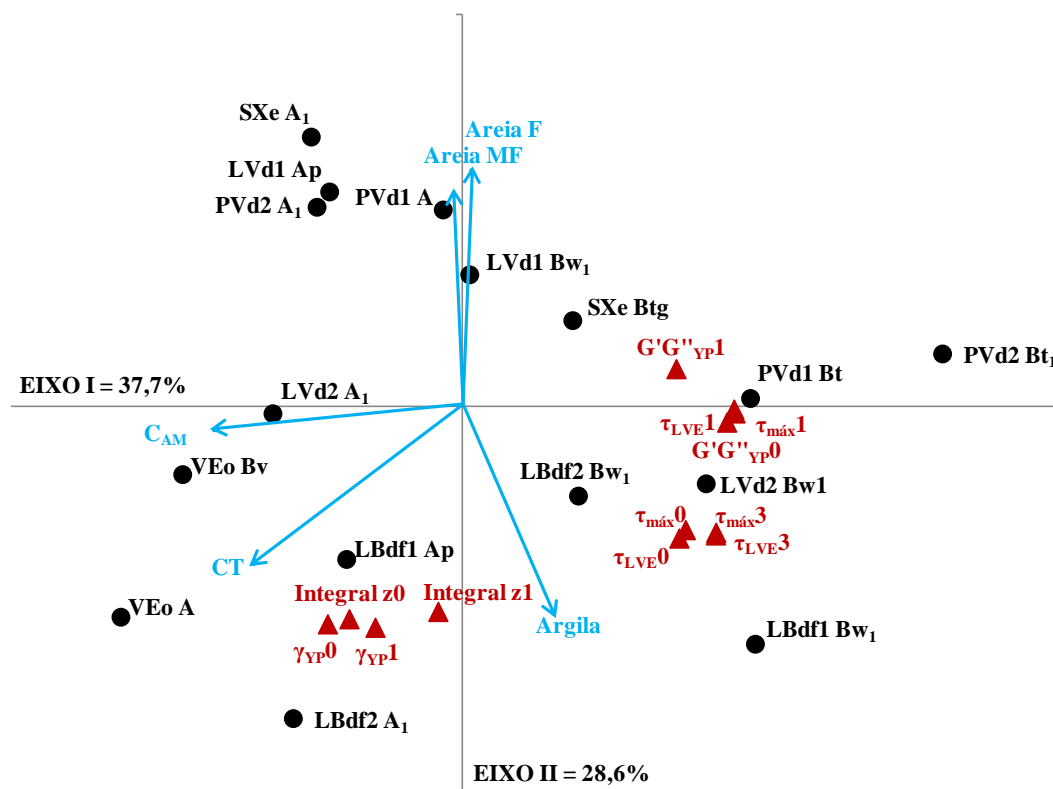


Figura 14 – Diagrama de ordenação triplot da Análise de Componentes Principais (PCA) dos horizontes dos solos em função de parâmetros reológicos nas tensões de água de 0, 1, 3, 6 e 10 kPa, com propriedades características do solo plotadas como variáveis independentes (setas).

Legenda: LVd1 – Latossolo Vermelho distrófico típico (Tupanciretã); LVd2 - Latossolo Vermelho distrófico típico (Ibirubá); LBdf1 - Latossolo Bruno Distroférico rúbrico; LBdf2 - Latossolo Bruno Distroférico típico; PVd1 - Argissolo Vermelho Distrófico típico; PVd2 - Argissolo Vermelho Distrófico arenico; SXe - Planossolo Háptico Eutrófico êndico; VEO - Vertissolo Ebânico Órtico típico; CT – carbono total; C_{AM} – carbono particulado; Areia F – areia fina; Areia MF – areia muito fina; Integral z₀ – integral z na tensão de água (ψ) de 0 kPa; Integral z₁ – integral z na ψ de 1 kPa; γ_{YP0} e γ_{YP1} – deformação no ponto de escoamento nas ψ de 0 e 1 kPa, respectivamente; G''_{YP0} e G''_{YP1} – módulos de armazenamento e de perda no ponto de escoamento nas ψ de 0 e 1 kPa, respectivamente; τ_{LVE0} , τ_{LVE1} e τ_{LVE3} – tensão de cisalhamento no final do intervalo LVE nas ψ de 0, 1 e 3 kPa, respectivamente; $\tau_{máx0}$, $\tau_{máx1}$ e $\tau_{máx3}$ – tensão de cisalhamento máxima nas ψ de 0, 1 e 3 kPa, respectivamente.

Com base nos resultados discutidos, não foi verificada a influência direta da composição química em parâmetros reológicos, o que se deve à grande variação granulométrica e mineralógica dos solos estudados. Essa constatação corrobora com o trabalho de Holthusen, Reeb e Horn (2012), que avaliando a influencia da fertilização potássica em misturas artificiais de solo e quartzo na $\tau_{máx}$, concluíram que o solo não mostrou impacto claro da adubação potássica, o que foi devido à influência do substrato grosseiro e de outros fatores que influenciam a tensão de água e sais no solo. Markgraf e Horn (2007) também observaram forte efeito da mineralogia no comportamento reológico de solos do RS (Latosolos e Vertissolo). A influência direta do tipo e concentração de cátions em parâmetros

reológicos foi investigada por alguns autores. Markgraf et al. (2006) verificaram aumento da estabilidade microestrutural (a partir da observação de curvas reológicas) de um solo rico em CaCO_3 com o aumento de concentrações de NaCl ; e Markgraf e Horn (2006) observaram pequeno aumento da estabilidade microestrutural em um Luvisol com o aumento dos teores de K^+ ; concluindo que ligações covalentes (Ca^{2+} e Mg^{2+}) são mais fortes que ligações iônicas monovalentes (Na^+). Portanto, para um mesmo solo é possível verificar a influência do tipo e da concentração de cátions sobre sua resistência microestrutural; entretanto, para vários tipos de solos, como neste estudo, essas relações não são claras, pois há influência predominante de outras propriedades do solo.

6.5 Relações entre parâmetros reológicos e propriedades físicas e mecânicas em mesoescala

A análise de correlação entre os parâmetros reológicos em diferentes tensões de água (ψ) com propriedades físicas e com propriedades mecânicas na condição drenada a 10 kPa foi realizada considerando apenas os horizontes subsuperficiais (B) dos solos. Essa separação foi devida às diferenças de uso e, ou manejo prévio sofrido pela camada superficial dos perfis, fatores desconhecidos que influenciam fortemente as propriedades físicas e mecânicas.

Os parâmetros reológicos correlacionaram-se principalmente com a densidade do solo (D_s), porosidade total (PT) e microporosidade (Micro) em algumas condições de ψ (Tabela 14), sendo as correlações da PT e Micro devido à alta correlação negativa com a D_s (-0,96 e -0,79, respectivamente, dados não apresentados). A D_s teve correlação negativa com o limite de deformação (γ_L) em 0 e 6 kPa, com a deformação no ponto de escoamento (γ_{YP}) em 0 e 1 kPa e com a integral z em 0 kPa; e positiva com a tensão de cisalhamento no final do intervalo LVE (τ_{LVE}) em 10 kPa e com os módulos G' e G'' no ponto de escoamento ($G'G''_{YP}$) em 1 kPa (Tabela 14). Logo, o aumento da D_s deve elevar a τ_{LVE} e o nível de $G'G''_{YP}$; e diminuir γ_L , γ_{YP} e integral z, ou seja, aumenta a rigidez pelo aumento do número de pontos de contato entre as partículas (atrito), como verificado por Holthusen et al. (2012c), mas diminui a elasticidade do solo. Contudo, as correlações da D_s com parâmetros reológicos devem ser analisadas com cuidado, pois a D_s das amostras (igual a do campo) varia pela granulometria, mineralogia, profundidade e uso.

Tabela 14 – Coeficientes de correlação de Spearman e significância entre propriedades físicas e parâmetros reológicos dos horizontes subsuperficiais dos solos.

Propriedades do solo	Tensão de água (kPa)					
	0	1	3	6	10	
	γ_L					
Ds	-0,75 *	-0,52	-0,52	-0,71 *	-0,54	
Pt	0,81 *	0,59	0,61	0,78 *	0,60	
Macro	-0,63	-0,53	-0,62	-0,44	-0,32	
Micro	0,95 ***	0,75 *	0,81 *	0,88 **	0,71 *	
K_{sat}	-0,29	-0,31	-0,08	-0,38	-0,29	
	τ_{LVE}					
Ds	-0,11	0,51	0,28	-0,02	0,85 **	
Pt	0,28	-0,44	-0,13	0,07	-0,74 *	
Macro	-0,17	-0,21	-0,15	-0,01	0,21	
Micro	0,43	-0,14	0,12	0,14	-0,52	
K_{sat}	0,19	0,24	0,24	-0,21	0,57	
	γ_{YP}					
Ds	-0,83 *	-0,75 *	-0,09	0,20	0,30	
Pt	0,85 **	0,84 **	0,00	-0,36	-0,30	
Macro	-0,23	0,04	0,27	0,62	0,95 *	
Micro	0,81 *	0,62	-0,11	-0,70	-0,30	
K_{sat}	-0,45	-0,29	-0,11	0,20	0,40	
	$G'G''_{YP}$					
Ds	0,51	0,97 ***	0,52	-0,10	0,00	
Pt	-0,44	-0,90 **	-0,40	0,21	0,00	
Macro	-0,21	0,18	-0,18	-0,41	-0,63	
Micro	-0,14	-0,67	-0,11	0,40	0,00	
K_{sat}	0,24	0,62	0,46	-0,10	-0,10	
	$\tau_{m\acute{a}x}$					
Ds	-0,11	0,51	0,36	-0,12	0,54	
Pt	0,28	-0,44	-0,19	0,16	-0,38	
Macro	-0,17	-0,21	-0,10	-0,17	0,43	
Micro	0,43	-0,14	0,07	0,29	-0,29	
K_{sat}	0,19	0,24	0,26	-0,31	0,50	
	Integral z					
Ds	-0,78 *	-0,34	-0,12	-0,29	0,11	
Pt	0,81 *	0,47	0,25	0,40	-0,12	
Macro	-0,15	0,28	-0,12	0,20	0,71	
Micro	0,73 *	0,29	0,33	0,26	-0,43	
K_{sat}	-0,46	-0,16	0,05	0,00	0,00	

Legenda: γ_L – limite de deformação; τ_{LVE} – tensão de cisalhamento no final do intervalo LVE; γ_{YP} – deformação no ponto de escoamento; $G'G''_{YP}$ – módulos de armazenamento (G') e de perda (G'') no ponto de escoamento; $\tau_{m\acute{a}x}$ – tensão de cisalhamento máxima; Ds – densidade do solo; Pt – porosidade total; Macro – macroporosidade; Micro – microporosidade; K_{sat} – condutividade hidráulica saturada; *, ** e ***: significância a 5, 1 e 0,1%, respectivamente.

A Pt apresentou as mesmas correlações e nas mesmas tensões de água no solo que a Ds, mas com sentido inverso (Tabela 14). A Micro também apresentou correlações inversas às correlações de Ds, tendo alta correlação positiva com o γ_L em todas as ψ avaliadas, e com a

γ_{YP} e integral z na condição saturada (Tabela 14). A *Micro* refere-se à porosidade capaz de reter a água no solo e, assim, seu incremento pode aumentar o número e a força de meniscos em maiores ψ , aumentando a rigidez microestrutural do solo. As forças de meniscos, que se formam durante a drenagem, ajudam a manter tanto a integridade dos agregados como a continuidade dos poros no solo (MARKGRAF et al., 2011).

A permeabilidade ao ar (k_a), avaliada apenas na tensão de água (ψ) de 10 kPa, não apresentou correlação com os parâmetros reológicos de amostras drenadas nessa mesma ψ , não sendo apresentados esses resultados.

Análise de ordenação por componentes principais (PCA) também foi realizada com as propriedades físicas e mecânicas dos horizontes subsuperficiais dos solos, objetivando identificar ligações ou semelhanças do comportamento estrutural entre as escalas micro (Figura 14) e meso (Figuras 15 e 16). Considerando as propriedades físicas, os resultados plotados na figura 15, com dois componentes principais (eixos I e II), representam 84,2% da variância dos dados. Pela ordenação por PCA, observa-se que os horizontes LVd2 Bw₁, LBdf1 Bw₁, LBdf2 Bw₁ e VEO Bv assemelham-se pela maior *Pt* e *Micro*; e PVd1 Bt, PVd2 Bt₁ e SXe Btg pela maior *Ds*. O LVd1 Bw₁ foi ordenado pela maior *Macro* e k_a (Figura 15), em função de seu maior teor de areia (Tabela 4). Dentre as variáveis ambientais, a argila se correlacionou com o eixo da ordenação dos horizontes subsuperficiais do LVd2, LBdf1, LBdf2 e VEO, os quais possuem os maiores teores de argila e, conseqüentemente, maiores *Pt* e *Micro*; enquanto areia média, areia fina, areia muito fina e caulinita (Ct), que tendem a aumentar a *Ds*, correlacionaram-se com os eixos da ordenação dos horizontes Bt (Figura 15).

Da mesma forma que para os parâmetros reológicos, a ordenação dos horizontes segundo suas propriedades físicas mostra alta correlação com a granulometria do solo. Além disso, a ordenação dos horizontes subsuperficiais foi semelhante ao se comparar as escalas micro (Figura 14) e mesoestrutural (Figuras 15). Os parâmetros reológicos ordenaram os horizontes B dos Latossolos, a exceção do LVd1 Bw₁ (mais arenoso), e os horizontes B texturais dos Argissolos e do Planossolo; enquanto o VEO Bv foi ordenado separadamente (Figura 14).

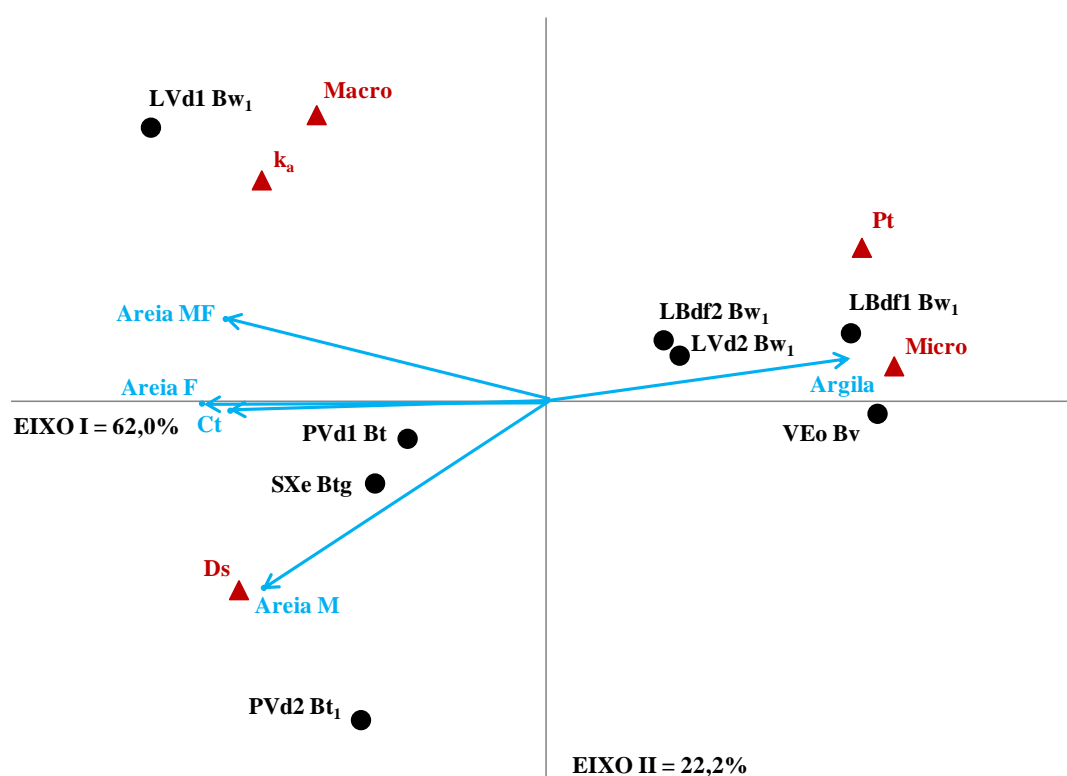


Figura 15 – Diagrama de ordenação da Análise de Componentes Principais (PCA) do horizonte subsuperficial dos solos em função de propriedades físicas, com propriedades características do solo plotadas como variáveis independentes (setas).

Legenda: LVd1 – Latossolo Vermelho distrófico típico (Tupanciretã); LVd2 - Latossolo Vermelho distrófico típico (Ibirubá); LBdf1 - Latossolo Bruno Distroférrico rúbrico; LBdf2 - Latossolo Bruno Distroférrico típico; PVd1 - Argissolo Vermelho Distrófico típico; PVd2 - Argissolo Vermelho Distrófico arenico; SXe - Planossolo Háptico Eutrófico êndico; VEo - Vertissolo Ebânico Órtico típico; Areia M – areia média; Areia F – areia fina; Areia MF – areia muito fina; Ct – caulinita; PT – porosidade total; Micro – microporosidade; Ds – densidade do solo; k_a – permeabilidade ao ar na tensão de água de 10 kPa.

Um dos poucos trabalhos que avaliou a relação entre as escalas micro (por reometria) e mesoestrutural foi o de Holthusen et al. (2012c), em um Luvisol submetido à fertilização em longo prazo. Os autores avaliaram as propriedades físicas porosidade total (Pt) e condutividade hidráulica saturada (K_{sat}) e verificaram alta correlação negativa entre o parâmetro reológico $\tau_{máx}$ em condição de solo saturado e Pt, e correlação positiva entre tensão de cisalhamento máxima ($\tau_{máx}$) nas condições saturada e drenada a 6 kPa e K_{sat} , demonstrando incremento da resistência microestrutural do solo com a diminuição da Pt e aumento da K_{sat} . A $\tau_{máx}$ observada nos solos do Rio Grande do Sul (RS) não teve correlação com nenhuma propriedade física, incluindo Pt e K_{sat} , embora a Pt tenha apresentado correlação com outros parâmetros reológicos, como a τ_{LVE} (Tabela 14).

Dessa forma, verifica-se que existe uma estreita relação entre os fatores que afetam a estabilidade microestrutural e as propriedades físicas do solo em mesoescala, sendo essa relação influenciada pela constituição granulométrica e mineralógica dos solos. De acordo com Torrance (1999), partículas finas, especialmente a argila e suas interações em microescala, são responsáveis pelo comportamento em mesoescala. Os minerais de argila também formam fortes ligações com substâncias orgânicas e óxidos (SIX et al., 2004), podendo aumentar a resistência estrutural do solo em diferentes escalas.

As propriedades mecânicas do solo foram avaliadas para uma mesma ψ que os parâmetros reológicos. A ψ de 10 kPa foi escolhida para correlacionar essas escalas considerando que maiores ψ diminuem o conteúdo de água no solo aquém da possibilidade de medições reológicas.

Para parâmetros de compressibilidade, correlação negativa foi observada entre a pressão de preconsolidação (PPC) e $G'G''_{YP}$; e entre o índice de recuperação (Ir) e a integral z (Tabela 15). Esses resultados sugerem que a maior capacidade de suporte de carga é observada nos solos com menores $G'G''_{YP}$, logo a maior rigidez do solo em mesoescala não corrobora com a maior rigidez em microescala. Entretanto, essa relação pode ser devida ao acaso, considerando que apenas cinco horizontes subsuperficiais apresentaram ponto de escoamento, e conseqüentemente, um valor médio de $G'G''_{YP}$ (Tabela 15). O maior Ir dos solos com menor integral z também não corrobora com o significado desses parâmetros mecânicos, pois solos com maior capacidade de recuperação da deformação sob compressão deveriam apresentar um comportamento micromecânico mais elástico. Contudo, esse resultado se deve aos valores de Ir terem sido influenciados pela menor deformação ocorrida nos solos com maior teor de areia e maior D_s , os quais também apresentam os menores valores de integral z (Tabela 13).

Quanto aos parâmetros de cisalhamento, o ângulo de atrito interno (ϕ) se correlacionou negativamente com a γ_L e positivamente com a integral z (Tabela 15), ou seja, o aumento da resistência do solo ao atrito tem relação com a diminuição da elasticidade do solo, mas com o aumento da rigidez em microescala. Esse resultado está relacionado à mineralogia e granulometria dos solos, como discutido anteriormente. Os horizontes subsuperficiais do Planossolo e do Vertissolo apresentam menores ϕ (Tabela 9) devido à composição por argilominerais 2:1, fator que aumenta a elasticidade do solo; enquanto solos caulínícos e oxídicos apresentam maior ϕ e menor elasticidade. Já a correlação positiva do ϕ com a

integral z indica um aumento da rigidez em microescala com o aumento da resistência ao atrito, influenciados principalmente pela composição granulométrica.

Tabela 15 – Coeficientes de correlação de Spearman e significância entre propriedades mecânicas e parâmetros reológicos (de amostras drenadas na tensão de água de 10 kPa) dos horizontes subsuperficiais dos solos.

	γ_L (N=8)	τ_{LVE} (N=8)	γ_{YP} (N=5)	$G'G''_{YP}$ (N=5)	$\tau_{m\acute{a}x}$ (N=8)	Integral z (N=8)
RP	-0,43	0,37	0,05	-0,36	-0,08	0,05
PPC	0,07	0,05	0,70	-1,00 ***	0,24	0,52
Ic	-0,17	-0,26	0,10	-0,60	-0,21	0,64
Ir	0,36	0,23	0,05	0,41	0,18	-0,79 *
c	0,07	0,19	0,30	-0,30	0,00	-0,52
ϕ	-0,92 **	0,30	0,10	-0,50	-0,08	0,77 *

Legenda: γ_L – limite de deformação; τ_{LVE} – tensão de cisalhamento no final do intervalo LVE; γ_{YP} – deformação no ponto de escoamento; $G'G''_{YP}$ – módulos de armazenamento (G') e de perda (G'') no ponto de escoamento; $\tau_{m\acute{a}x}$ – tensão de cisalhamento máxima; RP – resistência do solo à penetração; PPC – pressão de preconsolidação; Ic – índice de compressão; Ir – índice de recuperação; c – coesão; ϕ – ângulo de atrito interno; N – número de observações; *, ** e ***: significância a 5, 1 e 0,1%, respectivamente.

Pela análise de correlação, as escalas micro e mesomecânica não mostram muitas correlações lineares, e correlações não lineares não foram observadas para essas variáveis (dados não apresentados). Além disso, o parâmetro de cisalhamento ϕ sugere melhores relações do que parâmetros de compressibilidade (PPC e Ir), embora todos dependam da composição orgânica e mineral, tamanho de partículas, mineralogia, estrutura e conteúdo de água do solo (LEBERT; HORN, 1991; BRAIDA et al., 2007b).

Na análise de PCA, na qual os horizontes subsuperficiais foram ordenados conforme suas propriedades mecânicas em mesoescala, os eixos I e II explicaram 82,3% da variabilidade dos dados (Figura 16). Os horizontes LVd1 Bw₁, LVd2 Bw₁, LBdf1 Bw₁ e PVd1 Bt se assemelham pelos maiores índices de compressibilidade (Ic); e o LBdf2 Bw₁, foi ordenado em função da resistência à penetração (RP) (Figura 16), sendo que densidade de partículas (Dp) e grau de flocculação (GF) se correlacionam com os eixos da ordenação desses horizontes. O PVd2 Bt₁ foi ordenado em função dos maiores valores de RP, Ir e coesão (c); e os horizontes SXe Btg e VEO Bv foram ordenados separadamente dos demais, influenciados pelos teores de Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺ e Na⁺, saturação por bases (V) e CTC (Figura 16). Essa correlação com propriedades químicas dos solos tem relação com a composição mineralógica, como já discutido, principalmente em se tratando do horizonte subsuperficial que apresenta, em geral, baixos conteúdos de matéria orgânica (MO). Além disso, Ajayi et al. (2009a), ao

avaliarem Latossolos com predomínio de hematita ou goethita, observaram que a mineralogia da argila está associada ao desenvolvimento da estrutura do solo e, conseqüentemente, com sua capacidade de suportar tensões externas. O comportamento mecânico dos solos depende fortemente do número de pontos de contato entre as partículas, pois as tensões externas são mais bem distribuídas e atenuadas por uma área de contato maior (HOLTHUSEN et al., 2012c). A maior quantidade de pontos de contato também provoca maior atrito e, conseqüentemente, aumenta a tensão de cisalhamento, bem como diminui a compressibilidade (HOLTHUSEN et al., 2012c).

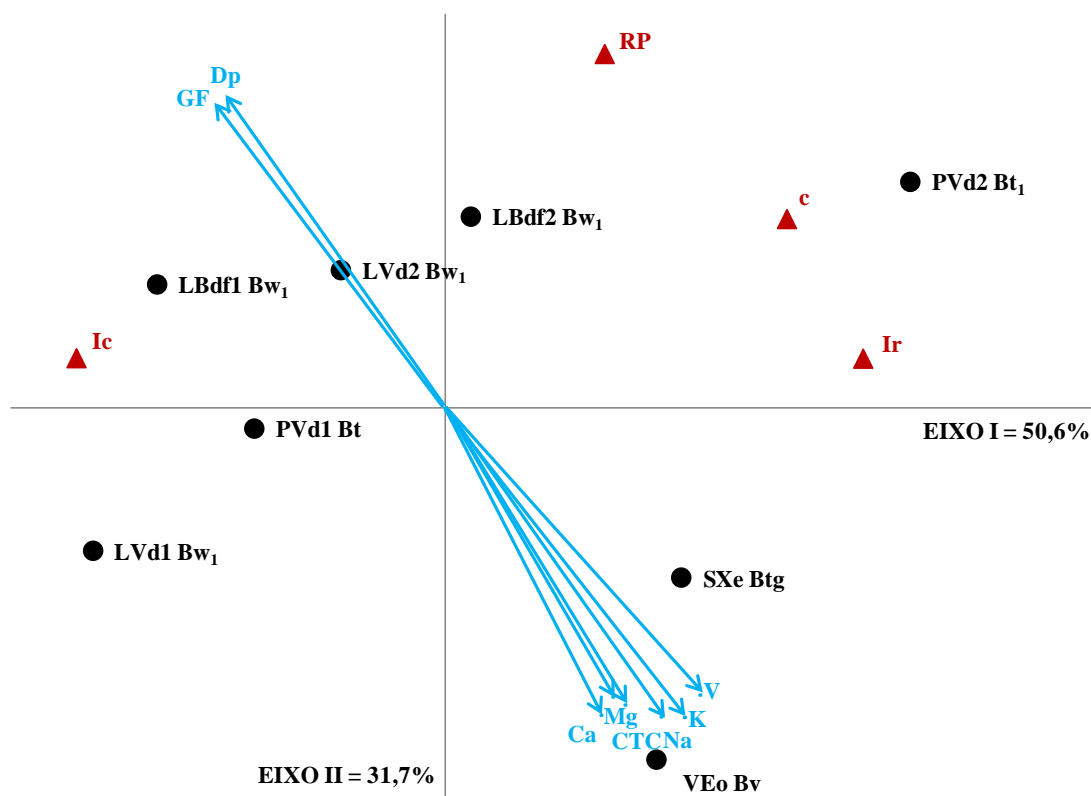


Figura 16 – Diagrama de ordenação da Análise de Componentes Principais (PCA) do horizonte subsuperficial dos solos em função de parâmetros mecânicos em mesoescala na tensão de água de 10 kPa, com propriedades características do solo plotadas como variáveis independentes (setas).

Legenda: LVd1 – Latossolo Vermelho distrófico típico (Tupanciretã); LVd2 - Latossolo Vermelho distrófico típico (Ibirubá); LBdf1 - Latossolo Bruno Distroférico rúbico; LBdf2 - Latossolo Bruno Distroférico típico; PVd1 - Argissolo Vermelho Distrófico típico; PVd2 - Argissolo Vermelho Distrófico arênico; SXe - Planossolo Háptico Eutrófico êndico; VEo - Vertissolo Ebânico Órtico típico; RP – resistência do solo à penetração; c – coesão; Ir – índice de recuperação; Ic – índice de compressibilidade; Dp – densidade de partícula; GF – grau de floculação; Ca – cálcio trocável; Mg – magnésio trocável; Na – sódio trocável; K – potássio trocável; V – saturação por bases; CTC – CTC a pH 7.

A ordenação dos solos pelas propriedades mecânicas em mesoescala diferiu da ordenação por parâmetros micromecânicos (Figura 14). Com base nos parâmetros de compressibilidade e cisalhamento, os horizontes subsuperficiais de todos os Latossolos estudados apresentaram comportamento semelhante; o PVd2 Bt₁ distanciou-se dos demais solos com horizonte B textural; e o SXe Btg apresentou comportamento semelhante ao VEO Bv (Figura 16). Assim, a ordenação dos solos foi menos semelhante comparando parâmetros reológicos e mesomecânica em relação à comparação entre parâmetros reológicos e propriedades físicas, o que concorda com resultados da análise de correlação (Tabela 15).

A relação entre a resistência estrutural mecânica do solo entre as escalas micro (através da $\tau_{\text{máx}}$) e meso também foi avaliada por Holthusen et al. (2012c). Esses autores avaliaram a resistência mecânica de um Luvisol em mesoescala por meio da pressão de preconsolidação (PPC) e de um coeficiente de compressibilidade obtido em testes de compressibilidade cíclica (C_n), que representa a capacidade de um solo suportar cargas repetidas e, quanto maior seu valor, mais susceptível é a redução do índice de vazios do solo devido à tensão aplicada (PETH; HORN, 2006). Altas correlações negativas da $\tau_{\text{máx}}$ com PPC e C_n foram observadas, além de regressões lineares significativas demonstrarem a diminuição da $\tau_{\text{máx}}$ com o incremento da C_n , tanto em condição saturada como drenada a 6 kPa (HOLTHUSEN et al., 2012c). O C_n é um índice semelhante ao índice de compressibilidade (I_c) avaliado neste trabalho por compressibilidade estática. Entretanto, não houve correlação entre I_c e $\tau_{\text{máx}}$ ou PPC e $\tau_{\text{máx}}$, ou qualquer outro parâmetro mecânico avaliado em mesoescala (Tabela 15), embora a análise de PCA indique certa semelhança na ordenação dos solos em função da $\tau_{\text{máx}}$ (Figura 14) e I_c (Figura 16).

A ausência de correlações entre parâmetros reológicos e propriedades físicas e mecânicas em mesoescala, tais como observado por Holthusen et al. (2012c), pode estar no fato de esses autores terem realizado testes reológicos com amostras de solo com estrutura preservada, diferentemente de nossas análises com solo homogeneizado, bem como pelo nosso pequeno número de observações (5 a 8). Entretanto, outras relações do comportamento mecânico do solo entre escalas foram observadas (Tabela 15) e, de forma geral, os parâmetros mecânicos em mesoescala aparentemente possuem maior relação com as propriedades físicas do solo do que propriamente com parâmetros reológicos.

7 CONCLUSÕES

Assim como descrito na literatura, o incremento do teor de argila dos solos (horizontes) do Rio Grande do Sul aumentou a elasticidade e a rigidez microestrutural avaliadas por parâmetros reológicos, enquanto a areia diminuiu indiretamente a resistência microestrutural. Quanto à mineralogia, a maior proporção de argilominerais 2:1 expansivos na fração argila aumentou a elasticidade do solo verificada pelo maior intervalo viscoelástico linear, entretanto, diminuiu a rigidez microestrutural em comparação aos demais solos com predomínio de caulinita e/ou óxidos de ferro.

O incremento da drenagem do solo elevou a resistência micromecânica dos solos devido ao aumento da força de meniscos, embora o aumento da elasticidade não tenha sido tão expressivo. Também houve redução da resistência micromecânica na tensão de água de 10 kPa (capacidade de campo) em horizontes com alta proporção de partículas de pseudoareia associada com baixa densidade do solo, devido ao menor número de pontos de contato entre partículas e, portanto, menor formação de meniscos de água.

Os teores de carbono total e suas frações tiveram forte influência nos parâmetros reológicos, mas de formas distintas. O incremento de carbono aumentou elasticidade e a resistência do solo ao escoamento, mas diminuiu sua rigidez, determinada pelas menores tensões de cisalhamento. Devido à variabilidade da composição dos solos e à forte influência da granulometria, da mineralogia e do teor de carbono sobre parâmetros reológicos, não foi verificada a influência direta do tipo e da concentração de cátions na resistência micromecânica dos solos.

A resistência interpartículas detectada por reometria teve forte relação com as propriedades físicas densidade e porosidade do solo, o que se deve à composição granulométrica e mineralógica, e suas interações, fatores que determinam grande parte da agregação e resistência estrutural do solo em ambas as escalas. Por outro lado, a relação da resistência mecânica do solo em micro (reologia) e mesoescala (compressibilidade e cisalhamento) foi pequena, pois diferentes fatores relacionados à composição e estrutura do solo devem influenciar o comportamento mecânico em cada uma dessas escalas.

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Devido às pesquisas com reologia do solo serem novas no Brasil, algumas considerações a respeito das condições do teste utilizado – varredura de amplitude da deformação sob cisalhamento oscilatório – são importantes.

As amostras utilizadas neste estudo foram preparadas a partir de solo com estrutura alterada, sendo montadas com a densidade desejada, saturadas e drenadas em diferentes tensões de água até a tensão de 10 kPa, cujo conteúdo de água retido pelo solo é denominado de capacidade de campo. Portanto, os parâmetros reológicos resultantes dos testes de reometria são referentes a amostras de solo em condição de elevada umidade, diferente das condições ideais de manejo e preparo do solo para a maioria das culturas agrícolas e florestais. Dessa forma, observa-se que o estudo da reologia do solo possui, no momento, um alcance limitado quanto ao conteúdo de água no que se trata a extrapolação dos parâmetros reológicos do solo para condições de manejo do solo e cultivo. Tensões de água no solo mais altas, como a tensão de 10 kPa utilizada neste trabalho, podem promover deslizamento turbulento entre as partículas durante os testes e, conseqüentemente, resultar em erros na obtenção dos parâmetros reológicos. Entretanto, a identificação desse comportamento nas curvas características reológicas é difícil, não tendo sido observada diferenças em relação às demais tensões de água avaliadas. Além disso, tensões de água maiores (15 kPa) já foram utilizadas em outros trabalhos, como o de Markgraf et al. (2011). O desenvolvimento de novos testes reológicos pode possibilitar a avaliação do comportamento micromecânico de solos em condições de umidade menores que essas.

Além do fator umidade, a montagem das amostras de solo para reometria, tal como realizada neste trabalho, remete a uma condição estrutural diferente da existente a campo. Nesse sentido, embora a estruturação do solo possa afetar os testes de reometria por causar cisalhamento turbulento (assim como partículas de areia), trabalhos recentes (HOLTHUSEN et al., 2012c; HOLTHUSEN; REEB; HORN, 2012) têm utilizado amostras com estrutura preservada, obtendo resultados satisfatórios. Assim, estudos de reologia do solo com amostras estruturadas são possíveis e aproximam os resultados de parâmetros reológicos das condições de campo.

9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABNT. ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 12007**: Ensaio de adensamento unidimensional. Rio de Janeiro: ABNT, 1990. 13 p.

AJAYI, A. E. et al. Relation of strength and mineralogical attributes in Brazilian Latosols. **Soil and Tillage Research**, v. 102, n. 1, p. 14-18, 2009a.

AJAYI, A. E. et al. Strength attributes and compaction susceptibility of Brazilian Latosols. **Soil and Tillage Research**, v. 105, n. 1, p. 122-127, 2009b.

ALBUQUERQUE, J. A. et al. Propriedades físicas e eletroquímicas de um Latossolo Bruno afetadas pela calagem. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 24, n. 2, p. 295-300, 2000.

ALBUQUERQUE, J. A. **Suscetibilidade de alguns solos do Rio Grande do Sul à erosão em entressulcos**. 1998. 154 f. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 1998.

ALBUQUERQUE, J. A.; CASSOL, E. A.; REINERT, D. J. Relação entre a erodibilidade em entressulcos e estabilidade dos agregados. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 24, n. 1, p. 141-151, 2000.

ALMEIDA, J. A.; TORRENT, J.; BARRON, V. Cor de solo, formas do fósforo e adsorção de fosfatos em Latossolos desenvolvidos de basalto do extremo-sul do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 27, n. 6, p. 985-1002, 2003.

ALMEIDA, J. A.; MAÇANEIRO, K. C.; KLAMT, E. Mineralogia da fração argila de solos vermelhos com horizontes superficiais brunados do Planalto de Lages (SC). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 24, n. 4, p. 815-828, 2000.

AMADO, T. J. C. et al. Qualidade do solo avaliada pelo "Soil Quality Kit Test" em dois experimentos de longa duração no Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 31, n. 1, p. 109-121, 2007.

AMARO FILHO, J.; ASSIS JÚNIOR, R. N.; MOTA, J. C. A. **Física do solo**: conceitos e aplicações. Fortaleza: Imprensa Universitária, 2008. 290 p.

AMEZKETA, E. Soil aggregate stability: a review. **Journal of sustainable agriculture**, v. 14, n. 2-3, p. 83-151, 1999.

ARAÚJO, M. A. et al. Efeitos da escarificação na qualidade física de um Latossolo Vermelho Distroférico após treze anos de semeadura direta. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 28, n. 3, p. 495-504, 2004.

BACHMANN, J.; ZHANG, H. The stability of sandy soils and its dependence on humification degree and content of organic matter. **Zeitschrift für Bodenkunde und Pflanzenernährung**, v. 154, n. 1, p. 47-52, 1991.

BARNES, H. A.; HUTTON, J. F.; WALTERS, K. **An introduction to rheology**. Rheology series (v. 3). Amsterdam: Elsevier, 1989. 199 p.

BARNES, H. A. **A handbook of elementary rheology**. Aberystwyth: University of Wales, Institute of Non-Newtonian Fluid Mechanics, 2000. 200 p.

BARZEGAR, A. R.; OADES, J. M.; RENGASAMY, P. Soil structure degradation and mellowing of compacted soils by saline sodic solutions. **Soil Science Society of America Journal**, v. 60, n. 1, p. 583-588, 1996.

BAUMGARTEN, W. et al. Structural stability of Marshland soils of the riparian zone of the Tidal Elbe River. **Soil and Tillage Research**, v. 125, p. 80-88, 2012.

BAUMGARTEN, W.; DÖRNER, J.; HORN, R. Microstructural development in volcanic ash soils from South Chile. **Soil and Tillage Research**, v. 129, p. 48-60, 2013.

BAUMGARTL, T. H.; KÖCKB, B. Modeling volume change and mechanical properties with hydraulic models. **Soil Science Society of America Journal**, v. 68, n. 1, p. 57-65, 2004.

BAYER, C.; MIELNICZUK, J. Dinâmica e função da matéria orgânica. In: SANTOS G. A. et al. (Eds.). **Fundamentos da matéria orgânica do solo**. Porto Alegre: Metrópole, 2008. p. 7-18.

BLAKE, G. R.; HARTGE, K. H. Bulk density. In: KLUTE, A. (Ed.) **Methods of soil analysis: Part 1 - Physical and mineralogical methods**. 2nd ed. Madison: American Society of Agronomy, 1986. p. 363-375.

BOHN, H.; MCNEAL, B.; O'CONNOR, G. A. **Soil chemistry**. 3rd ed. New York: John Wiley & Sons. 2001. 307 p.

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

BRAIDA, J. A. et al. Coesão e atrito interno associados aos teores de carbono orgânico e de água de um solo franco arenoso. **Ciência Rural**, v. 37, n. 6, p. 1646-1653, 2007a.

BRAIDA, J. A. et al. Resistência inter e intra-agregados em ensaios de cisalhamento direto de um Nitossolo Vermelho Distrófico. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 31, n. 2, p. 379-386, 2007b.

BRAIDA, J. A. et al. Elasticidade do solo em função da umidade e do teor de carbono orgânico. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, n. 2, p. 477-485, 2008.

BRAIDA, J. A. et al. Teor de carbono orgânico e a susceptibilidade à compactação de um Nitossolo e um Argissolo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 14, n. 2, p. 131-139, 2010.

BRANDT, A. A. **Carregamento estático e dinâmico e sua relação com tensão, deformação e fluxos no solo**. 2009. 162 f. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria. 2009.

BRONICK, C. J.; LAL, R. Soil structure and management: a review. **Geoderma**, v. 124; n. 1-2, p. 3-22, 2005.

BURT, R. **Soil survey laboratory methods manual**. Soil Survey Investigations Report 42, Version 5.0. United States Department of Agriculture. Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center, 2014. 1031 p.

CAMBARDELLA, C. A.; ELLIOTT, E. T. Particulate soil organic-matter changes across a grassland cultivation sequence. **Soil Science Society American Journal**, v. 56, n. 3 p. 777-783, 1992.

CASAGRANDE, A. Determination of the preconsolidation load and its practical significance. In: **Proceedings of the International Conference on the Soil Mechanics and Foundation Engineering**. v. 3. Cambridge: Harvard University, 1936. p. 60-64.

CASTILHOS, R. M. et al. Mineralogia e fontes de potássio em solos no Rio Grande do Sul cultivados com arroz irrigado. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 26, n. 3, p. 579-587, 2002.

COIMBRA, J. L. M. et al. Consequências da multicolinearidade sobre a análise de trilha em canola. **Ciência Rural**, v. 35, n. 2, p. 347-352, 2005.

COLLARES, G. L. et al. Compactação de um Latossolo induzida pelo tráfego de máquinas e sua relação com o crescimento e produtividade de feijão e trigo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, n. 3, p. 933-942, 2008.

COLLARES, G. L. et al. Compactação superficial de Latossolos sob integração lavoura: pecuária de leite no noroeste do Rio Grande do Sul. **Ciência Rural**, v. 41, n. 2, p. 246-250, 2011.

CRUZ, C. D. **Programa Genes: Biometria**. Viçosa: Editora UFV, 2006. 382p.

CZIBULYA, Z. et al. Standard state of soil dispersions for rheological measurements. **Applied Clay Science**, v. 48, n. 4, p. 594-601, 2010.

DA ROSA, D. P. et al. Métodos de obtenção da capacidade de suporte de carga de um Argissolo cultivado. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 35, n. 5, p. 1561-1568, 2011.

DA VEIGA, M. et al. Soil compressibility and penetrability of an Oxisol from southern Brazil, as affected by long-term tillage systems. **Soil and Tillage Research**, v. 92, n. 1, p. 104-113, 2007.

DALAL, R. C.; BRIDGE, B. J. Aggregation and organic matter storage in sub-humid and semi-arid soils. In: CARTER, M. R.; STEWART, B. A. (Eds.). **Structure and organic matter storage in agricultural soils**. Florida: CRC Press, 1996. p. 263-307.

DAY, P. Particle fractionation and particle-size analysis. In: BLACK, C. A. (Ed.). **Methods of soil analysis: Part 1 - Physical and mineralogical properties**. Madison: American Society of Agronomy, 1965. p. 545-567.

DAY, P. R.; HOLMGREN, G. G. Microscopic changes in soil structure during compression. **Soil Science Society of America Journal**, v. 16, n. 1, p. 73-77, 1952.

DAYNES, C. N. et al. Development and stabilization of soil structure via interactions between organic matter, arbuscular mycorrhizal fungi and plant roots. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 57, p. 683-694, 2013.

DEBIASI, H. et al. Capacidade de suporte e compressibilidade de um Argissolo, influenciadas pelo tráfego e por plantas de cobertura de inverno. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, p. 2629-2637, 2008.

DEXTER, A. R. Advances in characterization of soil structure. **Soil and Tillage Research**, v. 11, n. 3, p. 199-238, 1988.

DIAS JUNIOR, M. S.; PIERCE, F. J. A simple procedure for estimating preconsolidation pressure from soil compression curves. **Soil Technology**, v. 8, n. 2, p. 139-151, 1995.

DIAS JUNIOR, M. S.; PIERCE, F. J. O processo de compactação do solo e sua modelagem. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 20, n. 2, p. 175-182, 1996.

DICK, D. P. et al. Química da matéria orgânica do solo. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. (Eds.). **Química e mineralogia do solo**: Parte II - Aplicações. Viçosa: SBCS, 2009. p. 1-68.

DICK, D. P. et al. Matéria orgânica em quatro tipos de solos brasileiros: composição química e sorção de atrazina. **Química Nova**, v. 33, n. 1, p. 14-19, 2010.

DIMOYIANNIS, D. G.; TSADILAS, C. D.; VALMIS, S. Factors affecting aggregate instability of Greek agricultural soils. **Communications in Soil Science and Plant Analysis**, v. 29, n. 9-10, p. 1239-1251, 1998.

DORAN, J. W.; PARKIN, T. B. Defining and assessing soil quality. In: DORAN, J. W. et al. (Eds.). **Defining soil quality for a Sustainable environment**. Special Publication (n. 35). Madison: Soil Science Society of America, 1994. p. 3-21.

EMBRAPA. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Manual de métodos de análise de solo**. 2. ed. Rio de Janeiro: EMBRAPA Solos, 1997. 212 p.

EMBRAPA. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Manual de métodos de análise de solo**. 2. ed. rev. Rio de Janeiro: EMBRAPA Solos, 2011. 230 p.

EMBRAPA. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 3 ed. rev. ampl. Brasília: EMBRAPA, 2013. 353 p.

ERNANI, P. R. **Química de solo e disponibilidade de nutrientes**. Lages: O Autor, 2008. 230 p.

FELLER, C.; BEARE, M. H. Physical control of soil organic matter dynamics in the tropics. **Geoderma**, v. 79, n. 1, p. 69-116, 1997.

FERREIRA, M. M. Caracterização física do solo. In: van LIER, Q. J. (Ed). **Física do solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2010. p. 1-27.

FITZPATRICK, R. W.; SCHWERTMANN, U. Al-substituted goethite - an indicator of pedogenic and other weathering environments in South Africa. **Geoderma**, v. 27, n. 4, p. 335-347, 1982.

FREDLUND, D. G.; VANAPALLI, S. K. Shear strength of unsaturated soils. In: DANE, J. H.; TOPP, G. C. (Eds.). **Methods of soil analysis: Part 4 - Physical methods**. Madison: Soil Science Society of America, Inc., 2002. p. 329-361.

FREDLUND, D. G.; RAHARDJO, H. **Soil mechanics for unsaturated soils**. New York: John Wiley & Sons, 1993.

GARCIA MORENO, R. et al. Effect of management practices on soil microstructure and surface microrelief. **Applied and Environmental Soil Science**, v. 2012, Article ID 608275, 9 p., 2012.

GEE, G. W.; BAUDER, J. Particle-size analysis. In: KLUTE, A. (Ed.) **Methods of soil analysis: Part 1 - Physical and mineralogical methods**. 2nd ed. Madison: American Society of Agronomy, 1986. p. 383-412.

GHEZZEHEI, T. A.; OR, D. Rheological properties of wet soils and clays under steady and oscillatory stresses. **Soil Science Society of American Journal**, v. 65, n. 3, p. 624-637, 2001.

GHEZZEHEI, T. A.; OR, D. Dynamics of soil aggregate coalescence governed by capillary and rheological processes. **Water Resources Research**, v. 36, n. 2, p. 367-379, 2000.

GILLES, L. **Perdas por erosão na cultura do milho implantada sobre campo nativo, relacionada com métodos de preparo do solo e tipos de adubação**. 2008. 102 f. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 2008.

GOEBEL, M. O. et al. Soil wettability, aggregate stability, and the decomposition of soil organic matter. **Geoderma**, v. 128, n. 1-2, p. 80-93, 2005.

GUBIANI, P. I.; REINERT, D. J.; REICHERT, J. M. Método alternativo para a determinação da densidade de partículas do solo: exatidão, precisão e tempo de processamento. **Ciência Rural**, v. 36, n. 2, p. 664-668, 2006.

GUBIANI, P. I. et al. Suplemento Excel para modelar a curva de compressão. In: CONGRESO LATINOAMERICANO, 20., 2014, Cusco. **Anais...** Lima: Universidad Nacional Agraria La Molina, 2014. CD-ROM.

GUO, P.; SU, X. Shear strength, interparticle locking, and dilatancy of granular materials. **Canadian Geotechnical Journal**, v. 44, n. 5, p. 579-591, 2007.

GUPTA, S. C.; SHARMA, P. P.; DEFRANCHI, S. A. Compaction effects on soil structure. **Advances in Agronomy**, v. 42, p. 311-338, 1989.

HILLEL, D. **Environmental soil physics**: Fundamentals, applications, and environmental considerations. San Diego: Academic Press, 1998. 771 p.

HILLEL, D. **Fundamentals of soil physics**. San Diego: Academic Press, 1980. 413 p.

HOLTHUSEN, D. **Fertilization induced changes in soil stability at the microscale revealed by rheometry**. 2010. 184 p. Tese (Doutorado em Ciências Agrárias e Nutricionais) – Universidade de Kiel, Kiel. 2010.

HOLTHUSEN, D.; PETH, S.; HORN, R. Impact of potassium concentration and matric potential on soil stability derived from rheological parameters. **Soil and Tillage Research**, v. 111, n. 1, p. 75-85, 2010.

HOLTHUSEN, D. et al. Flow and deformation behavior at the microscale of soils from several long-term potassium fertilization trials in Germany. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science**, v. 175, n. 4, p. 535-547, 2012a.

HOLTHUSEN, D. et al. Physical properties of a Luvisol for different long-term fertilization treatments: I. Mesoscale capacity and intensity parameters. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science**, v. 175, n. 1, p. 4-13, 2012b.

HOLTHUSEN, D. et al. Physical properties of a Luvisol for different long-term fertilization treatments: II. Microscale behavior and its relation to the mesoscale. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science**, v. 175, n. 1, p. 14–23, 2012c.

HOLTHUSEN, D. et al. Are standard values the best choice? A critical statement on rheological soil fluid properties viscosity and surface tension. **Soil and Tillage Research**, v. 125, p. 61-71, 2012d.

HOLTHUSEN, D.; REEB, D.; HORN, R. Influence of potassium fertilization, water and salt stress, and their interference on rheological soil parameters in planted containers. **Soil and Tillage Research**, v. 125, p. 72-79, 2012.

HOLTZ, R. D.; KOVACS, W. D. **An introduction to geotechnical engineering**. New Jersey: Prentice-Hall, 1981. 747 p.

HORN, R.; BAUMGARTL, T. Soil Physics: Dynamic properties of soils. In: SUMNER, M. E. (Ed). **Handbook of soil science**. Florida: CRC Press, 2000. p. A19-A52.

HORN, R.; LEBERT, M. Soil compactability and compressibility. In: SOANE, B. D.; VAN OUWERKERT, C. (Eds.). **Soil compaction in crop production**. Amsterdam: Elsevier, 1994. p. 45-69.

HORN, R.; PETH, S. Mechanics of unsaturated soils for agricultural applications. In: HUANG, P. M.; LI, Y.; SUMNER, M. E. (Eds.). **Handbook of soil sciences**. 2nd ed. Florida: CRC Press, 2011. p. 3.1-3.30.

HORN, R.; SMUCKER, A. Structure formation and its consequences for gas and water transport in unsaturated arable and forest soils. **Soil and Tillage Research**, v. 82, n. 1, p. 5-14, 2005.

HORN, R. Stress-strain effects in structured unsaturated soils on coupled mechanical and hydraulic processes. **Geoderma**, v. 116, n. 1, p. 77-88, 2003.

JACKSON, M. L. **Soil chemical analysis** - Advanced course. Madison: Prentice-Hall, 1979. 895 p.

JUMA, N. G. Interrelationships between soil structure/texture, soil biota/soil organic matter and crop production. **Geoderma**, v. 57, n. 1, p. 3-30, 1993.

KÄMPF, N.; SCHNEIDER, P.; MELLO, P. F. Alterações mineralógicas em sequência Vertissolo-Litossolo na região da campanha no Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do solo**, v. 19, n. 3, p. 349-357, 1995.

KÄMPF, N.; MARQUES, J. J.; CURI, N. Mineralogia de solos brasileiros. In: KER, J. C. et al. (Eds.). **Pedologia: Fundamentos**. Viçosa: SBCS, 2012, p.207-302.

KÄMPF, N.; CURI, N.; MARQUES, J. J. Intemperismo e ocorrência de minerais no ambiente do solo. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. (Eds.). **Química e mineralogia do solo: Parte I – Conceitos básicos**. Viçosa: SBCS, 2009. p. 333-380.

KAMPF, N.; SCHWERTMANN, U. The 5-M-NaOH concentration treatment for iron oxides in soils. **Clays and Clay Minerals**, v. 30, n. 6, p. 401-408, 1982.

KARLEN, D. L. et al. Soil quality: a concept, definition, and framework for evaluation. **Soil Science Society American Journal**, v. 61, n. 1, p. 4-10, 1997.

KARMAKAR, S.; KUSHWAHA, R. L. Development and laboratory evaluation of a rheometer for soil visco-plastic parameters. **Journal of Terramechanics**, v. 44, n. 2, p. 197-204, 2007.

KAY, B. D.; ANGERS, D. A. Soil Physics: Soil structure. In: SUMNER, M. E. (Ed). **Handbook of soil science**. Florida: CRC Press, 2000. p. A229-A276.

KELLER, T. et al. An interdisciplinary approach towards improved understanding of soil deformation during compaction. **Soil and Tillage Research**, v. 128, p. 61-80, 2013.

KEMPER, W. D.; CHEPIL, W. S. Size distribution of aggregates. In: BLACK, C. A. (Ed.). **Methods of soil analysis: Part 1 - Physical and mineralogical properties**. Madison: American Society of Agronomy, 1965. p. 499-510.

KEMPER, W. D.; ROSENAU, R. C. Aggregate stability and size distribution. In: KLUTE, A. (Ed.). **Methods of soil analysis: Part 1 - Physical and mineralogical methods**. 2nd ed. Madison: American Society of Agronomy, 1986. p. 425-442.

KER, J. C. Latossolos do Brasil: uma revisão. **Revista Geonomos**, v. 5, n. 1, p. 17-40, 2013.

KIEHL, E. J. Manual de edafologia: **Relações solo-planta**. São Paulo: Ceres, 1979. 262p.

KLUG, H. P.; ALEXANDER, L. E. **X-ray diffraction procedures for polycrystalline and amorphous materials**. New York: John Wiley & Sons, 1954. 716p.

LAGALY, G. From clay mineral crystals to colloidal clay mineral dispersions. In: DOBIÁŠ, B. (Ed.). **Coagulation and flocculation: theory and applications**. Surfactant Science Series (v. 47). New York: Marcel Dekker, Inc., 1993. p. 427-494.

LEBERT, M.; HORN, R. A method to predict the mechanical strength of agricultural soils. **Soil and Tillage Research**, v. 19, n. 2, p. 275-286, 1991.

LEINWEBER, P.; SCHULTEN, H. R.; JANCKE, H. New evidence for the molecular composition of soil organic matter in Vertisols. **Soil Science**, v. 164, n. 11, p. 857-870, 1999.

LUNARDI, M. H. B. **Fracionamento físico da matéria orgânica do solo em diferentes energias de sonicação em três Latossolos brasileiros sob vegetação nativa**. 2002. 64 f. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 2002.

MACEDO, V. R. M.; SILVA, A. J. N.; CABEDA, M. S. V. Influência de tensões compressivas na pressão de precompactação e no índice de compressão do solo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 14, n. 8, p. 856-862, 2010.

MARKGRAF, W. et al. Influence of organic matter on rheological properties of soil. **Applied Clay Science**, v. 64, p. 25-33, 2011.

MARKGRAF, W.; MORENO, F.; HORN, R. Quantification of microstructural changes in Salorthidic Fluvaquents using rheological and particle charge techniques. **Vadose Zone Journal**, v. 11, n. 1, p. 1-11, 2012.

MARKGRAF, W.; HORN, R. Rheological investigations in soil micro mechanics: Measuring stiffness degradation and structural stability on a particle scale. In: GRAGG, L. P.; CASSELL, J. M. **Progress in management engineering**. New York: Nova Science Publishers, 2009. p. 237-279.

MARKGRAF, W.; HORN, R. Scanning electron microscopy–energy dispersive scan analyses and rheological investigations of South-Brazilian soils. **Soil Science Society of America Journal**, v. 71, n. 3, p. 851-859, 2007.

MARKGRAF, W.; HORN, R.; PETH, S. An approach to rheometry in soil mechanics-Structural changes in bentonite, clayey and silty soils. **Soil and Tillage Research**, v. 91, n. 1, p. 1-14, 2006.

MARKGRAF, W.; HORN, R. Rheological strength analysis of K^+ -treated and of $CaCO_3^-$ rich soils. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science**, v. 169, n. 3, p. 411-419, 2006.

MCBRIDE, M. B. Chemisorption and precipitation reactions. In: SUMNER M. E. (Ed.). **Handbook of soil science**. Florida: CRC Press, 2000. p. B265-B302.

MEHRA, O. P.; JACKSON, M. L. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. **Proceedings 7th nat. Conf. Clays**, v. 5, p. 317-327, 1960.

MELO, V. F. et al. Características dos óxidos de ferro e de alumínio de diferentes classes de solos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 25, n. 1, p. 19-32, 2001b.

MELO, V. F. et al. Chemical and mineralogical properties of kaolinite-rich Brazilian soils. **Soil Science Society of America Journal**, v. 65, n. 4, p. 1324-1333, 2001a.

MELO, V. F. et al. Reserva mineral e caracterização mineralógica de alguns solos do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 19, n. 2, p. 159-164, 1995.

MELO, V. F.; WYPYCH, F. Caulinita e haloisita. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. (Eds.). **Química e mineralogia do solo** (v. 1). Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2009. p.427-504.

MEZGER, T. G. **The rheology handbook**: for users of rotational and oscillatory rheometers. 2nd ed. Hannover: Vincentz Network GmbH & Co KG, 2006. 303 p.

MEZGER, T.G. **The rheology handbook**. 4rd ed. Hannover: Vincentz Network GmbH & Co KG, 2014. 432 p.

MIGUEL, P. et al. Variáveis mineralógicas preditoras de fontes de produção de sedimentos, em uma bacia hidrográfica do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 38, n. 3, p. 783-796, 2014.

MITCHELL, J. K.; SOGA, K. **Fundamentals of soil behavior**. 3rd ed. New Jersey: John Wiley & Sons, Inc., 2005. 560 p.

MONTGOMERY, D. C.; RUNGER, G. C. **Estatística aplicada e probabilidade para engenheiros**. 5. ed. Rio de Janeiro: LTC, 2012. 521 p.

MOUSTAKAS, N. K. A study of Vertisol genesis in North Eastern Greece. **Catena**, v. 92, p. 208-215, 2012.

MUNARETO, J. D. et al. Propriedades físicas do solo e produtividade de arroz irrigado por inundação no sistema plantio direto. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 45, n. 12, p. 1499-1506, 2010.

NELSON, D. W.; SOMMERS, L. E. Total Carbon, Organic Carbon, and Organic Matter. **Methods of soil analysis. Part 3 – Chemical methods**, v. 3, n. 3, p. 961-1010, 1996.

NORRISH, K.; TAYLOR, M. The isomorphous replacement of iron by aluminium in soil goethites. **Journal of Soil Science**, v. 12, n. 2, p. 294-306, 1961.

OADES, J. M. Soil organic matter and structural stability: mechanisms and implications for management. **Plant and Soil**, v. 76, n. 1-3, p. 319-337, 1984.

OADES, J. M. The role of biology in the formation, stabilization and degradation of soil structure. **Geoderma**, v. 56, n. 1, p. 377-400, 1993.

OADES, J. M.; WATERS, A. G. Aggregate hierarchy in soils. **Soil Research**, v. 29, n. 6, p. 815-828, 1991.

OR, D.; GHEZZEHEI, T. A. Modeling post-tillage soil structural dynamics: a review. **Soil and Tillage Research**, v. 64, n. 1, p. 41-59, 2002.

PENG, X. et al. Influence of soil structure on the shrinkage behaviour of a soil irrigated with saline-sodic water. **Soil Research**, v. 43, n. 4, p. 555-563, 2005.

PETH, S. **Bodenphysikalische untersuchungen zur trittbelastung von böden bei der rentierweidewirtschaft an borealen Wald- und subarktischalpinen Tundrenstandorten – Auswirkungen auf thermische, hydraulische und mechanische Bodeneigenschaften.** 2004. 160 p. Tese (Doutorado – Inst. für Pflanzenernährung und Bodenkunde), Universidade de Kiel, Kiel. 2004.

PETH, S.; HORN, R. The mechanical behavior of structured and homogenized soil under repeated loading. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science**, v. 169, n. 3, p. 401-410, 2006.

PILLAR, V. D. **MULTIV: Multivariate exploratory analysis, randomization testing and bootstrap resampling.** Porto Alegre: Departamento de Ecologia, UFRGS, v. 2, 2006.

PORTELA, J. C. et al. Restauração da estrutura do solo por sequências culturais implantadas em semeadura direta, e sua relação com a erosão hídrica em distintas condições físicas de superfície. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 34, n. 4, p. 1353-1364, 2010.

RAMOS, J.; VALENCIA, Y. Evaluation of soil matric suction, microstructure and its influence on collapsible behavior. In: CAICEDO, B. et al (Eds.). **Advances in unsaturated soils.** London: CRC Press, 2012. p. 329-334.

REICHERT, J. M. et al. Mecânica do solo. In: VAN LIER, Q. J. (Ed). **Física do solo.** Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2010. p. 30-102.

REINERT, D. J.; REICHERT, J. M. Coluna de areia para medir a retenção de água no solo – protótipos e teste. **Ciência Rural**, v. 36, n. 6, p. 1931-1935, 2006.

RENMING, M. A. et al. Evaluation of soil aggregate microstructure and stability under wetting and drying cycles in two Ultisols using synchrotron-based X-ray micro-computed tomography. **Soil and Tillage Research**, v. 149, p. 1-11, 2015.

RESENDE, M. et al. **Mineralogia de solos brasileiros: interpretação e aplicações.** Lavras: Editora UFLA, 2005. 192 p.

RIGO, M. L. et al. The residual shear strength of tropical soils. **Canadian Geotechnical Journal**, v. 43, n. 4, p. 431-447, 2006.

RHODEN, A. C. et al. Mineralização anaeróbia do nitrogênio em solos de várzea do Rio Grande do Sul. **Ciência Rural**, v. 36, n. 6, p. 1780-1787, 2006.

SALLBERG, J. R. Soil Strength. In: BLACK, C. A. (Ed.). **Methods of soil analysis**. Part 1. Physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling. Madison: American Society of Agronomy, Inc., 1965. p. 431-447.

SANTAMARINA, J. C. Soil behavior at the microscale: particle forces. **Geotechnical Special Publication**, p. 25-56, 2003.

SANTOS, R. D. et al. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 5 ed. rev. ampl. Viçosa: SBCS/EMBRAPA/CNPS, 2005. 100 p.

SCHRAMM, G. **Reologia e reometria: fundamentos teóricos e práticos**. Tradução e adaptação: Mothé, C. G. et al. São Paulo: Artliber Editora Ltda., 2006. 237 p

SCHULZE, D. G. The influence of aluminum on iron oxides. VII. Unit-cell dimensions of Al-substituted goethites and estimation of Al from them. **Clays and Clay Minerals**, v. 32, p. 27-39, 1984.

SCHWERTMANN, U.; KÄMPF, N. Properties of goethite and hematite in kaolinitic soils of Southern and Central Brazil. **Soil Science**, v. 139, n. 4, p. 344-350, 1985.

SCHWERTMANN, U. et al. The influence of aluminum on iron oxides. Part II. Preparation and properties of Al-substituted hematites. **Clays and Clay Minerals**, v. 27, p. 105-112, 1979.

SIDDIKY, M. R. K. et al. Soil biota effects on soil structure: interactions between arbuscular mycorrhizal fungal mycelium and collembola. **Soil Biology and Biochemistry**, v. 50, p. 33-39, 2012.

SILVA, M. A. S. et al. Atributos físicos do solo relacionados ao armazenamento de água em um Argissolo Vermelho sob diferentes sistemas de preparo. **Ciência Rural**, v. 35, n. 3, p. 544-552, 2005.

SILVA, V. R.; REICHERT, J. M.; REINERT D. J. Variabilidade espacial da resistência do solo à penetração em plantio direto. **Ciência Rural**, v. 34, p. 399-406, 2004.

SILVA, V. R.; REINERT, D. J.; REICHERT, J. M. Fatores controladores da compressibilidade de um Argissolo Vermelho-Amarelo distrófico arênico e de um Latossolo Vermelho distrófico típico. II – Grau de saturação em água. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 26, p. 9-15, 2002.

SINGH, B.; GILKES, R. J. Concentration of iron oxides from soil clays by 5 M NaOH treatment: The complete removal of sodalite and kaolin. **Clay Minerals**, v. 26, p. 463-472, 1991.

SINGH, B.; GILKES, R. J. Properties of soil kaolinites from south-western Australia. **Journal of Soil Science**, v. 43, n. 4, p. 645-667, 1992.

SIX, J. et al. A history of research on the link between (micro) aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics. **Soil and Tillage Research**, v. 79, n. 1, p. 7-31, 2004.

SMITH, D. W.; REITSMA, M. G. Towards an explanation for the residual friction angle in montmorillonite clay soil. In: VULLIET, L.; LALOUI, L.; SCHREFLER, B. (Eds.). **Environmental Geomechanics - Monte Verità**. Monte Verità: EPFL Press, 2002. p. 27-44.

SOANE, B. D. The role of organic matter in soil compactibility: a review of some practical aspects. **Soil and Tillage Research**, v. 16, n. 1, p. 179-201, 1990.

SOUZA, T. V. de. **Aspectos estatísticos da análise de trilha (path analysis) aplicada em experimentos agrícolas**. 2013. 82 p. Dissertação (Mestrado em Estatística e Experimentação Agropecuária) – Universidade Federal de Lavras, Lavras. 2013.

SPARKS, D. L. (Ed.). **Soil physical chemistry**. 2nd ed. Florida: CRC Press, 1999. 409 p.

STENBERG, M.; STENBERG, B.; RYDBERG, T. Effects of reduced tillage and liming on microbial activity and soil properties in a weakly-structured soil. **Applied Soil Ecology**, v. 14, n. 2, p. 135-145, 2000.

STRECK, E. V. et al. **Solos do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: EMATER/RS-ASCAR, 2008. 222 p.

STRECK, C. A. et al. Modificações em propriedades físicas com a compactação do solo causada pelo tráfego induzido de um trator em plantio direto. **Ciência Rural**, v. 34, n. 3, p. 755-760, 2004.

STÜRMER, S. L. K. **Atributos químicos, físico-mecânicos e mineralógicos de um Argilossolo Vermelho submetido a manejos de solo sob plantio direto**. 2012. 184 p. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 2012.

SUZUKI, L. E. A. S. et al. Condição estrutural de um Argissolo no Rio Grande do Sul, em floresta nativa, em pastagem cultivada e em povoamento com eucalipto. **Ciência Florestal**, v. 22, n. 4, p. 833-843, 2012.

SUZUKI, L. E. A. S. et al. Estimativa da susceptibilidade à compactação e do suporte de carga do solo com base em propriedades físicas de solos do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, n. 3, p. 963-973. 2008.

SUZUKI, L. E. A. S. et al. Teor de argila de solos sob diferentes tempos de agitação horizontal, tempo de contato do dispersante químico e dispersão mecânica. In: REUNIÃO BRASILEIRA DE MANEJO E CONSERVAÇÃO DO SOLO E DA ÁGUA, 15., 2004, Santa Maria. **Anais...** Santa Maria: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2004. CD-ROM.

TABATABAI, M. A. et al. (Eds.). **Chemical processes in soils**. Madison: SSSA Inc., 2005. 723 p.

TAYLOR, R. M. Non-silicates oxides and hydroxides. In: NEWMAN, A. C. D. (Ed.). **Chemistry of Clays and Clay Minerals**. New York: John Wiley & Sons, 1987. p. 129-201.

TERZAGHI, K. **Theoretical Soil Mechanics**. New York: Wiley, 1943.

TISDAL, J. M.; OADES, J. M. Organic matter and water-stable aggregates in soils. **Journal of Soil Science**, v. 33, n. 2, p. 141-163, 1982.

TISDALL, J. M. Formation of soil aggregates and accumulation of soil organic matter. In: CARTER M. R.; STEWART B. A. (Eds.). **Structure and organic matter storage in agricultural soils**. Florida: CRC Press, 1996. p. 57-96.

TORN, M. S. et al. Mineral control of soil organic carbon storage and turnover. **Nature**, v. 389, n. 6647, p. 170-173, 1997.

TORRANCE, J. K. Physical, chemical and mineralogical influences on the rheology of remoulded low-activity sensitive marine clay. **Applied Clay Science**, v. 14, n. 4, p. 199-223, 1999.

TORRENT, J.; CABEDO, A. Sources of iron oxides in reddish brown soil profiles from calcarenites in Southern Spain. **Geoderma**, v. 37, n. 1, p. 57-66, 1986.

ZHANG, B.; HORN, R. Mechanisms of aggregate stabilization in Ultisols from subtropical China. **Geoderma**, v. 99, n. 1, p. 123-145, 2001.

ZHANG, X. C.; NORTON, L. D. Effect of exchangeable Mg on saturated hydraulic conductivity, disaggregation and clay dispersion of disturbed soils. **Journal of Hydrology**, v. 260, n. 1-4, p. 194-205, 2002.

ZHANG, Y. The microstructure and formation of biological soil crusts in their early developmental stage. **Chinese Science Bulletin**, v. 50, n. 2, p. 117-121, 2005.

USDA. United States Department of Agriculture. **Keys to soil taxonomy**. 11th ed. Washington: U. S. Government Printing Office, 2010. 340 p.

VAN GENUCHTEN, M. T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of American Journal**, v. 44, n. 5, p. 892-898, 1980.

VAN OLPHEN, H. **An introduction to clay colloid chemistry, for clay technologists, geologists, and soil scientists**. 2. ed. New York: Wiley-Interscience. 1977. 318 p.

VIRMANI, S. M.; SAHRAWAT, K. L.; BURFORD, J. R. Physical and chemical properties of Vertisols and their management. In: **Vertisols and rice soils of the tropic**. Symposia papers II, Transactions of the 12th International Congress of Soil Science. New Delhi: Indian Society of Soil Science, 1982. p. 80-93.

VOGELMANN, E. S. et al. Compressibilidade de um Argissolo Vermelho-Amarelo trafegado e escarificado. **Ciência Rural**, v. 42, n. 2, p. 291-297, 2012.

VRDOLJAK, G.; SPOSITO, G. Soil aggregate hierarchy in a Brazilian Oxisol. **Developments in Soil Science**, v. 28, p. 197-217, 2002.

WHALLEY, W. R. et al. Use of effective stress to predict the penetrometer resistance of unsaturated agricultural soils. **Soil and Tillage Research**, v. 84, n. 1, p. 18-27, 2005.

WATTS, C. W.; DEXTER, A. R. The influence of organic matter in reducing the destabilization of soil by simulated tillage. **Soil and Tillage Research**, v. 42, n. 4, p. 253-275, 1997.

WENDLING, B. et al. Carbono orgânico e estabilidade de agregados de um Latossolo Vermelho sob diferentes manejos. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 40, n. 5, p. 487-494, 2005.

Anexos

Anexo A – Sinopse de parâmetros em mecânica dos solos e reologia. Fonte: Markgraf, Horn e Peth (2006).

Parâmetro	Mecânica do solo	Reologia	Descrição
σ_n	$\sigma_n = F_n/A$	-	<i>Tensão normal</i> , com F_n a força normal [N] e A a área [mm ²]
	$\tau = F/A$	-	<i>Tensão tangencial (tensão de cisalhamento)</i> , com a força F e A a área [mm ²]
τ	$\tau = \tau_B + \eta_B \cdot \dot{\gamma}$	-	<i>Tensão tangencial (tensão de cisalhamento) de acordo com Bingham</i> , com o ponto de rendimento de Bingham τ_B [Pa], a viscosidade de Bingham η_B [Pa s] e a taxa de cisalhamento $\dot{\gamma}$ [1/s]
η	$\eta = \tau/\dot{\gamma}$	-	<i>Viscosidade</i> [Pa s], com a tensão de cisalhamento τ [Pa] e $\dot{\gamma}$ [1/s]
γ	$\gamma = s/h$	-	<i>Deformação</i> [%] ou [1], com a deflexão s [mm] e a distância entre placas h [mm]
$\dot{\gamma}$	$\dot{\gamma} = v/h$	-	<i>Taxa de cisalhamento</i> [1/s], com a velocidade v [m/s] e a distância entre placas [mm]
E	$E = \sigma/\varepsilon$	-	<i>Módulo de Young</i> [Pa], onde σ é a tensão aplicada [Pa] e ε a deformação elástica [%] ou [1]
G	$G = \tau/\gamma$	-	<i>Módulo de cisalhamento</i> [Pa], onde τ é a tensão de cisalhamento [Pa] e γ a deformação [%] ou [1]
	-	$G^* = \sigma/\gamma$	<i>Módulo de cisalhamento complexo</i> [Pa], onde σ é a tensão aplicada [Pa] e γ a deformação [%] ou [1]
G^*	-	$ G^* = \sqrt{(G')^2 + (G'')^2}$	<i>Módulo de cisalhamento complexo</i> [Pa], de acordo com Maxwell
G'	-	$G' = (\tau_A/\gamma_A) \cos \delta$	<i>Módulo de armazenamento</i> [Pa], com τ_A [Pa] e γ_A [%] em um teste de varredura de amplitude, com o ângulo de deslocamento de fase δ [°]
G''	-	$G'' = (\tau_A/\gamma_A) \sin \delta$	<i>Módulo de perda</i> [Pa], com τ_A [Pa] e γ_A [%] em um teste de varredura de amplitude, com o ângulo de deslocamento de fase δ [°]
$\tan \delta$	-	$\tan \delta = G''/G'$	<i>Fator de perda</i> [1], onde δ é o ângulo de deslocamento de fase [°], G'' é o módulo de perda [Pa] e G' o módulo de armazenamento [Pa]

Se $s = h$ ou $\varphi = 45^\circ$, a deformação é 1, que é igual a 100%. Quando $\gamma = 0,01\%$, equivale a uma deflexão de 0,001 mm.

Anexo B – Descrição geral e morfológica do Latossolo Vermelho Distrófico típico (1).

Descrição geral

Solo: Latossolo Vermelho Distrófico típico.

Localização: Estrada Santa Maria, RS para Cruz Alta, RS, 7 km após o trevo de acesso a Tupanciretã, RS.

Situação da paisagem: Topo com 6% de declive.

Altitude: 480 m.

Material de origem: Arenitos da Formação Tupanciretã.

Relevo local: Suave ondulado.

Erosão: Não aparente.

Drenagem: Acentuadamente drenado.

Uso atual: pastagem.

Descrito e coletado por: Jaime Antônio de Almeida, Maurício Rizzato Coelho, Gustavo Ribas Curcio, Américo Pereira de Carvalho e Márcio Rossi.

Data: 12/10/1999.

Descrição morfológica

- Ap 0-35 cm; vermelho-escuro-acinzentado/bruno-avermelhado-escuro (2,5YR 3/3); franco-argilo-arenosa; moderada média blocos subangulares que se desfaz em pequena e muito pequena granular; ..., friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição clara e plana.
- AB 35-60 cm; bruno-avermelhado-escuro (2,5YR 3/3,5); franco-argilo-arenosa; moderada média grande blocos subangulares que se desfaz em pequena e muito pequena granular; ..., friável e firme, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição gradual e plana.
- BA₁ 60-79 cm; bruno-avermelhado-escuro (2,5YR 3/3,5); franco-argilo-arenosa; moderada/fraca grande blocos subangulares que se desfaz em fraca pequena e muito pequena granular; ..., friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição gradual e plana.
- BA₂ 79-105 cm; bruno-avermelhado-escuro (2,5YR 3/4); franco-argilo-arenosa; fraca grande blocos subangulares que se desfaz em fraca pequena e muito pequena granular; ..., friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição gradual e plana.
- Bw₁ 105-152 cm; bruno-avermelhado-escuro/vermelho-escuro (2,5YR 3/5); franco-argilo-arenosa; fraca grande blocos subangulares que se desfaz em fraca pequena e muito pequena granular; ..., friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição gradual e plana.
- Bw₂ 152-230 cm+; bruno-avermelhado-escuro/vermelho-escuro (2,5YR 3/5); franco-argilo-arenosa; fraca grande blocos subangulares que se desfaz em fraca pequena e muito pequena granular; ..., muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa.

Anexo C – Descrição geral e morfológica Latossolo Vermelho Distrófico típico (2).

Descrição geral

Solo: Latossolo Vermelho Distrófico típico.

Localização: a 900 metros do trevo Ibirubá - XV de Novembro - Fortaleza dos Vales - Cruz Alta, sentido Ibirubá - Selback, lado direito, corte de estrada com 4 metros de altura.

Situação na paisagem: topo.

Altitude: 450 m.

Material de origem: rochas basálticas do Grupo São Bento.

Relevo local: suave ondulado.

Erosão: não aparente.

Drenagem: acentuadamente drenado.

Uso atual: mata secundária (capoeirão).

Descrito e coletado: Márcio Rossi, Jaime Antônio de Almeida, Maurício Rizzato Coelho, Gustavo Ribas Curcio e Américo Pereira de Carvalho.

Data: 12/10/1999.

Descrição morfológica

- A₁ 0-26 cm; vermelho-escuro-acinzentado (10R 3/2); muito argilosa; fraca a moderada grande e média blocos subangulares que se desfaz em forte pequena e muito pequena granular; ..., muito friável a friável, plástica e pegajosa; transição gradual e plana.
- A₂ 26-54 cm; vermelho-escuro-acinzentado (10R 3/2); muito argilosa; fraca a moderada grande e média blocos subangulares que se desfaz em forte pequena e muito pequena granular; ..., friável, plástica e pegajosa; transição clara e plana.
- AB 54-71 cm; vermelho-escuro-acinzentado (10R 3/3); muito argilosa; moderada grande e média blocos subangulares que se desfaz em forte muito pequena e pequena granular; ..., friável a firme, muito plástica e muito pegajosa, transição clara e plana.
- BA 71-100 cm; vermelho-escuro-acinzentado (10R 3/4); muito argilosa; moderada grande e média blocos subangulares que se desfaz em forte pequena e muito pequena granular; ..., firme, plástica e pegajosa, transição difusa e plana.
- Bw₁ 100-138 cm; vermelho-escuro-acinzentado (10R 3/4); muito argilosa; moderada a fraca grande e média blocos subangulares que se desfaz em forte muito pequena e pequena granular; ..., firme a friável, plástica e pegajosa; transição difusa e plana.
- Bw₂ 138-188 cm; vermelho-escuro-acinzentado (10R 3/4); muito argilosa; fraca a moderada média e grande blocos subangulares que se desfaz em fraca muito pequena e pequena granular; ..., firme a friável, plástica e pegajosa; transição difusa e plana.

Anexo D – Descrição geral e morfológica do Latossolo Bruno Distroférico rúbico.

Descrição geral

Classificação: Latossolo Bruno Distroférico rúbico.

Localização: Município de Muitos Capões, RS, a 22,7 km de Vacaria pela BR-285, sentido Vacaria – Lagoa Vermelha. Marco da CRT próximo ao barranco.

Situação da paisagem: Terço superior com 7% de declive.

Altitude: 900 m.

Material de origem: Rochas basálticas do Grupo São Bento.

Relevo local: Suave ondulado.

Erosão: Não aparente.

Drenagem: Bem acentuadamente drenado.

Uso atual: pastagem.

Descrito e coletado por: Américo Pereira de Carvalho; Márcio Rossi; Jaime Antônio de Almeida, Maurício Rizzato Coelho, Gustavo Ribas Curcio.

Data: 13/10/1999.

Descrição morfológica

- Ap 0-30 cm; bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/3) e bruno-avermelhado-escuro a cinza-avermelhado-escuro (5YR 3,5/2, seco); muito argiloso; moderada média a pequena blocos subangulares que se desfaz em forte muito pequena e pequena granular; friável, plástico e pegajoso; transição clara e plana.
- A₂ 30-54 cm; bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/3) e bruno-avermelhado-escuro a cinza-avermelhado-escuro (5YR 3,5/2, seco); muito argiloso; moderada grande a pequena blocos subangulares que se desfaz em forte muito pequena e pequena granular; friável, plástico e pegajoso; transição clara e plana.
- AB 54-73 cm; bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/3,5) e bruno-avermelhado (5YR 4/3, seco); muito argiloso; moderada grande a pequena blocos subangulares que se desfaz em forte muito pequena e pequena granular; friável a firme, plástico e pegajoso; transição gradual e plana.
- BA 73-95 cm; bruno-avermelhado/bruno-avermelhado-escuro (4YR 3,5/4); muito argiloso; moderada média e grande blocos subangulares que se desfaz em forte pequena e muito pequena granular; friável a firme, plástico e pegajoso; transição difusa e plana.
- Bw₁ 95-150 cm; bruno-avermelhado/bruno-avermelhado-escuro (3,5YR 3,5/4); muito argiloso; moderada a fraca blocos subangulares que se desfaz em forte pequena e muito pequena granular; friável, ligeiramente plástico e pegajoso; transição difusa e plana.
- Bw₂ 150-195 cm; bruno-avermelhado/bruno-avermelhado-escuro (2,5YR 3,5/4); muito argiloso; fraca a moderada grandes blocos subangulares que se desfaz em forte pequena e muito pequena granular; friável, ligeiramente plástico e pegajoso; transição difusa e plana.
- Bw₃ 195-220 cm+; bruno-avermelhado (2,5YR 4/4); muito argiloso; fraca a moderada grandes blocos subangulares que se desfaz em forte pequena e muito pequena granular; friável, ligeiramente plástico e pegajoso.

Anexo E – Descrição geral e morfológica do Latossolo Bruno Distroférico típico.

Descrição geral

Solo: Latossolo Bruno Distroférico típico.

Localização: cerca de 5 km de Vacaria na estrada para Bom Jesus, 550 metros além da entrada para a Unidade do Centro de Uva e Vinho da Embrapa, barranco do lado direito.

Altitude: 967 m.

Situação na paisagem: terço superior de encosta com 5% de declive.

Material de origem: rochas basálticas do Grupo São Bento.

Relevo local: suave ondulado.

Erosão: não aparente.

Drenagem: bem a acentuadamente drenado.

Vegetação primária: campo subtropical.

Uso atual: pastagem.

Descrito e coletado: Gustavo Ribas Curcio, Américo Pereira de Carvalho, Márcio Rossi, Jaime Antônio de Almeida e Maurício Rizzato Coelho.

Data: 13/10/1999.

Descrição morfológica

- A₁ 0-26 cm; bruno-escuro (8,5YR 3/3), bruno a bruno-escuro (8,5YR 4/2, seco); muito argilosa; moderada grande a pequena blocos subangulares que se desfaz em moderada a forte pequena e muito pequena granular; ligeiramente dura, friável a firme, plástica e pegajosa; transição gradual e plana.
- A₂ 26-44 cm; bruno-escuro (8,5YR 3/3,5), bruno a bruno-escuro (8,5YR 4/2, seco); muito argilosa; moderada pequena e média blocos subangulares que se desfaz em moderada a forte pequena e muito pequena granular; dura, friável, plástica e pegajosa; transição clara e plana.
- AB 44-65 cm; bruno a bruno-escuro (8,5YR 4/3, úmido e seco); muito argilosa; moderada grande blocos subangulares que se desfaz em moderada a forte pequena e muito pequena granular; dura, friável, plástica e pegajosa; transição clara e plana.
- BA 65-80 cm; bruno a bruno-escuro (7,5YR 4/4); muito argilosa; fraca a moderada grandes blocos subangulares que se desfaz em moderada pequena e muito pequena granular; muito dura, friável a firme, plástica e pegajosa; transição clara e plana.
- Bw₁ 80-100 cm; bruno-forte (7,5YR 4/6); muito argilosa; fraca grande blocos subangulares que se desfaz em moderada pequena e muito pequena granular; muito dura, friável, ligeiramente plástica e pegajosa; transição difusa e plana.
- Bw₂ 100-130 cm; bruno-avermelhado (6,0YR 4/4); muito argilosa; fraca grande blocos subangulares que se desfaz em moderada pequena e muito pequena granular; muito dura, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa a pegajosa; transição difusa e plana.
- Bw₃ 130-177 cm; vermelho-amarelado (5YR 4/6); muito argilosa; fraca grande blocos subangulares que se desfaz em moderada muito pequena e pequena granular; muito dura, friável a firme, ligeiramente plástica e pegajosa; transição difusa e plana.
- Bw₄ 177-220 cm+; bruno-forte (7,5YR 4/6); muito argilosa; fraca grande blocos subangulares que se desfaz em moderada pequena e muito pequena granular; muito dura, friável a firme, ligeiramente plástica e pegajosa.

Anexo F – Descrição geral e morfológica do Argissolo Vermelho Distrófico típico.

Descrição geral

Solo: Argissolo Vermelho Distrófico típico.

Localização: Município de Cachoeira do Sul, no km 183 da BR-290.

Situação: Trincheira no terço médio de uma elevação com 5% de declive.

Altitude: 100 metros.

Relevo: Suavemente ondulado no perfil e ondulado no conjunto.

Material de origem: Argilitos provavelmente do Grupo Itararé.

Drenagem: Bem drenado.

Descrição morfológica

- A 0-40 cm; bruno avermelhado escuro (5YR 3/2, úmido); franco; fraca pequena blocos subangulares; poroso; friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição difusa e plana; raízes abundantes.
- AB 40-70 cm; bruno avermelhado escuro (5YR 3/3, úmido); franco argilo arenoso; fraca pequena média blocos subangulares; muito poroso; friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso, transição difusa e plana; raízes muitas.
- BA 70-110 cm; bruno avermelhado escuro (2,5YR, úmido); argila; fraca a moderada pequena média blocos subangulares; poroso; cerosidade fraca e comum; friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição gradual e plana; raízes muitas.
- Bt 110-155 cm; vermelho escuro (2,5YR 3/6, úmido); mosqueado pequeno e grande comum e distinto bruno escuro (7,5YR 3/2, úmido); argila; moderada média e grande blocos subangulares; poroso; cerosidade forte e comum; friável, ligeiramente plástico e pegajoso; transição difusa e plana; raízes raras.
- BC 155-230 cm; vermelho (2,5YR 4/6, úmido); mosqueado pequeno pouco e distinto bruno escuro (7,5YR 3/2, úmido); franco argiloso; fraca pequena blocos subangulares; poroso; friável a firme, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição difusa e plana; raízes ausentes.
- CB 230-300 cm+; vermelho (2,5YR 2/8, úmido); franco argiloso; guarda a estrutura do material de origem (blocos subangulares grandes); poroso; firme, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; raízes ausentes.

Anexo G – Descrição geral e morfológica do Argissolo Vermelho Distrófico arênico.

Descrição geral

Solo: Argissolo Vermelho Distrófico arênico.

Localização: Trecho de Santana do Livramento a Rosário do Sul, a aproximadamente ? Km do Perfil PIT4 do lado direito da estrada.

Situação, declive e cobertura vegetal sobre o perfil: Topo de elevação com 8% de declive coberto com gramíneas.

Altitude: 165 m.

Material de origem: Arenitos.

Pedregosidade: Não pedregosa.

Rochosidade: Não rochosa.

Relevo regional: Suave ondulado com partes onduladas.

Erosão: Laminar ligeira.

Drenagem: Bem drenado.

Uso atual: Pastagem.

Descrito e coletado por: Jaime Antônio de Almeida e Pablo Grahl dos Santos.

Data: 16/03/2012.

Descrição morfológica

- A₁ 0-20 cm; bruno-escuro (7,5YR 3/3, úmido) e bruno (7,5YR 4/4, seco); grão simples e fraca média e pequena granular; macia, solta e muito friável, não plástica e não pegajosa; transição plana e gradual.
- A₂ 20-55 cm; bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/4, úmido) e bruno (7,5YR 4/3, seco); aspecto de maciça que se desfaz em fraca média blocos subangulares; macia a ligeiramente dura, muito friável, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.
- AB 55-67 cm; vermelho-amarelado (5YR 4/6, úmido) e vermelho-amarelado (5YR 5/6, seco); aspecto de maciça que se desfaz em fraca média e pequena blocos subangulares; macia a ligeiramente dura, muito friável, não plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.
- BA 67-77 cm; bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/3, úmido) e vermelho-amarelado (5YR 4/6, seco); fraca a moderada média blocos subangulares; ligeiramente dura, friável, plástica e pegajosa; transição plana e clara.
- Bt₁ 77-98 cm; vermelho-escuro (2,5YR 3/6, úmido) e vermelho (2,5YR 4/6, seco); moderada média e pequena blocos subangulares; cerosidade abundante e moderada; dura, firme, plástica e pegajosa; transição plana e gradual.
- Bt₂ 98-175+ cm; vermelho (2,5YR 4/6, úmido) e vermelho (2,5YR 5/8, seco); moderada média e pequena blocos subangulares; cerosidade comum e moderada; muito dura, firme, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa.
- R Vermelho (10R 5/8, úmido) e vermelho-claro-acinzentado a rosado (10R 7,5/4, seco).

Anexo H – Descrição geral e morfológica do Planossolo Háptico Eutrófico êndico.

Descrição geral

Solo: Planossolo Háptico. Eutrófico êndico.

Localização: Município de São Gabriel, a 26 km de São Gabriel na estrada São Gabriel-Rosário do Sul.

Situação: Corte de estrada no terço superior da várzea.

Altitude: 120 metros.

Relevo: Plano a suavemente ondulado.

Material de origem: Sedimentos do Quaternário.

Cobertura vegetal: Campo modificado pelo uso agrícola.

Drenagem: Imperfeitamente drenado.

Descrição morfológica

A₁ 0-30 cm; bruno escuro (10YR 3/3, úmido); franco arenoso; fraca média granular e fraca média blocos subangulares; poroso; friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição clara; raízes abundantes.

A₂ 30-45 cm; bruno amarelado escuro (10YR 4/4, úmido); franco arenoso; fraca média blocos subangulares e fraca média granular; poroso; friável, não plástico e não pegajoso; transição clara e plana; raízes abundantes.

E₁ 45-60 cm; bruno (10YR 5/3, úmido); mosqueado pequeno distinto e comum; bruno forte (7.5YR 5/8, úmido); franco arenoso; fraca média blocos subangulares; poroso; friável, não plástico e não pegajoso; transição clara e plana; raízes comuns.

E₂ 60-70 cm; cinzento claro (10YR 2/2, úmido); mosqueado pequeno distinto e comum; franco arenoso; sem estrutura, grãos simples e fraca pequena granular; poroso com alguns poros grandes; solto, não plástico e não pegajoso; transição abrupta e plana; raízes poucas.

Btg 70-120 cm; cinzento (10YR 5/1 (úmido), devido aos "coatings", bruno amarelado (10YR 5/4, úmido amassado); mosqueado grande abundante e proeminente; vermelho (10YR 4/8, úmido) e mosqueado grande comum e distinto, bruno amarelado claro (10YR 6/4, úmido); franco argiloso; forte grande prismática que se quebra em grande, blocos subangulares; cerosidade forte e abundante; "coatings"; pouco poroso; extremamente duro, muito firme, muito plástico e muito pegajoso; transição gradual e plana; raízes poucas.

Cg 120-200 cm+; cinza oliváceo claro (5YR 6/2, úmido); mosqueado preto (N 1/, úmido) devido a manganês amarelado; franco argiloso; forte média e grande prismática; pouco poroso; firme, muito plástico e muito pegajoso; raízes ausentes.

Obs.: Entre o A22 e o B2g encontram-se algumas concreções escuras de manganês.

Anexo I – Descrição geral e morfológica do Vertissolo Ebânico Órtico típico.**Descrição geral**

Solo : Vertissolo Ebânico Órtico típico

Localização: A 30 km do trevo de Santana do Livramento, RS em direção a Quaraí, RS, à direita na estrada, voçoroca devido ao curso d'água em campo nativo.

Situação de declive: 0-8%.

Altitude: 233m.

Material de origem: Basalto.

Relevo local: Plano a suave ondulado

Erosão: Laminar e voçorocas (curso d'água).

Drenagem: Imperfeitamente drenado.

Uso atual: Campo nativo.

Pedregosidade: Ausente.

Rochosidade: Ausente.

Descrito por: Fabrício de Araújo Pedron.

Data: 12/09/2012.

Descrição morfológica

- A 0-30 cm; blocos angulares, média a muito pequena; prismática, média a pequena; transição entre horizontes clara e plana; consistência úmida firme a friável; consistência molhada muito plástico e muito pegajoso.
- Bv 30-115 cm; prismática, muito grande a pequena; blocos angulares, grande a pequena; transição entre horizontes clara e plana; consistência úmida friável; consistência molhada muito plástico e muito pegajoso.
- C 115-140 cm+.

Apêndices

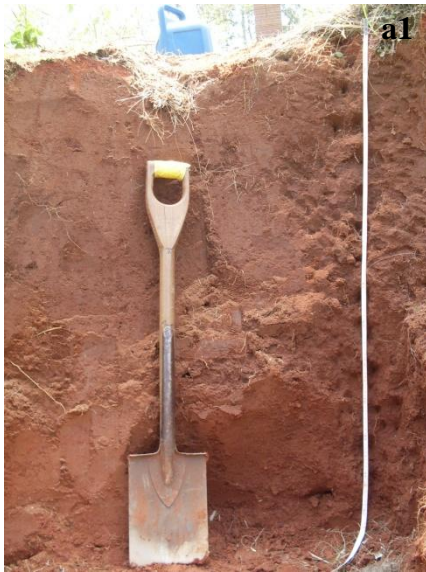
Apêndice A – Perfis dos solos estudados (à esquerda - 1) e paisagem nos locais de coleta (à direita - 2): Latossolo Vermelho Distrófico típico – LVd1 localizado em Tupanciretã, RS (a) e Latossolo Vermelho Distrófico típico – LVd2 localizado em Ibirubá, RS (b).



Apêndice B – Perfis dos solos estudados (à esquerda - 1) e paisagem nos locais de coleta (à direita - 2): Latossolo Bruno Distroférico rúbrico – LBdf1 localizado em Muitos Capões, RS (a) e Latossolo Bruno Distroférico típico – LBdf2 localizado em Vacaria, RS (b).



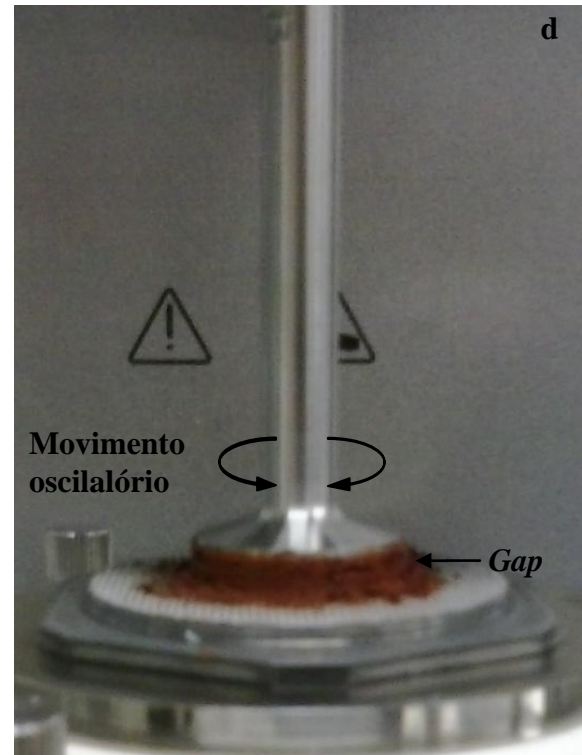
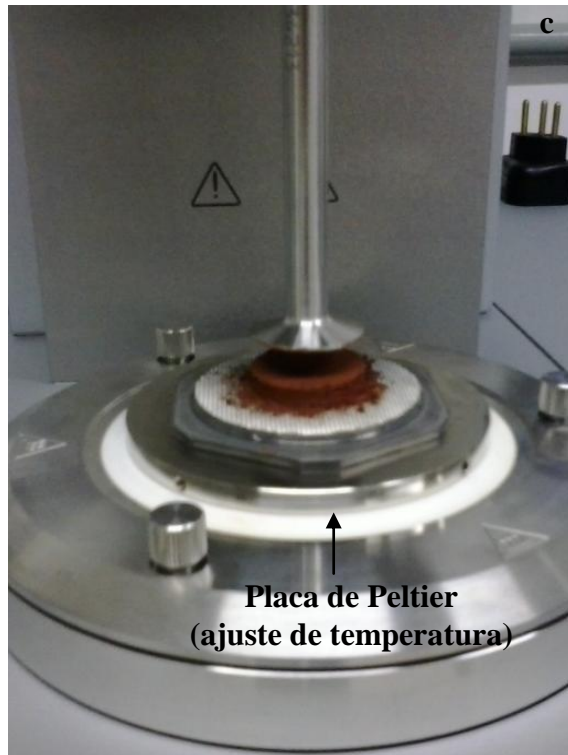
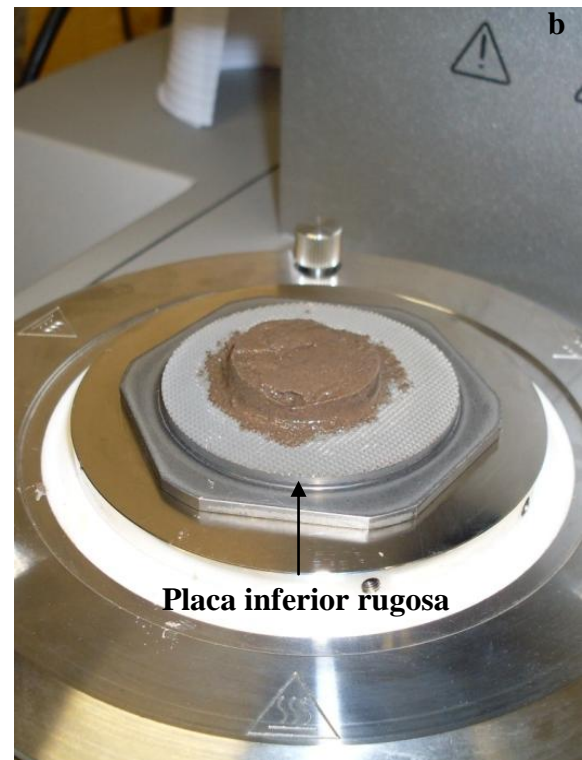
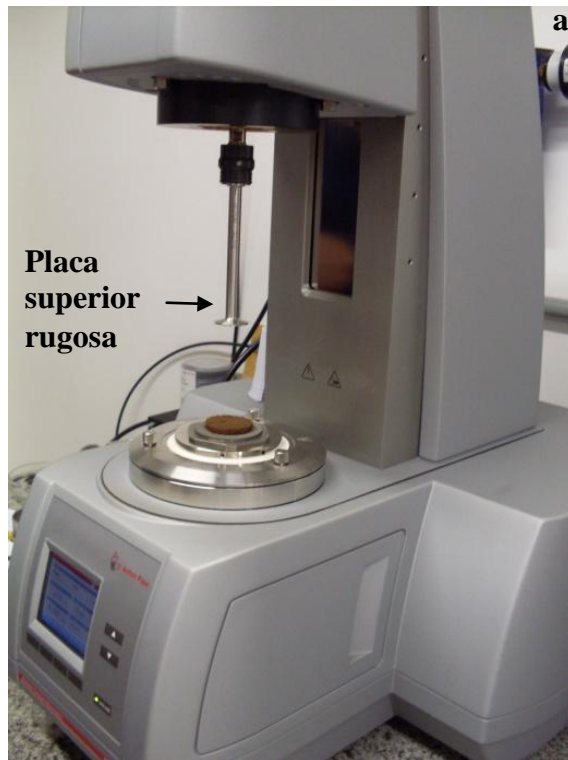
Apêndice C – Perfis dos solos estudados (à esquerda - 1) e paisagem nos locais de coleta (à direita - 2): Argissolo Vermelho Distrófico típico – PVd1 localizado em Minas do Leão, RS (a) e Argissolo Vermelho Distrófico arênico – PVd2 localizado em Rosário do Sul, RS (b).



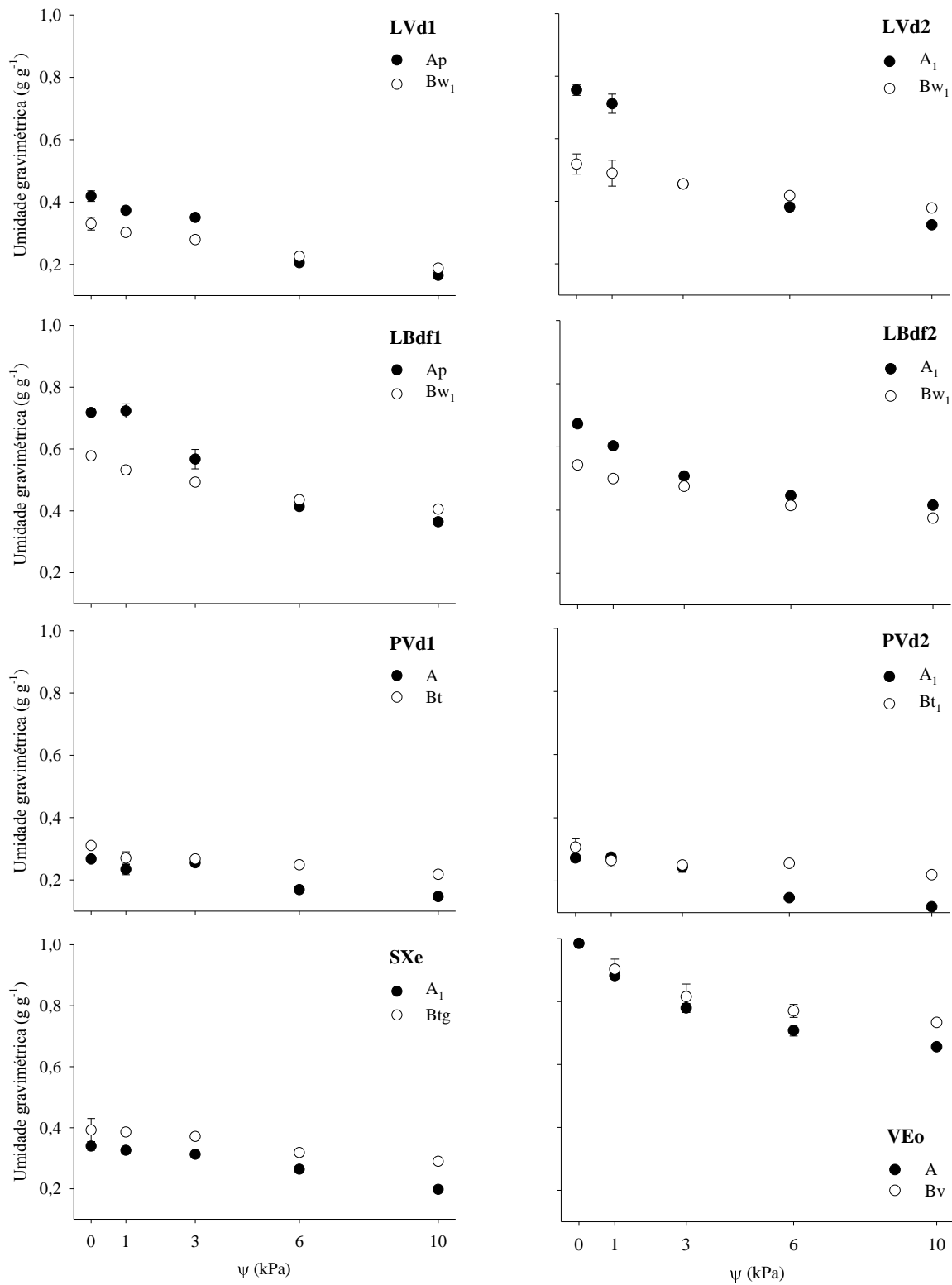
Apêndice D – Perfis dos solos estudados (à esquerda - 1) e paisagem nos locais de coleta (à direita - 2): Planossolo Háplico Eutrófico êndico – SXe localizado em São Gabriel, RS (a) e Vertissolo Ebânico Órtico típico – VEo localizado em Santana do Livramento, RS (b).



Apêndice E – Reômetro (a), preparação da amostra de solo (b), ajuste da placa superior sobre a amostra (c), solo e *gap* ajustados para início do teste de varredura de amplitude sob cisalhamento oscilatório (d).



Apêndice F – Umidade gravimétrica em função da tensão de água no solo (ψ) dos horizontes superficial A (símbolos cheios) e subsuperficial B (símbolos vazios) de Latossolos (LVd1, LVd2, LBdf1, LBdf2), Argissolos (PVd1, PVd2), Planossolo (SXe) e Vertissolo (VEo).



Apêndice G – Coeficientes de trilha, coeficiente de determinação (r), efeito da variável residual e valor de k utilizado, considerando efeitos diretos e indiretos obtidos na análise de trilha sobre a variável dependente limite de deformação (γ_L) nas tensões de água (ψ) de 0, 1, 3, 6 e 10 kPa com base em variáveis características dos solos.

ψ (kPa)	Efeito direto	γ_L							Total	r	Variável residual	k
		Efeito indireto via										
		Areia total	Silte	Argila	CT	CTC _{pH7}	Ct					
0	Areia total	-0,23	-	-0,10	-0,02	-0,12	-0,07	-0,13	-0,68	0,82	0,42	0,05
	Silte	0,21	0,11	-	0,01	0,21	0,10	0,16	0,81			
	Argila	0,02	0,21	0,06	-	0,09	0,05	0,09	0,53			
	CT	0,30	0,09	0,15	0,01	-	0,08	0,14	0,77			
	CTC _{pH7}	0,15	0,11	0,14	0,01	0,16	-	0,09	0,66			
	Ct	-0,20	-0,15	-0,17	-0,01	-0,20	-0,07	-	-0,81			
1	Areia total	-0,12	-	-0,12	-0,01	-0,01	-0,25	-0,11	-0,63	0,92	0,28	0,05
	Silte	0,25	0,06	-	0,00	0,02	0,37	0,14	0,85			
	Argila	0,01	0,11	0,07	-	0,01	0,19	0,08	0,47			
	CT	0,03	0,05	0,18	0,00	-	0,29	0,12	0,66			
	CTC _{pH7}	0,54	0,06	0,17	0,00	0,02	-	0,08	0,89			
	Ct	-0,17	-0,08	-0,20	0,00	-0,02	-0,25	-	-0,73			
3	Areia total	-0,26	-	-0,06	0,06	-0,02	-0,22	-0,14	-0,67	0,84	0,40	0,05
	Silte	0,13	0,13	-	-0,02	0,04	0,33	0,18	0,79			
	Argila	-0,07	0,25	0,04	-	0,02	0,17	0,10	0,50			
	CT	0,06	0,11	0,09	-0,02	-	0,26	0,15	0,65			
	CTC _{pH7}	0,48	0,12	0,09	-0,02	0,03	-	0,10	0,82			
	Ct	-0,22	-0,17	-0,10	0,03	-0,04	-0,22	-	-0,74			
6	Areia total	-0,20	-	-0,15	-0,13	-0,05	-0,15	-0,05	-0,74	0,89	0,33	0,04
	Silte	0,30	0,10	-	0,04	0,09	0,23	0,06	0,83			
	Argila	0,14	0,18	0,09	-	0,04	0,12	0,03	0,61			
	CT	0,13	0,08	0,21	0,04	-	0,18	0,05	0,69			
	CTC _{pH7}	0,34	0,09	0,20	0,05	0,07	-	0,03	0,80			
	Ct	-0,07	-0,13	-0,24	-0,07	-0,09	-0,15	-	-0,75			
10	Areia total	-0,26	-	-0,14	-0,04	-0,02	-0,19	-0,04	-0,71	0,88	0,34	0,05
	Silte	0,29	0,13	-	0,01	0,04	0,29	0,04	0,82			
	Argila	0,05	0,24	0,08	-	0,02	0,15	0,03	0,56			
	CT	0,06	0,10	0,20	0,01	-	0,23	0,04	0,65			
	CTC _{pH7}	0,42	0,12	0,20	0,02	0,03	-	0,03	0,84			
	Ct	-0,06	-0,17	-0,23	-0,02	-0,04	-0,19	-	-0,72			

Legenda: CT – carbono total; CTC_{pH7} – CTC a pH 7; e Ct – caulinita.

Apêndice H – Coeficientes de trilha, coeficiente de determinação (r), efeito da variável residual e valor de k utilizado, considerando efeitos diretos e indiretos obtidos na análise de trilha sobre a variável dependente tensão de cisalhamento no final do intervalo viscoelástico linear (τ_{LVE}) nas tensões de água (ψ) de 0, 1, 3 e 6 kPa com base em variáveis características dos solos.

ψ (kPa)	Efeito direto	τ_{LVE}						Total	r	Variável residual	k
		Efeito indireto via									
		Dp	C_{AM}	K^+	Gt	SI Gt					
0	Dp	-0,01	-	0,19	0,13	0,05	0,24	0,59	0,62	0,62	-
	C_{AM}	-0,36	0,01	-	-0,14	-0,02	-0,10	-0,61			
	K^+	-0,20	0,01	-0,25	-	-0,05	-0,13	-0,62			
	Gt	0,19	0,00	0,04	0,05	-	0,25	0,54			
	SI Gt	0,27	-0,01	0,13	0,10	0,18	-	0,67			
1	C_{AM}	-0,66	-	-0,13	-	-	-	-0,79	0,64	0,60	-
	K^+	-0,19	-0,45	-	-	-	-	-0,64			
3			Areia fina	Argila	Dp	C_{AM}	K^+		0,75	0,50	-
	Areia fina	-0,41	-	-0,09	0,03	-0,07	-0,02	-0,56			
	Argila	0,10	0,37	-	-0,06	0,17	0,06	0,64			
	Dp	-0,09	0,14	0,06	-	0,29	0,13	0,52			
	C_{AM}	-0,54	-0,06	-0,03	0,05	-	-0,14	-0,72			
6			Areia fina	Argila	Dp	C_{AM}	Gt		0,72	0,53	0,05
	Areia fina	-0,04	-	-0,38	0,02	-0,04	-0,17	-0,61			
	Argila	0,42	0,03	-	-0,03	0,10	0,08	0,62			
	Dp	-0,05	0,01	0,26	-	0,17	0,12	0,50			
	C_{AM}	-0,32	-0,01	-0,13	0,03	-	-0,06	-0,50			
Gt	0,49	0,01	0,07	-0,01	0,04	-	0,62				

Legenda: Dp – densidade de partículas; C_{AM} – carbono associado aos minerais; Gt – goethita; e SI Gt – substituição isomórfica da goethita.

Apêndice I – Coeficientes de trilha, coeficiente de determinação (r), efeito da variável residual e valor de k utilizado, considerando efeitos diretos e indiretos obtidos na análise de trilha sobre as variáveis dependentes deformação no ponto de escoamento (γ_{YP}) e módulos de armazenamento e perda no ponto de escoamento ($G'G''_{YP}$) nas tensões de água (ψ) de 0 e 1 kPa com base em variáveis características dos solos.

ψ (kPa)	Efeito direto		Efeito indireto via					Total	r	Variável residual	k
γ_{YP}											
			Areia total	Silte	Argila	CT	Ct				
0	Areia total	0,09	-	-0,18	-0,57	-0,20	0,17	-0,69	0,77	0,48	-
	Silte	0,36	-0,05	-	0,18	0,34	-0,20	0,64			
	Argila	0,61	-0,09	0,10	-	0,15	-0,12	0,66			
	CT	0,49	-0,04	0,26	0,18	-	-0,18	0,72			
	Ct	0,25	0,06	-0,29	-0,29	-0,34	-	-0,60			
			Areia total	Silte	Argila	CT					
1	Areia total	0,75	-	-0,22	-1,09	-0,08	-	-0,64	0,66	0,59	-
	Silte	0,44	-0,37	-	0,34	0,14	-	0,55			
	Argila	1,18	-0,69	0,13	-	0,06	-	0,67			
	CT	0,20	-0,30	0,31	0,35	-	-	0,56			
$G'G''_{YP}$											
			Silte	CT	K^+						
0	Silte	-0,25	-	-0,16	-0,14	-	-	-0,55	0,42	0,76	-
	CT	-0,23	-0,17	-	-0,16	-	-	-0,57			
	K^+	-0,28	-0,12	-0,14	-	-	-	-0,54			
			CT	K^+							
1	CT	-0,56	-	-0,17	-	-	-	-0,73	0,58	0,65	-
	K^+	-0,28	-0,33	-	-	-	-	-0,61			

Legenda: CT – carbono total; e Ct – caulinita.

Apêndice J – Coeficientes de trilha, coeficiente de determinação (r), efeito da variável residual e valor de k utilizado, considerando efeitos diretos e indiretos obtidos na análise de trilha sobre a variável dependente tensão de cisalhamento máxima ($\tau_{\text{máx}}$) nas tensões de água (ψ) de 0, 1, 3 e 6 kPa com base em variáveis características dos solos.

ψ (kPa)	Efeito direto	$\tau_{\text{máx}}$								Total	r	Variável residual	k
		Efeito indireto via											
0		Argila	Dp	C_{AM}	K^+	Gt	SI Gt						
	Argila	0,26	-	-0,06	0,13	0,01	0,01	0,17	-	0,53	0,64	0,60	-
	Dp	-0,10	0,16	-	0,23	0,02	0,02	0,33	-	0,66			
	C_{AM}	-0,43	-0,08	0,05	-	-0,02	-0,01	-0,13	-	-0,63			
	K^+	-0,03	-0,07	0,06	-0,29	-	-0,02	-0,18	-	-0,54			
	Gt	0,08	0,04	-0,02	0,05	0,01	-	0,36	-	0,51			
SI Gt	0,38	0,12	-0,09	0,16	0,02	0,07	-	-	0,65				
1		C_{AM}	K^+										
	C_{AM}	-0,68	-	-0,12	-	-	-	-	-	-0,79	0,65	0,59	-
	K^+	-0,17	-0,46	-	-	-	-	-	-	-0,63			
3		Areia fina	Argila	C_{AM}									
	Areia fina	-0,36	-	-0,09	-0,09	-	-	-	-	-0,53	0,68	0,56	-
	Argila	0,10	0,32	-	0,19	-	-	-	-	0,61			
C_{AM}	-0,62	-0,05	-0,03	-	-	-	-	-	-0,70				
6		Areia fina	Argila	Dp	C_{AM}	K^+	Gt	SI Gt					
	Areia fina	0,01	-	-0,49	0,06	-0,05	-0,01	-0,12	-0,03	-0,62	0,75	0,50	0,05
	Argila	0,54	-0,01	-	-0,11	0,12	0,02	0,05	0,03	0,67			
	Dp	-0,19	0,00	0,33	-	0,21	0,05	0,08	0,05	0,53			
	C_{AM}	-0,39	0,00	-0,17	0,10	-	-0,06	-0,04	-0,02	-0,60			
	K^+	-0,09	0,00	-0,15	0,12	-0,26	-	-0,08	-0,03	-0,50			
	Gt	0,34	0,00	0,09	-0,04	0,05	0,02	-	0,06	0,52			
SI Gt	0,06	-0,01	0,25	-0,17	0,14	0,04	0,32	-	0,65				

Legenda: Dp – densidade de partículas; C_{AM} – carbono associado aos minerais; Gt – goethita; SI Gt – substituição isomórfica da goethita.

Apêndice K – Coeficientes de trilha, coeficiente de determinação (r), efeito da variável residual e valor de k utilizado, considerando efeitos diretos e indiretos obtidos na análise de trilha sobre a variável dependente integral z nas tensões de água (ψ) de 0, 1, 3, 6 e 10 kPa com base em variáveis características dos solos.

ψ (kPa)	Efeito direto	Integral z						Total	r	Variável residual	k
		Efeito indireto via									
0		Areia total	Silte	Argila	CT	Ct					
	Areia total	0,07	-	-0,17	-0,58	-0,17	0,15	-0,71	0,75	0,50	-
	Silte	0,35	-0,04	-	0,18	0,30	-0,18	0,62			
	Argila	0,63	-0,07	0,10	-	0,13	-0,11	0,68			
	CT	0,43	-0,03	0,24	0,19	-	-0,16	0,68			
	Ct	0,23	0,05	-0,28	-0,29	-0,30	-	-0,60			
		Areia total	Argila	Dp	$T_{\text{máx}}$ Ct	SI Gt					
1	Areia total	0,06	-	-0,49	0,02	-0,01	-0,14	-0,56	0,56	0,66	0,10
	Argila	0,53	-0,05	-	-0,03	0,04	0,15	0,69			
	Dp	-0,04	-0,02	0,32	-	0,09	0,28	0,62			
	$T_{\text{máx}}$ Ct	0,12	-0,01	0,18	-0,03	-	0,25	0,51			
	SI Gt	0,32	-0,02	0,24	-0,04	0,09	-	0,62			
3		Argila	Dp	Hm	$T_{\text{máx}}$ Ct	SI Gt					
	Argila	0,40	-	0,10	0,01	0,10	0,06	0,69	0,77	0,48	0,05
	Dp	0,16	0,24	-	0,05	0,23	0,12	0,81			
	Hm	0,07	0,08	0,12	-	0,23	0,07	0,57			
	$T_{\text{máx}}$ Ct	0,30	0,13	0,12	0,05	-	0,10	0,73			
SI Gt	0,13	0,19	0,14	0,03	0,24	-	0,74				
6		Ca^{2+}	Hm	$T_{\text{máx}}$ Ct t	SI Gt						
	Ca^{2+}	-0,19	-	-0,10	0,01	-0,35	-	-0,63	0,67	0,57	0,05
	Hm	0,23	0,08	-	-0,03	0,28	-	0,58			
	$T_{\text{máx}}$ Ct	-0,03	0,07	0,18	-	0,44	-	0,65			
SI Gt	0,56	0,12	0,12	-0,03	-	-	0,79				
10		pH em água	Ca^{2+}	SI Gt							
	pH em água	-0,46	-	-0,15	-0,09	-	-	-0,71	0,67	0,57	-
	Ca^{2+}	-0,33	-0,22	-	-0,12	-	-	-0,67			
SI Gt	0,20	0,21	0,20	-	-	-	0,62				

Legenda: Dp – densidade de partículas; CT – carbono total; Ct – caulinita; Hm – hematita; $T_{\text{máx}}$ Ct – temperatura de máxima desidroxilação da caulinita; e SI Gt – substituição isomórfica da goethita.

Apêndice L – Coeficientes de correlação de Spearman ($p < 0,05$) entre propriedades granulométricas, mineralógicas e químicas dos solos.

	Areia MG	Areia G	Areia M	Areia F	Areia MF	Silte	Argila	Dp	GF	CT	C _P	C _{AM}	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Al ³⁺	SB	CTC _{ef}	CTC _{ph7}	V	Sat _{Na}	Hm	Gt	T _{máx} Ct				
AreiaG	.																													
AreiaM	.	0,77																												
AreiaF	.	0,65	0,89																											
AreiaMF	.	.	0,77	0,91																										
Silte	.	.	-0,59	-0,53																										
Argila	.	-0,64	-0,83	-0,91	-0,86																									
Dp			0,61																						
GF			0,61	0,79																					
CT	-0,55	0,70		.	.																					
C _P	.	.	-0,68	-0,58	-0,63	0,67		.	.	0,91																				
C _{AM}		-0,53		0,74	0,64																			
pH																			
Ca ²⁺	0,63																				
Mg ²⁺	0,63	0,69		.	.	0,57	0,53				0,81															
Na ⁺	0,61		-0,52	.	.	.			0,55	0,77	0,84														
K ⁺		-0,62	.	0,59	.	0,68			0,65	0,64	0,52													
Al ³⁺		-0,71													
SB	0,63		-0,54	.	0,52	.	.			0,96	0,89	0,82	0,74												
CTC _{ef}	0,75		-0,51	.	0,53	.	.			0,93	0,87	0,85	0,68		0,94										
CTC _{ph7}	0,68		.	.	0,53	0,50				0,95	0,84	0,85	0,57		0,92	0,95									
V		-0,80	-0,73	.	.	0,57	0,66	0,77	0,65	0,64	0,71	-0,63	0,80	0,68	0,60									
m	-0,50	-0,51	-0,66	-0,77	-0,65	-0,56	-0,54	0,80	-0,77	-0,58	-0,64	-0,84								
Sat _{Na}		-0,66	-0,56	.	.	.		0,56	0,50	0,70	
Ct	.	0,53	0,72	0,67	0,64	-0,80		.	.	-0,69	-0,74	
*Gb	0,99	-0,93	-0,84	-0,93	0,84	0,90	0,84	.	.	.	0,88	.	.	.	0,81	
Hm	-0,57	.	0,72	0,56	.	.	.	-0,56	.	.	-0,60	.	.	.	-0,55	.	-0,60	-0,70	
Gt
T _{máx} Ct	0,77	0,69	-0,51	-0,54	0,78	.	.	.	
SI Hm	0,75	-0,68	.	
SI Gt	0,89	-0,62	-0,62	-0,62	.	-0,73	-0,61	.	0,96	0,79	.	.	

Legenda: AreiaMG – areia muito grossa; AreiaG – areia grossa; AreiaM – areia média; AreiaF – areia fina; AreiaMF – areia muito fina; Dp – densidade de partículas; GF – grau de floculação; CT – carbono total; C_P – carbono particulado; C_{AM} – carbono associado aos minerais; pH – pH em água; SB – soma de bases; CTC_{ef} – CTC efetiva; CTC_{ph7} – CTC a pH 7; V – saturação por bases; m – saturação por Al³⁺; Sat_{Na} – saturação por Na⁺; Ct – caulinita; Gb – gibbsita; Hm – hematita; Gt – goethita; T_{máx} Ct – temperatura de máxima desidroxilação da Ct; T_{máx} Gb – temperatura de máxima desidroxilação da Gb; SI Hm – substituição isomórfica da Hm; e SI Gt – substituição isomórfica da Gt.

* Número de observações = 3.