

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
FACULDADE DE AGRONOMIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA DO SOLO

**RELAÇÃO ENTRE ATRIBUTOS FÍSICOS, QUÍMICOS, MINERALÓGICOS E
CAPACIDADE DE SUPORTE DE CARGA DE SOLOS DO RIO GRANDE DO
SUL**

**Tatiele Fruett dos Santos
(Dissertação)**

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
FACULDADE DE AGRONOMIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA DO SOLO

**RELAÇÃO ENTRE ATRIBUTOS FÍSICOS, QUÍMICOS, MINERALÓGICOS E
CAPACIDADE DE SUPORTE DE CARGA DE SOLOS DO RIO GRANDE DO
SUL**

Tatiele Fruett dos Santos
Engenheira Agrônoma (UFSM)

Dissertação apresentada como
um dos requisitos à obtenção do
Grau de Mestre em Ciência do Solo

Porto Alegre (RS) Brasil
Março de 2016

CIP - Catalogação na Publicação

Santos, Tatiele Fruett
RELAÇÃO ENTRE ATRIBUTOS FÍSICOS, QUÍMICOS,
MINERALÓGICOS E CAPACIDADE DE SUPORTE DE CARGA DE
SOLOS DO RIO GRANDE DO SUL / Tatiele Fruett Santos. -
- 2016.
66 f.

Orientador: Alberto Vasconcellos Inda.
Coorientador: Michael Mazurana.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Faculdade de Agronomia, Programa
de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Porto Alegre, BR-
RS, 2016.

1. composição mineralógica. 2. compressibilidade.
3. óxidos de ferro. 4. pré-consolidação. 5.
compactação. I. Inda, Alberto Vasconcellos, orient.
II. Mazurana, Michael, coorient. III. Título.

TATIELE FRUETT DOS SANTOS
Engenheira Agrônoma - UFSM

DISSERTAÇÃO

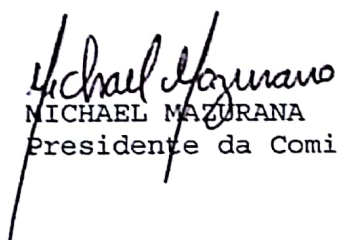
Submetida como parte dos requisitos
para obtenção do Grau de

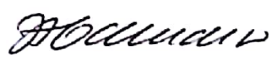
MESTRE EM CIÊNCIA DO SOLO

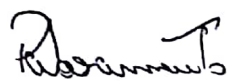
Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo
Faculdade de Agronomia
Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Porto Alegre (RS), Brasil

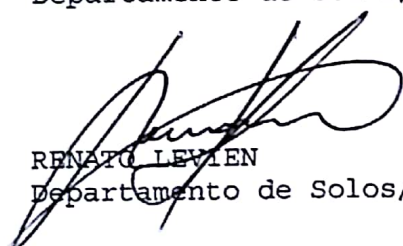
Aprovado em: 14.03.2016
Pela Banca Examinadora

Homologado em: 09.05.2018
Por



MICHAEL MAZURANA
Presidente da Comissão Examinadora


FLÁVIO A. de O. CAMARGO
Coordenador do
Programa de Pós-Graduação
em Ciência do Solo


PAULO CÉSAR DO NASCIMENTO
Departamento de Solos/UFRGS


RENATO LEVIEN
Departamento de Solos/UFRGS

CARLOS RICARDO TREIN


PEDRO ALBERTO SELBACH
Diretor da Faculdade
de Agronomia

*“Nada é estático em nossas
vidas, nada é à toa, tudo
ganha uma compreensão,
tudo é degrau, tudo eleva.”*

Martha Medeiros

AGRADECIMENTOS

Ao meu pai que hoje está juntamente com o patrão velho lá em cima e me dão forças para lutar todos os dias pelos meus sonhos.

À Universidade Federal do Rio Grande do Sul e Faculdade de Agronomia da UFRGS, pela estrutura de ensino fornecida.

Ao PPG Ciência do Solo da UFRGS, pela oportunidade da realização deste curso.

Ao CNPq, pelo incentivo com a concessão da bolsa de mestrado.

Aos Professores Alberto Vasconcellos In da e Michael Mazurana, pela orientação, transmissão de conhecimento e apoio.

Aos demais professores que me acompanham nessa trajetória, pelo conhecimento transmitido.

Aos bolsistas de iniciação científica Israel e Júlio, pela dedicação, interesse e ajuda nas coletas.

Ao meu namorado Otonio Dutra por todo apoio e compreensão ao estar fazendo parte de mais uma etapa de minha vida.

Às meninas que me receberam muito bem Jessica, Vanessa e Catiline. E que com a chegada da Estéfane e da Priscila formamos um belo grupo da mineralogia.

Aos demais colegas e amigos do PPG Ciência do Solo, pela convivência e troca de conhecimentos que faz de todos do PPG se tornar mais forte.

RELAÇÃO ENTRE ATRIBUTOS FÍSICOS, QUÍMICOS, MINERALÓGICOS E CAPACIDADE DE SUPORTE DE CARGA DE SOLOS DO RIO GRANDE DO SUL¹

Autora: Tatiele Fruett dos Santos

Orientador: Prof. Alberto Vasconcellos Inda

RESUMO

Há poucos estudos sobre a influência da mineralogia no comportamento do solo em relação aos atributos de resistência física. Neste sentido, o estudo tem como hipótese que independentemente do potencial matricial de água no solo a composição mineralógica da fração argila interfere na pressão de pré-consolidação, modificando a capacidade de suporte de carga dos solos. Assim, objetivou-se caracterizar a composição mineralógica de classes de solos representativas no Rio Grande do Sul; Determinar parâmetros físico-mecânicos dos solos; E estabelecer correlações entre parâmetros físico-mecânicos com mineralógicos melhorando o entendimento da capacidade de suporte de carga. Para tal, foram selecionados sete solos de duas classes de solos; três Argissolos e quatro Latossolos. As amostras deformadas e indeformadas foram coletadas sob vegetação natural na camada de 10 a 15 cm de profundidade. Na fração TFSA, foram realizadas análises físicas (granulometria e área superficial específica), químicas (carbono orgânico total, teor de óxidos de ferro pedogênicos e óxidos de baixa cristalinidade) e mineralógicas (difratometria de raio x e refletância difusa). Nas amostras indeformadas foram realizadas as análises de permeabilidade ao ar e o ensaio de compressão uniaxial. Os dados foram analisados por correlações de Pearson. Os solos avaliados possuem a caulinita como principal mineral da fração argila, no entanto diferenças com relação aos óxidos de ferro foram encontradas, os quais correlacionaram com a pressão de pré-consolidação. A hematita influenciou positivamente sobre a pressão de pré-consolidação à 100 kPa, assim, dependendo do potencial matricial de água no solo.

Palavras-chaves: composição mineralógica, compressibilidade, pressão de pré-consolidação, óxidos de ferro, compactação.

¹ Dissertação de Mestrado em Ciência do Solo. Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. (53 p.) Março, 2016. Trabalho realizado com apoio financeiro do CNPq e Fapergs.

RELATION BETWEEN PHYSICAL, CHEMICAL AND MINERALOGICAL ATTRIBUTES AND SOIL LOAD BEARING CAPACITY OF RIO GRANDE DO SUL²

Author: Tatiele Fruett dos Santos

Adviser: Prof. Alberto Vasconcellos Inda

ABSTRACT

There are few studies on the influence of mineralogy on the ground behavior in relation to physical resilience attributes. The is study has hypothesized that regardless of the matric potential of soil water the mineralogical composition of the clay fraction interferes with the pre-consolidation pressure by modifying the soil bearing capacity. Therefore, this study aimed to characterize the mineralogical composition of representative soil classes in Rio Grande do Sul; determine physical-mechanical parameters of the soil; and establish correlations between physico-mechanical parameters mineralogical improving the understanding of the load-bearing capacity. To this end, it was selected seven soils of two soil classes; three Ultisols and four Oxisols. The disturbed and undisturbed samples were collected under natural vegetation in the layer from 10 to 15 cm deep. In TFSA fraction, physical analyzes were performed (particle size and specific surface area), chemical (total organic carbon content of pedogenic iron oxides and low crystallinity oxides) and mineralogical (x ray diffraction and diffuse reflectance). In undisturbed soil samples were carried out air permeability tests and uniaxial compression test. Data were analyzed by Pearson correlations. The evaluated soils have kaolinite as the main mineral of the clay fraction, however differences with respect to iron oxides were found, which correlated with the pressure of pre-consolidation. The hematite had a positive effect on the pre-consolidation pressure of 100 kPa, thus depending on the matric potential of soil water.

Keywords: mineralogical composition, compressibility, preconsolidation pressure, iron oxides, compression.

² M.Sc. Dissertation in Soil Science. Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. (53 p.) March, 2016. Research work supported by CNPq e Fapergs.

SUMÁRIO

	Pág.
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	3
2.1 Capacidade de suporte de carga: conceito e fatores determinantes.....	3
2.2 A gênese dos solos do Rio Grande do Sul e sua relação com a química e a física dos solos.....	7
2.3 Mineralogia e atributos físicos	12
3. MATERIAL E MÉTODOS.....	15
3.1. Seleção dos solos.....	15
3.1.1 Coleta e preparo das amostras.....	17
3.1.2 Coleta da fração argila.....	18
3.1.3 Fração argila desferrificada	19
3.1.4 Fração óxidos de ferro concentrada	19
3.2 Análises químicas.....	19
3.2.1 Carbono orgânico total (COT).....	19
3.2.2 Dissoluções seletivas dos óxidos de ferro (Fe).....	19
3.3 Análises mineralógicas	20
3.3.1 Difractometria de raios-X (DRX).....	20
3.3.2 Refletância difusa	21
3.4 Análises físicas.....	21
3.4.1 Análise granulométrica	21
3.4.2 Área superficial específica (ASE)	22
3.4.3 Permeabilidade ao ar.....	22
3.4.4 Ensaio de compressão uniaxial	24
3.5 Confecção de lâminas delgadas.....	25
3.6 Análise estatística dos resultados.....	26
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	27
4.1 Análises químicas.....	27
4.1.1 Carbono orgânico total (COT).....	27
4.1.2 Dissoluções seletivas dos óxidos de ferro	28
4.2 Análises mineralógicas	29
4.3 Análises físicas e mecânicas	31
4.3.1 Granulometria.....	31
4.3.2 Área superficial específica (ASE)	33
4.3.3 Relações massa volume dos constituintes do solo.....	35
4.3.4 Capacidade de suporte de carga (CSC).....	36

4.3.5 Permeabilidade ao ar.....	40
5. CONCLUSÕES.....	41
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	43
7. APÊNDICE	52

RELAÇÃO DE TABELAS

	Pág.
Tabela 1. Informações dos solos selecionados para o estudo.	16
Tabela 2. Atributos químicos e mineralógicos dos sete solos estudados.	29
Tabela 3. Valores médios de areia, silte e argila, classificação textural e área superficial específica dos solos estudados	32
Tabela 4. Coeficientes de correlação (r) simples de Pearson e valor <i>p</i> para os sete solos.....	34
Tabela 5. Densidade do solo e porosidade dos solos estudados.....	36
Tabela 6. Classes e atributos mecânicos dos solos em duas tensões matriciais 10 e 100 kPa.....	39

RELAÇÃO DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Curva de pressão-deformação com determinação da pressão de pré-consolidação.	6
Figura 2. Províncias geológicas do estado do Rio Grande do Sul	8
Figura 3. Temperatura e precipitação médias anuais do estado do Rio Grande do Sul.....	8
Figura 4. Relação [Hematita/(Hematita+Goethita)] em uma climossequência do Rio Grande do Sul	11
Figura 5. Regiões fisiográficas do estado do Rio Grande do Sul.....	15
Figura 6. Mapa do estado do Rio Grande do Sul mostrando a rota percorrida durante a coleta dos sete solos de e a localização dos municípios onde foram coletados.	17
Figura 7. Coleta de amostra com cilindro em um dos perfis dos solos avaliados.....	18
Figura 8. Permeâmetro de carga constante utilizado para a medição da permeabilidade ao ar.	24
Figura 9. Consolidômetro prensa oedométrica utilizado nos ensaios de compressão uniaxial.	25
Figura 10. Teores de carbono orgânico total dos sete solos.	28
Figura 11. Difratogramas de raios X (DRX) da fração argila desferrificada dos solos.	30
Figura 12. Difratogramas de raios X (DRX) da fração óxidos de ferro concentrada dos solos.....	31
Figura 13. Triângulo textural com a plotagem dos sete solos com base nas porcentagens de areia, argila e silte.	33
Figura 14. Valores médios da pressão de pré-consolidação (PPC) dos sete	

solos em estudo nas duas tensões de água à 10 e 100 kPa.....38

Figura 15. Permeabilidade ao ar dos solos em estudo em duas tensões de água à 10 e 100 kPa.....41

Figura 16. Micrografias das lâminas delgadas dos sete solos avaliados.53

1. INTRODUÇÃO

A compactação dos solos tem sido um dos maiores problemas enfrentados pelos produtores rurais nos últimos anos. Devido à modernização da agricultura, cada vez mais são utilizadas máquinas que aplicam uma maior pressão de contato sobre o solo realizando várias operações desde a semeadura até a colheita das culturas, podendo compactar o solo.

Quando a capacidade de suporte de carga do solo é ultrapassada ocorre a compactação. No entanto, nem todos os solos respondem do mesmo modo, alguns solos toleram maiores pressões antes de atingir o nível de deformação irreversível. O comportamento físico-mecânico diferente se deve a variações nas características do solo, como a densidade inicial, o teor de argila, o conteúdo de material orgânico e de água e mais recentemente considerada, a composição mineralógica.

A mineralogia do solo participa de vários processos que ocorrem no solo, como, por exemplo, os processos físicos da formação da estrutura do solo. No Brasil são poucos os estudos que relacionam a identificação e a caracterização de minerais pedogênicos com aspectos químicos e físicos dos solos.

Este trabalho busca melhorar o entendimento destas relações, tendo como hipótese que, independentemente do potencial matricial de água no solo a composição mineralógica, da fração argila interfere na pressão de pré-consolidação, modificando a capacidade de suporte de carga dos solos. Os objetivos do trabalho foram: caracterizar a composição mineralógica de classes de solos representativas no Rio Grande do Sul; determinar atributos físico-mecânicos dos solos; e correlacionar atributos físico-mecânicos com

parâmetros mineralógicos, melhorando o entendimento sobre a capacidade de suporte de carga dos solos.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Capacidade de suporte de carga: conceito e fatores determinantes

Preservar ou melhorar a qualidade da estrutura do solo é fundamental na escolha do manejo a ser adotado, quando se objetiva maior produtividade e/ou manter as funções do solo. O cuidado com a estrutura do solo está relacionado com a capacidade de suporte de carga (CSC) do mesmo, ou seja, com a máxima pressão que o solo pode suportar (em determinada condição de umidade) sem que haja compactação adicional (deformação irreversível do solo).

A CSC do solo é entendida como a habilidade da estrutura de solo em suportar tensões aplicadas pelo pisoteio animal ou tráfego de máquinas e implementos agrícolas, sem alterações deletérias no seu arranjo tridimensional (Alakukku et al., 2003; Debiasi, 2008). A maioria dos estudos sobre a CSC provém da engenharia civil e objetivam conhecer a máxima compactação adicional que o solo pode atingir para poder suportar edificações ou outras obras, ou seja, o oposto da conservação do solo. Agronomicamente o entendimento da CSC do solo pode auxiliar as práticas de manejo do solo, pelo estudo da transmissão de força na interface rodado-solo ou pisoteio animal solo. Assim, a pressão aplicada sobre o solo resulta em energia de modificação na massa do solo, propagando ruptura nas pontes de contato das partículas, as quais podem não suportar o estresse causado e sofrer deslizamento e acomodação (Lambe e Whitman, 1969). Quando isso ocorre em condição de solo não saturado a densidade aumenta e o espaço poroso diminui, afetando os fluxos de ar e de água no solo (Gupta et al. 1989; Horn e Lebert, 1994; Reichert et al., 2010; Pertile, 2015).

Os solos variam amplamente quanto à CSC. Além do tipo, quantidade e intensidade da pressão externa aplicada, outros fatores são determinantes para esta variação como a densidade inicial, a distribuição do diâmetro de partículas, o teor de matéria orgânica, a quantidade e tipo de raízes, a composição mineralógica, a distribuição e continuidade de poros e o potencial matricial.

Para Goulart (2012), a densidade do solo, o teor de argila e o conteúdo de água são as propriedades que tem influencia de forma direta no comportamento compressivo do solo. A densidade do solo (expressa pela razão entre a massa de sólidos e seu volume) pode ser alterada de forma relativamente rápida por práticas de manejo do solo inadequadas, as quais geralmente desencadeiam mudanças na estrutura do solo, afetando o arranjo e o volume de poros e, por consequência, influenciando as propriedades físico-hídricas do solo (Beltrame e Taylor, 1980; Klein, 2014). Por outro lado, as mudanças na densidade do solo podem ser naturais, como por exemplo, devido a lenta mobilidade de partículas causada pela eluviação de argilas (Silva et al., 2002) ou ciclos de umedecimento e secagem do solo (Gubiani et al., 2015).

O diâmetro de partículas também influencia a capacidade de suporte de carga. Na fração argila, os óxidos de ferro e de alumínio agem como agentes cimentantes, devido a suas cargas e maiores pontos de contato em as partículas, tornando os agregados do solo mais resistentes a deformações, principalmente com menores conteúdo de água (Kondo e Dias Junior, 1999). No entanto, várias pesquisas indicam que solos com textura fina são mais susceptíveis à compressão do que os de textura grossa (Horn, 1988; Horn e Lebert, 1994; MCBride e Joosse, 1996).

No que tange o conteúdo de água no solo, quanto maior for o conteúdo de água, menores são a coesão e o atrito entre as partículas, uma vez que a água age como um filme envolvendo as partículas do solo (Hillel, 1980; Imhoff, 2002). Segundo Silva e Cabeda (2006), em um estudo com diferentes sistemas de manejo de cana de açúcar em Argissolo Amarelo, os maiores valores de índice de compressibilidade foram nos conteúdos de água mais elevados, demonstrando menor resistência do solo à compressão à medida que aumenta o conteúdo de água do solo. Quando o solo se apresenta mais

seco os atritos entre as partículas e o aumento da coesão limitam o seu deslocamento, resistindo a maior pressão sobre o mesmo.

A compactação do solo é dada pela redução do espaço poroso por ação de forças externas e dependente da intensidade da carga e características do solo como porosidade, densidade, textura e estado hídrico (Cui et al., 2010). A compactação do solo também pode ser resultado da ação de forças internas como os ciclos de umedecimento e secagem, congelamento e degelo e expansão e contração da massa de solo (Camargo e Alleoni, 1997). No entanto, as pesquisas têm mostrado o efeito nas características físicas baseado no excesso de carga sobre os solos, principalmente devido a operações de preparo e a intensidade de tráfego nas áreas agrícolas considerando a crescente mecanização (Reichert et al., 2007).

Por outro lado, há trabalhos evidenciando que a compactação pode ser influenciada por características químicas como a capacidade de troca catiônica, o pH e o conteúdo de matéria orgânica; por características físicas como a textura e a área superficial específica do solo; e mineralógicos como a composição e proporção de minerais pedogênicos (Assouline et al., 1997; Kondo e Dias Junior, 1999; Ajayi et al., 2009b).

A mensuração da CSC do solo pode ser realizada em laboratório, por meio de ensaios de compressão uniaxial, ou *in situ*, no campo. Ambos os testes ocorrem em solos parcialmente saturados, nos quais pressões são aplicadas uniformemente sobre uma amostra indeformada de solo por um determinado período de tempo e são feitas leituras das deformações por meio dos deslocamentos verticais do topo da amostra (Reichert et al., 2010). A avaliação ocorre com base na pressão de pré-consolidação (PPC), a qual é definida como a máxima pressão que o solo foi submetido no passado. Quando se aplicam pressões inferiores à PPC, o solo sofre deformações elásticas e reversíveis, que não resultam em compactação adicional do solo. Por outro lado, quando o solo sofre pressões superiores à PPC ocorrem deformações plásticas e irreversíveis, resultando em compactação adicional do solo (Dias Junior e Pierce, 1996). Quando associada a PPC com o conteúdo de água no momento da aplicação da pressão, tem-se a estimativa da CSC do solo em função da variação no teor de água no solo.

A PPC do solo é determinada a partir da curva de compressão obtida pelo ensaio de compressão uniaxial. A curva de compressão é uma relação entre o índice de vazios (ou a densidade do solo) com o logaritmo da pressão aplicada (Figura 1).

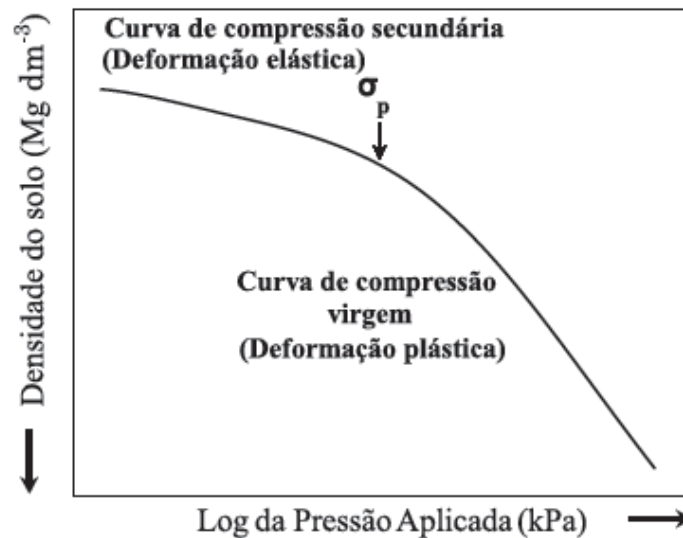


Figura 1. Curva de pressão-deformação com determinação da pressão de pré-consolidação (adaptado de Dias Junior, 1994).

De acordo com Dias Junior e Pierce (1996) e Kondo e Dias Junior (1999), em solos que já foram submetidos a tensões externas, a curva é dividida em dois segmentos, onde o primeiro é chamado de compressão secundária e também denominado de recompressão, na qual ocorrem as deformações elásticas e, o segundo é chamado reta de compressão virgem, onde ocorre o segmento das deformações plásticas. No ponto de encontro destes dois segmentos (raio de menor curvatura) é determinado a PPC. Assim, quanto maior for a deformação da amostra no ensaio de compressão uniaxial, mais suscetível à compactação será o solo e menor será a sua CSC (Suzuki et al., 2008).

Além da PPC, a curva de compressão do solo gera outros parâmetros importantes para avaliação estrutural do solo, como o índice de compressibilidade (IC), que indica a suscetibilidade do solo à compactação; e o índice de recompressibilidade (IR), que mede a resiliência mecânica do solo (Kuan et al., 2007; Keller et al., 2011). Esses parâmetros são obtidos de equações matemáticas como os modelos de Casagrande (Holtz e Kolvac,

1981) e de Dias Junior e Pierce (1995). O estudo das curvas de compressão é muito importante do ponto de vista da identificação das características físicas do solo, pois auxilia na tomada de decisões do manejo do solo a ser adotado, a fim de reduzir os impactos causados pelos processos de compactação do solo (Assis e Lanças, 2005).

2.2 A gênese dos solos do Rio Grande do Sul e sua relação com a química e a física dos solos

Os estudos de solos iniciados por Dokuchaev no final do século XIX possibilitaram que Jenny em 1941 concluísse que a formação do solo resulta da ação de cinco variáveis independentes: material de origem, relevo, clima, organismos e o tempo.

A diversidade de solos e sua disposição na paisagem ocorrem devido a distintas combinações dos fatores de formação que atuam durante a gênese dos solos. No estado do Rio Grande do Sul (RS) isso fica evidente pela expressiva variabilidade de classes de solos ocorrentes mapeadas em levantamentos de reconhecimento de solos (Brasil, 1973; Radambrasil, 1986). Tal variabilidade decorre da diversidade geológica e geomorfológica, expressa em quatro províncias geológicas (Figura 2) sendo elas o Escudo Sul-Riograndense, a Depressão Central, o Planalto Riograndense e a Planície Costeira (Holz e Ros, 2002; CPRM, 2006) e na diversidade climática (Moreno, 1961; Maluf, 2000) (Figura 3).



Figura 2. Províncias geológicas do estado do Rio Grande do Sul

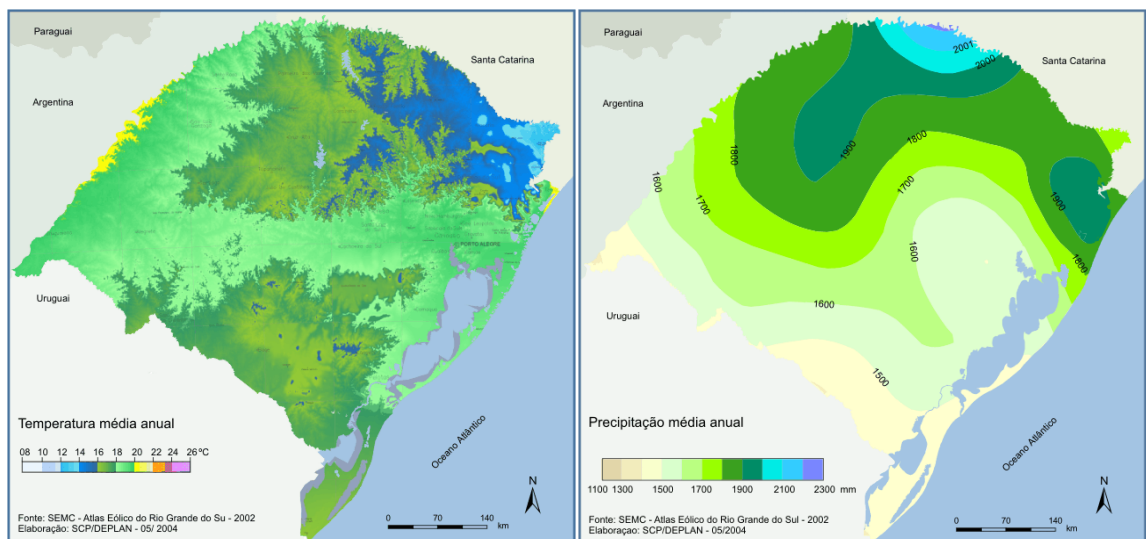


Figura 3. Temperatura e precipitação médias anuais do estado do Rio Grande do Sul

Tais províncias apresentam características singulares devido a interação entre os fatores de formação, sendo as principais características destas províncias apresentadas, de forma simplificada, a seguir. O Escudo Sul-Riograndense é constituído de relevo ondulado a forte ondulado, de 100 a 500

metros de altitude e é composto por granitos, gnaisses, xistos e quartzitos recobertos por arenitos e siltitos; a Depressão Central apresenta relevo ondulado a suave ondulado e altitudes de 40 a 100 metros, bem como apresenta uma sucessão de deposições variadas, com arenitos, siltitos e argilitos; o Planalto Riograndense tem relevo plano a suave ondulado entrecortado por escarpas e vales profundos, variando de 100 a 1000 metros de altitude e é formado por pacotes de rochas vulcânicas, como basaltos e riolitos; e a Planície Costeira, situada em cotas com menos de 40 m é a província mais jovem e contém sedimentos inconsolidados recentes de areia, silte e argila. Segundo Ab'Saber (2003), alguns autores defendem a existência de mais uma província geológica chamada Cuesta do Haedo, a qual situa-se na extremidade oeste do estado, na borda do Planalto meridional, e expressa o resultado do trabalho da erosão diferencial.

Segundo o Levantamento de Reconhecimento de Solos do estado do Rio Grande do Sul (Brasil, 1973), 12 das 13 ordens de solos descritas no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Embrapa, 2013) tem ocorrência no RS. Isso denota que a diversidade de solos compreendidos nesse território, decorrente da variabilidade dos fatores e processos formadores de solos, pressupõe distintas composições da fase mineral desses solos. Entretanto, pouco ainda é o conhecimento disponível sobre os efeitos da fase sólida desses solos tropicais e subtropicais sobre o comportamento químico e, principalmente, físico dos mesmos no que tange a questões de compactação de solos e indicações de manejo com alto grau de mecanização das lavouras.

Isso ocorre em função de que as condições pedoambientais determinam o grau de intemperismo do solo, bem como a composição mineralógica da fração argila (Zanardo e Marques Jr., 2009), apresentando grande variabilidade espacial, em alguns casos. Por exemplo, em solos tropicais e subtropicais, predominam diferentes proporções de caulinita, de oxihidróxidos de ferro (hematita, goethita, maghemita e ferrihidrita) e de óxidos alumínio (gibbisita), associadas à argilominerais do tipo 2:1 com hidróxi-Al entrecamadas (Kämpf e Curi, 2003; Nitzsche et al., 2008; Schaefer et al., 2008) que podem influenciar de diferentes formas o comportamento físico dos solos.

Entre os argilominerais de ampla ocorrência em solos do RS está a caulinita (Pötter e Kämpf, 1981; Curi et al., 1984; Ker e Resende, 1990;

Almeida et al., 1992). Devido a sua estrutura, composta por uma lâmina de tetraedros de silício e uma lâmina de octaedros de alumínio (1:1) (Resende et al., 2011), o qual proporciona alta estabilidade física ao solo, devido ao fato de não expandir ou contrair conforme a variação da umidade no solo. As cargas da caulinita são dependentes do pH, sendo a existência de cargas permanentes um assunto contraditório. Os valores de capacidade de troca catiônica (CTC) variam entre 2 e 15 cmolc kg⁻¹, valores estes considerados superestimados (Kämpf et al., 2012). Os óxidos de ferro dominantes em ambientes aeróbicos são a goethita, a hematita e a maghemita (Schwertmann & Taylor, 1989; Kämpf & Curi, 2000). A formação e proporção entre esses minerais são reflexo das condições pedoambientais (material de origem, temperatura, umidade, pH, Eh) sob as quais foram formados (Schwertmann e Taylor, 1989; Kämpf e Curi, 2000). Exemplo disso é a variação da relação hematita/(hematita+goethita) (Hm/(Hm+Gt)) em climossequências de solos (Kämpf e Schwertmann, 1983). A proporção de hematita diminui em pedoambientes que privilegiam a acumulação de matéria orgânica (baixas temperaturas e altas precipitações pluviométricas), a qual favorece a formação de goethita. Essa variação tem sido verificada também em topossequências, onde a relação Hm/(Hm+Gt) decresce do topo para o sopé (Kämpf e Curi, 2000).

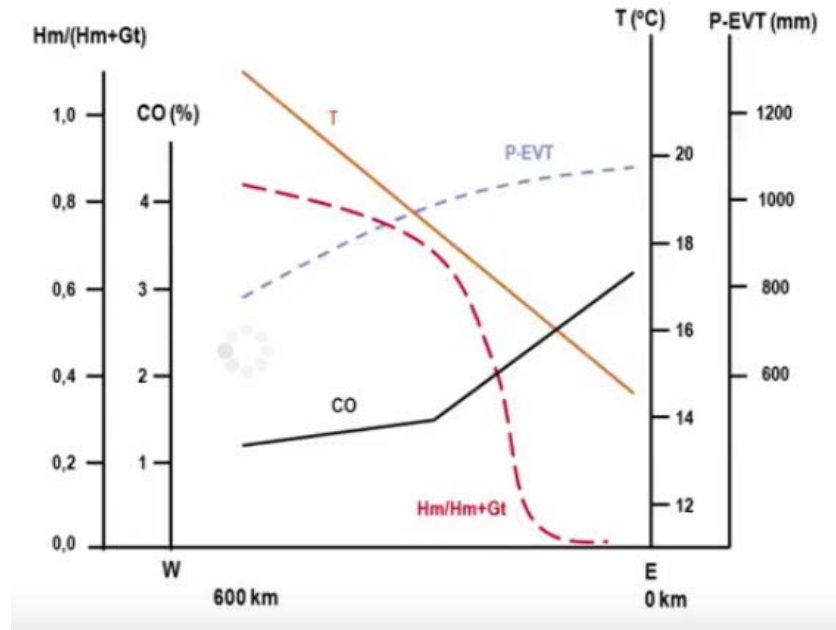


Figura 4. Relação [Hematita/(Hematita+Goethita)] em uma climossequência do Rio Grande do Sul (Kämpf e Schwertmann, 1983)

Precursor natural da hematita e da goethita, a ferrihídrita é um óxido hidratado de ferro com baixo grau de cristalinidade. Em geral nos solos com avançado estágio de intemperismo predominam óxidos de ferro cristalinos (hematita, goethita), evidenciados por valores da razão Fe_o/Fe_d inferiores a 0,10 (Dick, 1986; Inda e Kämpf, 2005). Estes minerais contribuem expressivamente na área superficial específica (ASE) do solo. Segundo Melo (2001), considerando o mesmo material de origem, a goethita de solos desenvolvidos de sedimentos do Grupo Barreiras no Espírito Santo apresentou maior ASE que o solo em Roraima. Em um estudo de Gualberto (1984), a goethita presente em Latossolo gibbsítico apresentou maior tamanho do cristal na região norte ao comparar com a região central do Brasil.

A gibbsita é o óxido de alumínio mais comum em solos. Apresenta carga superficial variável e imprimem elevada área superficial específica (entre 100 e 200 $m^2 g^{-1}$) e um valor de CTC estimado em aproximadamente 1 $cmolc kg^{-1}$. É encontrada em ambientes com forte intemperismo e intensa lixiviação de silicatos, tem sua presença expressiva nos Latossolos do Brasil Central e Sudeste; já no norte e sul do Brasil a caulinita predomina com baixa presença da gibbsita (Kämpf et al., 2012). A gibbsita age como se fosse uma “cunha”

entre as folhas da caulinita, favorecendo assim uma estrutura granular, baixa densidade e particularmente tornando o solo suscetível à compactação em alta tensão de água (Ajayi et al., 2009). A gibbissita pode ter associação com minerais 2:1 com HE, sendo que estes possuem maior resistência aos processos de intemperismo, mantendo as unidades estruturais unidas. A formação de “ilhas” de hidróxi-Al nos minerais 2:1 reduz a CTC destes minerais e pode influenciar significativamente no comportamento de troca de íons (Sparks, 1987).

2.3 Mineralogia e atributos físicos

Dentre os temas abordados em Ciência do Solo são escassos aqueles que tratam da influência da mineralogia do solo nos aspectos químicos e, principalmente, físicos dos mesmos.

A maioria dos estudos sobre a mineralogia de solos no RS enfatizam aspectos de gênese (Kämpf, 1971; Kämpf e Klamt, 1978; Dick, 1986). Um número mais restrito de trabalhos relaciona a composição mineralógica com aspectos de comportamento do solo como, por exemplo, atributos de resistência física (Ferreira et al., 1999; Ajayi et al., 2009; Giarola et al., 2009) e físico-mecânicos (Mazurana, 2011; Mazurana, 2015).

A mineralogia participa de vários processos que ocorrem no solo, como por exemplo, processos químicos de adsorção/dessorção e processos físicos como a formação da estrutura do solo. A agregação do solo é resultado dos processos gerais do desenvolvimento da estrutura, cujo ponto de partida está na gênese dos solos, conforme relataram Moniz e Buol (1982). Segundo Ferreira et al. (1999), as propriedades físicas associadas à estrutura do solo foram marcadamente influenciadas pela mineralogia da fração argila. A agregação proporcionada pelos óxidos de ferro e de alumínio gerou uma estrutura do tipo granular nos solos, resultando em menores densidades, a comparar com solos cauliníticos que resultam em estruturas em blocos. Porém Muggler et al. (1999) discordam desta observação, apontando que nem sempre os óxidos de ferro influenciam a densidade do solo e a agregação podendo este comportamento estar associado à estrutura do mineral, ou seja, a forma

como ocorre o empacotamento dos seus átomos. Isso corrobora com Giarola et al. (2012) os quais apontam que na formação da estrutura da hematita ocorre um empacotamento uniforme entre os íons oxigênio de um octaedro e outro, enquanto que na goethita, não ocorre um empacotamento perfeito entre os átomos de oxigênio e os átomos de hidrogênio dos octaedros. Esse empacotamento é o que confere as características do tipo de estrutura formada no solo.

O comportamento de agregados menores mas em maior resistência está associado aos óxidos de ferro sendo mais notável ainda com a presença de gibbsita, pois na gibbsita os íons OH de uma lâmina situam-se exatamente sobre os íons OH da lâmina subsequente, ou seja, não há um empacotamento denso. Essa característica é refletida na agregação do solo, sendo superior ao efeito dos óxidos de Fe (Mazurana, 2015).

Segundo Ajayi et al. (2009), a cor do solo associada à estrutura do solo ofereceria um indicativo da CSC, uma vez que o potencial mátrico e a mineralogia interferem tanto na cor como na estrutura do solo. A predominância da hematita em Latossolo Vermelho demonstrou menor capacidade de suporte de carga quando comparado aos Latossolos Brunos com maior proporção de goethita, assim como entre tipos de Latossolos Vermelhos, as diferenças na mineralogia interferiram na capacidade de suportar carga (Ajayi et al., 2009).

Estes mesmos autores observaram que o solo, independentemente do potencial matricial, se torna mais suscetível à compactação na presença de óxidos de ferro e da gibbsita. Isso ocorre por que, a gibbsita age como se fosse uma “cunha” entre as folhas da caulinita, favorecendo assim uma estrutura granular com baixa densidade. Por outro lado, na ausência da gibbsita e baixas quantidades de óxidos de ferro há o favorecimento do arranjo face-a-face dos cristais de caulinita, contribuindo para uma estrutura em bloco, com maior densidade, menor porosidade e maior capacidade de suporte de carga dos solos.

Os dados disponíveis não são conclusivos e questionam a relação entre mineralogia e a dinâmica de algumas propriedades físicas e mecânicas de interesse agrônomo. Neste sentido, o estudo tem por objetivo principal melhorar o entendimento destas relações. A hipótese que norteou o trabalho é a de que, independentemente do potencial matricial de água no solo a

composição mineralógica da fração argila interfere na pressão de pré-consolidação, modificando a capacidade de suporte dos solos. Para testar essa hipótese e atender ao objetivo principal amostras de classes de solos representativas no Rio Grande do Sul foram coletadas a fim de caracterizar a composição mineralógica, determinar parâmetros físico-mecânicos dos solos e estabelecer correlações entre parâmetros físico-mecânicos com mineralógicos melhorando o entendimento da capacidade de suporte de carga.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Seleção dos solos

Os solos selecionados para o estudo pertencem às regiões fisiográficas da Campanha, Planalto médio, Alto Uruguai e Campos de Cima da Serra no estado do Rio Grande do Sul (Figura 5), segundo Levantamento de Reconhecimento de Solos do estado do Rio Grande do Sul (Brasil, 1973).

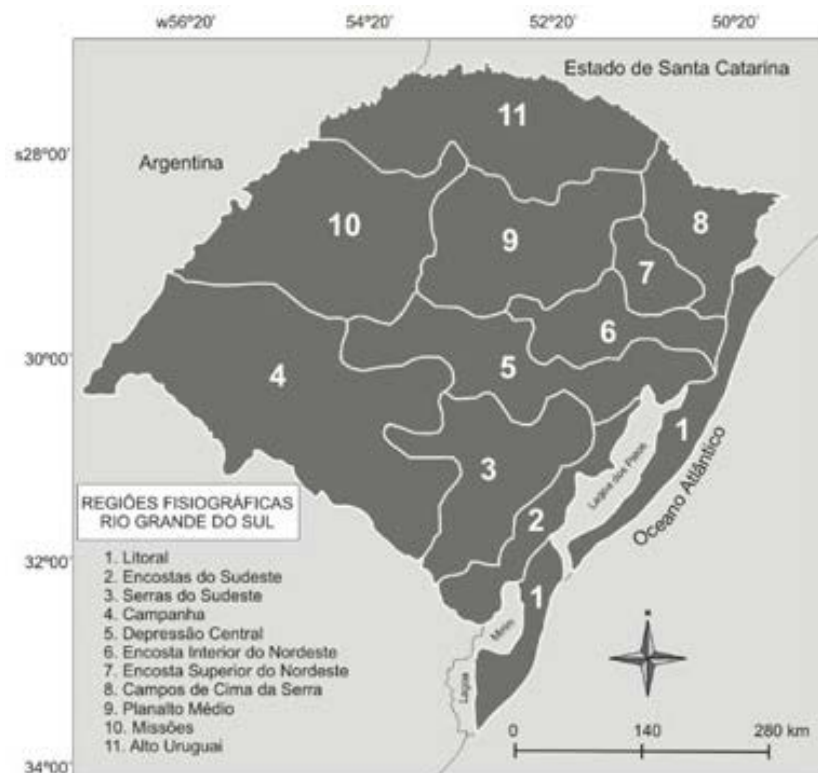


Figura 5. Regiões fisiográficas do estado do Rio Grande do Sul (Fonte: SEMA-RS)

Foram selecionados sete solos (Tabela 1), pertencentes às classes de Latossolos (quatro) e de Argissolos (três), segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Embrapa, 2013). Estas classes foram selecionadas devido a sua extensão em área que ocupam no estado e importância de uso agrícola.

Tabela 1. Informações dos solos selecionados para o estudo.

Solo	Simbologia	Município	Unidade de Mapeamento	Material de origem
Latossolos	LBaf	Vacaria	Vacaria	Basalto
	LVd3	Passo Fundo	Passo Fundo	Basalto
	LVaf	Erechim	Erechim	Basalto
	LVd2	Cruz Alta	Cruz Alta	Basalto/Arenito Botucatu
Argissolos	PVd	São Gabriel	São Pedro	Arenito
	PVad	Vila Nova	Alto das canas	Granito
	PVa2	Júlio de Castilhos	Júlio de Castilhos	Basalto/Arenito Botucatu

LBaf - Latossolo Bruno aluminoférrico típico; LVd3 – Latossolo Vermelho distrófico húmico;
 LVaf – Latossolo Vermelho aluminoférrico típico; LVd2 – Latossolo Vermelho distrófico típico;
 PVad – Argissolo Vermelho Amarelo distrófico; PVd – Argissolo Vermelho distrófico típico;
 PVa2 – Argissolo Vermelho Amarelo aluminico úmbrico.

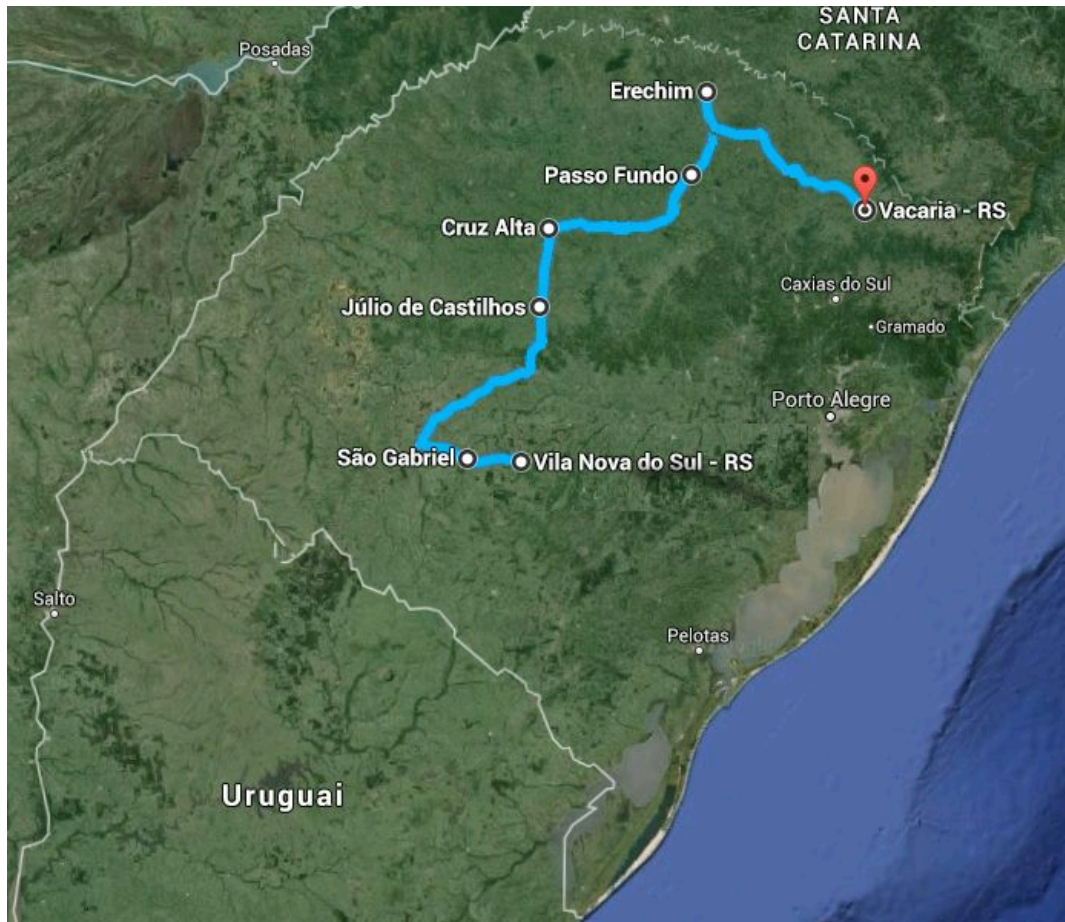


Figura 6. Mapa do estado do Rio Grande do Sul mostrando a rota percorrida durante a coleta dos sete solos de e a localização dos municípios onde foram coletados.

3.1.1 Coleta e preparo das amostras

As amostras de solo deformadas e com estrutura preservada foram coletadas sob condição de vegetação natural na camada de 10 a 15 cm de profundidade (Figura 7). As amostras deformadas foram secas ao ar, destorroadas e passadas em peneiras com malha de 2 mm para obtenção da fração terra fina seca ao ar (TFSA).

Amostras de solo com estrutura preservada foram coletadas com cilindros de 0,063 m de diâmetro e 0,025 m de altura, após foram embaladas em filme plástico, identificadas e transportadas até o Laboratório de Física do Solo (UFRGS). Foram coletados dois cilindros por perfil de solo com três repetições totalizando seis amostras em cada solo. No laboratório, as amostras foram saturadas com água destilada por 48 horas, pesados e

equilibrados em mesa de tensão a 10 kPa (para determinação da macroporosidade) com pesagem a fim de se obter a massa de água perdida por drenagem. Posteriormente as amostras foram submetidas à pressão de 100 kPa em câmara de Richards, sendo ao final desta etapa, novamente pesadas. O objetivo desta etapa foi o de equilibrar a umidade das amostras para faixa de friabilidade.



Figura 7. Coleta de amostra com cilindro em um dos perfis dos solos avaliados.

3.1.2 Coleta da fração argila

A fração argila foi coletada por sedimentação após dispersão da TFSA com NaOH como dispersante químico e agitação mecânica (Embrapa 2011). O material coletado foi floculado com solução de HCl 1 mol L⁻¹, lavado

duas vezes com solução de etanol:água (1:1), secado em estufa a 60 °C e moído em gral de ágata.

3.1.3 Fração argila desferrificada

Amostras de argila com 1 g foram desferrificadas em banho maria a 80 °C após adição de 40 mL de solução de citrato-bicarbonato e 1,5 g de ditionito de sódio. Após, as amostras foram centrifugadas e lavadas duas vezes com água destilada, secas em estufa a 60 °C e moídas em gral de ágata.

3.1.4 Fração óxidos de ferro concentrada

A concentração da fração óxidos de ferro foi obtida pelo tratamento de 3 g de solo com NaOH 5 mol L⁻¹ deixando ferver por 1 hora em banho de areia, segundo Kämpf e Schwertmann (1982). Após decantação e retirada do sobrenadante, adicionou-se HCl 0,5 N agitando ocasionalmente por 20 minutos e ao final lavou-se a solução com álcool antes de levar para a estufa a 60°C.

3.2 Análises químicas

3.2.1 Carbono orgânico total (COT)

A determinação dos teores de COT dos solos foi realizada na TFSA após a moagem das amostras em gral de ágata. Cerca de 1g de amostra foi submetida à combustão seca em analisador de carbono SHIMADZU VCSH.

3.2.2 Dissoluções seletivas dos óxidos de ferro (Fe)

A quantificação dos teores de Fe extraídos seletivamente nos solos foi realizada na fração TFSA. O teor de Fe relativo à totalidade dos óxidos de ferro pedogênicos (Fed) foi extraído com tratamento com ditionito-citrato-

bicarbonato de sódio a 80 °C em duas extrações sucessivas (Mehra e Jackson, 1960; Inda Junior e Kämpf, 2003). Para tal foram colocados 0,2 g de amostra em tubos de centrífuga de 50 mL, adicionou-se 40 mL da solução de citrato de sódio ($\text{Na}_3\text{C}_6\text{H}_5\text{O}_7$) $0,3 \text{ mol L}^{-1}$ e bicarbonato de sódio (NaHCO_3) 1 mol L^{-1} e levados ao banho-maria até atingirem a temperatura de 80 °C, nesta temperatura adicionou-se 0,33 g de ditionito de sódio ($\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_4$) em pó por três vezes consecutivas. A suspensão foi centrifugada a 3000 rpm por 10 minutos, passada para balão volumétrico de 50 mL e completada com a solução de citrato-bicarbonato de sódio.

O teor de Fe referente aos óxidos de ferro de baixa cristalinidade (Feo) foi extraído no escuro por oxalato de amônio $0,2 \text{ mol L}^{-1}$ a pH 3 (Schwertmann, 1964). Em tubos de centrífuga de 50 mL previamente revestidos com papel alumínio foram adicionados 0,2 g de amostra de solo e acrescentados 40 mL da solução de oxalato de amônio ($(\text{NH}_4)_2\text{C}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$), com agitação posterior durante 2 horas. Após as amostras foram centrifugadas a 3000 rpm por 10 minutos e o sobrenadante foi pesado e parte da alíquota conservada em tubos de acrílico para leitura posterior.

Os teores de Fe das diferentes extrações foram determinados por espectroscopia de absorção atômica de chama (EAA).

3.3 Análises mineralógicas

3.3.1 Difractometria de raios-X (DRX)

A identificação e caracterização dos minerais que constituem as frações argila desferrificada e óxidos de ferro concentrada dos solos foram realizadas por meio de difratogramas de raios x em equipamento Bruker-D2-Phaser. As referidas frações foram analisadas em lâminas confeccionadas com material em pó (não orientadas), utilizando 0,6 g de amostra moída em gral de ágata. A amplitude de varredura empregada nas amostras foi de 4 a $50^\circ 2\theta$ para argila desferrificada e 15 a $50^\circ 2\theta$ para óxidos de Fe concentrados. A identificação dos minerais a partir das reflexões obtidas nos difratogramas de raios x foi realizada considerando-se as tabelas de identificação de Brindley e

Brown (1980). Os parâmetros mineralógicos largura do pico à meia altura das reflexões (LMA) e área das reflexões (AR) foram obtidos utilizando-se o programa DifracPlus EVA.

3.3.2 Refletância difusa

A razão hematita/(hematita+goethita) ($Hm/(Hm+Gt)$) foi estimada por refletância difusa, por meio das intensidades relativas das bandas compreendidas entre ± 410 e 445 nm (IGt) e entre ± 530 e 580 nm (IHm) do espectro correspondente a segunda derivada da função Kubelka-Munk. Em amostras selecionadas, os espectros da fração argila foram registrados em intervalos de $0,5$ nm no intervalo de comprimento de onda de 380 a 800 nm em um espectrofotômetro UV-Visible CARY 1E, com uma esfera integradora acoplada de 73 mm de diâmetro. Um máximo de refletância (100% T) foi obtido com BaSO₄ padrão Merck, e um mínimo de refletância (0% T) com a colocação de uma tarja preta na entrada do feixe de luz (Barrón et al., 2000).

3.4 Análises físicas

3.4.1 Análise granulométrica

A análise granulométrica foi realizada pelo método da pipeta (Embrapa, 2011). Em “snapcaps” de 300 mL foram colocados 50 g de solo, 200 mL de água destilada, 25 mL de solução de NaOH 1 mol L⁻¹ e duas esferas de acrílico. As amostras foram agitadas por 12 horas em agitador mecânico horizontal. Após, o conteúdo foi transferido para uma proveta de 1.000 mL, havendo primeiramente o peneiramento da suspensão em peneira com malha de $0,053$ mm, para coleta da fração areia. A fração areia foi pesada após a secagem em estufa. O conteúdo das provetas foi completado a marca de um litro e agitado durante 20 segundos e, após aguardados 60 segundos para a sedimentação, foi realizada a coleta da argila e silte em 5 cm de profundidade na suspensão com auxílio da pipeta. Medida a temperatura inicial calculou-se o

tempo para a segunda coleta só da fração argila, tomando como base a lei de Stokes. Após, foram calculados os teores de argila, areia e silte.

3.4.2 Área superficial específica (ASE)

A área superficial específica (ASE) da fração TFSA foi estimada pelo método da adsorção de água (Quirk, 1955). Amostras com aproximadamente 1,0 g foram colocadas em recipientes pesa filtros de vidro previamente pesados, submetidas a uma atmosfera com 0 % de umidade por 12 dias em dessecadores contendo pentóxido de fósforo (P_2O_5), sendo novamente pesadas. Posteriormente foram submetidas a uma atmosfera com 20 % de umidade por mais doze dias em dessecadores contendo uma solução saturada de acetato potássico (CH_3COOK) e novamente pesadas. Considerando que uma molécula de água cobre uma área de $0,108 \text{ nm}^2$, a ASE foi calculada conforme a seguinte equação:

$$ASE \text{ (m}^2 \text{ g}^{-1}\text{)} = (6.02214 \times 10^{23} \text{ moléculas de H}_2\text{O} / 18 \text{ g de H}_2\text{O}) \times (0.108 \times 10^{-18} \text{ m}^2/\text{molécula de H}_2\text{O}) \times (\text{g H}_2\text{O}/\text{g de amostra})$$

Onde: g amostra = Massa de amostra submetida ao pentóxido de fósforo

g H_2O = Diferença entre a massa das amostras submetidas ao acetato de potássio e o pentóxido de fósforo.

3.4.3 Permeabilidade ao ar

Após equilibrada a umidade das amostras em cada tensão de água, cada amostra foi submetida à medição da condutividade ao ar (Kar), calculada por meio de um permeâmetro de carga constante (Figura 8), construído de acordo com Prevedello e Armindo (2015). Na medida em que a água ascende no garrafão o ar no seu interior adquire pressão maior que a atmosférica e flui para a amostra de solo. Parte do ar flui pela amostra e a outra parte que é restringida pelas características da amostra movimentada um manômetro de

água, no qual é realizada a leitura do deslocamento. Dessa forma pode ser calculada a K_{ar} pela diferença de pressão entre o ar na câmara do aparelho e a atmosférica, conforme equação x:

$$q_{ar} = -K_{ar}(\theta) \frac{\partial p}{\partial s}$$

onde q_{ar} é a densidade de fluxo de ar (m/s); K_{ar} é a condutividade do solo ao ar (m^2/Pascal) e $\partial p/\partial s$ é o gradiente de pressão (Pascal/m), que é a força responsável por esse movimento no solo. Com base na Equação x, pode-se calcular a permeabilidade ao ar por meio da Equação Y:

$$K_a = K_{ar} \frac{\eta}{\rho_{ar} g}$$

onde K_a é a permeabilidade do solo ao ar (μm^2), η é a viscosidade do ar ($g\ s^{-1}\ cm^{-1}$), ρ_{ar} é a densidade do ar ($g\ cm^{-3}$) e g é a aceleração da gravidade ($981\ cm\ s^{-2}$).

Este procedimento foi realizado com as amostras após cada equilíbrio de umidade (10 e 100 kPa) bem como após cada aplicação de carga (12,5; 25; 50; 100; 200; 400 e 800 kPa de pressão) descrita no item 3.4.4 abaixo.



Figura 8. Permeâmetro de carga constante utilizado para a medição da permeabilidade ao ar.

3.4.4 Ensaio de compressão uniaxial

Após equilibrada a umidade das amostras, as mesmas foram submetidas ao ensaio de compressão uniaxial utilizando um consolidômetro prensa oedométrica (Figura 9) marca Wykeham Farrance Eng. LTDa e modelo Slough England.

A metodologia de execução é descrita na norma NBR 12007/90 (ABNT, 1990). No entanto, devido às particularidades das cargas aplicadas aos solos agrícolas, foram introduzidas algumas modificações, conforme sugerido por Carpenedo (1994). Assim, aplica-se às amostras cargas sequenciais equivalentes a 12,5; 25; 50; 100; 200; 400 e 800 kPa. Durante a aplicação de cada uma destas cargas, os dados das leituras da deformação experimentada foram lidos e anotados até o tempo pré-estabelecido de 5 minutos para cada carga. O tempo máximo do carregamento (5 minutos) corresponde ao necessário para que 95% da deformação máxima ocorra, tempo este definido por meio da realização de pré-testes determinados por Machado (2001). Após finalizar cada ensaio, as amostras foram pesadas e colocadas para secar em estufa à 105° C durante 72 horas, quando foram novamente pesadas.

Os dados de deformação referente a cada carga foram trabalhados no software Excel®, desenvolvido pela Microsoft Corporation, conforme realizado por Severiano et al. (2011).

A determinação da densidade, macroporosidade, microporosidade e porosidade total, foram realizados conforme Embrapa (2011) para cada uma das amostras indeformadas.



Figura 9. Consolidômetro prensa oedométrica utilizado nos ensaios de compressão uniaxial.

3.5 Confeção de lâminas delgadas

Amostras com estrutura preservada de solo foram impregnadas com a resina Araltide GY 279 e endurecedor Aradur HY 951 no Laboratório de Geociências da UFRGS. Após o endurecimento procedeu-se corte do material, polimento e colagem na lâmina de vidro, onde foi realizado o desbaste até atingir a espessura ideal para observação em microscópio. Foram capturadas micrografias das lâminas (Apêndice 1) e em seguida procedeu-se a quantificação da porosidade por meio do tratamento de imagens, com o programa editor (Corel). Criou-se uma nova imagem, em preto e branco, mantendo a área original, logo, o programa Scion Image calcula em pixels as áreas de preto e branco em imagens monocromáticas, assim foi possível selecionar e obter a porcentagem de os poros.

3.6 Análise estatística dos resultados

Correlações de Pearson entre os parâmetros avaliados foram determinadas utilizando o software SigmaPlot 10.0. Além disto, foram comparadas médias pelo teste de Tukey ao nível de 5% de significância ($p < 0,05$) com o programa Assistat.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Análises químicas

4.1.1 Carbono orgânico total (COT)

Os teores de carbono orgânico total (COT) variaram de 8,1 a 27,8 g kg⁻¹ (Tabela 2 e Figura 10). Uma vez que os solos do estudo foram coletados em locais não antropizados, a amplitude do teor de COT se deve a variações climáticas, geológicas e florísticas entre as regiões fisiográficas em que ocorrem (Maluf, 2000; Streck et al., 2008; Boldrini, 2009). Os teores de COT dos solos mostraram relações negativa com o conteúdo de areia ($0,053 < \phi < 2\text{mm}$) e positiva com o conteúdo de argila ($\phi < 2\mu\text{m}$) (Tabela 4), expressando o efeito positivo de partículas coloidais na proteção e estabilidade da matéria orgânica do solo. Os solos mais arenosos (LVd2 e PVd) apresentaram os menores teores de COT, enquanto o maior teor foi verificado no LBaf, que além de muito argiloso está situado na região mais fria, de maior altitude e precipitação anual no estado.

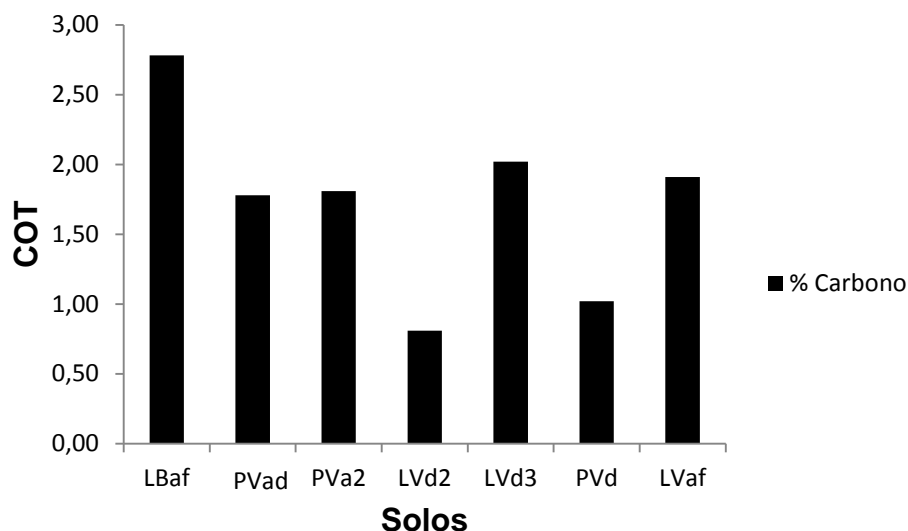


Figura 10. Teores de carbono orgânico total dos sete solos.

4.1.2 Dissoluções seletivas dos óxidos de ferro

a) Extração com ditionito-citrato-bicarbonato de sódio (DCB-Na)

O teor de Fe nos solos extraído por DCB-Na, relativo a dissolução da totalidade dos óxidos de ferro pedogênicos (Fe_d), variou de 11,9 a 108,2 g kg^{-1} (Tabela 2). Considerando que os solos estudados são, em geral, bem desenvolvidos, as diferenças de concentração de óxidos de ferro nos mesmos se devem ao material de origem, representado por rochas sedimentares, ígneas ácidas (granito) e básicas (basalto).

b) Extração com oxalato de amônio

O teor de Fe nos solos extraído com oxalato de amônio, referente aos óxidos de ferro de baixa cristalinidade (Fe_o), variou de 0,7 a 2,1 g kg^{-1} (Tabela 2). Embora tenham sido baixos nos solos, os teores de Fe_o apresentaram relação positiva com os teores de COT (Tabela 4), confirmando o efeito inibidor da matéria orgânica na cristalinidade dos óxidos de ferro (Kämpf e Curi, 2000; Bigham et al., 2002). O estágio de intemperismo avançado associado a pedoambientes predominantemente oxidantes favoreceu nos solos estudados a formação de óxidos de ferro cristalinos em

detrimento da formação e estabilidade de ferrihídrita. Isso pode ser constatado pelos baixos valores da razão Fe_o/Fe_d (inferiores a 0,08), a qual indica a proporção entre fases cristalinas e de baixa cristalinidade dos óxidos de ferro pedogênicos (Kämpf e Curi, 2000; Curi e Kämpf, 2012).

Tabela 2. Atributos químicos e mineralógicos dos sete solos estudados.

Solo	COT	Fe_d	Fe_o	Fe_o/Fe_d	Hm/(Hm+Gt)
----- g kg ⁻¹ -----					
LATOSSOLOS					
LBaf	27,8	82,5	2,1	0,03	0,29
LVaf	19,1	108,2	2,1	0,02	0,53
LVd2	8,1	12,3	0,7	0,06	0,78
LVd3	20,2	43,6	1,9	0,05	0,73
ARGISSOLOS					
PVa2	18,1	28,0	2,0	0,07	0,53
PVd	10,2	11,9	0,8	0,07	0,61
PVad	17,8	24,1	1,9	0,08	0,21

COT = carbono orgânico total; Fe_d = ferro extraído por ditionito citrato-bicarbonato; Fe_o = ferro extraído por oxalato de amônio; Fe_o/Fe_d = razão indicadora da proporção de óxidos de ferro de baixa cristalinidade; Hm/(Hm+Gt) = Relação Hematita/(Hematita+Goethita)

4.2 Análises mineralógicas

A composição mineralógica dos solos e os parâmetros mineralógicos foram obtidos de difratogramas de raios x (DRX) da fração argila desferrificada e da fração óxidos de ferro concentrada e de espectros de refletância difusa, os quais são mostrados nas Figuras 11,12 e Tabela 2.

A composição mineralógica da fração argila desferrificada foi semelhante nos solos analisados. O argilomineral predominante foi a caulinita, evidenciando a formação desse mineral a partir de diferentes materiais de origem, em condições onde haja remoção parcial de silício e expressiva remoção de cátions básicos; bem como a predominância do processo de monossilização em solos do sul do Brasil, em detrimento da alitização, na qual a formação de gibbsita é favorecida (Kämpf e Curi, 2003; Oliveira, 2015). A gibbsita ocorreu somente em baixas concentrações nos Latossolos desenvolvidos de basalto LBaf, LVd3 e LVaf. Reflexos do mineral primário

quartzo foram verificadas em todos os solos, com destaque para aqueles desenvolvidos de arenito (PVd) ou sob influência do arenito Botucatu (PVa2 e LVd2). Foi identificado como traço na fração argila desferrificada o óxido de titânio rutilo.

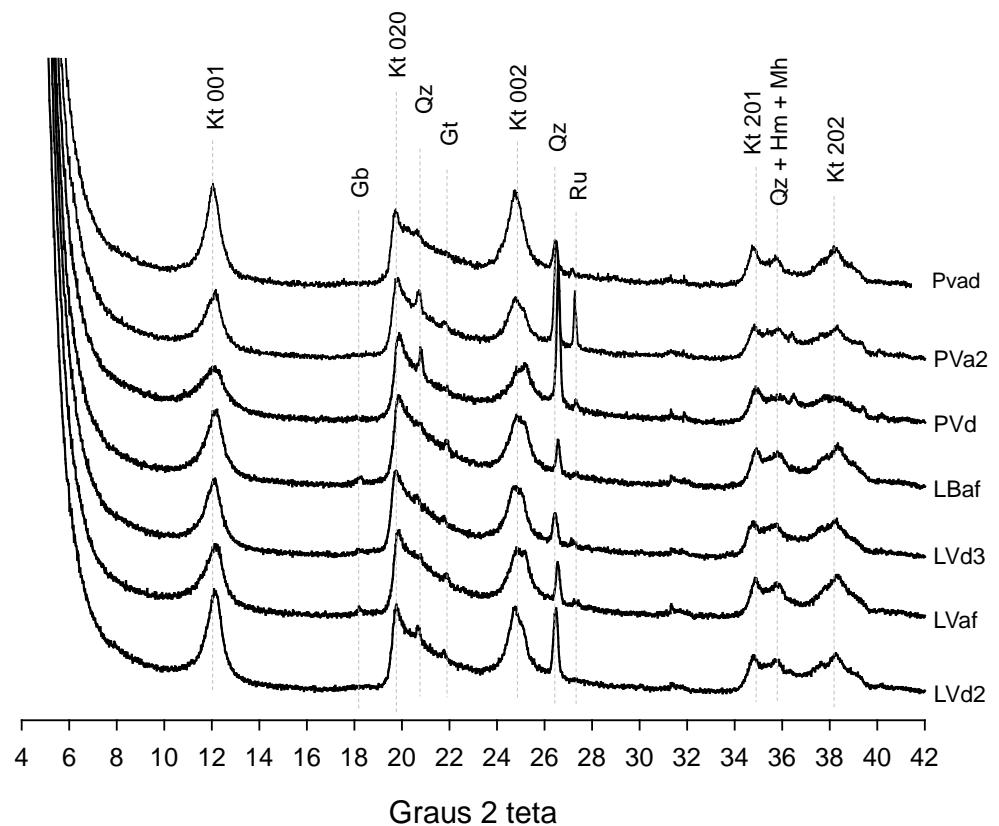


Figura 11. Difratoogramas de raios X (DRX) da fração argila desferrificada dos solos. Kt: caulinita; Qz: quartzo; Gb:gibbsita; Ha:halita; Hm: hematita; Gt:goethita; Mh: maghemita; Ru: rutilo; An: anatásio.

Os difratogramas de raios x da fração óxidos de ferro concentrada permitiram identificar a predominância de hematita e de goethita nessa fração, embora as intensidades das reflexões tenham indicado diferentes proporções entre esses óxidos de ferro. As análises de refletância difusa indicaram que a razão $Hm/(Hm+Gt)$, indicativa da proporção entre esses minerais no solo, variou entre 0,21 e 0,78. Com base nestas, foi possível definir solos hematíticos (LVd2, LVd3), solos hematíticos/goethíticos (LVaf, PVa2, PVd) e solos goethíticos (LBaf, PVad). Tais proporções variaram em função, principalmente, dos fatores de formação do solo material de origem, clima e

relevo (Souza Junior et al., 2007). Como minerais traços foram identificados os óxidos de titânio rutilo e anatásio, os quais possuem alta resistência ao intemperismo.

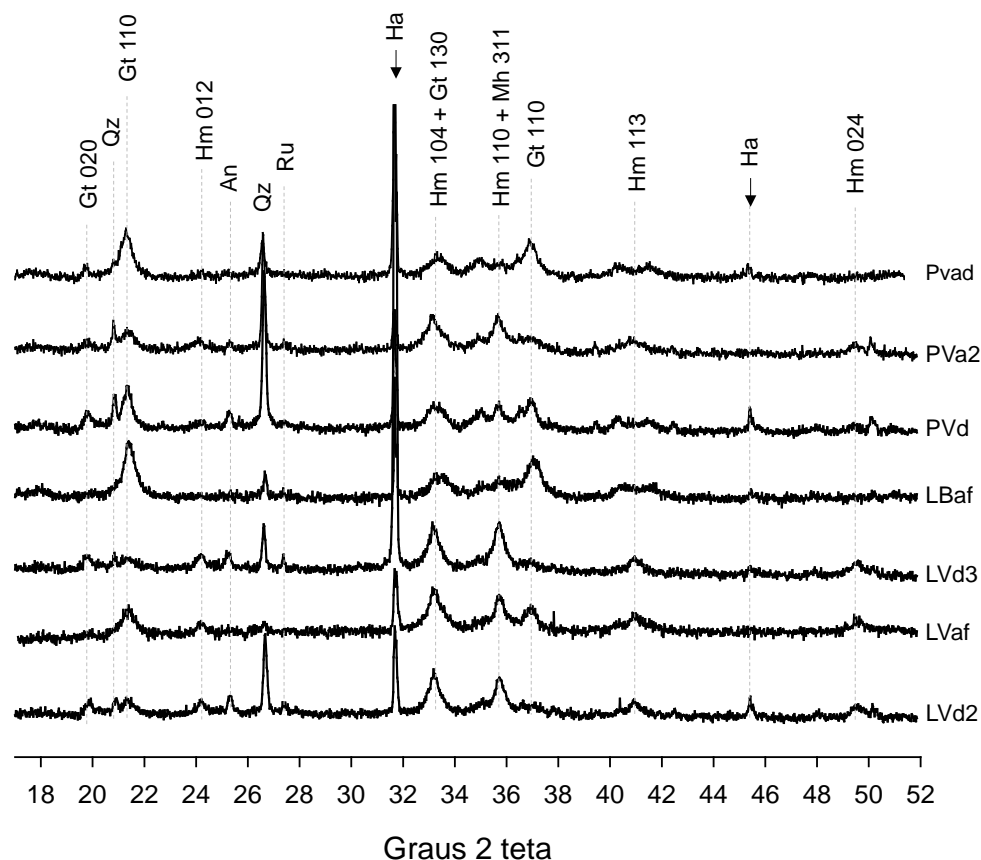


Figura 12. Difractogramas de raios X (DRX) da fração óxidos de ferro concentrada dos solos. Kt: caulinita; Qz: quartzo; Gb: gibbsita; Ha: halita; Hm: hematita; Gt: goethita; Mh: maghemita; Ru: rutilo; An: anatásio.

4.3 Análises físicas e mecânicas

4.3.1 Granulometria

A granulometria dos solos variou de 32 a 734 g kg⁻¹ de fração areia, de 43 a 390 g kg⁻¹ de fração silte e de 223 a 802 g kg⁻¹ de argila, (Tabela 3). Considerando o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Embrapa, 2013), os sete solos foram classificados quanto ao grupamento textural, resultando em dois solos de textura média, com <350 g kg⁻¹ de argila e >150 g kg⁻¹ de areia;

três solos de textura argilosa, com teor de argila entre 350 e 600 g kg⁻¹; e dois solos com textura muito argilosa, com >600 g kg⁻¹ de argila (Figura 13). Essa diversidade granulométrica dos solos se deve ao material de origem a partir do qual foram formados, onde os mais argilosos (LVaf, LBaf, LVd3) foram desenvolvidos de basalto e os mais arenosos (LVd2, PVd) foram, predominantemente, formados a partir de arenitos.

Tabela 3. Valores médios de areia, silte e argila, classificação textural e área superficial específica dos solos estudados

Código	Areia	Silte	Argila	Classe textural	ASE-TFSA	ASE-ARGILA
	----- g kg ⁻¹ -----				m ² g ⁻¹	m ² g ⁻¹
LATOSSOLOS						
LBaf	135	203	660	Muito argilosa	43	60
LVaf	31	166	802	Muito argilosa	32	58
LVd2	733	431	222	Média	8	59
LVd3	304	149	545	Argilosa	31	56
ARGISSOLOS						
PVa2	124	390	484	Argilosa	27	68
PVd	666	90	243	Média	13	76
PVad	474	94	431	Argilosa	23	63

ASE-TFSA=Área Superficial Específica da terra fina seca ao ar; ASE-ARGILA=Área Superficial Específica da fração argila.

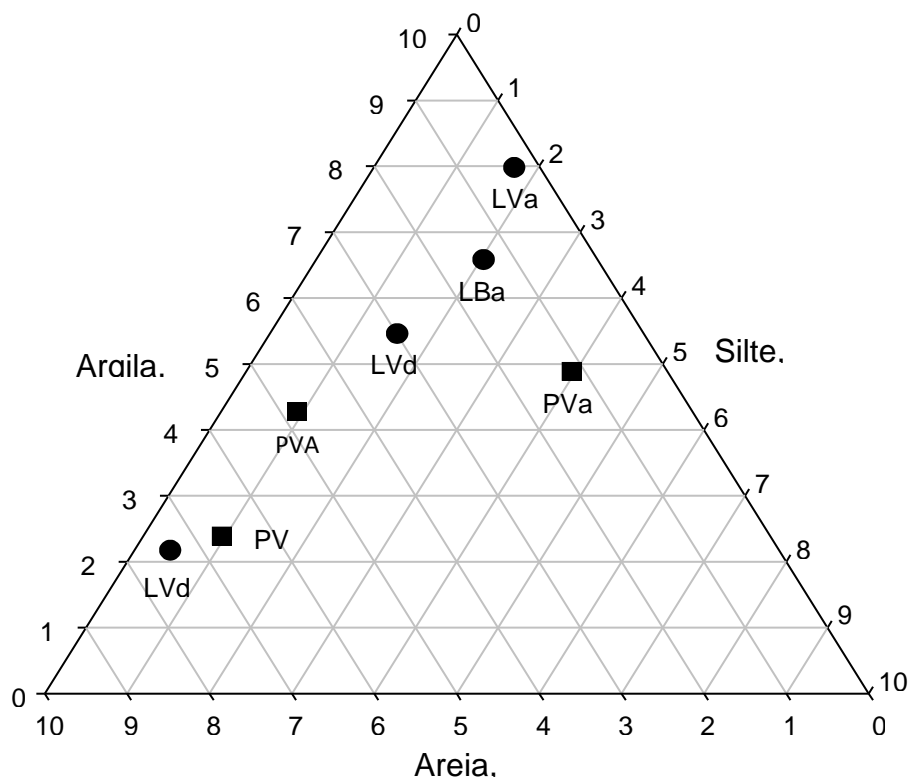


Figura 13. Triângulo textural com a plotagem dos sete solos com base nas porcentagens de areia, argila e silte. Latossolos (●) e Argissolos (■).

4.3.2 Área superficial específica (ASE)

A área superficial específica (ASE) da fração TFSA, determinada pelo método de adsorção de água, apresentou uma variação entre 9 e 43 m² g⁻¹ (Tabela 3). Os solos de textura média mostraram os menores valores de ASE, enquanto os de textura argilosa e muito argilosa apresentaram os maiores valores, evidenciando a influência da granulometria sobre este atributo (Tabela 4). Em adição, constatou-se relações positivas entre a ASE com os teores de COT, e com as concentrações de óxidos de ferro pedogênicos totais (Fed) e de baixa cristalinidade (Feo) nos solos, conforme têm sido verificados em outros estudos (Tomasi et al, 2012; Fink et al., 2014). Na fração argila a variação da ASE foi menos expressiva, com valores entre 57 e 76 m² g⁻¹, confirmando a composição mineralógica semelhante verificada na fração argila dos solos estudados.

Tabela 4. Coeficientes de correlação (r) simples de Pearson e valor p para os sete solos.

	Silte	Argila	COT	ASEs	Fed	Feo	H/H+G	Ds	Macro	Micro	Pt	IC-10	IC-100	IR-10	IR-100	PPC-10	PPC-100
Areia	0,04 ^{ns}	-0,92*	-0,81*	-0,89*	-0,80*	-0,90*	0,35 ^{ns}	0,71**	0,46 ^{ns}	-0,90*	-0,84*	-0,08 ^{ns}	-0,01 ^{ns}	-0,44 ^{ns}	-0,57 ^{ns}	0,12 ^{ns}	0,46 ^{ns}
Argila			0,81*	0,89*	0,94*	0,87*	-0,36 ^{ns}	0,70**	-0,50 ^{ns}	0,96*	0,90*	0,19 ^{ns}	-0,03 ^{ns}	0,44 ^{ns}	0,51 ^{ns}	-0,05 ^{ns}	-0,62 ^{ns}
COT				0,98*	0,69**	0,88*	-0,59 ^{ns}	-0,82*	-0,25 ^{ns}	0,78*	0,86*	0,01 ^{ns}	-0,07 ^{ns}	0,76*	0,79*	-0,47 ^{ns}	-0,77*
ASEs					0,79*	0,89*	-0,49 ^{ns}	-0,84*	-0,27 ^{ns}	0,84*	0,92*	0,04 ^{ns}	0,02 ^{ns}	0,71**	0,79*	-0,34 ^{ns}	-0,69**
Fed						0,67**	-0,28 ^{ns}	-0,67**	-0,34 ^{ns}	0,85*	0,88*	0,32 ^{ns}	0,12 ^{ns}	0,45 ^{ns}	0,52 ^{ns}	0,04 ^{ns}	-0,59 ^{ns}
Feo							-0,56 ^{ns}	-0,64 ^{ns}	-0,61 ^{ns}	0,92*	0,75*	-0,01 ^{ns}	-0,27 ^{ns}	0,45 ^{ns}	0,47 ^{ns}	-0,29 ^{ns}	-0,67**
H/H+G								0,15 ^{ns}	0,47 ^{ns}	-0,45 ^{ns}	-0,21 ^{ns}	0,27 ^{ns}	0,09 ^{ns}	-0,34 ^{ns}	-0,31 ^{ns}	0,20 ^{ns}	0,82*
Ds									-0,16 ^{ns}	-0,57 ^{ns}	-0,92*	-0,46 ^{ns}	0,09 ^{ns}	-0,88*	-0,80 ^{ns}	0,63 ^{ns}	0,47 ^{ns}
Macro										-0,68**	-0,10 ^{ns}	0,28 ^{ns}	0,3 ^{ns}	-0,36 ^{ns}	-0,29 ^{ns}	-0,35 ^{ns}	0,39 ^{ns}
Micro											0,79*	0,09 ^{ns}	-0,17 ^{ns}	0,31 ^{ns}	0,36 ^{ns}	-0,02 ^{ns}	-0,65 ^{ns}
Pt												0,36 ^{ns}	0,01 ^{ns}	0,73**	0,74**	-0,34 ^{ns}	-0,56 ^{ns}

^{ns}, *, **, não significativo, significativo a 5 e 10% de probabilidade de erro pelo teste t, respectivamente. PPC= pressão de pré-consolidação à 10 e 100 kPa; Ds= densidade do solo; IC= índice de compressibilidade à 10 e 100 kPa; IR= índice de recompressibilidade à 10 e 100 kPa; Micro= microporos; Macro= macroporos; Fe_d = ferro extraído por ditionito citrato-bicarbonato; Fe_o = ferro extraído por oxalato de amônio; ASEs= área superficial específica da fração terra fina seca ao ar; H/H+G= Relação hematita sobre goethita; COT= carbono orgânico total.

4.3.3 Relações massa volume dos constituintes do solo

A capacidade de suporte dos solos foi determinada por meio do parâmetro pressão de pré-consolidação (PPC) e dos índices de compressibilidade e recompressibilidade.

Antes de analisar os dados de capacidade de suporte de carga é importante verificar alguns atributos como a porosidade e densidade inicial dos sete solos (Tabela 5). A porosidade total variou de 0,48 a 0,63 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$, no entanto a maior diferença entre os solos está na proporção de macroporos e microporos. Exemplo disso foi o caso do Latossolo LVaf com 0,19 e 0,41 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ de macroporos e microporos, respectivamente, comparativamente com o LVd2 com 0,31 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ de macroporos e 0,19 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ de microporos. Segundo Hillel (2004), em condição natural um solo deve apresentar uma relação entre macro e microporos de 1/3 e 2/3, respectivamente, em relação a porosidade total. Para conseguir atender de maneira satisfatória as demandas das plantas de trocas gasosas e de retenção de água. Dos solos analisados em sua condição natural, a maior parte deles atende a isso, com exceção do LVd2.

Os valores de densidade inicial dos solos variou entre 0,87 e 1,4 Mg cm^{-3} , estando todos longe de atingir a densidade máxima relatado por Reichert et al. (2003) como sendo restritiva ao desenvolvimento satisfatório de plantas. O Latossolo LBaf apresentou a menor densidade, isso possivelmente devido a sua posição geográfica que favorece a acumulação de matéria orgânica e assim reduz a densidade, pois a matéria orgânica também auxilia na agregação do solo e aumenta os espaços vazios do solo, conforme constatado pela correlação negativa entre a densidade e o teor de COT (Tabela 4). Segundo Vezzani e Mielniczuk (2011), quando presente macroagregados com maior quantidade de matéria retida na forma compostos orgânicos, melhora a resistência do solo à erosão hídrica e eólica e favorece os fluxos de água e ar devido a melhor distribuição de microporos e macroporos.

Nesse sentido, houve também correlações negativas da densidade inicial do solo com o conteúdo de argila, com a ASE do solo e com os teores de óxidos de ferro pedogênico (Tabela 4). Na fração argila concentram-se os óxidos de ferro, os quais possuem alta ASE e participam como agentes

cimentantes das partículas do solo na formação de agregados do tipo granular (Ferreira et al., 2009) e, deste modo, favorecem a criação de espaços vazios diminuindo a densidade do solo.

Tabela 5. Densidade do solo e porosidade dos solos estudados.

Código	Ds	Macro	Micro	Pt
	Mg cm ⁻³	-----m ³ m ⁻³ -----		
LATOSSOLOS				
LBaf	0,87	0,288	0,339	0,627
LVaf	1,11	0,195	0,409	0,603
LVd2	1,22	0,310	0,197	0,508
LVd3	1,05	0,255	0,326	0,581
ARGISSOLOS				
PVa2	1,12	0,240	0,308	0,548
PVd	1,40	0,274	0,212	0,486
PVad	1,31	0,192	0,317	0,509

Ds=densidade do solo; Macro= macroposidade; Micro= microporosidade; Pt= porosidade total

4.3.4 Capacidade de suporte de carga (CSC)

Para a análise de compressão uniaxial, as amostras indeformadas foram equilibradas à 10 e 100 kPa. A escolha destes dois potenciais mátricos se devem a semelhança com àquelas condições que frequentemente o produtor rural se depara durante suas operações de manejo desde a semeadura até a colheita de sua lavoura. Sob tensão de 10 kPa o solo encontra-se na condição de capacidade de campo, na qual ocorre, de uma forma geral, 3 dias após uma chuva, enquanto que à 100 kPa está dentro da faixa de friabilidade, faixa esta indicada por alguns autores (Beltrame e Taylor, 1980; Klein, 2014) como sendo o ideal para as práticas de manejo do solo.

A pressão de pré-consolidação apresentou variações de solo para solo nas amostras equilibradas à 10 kPa, sendo semelhante entre os solos quando as amostras foram equilibradas à 100 kPa (Figura 14). Ao comparar as tensões de água no mesmo solo, com exceção do LVaf e PVd, os demais solos apresentaram maior PPC à 100 kPa, confirmando relatos de outros autores que sugerem como melhor opção de manejo o solo na faixa da friabilidade (Brida, 2004; Dias Junior et al., 2004; Lima et al., 2006), pois nesta faixa os solos

possuem maior CSC, evitando assim possíveis problemas com a compactação da área.

A PPC na tensão de 100 kPa correlacionou-se negativamente com óxidos de ferro de baixa cristalinidade (Fe_o), com os teores de COT e com a ASE do solo. Isso pode ocorrer em função de que, na medida em que aumentamos a tensão de água solo estamos retirando mais água do mesmo. Esta água que saiu, estava ocupando poros e quando submetida a pressão dissipa a força para todos os sentidos, uma vez que a água é incompressível. Ao sair tem-se um espaço vazio que ao receber carga (pressão) acima do suporte de carga (dados pelas ligações entre e dentro dos agregados) fratura-se, deformando e reduzindo a PPC. De forma semelhante ocorre em relação ao teor de COT, o qual tem um efeito na determinação da CSC ambíguo. Ou seja, por um lado o aumento no COT aumenta a agregação do solo, melhorando as ligações entre agregados e oferecendo maior resistência ao solo. Por outro lado, o aumento do COT melhora a porosidade reduzindo a densidade inicial por criar mais espaços porosos, bem como por ter cargas elétricas em sua superfície retém mais água, todos fatores que levam a redução da PPC.

Quando associado ao aumento dos teores de argila (solos mais argilosos, mais ASE), o aumento de partículas de menor diâmetro gera mais espaço poroso em um mesmo volume (solos argilosos apresentam maior porosidade do que solos arenosos). Essa maior quantidade de espaços vazios torna, naturalmente, solos argilosos mais suscetíveis a deformação perante a solos arenosos, independentemente de os argilosos terem maior quantidade de óxidos. Do mesmo modo foi verificado por Mazurana (2011), que encontrou efeito negativo da razão Fe_o/Fe_d e a PPC, observando que os óxidos de ferro de baixa cristalinidade possui menor valor de agregação sobre as partículas dos minerais do que os cristalinos, mas o mesmo autor não encontrou relação positiva com a hematita e goethita. No entanto, à 10 kPa de tensão essa influência não ocorreu evidenciando que a capacidade de suporte dos solos não tem efeitos independentes do potencial mátrico.

A relação $Hm/Hm+Gt$ correlacionou-se positivamente com a PPC também à 100 kPa. Um solo que possui maior proporção de hematita é capaz de suportar mais carga, devido ao seu formato e tamanho maior.

Considerando o tipo de estrutura mineral da hematita que possui um empacotamento hexagonal mais denso, a comparar com a ferrihídrita que por sua característica de baixa cristalinidade apresenta mais imperfeições na sua estrutura mineral proporcionando maior ASE. Assim, solos com expressiva quantidade de óxidos de ferro de baixa cristalinidade seriam mais facilmente deformados, devido a sua estrutura mineral menor, estes se tornam menos resistentes à pressões aplicáveis ao solo.

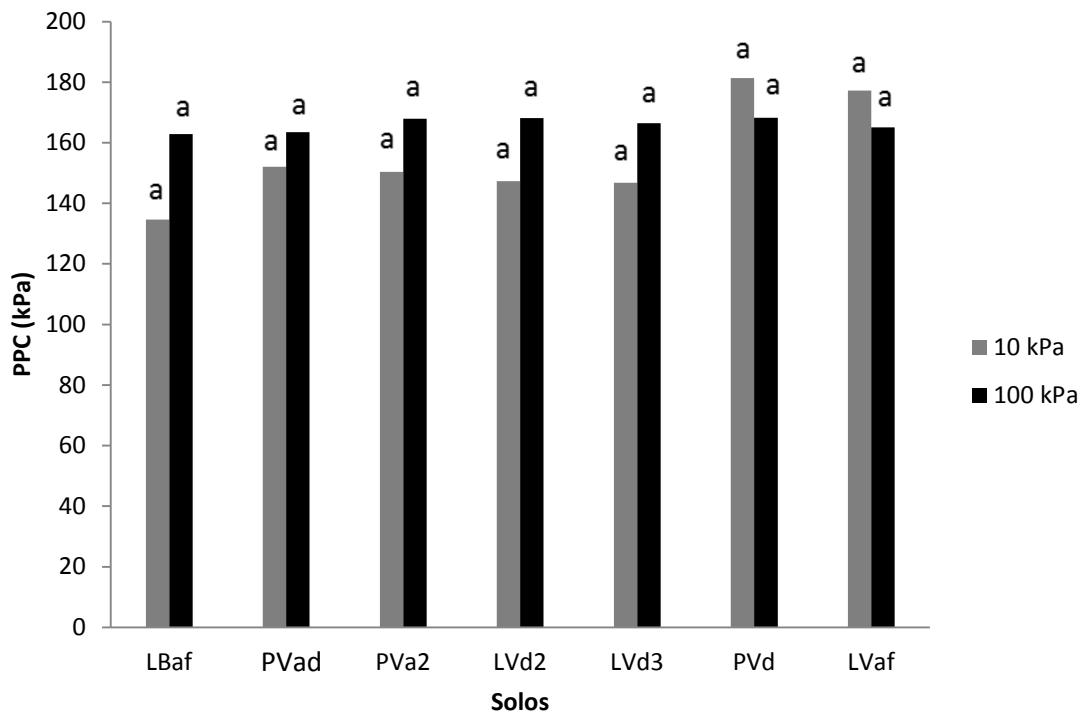


Figura 14. Valores médios da pressão de pré-consolidação (PPC) dos sete solos em estudo nas duas tensões de água à 10 e 100 kPa. Letras iguais não diferem significativamente pelo teste de Tukey a $< 0,05$.

Além da PPC, os índices de compressão e recompressão também nos permitem inferir sobre o comportamento mecânico dos solos (Tabela 6). O índice de compressibilidade (IC) representa a suscetibilidade do solo à compactação, apresentando variação entre zero (não suscetível à compactação) até maior do que um (altamente suscetível a compactação), o IC variou de 0,08 a 0,21 para a tensão de água de 10 kPa e de 0,07 a 0,17 para a tensão de água de 100 kPa.

Apenas o PVd possuiu maior IC à 100 kPa comparando com os resultados à 10 kPa. O Argissolo (PVd) é o solo que possui maior densidade e a menor porosidade total, deste modo a suscetibilidade a compactação é reduzida. Segundo Braga (2015), isso pode explicar porque este solo possui menor IC à 10 kPa, já que se trata de um solo de textura média, ou seja com pouco teor de argila, a qual poderia ajudar na deformação do solo com maior conteúdo de água considerando menor atrito e coesão entre as partículas lubrificadas pela água. A água é um dos fatores determinantes na ocorrência de compactação por auxiliar no deslocamento das partículas depois de exercida uma pressão sobre a superfície do solo (Gubiani et al., 2013). Assim, evidencia-se a importância de cuidados com a umidade do solo no momento da entrada de máquinas agrícolas a fim de evitar possíveis compactações adicionais.

O índice de recompressibilidade (IR) variou entre 0,02 a 0,12 nas duas tensões, possivelmente devido ao teor de carbono orgânico de cada solo, pois este ajuda na recuperação do solo após aplicação de até determinada quantidade de carga, ou melhor, até o seu nível de CSC. A matéria orgânica aumenta a elasticidade e resistência do solo à compactação (Braida et al., 2008), além disso observou-se a correlação positiva do IR com a porosidade total, ASE do solo e negativa com a densidade para os dois potenciais mátricos avaliados, ou seja, não houve influência das tensões de água sobre a recompressibilidade nestes atributos.

Tabela 6. Classes e atributos mecânicos dos solos em duas tensões matriciais 10 e 100 kPa

Código	IC		IR	
	10 kPa	100 kPa	10 kPa	100 kPa
LATOSSOLOS				
LBaf	0,16	0,13	0,12	0,10
LVaf	0,17	0,12	0,04	0,04
LVd2	0,21	0,09	0,05	0,02
LVd3	0,14	0,09	0,06	0,05
ARGISSOLOS				
PVa2	0,13	0,11	0,05	0,05
PVd	0,08	0,17	0,02	0,04
PVad	0,12	0,07	0,04	0,02

IC=índice de compressibilidade; IR= índice de recompressibilidade;

4.3.5 Permeabilidade ao ar

A redução da porosidade e aumento da densidade do solo modificam a capacidade de trocas gasosas, retenção de água, condutividade hidráulica e resistência do solo à penetração interferindo no crescimento das raízes das plantas (Reichert et al., 2007).

Com a análise de permeabilidade ao ar é possível entender quais são os tipos de poros que estão sendo deformados, à medida que vai sendo aplicadas as cargas sobre o solo. Ou seja, quantos dos macroporos são afetados ou a conectividade entre os poros e a superfície da amostra, já que a passagem de ar se realiza por meio dos poros maiores.

O que foi observado nos solos tanto a 10 e 100 kPa de potencial mátrico foi que, de modo geral, quanto maior a carga aplicada sobre o solo, menos ar passava pela amostra (Figura 15), evidenciando que houve uma redução na porcentagem de macroporos, especialmente. Em algumas amostras após a aplicação da primeira carga, aumentou a condutividade do ar, isso pode ter ocorrido devido ao rearranjo das partículas e talvez a ocorrência da conectividade dos poros, porém com a aplicação de mais cargas essa permeabilidade seguiu a tendência de redução.

Braga (2015) verificou para Argissolos e Gleissolos equilibrados na tensão de 10 kPa, do região central do estado RS, que a aplicação de carga até 200 kPa reduziu a permeabilidade ao ar, porosidade total e aumentou a densidade do solo, mas não chegou ao limite crítico, o qual causaria prejuízos no crescimento das raízes das plantas. Talvez isso explique o fato do Argissolo (Pva2) não reduzir a permeabilidade após as primeiras cargas aplicadas, na tensão de 10 kPa, de maneira como a maioria seguiu.

O PVad e o LVaf são os solos com menor macroporosidade inicial, assim o comportamento destes dois solos foi um tanto diferente dos demais à 10 kPa, já que os valores de permeabilidade ao ar não mudaram como a tendência geral reduziu.

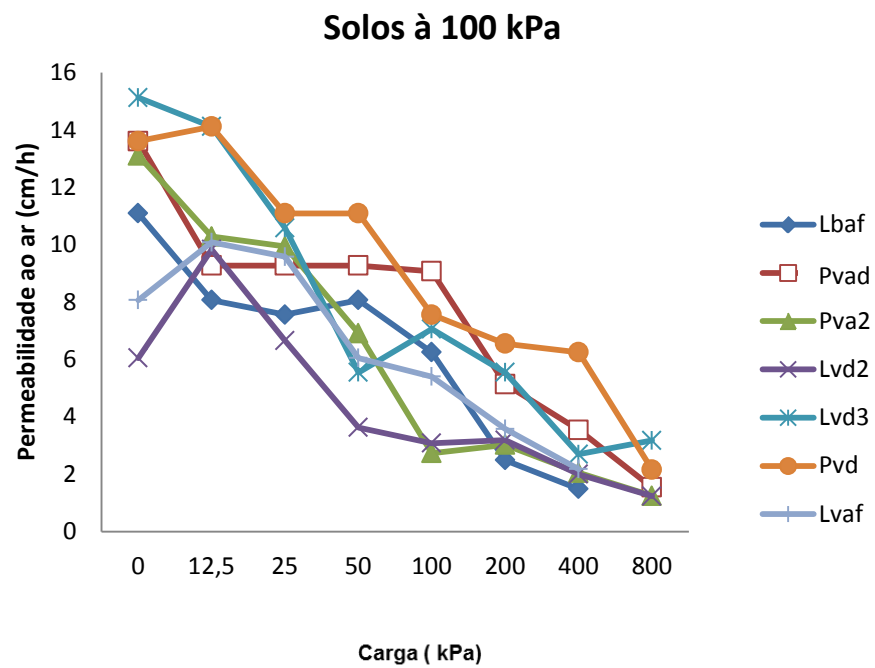
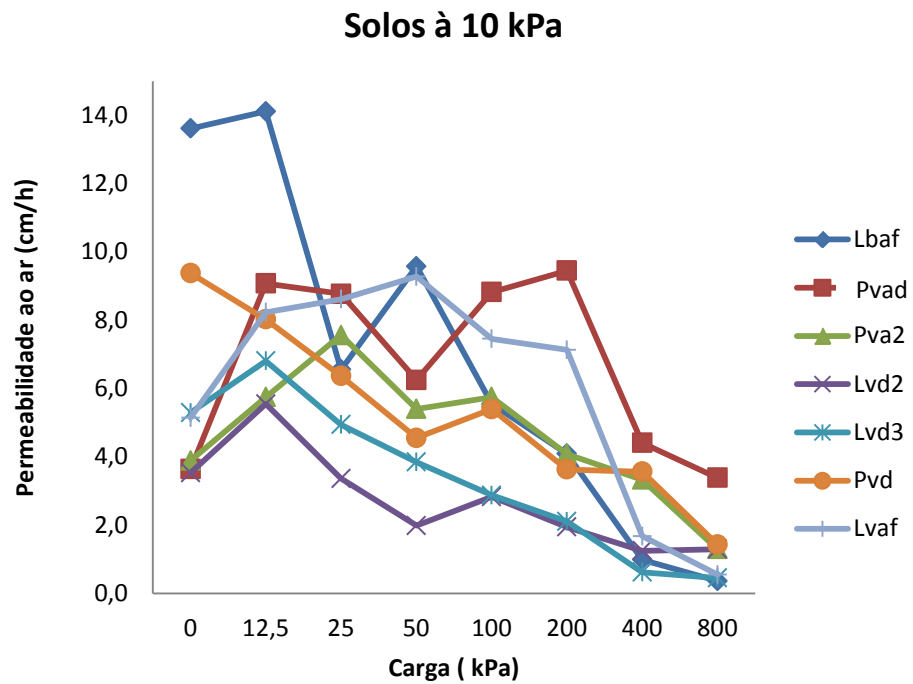


Figura 15. Permeabilidade ao ar dos solos em estudo em duas tensões de água à 10 e 100 kPa.

5. CONCLUSÕES

A composição mineralógica dos solos avaliados não apresentou grande variação ao analisarmos a fração argila na camada de 10-15 cm, a qual foi composta, predominantemente, pelo argilomineral do tipo 1:1 caulinita. Porém houve variações na proporção dos óxidos de ferro, na maioria, cristalinos (hematita, goethita). Em menores concentrações a ocorrência de óxidos de titânio anatásio e rutilo, e o mineral primário quartzo presente em todos os solos.

A hematita influenciou positivamente a pressão de pré-consolidação à 100 kPa, assim, dependendo do potencial matricial de água no solo a mineralogia da fração argila interferiu no atributo pressão de pré-consolidação, conseqüentemente, na capacidade de suporte de carga dos solos estudados.

O índice de recompressibilidade não variou com o potencial mátrico, mas mostrou dependência positiva com a área superficial específica, a porosidade e o carbono orgânico.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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

AB'SABER, A. N. **Os domínios da natureza no Brasil** – potencialidades paisagísticas. 6. ed. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003. 160 p.

AJAYI, A. E. et al. Comparison of estimation methods of soils strength in five soils. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 33, n. 3, p. 487-495, 2009.

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

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

ALAKUKKU, L. et al. Prevention strategies for field trafficinduced subsoil compaction: A review Part 1. Machine/ soil interactions. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v. 73, n. 1-2, p.145-160, 2003.

ALMEIDA, J. A.; KÄMPF, N.; KLAMT, E. Amidas e hidrazina na identificação de caulinita desordenada em solos brunos subtropicais do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 16, n. 2, p.169-175, 1992.

ASSIS, R. L.; LANÇAS, K. P. Avaliação da compressibilidade de um Nitossolo Vermelho Distroférico sob sistema plantio direto, preparo convencional e mata nativa. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 29, n. 4, p. 507-514, 2005.

ASSOULINE, S.; TAVARES-FILHO, J.; TESSIER, D. Effect of compaction on soil physical and hydraulic properties: experimental results and modeling. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 61, n. 2, p. 390-398, 1997.

BARRÓN, V.; MELLO, J. W. V.; TORRENT, J. Caracterização de óxidos de ferro em solos por espectroscopia de Reflectância Difusa. In: NOVAIS, R. F.; ALVAREZ V. V. H.; SCHAEFER, C. E. G. R. (Ed.). **Tópicos em ciência do solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2000. p.139-162. v. 1.

BELTRAME, L. D.; TAYLOR, J. C. Causas e efeitos da compactação do solo. **Lavoura Arrozeira**, Porto Alegre, v. 33, p. 59-62, 1980.

BIGHAM, J. M.; FITZPATRICK, R. W.; SCHULZE, D. G. Iron oxides. In: DIXON, J. B.; SCHULZE, D. G. (Ed.). **Soil mineralogy with environmental applications**. Madison: Soil Science Society of America, 2002. p. 323-366.

BRAIDA, J. A. **Matéria orgânica e resíduos vegetais na superfície do solo e suas relações com o comportamento mecânico do solo sob plantio direto**. 2004. 106 f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2004.

BRAIDA J. A. et al. Elasticidade do solo em função da umidade e do teor de carbono orgânico. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 32, n. 2, p.477-85, 2008.

BRAGA, F. V. A. et al. Propriedades Mecânicas e Permeabilidade ao Ar em Topossequência Argissolo-Gleissolo: Variação no Perfil e Efeito de compressão. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 39, n. 4, p. 1025-1035, 2015.

BRASIL. Ministério da Agricultura. Divisão de Pesquisas Pedológicas. **Levantamento de reconhecimento dos solos do Rio Grande do Sul**. Recife: M. A. Divisao de Pesquisa Pedologica, 1973. 431 p. (Boletim Técnico, 30).

BOLDRINI, I. L. A flora dos campos do Rio Grande do Sul. In: PILLAR, V. P. et al. (Ed.). **Campos sulinos: conservação e uso sustentável da biodiversidade**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2009. p. 63-77.

CAMARGO, O. A.; ALLEONI, L. R. F. **Compactação do solo e o desenvolvimento das plantas**. Piracicaba: Degaspari, 1997. 132 p.

CARPENEDO, V. **Compressibilidade de solos em sistemas de manejo**. 1994. 106 f. Tese (Doutorado) - Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1994.

CARPENEDO, V.; MIELNICZUK, J. Estado de agregação e qualidade de agregados de latossolos roxos, submetidos a diferentes sistemas de manejo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 14, p. 99-105, 1990.

CPRM. Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Sul. **Projeto Geologia do Brasil ao Milionésimo**. 2006. Escala 1:750.000. 1 CD-ROM. 2006.

CUI, K. et al. Quantifying the effect of matric suction on the compressive properties of two agricultural soils using an osmotic oedometer. **Geoderma**, Amsterdam, v. 156, n. 3-4, p. 337-345, 2010.

CURI, N.; KÄMPF, N.; RESENDE, M. Mineralogia, química, morfologia e geomorfologia de solos originados de rochas efusivas das Encostas Superior e Inferior do Nordeste, no Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 8, p. 269-276, 1984.

CURI, N.; KÄMPF, N. Caracterização do solo. In: KER, J. C. et al. (Org). **Pedologia: fundamentos**. Viçosa – MG: Sociedade Brasileira de Ciências do Solo, 2012. p. 147-170. v. 1.

DALMOLIN, R. S. D. **Matéria orgânica e características físicas, químicas, mineralógicas e espectrais de Latossolos de diferentes ambientes**. 2002. 169 f. Tese (Doutorado) – Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2002.

DEBIASI, H. **Recuperação física de um Argissolo compactado e suas implicações sobre o sistema solo-máquina-planta**. 2008. 263 f. Tese (Doutorado) – Programa de Pós-graduação em Ciência do Solo, Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2008.

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

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

DIAS JUNIOR, M. S. et al. Método alternativo de avaliação da pressão de preconsolidação por meio de um penetrômetro. **Revista Brasileira Ciência do Solo**, Viçosa, v. 28, n. 5, p. 805-810, 2004.

DICK, D. P. **Caracterização de óxidos de ferro e adsorção de fósforo na fração argila de horizontes B latossólicos**. 1986. 196 f. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-Graduação em Agronomia, Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1986.

EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de métodos de análise de solo**. 2. ed. Rio de Janeiro: Embrapa, 2011. 225 p

EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. SANTOS, H. G. dos et al. (Ed.). 3. ed. rev. ampl. Brasília, DF: EMBRAPA, 2013. 353 p.

FERREIRA, M. M.; FERNANDES, B.; CURI, N. Mineralogia da fração argila e estrutura de latossolos da região sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 23, n. 3, p. 507-514, 1999a.

FINK, J. R. et al. Mineralogia e adsorção de fósforo em solos sob preparo convencional e plantio direto nas regiões sul e centro-oeste do Brasil. **Acta Scientiarum**, Maringá, v. 36, n. 3, p. 379-387, 2014.

GIAROLA, N. F. B.; SILVA, A. P.; IMHOFF, S. Relações entre propriedades físicas e características de solos da região Sul do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 26, p. 885-893, 2002.

GOULART, R. Z. **Modelagem da curva de compressão e da pressão de preconsolidação do solo**. 2012. 67 f. Dissertação (Mestrado) - Programa de

pós graduação em Ciência do Solo - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2012.

GUALBERTO, V. **Caracterização física, química e mineralógica de alguns Latossolos, com altos teores de ferro, da Amazônia e do Planalto Central.** 1984. 67 p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 1984.

GUBIANI, P. I.; REICHERT, J. M.; REINERT, D. J. Indicadores hídrico-mecânicos de compactação do solo e crescimento de plantas. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 37, n. 1, p. 1-10, 2013.

GUBIANI, P. I. et al. Relação entre densidade do solo e conteúdo de água em repetidos ciclos de contração e expansão em um latossolo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 39, n. 1, p. 100-108, 2015.

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

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

HOLTZ, R. D.; KOVACS, W. D. **An introduction to geotechnical engineering.** Englewood Cliffs: Prentice-Hall, 1981. 733 p.

HOLZ, M.; DE ROS, L. F. **Geologia do Rio Grande do Sul.** Porto Alegre: CIGO/UFRGS Porto Alegre, 2000. 444 p.

HORN, R. Compressibility of arable land. **Catena Supplement**, v. 11, p. 53-71, 1988.

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

IMESON, A. C.; VIS, M. Assessing soil aggregate stability by water drop impact and ultrasonic dispersion. **Geoderma**, Amsterdam, v. 34, n. 3-4, p. 185-200, 1984.

IMHOFF, S. C. **Indicadores de qualidade estrutural e trafegabilidade de Latossolos e Argissolos Vermelhos.** 2002. 104 f. Tese (Doutorado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2002.

INDA, A. V. **Caracterização de goethita e hematita em solos poligenéticos. Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brasil.** 2002. Tese (Doutorado) - Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2002.

INDA, A. V.; KAMPF, N. Variabilidade da goethita e hematita via dissolução redutiva em solos da região tropical e subtropical. **Revista Brasileira da Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 29, n. 6, p. 851-866, 2005.

INDA, A. V.; KLAMT, E.; NASCIMENTO, P. C. Composição da fase sólida mineral do solo. In: MEURER, E. J. (Ed.). **Fundamentos de química do solo**. Porto Alegre: Evangraf, 2006. p. 31-61.

JENNY, H. **Factors of Soil Formation: a system of quantitative pedology**. New York: Dover Publications, 1941. 281 p.

KÄMPF, N. **Mineralogia e gênese de alguns solos da região nordeste do planalto riograndense**. 1971. Dissertação (Mestrado) - Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1971.

KÄMPF, N.; CURTI, N. Óxidos de ferro: indicadores de ambientes pedogênicos e geoquímicos. In: NOVAIS, R. F.; ALVAREZ, V. H.; SCHAEFER, C. E. G. R. (Org.). **Tópicos em ciência do solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2000. p. 107-138. v. 1.

KÄMPF, N.; MARQUES, J. J.; CURTI, N. Mineralogia de solos brasileiros. In: KER, J. C. et al. (Org.). **Pedologia: fundamentos**. Viçosa – MG: Sociedade Brasileira de Ciências do Solo, 2012. p. 81-146. v. 1.

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

KÄMPF, N.; CURTI, N. Argilominerais em solos brasileiros. In: CURTI, N. et al. (Ed.). **Tópicos em ciência do solo**. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2003. p. 1-54. v. 3.

KÄMPF, N.; SCHWERTMANN, U. Goethite and hematite in a climosequence in Southern Brazil and their application in classification of kaolinitic soils. **Geoderma**, Amsterdam, v. 29, n. 1, p. 27-39, 1983.

KELLER, T. et al. Analysis of soil compression curves from uniaxial confined compression test. **Geoderma**, Amsterdam, v. 163, n. 1-2, p. 13-23, 2011.

KER, J. C. et al. **Pedologia: fundamentos**. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira da Ciência do Solo, 2012. 343 p.

KER, J. C.; RESENDE, M. Caracterização química e mineralógica de Solos Brunos subtropicais do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 14, p. 215-225, 1990.

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

KONDO, M. K.; DIAS JUNIOR, M. S. Compressibilidade de três Latossolos em função da umidade e uso. **Revista Brasileira da Ciência do Solo**, Viçosa, v. 23, n. 2, p. 211-218, 1999.

KUAN, H. L. et al. The biological and physical stability and resilience of a selection of Scottish soils to stresses. **European Journal of Soil Science Amsterdam** v. 58, n. 3, p. 811-821, 2007.

LAMBE, T. W.; WHITMAN, R. V. **Soil mechanics**. New York: John Wiley & Sons, 1969. 535 p.

LIMA, C. L. R. et al. Estimativa da capacidade de suporte de carga do solo a partir da avaliação da resistência à penetração. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 30, n. 2, p. 217-223, 2006.

MACHADO, A. L. T. **Previsão do esforço de tração para ferramentas estreitas em solos do Rio Grande do Sul**. 2001. 172 f. Tese (Doutorado) Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.

MALUF, J. R. T. Nova classificação climática do Estado do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 8, n. 1, p. 141-150, 2000.

McBRIDE, R. A.; JOOSSE, P. J. Over consolidation in agricultural soils. II. Pedotransfer functions for estimating preconsolidation stress. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 60, n. 2, p. 373-380, 1996.

McCALLA, T. M. Water-drop method of determining stability of soil structure. **Soil Science**, Baltimore, v. 58, p. 117-121, 1944.

MAZURANA, M. **Atributos físicos, mineralógicos e matéria orgânica do solo relacionados à capacidade de suporte de carga**. 2011. 169 f. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011.

MAZURANA, M. **Parâmetros de capacidade de suporte de carga em solos com diferentes anos de adoção do sistema de plantio direto**. 2015. 123 f. Tese (Doutorado) – Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2015.

MEHRA, O. P.; JACKSON, M. L. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. **Clays & Clay Mineral**, London, v. 7, n. 1, 1960, p. 317-327.

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

MORENO, J. A. **Clima do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, RS: Secretaria da Agricultura, 1961. 38 p.

MUGGLER, C. C. et al. Aggregation, organic matter, and iron oxide morphology in Oxisol from Minas Gerais, Brazil. **Soil Science**, Baltimore, v. 164, n. 10, p. 759-770, 1999.

NCNABB, D. H.; BOERSMA, L. Evaluation of the relationship between compressibility and shear strength of Andisols. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 57, n. 4, p. 923-929, 1993.

NETO, L. F. S. **Óxidos de ferro, matéria orgânica e adsorção de fósforo em dois latossolo sob diferentes sistemas de manejo**. 2006. 64 f. Dissertação

(Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2006.

NITZSCHE, R. P. et al. X-ray diffraction and infrared characterization of Oxisols from central and southeastern 7 Brazil. **Clay Minerals**, Oxford, v. 43, n. 4, p. 549–560, 2008.

OLIVEIRA, J. S. **Mineralogia e adsorção de fósforo em solos do Rio Grande do Sul**. 2015. 81 f. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Faculdade de Agronomia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2015.

PÉRTILE, P. **Propriedades mecânicas em micro e mecroescala de solos do Rio Grande do Sul**. 2015. 166 f. Tese (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2015.

PÖTTER, R. O.; KÄMPF, N. Argilominerais e óxidos de ferro em Cambissolos e Latossolos sob regime climático térmico údico no Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira da Ciência do Solo**, Viçosa, v. 5, p.153-159, 1981.

PREVEDELLO, C. L.; ARMINDO, R. A. **Física do Solo com problemas resolvidos** 2. ed. Curitiba: C. L. Prevedello, 2015. 474 p.

QUIRK, J. P. Significance of surface areas calculated from water vapour sorption isotherms by use of the BET equation. **Soil Science**, Madison, v. 80, n. 6, p. 423-430, 1955.

RADAMBRASIL. **Levantamento de recursos Naturais**. Folha SH 22 – Porto Alegre e parte das Folhas SH 21 – Uruguaiana e SI 22 – Lagoa Mirim. Rio de Janeiro: Fundação Instituto Brasileiro de Geografia Estatística, 1986. 796 p.

REICHERT, J. M.; REINERT, D. J.; BRAIDA, J. A. Qualidade dos solos e sustentabilidade de sistemas agrícolas. **Revista Ciência & Ambiente**, Santa Maria, v. 27, p. 29-48, 2003.

REICHERT, J. M. et al. Compactação do solo em sistemas agropecuários e florestais: identificação, efeitos, limites críticos e mitigação. In: CERETTA, C. A.; SILVA, L. S.; REICHERT, J. M. **Tópicos em Ciência do Solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2007. p. 49-134. v. 5.

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.

RESENDE, M. et al. **Mineralogia de solos brasileiros: interpretação e aplicações**. 2. ed. Lavras: UFLA, 2011. 206 p.

SCHAEFER, C. E. G. R.; FABRIS, J. D.; KER, J. C. Minerals in the clay fraction of Brazilian Latosols (Oxisols): a review. **Clay Minerals**, London, v. 43, n. 1, p. 137–154, 2008.

SCHWERTMANN, U. Differenzierung der eisenoxide des bodens durch extraktion mit ammoniumoxalat-lösung. **Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde**, Weinheim, v. 105, n. 3, p. 194-202, 1964.

SCHWERTMANN, U.; FECHTER, H. The influence of aluminum on iron oxides: XI. Aluminium-substituted maghemite in soils and its formation. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 48, n. 6, p. 1462-1463, 1984.

SCHWERTMANN, U.; TAYLOR, R. M. Iron Oxides. In: DIXON, J. B.; WEED, S. B. (Ed.). **Minerals in soil environments**. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p. 379-438.

SEVERIANO, E. C. et al. Structural changes in Latosols of the Cerrado region: ii – soil compressive behavior and modeling of additional compaction. **Revista Brasileira Ciência do Solo**, Viçosa, v. 35, n. 3, p. 783-791, 2011.

SILVA, A. J. N.; CABEDA, M. S. V. Compactação e compressibilidade do solo sob sistemas de manejo e níveis de umidade. **Revista Brasileira Ciência do Solo**, Viçosa, v. 30, n. 6, 2006

SILVA, R. B; LANÇAS, K. P.; MASQUETTO, B. J. Consolidômetro: equipamento pneumático-eletrônico para avaliação do estado de consolidação do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 31, n. 4, p. 617-615, 2007

SILVA, M. S. L. et al. Adensamento subsuperficial em solos do semi-árido: processos geológicos e/ou pedogenéticos. **Revista Brasileira Engenharia Agrícola e Ambiental** [online], v. 6, n. 2, p. 314-320, 2002.

SOUZA JUNIOR, I. G. et al. Contribuição dos constituintes da fração argila de solos subtropicais à área superficial específica e à capacidade de troca catiônica. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 31, n. 6, p. 1355-1365, 2007.

SPARKS, D. L. **Potassium dynamic in soils**. New York: Springer-Verlag, 1987. 63 p.

STRECK, E. A. et al. **Solos do Rio Grande do Sul**. 2. ed. Porto Alegre: EMATER/RS-ASCAR, 2008. 222 p.

SUZUKI, L. E. A. S. et al. Estimativa da susceptibilidade a 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**, Viçosa, v. 32, n. 3, p. 963-973, 2008.

TOMASI, C. A. et al. Atributos químicos e área superficial específica em Latossolo subtropical de altitude sob usos e manejos distintos. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 42, n. 12, p. 2172-2179, 2012.

VEZZANI, F. M.; MIELNICZUK, J. **O solo como sistema**. Curitiba: ed. dos autores, 2011. 104 p.

ZANARDO, A.; MARQUES JÚNIOR, J. Conceitos básicos em mineralogia. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L.R.F. (Org). **Química e mineralogia do solo** – Parte I – Conceitos básicos; Parte II – Aplicações. Viçosa – MG: Sociedade Brasileira de Ciências do Solo, 2009. p. 73-150. v. 1.

7. APÊNDICE

Os solos analisados pelas lâminas delgadas (Figura 16) apresentaram diferenças na organização das partículas, já que algumas possuem matriz densa de argila e outras com predomínio de quartzos, o que resulta em arranjos distintos das partículas e conseqüentemente em formatos, tamanhos e quantidades de espaços vazios distintos. As cores azuis e brancas representam os poros do solo, pois é a cor da resina que utilizou-se para a impregnação das amostras. Não ocorreram correlações significativas desta porosidade com os atributos avaliados.

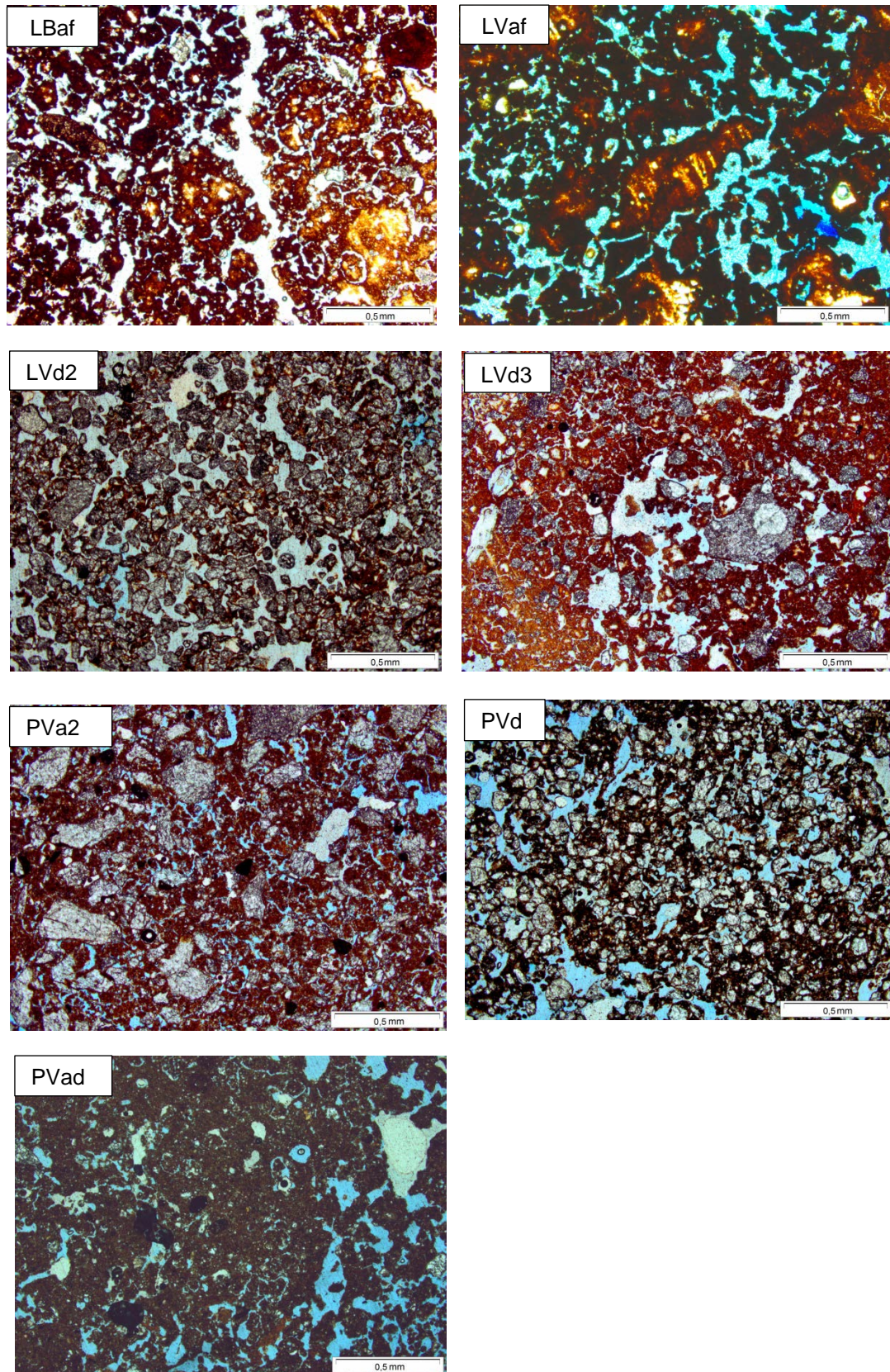


Figura 16. Micrografias das lâminas delgadas dos sete solos avaliados.