

**Universidade de São Paulo
Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”**

**Microestrutura do solo relacionada a propriedades físico-hídricas de
Latosolos brasileiros**

Thaís Nascimento Pessoa

Tese apresentada para obtenção do título de Doutora em
Ciências. Área de concentração: Solos e Nutrição de Plantas

**Piracicaba
2020**

Thaís Nascimento Pessoa
Engenheira Agrônoma

**Microestrutura do solo relacionada a propriedades físico-hídricas de
Latosolos brasileiros**

versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011

Orientador:
Prof. Dr. **PAULO LEONEL LIBARDI**

Tese apresentada para obtenção do título de Doutora em
Ciências. Área de concentração: Solos e Nutrição de Plantas

Piracicaba
2020

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
DIVISÃO DE BIBLIOTECA - DIBD/ESALQ/USP

Pessoa, Thaís Nascimento

Microestrutura do solo relacionada a propriedades físico-hídricas de Latossolos Brasileiros/Thaís Nascimento Pessoa. - - versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011. - - Piracicaba, 2020.

133 p.

Tese (Doutorado) - - USP/Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz".

1. Microagregação 2. Estabilidade estrutural 3. Retenção e condução da água no solo 4. Microtomografia de raios-X 5. Mineralogia do solo. I. Título

Dedico esta tese

Ao meu pai Raimundo Carlos Pessoa da Silva,

À minha mãe Marleide Nascimento Pessoa,

Às minhas irmãs Thainara e Thaianne.

Com todo o meu amor!

AGRADECIMENTOS

A Deus por sempre me mostrar o melhor caminho a seguir e ser meu motivo para acreditar em todos os meus sonhos.

À minha família pelo carinho, aos meus pais por sempre me incentivarem mostrando a importância dos estudos e da educação. Às minhas irmãs Thainara e Thiane, minhas crianças para sempre. Obrigada por tanto amor, a saudade sempre foi enorme.

À Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” – ESALQ, ao PPG em Solos e Nutrição de Plantas e a sua coordenação pela oportunidade de crescimento pessoal e profissional com o processo de Doutorado.

À Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal de Nível Superior - CAPES, pela concessão da bolsa de estudos entre março de 2016 e fevereiro de 2017.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq pela concessão da bolsa de estudos entre março de 2017 e até o término do Doutorado.

Ao professor Álvaro Pires da Silva (*in memoriam*) pela orientação no meu primeiro ano de doutorado, seus ensinamentos e incentivo.

Ao professor Paulo Leonel Libardi por ter me acolhido como orientador e me auxiliado no desenvolvimento desta tese, seus ensinamentos, incentivo, pela amizade e carinho. Obrigada por tudo!

Ao professor Miguel Cooper pelo apoio nas análises micromorfológicas, supervisão no estágio da disciplina de Física do Solo e pela sua amizade.

Ao professor Sérgio Oliveira Moraes, pela presença agradável em momentos importantes e pelas boas conversas.

À Luciana Gomes Castro pela amizade e inspiração em seguir o caminho da Ciência do Solo, me apoiando desde a graduação na UESB.

Ao laboratório de Física do Solo do Departamento de Ciência do Solo da USP/ESALQ, e ao técnico e querido amigo Rossi, pelo suporte e apoio em grande parte das análises físicas.

Ao laboratório de Mineralogia do Solo do Departamento de Ciência do Solo da USP/ESALQ, ao professor Tiago Osório e ao técnico Leandro pelo apoio e suporte em análises.

Ao laboratório de Micromorfologia do Solo do Departamento de Ciência do Solo da USP/ESALQ e aos técnicos Chiquinho e Sônia por todo suporte no processo e preparo dos blocos e lâminas delgadas.

Ao laboratório de Química do Solo do Departamento de Ciência do Solo da USP/ESALQ, ao técnico Luiz Silva pelo suporte nas análises.

Ao laboratório de Física do Solo do Departamento de Engenharia de Biosistemas da USP/ESALQ, local em que realizei análises e ao técnico Francisco Bernardo Dias (querido Chiquinho).

Ao Núcleo de Pesquisa em Geoquímica e Geofísica da Litosfera da USP, o NUPEGEL, a Débora Ishida, a professora Célia Regina Montes e aos estagiários Diego, Carol e Roberta pelo suporte nas análises mineralógicas, pela atenção e amizade.

Ao pesquisador Carlos Manoel Pedro Vaz, ao técnico Paulo Renato Orlandi Lasso e a EMBRAPA Instrumentação Agropecuária pelo suporte e realização das análises microtomográficas.

Ao Departamento de Ciência do Solo da USP/ESALQ e ao professor Pablo Vidal-Torrado pelo suporte na realização das coletas de amostras de solos.

Ao professor José Fernandes de Melo Filho e alunos da UFRB pelo apoio e suporte nas coletas de amostras de solo realizadas em um perfil de solo localizado na Universidade. Agradeço também a Carolina Malala, ao Luiz Francisco e alunos da UFRB pela participação e ajuda nas coletas.

À professora Neide Fabiola Balarezo Giarola pelo apoio e auxílio nas coletas de amostras de solo realizadas em um perfil de solo localizado na área do IAPAR em Ponta Grossa - PR.

À Usina Colorado, responsável pela fazenda Lageado 4 pelo apoio e autorização das coletas realizadas em uma área de floresta nativa da fazenda, localizada em Miguelópolis - SP.

Ao grupo Capin Comércio Agrícola Pecuária Industrial pelo apoio, suporte e autorização das coletas realizadas em uma área de floresta nativa da fazenda Capão da Cruz, localizada em Luis Antônio - SP.

À Fundação AGRISUS e a FEALQ pelo suporte financeiro na mobilidade acadêmica realizada na Alemanha, no Departamento de Ciência do Solo da UniKassel.

À UniKassel, ao professor Stephan Peth pela supervisão, e a toda equipe do laboratório de mecânica, hidrologia e análises de imagem, em especial à Margit Rode, Daniel Uteau-Puschmann, Jocelyn Ormeno e Leila Shafea, pelo apoio, parceria científica, carinho, amizade e por terem deixado o meu período em Witzenhausen mais leve e feliz.

Aos amigos do PPG - Solos e Nutrição de Plantas por dividirem bons momentos, sejam científicos ou de descontração: Glêvia (GK), Josimar Veira, Matheus Barreto (baiano), Nayana Alves, Gabi Souza, Gustavo de Godoy.

Aos amigos e colegas de orientação do PPG Solos: Aline Martineli, Camila Cassante, Fernando Gimenes, Gabriela Hellmeister, Ismael Meurer, Laiane Silva, Márcio Renato Nunes,

Tamires Souza e Verena Benício. Agradeço a todos vocês pela convivência diária, amizade e muita Física do Solo.

Ao Cezar Rebouças (Cezinha) pela amizade, ajuda e troca de conhecimentos em diversos momentos deste ciclo.

À Débora (Debrinha) pela amizade. Obrigada pela sua torcida em todos os momentos.

Aos meus amigos queridos de uma vida inteira, que torcem por mim e que acompanharam a trajetória até aqui: Carol, Eloito, Mayara, Eloísa, Kamila e André.

Aos meus amigos de Viçosa que mesmo longe sempre me apoiaram: Josiane Batista, Luiz Aníbal da Silva, Maiara Cazotti, Nathalie Cruz Sena e Francis Tenório.

À Cátia Simon, Carla Simon, Cristiane Formigosa e Vitória Derisso pela convivência diária, amizade, apoio e torcida. Obrigada por terem sido minha família em Piracicaba!

Por fim, a todos que de alguma forma me auxiliaram e me apoiaram para que este trabalho fosse realizado, sozinha jamais conseguiria.

MUITO OBRIGADA!!!

“Mestre não é quem sempre ensina, mas quem de repente aprende.”

- *João Guimarães Rosa*

SUMÁRIO

RESUMO	11
ABSTRACT	12
1. INTRODUÇÃO GERAL	13
2. MICROESTRUTURA DO SOLO RELACIONADA A PROPRIEDADES FÍSICO-HÍDRICAS DE LATOSSOLOS BRASILEIROS: UMA REVISÃO	15
Resumo	15
Abstract	15
2.1. Introdução	15
2.2. Mineralogia de Latossolos: óxidos de ferro e alumínio e minerais silicatados	17
2.3. Agregação, estrutura e porosidade do solo	20
2.4. Propriedades de retenção e condução da água em Latossolos	23
2.5. Perspectivas em estudos de estrutura e água no solo	27
3. LOCALIZAÇÃO, DESCRIÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DOS LATOSSOLOS ESTUDADOS	35
Resumo	35
Abstract	35
3.1. Localização e amostragem dos Latossolos estudados	35
3.2. Análises físicas, químicas e mineralógicas	39
3.2.1. Análises físicas	39
3.2.2. Análises mineralógicas.....	40
3.2.3. Análises químicas	41
3.3. Descrição dos resultados da caracterização física, química e mineralógica	42
3.3.1. Caracterização física dos Latossolos	42
3.3.2. Caracterização química e mineralógica dos Latossolos	43
Referências	46
4. ESTABILIDADE ESTRUTURAL DE QUATRO LATOSSOLOS BRASILEIROS E SUA RELAÇÃO COM A QUÍMICA E MINERALOGIA DO SOLO	49
Resumo	49
Abstract	49
4.1. Introdução	50
4.2. Material e Métodos	51
4.2.1. Localização, amostragem e análises.....	51
4.2.2. Avaliação da estabilidade de agregados	53
4.2.2.1. Método do peneiramento úmido	53

4.2.2.2. Testes de resistência de agregados.....	54
4.2.2.3. Argila mecanicamente dispersa em água	55
4.2.3. Análise dos resultados	56
4.3. Resultados	56
4.3.1. Caracterização dos solos	56
4.3.2. Diâmetro médio ponderado de agregados e proporção de agregados estáveis em água	59
4.3.3. Argila mecanicamente dispersa em água.....	60
4.3.4. Resistência tênsil de agregados.....	60
4.3.5. Correlações entre os parâmetros de estabilidade de agregados com química e mineralogia do solo	61
4.4. Discussão.....	63
4.5. Conclusões	68
Referências.....	68
5. PROPRIEDADES FÍSICO-HÍDRICAS DE QUATRO LATOSSOLOS: RETENÇÃO E CONDUÇÃO DA ÁGUA NO SOLO	73
Resumo	73
Abstract.....	73
5.1. Introdução.....	74
5.2. Material e Métodos	76
5.2.1. Localização, amostragem e análises.....	76
5.2.2. Determinação da Curva de Retenção da Água no Solo	78
5.2.3. Modelagem da Curva de Retenção de Água no Solo, Distribuição e Frequência Acumulada de Poros	80
5.2.4. Determinação da Condutividade Hidráulica do Solo Saturado.....	82
5.2.5. Modelagem da Condutividade Hidráulica do Solo Não Saturado	82
5.2.6. Análise dos dados.....	83
5.3. Resultados	83
5.3.1. Caracterização dos solos	83
5.3.2. Curva de Retenção da Água no Solo, Distribuição e Frequência Acumulada de Poros	87
5.3.3. Disponibilidade de Água no Solo	92
5.3.4. Condutividade Hidráulica	92
5.3.5. Correlação entre tamanhos de poros, condutividade hidráulica saturada e alguns constituintes químicos e mineralógicos do solo.....	94
5.3.6. Análise de componentes principais	94
5.4. Discussão.....	97

5.5. Conclusões	101
Referências	102
6. CARACTERIZAÇÃO DA ESTRUTURA E DA POROSIDADE DE QUATRO LATOSSOLOS COM USO DE TÉCNICAS 2D E 3D	107
Resumo	107
Abstract	107
6.1. Introdução	107
6.2. Material e Métodos	109
6.2.1. Localização, amostragem e análises.....	109
6.2.2. Escaneamento, processamento e análise de imagens	112
6.2.2.1. Microtomografia de raios-X (μ TC)	112
6.2.2.2. Análises micromorfométricas e micromorfológicas.....	113
6.2.3. Determinação da condutividade hidráulica do solo saturado.....	114
6.2.4. Análise dos dados	114
6.3. Resultados	114
6.3.1. Caracterização dos solos	114
6.3.2. Características micromorfológicas e porosidade por análise de imagens 2D	118
6.3.3. Análise do sistema poroso 3D por microtomografia computadorizada - μ TC.....	123
6.4. Discussão	127
6.5. Conclusões	130
Referências	130
CONSIDERAÇÕES FINAIS	133

RESUMO

Microestrutura do solo relacionada a propriedades físico-hídricas de Latossolos brasileiros

Latossolos são predominantes no território brasileiro e mais frequentes em regiões de clima tropical. Estes solos se caracterizam por serem altamente intemperizados, de mineralogia composta por óxidos de Fe e Al e caulinita, fatores que, em conjunto, influenciam diretamente no grau de microagregação, alterando toda a dinâmica do seu espaço poroso e seu comportamento físico-hídrico. Devido à importância destes solos e à presença de algumas lacunas a serem preenchidas em relação a essa temática, os principais objetivos desta tese foram avaliar: (a) a estabilidade estrutural de quatro Latossolos e entender a relação com a mineralogia do solo; (b) propriedades físico-hídricas de Latossolos com ênfase na retenção e condução da água no solo e (c) a microestrutura e a porosidade de Latossolos com uso de técnicas 2D e 3D. Pelas análises realizadas e os dados obtidos dispostos na forma de capítulos, as principais conclusões foram: I. A goethita parece ser mais importante na estabilidade estrutural do solo do que a hematita e, conjuntamente com a gibbsita, mostrou potencial na formação de microagregados pequenos e estáveis, como visto no Latossolo Vermelho Distroférico. II. Como a estrutura é fundamental para se definir o comportamento físico-hídrico do solo, os Latossolos com maior quantidade de microagregados apresentaram maior porosidade inter e intra-agregados, resultado da distribuição de poros bimodal. III. O Latossolo Vermelho Distroférico e o Acriférico apresentaram alto grau de microagregação e um sistema poroso mais bem conectado, fatos que foram confirmados por análises de imagem 3D, o que pode justificar a alta condutividade hidráulica do solo saturado - K_{sat} , nestes Latossolos. Com relação ao tipo de poros encontrados pela análise de imagem 2D não foi constatada maior K_{sat} quando o solo sempre exibiu poros do tipo complexos, como no caso do Latossolo Amarelo Distrocoeso.

Palavras-chave: Microagregação; Estabilidade estrutural; Água no solo; Microtomografia de raios-X; Mineralogia do solo

ABSTRACT

Soil microstructure related to physical-hydric properties of Brazilian Oxisols

Oxisols, which are the soils most commonly found in tropical climate regions, are the predominant in the Brazilian territory. These soils are characterized as highly weathered, with mineralogy composed of oxides of Fe and Al and kaolinite, factors that directly influence the degree of micro-aggregation, changing the entire dynamics of their porous space and their physical-hydric behavior. Due to the importance of these soils and the presence of some gaps to be filled in relation to this theme, the main objectives of this thesis were to evaluate: (a) the structural stability of four Oxisols and understand its relationship to soil mineralogy; (b) the physical-hydric properties of them with emphasis on soil water retention and conduction; and (c) their microstructure and porosity, using 2D and 3D techniques. According to the results, the main conclusions were: I. Goethite seems to be more important in soil structural stability than hematite and which, together with gibbsite, indicated having the potential to form small and stable micro-aggregates, as seen in the Rhodic Haplustox. II. As the structure is fundamental to define the soil physical-hydric behavior, the Oxisols with higher amount of micro aggregates showed higher inter- and intra-aggregate porosity, a result of bimodal pore size distribution. III. The Rhodic Haplustox and Anionic Acrustox showed a high degree of micro-aggregation and a better connected porous system, facts that were confirmed by 3D image analysis, which may justify the high saturated hydraulic conductivity - K_{sat} , in these Oxisols; regarding the type of pores found by 2D image analysis, K_{sat} was not found to be higher when the soil always had complex pores, as in the case of the Xanthic Kandiuustox.

Keywords: Microaggregation; Structural stability; Soil water; X-ray microtomography; Soil mineralogy

1. INTRODUÇÃO GERAL

A classe dos Latossolos recobre a maior parte do território brasileiro, compreendendo solos altamente intemperizados e de mineralogia predominantemente composta por óxidos de ferro e alumínio e o argilomineral caulinita. A agregação e as propriedades físicas nestes solos estão associadas à presença destes óxidos, que são os principais agentes de estabilização em solos tropicais. A presença dos óxidos de ferro e alumínio reordenam as placas de caulinita, desajustando-as e promovendo a formação de uma estrutura microgranular altamente estável. O contraste entre os constituintes mineralógicos contribui para que estes solos apresentem diferentes desempenhos em relação à formação da sua estrutura, o que diretamente modifica toda a conformação do espaço poroso e a funcionalidade do solo.

Os óxidos de ferro e alumínio são assim minerais de elevada importância nos processos de agregação dos Latossolos e a sua formação está diretamente ligada a fatores ambientais e edáficos. Dentre os óxidos de ferro mais comuns nos Latossolos brasileiros, destacam-se a goethita e a hematita, devido à alta estabilidade termodinâmica que apresentam quando comparadas a outras formas de óxidos de Fe nos Latossolos. No que se refere à presença dos óxidos de alumínio, a gibbsita, quando presente nos Latossolos, indica um estágio avançado dos processos de intemperização, estando relacionada a intensa lixiviação de bases trocáveis. Estes minerais possuem diferenças morfológicas que estão relacionadas a diferentes propriedades associadas à área de superfície específica, modificando todos os processos físico-químicos que ocorrem no solo.

Os fenômenos de superfície são responsáveis por distintas reações que ocorrem nos Latossolos, interferindo no grau de agregação e, conseqüentemente, na dinâmica da estrutura do solo. Devido à presença de microagregados, os Latossolos apresentam desempenho diferenciado quanto à retenção de água pois, mesmo com elevados teores de argila, podem se assemelhar a solos de textura arenosa, apresentando alta permeabilidade. Outro fator é sobre a elevada microporosidade intra-agregados, que influencia na retenção de água em baixos potenciais mátricos. Dessa forma, as propriedades físicas do solo como a lei da infiltração, a condutividade hidráulica do solo, a curva de retenção da água e a permeabilidade do solo ao ar, ligadas ao espaço poroso, são diretamente alteradas.

A hipótese deste trabalho é que a proporção dos óxidos de Fe e Al aumentam a estabilidade dos agregados, o grau de microagregação, a porosidade inter e intra-agregados, bem como a conectividade dos poros, fatores estes que refletem na distribuição e morfologia dos poros. Nesta perspectiva, o objetivo geral deste estudo é caracterizar de forma detalhada os aspectos ligados ao sistema poroso, agregação, retenção e condução de água em Latossolos provenientes de diferentes

materiais de origem, para avaliação da ligação entre propriedades físicas e principalmente características mineralógicas do solo.

O trabalho está dividido em seis capítulos: 1. Introdução geral; 2. Revisão de literatura; 3. Descrição e caracterização dos solos; 4. Avaliação da estabilidade estrutural de quatro Latossolos e sua relação com a mineralogia do solo; 5. Propriedades físico-hídricas de Latossolos: retenção e condução da água no solo e 6. Caracterização da estrutura e da porosidade de Latossolos com uso de técnicas 2D e 3D.

2. MICROESTRUTURA DO SOLO RELACIONADA A PROPRIEDADES FÍSICO-HÍDRICAS DE LATOSSOLOS BRASILEIROS: UMA REVISÃO

Resumo

Latossolos são solos característicos de regiões de clima tropical e, devido às condições de intensa pedogênese, apresentam predominância de minerais resistentes ao intemperismo, como argilominerais e óxidos de Fe e Al. Estes minerais apresentam diferentes características morfológicas, sendo dependentes das condições em que são formados e do material de origem. Em solos tropicais, os óxidos de Fe e Al influenciam na formação, no grau de microagregação e na estabilização da estrutura do solo. A dinâmica da estrutura controla diversos processos e funções do solo e as propriedades dos agregados são decisivas no comportamento físico-hídrico destes solos. Esta revisão bibliográfica tem, assim, como objetivo detalhar e discutir as relações entre a mineralogia, a estrutura e o comportamento físico-hídrico de solos tropicais. Diferentes técnicas e pesquisas futuras que poderão auxiliar no entendimento destas relações e dos processos dinâmicos que ocorrem nestes solos também são apresentadas.

Palavras-Chave: Mineralogia; Microagregação; Porosidade do solo; Água no solo

Abstract

Oxisols are characteristic soils of tropical climate regions and, due to the conditions of intense pedogenesis, they have predominance of minerals resistant to weathering, such as clay minerals and Fe and Al oxides. These minerals have different morphological characteristics, being dependent on the conditions in which they are formed and on the parental material. In tropical soils, Fe and Al oxides influence the formation, the degree of microaggregation and the stabilization of the soil structure. The dynamics of the structure controls various processes and functions of the soil and the properties of the aggregates are decisive in the physical-hydric behavior of these soils. The objective of this bibliographic review is to detail and discuss the relationships between mineralogy, structure and physical-hydric behavior of tropical soils. Different techniques and future research that may help in understanding these relationships and the dynamic processes that occur in these soils are also presented.

Keywords: Mineralogy; Microaggregation; Soil porosity; Soil water

2.1. Introdução

Os Latossolos são solos típicos de clima tropical e estima-se que a extensão mundial por eles atingida seja em torno de 750 milhões de hectares (FAO, 2001). No Brasil, ocupam cerca de 40% da área total e são distribuídos amplamente por todo território (Embrapa, 2013). Os Latossolos apresentam podem apresentar: elevada porosidade, baixa densidade do solo e muitas vezes, estrutura granular estável, mesmo em solos com textura argilosa ou muito argilosa (Fontes, 1992). O avançado grau de intemperização promove elevada alteração dos minerais primários e concentram argilominerais e/ou óxidos de ferro e alumínio. Devido à grande extensão e a sua importância na agricultura, na manutenção dos ecossistemas e na regulação dos recursos hídricos, estes solos possuem grande relevância como tópico de estudo.

A estrutura do solo é importante por regular e controlar todos os processos ligados ao sistema poroso, que é consequentemente influenciado pela morfologia e grau de desenvolvimento dos agregados. Em solos sob clima tropical, a intensidade de intemperismo e condições de drenagem influenciam nas quantidades de caulinita, gibbsita, hematita e goethita encontradas nestes solos, pois estes são caracteristicamente os minerais predominantes, a depender do material de origem (Schaefer et al., 2008). Os diferentes ambientes durante a formação dos minerais alteram o tamanho das partículas, as faces expostas e graus de substituição isomórfica, induzindo-os a comportamentos diferenciados durante importantes reações no solo (Fontes et al., 2001).

Segundo Ferreira et al (1999) o desenvolvimento da estrutura de solos tropicais ainda necessita de estudos. Estes autores atribuíram principalmente a caulinita e gibbsita, a maior influência sobre as propriedades físicas dos Latossolos. As divergências sobre a formação da estrutura em solos tropicais ainda são constatadas na literatura. Alguns trabalhos confrontam o modelo convencional de formação de agregados quando aplicado a solos altamente intemperizados, pois há discordância sobre até que ponto os óxidos de ferro e alumínio são decisivos na formação e na estabilidade estrutural dos Latossolos. É relatada a ausência de hierarquia de agregação (Barberis et al., 2001; Duiker et al., 2003), já em outros trabalhos constatou-se a presença de hierarquia de agregação, pois observou-se a importância da matéria orgânica como agente de estabilização estrutural (Vrdoljak e Sposito, 2002; Rabbi et al., 2015).

A disposição dos agregados formando a estrutura do solo controla a formação do espaço poroso que, por sua vez definem as propriedades de retenção e condução da água no solo. Neste contexto, esta revisão detalha todos os aspectos que relacionam mineralogia, estrutura e dinâmica da água nos Latossolos (Figura 1). Além disso, auxilia no entendimento dos processos que ocorrem nestes solos, relacionando mineralogia, estrutura e comportamento físico-hídrico do solo, apontando lacunas e prováveis avanços nesta área de estudo.

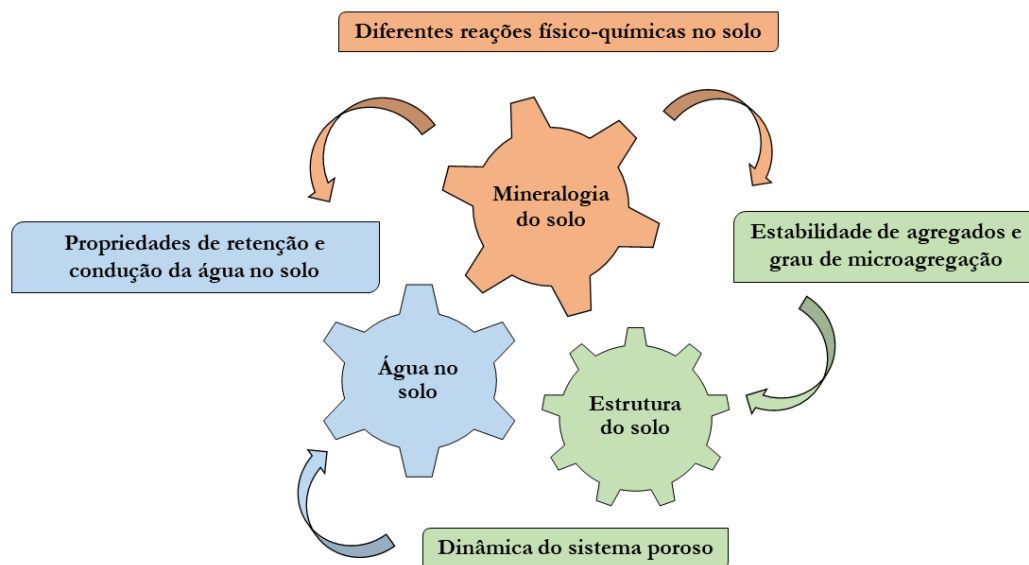


Figura 1. Esquema de representação das interações entre mineralogia, estrutura e a água no solo.

2.2. Mineralogia de Latossolos: óxidos de ferro e alumínio e minerais silicatados

Os argilominerais e os óxidos têm influência nas propriedades físicas do solo, dentre outras, a textura, a estrutura, a consistência, a permeabilidade, a expansão e a contração. As propriedades químicas também são influenciadas pela mineralogia, devido ao comportamento dos coloides, área superficial específica e reatividade da superfície (Kämpf et al., 2015). Nos Latossolos, os minerais predominantemente encontrados são caulinita e óxidos de ferro e alumínio, no caso dos Latossolos Bruno ainda pode coexistir a presença de vermiculita com hidróxi-Al entre camadas (VHE).

Os óxidos de ferro, denominação que inclui os óxidos, oxi-hidróxidos e óxidos hidratados, são os óxidos metálicos mais abundantes em solos. Os óxidos estão presentes na maioria dos solos de diferentes regiões e condições climáticas, como partículas minerais muito finas e em níveis de concentração variáveis (Schwertmann e Taylor, 1989). A concentração de óxidos de Fe em solos é influenciada pelo material de origem, grau de intemperização e por processos pedogênicos de acumulação ou remoção (Kämpf e Curi, 2000). Fatores comuns (temperatura, umidade, pH, Eh) interferem na formação dos óxidos de ferro, e quando formados, as suas fases minerais, composição e distribuição podem se submeter a contínuas modificações, conforme o ambiente do solo se altere (Schwertmann e Taylor, 1989).

No solo ocorre predomínio dos óxidos goethita (FeOOH) e hematita (Fe_2O_3), principalmente em solos de clima tropical, como nos Latossolos. Estes minerais possuem distinção quanto à substituição isomórfica de Fe por Al na estrutura, grau de cristalinidade, forma e tamanho dos cristais (Melo et al., 2001). A ocorrência dos minerais goethita (Gt) e hematita (Hm) em solos

depende de fatores ambientais e das taxas de liberação do Fe^{3+} . O ferro dos silicatos e outras fontes primárias liberados na solução podem levar à cristalização direta em Gt, caso o produto de solubilidade não exceda o da ferridrita (forma amorfa). Quando formada, a ferridrita poderá ser transformada em Hm por um processo de recristalização (desidratação) ou em Gt via dissolução. Os fatores que beneficiam a formação de Hm em relação a Gt são: elevada taxa de liberação de ferro e baixa concentração de compostos orgânicos, já que estes compostos podem complexar o Fe^{3+} , diminuindo sua concentração no sistema, evitando a formação da ferridrita. Outros fatores como: elevadas temperaturas e baixa umidade também podem ser decisivos (Schwertmann, 1966; Schwertmann e Taylor, 1977; Kämpf e Schwertmann, 1983).

A unidade estrutural básica para todos os óxidos de Fe é o octaedro, em que cada átomo de Fe é cercado por seis O ou por O e íons OH. Deste modo, a diferenciação entre os óxidos de Fe ocorre principalmente na disposição dos octaedros. A estrutura da goethita consiste em um ordenamento de ânions (O^{2-} e OH) e a da hematita em um arranjo de oxigênios empilhados (Cornell e Schwertmann, 2003). A hematita possui uma forma mais compacta e maior densidade ($5,26 \text{ g cm}^{-3}$) do que a goethita ($4,26 \text{ g cm}^{-3}$) (Schwertmann, 2008). O Fe nestes óxidos pode ser substituído por alguns cátions metálicos (Ni, Ti, Mn, Co, Cr, Cu, Zn) por substituição isomórfica (SI). O Al^{3+} substitui em níveis mais elevados do que outros cátions, pois o menor raio iônico do Al^{3+} comparado com Fe^{3+} causa uma contração linear no tamanho de célula unitária. A SI pode influenciar diretamente as propriedades do solo, pois com a redução da célula unitária ocorre uma diminuição no tamanho das partículas, influenciando a superfície específica e todas propriedades a ela relacionadas (Schwertmann e Taylor, 1989).

As propriedades químicas e físicas dos óxidos de ferro estão associadas principalmente a sua área de superfície específica (ASE) (Borggaard, 1983). Os óxidos possuem pequenos cristais (entre 5 e 100 nm) e elevada ASE (50 e $300 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$) mesmo em baixas concentrações no solo. A superfície dos óxidos é coberta com íons OH ligados a átomos de Fe^{3+} (Schwertmann, 2008). Os grupos funcionais na superfície contribuem para a geração de cargas dependentes do pH do solo, sendo positivas em baixos valores de pH e negativas em altos valores. O ponto de carga zero (PCZ) dos óxidos de Fe variam entre pH 7 e 9, portanto, na faixa de pH comum na maioria dos solos tropicais; os óxidos geram carga positiva e colaboram com os fenômenos de adsorção (Sumner, 1963; Borggaard, 1983).

O hidróxido de alumínio gibbsita - $\text{Al}(\text{OH})_3$ é o mais encontrado nos Latossolos e em conjunto com goethita e hematita são os óxidos mais encontrados em solos tropicais. A presença de gibbsita em solos está relacionada a um estágio mais avançado de intemperismo. A via pedogênica para a formação da gibbsita ocorre por meio da dessilicação dos aluminossilicatos

primários e/ou secundários, de acordo com a intensidade de lixiviação presente. Inicialmente, bases trocáveis são deslocadas do sistema e este entra em equilíbrio com o íon hidrogênio H^+ , seguido pela quebra da ligação Al-O-Si, liberando Al e Si na solução. Se a percolação for rápida ocorre à formação de gibbsita, porém se a água se mover lentamente no perfil, a concentração de Si pode aumentar combinando-se com o Al, favorecendo a formação da caulinita (Hsu, 1989). A rota pedogênica é dependente da intensidade de lixiviação do sistema, afetada também por temperatura, material de origem, topografia, vegetação e tempo (Kampf et al., 2009). A formação dos óxidos de ferro em relação à gibbsita é mais sensível às mudanças que ocorrem no ambiente pedológico, pois a formação da gibbsita ocorre quando o solo já passou por intensa lixiviação de silicatos.

O principal papel que os hidróxidos de alumínio desempenham no solo está relacionado a sua superfície de reação, assim como os óxidos de ferro. O ponto de carga zero (PCZ) dos óxidos encontra-se na faixa de pH entre 5,0 e 9,4. Segundo Hsu (1989) a superfície reativa Al-OH adsorve H^+ ou OH^- para desenvolvimento de carga superficial. Dessa forma, acima do PCZ, a superfície é carregada negativamente e abaixo do PCZ (maioria dos solos tropicais) a superfície é carregada positivamente. Em Latossolos com presença de gibbsita a tendência é ocorrer à predominância de cargas positivas na sua superfície, influenciando em diversas reações no solo.

A caulinita - $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ é um filossilicato 1:1 formado pela união de uma lâmina tetraédrica e uma octaédrica. No solo, a formação da caulinita é favorecida por altas razões Al/Si, pH baixo e pouca ocorrência de elementos como Na, Ca, Mg, Fe e K na solução do solo. Em condições de alta temperatura, umidade e lixiviação, micas e feldspatos podem se transformar diretamente em minerais do grupo caulinita. Porém, outros minerais primários fonte de Si e Al também podem formar caulinita, conforme seus constituintes sejam liberados na solução no solo (Melo e Wypych, 2009).

Conforme Kämpf et al. (2015), a caulinita é o mineral mais abundante em solos brasileiros porque pode ser formada a partir de outros minerais, em consequência da remoção parcial de cátions básicos e sílica. A sua formação e estabilidade nos solos ocorre devido ao processo de dessilicação parcial, dominante em clima quente e úmido. A presença de ferro na estrutura da caulinita pode interferir no seu grau de desordem estrutural, pois há uma relação entre o tamanho do cristal e o grau de desordem em consequência do intemperismo e da pedogênese. Dessa forma, as caulinitas podem apresentar diferentes características, diferenciando-se entre solos cauliniticos supostamente similares. Um exemplo são os Latossolos cauliniticos com elevados teores de Fe_2O_3 originados de rochas máficas, em que as caulinitas tendem a apresentar menor tamanho de cristal e, conseqüentemente, maior área superficial específica em relação a caulinitas presentes em Latossolos Amarelos originados de sedimentos do grupo Barreiras, com baixos teores de Fe_2O_3 .

A caulinita é encontrada em altas proporções na fração argila dos solos de clima tropical úmido e, portanto, um dos minerais mais importantes no comportamento químico do solo. A área superficial específica da caulinita está entre 10 a 20 m² g⁻¹, sendo baixa em comparação aos óxidos de ferro, mas não insignificante. A capacidade de troca de cátions (CTC) da caulinita é contribuição das cargas dependentes de pH oriundas das ligações quebradas ao longo das bordas do mineral. Tais cargas, aumentam com a redução do diâmetro, da cristalinidade do mineral e com a elevação do pH dos solos (Melo e Wypych, 2009).

Nos Latossolos Brunos é comum a presença de argilominerais 2:1 com hidróxi-Al nas entrecamadas (VHE - vermiculitas ou EHE - esmectitas). Estes minerais são pedogênicos e formados em ambientes ácidos pela intercalação de polímeros de Al no espaço entrecamadas das estruturas 2:1 da vermiculita e da esmectita. Os polímeros hidróxi-Al modificam as propriedades físico-químicas dos minerais (Kämpf et al., 2015). Dentre os filossilicatos, a vermiculita possui contribuição significativa com a CTC do solo, entretanto, em solos sob condições intensas de intemperismo, a contribuição é minimizada pela pouca frequência e quantidade em que ocorrem. Além disso, a intercalação com polímeros hidróxi entrecamadas reduz consideravelmente a CTC do solo (Azevedo e Vidal-Torrado, 2009).

Algumas condições favorecem a formação de camadas intercalares em minerais expansíveis como, dentre outras: (i) condições climáticas que permitam o fornecimento de íons Al; (ii) pH moderadamente ácido, em torno de 5,0; (iii) baixo conteúdo de matéria orgânica e (iv) ciclos de umedecimento e secagem frequentes do solo. A depender da razão OH/Al e quantidade de Al nas entrecamadas de hidróxi-Al, o silicato da camada expansível pode auxiliar ou retardar a formação da gibbsita, podendo também se tornar precursor da caulinita (Rich, 1968). As VHE ocorrem principalmente na fração argila grossa e tendem a aumentar em concentração nos horizontes superficiais do solo, o que evidencia sua formação pedogênica e resistência ao intemperismo. Estes minerais são termodinamicamente mais estáveis que a caulinita, por isso muitas vezes pode ocorrer no solo a presença de VHE associada à gibbsita (Kämpf et al., 2015).

2.3. Agregação, estrutura e porosidade do solo

Os agregados são o resultado do processo de floculação, cimentação e disposição das partículas primárias do solo (Lal e Shukla, 2004). Algumas teorias na literatura abordam como ocorreria o processo de agregação do solo. Emerson (1959) propôs um modelo conceitual em que a matéria orgânica do solo (MOS) estabilizaria os núcleos formados por domínios de argila e partículas orientadas de quartzo. Rejeitando a teoria de Emerson (1959), Edwards e Bremner (1967) apresentaram a teoria da microagregação, segundo os quais, os microagregados seriam formados

por reações na fase sólida: matéria orgânica, metais polivalentes e argilas eletricamente neutras, seguindo um modelo (C-P-MO, MO-P-MO ou C-P-C), em que C: partícula de argila; P (metal polivalente, como: Al, Fe ou Ca) e MO: complexo organometálico.

Tisdall e Oades (1982) ao elaborarem a teoria da hierarquia de agregação, consideraram que a estabilidade de agregados é dependente dos diferentes agentes da matéria orgânica. Oades (1984) modificou o conceito inicial de hierarquia apresentado anteriormente, destacando a formação de microagregados (< 250 μm) no centro dos macroagregados (> 250 μm).

Dexter (1988) com a teoria do “princípio de exclusão da porosidade”, destacou que compostos de partículas de ordem hierárquica inferior são mais densos do que os de maior ordem hierárquica. Isso ocorre pelo fato de cada ordem excluir os espaços porosos entre as partículas da ordem superior subsequente. Neste sentido, pequenos agregados possuem poros menores do que agregados maiores, devido a existência de poros grandes entre os microagregados que os compõem. Assim, a estrutura do solo em um determinado tamanho pode ser produzida pela combinação de elementos estruturais de ordem hierárquica inferior ou por fragmentação de elementos estruturais de maior ordem hierárquica. A hierarquia dos agregados no solo ocorre quando os agregados maiores se desagregam em menores e assim sucessivamente, até que se obtenha argila, silte e areia (Azevedo e Bonumá, 2004). Oades e Waters (1991), ao estudarem Alfissolos, Mollisolos e Oxissolos, constataram a ausência da hierarquia de agregação nos Latossolos (Oxissolos), devido aos efeitos dos óxidos como os principais agentes de estabilização em relação à matéria orgânica.

As interações entre caulinita e os óxidos de Fe e Al definem os processos de agregação e as características físicas dos solos altamente intemperizados (Melo e Wypych, 2009). Ferreira et al. (1999) realizaram um estudo para adequar o modelo proposto inicialmente por Emerson (1959) às condições de solos tropicais. Os autores estudaram horizonte Bw de Latossolos com macroestruturas contrastantes e diferentes composições mineralógicas, ambos de textura argilosa, para estabelecer os prováveis modelos de estruturação. O modelo proposto foi que para Latossolos mais oxídicos (gibbsíticos) ocorre o desenvolvimento de microestrutura, com predomínio de poros de empacotamento compostos, e o desenvolvimento de uma macroestrutura do tipo granular (Figura 2a). Para os Latossolos mais caulíníticos, os grãos estão envoltos num plasma denso, contínuo, com pouca tendência ao desenvolvimento de microestrutura, como consequência do ajuste face a face das placas de caulinita, provocando o desenvolvimento de macroestrutura do tipo em blocos (Figura 2b).

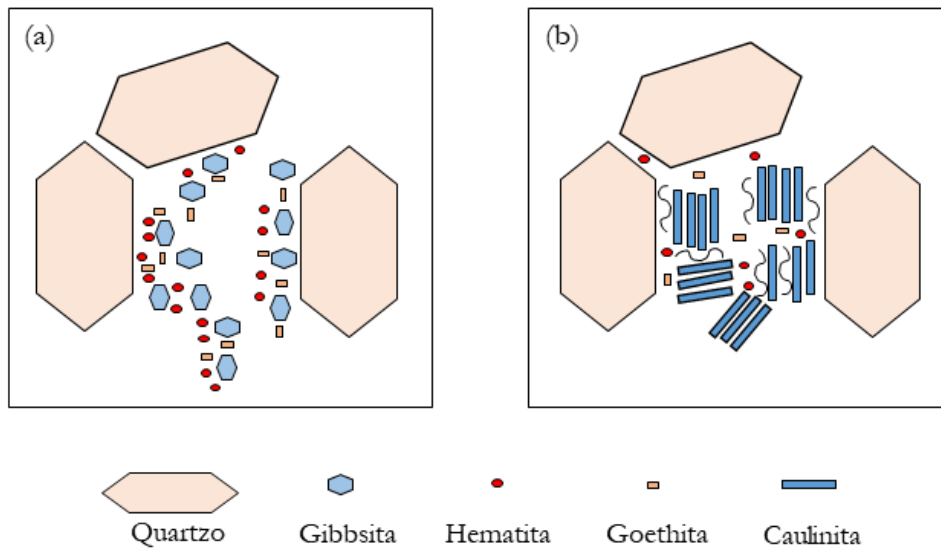


Figura 2. Modelo de estruturação em solos tropicais com presença de gibbsita (a) e caulinita (b). Adaptado de Ferreira et al. (1999).

A gênese dos microagregados em Latossolos é influenciada por mais de um processo de formação, sendo encontradas microestruturação de origem geoquímica e/ou zoogenética (Vidal-Torrado et al., 1999; Cooper et al., 2005). Os diferentes graus e tipos de microestrutura microgranular também podem ser um produto biótico de longa duração atribuídos a alguns organismos do solo, como as térmitas (Schaefer, 2001).

Os óxidos de ferro são minerais importantes nos processos de agregação que ocorrem em solos tropicais. Duiker e Rhoton (2003) mostraram uma correlação entre o grau de agregação e a cristalinidade dos óxidos de Fe. Óxidos mal cristalizados possuem uma área de superfície maior e mais reativa do que óxidos de Fe cristalinos. Barberis et al. (1991), avaliando solos com diferentes relações entre os óxidos hematita (Hm) e goethita (Gt), sugeriram que ocorrem mecanismos de agregação distintos. Tais mecanismos estão ligados ao tamanho de partículas, número de hidroxilas livres na superfície da Gt em relação à Hm, podendo aumentar a capacidade da Gt em formar ligações. Observou-se uma maior eficiência dos óxidos amorfos na agregação, em consequência da sua maior área superficial.

Pinheiro-Dick e Schwertmann (1996) encontraram relação entre maiores teores de óxidos de ferro e resistência de agregados, assim como a participação efetiva destes na agregação. Nos Latossolos, hematita e goethita podem formar microagregados homogêneos com gibbsita, caulinita e quartzo, estando os óxidos de Fe e Al relacionados com agregação e as demais propriedades físicas do solo associadas.

A dinâmica da estrutura e da porosidade do solo estão relacionadas com as propriedades dos agregados (Volland-Tuduri e Brossard, 2004). Os processos de agregação são importantes por

estarem ligados a todo o comportamento físico do solo e aos fenômenos de transporte no solo. O espaço poroso influencia diretamente o movimento de água e ar, infiltração, e capacidade de condução e de retenção de água (Nimmo, 2005; Nimmo, 2013).

2.4. Propriedades de retenção e condução da água em Latossolos

As propriedades físicas dos Latossolos são influenciadas pelos óxidos ou pelo ajuste mal ordenado da caulinita. Alguns Latossolos podem apresentar uma textura mais arenosa ou muito argilosa. As partículas de argila quando agregadas fortemente, promovem uma estrutura granular fina e altamente resistente. A estrutura granular forte, aparentemente, faz com que a maioria dos Latossolos tenha uma elevada permeabilidade além do previsto, para o tamanho de partículas da classe (Soil Survey Staff, 1999). Este desempenho é consequência da agregação em elevado grau de partículas do tamanho de argila, dando ao solo um comportamento de partículas de tamanho areia (Fontes, 1992). Dessa forma, a água se move rapidamente por meio dos grandes poros e entre os grânulos finos e muito finos (Buol e Eswaran, 1999).

A porosidade dos Latossolos está fortemente relacionada com a disposição de microagregados e do empacotamento de partículas de argila dentro dos microagregados, com uma contribuição de poros grandes resultantes do desenvolvimento radicular e da atividade da macrofauna. Os Latossolos já foram descritos para uma vasta amplitude textural, entretanto, a variação da porosidade conforme a textura é um fato ainda não muito bem esclarecido (Balbino et al., 2002).

A retenção de água no solo é explicada por dois processos: capilaridade e adsorção. Na capilaridade, a retenção ocorre nos microporos dos agregados e está associada a uma interface curva água-ar. Entretanto, sabendo que o solo não se comporta apenas como um tubo capilar, a composição irregular do sistema poroso faz com que a descrição do estado da água no solo seja complexa. Na adsorção, a retenção ocorre na superfície dos sólidos do solo, como filmes de água, devido ao campo elétrico criado na superfície dos minerais de argila que atrai as moléculas de água. Na superfície das argilas, os cátions retidos também podem adsorver tais moléculas, ou ainda estas moléculas de água podem ser atraídas às superfícies sólidas pelas forças de curto alcance de London-van der Waals, que decrescem com a distância da superfície (Libardi, 2018).

A geometria e a distribuição do tamanho de poros controlam a transmissão e o armazenamento de água no solo, como também estabelecem a aeração e o espaço adequado para o crescimento radicular. Dentre as possibilidades de se quantificar a distribuição do tamanho de poros, a curva de retenção da água no solo (CRA) é a mais utilizada (Silva et al., 2010). A curva de

retenção de água no solo expressa a relação entre o potencial mátrico da água no solo (ψ_m) e o seu respectivo conteúdo de água (θ). Na determinação da CRA pelo método tradicional, o contato entre a água na amostra de solo e a água no aparelho do método, no potencial selecionado, é realizado por meio de uma placa porosa. Atingido o equilíbrio, em decorrência da aplicação da pressão, o conteúdo de água no solo é determinado pelo método gravimétrico (Pires et al., 2005). Este método tradicional, realizado em condições de laboratório, foi proposto inicialmente por Richards (1941) e Richards e Fireman (1943) com base na teoria da capilaridade.

A água no solo, além de mantida nos poros de transmissão e retenção e adsorvida nas partículas do solo, principalmente coloidais, por forças de coesão e adesão, ocorre também na estrutura cristalina dos minerais de argila. Duas propriedades edáficas importantes em relação à água mantida dentro dos poros são a capacidade de campo -CC e o ponto de murcha permanente -PMP (Lal e Shukla, 2004).

A CC é o conteúdo de água que o solo atinge e mantém depois de ser saturado e drenado livremente em resposta à força da gravidade e seu valor na CRA corresponde aos potenciais mátricos entre ψ_m -10 e ψ_m -30 kPa. Conforme os poros maiores são esvaziados, as raízes das plantas passam a extrair água de poros cada vez menores e de películas mais finas, onde o potencial mátrico é menor e as forças de atração da água para as superfícies coloidais são maiores. O PMP tem sido considerado como o teor de água no solo correspondente ao potencial mátrico $\psi_m = -1500$ kPa. Abaixo do PMP as moléculas de água são teoricamente, tão firmemente retidas que a planta não consegue absorvê-las. O equilíbrio que ocorre a um potencial de $\psi_m = -3100$ kPa é conhecido como coeficiente higroscópico. A água não disponível para as plantas inclui a higroscópica e a água capilar retida a potenciais menores do que $\psi_m - 1500$ kPa (Brady e Weil, 2013).

A microestrutura com variados graus de arredondamento promove um desempenho único nos Latossolos em relação à retenção da água no solo. Os microagregados, com abundante presença nos Latossolos proporcionam uma liberação de água rápida, assemelhando-os aos solos de textura mais arenosa para altos potenciais mátricos. Já a alta microporosidade intra-agregados faz com que ocorra alto teor de água para baixos potenciais mátricos. A estrutura altamente desenvolvida destes solos e a estabilidade dos agregados promovem a formação e preservação de poros inter-agregados e intra-agregados ultramicroscópicos (Tawornpruek et al., 2005).

O grau de desenvolvimento da estrutura em solos tropicais faz com que a curva de retenção da água no solo possa apresentar uma distribuição de poros bimodal, podendo ser dividida em porosidade textural e estrutural. A porosidade textural (ou porosidade da matriz) é o espaço poroso entre as partículas minerais individuais do solo. Ao serem combinadas, as partículas minerais formam microagregados e espaços de poros estruturais, associados a estes agrupamentos. A

porosidade estrutural refere-se ao espaço poroso entre os microagregados e agregados em formação e desempenha um papel importante nos processos de transporte. Em alguns solos, a porosidade estrutural também é composta por microfissuras (Dexter et al., 2008).

Chen et al. (2019) desenvolveram um modelo com base na distribuição bimodal do tamanho de poros, ou seja, dupla porosidade: a microestrutural correspondente a porosidade intra-agregados e a macroestrutural correspondente a porosidade inter-agregados. Neste modelo, o conteúdo volumétrico de água pode ser calculado pela função da distribuição de poros do solo, sendo a água dos poros expressa como a soma de uma contribuição da água armazenada nos microporos (poros intra-agregados) e uma segunda contribuição da água contida nos macroporos (poros inter-agregados) (Figura 3). Dessa forma, o conteúdo volumétrico de água em um solo com dupla porosidade pode ser descrito como:

$$\theta = \theta_M + \theta_{Mic} \quad (1)$$

em que θ_M é a função volumétrica do conteúdo de água nos macroporos ou macroporosidade (representada pela água presente entre os agregados e a água no menisco do poro, θ_{Men} na figura) e θ_{Mic} é a função do conteúdo de água nos microporos ou microporosidade.

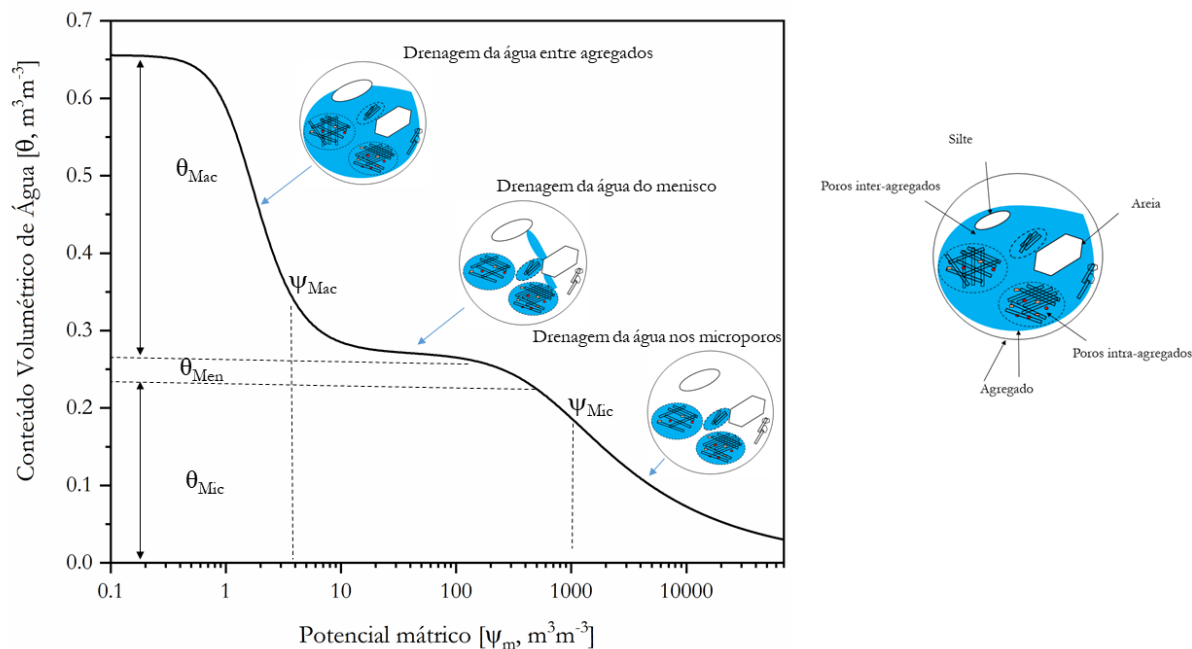


Figura 3. Curva de retenção da água no solo de um Latossolo Bruno Distrófico - modelo bimodal (Adaptado de Chen et al., 2019).

Lu et al. (2014), caracterizando o sistema poroso em solos altamente intemperizados também encontraram dois grandes grupos de poros (intra e inter-agregados); observaram que poros pedogênicos ($< 0,1 \mu\text{m}$) são formados por óxidos de ferro e caulinita. Os solos com maiores teores

de argila e óxidos de ferro livres apresentaram maior quantidade de criptoporos ($0,003 \mu\text{m} - 0,1 \mu\text{m}$), atribuída à maior área superficial específica e ao sistema de poros mais desenvolvido, contribuído pelos altos teores de óxidos de ferro e argila. Os poros com diâmetro entre $0,01 \mu\text{m}$ e $0,10 \mu\text{m}$ foram associados com espaços entre feixes de plaquetas de argila e poros menores que $0,01 \mu\text{m}$ aos espaços intercamadas nas argilas.

Em relação aos fenômenos de adsorção, Jurinak (1966) estudando o comportamento da água na superfície da hematita, destacou que os óxidos de Fe livres aumentaram a capacidade de adsorção de água pelo solo, sendo influenciada pelo número de hidroxilas na superfície dos colóides. Grohmann e Camargo (1973) comprovaram em trabalho posterior, uma correlação positiva entre a ASE e a água higroscópica em Latossolos, com os óxidos de ferro livres superiores à matéria orgânica quanto à adsorção de água. Os autores destacaram que o grau de cristalinidade dos óxidos, não avaliados no estudo, pode ter influenciado os processos de adsorção.

Beutler et al. (2002) ao avaliarem as diferenças entre Latossolos caulíníticos e oxídicos quanto à retenção de água em diferentes sistemas de uso, constataram que nos mais oxídicos ocorre maior retenção de água em baixas tensões, devido à mineralogia da fração argila contribuir na formação de microagregados. Em altas tensões a maior retenção foi atribuída ao maior teor de argila. Os teores de óxidos de Fe e Al correlacionaram-se de forma positiva e significativa com a retenção de água.

A condutividade hidráulica é uma propriedade que determina quão rápido ou lentamente a água se movimenta no solo. É considerada, deste modo, uma medida da capacidade do solo em transmitir água (Klute e Dirksen, 1986). A condutividade hidráulica (K) controla a infiltração, a percolação, a irrigação e, conseqüentemente, o movimento da água através do solo, constituindo-se numa propriedade chave na regulação e desempenho de aspectos importantes do balanço hídrico (Huang et al., 2016; Sakellariou-Makrantonaki et al., 2016).

A condutividade depende tanto do meio poroso como do fluido que se move. No caso do solo, as características que afetam a K estão ligadas à sua geometria porosa, sendo, portanto, altamente dependente da distribuição do tamanho dos poros e da tortuosidade. A propriedade que determina a geometria porosa do solo denomina-se permeabilidade intrínseca e é independente do fluido (Libardi, 2012).

As propriedades do fluido que afetam a condutividade são a densidade e a viscosidade cinemática do fluido. Daí, então, dizer-se condutividade hidráulica do solo, “hidráulica” para o fluido água no solo e “do solo” para o meio poroso solo. A condutividade hidráulica é sensível a pequenas mudanças no conteúdo de água, diminuindo em ordens de grandeza com uma pequena redução neste conteúdo (Nielsen et al., 1973). À medida que o conteúdo de água diminui, a partir

da saturação, os poros mais eficazes na condução de água são os primeiros a drenar; outro aspecto é que a tortuosidade dos caminhos de fluxo pode aumentar, e as propriedades como densidade e viscosidade da solução no solo podem ser modificadas. Tais fatores contribuem para uma rápida diminuição da condutividade com a redução do conteúdo de água, pelo que, evidentemente, a condutividade hidráulica é função do conteúdo de água no solo (Klute e Dirksen, 1986).

Outro aspecto importante está relacionado à concentração de solutos eletrolíticos. Em geral, a condutividade diminui com a redução da concentração destes solutos. Isto ocorre devido aos fenômenos expansão e dispersão das partículas do solo, que também são afetados pelas espécies de cátions presentes em solução. A dispersão e a migração de partículas de argila durante o fluxo podem resultar na obstrução dos poros (Hillel, 2003).

Na determinação da condutividade hidráulica são utilizados métodos de laboratório e de campo. No laboratório podem ser subdivididos para condições de saturação e não saturação. Com amostras com estrutura indeformada, por exemplo, pode-se determinar a condutividade hidráulica do solo saturado utilizando-se um permeâmetro de carga constante, método adequado para amostras de solo com valores de K_{sat} superiores a $2.10^{-3} \text{ mm s}^{-1}$. A função $K_r(\theta)$, que é a condutividade hidráulica relativa do solo não saturado, pode ser obtida de forma indireta a partir da equação de ajuste da curva de retenção de água no solo, utilizada por van Genuchten (1980), combinada com o modelo de Mualem (1976).

2.5. Perspectivas em estudos de estrutura e água no solo

A estrutura do solo é dinâmica e o seu estudo pode ser realizado por meio de diferentes técnicas. A técnica de tomografia computadorizada (TC) tem se tornado uma ferramenta importante no entendimento de aspectos ligados ao sistema poroso. Por ser uma técnica não-invasiva, ela auxilia no estudo, na quantificação da arquitetura do espaço poroso e da microestrutura do solo em 3D.

A TC é uma técnica que permite a visualização de seções transversais de um objeto de forma não destrutiva, baseada no princípio da atenuação de um feixe de radiação eletromagnética através do objeto (Pires et al., 2011). A TC divide o objeto de estudo em “fatias” em que são mapeados os parâmetros determinados de cada região interna do objeto. A reconstrução de imagens bidimensionais adquiridas ocorre para que se forneça uma visualização 3D da amostra. Por meio de algoritmos computacionais, é possível visualizar a estrutura interna de poros, canais, diferentes partículas, material orgânico e estudar processos dinâmicos de absorção e retenção de água (Lasso et al., 2008).

Em uma escala de resolução micrométrica e com utilização de raios-X de tubos (policromáticos) é possível visualizar a macroporosidade, os agregados e partículas individuais dos solos. Os equipamentos modernos, que utilizam feixe em cone e detector bidimensional fornecem milhares de seções (tomografias) durante uma única aquisição e que podem ser combinadas para a visualização tridimensional das estruturas porosas e dos agregados do solo (Vaz et al., 2014).

A TC vem sendo aplicada em estudos na área de física do solo, como avaliação da densidade (Macedo e Crestana, 1999; Fante Junior et al., 2002; Ferreira et al., 2015), porosidade (Beraldo et al., 2014), densidade de partículas (Macedo e Crestana, 1999), mudanças estruturais decorrentes dos ciclos de umedecimento e secagem (Pires et al., 2008) e mudanças na estrutura do solo decorrentes de diferentes sistemas de uso e manejo (Pires et al., 2017; Ferreira et al., 2019). A TC tem se mostrado uma excelente ferramenta, pois fornece informações sobre tortuosidade, conectividade, forma, tamanho e distribuição dos poros, informações pouco exploradas por outras técnicas (Pires et al., 2010).

O uso dessas técnicas é importante porque os estudos de estrutura do solo muitas vezes são limitados a uma escala. As informações sobre a estrutura interna de um solo geralmente têm sido inferidas a partir de algumas propriedades, em que os cálculos são baseados em suposições de forma de poros ideal, que normalmente não podem fornecer informações sobre toda a arquitetura do sistema poroso (Zhou et al., 2016).

Carducci et al. (2014) avaliaram a morfologia do espaço poroso de Latossolos com diferentes mineralogias sob sistema de manejo conservacionista em áreas de produção de café por meio de imagens 3D. Os autores constataram um aumento da esfericidade (arredondamento e rugosidade da superfície dos poros), com a diminuição do seu diâmetro, como consequência do sistema de manejo adotado, que revolve o solo e promove a formação de agregados menores e mais arredondados. Os poros mais esféricos foram detectados no Latossolo gibbsítico e poros na forma lamelar, planar e aciculares ocorreram, em sua maioria, no Latossolo caulínítico.

As perspectivas em relação a estudos sobre dinâmica da estrutura do solo e comportamento físico-hídrico do solo baseiam-se em uma tentativa de integração entre as diferentes áreas da Ciência do Solo. O entendimento dos processos físicos, químicos e biológicos que acontecem naturalmente no solo é necessário para o fornecimento de subsídios no planejamento de práticas de manejo, conservação e dinâmica da água no solo. Dessa forma, a aplicação de diferentes técnicas nos estudos sobre solos tropicais, como os Latossolos, é importante para entender o funcionamento destes solos e a provável aplicação dos dados na modelagem dos processos de fluxo, hidrologia, propensão do solo à degradação estrutural, sequestro de C, dentre outros.

Referências

- Azevedo, A.C., Bonumá, A.S., 2004. Colloidal particles, dispersion and aggregation in Latossolos (Oxisols). *Ciência Rural*, v.34, p.609-617. doi.org/10.1590/S0103-84782004000200046.
- Azevedo, A.C., Vidal-Torrado, P., 2009. Esmectita, vermiculita, minerais com hidróxi entrecamadas e clorita. In: Melo, V. F.; Alleoni, L. R. F. *Química e mineralogia do solo: Parte I: Conceitos Básicos*. Viçosa, MG: SBCS.
- Balbino, L.C., Bruand, A., Brossard, M., Grimaldi, M., Hajnos, M., Guimarães, M.F., 2002. Changes in porosity and microaggregation in clayey Ferralsols of the Brazilian Cerrado on clearing for pasture. *European Journal of Soil Science*, v. 53, p.219-230. doi.org/10.1046/j.1365-2389.2002.00446.x.
- Barberis, E., 1991. Aggregation of soil particles by iron oxides in various size fractions of soil B horizons. *European Journal of Soil Science*, v.42, p.535-542. doi.org/10.1111/j.1365-2389.1991.tb00100.x.
- Beraldo, J. M.G., Scannavino Junior, F.A., Cruvinel, P.E., 2014. Application of x-ray computed tomography in the evaluation of soil porosity in soil management systems. *Engenharia Agrícola*, v.34, n.6, p. 1162-1174. doi.org/10.1590/S0100-69162014000600012.
- Beutler, A.N., Centurion, J.F., Souza, Z.M., Andrioli, I., Roque, C.G., 2002. Retenção de água em dois tipos de Latossolos sob diferentes usos. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 26, p. 829-834. doi.org/10.1590/S0100-06832002000300029.
- Borggaard, O.K., 1983. Effect of surface area and mineralogy of iron oxides on their surface charge and anion-adsorption properties. *Clays and Clay Minerals*, v. 31, p. 230-232. doi.org/10.1346/CCMN.1983.0310309.
- Brady, N.C., Weil, R.R., 2013. *Elementos da natureza e propriedades dos solos*. 3.ed. Porto Alegre: Bookman, 704p.
- Buol, S.W., Eswaran, H., 1999. Oxisols. *Advances in Agronomy*, v.68, p.151-195.
- Carducci, C.E., De Oliveira, G.C., Curi, N., Heck, R.J., Rossoni, D.F., 2014. Scaling of pores in 3D images of Latosols (Oxisols) with contrasting mineralogy under a conservation management system. *Soil Research*, v.52, p.231-243. doi.org/10.1071/SR13238.
- Chen, R-P., Liu, P., Liu, X-M., Wang, P-F., Kang, X., 2019. Pore-scale model for estimating the bimodal soil-water characteristic curve and hydraulic conductivity of compacted soils with diferente initial densities. *Engineering Geology*, 260: 1-15. doi.org/10.1016/j.enggeo.2019.105199.
- Cooper, M., Vidal-Torrado, P., Chaplot, V., 2005. Origin of microaggregates in soils with ferralic horizons. *Scientia Agrícola*, v.62, p.256-263. doi.org/10.1590/S0103-90162005000300009.
- Cornell, R.M., Schwertmann, U., 2003. *The Iron Oxides: structure, properties, occurrences and uses*. John Wiley & Sons.
- Dexter, A.R., 1988. Advances in characterization of soil structure. *Soil & Tillage Research*, v.11, p.199-238. doi.org/10.1016/0167-1987(88)90002-5.
- Dexter, A.R., Czyz, E.A., Richard, G., Reszkowska, A., 2008. A user-friendly water retention function that takes account of the textural and structural pore spaces in soil. *Geoderma*, 143: 243-253. doi.org/10.1016/j.geoderma.2007.11.010.
- Duiker, S.W., Rhoton, F.E., Torrent, J., Smeck, N.E. Ral, R., 2003. Iron (Hydr) Oxide Crystallinity Effects on Soil Aggregation. *Soil Science Society of America Journal*, v.67, p.606-611.

doi:10.2136/sssaj2003.6060.

- Edwards, A., Bremner, J., 1967. Microaggregates in soils. *European Journal of Soil Science*, v.18, p.64-73. doi.org/10.1111/j.1365-2389.1967.tb01488.x.
- Emerson, W.W., 1959. The structure of soil crumbs. *European Journal of Soil Science*, v.10, p.235-244. doi.org/10.1111/j.1365-2389.1959.tb02346.x.
- Fante Junior, L., Oliveira, J.C.M., Bassoi, L.H., Vaz, C.M.P., Macedo, A., Bacchi, O.O.S., Reichardt, K., Cavalcanti, A.C., Silva, F.H.B.B., 2002. Tomografia computadorizada na avaliação da densidade de um solo do semi-árido brasileiro. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v.26, p.835-842. doi.org/10.1590/S0100-06832002000400001.
- Ferreira, M.M., Fernandes, B., Curi, N., 1999. Mineralogia da fração argila e estrutura de Latossolos da região sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v.23, p.507-514. doi.org/10.1590/S0100-06831999000300003.
- Ferreira, T.R., Borges, J.A.R., Pires, L.F., 2015. Representative elementary area for soil bulk density measurements of samples collected in volumetric rings by CT image analyses. *Soil & Tillage Research*, v.152, p.74-84. doi.org/10.1016/j.still.2015.03.007.
- Ferreira, T.R., Pires, L.F., Wildenschild, D., Brinatti, A.M., Borges, J.A.R., Auler, A.C., Reis, A.M.H., 2019. Lime application effects on soil aggregate properties: Use of the mean weight diameter and synchrotron-based X-ray μ CT techniques. *Geoderma*, v.338, p.585-596. doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.10.035.
- Fontes, M.P.F., 1992. Iron oxide-clay mineral association in Brazilian oxisols: a magnetic separation study. *Clays and Clay Minerals*, v.40, p.175-179. doi.org/10.1346/CCMN.1992.0400206.
- Fontes, M.P.F., Camargo, O.A. de., Sposito, G., 2001. Eletroquímica das partículas coloidais e sua relação com a mineralogia de solos altamente intemperizados. *Scientia Agrícola*, v. 58, p.627-646. dx.doi.org/10.1590/S0103-90162001000300029.
- Grohmann, F., Camargo, O.A., 1973. Influência dos óxidos de ferro livres e da matéria orgânica na adsorção da água pelo solo. *Bragantia*, v. 32, p.203-222. doi.org/10.1590/S0006-87051973000100010.
- Hillel, D., 2003. *Introduction to Environmental Soil Physics*. Academic Press. 494p.
- Hsu, P.H., 1989. Aluminum Oxides and Oxyhydroxides. In: Dixon, J.B., Weed, S.B., (Eds). *Minerals in Soil Environments*. 2 ed. Madison: Soil Science Society of America. p. 331-371.
- Huang, M., Zettl, J.D., Barbour, S.L., Pratt, D., 2016. Characterizing the spatial variability of the hydraulic conductivity of reclamation soils using air permeability. *Geoderma*, v.262, p. 285-293. doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.08.014.
- Jurinak, J.J., 1966. Surface chemistry of hematite: Anion penetration effect on water adsorption. *Soil Science Society of America Journal*, v. 30, p. 559-562. doi:10.2136/sssaj1966.03615995003000050011x.
- Kämpf, N., Schwertmann, U., 1982. Goethite and hematite in climosequence in Southern Brazil and their application in classification of Kaolinitic soils. *Geoderma*, v. 29, p. 27-39. doi.org/10.1016/0016-7061(83)90028-9.
- Kämpf, N., Curi, N., 2000. Óxidos de ferro: indicadores de ambientes pedogênicos. In: Novais, R. F.; Alvarez V. H.; Schaefer, C. E. G. R. *Tópicos em Ciência do Solo*, Viçosa, MG, v.1, p. 107-138.
- Kämpf, N., Curi, N., Marques, J.J., 2009. Óxidos de Alumínio, Silício, Manganês e Titânio. In: Melo, V. F.; Alleoni, L. R. F. *Química e mineralogia do solo: Parte I: Conceitos Básicos*.

- Viçosa, MG: SBCS.
- Kämpf, N., Marques, J.J., Curi, N., 2015. Mineralogia de solos brasileiros. In: Ker, J.C., Curi, N., Schaefer, C.E.G.R., Vidal-Torrado, P. *Pedologia: fundamentos*. 1 ed. Viçosa: SBCS, 2ª reimpressão, pp. 81-128.
- Klute, A., Dirksen, C., 1986. Hydraulic Conductivity and Diffusivity: Laboratory Methods. In: Klute, A. Ed., *Methods of Soil Analysis - Part 1 - Physical and Mineralogical Methods*, American Society of Agronomy, Madison, p.687-734.
- Lal, R., Shukla, M.K., 2004. *Principles of Soil Physics*. The Ohio State University Columbus, Ohio, p.682.
- Lasso, P.R.O., Vaz, C.M.P., Naime, J.M., 2008. Recomendações para utilização do microtomógrafo de raios-X Sky Scan 1172 em ciências agrárias e biológicas. São Carlos: Embrapa Instrumentação Agropecuária. 22 p. ISSN 1518-7179; 37.
- Libardi, P.L., 2018. *Dinâmica da água no solo*. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 346 p.
- Libardi, P.L., 2012. *Dinâmica da água no solo*. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 346 p.
- Macedo, A., Crestana, S., 1999. Avaliação da macroporosidade e da densidade de partículas do solo através da microtomografia de raios-X. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v.23, p.763-771. doi.org/10.1590/S0100-06831999000400002.
- Melo, V.F.; Fontes, M.P.F.; Novais, R.F.; Singh, B.; Schaefer, C.E.G.R., 2001. Características dos óxidos de ferro e de alumínio de diferentes classes de solos. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v.25, p.19-32.
- Melo, V.F., Wypych, F., 2009. Caulinita e haloisita. In: Melo, V. F.; Alleoni, L. R. F. *Química e mineralogia do solo: Parte I: Conceitos Básicos*. Viçosa, MG: SBCS.
- Mualem, Y.A., 1976. New Model for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous Media. *Water Resources Research*, v. 12, p. 513-521. doi.org/10.1029/WR012i003p00513.
- Nielsen, D.R., Biggar, I.W., Erh, K.T., 1973. Spatial Variability of Field-Measured Soil-Water Properties. *Hilgardia*, v. 42, p. 215-260. doi.org/10.3733/hilg.v42n07p215.
- Nimmo, J.R., 2004. Porosity and pore size distribution. *Encyclopedia of Soils in the Environment*, v. 3, p. 295-303.
- Nimmo, J.R., 2013. Porosity and Pore Size Distribution. *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*, p.1-10.
- Oades, J.M., 1984. Soil organic matter and structural stability: mechanisms and implications for management. *Plant and Soil*, v.76, p.319-337. doi.org/10.1007/BF02205590.
- Oades, J., Waters, A., 1991. Aggregate hierarchy in soils. *Australian Journal of Soil Research*, v. 29, p.815-828. doi.org/10.1071/SR9910815.
- Pinheiro-Dick, D., Schwertmann, U., 1996. Microaggregates from Oxisols and Inceptisols: dispersion through selective dissolutions and physicochemical treatments. *Geoderma*, v.74, p.49-63. doi.org/10.1016/S0016-7061(96)00047-X.
- Pires, L.F., Bacchi, O.O.S., Reichardt, K., 2005. Soil water retention curve determined by gamma-ray beam attenuation. doi.org/10.1016/j.still.2004.06.003.
- Pires, L.F., Cooper, M., Cássaro, F.A.M., Reichardt, K., Bacchi, O.O.S., Dias, N.M.P., 2008. Micromorphological analysis to characterize structure modifications of soil samples submitted to wetting and drying cycles. *Catena*, v. 72, p. 297-304. doi.org/10.1016/j.catena.2007.06.003.
- Pires, L.F., Borges, J.A.R., Bacchi, O.O.S., Reichardt, K., 2010. Twenty-five years of computed

- tomography in soil physics: A literature review of the Brazilian contribution. *Soil & Tillage Research*, v. 110, p.197-210. doi.org/10.1016/j.still.2010.07.013.
- Pires, L.F., Cassaro, F.A.M., Bacchi, O.O.S., Reichardt, K., 2011. Non-destructive image analysis of soil surface porosity and bulk density dynamics. *Radiation Physics and Chemistry*, v.80, p. 561-566. doi.org/10.1016/j.radphyschem.2010.12.006.
- Pires, L.F., Borges, J.A.R., Rosa, J.A., Cooper, M., Heck, R.J., Passoni, S., Roque, W.L., 2017. Soil structure changes induced by tillage systems. *Soil & Tillage Research*, v.165, p.66-79. doi.org/10.1016/j.still.2016.07.010.
- Rabbi, S.M.F., Wilson, B.R., Lockwood, P.V., Daniel, H., Young, I.M., 2015. Aggregate hierarchy and carbon mineralization in two Oxisols of New South Wales, Australia. *Soil & Tillage Research*, v.146, p. 193-203. doi.org/10.1016/j.still.2014.10.008.
- Rich, C.I., 1968. Hydroxy interlayers in expansible layer silicates. *Clays and Clay Minerals*, v.16, p. 15-30. doi.org/10.1346/CCMN.1968.0160104.
- Richards, L.A., 1941. A pressure-membrane extraction apparatus for soil solution. *Soil Science*, v.51, p.377-386. doi:10.1097/00010694-194105000-00005.
- Richards, L.A., Fireman, M., 1943. Pressure plate apparatus for measuring moisture sorption and transmission by soils. *Soil Science*, v. 56, p.395-404. doi:10.1097/00010694-194312000-00001.
- Sakellariou-Makrantonaki, M., Angelaki, A., Evangelides, C., Bota, V., Tsianou, E., Floros, N., 2016. Experimental determination of hydraulic conductivity at unsaturated soil column. *Procedia Engineering*, v.162, p. 83-90. doi.org/10.1016/j.proeng.2016.11.019.
- Schaefer, C.E.R., 2001. Brazilian Latosols and their B horizon microstructure as long-term biotic constructs. *Australian Journal of Soil Research*, v.39, p.909-926. doi.org/10.1071/SR00093.
- Schaefer, C.E.G.R., Fabris, J.D., Ker, J.C., 2008. Minerals in the clay fraction of Brazilian Latosols (Oxisols): a review. *Clay Minerals*, v.43, p.137-154. doi.org/10.1180/claymin.2008.043.1.11.
- Schwertmann, U., Taylor, R.M., 1977. Iron oxides. In: J.B. Dixon and S.B. Weed (Editors), *Minerals in Soil Environments*. Soil Sci. Soc. Am., Madison, Wisc, p. 145-180.
- Schwertmann, U., Taylor, R.M., 1989. Iron Oxides. In: Dixon, J.B.; Weed, S.B.,(Eds). *Minerals in Soil Environments*. 2 ed. Madison: Soil Science Society of America. p. 379-438.
- Schwertmann, U., 2008. Iron Oxides. *Encyclopedia of Soil Science*, Springer, pp. 363-369.
- Silva, A.P., Tormena, C., Imhoff, S., Dias Junior, M.S., Klein, W., 2010. Indicadores da qualidade física do solo. In: Jong van Lier, Q. de., ed. *Física do Solo*. 1. ed. Viçosa, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v1. 298 p.
- Soil Survey Staff., 1999. *Soil Taxonomy. A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys*. Second Edition.
- Sumner, M.E., 1963. Effect of iron oxides on positive and negative charges in clays and soils. *Clay Minerals. Bull.* v.5, p.218-226. doi.org/10.1180/claymin.1963.005.29.08.
- Tawornpruek, S., Kheoruenromne, I., Suddhiprakarn, A., Gilkes, R.J., 2005. Microstructure and water retention of Oxisols in Thailand. *Australian Journal of Soil Research* , v.43, p.973-986. doi.org/10.1071/SR05039.
- Tisdall, J.M., Oades, J.M., 1982. Organic matter and water-stable aggregates in soils. *European Journal of Soil Science*, v.33, p.141-163. doi.org/10.1111/j.1365-2389.1982.tb01755.x.
- Van Genuchten, M.T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society*, v. 44, p.892-898. doi.org/10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x.

- Vaz, C.M.P., Crestana, S., Naime, J. M., Cruvinel, P. E., 2014. Tomografia computadorizada de raios-X ou gama. In: Naime, J. de M., Mattoso, L.H.C., Silva. W.T.L. da; Cruvinel, P.E.; Martin-Neto, L., Crestana, S. (Org.). Conceitos e aplicações da instrumentação para o avanço da agricultura. 1ed.Brasília: Embrapa.
- Vidal-Torrado, P., Lepsch, I.F., Castro, S.S., Cooper, M., 1999. Pedogênese em uma sequência Latossolo-Podzólico na borda de um platô na depressão periférica paulista. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v.23, p.909-921. doi.org/10.1590/S0100-06831999000400018.
- Volland-Tuduri, N., Brossard, M., 2004. Direct analysis of microaggregates shrinkage for drying: Application to microaggregates from a Brazilian clayey Ferralsol. *Comptes Rendus Geoscience*, v.336, p.1017-1024. doi:10.1016/j.crte.2004.03.003.
- Vrdoljak, G., Sposito, G., 2002. Soil aggregate hierarchy in a Brazilian oxisol. In: Violante, A., Huang, P.M., Bollag, J.M., Gianfreda, L. (Eds.), *Soil Mineral Organic Matter Microorganism Interactions and Ecosystem Health*, Elsevier, Amsterdam, pp. 197-217. doi.org/10.1016/S0166-2481(02)80054-X.
- Zhou, H., Fang, H., Mooney, S., Xinhua, P., 2016. Effects of long-term inorganic and organic fertilizations on the soil micro and macro structures of rice paddies. *Geoderma*, v.266, p. 66-74. doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.12.007.

3. LOCALIZAÇÃO, DESCRIÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DOS LATOSSOLOS ESTUDADOS

Resumo

Os Latossolos estudados foram o Latossolo Amarelo Distrocoeso típico (P1), Latossolo Vermelho Distroférico típico (P2), Latossolo Vermelho Acriférico típico (P3) e Latossolo Bruno Distrófico (P4). Foram realizadas a caracterização física, química e mineralógica dos solos. A textura dos perfis variou de franco-argilo-arenosa a muito argilosa; o teor de argila dispersa em água foi maior no P4 e P1 e menor no P2 e P3, sendo o inverso observado para o grau de floculação. Os solos de textura muito argilosa (P2, P3 e P4) possuem baixa densidade do solo e elevada porosidade em comparação ao P1. Em relação à caracterização química, de modo geral, os solos mostraram baixos valores pH em água e KCl; balanço de cargas negativo, com exceção do P3 com balanço de cargas positivo; baixas quantidades de bases trocáveis e os maiores teores de Fe_2O_3 total foram constatados no P2 e P3 e de Al_2O_3 total no P4. Quanto à mineralogia, a caulinita foi o argilomineral encontrado em todos os solos, sendo predominante no P1 e com os maiores teores observados no P3; presença de vermiculita com hidróxi-Al (VHE) foi constatada no P4. A goethita esteve presente nos quatro Latossolos, sendo o maior teor encontrado no P4 e a hematita em maior proporção no P3 e também foi quantificada no P2 e P4. O maior teor de gibbsita foi encontrado no P2, seguido do P3 e P4.

Palavras-chave: Propriedades físicas; Propriedades químicas; Propriedades mineralógicas

Abstract

The studied Oxisols were Xanthic Kandistox (P1), Rhodic Haplustox (P2), Anionic Acrustox(P3) and Typic Haplustox (P4). The physical, chemical and mineralogical characterization of the soils were performed. The profile textures varied from sandy loam to very clayey; the amount of water-dispersible clay was higher in P4 and P1 and lower in P2 and P3, the inverse being observed for the degree of flocculation. The very clayey soils (P2, P3 and P4) showed low bulk density and high soil porosity compared to P1. In relation to chemical characterization, the soils presented low pH in water and KCl; negative charge balance, except for P3 with positive charge balance; low amounts of exchangeable bases and higher amounts of total Fe_2O_3 were observed in P2 and P3 and of total Al_2O_3 in P4. With respect to mineralogy, kaolinite was the clay mineral found in all soils, being predominant in P1 and with the highest level observed in P3 the presence of hydroxy-aluminium interlayered vermiculite (HIV) was found in P4. Goethite was present in the four soils, being the highest amount found in P4 and hematite was present in higher proportion in P3 and also quantified in P2 and P4. The highest gibbsite amount was found in P2, followed by P3 and P4.

Keywords: Physical properties; Chemical properties; Mineralogical properties

3.1. Localização e amostragem dos Latossolos estudados

As áreas de estudo abrangem quatro Latossolos localizados nos estados da Bahia, Paraná e São Paulo. As áreas foram escolhidas com base em levantamentos, teses e artigos que mostravam a provável mineralogia dos solos. Os perfis coletados foram classificados de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos - SiBCS (Santos et al., 2018) e com o Sistema Americano - Soil

Taxonomy (Soil Survey Staff, 2014).

Os solos correspondem a: (P1) LATOSSOLO AMARELO Distrocoeso típico - LAdx (Xanthic Kandustox); (P2) LATOSSOLO VERMELHO Distroférico típico - LVdf (Rhodic Haplustox); (P3) LATOSSOLO VERMELHO Acriférico típico - LVwf (Anionic Acrustox) e o (P4) LATOSSOLO BRUNO Distrófico típico - LBd (Typic Haplustox) (Figura 1).

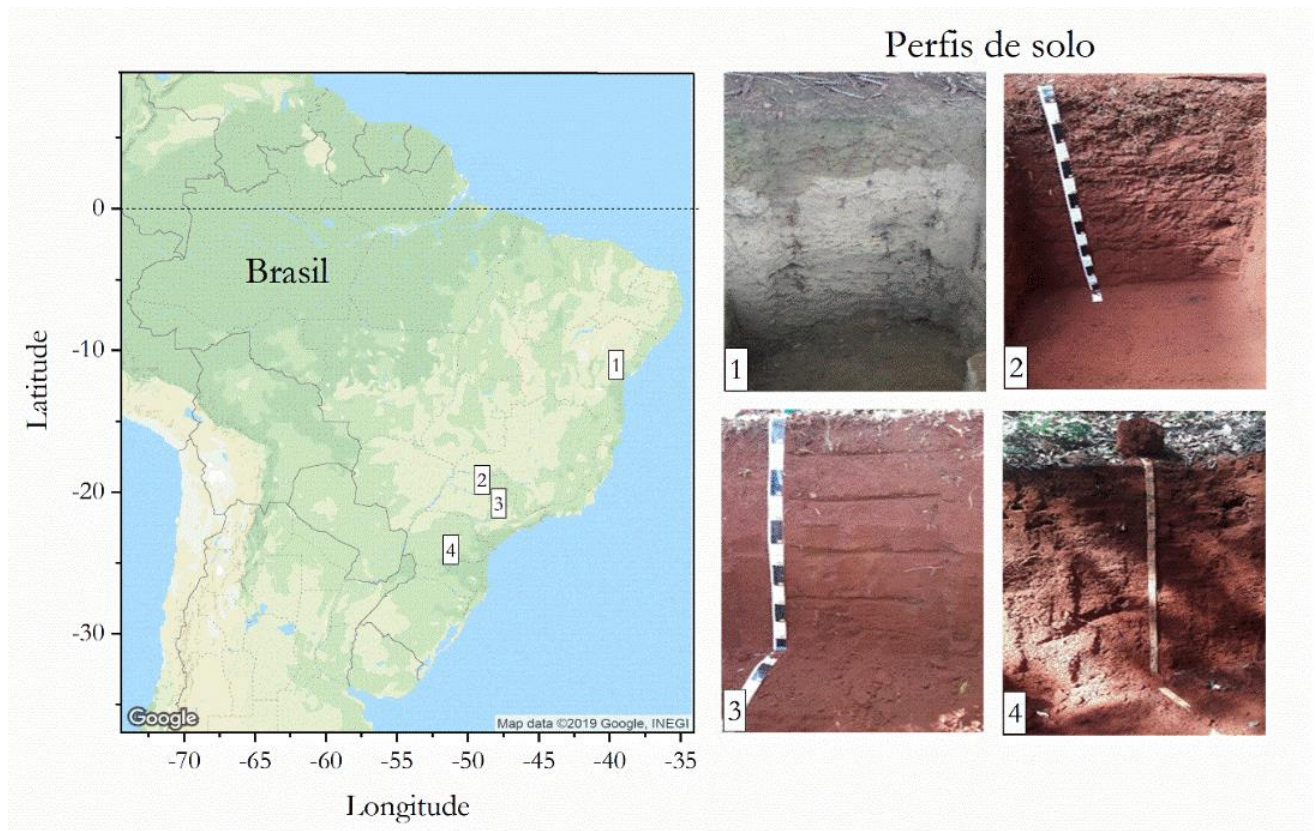


Figura 1. Localização dos quatro perfis de Latossolos estudados.

As Figuras 2, 3, 4 e 5 mostram os perfis estudados em detalhe com foco na descrição morfológica de cada solo.

Perfil 1 - LATOSSOLO AMARELO Distrocoeso típico

Localização: Campus experimental CCAAB/UFRB. Estrada para Escola de Agronomia, Cruz das Almas - BA. Coordenadas: 12°39'24.78" S; 39°05'09.26" O



Bw1 38-72 cm - amarelo (úmida); franco argilo arenosa; fraca pequena e média blocos subangulares; muito friável; plástica e pegajosa.

Perfil descrito por: Luciano da Silva Souza

Figura 2. Horizonte diagnóstico do Latossolo Amarelo Distrocoeso típico.

Perfil 2 - LATOSSOLO VERMELHO Distroférico típico

Localização: Fazenda Lageado 4 (arrendada pela Usina Colorado). Miguelópolis-SP. Coordenadas: 20°13'18.5" S, 48°01'40.3" W.



Bw 110 cm - vermelho (10 R 2,5/2, úmida); muito argilosa; microgranular pequena a muito pequena (microagregados); friável; plástica e pegajosa.

Perfil descrito por: Thaís Nascimento Pessoa

Figura 3. Horizonte diagnóstico do Latossolo Vermelho Distroférico típico.

Perfil 3 - LATOSSOLO VERMELHO Acriférico típico

Localização: Fazenda Capão da Cruz (pertencente ao grupo Capim Comércio Agrícola Pecuária Industrial). Luís Antônio - SP. Coordenadas: 21° 28' 23" S; 47° 53' 50" W



Bw 80⁺ cm - vermelho (2,5 YR 2,5/3, úmida); muito argilosa; bloco subangular médio que se desfaz em microgranular pequena a muito pequena (microagregados); friável; plástica e ligeiramente pegajosa.

Observações: intensa atividade biológica no perfil.

Perfil descrito por: Thaís Nascimento Pessoa

Figura 4. Horizonte diagnóstico do Latossolo Vermelho Acriférico típico.

Perfil 4 - LATOSSOLO BRUNO Distrófico típico

Localização: Estação do IAPAR. Rodovia do Café, km 496. Av. Presidente Kennedy, s/n. Ponta Grossa - PR. Coordenadas: 25°08'54" S; 50°09'06" W.



Bw1 135 - 170 cm - vermelho (2,5 YR 4/6, úmida); muito argilosa; bloco subangular grande moderada que se desfaz em bloco subangular pequena a muito pequena (microagregados); friável; muito plástica e muito pegajosa; transição difusa e clara.

Observações: intensa atividade biológica de cupins em todo perfil.

Perfil descrito por: Flávio A. Marques e Márcia Regina Calegari

Figura 5. Horizonte diagnóstico do Latossolo Bruno Distrófico típico.

As amostragens de solo foram realizadas em trincheiras, no horizonte Bw, em cada ponto de coleta. As amostras coletadas foram: (i) amostras indeformadas (dez repetições) em anéis cilíndricos de tamanho (0,07 m de diâmetro x 0,075 m de altura) com amostrador de Uhland, para a determinação da condutividade hidráulica do solo saturado, densidade e porosidade do solo e outras amostras de tamanho (0,05 m de diâmetro x 0,05 m de altura), com amostrador do tipo Uhland para a determinação da curva de retenção da água no solo-CRA (cinco repetições para cada potencial mátrico); (ii) amostras indeformadas na forma de blocos para as análises de imagem: para as análises micromorfológicas, em caixas de tamanho (0,12 m x 0,07 m x 0,04 m) e, para as análises tomográficas, em recipientes plásticos de diferentes dimensões; (iii) amostras deformadas (cinco repetições) para as determinações químicas e mineralógicas.

3.2. Análises físicas, químicas e mineralógicas

3.2.1. Análises físicas

A granulometria do solo foi caracterizada por meio de pré-tratamento, dispersão química/física, tamisamento da fração areia e quantificação de silte e argila pelo método da pipeta. O pré-tratamento foi realizado para remoção dos óxidos de ferro e alumínio mal cristalizados, e consequente aumento da dispersão dos solos, principalmente nos perfis que apresentaram elevado grau de microagregação. No pré-tratamento, foram utilizados em torno de 20 g de solo, com adição de 0,01 mol L⁻¹ de HCl considerando uma razão solo: solução de 1:5. Após 24 h de contato da solução com a amostra, foi realizado o processo de filtragem e lavagem do solo com água deionizada e em sequência as amostras foram secas em estufa a temperatura de 60 °C (Barreto, 1986; Donagemma et al., 2008).

Na dispersão química foram utilizados 20 g de solo, adicionados 50 mL de 0,1 mol L⁻¹ de NaOH e 200 mL de água deionizada. Estas amostras foram submetidas a dispersão física por meio de agitação rápida (120 rpm) durante 16 horas. Após agitação, as amostras foram passadas em peneiras de malha com tamanho de 0,053 mm e o conteúdo correspondente às frações silte e argila levados para provetas de 1000 mL. A areia foi fracionada em areia muito grossa (2,0 a 1,0 mm), areia grossa (1,0 a 0,5 mm), areia média (0,5 a 0,25 mm), areia fina (0,25 a 0,106 mm) e areia muito fina (0,106 a 0,053 mm).

Nas provetas, as amostras foram agitadas durante 20 s e coletou-se uma alíquota de 25 mL correspondente a fração silte + argila. Após nova agitação, no tempo calculado para a sedimentação da fração silte, uma nova alíquota de 25 mL foi coletada correspondente à fração argila e ambas

foram levadas para estufa a 105 °C por 24 horas (Gee e Dani, 2002; Teixeira et al., 2017). Os teores de argila dispersa em água foram quantificados pelo mesmo método, com exceção da dispersão química. O grau de floculação (%) foi obtido por meio da relação:

$$GF = \frac{(\text{Argila-ADA})}{\text{Argila}} \times 100 \quad (1)$$

em que GF é o grau de floculação (%); Argila é o conteúdo de argila obtido com o uso de dispersão química (g kg^{-1}); ADA é a argila dispersa em água sem uso de dispersante químico (g kg^{-1}).

A densidade do solo (ρ) foi determinada pelo método do anel volumétrico com cilindros de 0.07 m x 0.075 m (Blake e Hartge, 1986). Após obtenção da massa do solo seco a 105 °C durante 24 h, calculou-se a densidade do solo pela relação:

$$\rho = \frac{M_s}{V} \quad (2)$$

em que ρ é a densidade do solo (kg dm^{-3}); M_s é a massa de solo seco em estufa (kg kg^{-1}); V é o volume do cilindro (dm^{-3}).

A densidade de partículas (ρ_s) foi obtida pelo método do deslocamento de gás, utilizando um picnômetro de gás Hélio (Micromeritics AccuPyc 1330) (Flint e Flint, 2002). A porosidade foi calculada a partir da pela relação entre a densidade do solo e densidade de partículas:

$$\beta = 1 - \frac{\rho}{\rho_s} \quad (3)$$

em que β é a porosidade ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) e ρ_s é a densidade de partículas (kg dm^{-3}).

3.2.2. Análises mineralógicas

A argila proveniente da quantificação das frações granulométricas foi mantida nas provetas e, em sequência, aplicando-se a lei de Stokes, calculou-se o tempo de sedimentação da fração de tamanho silte, sendo a fração argila obtida por sifonamento até atingir uma quantidade suficiente para posteriores determinações mineralógicas (Jackson, 1969; Donagemma et al., 2008; Teixeira et al., 2017). Na fração argila, realizou-se um pré-tratamento para eliminação da matéria orgânica com hipoclorito de sódio - NaClO a 12% (Anderson, 1963). Uma parte da argila, após o processo de

remoção da matéria orgânica, foi submetida a um tratamento com ditionito-citrato-bicarbonato -DCB para a remoção dos óxidos de ferro e outra parte da fração argila com os óxidos foi mantida. As amostras foram secas em estufa a 60 °C, maceradas em almofariz de ágata e passadas em peneira com malha de 0,106 mm e, em sequência, submetidas às diferentes determinações.

Os minerais presentes na fração argila desferrificada foram identificados qualitativamente por meio da técnica de difração de raios-X. Um tratamento para identificação de um provável mineral 2:1 foi realizado apenas no solo P4. Neste solo, a fração argila também foi saturada com Mg^{2+} ($MgCl$) e em seguida foi realizada uma solvatação com etileno-glicol (Jackson, 1969). As amostras da fração argila foram colocadas sobre lâminas e analisadas com uma amplitude de varredura de 3° a 65° (2 θ). Para as análises utilizou-se um difratômetro Philips PW 1877, com potencial de 40 kV, corrente de 40 mA com monocromador para eliminação da radiação $K\beta$ e fonte de Cu (radiação $K\alpha$, $\lambda = 1,54186 \text{ \AA}$).

A análise termodiferencial - ATD foi utilizada para a quantificação dos minerais caulinita e gibbsita (Jackson, 1979). Amostras pulverizadas da fração argila desferrificada foram colocadas em um porta-amostra de alumina e analisadas com o aparelho Shimadzu DTG-60H-Simultaneous DTA-TG. A identificação da gibbsita e da caulinita foi realizada por meio dos picos endotérmicos entre 240 a 256 °C e 503 a 517 °C, respectivamente. A quantificação dos minerais na fração argila foi estimada pela quantidade de argila total da fração granulométrica, descontando-se os teores de ferro total obtidos após extração com ditionito-citrato-bicarbonato -DCB.

A identificação dos óxidos de ferro foi realizada pela técnica de espectroscopia de reflectância difusa - ERD. Amostras da fração argila, após eliminação da matéria orgânica do solo foram utilizadas na análise. Para os ensaios, foi utilizado um espectrômetro Varian Cary 5 (UV-VIS-NIR). Os espectros foram obtidos no intervalo entre 350 a 840 nm e os dados de reflectância foram transformados pela função Kubelka Munk; em seguida, calculou-se a segunda derivada e as curvas foram suavizadas pelo ajuste cubic spline (Scheinost et al., 1998). A partir dos resultados da segunda derivada, considerou-se a amplitude de bandas dos espectros (420 a 450 nm) associados a goethita e (530 a 580 nm) para a hematita, determinando a razão: $Hm/(Hm + Gt)$. A partir das amplitudes dos espectros e com os teores de Fe_2O_3 obtidos por DCB, realizou-se a quantificação destes minerais na fração argila dos solos (Fernandes et al., 2004).

3.2.3. Análises químicas

Na caracterização química determinou-se o pH em água e em $KCl 1 \text{ mol L}^{-1}$, os cátions trocáveis Al^{3+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , a acidez potencial (H+Al), o P (melich-1), o carbono orgânico do solo, as formas de Fe e Al procedentes de óxidos de baixa cristalinidade e de materiais não

cristalinos (OAA) e óxidos cristalinos, baixa cristalinidade e amorfos do solo (DCB). Os métodos e as determinações estão descritos em (Teixeira et al., 2017).

3.3. Descrição dos resultados da caracterização física, química e mineralógica

3.3.1. Caracterização física dos Latossolos

Os resultados da caracterização física dos Latossolos estão dispostos na Tabela 1. Os solos possuem textura entre a classe franco-argilo-arenosa e muito argilosa. A sequência decrescente do teor de argila total é a seguinte: P4 > P3 > P2 > P1. Os baixos teores de silte e da razão silte/argila (S/A) encontrados, sugerem que os solos se apresentam em um estágio avançado de intemperização, pois a fração granulométrica de tamanho silte é sensível à ação dos processos pedogenéticos, condizente com o que ocorre nos Latossolos. A fração areia apresentou heterogeneidade em todos os perfis. As frações areia média, areia fina e areia muito fina predominaram nos Latossolos de textura muito argilosa em comparação às frações de areia mais grosseira, consequência da presença de microagregados (< 250 µm) de tamanho areia nestes solos. O P1 foi o solo que apresentou predomínio das frações areia, principalmente areia fina, que podem auxiliar no entupimento de poros, intensificando a ação da coesão característica dos Latossolos de origem dos Tabuleiros Costeiros.

Os teores de argila dispersa em água (ADA) foram maiores no P4 e P1 e menores nos solos P3 e P2. Estes teores de argila, conseqüentemente, influenciaram na redução do grau de floculação (GF) no P1 e P4. O grau de floculação está relacionado com a estabilidade estrutural do solo, o que indica que os Latossolos Vermelhos (P2 e P3) possuem maior estabilidade quando comparados com o Latossolo Amarelo (P1) e com o Latossolo Bruno (P4) (Tabela 1). De modo geral, os solos de textura argilosa (P2, P3 e P4) apresentaram baixa densidade do solo e elevada porosidade. No P1, observou-se maior densidade do solo, em decorrência dos altos teores de areia e dos baixos teores de argila. Os maiores valores encontrados para a densidade de partículas no P2 e P3 ocorreram por causa da elevada quantidade de óxidos de ferro presentes nestes solos. Os óxidos de ferro são minerais que possuem elevada densidade, o que influencia os valores da densidade de partículas do solo, já o contrário foi constatado no P4, um solo com maiores proporções de carbono orgânico, material que possui uma densidade baixa em relação aos óxidos de ferro (Tabela 1).

Tabela 1. Caracterização física dos Latossolos estudados.

Atributos físicos	Unidade	Solos			
		P1	P2	P3	P4
Argila	g kg ⁻¹	295,03	674,74	727,49	768,65
Silte	g kg ⁻¹	15,76	159,01	167,69	183,10
Areia muito grossa	g kg ⁻¹	79,46	8,54	3,45	4,85
Areia grossa	g kg ⁻¹	220,93	13,88	5,04	4,34
Areia média	g kg ⁻¹	213,84	35,59	21,45	7,66
Areia fina	g kg ⁻¹	138,54	69,11	54,51	16,34
Areia muito fina	g kg ⁻¹	36,44	39,12	20,37	15,06
Argila dispersa em água	g kg ⁻¹	191,04	2,86	2,55	242,15
Grau de flocculação	%	35,25	99,58	99,65	68,50
Relação silte/argila		0,053	0,236	0,231	0,238
Densidade do solo (ρ)	kg dm ⁻³	1,68±0,02	1,03±0,03	0,98±0,03	0,89±0,04
Densidade de partículas (ρ_s)	kg dm ⁻³	2,73±0,01	3,05±0,01	3,04±0,02	2,59±0,05
Porosidade (β)	m ³ m ⁻³	0,38±0,01	0,66±0,01	0,68±0,01	0,66±0,02

3.3.2. Caracterização química e mineralógica dos Latossolos

A Figura 2 ilustra os difratogramas de raios-X da fração argila desferrificada dos quatro Latossolos estudados. Observa-se a presença de caulinita (C) no P1; caulinita e gibbsita (Gb) no P2 e P3; caulinita e gibbsita no P4. Visualmente notam-se as diferenças entre os picos referentes à caulinita, o que pode indicar mudanças no grau de cristalinidade do mineral. Após realização do tratamento com MgCl₂ na fração argila desferrificada para o Latossolo Bruno Distrófico (P4), foi possível constatar picos correspondentes ao mineral VHE - vermiculita com hidróxi-Al (V) nas entrecamadas, assim como os picos de caulinita e gibbsita que também apareceram nos difratogramas (Figura 3).

Os espectros de reflectância difusa (ERD) correspondentes a segunda derivada indicam que as bandas, variando no intervalo entre 420 a 450 nm, correspondem à goethita, e entre as bandas, entre 530 a 580 nm, situa-se o intervalo da hematita. Os resultados mostram que o P3 - Latossolo Vermelho Acriférico apresentou a maior amplitude da banda correspondente a hematita quando comparado ao P2, também um Latossolo Vermelho. Já no P1, visualmente há ausência da amplitude correspondente a hematita, condizente com a cor e material de origem desse solo, naturalmente caulinitico e pobre em óxidos de ferro. A goethita em relação à hematita foi o mineral encontrado em todos os Latossolos (Figura 4).

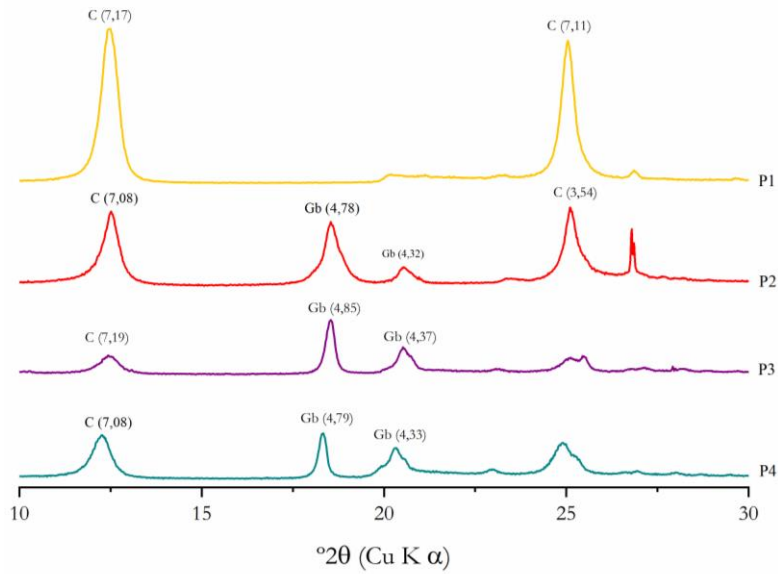


Figura 2. Difratomogramas de raios-X da fração argila desferrificada dos Latossolos estudados.

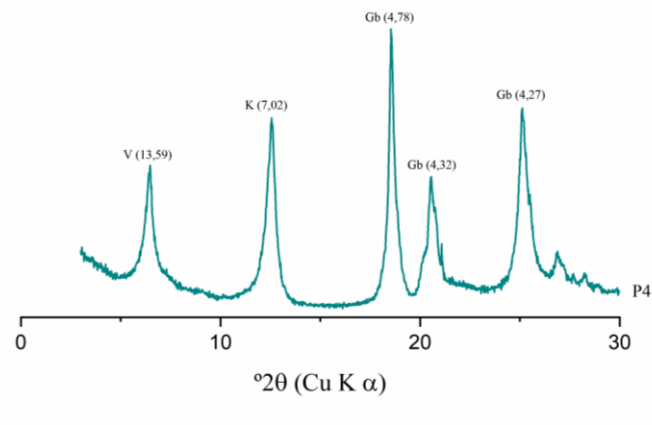


Figura 3. Difratomogramas de raios-X da fração argila desferrificada com tratamento $MgCl_2$ para o perfil 4.

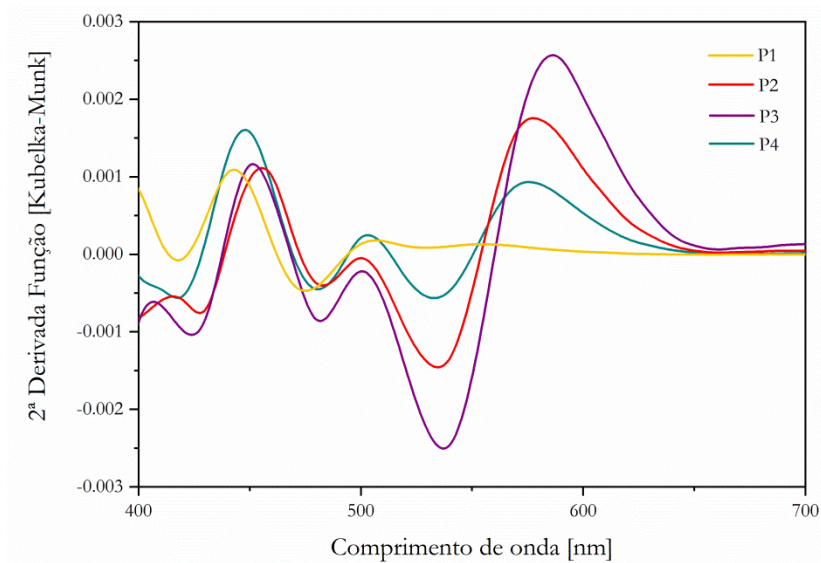


Figura 4. Espectros de reflectância difusa (ERD) na região de 400 a 700 nm da fração argila dos Latossolos estudados.

Os dados de caracterização química e mineralógica dos Latossolos estão dispostos na Tabela 2. Constataram-se maiores teores de carbono orgânico no P4, seguido do P2 > P3 > P1. Estes resultados evidenciam que, em solos com maior quantidade de argila, há uma maior proteção da matéria orgânica dentro de microagregados, reduzindo a sua decomposição. Os valores de $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$, variaram de 4,64 a 5,30 e pH_{KCl} de 4,06 a 5,30, indicando a presença de acidez em todos os Latossolos, resultados que são condizentes com as condições de formação destes solos, uma vez que a intensa lixiviação de bases trocáveis promove o acúmulo de Al^{3+} no complexo de troca. O balanço de cargas de superfície (ΔpH) foi negativo, com exceção do P3, que apresentou balanço de carga positivo, sendo considerado ácrico. A CTC variou de 3,34 a 9,37 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$, sendo os maiores valores encontrados no P4.

A caulinita foi o argilomineral encontrado em todos os Latossolos e, considerando quantidade de caulinita em função dos teores de argila, o P1 apresentou predominância deste mineral, entretanto, em termos de quantidade total, o P3 foi o solo que apresentou os maiores teores (370,37 g kg^{-1}) (Tabela 2). A goethita foi o óxido de Fe presente em todos os Latossolos, as maiores quantidades foram encontradas no P4 e P2 (72,68 e 70,20 g kg^{-1}). Quanto aos teores de Fe_2O_3 e Al_2O_3 , observou-se predomínio das formas cristalinas dos óxidos, extraídos pelo DCB, em relação às formas amorfas, evidenciado pela baixa razão Fe_o/Fe_d . Os maiores teores de Fe_2O_3 extraídos por DCB foram encontrados no Latossolo Vermelho Distroférrico (P2) e no Latossolo Vermelho Acriférrico (P3) (190,78 e 184,00 g kg^{-1}) e também foi considerável no P4 (122,84 g kg^{-1}). Estes Latossolos também apresentaram os maiores teores do óxido de Fe hematita: P3 (132,52 g kg^{-1}) e P2 (120,58 g kg^{-1}). O hidróxido de Al - gibbsita foi encontrado em maiores proporções no P4, seguido do P2 e P3, exceção do P1, que não apresentou quantidades consideráveis desse mineral (Tabela 2).

Tabela 2. Caracterização química e mineralógica dos Latossolos estudados.

Atributos químicos e mineralógicos	Unidade	Solos			
		P1	P2	P3	P4
pH _{KCl}		4,06	5,24	5,30	4,18
pH _{H2O}		4,78	5,30	5,27	4,64
ΔpH		-0,73	-0,05	0,03	-0,46
Capacidade de troca de cátions (CTC)	cmol _c kg ⁻¹	3,42	4,51	3,34	9,37
Acidez potencial (H+Al)	cmol _c kg ⁻¹	3,18	4,08	3,19	8,98
Alumínio (Al ³⁺)	cmol _c kg ⁻¹	1,07	0,43	0,47	2,03
Cálcio (Ca ²⁺)	cmol _c kg ⁻¹	0,15	0,26	0,05	0,08
Magnésio (Mg ²⁺)	cmol _c kg ⁻¹	0,07	0,14	0,07	0,28
Potássio (K ⁺)	cmol _c kg ⁻¹	0,03	0,04	0,03	0,04
Saturação por bases (V)	%	7,15	9,72	4,49	4,20
Fósforo disponível (P)	mg kg ⁻¹	1,96	1,01	0,76	0,93
Carbono orgânico (CO)	g kg ⁻¹	2,30	9,71	7,10	16,96
Fe ₂ O ₃ (DCB)	g kg ⁻¹	48,35	190,78	184,00	122,84
Al ₂ O ₃ (DCB)	g kg ⁻¹	7,98	13,89	11,55	25,25
Fe ₂ O ₃ (OAA)	g kg ⁻¹	0,21	0,93	0,81	0,61
Al ₂ O ₃ (OAA)	g kg ⁻¹	0,51	1,27	0,83	1,51
Fe _o /Fe _d		0,004	0,003	0,003	0,004
Caulinita	g kg ⁻¹	231,89	227,20	370,37	218,43
Gibbsita	g kg ⁻¹	-	285,56	209,02	169,99
Goethita	g kg ⁻¹	46,68	70,20	51,48	72,68
Hematita	g kg ⁻¹	1,67	120,58	132,52	50,16

Referências

- Anderson, J.U., 1963. An improved pretreatment for mineralogical analysis of samples containing organic matter. *Clays and Clay Minerals* 10, 380-388. doi: 10.1346/CCMN.1961.0100134.
- Barreto, W. 1986. Eletroquímica de solos tropicais de carga variável: capacidade da dupla camada elétrica. Rio de Janeiro: UFRRJ (Tese de Doutorado).
- Blake, G.R., Hartge, K. H., 1986. Bulk density. In: Klute, A (ed). *Methods of soil analysis - Physical and mineralogical methods*, 2 ed. Madison, American Society of Agronomy. p.363 - 375.
- Donagemma, G.K., Ruiz, H.A., Alvarez V, V.H., Ker, J.C., Fontes, M.P.F. 2008. Fósforo remanescente em argila e silte retirados de Latossolos após pré-tratamentos na análise textural. *Revista Brasileira de Ciência do Solo* 32, 1785-1791. dx.doi.org/10.1590/S0100-06832008000400043.
- Fernandes, R.B.A., Barrón, V., Torrent, J., Fontes, M.P.F., 2004. Quantificação de óxidos de ferro de Latossolos brasileiros por espectroscopia de reflectância difusa. *Revista Brasileira de*

- Ciência do Solo, v.25, p.245-257. doi.org/10.1590/S0100-06832004000200003.
- Flint, A.L., Flint, L.E. Particle density. In: Dane, J.H., Topp, G. C. (Ed)., 2002. Methods of soil analysis: part 4 - Physical methods. Madison: American Society of America. p.229-240.
- Gee, G.W., Dani, O. Particle-size analysis. In: Dane, J.H., Topp, G.C. eds. 2002. Methods of soil analysis. Physical methods. Madison, Soil Science Society of America. Part 4. p.255-289.
- Jackson, M.L., 1969. Soil chemical analysis – advanced course. 2ed. Madison: published by the author, 894 p.
- Jackson, M.L., 1979. Soil chemical analysis - advanced course. Madison: Prentice Hall, 895 p.
- Santos, H.G., et al., 2018. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. 5 ed. 356 p. EMBRAPA: Brasília, DF.
- Scheinost, A.C., Chavernas, A., Barrón, V., Torrent, J., 1998. Use and limitations of second-derivate diffuse reflectance spectroscopy in the visible to near-infrared range to identify and quantify Fe oxide minerals in soils. Clays and Clay Minerals, v.46, p.528-536. doi.org/10.1346/CCMN.1998.0460506.
- Soil Survey Staff., 2014. Keys to Soil Taxonomy, 12th ed. USDA-Natural Resources Conservation Service, Washington, DC.
- Teixeira, P.C., et al. 2017. Manual de métodos de análise de solo. 3 ed. 573 p. EMBRAPA: Brasília, DF.

4. ESTABILIDADE ESTRUTURAL DE QUATRO LATOSSOLOS BRASILEIROS E SUA RELAÇÃO COM A QUÍMICA E MINERALOGIA DO SOLO

Resumo

A agregação é importante por controlar diversos processos que ocorrem no solo, incluindo a dinâmica do sistema poroso. Conforme o modelo tradicional de hierarquia de agregação, a matéria orgânica e os seus diferentes agentes de estabilização seriam os mais importantes no processo de agregação do solo. Entretanto, para solos de clima tropical este modelo é questionável, devido aos principais agentes cimentantes serem considerados os óxidos de Fe e Al. Assim, os objetivos deste estudo foram: (a) avaliar a estabilidade dos agregados de quatro Latossolos brasileiros por diferentes técnicas e parâmetros de estabilidade estrutural (argila mecanicamente dispersa em água - AMDA; diâmetro médio ponderado - DMG e resistência tênsil - RT de agregados para diferentes classes de tamanho) e (b) relacionar os parâmetros de estabilidade estrutural com a composição química e mineralógica do solo. Os resultados mostraram que provavelmente há diferentes mecanismos de estabilização, dependendo do método utilizado. O Latossolo Amarelo Distrocioso foi o solo de menor estabilidade em todos os parâmetros avaliados. Entre os solos de textura muito argilosa, constatou-se a influência da matéria orgânica em conjunto com as formas de Al (amorfos e bem cristalizadas) na estabilidade de agregados de maior tamanho (8-4 e 4-2 mm) no Latossolo Bruno Distrófico, e da mineralogia do solo (gibbsita e goethita) estabilizando classes de menor tamanho no Latossolo Vermelho Distroférico.

Palavras-chave: Resistência tênsil; Diâmetro médio ponderado; Argila mecanicamente dispersa; Óxidos de Fe e Al; Matéria orgânica do solo

Abstract

Aggregation is important to control various processes that occur in the soil, including the dynamics of the porous system. According to the traditional model of aggregation hierarchy, organic matter and its different stabilization agents would be the most important in the soil aggregation process. However, for soils of tropical climate, this model is questionable, since the main cementing agents are considered the Fe and Al oxides. Thus, the objective of this study were: (a) to evaluate the stability of the aggregates of four Brazilian Oxisols by different techniques and structural stability parameters (mechanically-dispersed clay - MDC; mean-weight diameter - MWD and tensile strength -TS of aggregates for different size classes) and (b) to correlate the structural stability parameters to the chemical and mineralogical composition of the soil. The results showed that there are probably different stabilization mechanisms, depending on the evaluated method. The Xanthic Kandiuox was the soil with the lowest stability in all parameters evaluated. Among the soils with very clayey texture, the influence of organic matter with the Al forms (amorphous and well crystallized) was verified in the stability of larger aggregates (8-4 and 4-2 mm) in the Typic Haplustox and of soil mineralogy (gibbsite and goethite) stabilizing smaller classes in the Rhodic Haplustox.

Keywords: Tensile strength; Mean-weight diameter; Mechanically-dispersed clay; Fe and Al oxides; Soil organic matter

4.1. Introdução

O entendimento dos processos de agregação é importante por influenciarem em diferentes práticas relacionadas ao manejo, à estabilização do carbono e à conservação do solo. Conforme a teoria da hierarquia de agregação de Tisdal e Oades (1982), a estabilidade dos agregados do solo seria dependente dos diferentes agentes de estabilização encontrados na matéria orgânica, dessa forma, as raízes e hifas estabilizariam macroagregados ($> 250 \mu\text{m}$) e alguns componentes aromáticos em associação com cátions metálicos polivalentes, estabilizariam os microagregados ($< 250 \mu\text{m}$). Oades (1984) publicou uma modificação do seu conceito de hierarquia sobre a provável formação de microagregados dentro dos macroagregados, devido ao processo de decomposição de raízes e hifas. Os microagregados são formados durante a pedogênese por processos físicos, químicos e biológicos. As interações físico-químicas e químicas envolvem principalmente os agentes cimentantes (Fe, Al, Mn) e os aglutinantes advindos da matéria orgânica do solo. A fase mineral mais importante na formação dos microagregados são os óxidos de Fe e Al (Totsche et al., 2018).

Desta forma, diferentes classes de agregado apresentam também diferenças entre os agentes de estabilização. De acordo com Dexter (1988), as partículas formadas por uma ordem hierárquica inferior podem ter uma força interna mais elevada quando comparadas as partículas de ordem hierárquica superior. A força de ligação entre partículas formadas por qualquer ordem hierárquica, pode ser medida pela aplicação de uma força de resistência, a qual geralmente é reduzida com o aumento do tamanho do agregado.

Em solos tropicais e altamente intemperizados, há divergências sobre a formação de agregados e a possibilidade de existência ou não de uma hierarquia de agregação. Oades e Waters (1991), estudando diferentes solos, observaram nos Latossolos a inexistência de uma hierarquia de agregação, pois os óxidos mostraram-se como os agentes de estabilização mais eficientes nestes solos em relação à matéria orgânica. Resultados contrários foram observados por Vrdoljak e Sposito (2002) em que a matéria orgânica foi considerada fator chave na estabilização da estrutura de um Latossolo. Nos Latossolos, devido ao avançado estágio de intemperismo, ocorre a presença de minerais como caulinita, óxidos de ferro (goethita e hematita) e alumínio (gibbsita). As diferentes relações entre estes minerais podem definir diferentes mecanismos de estabilização dos agregados (Ferreira et al., 1999; Schaefer, 2001).

Alguns trabalhos mostram que quando existe gibbsita no solo, forma-se, preferencialmente, uma estrutura do tipo microgranular, o inverso ocorrendo quando há baixa quantidade deste óxido no solo e elevada quantidade do argilomineral caulinita, neste caso havendo preferência em formar uma estrutura do tipo blocos, devido ao ajuste face a face das placas de caulinita (Ferreira et al.,

1999; Schaefer, 2001). Um modelo semelhante para a formação de agregados também é descrito na literatura para Latossolos da Tailândia (Tawornpruek et al., 2005).

Além dos fatores relacionados à formação de agregados, a estabilidade estrutural do solo é dependente do método empregado em sua avaliação. Lal e Shukla (2004) destacaram que os métodos laboratoriais para a avaliação da estabilidade de agregados podem ser agrupados em três categorias: (i) métodos em que há facilidade de dispersão, que avaliam a quantidade de argila dispersa no solo após aplicação de uma determinada força mecânica (Dexter et al., 2011; Czyz e Dexter, 2015); (ii) métodos nos quais se avalia a agregação e a distribuição em diferentes classes de tamanho de agregado por meio do diâmetro médio ponderado (DMP) dos agregados, cujo valor é tanto mais elevado quanto maior a porcentagem de agregados retidos em peneiras maiores (Yoder, 1936; Kemper, 1965; Kemper e Chepil, 1965; Kemper e Rosenau, 1986) e (iii) método da resistência tênsil dos agregados, em que uma força é aplicada para a quebra de cada agregado, sendo importante por ser uma medida individual e um indicador sensível da condição estrutural do solo (Dexter e Kroesbergen, 1985; Kay e Dexter, 1992). A resistência tênsil em relação aos demais métodos é importante por representar a hierarquia dos agregados na estrutura do solo, de modo que o fraturamento dos agregados maiores ocorre nos planos de fraqueza, derivados das fissuras e microfissuras que formam zonas de menor resistência (Dexter e Kroesbergen, 1985; Tormena et al, 2008).

Outro fator de relevância é que a maioria dos estudos realizados em solos tropicais e altamente intemperizados tem dado ênfase à avaliação da estabilidade estrutural em diferentes sistemas de manejo e pouco se sabe de como os processos de agregação e suas interações físico-químicas ocorrem em condições naturais. Neste contexto, os objetivos deste estudo foram: (a) avaliar a estabilidade dos agregados de quatro Latossolos brasileiros por meio de diferentes técnicas e parâmetros de estabilidade estrutural e (b) relacionar os parâmetros de estabilidade estrutural com a composição química e mineralógica do solo.

4.2. Material e Métodos

4.2.1. Localização, amostragem e análises

Foram utilizadas amostras coletadas do horizonte subsuperficial (Bw) de quatro Latossolos localizados nos estados da Bahia, São Paulo e Paraná sob áreas de floresta nativa. Os perfis foram classificados de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos - SiBCS (Santos et al., 2018) e o Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2014) como: (P1) LATOSSOLO AMARELO Distrocoeso típico - Xanthic Kandustox; (P2) LATOSSOLO VERMELHO Distroférrico típico -

Rhodic Haplustox; (P3) LATOSSOLO VERMELHO Acriférrico típico - Anionic Acrustox e o (P4) LATOSSOLO BRUNO Distrófico típico - Typic Haplustox (Tabela 1).

Tabela 1. Classificação, tipo de estrutura e composição mineralógica dos solos.

Solos	SiBCS	Estrutura	Mineralogia	Hm/(Hm+Gt)
P1	LATOSSOLO AMARELO Distrocoeso	Bs	C, Gt	0,035
P2	LATOSSOLO VERMELHO Distroférrico	Gr	C, Gb, Gt, Hm	0,63
P3	LATOSSOLO VERMELHO Acriférrico	Gr	C, Gb, Gt, Hm	0,72
P4	LATOSSOLO BRUNO Distrófico	Bs	C, V, Gb, Gt, Hm	0,41

C: caulinita; V: vermiculita com hidróxi-Al; Gb: gibbsita; Hm: hematita; Gt: goethita; Hm/(Hm + Gt) relações entre os minerais; Bs: estrutura em blocos subangulares (fraca pequena e média em P1; grande e moderada no P4); Gr: estrutura granular (muito pequena nos solos P2 e P3).

Amostras indeformadas na forma de blocos foram coletadas de cada trincheira, a uma profundidade variando com a superfície do horizonte Bw de cada perfil de solo. Em cada bloco foram retiradas amostras, aleatoriamente, totalizando três repetições por solo, com auxílio de anéis volumétricos. Estas amostras foram utilizadas nos diferentes testes de estabilidade de agregados. Amostras deformadas para caracterização química e mineralógica também foram coletadas em cinco repetições por solo.

A granulometria do solo foi determinada por meio de pré-tratamento para remoção de óxidos de ferro e alumínio mal cristalizados, dispersão química e física, tamisamento da fração areia e quantificação do silte e argila pelo método da pipeta (Barreto, 1976; Gee e Dani, 2002; Donagemma et al., 2008; Teixeira et al., 2017).

Na fração argila, após pré-tratamento para remoção da matéria orgânica com hipoclorito de sódio - NaClO a 12%, determinou-se a quantidade dos minerais goethita e hematita por meio da técnica de espectroscopia de reflectância difusa (ERD) e, após remoção dos óxidos de ferro com ditionito citrato bicarbonato, identificou-se por difração de raios-X (DRX), os minerais caulinita e gibbsita (Anderson, 1963). No P4, a fração argila também foi saturada com Mg^{2+} ($MgCl_2$) e em seguida foi realizada uma solvatação com etileno-glicol, para a provável identificação de mineral 2:1 (Jackson, 1969). As amostras da fração argila foram colocadas sobre lâminas e analisadas com uma amplitude de varredura de 3° a 65° (2θ). Para as análises, utilizou-se um difratômetro Philips PW 1877, com potencial de 40 kV, corrente de 40 mA com monocromador para eliminação da radiação $K\beta$ e fonte de Cu (radiação $K\alpha$, $\lambda = 1,54186 \text{ \AA}$).

A análise termodiferencial (ATD) foi utilizada para a quantificação dos minerais caulinita e gibbsita (Jackson, 1979). A identificação da gibbsita e da caulinita foi realizada por meio dos picos endotérmicos entre 240 a 256 °C e 503 a 517 °C, respectivamente. A quantificação dos minerais na fração argila foi estimada pela quantidade de argila total da fração granulométrica, descontando-se

os teores de ferro total obtidos após extração com ditionito-citrato-bicarbonato -DCB.

Na identificação dos óxidos de ferro pela técnica de espectroscopia de reflectância difusa - ERD, os espectros foram obtidos no intervalo entre 350 a 840 nm e os dados de reflectância transformados pela função Kubelka Munk (Scheinost et al., 1998). A partir dos resultados da segunda derivada, considerou-se a amplitude de bandas dos espectros (420 a 450 nm) associados a goethita e (530 a 580 nm) para a hematita, determinando a razão: $Hm/(Hm + Gt)$. A partir das amplitudes dos espectros e com os teores de Fe_2O_3 obtidos por DCB, realizou-se a quantificação destes minerais na fração argila dos solos (Fernandes et al., 2004).

A área superficial específica do solo (ASE) foi medida pelo método de Brunauer-Emmett Teller - BET, com um analisador de ASE - BET. Na determinação, foram utilizadas amostras de solo correspondentes a terra fina seca ao ar. Após o banho de gás com N_2 , as amostras foram desgaseificadas a vácuo por 3 horas a uma temperatura de 100 °C (Brunauer et al., 1938).

Outras determinações, como o pH em água e em KCl 1 mol L^{-1} , os cátions trocáveis Al^{3+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , a acidez potencial (H+Al), o P (melich-1), o carbono orgânico do solo, as formas de Fe e Al procedentes de óxidos de baixa cristalinidade e de materiais não cristalinos (OAA) e óxidos cristalinos, baixa cristalinidade e amorfos do solo (DCB) também foram realizadas. Os métodos e as determinações estão descritos em (Teixeira et al., 2017).

4.2.2. Avaliação da estabilidade de agregados

No laboratório, as amostras foram destorroadas e secas ao ar durante o período de uma semana. Em sequência, foram separadas em diferentes classes de tamanho de agregado por meio de peneiramento manual, com o uso de peneiras de diferentes tamanhos de malha: 16; 8; 4; 2 e 1 mm. Os agregados foram obtidos para as classes 8-16; 4-8; 2-4 e 1-2 mm. As frações foram posteriormente utilizadas para avaliação da estabilidade de agregados pelos métodos do peneiramento úmido e da resistência tênsil.

4.2.2.1. Método do peneiramento úmido

Agregados secos ao ar e passados em peneiras de malha entre 8-16 mm foram utilizados e submetidos ao peneiramento úmido com oscilações mantidas por um tempo pré-determinado em um conjunto de peneiras, para posterior separação em diferentes frações de tamanho (Kemper e Rosenau, 1986). No teste foram utilizados 20 g de agregados que foram colocados na primeira peneira do conjunto que apresentava os seguintes tamanhos: 8; 4; 2; 1; 0,5 e 0,25 mm. Antes do processo de separação, os agregados colocados na primeira peneira foram imersos parcialmente no

tanque de água para que fossem pré-umedecidos por sorção durante um período de 30 minutos. No processo de separação foi usado um equipamento adaptado de Yoder (1936) no qual o conjunto de peneiras foi imerso totalmente e movimentado para cima e para baixo dentro da água, com 35 oscilações por minuto durante 10 minutos. Os agregados retidos em cada peneira foram secos em estufa a uma temperatura de 105 °C por um período mínimo de 24 h. O diâmetro médio ponderado de agregados foi calculado por meio da equação:

$$\text{DMP} = \sum_{i=1}^n (X_i W_i) \quad (1)$$

em que o DMP é o diâmetro médio ponderado de agregados, X_i é o diâmetro médio correspondente a determinada fração de tamanho (mm), W_i é o peso dos agregados em determinada fração de tamanho (g g^{-1}) e n é o número total de frações retidas nas seis peneiras.

4.2.2.2. Testes de resistência de agregados

Os testes de estabilidade foram realizados com agregados secos ao ar provenientes das seguintes classes de tamanhos: 4-8; 2-4; 1-2; 0,5-1 mm por meio do método do esmagamento. Cada agregado foi pesado antes das medidas serem realizadas, para as medidas foram utilizados entre 25 e 30 agregados por solo e por classe de tamanho. Os agregados foram esmagados individualmente utilizando duas estruturas paralelas com auxílio de um equipamento de carga (Zwick/Roell, Ulm, Alemanha) aplicando a força equivalente para a sua quebra (Figura 1).

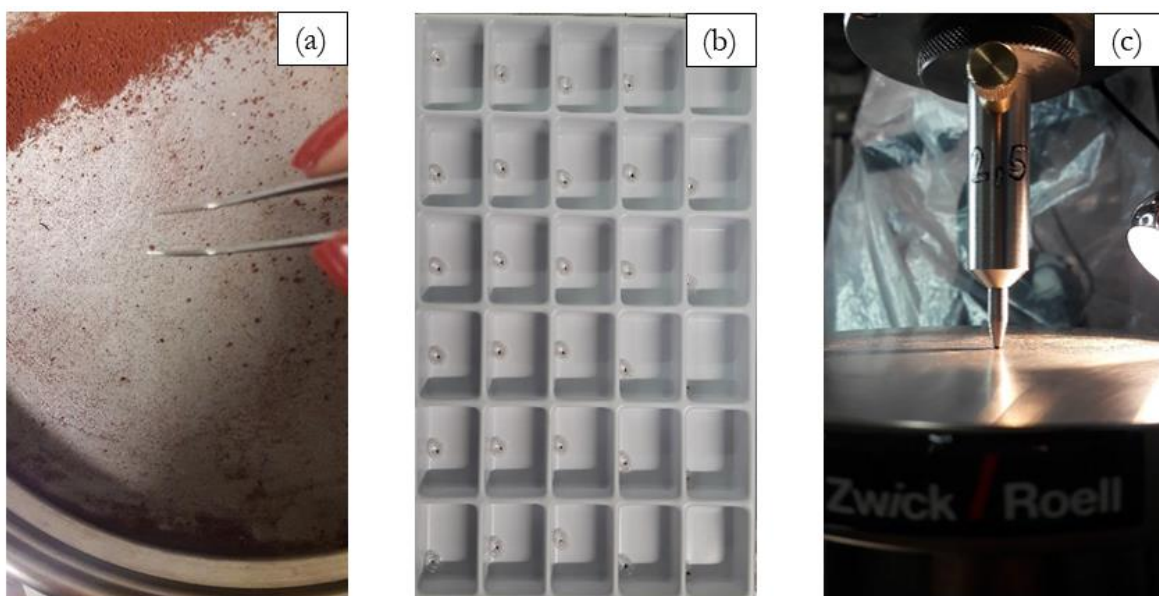


Figura 1. (a) preparo de amostras antes da realização dos testes; (b) agregados pesados e separados em sequência para os testes (c) procedimento do teste de resistência tênsil.

A resistência tênsil para a quebra dos agregados foi calculada conforme Dexter e Kroesbergen (1985):

$$RT = 0,576 \frac{F}{D^2} \quad (2)$$

em que RT é a resistência tênsil (kPa); 0,576 é um coeficiente de proporcionalidade; F é a força necessária para a quebra do agregado (N) e D é o diâmetro efetivo médio dos agregados (mm). O diâmetro efetivo médio dos agregados foi calculado por meio da equação:

$$D = D_m \left(\frac{m}{M} \right)^{1/3} \quad (3)$$

em que D_m é o diâmetro médio (mm) equivalente a média do diâmetro da peneira/2; m é a massa de cada agregado por tratamento (g); e M é a massa média de todos os agregados no tratamento (g).

4.2.2.3. Argila mecanicamente dispersa em água

A avaliação da estabilidade estrutural também foi realizada por meio da análise da argila mecanicamente dispersa em água (AMDA) (Dexter et al., 2011). Para avaliação da argila mecanicamente dispersa em água, foram utilizadas amostras de solo secas ao ar e passadas em peneiras de malha 2 mm (equivalentes a agregados < 2 mm). Cerca de 5 g de amostra foram adicionados a frascos com capacidade para 150 mL. No frasco, as amostras foram umedecidas lentamente com auxílio de um borrifador com água deionizada, por um período de 30 minutos. O umedecimento lento ou por capilaridade foi realizado para reduzir os riscos da quebra de agregados. Após este período, adicionaram-se 125 mL de água deionizada e em sequência as amostras foram agitadas em um agitador mecânico horizontal, a 120 oscilações por minuto durante um período de 30 minutos. Os frascos com as amostras foram deixados em repouso por 16 horas para sedimentação de partículas maiores do que a fração argila, conforme a lei de Stokes. Para as leituras foi retirada uma alíquota de 30 mL e adicionada ao recipiente para a leitura por turbidimetria. O aparelho fornece a leitura em NTU (unidade nefelométrica de turbidez). Os dados foram normalizados para a concentração de $g L^{-1}$ conforme a equação:

$$TN = \frac{T}{1000 \cdot \frac{M_s}{125}} \quad (4)$$

em que TN é a turbidez normalizada ($NTU/g L^{-1}$); T é a turbidez medida pelo aparelho (NTU); M_s é a massa de solo seco (g); 125: quantidade de água utilizada para a análise (mL); 1000: fator de correção para transformação de mL para L .

4.2.3. Análise dos resultados

Os resultados foram apresentados como valores médios com desvio padrão amostral e na forma de boxplot. Aplicou-se o teste de Kolmogorov-Smirnov para avaliação da hipótese de normalidade das variáveis. Em sequência, a análise multivariada, por meio da análise de componentes principais (ACP) e visualização por um gráfico do tipo BIPLLOT, representando os dois componentes CP1 e CP2 de maior peso. Análises de correlação de Pearson foram realizadas entre os parâmetros de estabilidade estrutural (AMDA, DMP e RT) e as prováveis interações analisadas a $P < 0,05$ de significância.

4.3. Resultados

4.3.1. Caracterização dos solos

Os perfis P1 e P4 possuem estrutura do tipo blocos subangulares, pequena/média e grande/moderada, respectivamente. Já os perfis P2 e P3, estrutura do tipo granular muito pequena. Em relação a composição mineralógica, analisada de acordo com os picos dos minerais nos difratogramas de raios-X e bandas dos espectros de reflectância difusa da fração argila, há presença de caulinita e goethita no P1, nos perfis P2, P3 e P4 constatou-se os minerais caulinita, gibbsita, goethita e hematita, e no P4 destaque para a presença de vermiculita com hidróxi-Al. A relação entre os óxidos de ferro hematita e goethita: $Hm/(Hm+Gt)$ foi baixa no P1 (0,035) e o maior valor é observado no P3 (0,72) (Tabela 1).

A textura do solo variou de franco-argilo-arenosa a muito argilosa. O P4 apresentou os maiores teores de argila, seguido do P3, P2 e do P1. A relação silte/argila foi baixa para todos os solos, assim como os teores de silte. O teor de argila dispersa em água (ADA) foi maior em P4 e P1 e baixo para P2 e P3, conseqüentemente o inverso ocorreu para o grau de floculação do solo (GF). A densidade do solo (ρ) foi menor quando o solo apresentava altos teores de argila e elevada porosidade (β). O maior valor de ρ foi encontrado no P1 e o menor em P4 (Tabela 2).

Os Latossolos apresentaram baixos valores de pH_{H_2O} com médias entre 4,64 e 5,30 e pH_{KCl} entre 4,06 e 5,30. Os valores do balanço de cargas de superfície (ΔpH) foi negativo para a maioria dos solos, exceto no P3 que possui saldo positivo de cargas. A CTC variou entre 3,34 -9,37 $cmol_c kg^{-1}$. O P4 apresentou os maiores valores de CTC e de acidez potencial. Nestes solos os teores de

fósforo e de bases trocáveis (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^{+}) foram baixos, indicando elevada acidez, devido a intensa lixiviação de bases e acúmulo do Al^{3+} no complexo de troca. O balanço de carga positivo no P3 indica um estágio de intemperização mais avançado em relação aos demais Latossolos, sendo considerado ácrico. Os teores de carbono orgânico variaram entre 2,30 e 16,96 g kg^{-1} , sendo maior no P4 (Tabela 3).

A caulinita foi o mineral encontrado em todos os Latossolos. Ao considerarmos a quantidade de argila e proporção de caulinita, o P1 é o solo que possui predominância deste mineral na fração argila, porém, em termos de quantidade total, o P3 é o solo que apresenta os maiores teores deste mineral (370,37 g kg^{-1}) (Tabela 3). O óxido de ferro goethita também foi constatado em todos os Latossolos e as maiores quantidades foram encontradas no P4 e P2 (72,68 e 70,20 g kg^{-1}). Quanto aos teores de Fe_2O_3 e Al_2O_3 observa-se predomínio das formas cristalinas (DCB) em relação aos óxidos amorfos (OAA), evidenciados pela baixa relação Fe_o/Fe_a . Os maiores teores de Fe_2O_3 por DCB foram encontrados nos Latossolos Vermelhos P3 e P2 (132,52 e 120,58 g kg^{-1}) e também foi considerável no P4. Para o Al_2O_3 (DCB) os maiores teores foram encontrados no P4 (25,25 g kg^{-1}). As mesmas tendências entre os solos foram observadas para os teores de Fe_2O_3 e Al_2O_3 extraídos por OAA (Tabela 3).

Tabela 2. Caracterização física dos Latossolos estudados.

Atributos físicos	Unidade	Solos			
		P1	P2	P3	P4
Argila	g kg^{-1}	295,03	674,74	727,49	768,65
Silte	g kg^{-1}	15,76	159,01	167,69	183,10
Areia muito grossa	g kg^{-1}	79,46	8,54	3,45	4,85
Areia grossa	g kg^{-1}	220,93	13,88	5,04	4,34
Areia média	g kg^{-1}	213,84	35,59	21,45	7,66
Areia fina	g kg^{-1}	138,54	69,11	54,51	16,34
Areia muito fina	g kg^{-1}	36,44	39,12	20,37	15,06
Argila dispersa em água	g kg^{-1}	191,04	2,86	2,55	242,15
Grau de floculação	%	35,25	99,58	99,65	68,50
Relação silte/argila		0,053	0,236	0,231	0,238
Densidade do solo (ρ)	kg dm^{-3}	1,68±0,02	1,03±0,03	0,98±0,03	0,89±0,04
Densidade de partículas (ρ_s)	kg dm^{-3}	2,73±0,01	3,05±0,01	3,04±0,02	2,59±0,05
Porosidade (β)	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	0,38±0,01	0,66±0,01	0,68±0,01	0,66±0,02
Área superficial específica	$\text{m}^2 \text{g}^{-1}$	11,84±0,19	35,70±5,50	40,72±3,54	59,91±3,40

Densidade do solo (Blake e Hartge, 1986); Densidade de partículas (Flint e Flint, 2002)

4.3.2. Diâmetro médio ponderado de agregados e proporção de agregados estáveis em água

As Figuras 1 e 2 mostram as diferenças observadas para o diâmetro médio ponderado (DMP) de agregados e as proporções de agregados entre as classes de tamanho. Os solos P4 > P3 e P2 tiveram a predominância de agregados em peneiras maiores, ressaltados pelos altos valores do DMP. Este efeito deve-se a proporção de agregados; >80% no P4; > 70% no P3 e > 50% no P2 encontrados nas peneiras entre 16-8 mm, respectivamente. Em contraste, o P1 mostrou-se com as maiores proporções de agregados em peneiras de tamanho menor. Entre os solos argilosos, o P2 sempre apresentou as maiores proporções de agregados nas peneiras entre 4-2, 2-1, 1-0,5 e 0,5-0,25 mm (macroagregados) e também para os microagregados < 0,25mm.

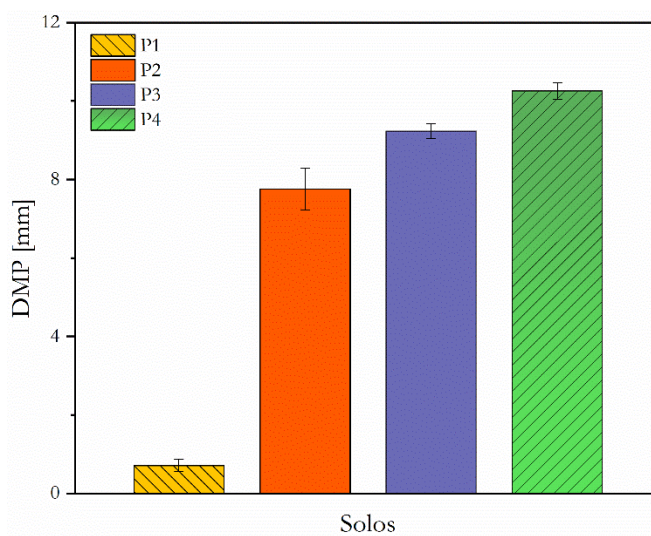


Figura 1. Diâmetro médio ponderado (DMP) de agregados para os quatro Latossolos estudados.

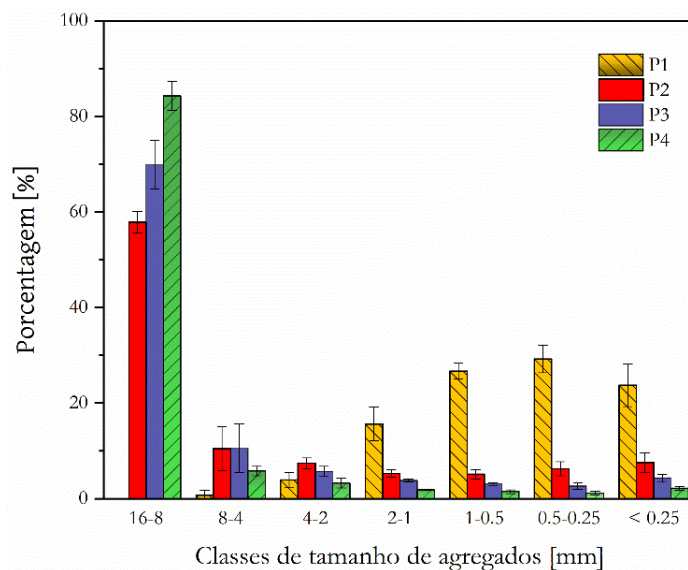


Figura 2. Classes de tamanho de agregados para os quatro Latossolos estudados.

4.3.3. Argila mecanicamente dispersa em água

A Figura 3 ilustra os resultados da análise da argila mecanicamente dispersa em água (AMDA). O P1 foi o solo que se apresentou como o menos estável entre todos os Latossolos. O P4 que foi o solo mais estável pela análise do DMP, mostrou-se levemente menos estável em comparação aos demais solos argilosos P2 e P3. As diferenças do método empregado na avaliação também influenciaram nos resultados, visto que foram utilizados agregados de menor tamanho < 2,0 mm nesta metodologia.

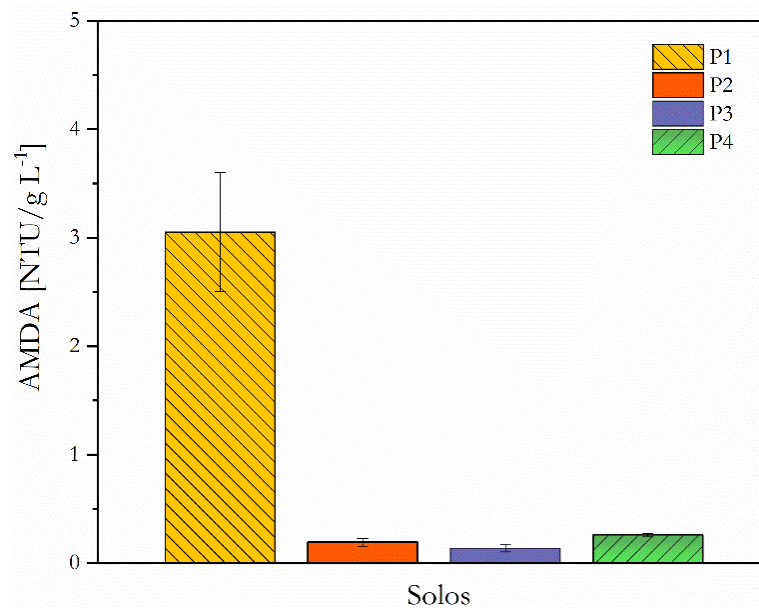


Figura 3. Teores de argila mecanicamente dispersa em água (AMDA) para os quatro Latossolos estudados.

4.3.4. Resistência tênsil de agregados

Os dados de resistência tênsil para agregados de diferentes tamanhos estão ilustrados na Figura 4. Constata-se um aumento na resistência com as classes de tamanho menor. Para a classe 8-4 mm há uma ordem de maior resistência para $P4 > P3 > P2 > P1$; em 4-2 mm ($P2 = P4 > P3 > P1$); 2-1 mm ($P2 > P4 > P3 > P1$); 1-0,5 mm ($P2 > P4 > P3$). Na classe 1-0,5 mm o P1 não pode ser avaliado devido à elevada quantidade de areia presente, desta forma, a sua resistência não apresentava dados reais para serem analisados. O P2 foi o solo que predominantemente teve a maior RT entre as classes.

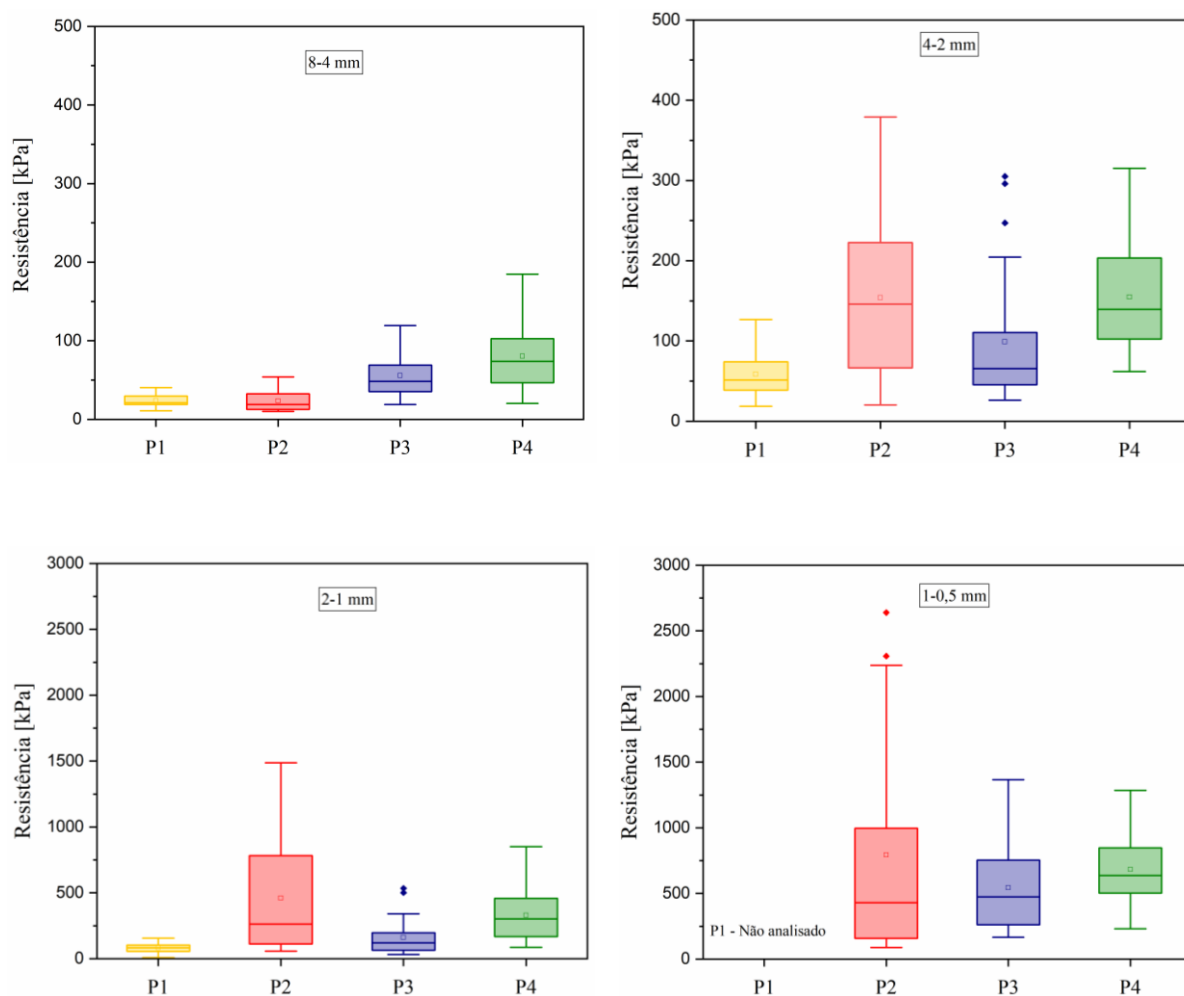


Figura 4. Resistência tênsil de agregados secos ao ar para os quatro Latossolos e as quatro classes de tamanho de agregados (8-4; 4-2; 2-1; 1-0,5 mm).

4.3.5. Correlações entre os parâmetros de estabilidade de agregados com química e mineralogia do solo

Os parâmetros de estabilidade estrutural foram correlacionados com alguns constituintes químicos e mineralógicos do solo e estão apresentados na Tabela 4. Obtiveram-se correlações positivas e significativas entre DMP com argila e silte; RT (4-2) com Al_o e goethita; RT (2-1) e RT (1-0,5); C_{org} com Al_o e Al_d ; Fe_d com Fe_o , Hm e Gb; Al_d e CTC; Al_o e goethita. As correlações negativas e significativas foram encontradas entre DMP com AMDA e areia; AMDA com argila e silte.

Tabela 4. Matriz de correlação de Pearson para parâmetros de estabilidade estrutural e alguns atributos físicos, químicos e mineralógicos do solo.

	DMP	AMDA	RT ⁽⁸⁻⁴⁾	RT ⁽⁴⁻²⁾	RT ⁽²⁻¹⁾	RT ^(1-0,5)	C _{org}	Argila	Silte	Areia	Fe _d	Fe _o	Al _d	Al _o	ASE	Gt	Hm	Gb	C	pH	CTC	
DMP	1																					
AMDA	-0,97*	1																				
RT ⁽⁸⁻⁴⁾	0,72	-0,52	1																			
RT ⁽⁴⁻²⁾	0,81	-0,82	0,46	1																		
RT ⁽²⁻¹⁾	0,58	-0,68	0,06	0,91	1																	
RT ^(1-0,5)	-0,53	0,52	-0,51	0,84	0,99*	1																
C _{org}	0,81	-0,71	0,77	0,90	0,66	0,32	1															
Argila	0,99*	-0,98*	0,68	0,82	0,62	-0,51	0,80	1														
Silte	0,99*	-0,99*	0,64	0,85	0,66	-0,29	0,80	0,99*	1													
Areia	-0,99*	0,98*	-0,67	-0,83	-0,63	0,46	-0,80	-0,99*	-0,99*	1												
Fe _d	0,77	-0,90	0,13	0,61	0,62	0,03	0,35	0,80	0,82	-0,81	1											
Fe _o	0,79	-0,92	0,14	0,70	0,72	0,32	0,44	0,82	0,85	-0,83	0,99*	1										
Al _d	0,72	-0,57	0,81	0,81	0,55	0,22	0,98*	0,69	0,68	-0,69	0,17	0,26	1									
Al _o	0,79	-0,76	0,57	0,98*	0,85	0,68	0,96*	0,80	0,81	-0,80	0,48	0,58	0,90	1								
ASE	0,94	-0,83	0,87	0,83	0,54	-0,13	0,94	0,92	0,91	-0,92	0,51	0,56	0,90	0,87	1							
Gt	0,67	-0,67	0,39	0,97*	0,92	0,84	0,89	0,69	0,71	-0,69	0,44	0,56	0,83	0,98*	0,75	1						
Hm	0,68	-0,83	0,06	0,45	0,47	-0,20	0,19	0,72	0,73	-0,72	0,98*	0,95	0,01	0,31	0,39	0,26	1					
Gb	0,80	-0,92	0,16	0,78	0,81	0,60	0,52	0,83	0,86	-0,84	0,96*	0,99*	0,34	0,67	0,60	0,66	0,90	1				
C	0,28	-0,31	0,17	-0,30	-0,42	-0,87	-0,28	0,28	0,25	-0,27	0,45	0,33	-0,35	-0,36	0,05	-0,50	0,59	0,20	1			
pH	0,24	-0,46	-0,42	0,07	0,27	-0,03	-0,28	0,29	0,31	-0,29	0,80	0,74	-0,46	-0,09	-0,11	-0,07	0,87	0,67	0,57	1		
CTC	0,54	-0,37	0,77	0,71	0,45	0,25	0,92	0,51	0,50	-0,51	-0,05	0,05	0,98*	0,82	0,79	0,76	-0,21	0,14	-0,49	-0,63	1	

DMP: diâmetro médio ponderado de agregados; AMDA: argila mecanicamente dispersa; RT: resistência ténsil em diferentes classes de tamanho; C_{org}: carbono orgânico; Fe_d e Al_d: formas de ferro e alumínio bem e mal cristalizadas; Fe_o e Al_o: formas de ferro e alumínio mal cristalizadas; ASE: área superficial específica; Gt: goethita; Hm: hematita; Gb: gibbsita; C: caulinita;

CTC: capacidade de troca de cátions.

*Significativo para $p < 0,05$.

4.4. Discussão

A maior estabilidade pelo método do peneiramento úmido, avaliada pelo índice DMP (Figuras 1 e 2), indica que o P4 foi o solo mais estável em relação aos demais Latossolos. Isto ocorre devido ao acúmulo dos macroagregados ($>250 \mu\text{m}$) em peneiras de maior tamanho. Este mesmo desempenho foi observado por Castro Filho et al. (1998), em que os aumentos do índice DMP em um Latossolo ocorreram em resposta a incrementos nos teores de C_{org} do solo e redução de agregados em classes de menor diâmetro.

Os mecanismos de estabilização para agregados maiores estão relacionados com a presença de ligantes advindos da matéria orgânica do solo, fauna e microrganismos. O P4 que possui maiores proporções de agregados entre 16-8 mm também apresentou os maiores conteúdos de C_{org} , Al_d , Al_o e ASE. A interação entre estes fatores, ligados à alta atividade biológica podem ter relação com a formação de macroagregados. Baumert et al. (2018) observaram aumentos na macroagregação do solo em função da adição de exsudatos de raízes em diferentes concentrações. A adição dos compostos e os aumentos nos teores de C_{org} do solo afetaram a composição da comunidade microbiana com fungos que promoveram a formação de macroagregados. Rabbi et al. (2020) mostraram que a decomposição da matéria orgânica do solo (glicose e celulose) desencadeou a formação de macroagregados fisicamente estáveis e cimentados por carbono de fonte microbiana.

As altas correlações positivas encontradas entre DMP e quantidade de argila ($r = 0,99^*$) e entre C_{org} e Al_d ($r = 0,98^*$) e Al_o ($r = 0,96^*$) indicam que há um grau de dependência entre estas variáveis. Correlações significativas entre DMP com formas amorfas e bem cristalizadas dos óxidos de Fe e Al, assim como DMP e quantidades dos óxidos de Fe e Al não foram encontradas. Entretanto, há uma tendência de altas correlações positivas entre DMP e tais variáveis mencionadas (Tabela 4). Yin et al. (2016) também não encontraram correlações significativas entre óxidos de Fe e Al com a estabilidade de agregados, mas observaram uma relação entre aumentos no Fe extraído com oxalato e estabilização de macroagregados, devido à elevada área superficial do óxido na forma amorfa. Mbagwu e Schwertmann (2006) encontraram maior relação entre agregação e presença de óxidos de Al no solo em comparação aos óxidos de Fe. No P4 observou-se maiores teores de C_{org} , formas de óxidos de Al e área superficial específica. Souza et al. (2017) constataram fortes interações entre C_{org} e espécies reativas de óxidos de Al, estas interações podem favorecer a proteção do C no solo nas associações organominerais em solos altamente intemperizados.

No P2, constatou-se a predominância de agregados de menor tamanho e elevada proporção de agregados na classe dos microagregados ($<250 \mu\text{m}$), o que justificaria o menor valor do índice DMP. Conforme Totsche et al. (2018), a fase mineral considerada mais importante na formação dos microagregados são os óxidos de Fe e Al; estes agregados são originados por processos

químicos, físicos e biológicos durante o processo de pedogênese. Este resultado pode ter influência da elevada quantidade de gibbsita em comparação à caulinita presente neste solo em relação aos demais solos argilosos, pois é relatado que a gibbsita auxilia na formação da estrutura do tipo microgranular em comparação com a caulinita (Ferreira et al., 1999).

No P1, a baixa quantidade de argila e maior quantidade de areia interferiu na menor estabilidade estrutural, observado pelas altas proporções de agregados em peneiras menores, reduzindo os valores do DMP e aumentando os teores de argila mecanicamente dispersa em água (AMDA). O P1 é um solo muito friável quando em contato com a água, devido ao caráter coeso, que ocorre naturalmente nestes solos em decorrência da mineralogia predominantemente caulínica, outros aspectos relacionados à baixa quantidade de agentes cimentantes (óxidos de Fe e Al), matéria orgânica e baixa área superficial específica, contribuem para redução da estabilidade. Em solos com caráter coeso é comum a presença de argila dispersa, às vezes muito fina ($< 0,2 \mu\text{m}$), que se movimenta e promove obstrução da porosidade, reduzindo-a (Corrêa et al., 2008; Mota et al., 2018). Oliveira et al. (2005) encontraram uma relação direta entre mineralogia da fração argila e teores de argila dispersa em água para quatro Latossolos brasileiros. Constatou-se que Latossolos com maior quantidade de gibbsita foram mais estáveis em comparação com Latossolos com maiores teores de caulinita.

Os índices DMP e argila mecanicamente dispersa em água - AMDA ($r = -0,97^*$) apresentaram correlação negativa e significativa, indicando que à medida que o DMP aumenta a AMDA reduz, o contrário também é válido. A AMDA é um índice que infere sobre a estabilidade estrutural do solo pelo grau de dispersão dos agregados. As partículas de argila podem flocular ou dispersar em solução aquosa. Na floculação, as partículas se combinam para formar partículas compostas maiores, como os microagregados do solo, e na dispersão, as partículas se separam em suspensão devido à sua carga elétrica. A floculação da argila induz a estabilidade dos solos, considerados estáveis na água, enquanto a dispersão está associada a solos considerados instáveis em água (Czyz e Dexter, 2015). Entretanto, vale destacar que este método exclui classes de agregados maiores, pois as análises são realizadas em agregados de tamanho menor que 2 mm; esse fato pode ter influenciado para que o P4 quando avaliado por este método apresentasse uma tendência de menor estabilidade em relação aos solos muito argilosos (P2 e P3).

A análise de resistência tênsil (RT) mede a força de ruptura do agregado para as diversas classes de tamanho. Observou-se maior resistência para o P4 nas classes 8-4 mm e 4-2mm. O solo P2 apresentou os maiores valores de RT para as classes de menor tamanho (2-1 e 1-0,5 mm). As correlações de Pearson mostraram que a RT na classe 4-2 mm teve correlação positiva e significativa com os teores de Al_o e com o mineral goethita. O potencial da goethita em promover

a agregação do solo é relatado na literatura. Conforme Ramos e McBride (1996), materiais húmicos solúveis afetam a floculação de goethita e baixas concentrações dessas substâncias favoreceram a floculação. Outro fator é que a goethita tem alto potencial de interagir fortemente com a matéria orgânica do solo em comparação com a hematita, devido aos grupos hidroxilas livres em sua superfície aumentarem o poder das ligações (Barberis et al., 1991; Azevedo e Bonumá, 2004). Todos esses fatores aumentariam o potencial de agregação do solo. A razão Hm/Gt foi menor no P2 e este solo também apresentou menores teores de caulinita e maiores de gibbsita em comparação ao Latossolo Vermelho (P3) (Tabela 1).

Apesar de não significativas, as correlações mostram uma tendência da influência do C_{org} , principalmente nas classes de agregados de tamanho maior (8-4, 4-2 e 2-1 mm). A menor dependência da mineralogia do solo foi encontrada na classe 8-4 mm que possui alta correlação com C_{org} , Al_o , Al_d e área superficial específica (ASE) (Tabela 4). Assim, com os índices do RT, constatou-se que cada classe de agregados é estabilizada por diferentes agentes cimentantes, sendo a matéria orgânica importante na estabilização das classes maiores e a composição mineralógica nas classes menores. Conforme Kay e Dexter (1992), a RT está relacionada com o conteúdo de água e com os processos que modificam as características dos poros e/ou a cimentação entre as unidades estruturais por ser uma propriedade dinâmica.

A distinção entre os perfis de solos e as variáveis indicadoras de estabilidade estrutural foi observada pela análise de componentes principais (ACP) (Figura 5 e Tabela 5). A análise de componentes principais evidencia que 62,24% da variabilidade total dos dados pode ser encontrada no primeiro componente (CP1), já o segundo componente responde a 24,58% da variabilidade e o terceiro componente a 13,18%, totalizando 100% da variação total dos dados originais. No CP1 as variáveis que mais contribuíram foram AMDA e areia (carga negativa) e DMP, RT (4-2 mm), C_{org} , argila, silte, diferentes formas de Fe e Al, ASE, Gt, Hm e Gb (carga positiva); todas apresentando, de modo geral, pesos similares. No CP2 as variáveis na ordem de maior peso foram: pH, caulinita, Hm, Fe_d e Fe_o (carga positiva); e CTC, RT (1-0,5 mm) e C_{org} (carga negativa) foram as que mais influenciaram; e no CP3 as contribuições das variáveis foram: RT (2-1 e 1-0,5 mm) (carga positiva) e RT (8-4 mm) com caulinita (carga negativa) (Tabela 5).

O gráfico Biplot mostra as correlações das variáveis com os componentes principais, e mostrou a distinção dos grupos. Os solos P2 e P3 formaram um grupo com as variáveis DMP, argila, silte, gibbsita, Fe_d , Fe_o , hematita, pH e caulinita. O P4 formou outro grupo com as variáveis RT (diferentes classes), ASE, Al_o , goethita, C_{org} , Al_d e CTC. E o P1 distinguiu-se com outro grupo formado pelas variáveis areia e AMDA (Figura 5).

De modo geral, o índice DMP e AMDA, embora baseados em diferentes princípios, se correlacionaram bem em representar a estabilidade estrutural dos Latossolos. Com a resistência t \hat{e} nsil, conseguiu-se distinguir, para as diversas classes de tamanho, a for \hat{c} a do agregado na zona de ruptura. Estes testes s \hat{a} o an \hat{a} lises que se complementam no estudo da estabilidade estrutural, entretanto, h \hat{a} limita \hat{c} o da RT quando realizada em solos com altos teores de areia, como no caso do P1, em que n \hat{a} o foi poss \hat{i} vel estudar a sua resist \hat{e} ncia em classes de tamanho de agregados pequenos (0,5-1,0 mm).

Tabela 5. Resultados dos autovalores e autovetores extraídos das componentes principais.

Variáveis	CP1	CP2	CP3
Autovalores			
Variância explicada (%)	13,07	5,16	2,77
Variância acumulada (%)	62,64	24,58	13,18
	62,64	86,82	100
(%)			
Autovetores			
DMP	0,26	0,06	-0,16
AMDA	-0,26	-0,13	0,05
RT (8-4)	0,17	-0,18	-0,41
RT (4-2)	0,26	-0,11	0,15
RT (2-1)	0,20	-0,04	0,41
RT (1-0,5)	0,09	-0,22	0,48
C _{org}	0,24	-0,20	-0,08
Argila	0,27	0,07	-0,13
Silte	0,27	0,08	-0,10
Areia	-0,27	-0,07	0,12
Fe _d	0,21	0,28	0,08
Fe _o	0,22	0,24	0,13
Al _d	0,21	-0,26	-0,12
Al _o	0,26	-0,16	0,08
ASE	0,25	-0,09	-0,21
Goethita	0,24	-0,17	0,20
Hematita	0,17	0,34	0,04
Gibbsita	0,24	0,19	0,17
Caulinita	0,00	0,36	-0,35
pH	0,06	0,41	0,19
CTC	0,17	-0,33	-0,12

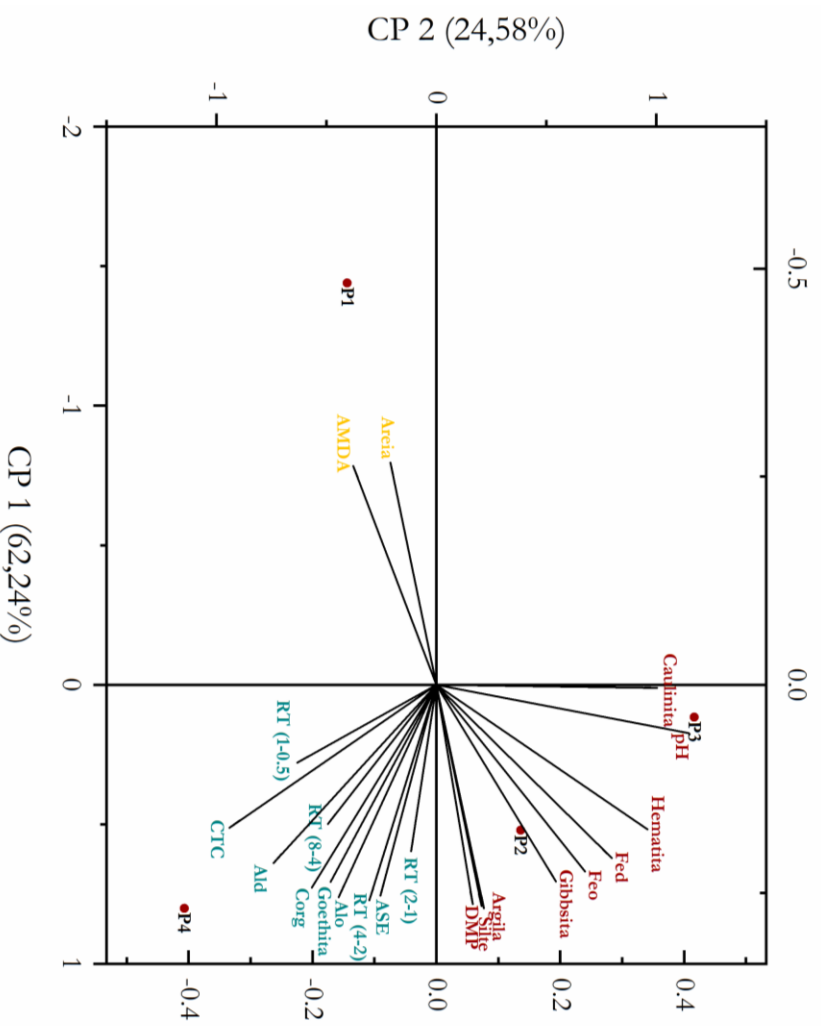


Figura 5. Biplot: CP1 e CP2 para as variáveis: DMP, AMDA, RTs, C_{org}; Fe_d e Al_d: formas de ferro e alumínio bem e mal cristalizadas; Fe_o e Al_o: formas de ferro e alumínio mal cristalizadas; ASE: área superficial específica; Goethita; Hematita; Gibbsita; Caulinita; pH e CTC: capacidade de troca de cátions.

4.5. Conclusões

Neste estudo, avaliou-se a estabilidade dos agregados de quatro Latossolos com composição textural, química e mineralógica diferentes utilizando três diferentes métodos de laboratório. O P1, um Latossolo Amarelo Distrocoeso, foi o solo menos estável de acordo com todos os diferentes métodos avaliados. Pelos métodos, foi possível distinguir os prováveis mecanismos de estabilização presentes nos Latossolos.

Os testes de resistência tênsil - RT mostraram a provável influência do carbono orgânico do solo na estabilidade de agregados maiores e da mineralogia do solo em agregados de menor tamanho. O P4 (Latossolo Bruno Distrófico) foi o solo mais resistente pelo método do peneiramento úmido (índice DMP), apresentando também elevada resistência tênsil na classe 8-4 mm e na classe 4-2 mm foi semelhante ao P2 (Latossolo Vermelho Distroférico). As formas de Al (amorfás e cristalizadas) interagiram fortemente com a matéria orgânica no P4, o que também pode ter auxiliado na elevada estabilidade deste solo. Nas classes menores (2-1 e 1-0,5 mm), o P2 foi o Latossolo mais resistente à ruptura dos agregados. No método da argila mecanicamente dispersa em água - AMDA, o P4 apresentou um leve aumento nos teores de argila dispersa em comparação aos solos argilosos, entretanto, destaca-se que este método não inclui classes de agregados maiores, como no caso do peneiramento úmido (DMP).

Constatou-se que o óxido de ferro goethita parece ser mais importante na estabilidade estrutural dos Latossolos avaliados em relação à hematita e, em conjunto com a gibbsita, teria o potencial de formar microagregados pequenos e estáveis, como constatado no P2 (Latossolo Vermelho Distroférico).

Este estudo mostrou ainda que os fatores não devem ser isolados quando se trata da formação e estabilidade estrutural dos Latossolos, pois, além da mineralogia, nestes solos é notável a influência da matéria orgânica e da atividade biológica nos processos de agregação.

Referências

- Anderson, J.U., 1963. An improved pretreatment for mineralogical analysis of samples containing organic matter. *Clays and Clay Minerals* 10, 380-388. doi: 10.1346/CCMN.1961.0100134.
- Azevedo, A.C., Bonumá, A.S., 2004. Colloidal particles, dispersion and aggregation in Latossolos (Oxisols). *Ciência Rural*, v.34, p.609-617. doi.org/10.1590/S0103-84782004000200046.
- Barberis, E., 1991. Aggregation of soil particles by iron oxides in various size fractions of soil B horizons. *European Journal of Soil Science*, v.42, p.535-542. doi.org/10.1111/j.1365-2389.1991.tb00100.x.
- Barreto, W. 1986. Eletroquímica de solos tropicais de carga variável: capacidade da dupla camada elétrica. Rio de Janeiro: UFRRJ (Tese de Doutorado).
- Brunauer, S., Emmett, P. H., Teller, E. 1938. Adsorption of gases in multimolecular layers. *Journal*

- of the American Chemical Society 60, 309-319. doi: 10.1021/ja01269a023.
- Baumert, V.L., Vasilyeva, N.A., Vladimirov, A.A., Meier, I.C., Kögel-Knabner, I., Mueller, C.W., 2018. Root Exudates Induce Soil Macroaggregation Facilitated by Fungi in Subsoil. *Frontiers in Environmental Science*, v.6, p.1-17. doi.org/10.3389/fenvs.2018.00140.
- Castro Filho, C., Muzilli, O., Podanoschi, A.L., 1998. Estabilidade dos agregados e sua relação com o teor de carbono orgânico num Latossolo roxo distrófico, em função de sistemas de plantio, rotações de culturas e métodos de preparo das amostras. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 22, p.527-538. doi.org/10.1590/S0100-06831998000300019.
- Corrêa, M. M., Ker, J. C., Barrón, V., Torrent, J., Curi, N., Torres, T. C. P. 2008. Caracterização física, química, mineralógica e micromorfológica de horizontes coesos e fragipãs de solos vermelhos e amarelos do ambiente tabuleiros costeiros. *Revista Brasileira de Ciência do Solo* 32, 297-313. dx.doi.org/10.1590/S0100-06832008000100028.
- Dexter, A.R., Kroesbergen, B., 1985 Methodology for determination of tensile strength of soil aggregates. *Journal of Agricultural Engineering Research*, v.31, p.139-147. doi.org/10.1016/0021-8634(85)90066-6.
- Dexter, A.R., 1988. Advances in characterization of soil structure. *Soil & Tillage Research*, v.11, p.199-238. doi.org/10.1016/0167-1987(88)90002-5.
- Dexter, A.R., Richard, G., Czyz, E.A., Davy, J., Hardy, M., Duval, O., 2011. Clay dispersion from soil as a function of antecedent water potential. *Soil Science Society of America Journal*, v.75, p. 444-455. doi:10.2136/sssaj2010.0088.
- Donagemma, G.K., Ruiz, H.A., Alvarez V, V.H., Ker, J.C., Fontes, M.P.F. 2008. Fósforo remanescente em argila e silte retirados de Latossolos após pré-tratamentos na análise textural. *Revista Brasileira de Ciência do Solo* 32, 1785-1791. dx.doi.org/10.1590/S0100-06832008000400043.
- Czyz, E.A., Dexter, A.R., 2015. Mechanical dispersion of clay from soil into water: readily-dispersed and spontaneously-dispersed clay. *International Agrophysics*, v.29, p.1-7. Doi:10.1515/intag-2015-0007.
- Ferreira, M.M., Fernandes, B., Curi, N., 1999. Mineralogia da fração argila e estrutura de Latossolos da região sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v.23, p.507-514. doi.org/10.1590/S0100-06831999000300003.
- Fernandes, R.B.A., Barrón, V., Torrent, J., Fontes, M.P.F., 2004. Quantificação de óxidos de ferro de Latossolos brasileiros por espectroscopia de reflectância difusa. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v.25, p.245-257. doi.org/10.1590/S0100-06832004000200003.
- Gee, G.W., Dani, O. Particle-size analysis. In: Dane, J.H., Topp, G.C. eds. 2002. *Methods of soil analysis. Physical methods*. Madison, Soil Science Society of America. Part 4. p.255-289.
- Jackson, M.L., 1969. *Soil chemical analysis – advanced course*. 2ed. Madison: published by the author, 894 p.
- Jackson, M.L., 1979. *Soil chemical analysis - advanced course*. Madison: Prentice Hall, 895 p.
- Kay, B.D., Dexter, A.R., 1992. The influence of dispersible clay and wetting/drying cycles on the tensile strength of a Red-Brown earth. *Australian Journal of Soil Research*, v.30, p. 297-310. doi.org/10.1071/SR9920297.
- Kemper, W.D., CHEPIL, W.S, 1965. Size distribution of aggregates. In: Black, C.A., ed. *Methods of soil analysis*. Madison, American Society of Agronomy, p.499-510.
- Kemper, W.D., 1965. Aggregate stability. In: Black, C.A., ed. *Methods of soil analysis*. Madison, American Society of Agronomy, p.511-519.

- Kemper, D.W., Rosenau, R.C., 1986. Aggregate stability and size distribution. In: Klute, A. (Ed.), *Methods of Soil Analysis, Part 1*. American Society of Agronomy, Madison (WI), pp.
- Lal, R., Shukla, M.K., 2004. *Principles of Soil Physics*. The Ohio State University Columbus, Ohio, p.682.
- Mbagwu, J.S.C., Schwertmann, U., 2006. Some factors affecting clay dispersion and aggregate stability in selected soils of Nigeria. *International Agrophysics*, v. 20, p.23-30.
- Mota, J.C.A., Menezes, A.S., Do Nascimento, C.D.V., De Alencar, T.L., De Assis Júnior, R.N., Toma, R.S., Romero, R.E., Costa, M.C.G., Cooper, M. 2018. Pore shape, size distribution and orientation in Bt horizons of two Alfisols with and without cohesive character from Brazil. *Geoderma Regional* 15, 1-10. doi.org/10.1016/j.geodrs.2018.e00197.
- Oades, J.M., 1984. Soil organic matter and structural stability: mechanisms and implications for management. *Plant and Soil*, v.76, p.319-337. doi.org/10.1007/BF02205590.
- Oades, J., Waters, A., 1991. Aggregate hierarchy in soils. *Australian Journal of Soil Research*, v. 29, p.815-828. doi.org/10.1071/SR9910815.
- Oliveira, T.S., Costa, I.M., Schaefer, C.E., 2005. Water-dispersible clay after wetting and drying cycles in four Brazilian oxisols. *Soil & Tillage Research*, v. 82, p. 260-269. doi.org/10.1016/j.still.2004.08.008.
- Rabbi, S.M.F., Minasny, B., McBratney, A.B., Young, I.M., 2020. Microbial processing of organic matter drives stability and pore geometry of soil aggregates. *Geoderma*, v.360, p.1-4. doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.114033.
- Ramos, A.C.H., McBride, M.B., 1996. Goethite dispersibility in solutions of variable ionic strength and soluble organic matter content. *Clays and Clay Minerals*, v.44, p.286-296. doi.org/10.1346/CCMN.1996.0440213.
- Santos, H.G., et al., 2018. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. 5 ed. 356 p. EMBRAPA: Brasília, DF.
- Schaefer, C.E.R., 2001. Brazilian Latosols and their B horizon microstructure as long-term biotic constructs. *Australian Journal of Soil Research*, v.39, p.909-926. doi.org/10.1071/SR00093.
- Scheinost, A.C., Chavernas, A., Barrón, V., Torrent, J., 1998. Use and limitations of second-derivate diffuse reflectance spectroscopy in the visible to near-infrared range to identify and quantify Fe oxide minerals in soils. *Clays and Clay Minerals*, v.46, p.528-536. doi.org/10.1346/CCMN.1998.0460506.
- Soil Survey Staff., 2014. *Keys to Soil Taxonomy*, 12th ed. USDA-Natural Resources Conservation Service, Washington, DC.
- Souza, I. F., Archanjo, B. S., Hurtarte, L. C. C., Oliveros, M. E., Gouvea, C. P., Lidizio, L. R., Achete, C. A., Schaefer, C. E. R., Silva, I. R., 2017. Al-/Fe-(hydr)oxides–organic carbon associations in Oxisols - From ecosystems to submicron scales. *Catena* 154, 63-72. doi.org/10.1016/j.catena.2017.02.017.
- Tawornpruek, S., Kheoruenromne, I., Suddhiprakarn, A., Gilkes, R.J., 2005. Microstructure and water retention of Oxisols in Thailand. *Australian Journal of Soil Research*, v.43, p.973-986. doi.org/10.1071/SR05039.
- Teixeira, P.C., et al. 2017. *Manual de métodos de análise de solo*. 3 ed. 573 p. EMBRAPA: Brasília, DF.
- Tisdall, J.M., Oades, J.M., 1982. Organic matter and water-stable aggregates in soils. *European Journal of Soil Science*, v.33, p.141-163. doi.org/10.1111/j.1365-2389.1982.tb01755.x.
- Tormena, C.A., Araújo, M.A., Fidalski, J., Imhoff, S., Silva, A.P., 2008. Quantificação da resistência

- tênsil e da friabilidade de um Latossolo Vermelho Distroférico sob plantio direto. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v.32, p.943-952. doi.org/10.1590/S0100-06832008000300004.
- Totsche, K. U., Amelung, W., Gerzabek, M. H., Guggenberger, G., Klumpp, E., Knief, C., Lehdorff, E., Mikutta, R., Peth, S., Prechtel, A., Ray, N., Kögel-Knabner, I., 2018. Microaggregates in Soils. *Journal of Plant Nutrition* 181, 104-136.
- Vrdoljak, G., Sposito, G., 2002. Soil aggregate hierarchy in a Brazilian oxisol. In: Violante, A., Huang, P.M., Bollag, J.M., Gianfreda, L. (Eds.), *Soil Mineral Organic Matter Microorganism Interactions and Ecosystem Health*, Elsevier, Amsterdam, pp. 197-217. doi.org/10.1016/S0166-2481(02)80054-X.
- Yin, Y., Wang, Li., Liang, C., Xi, F., Pei, Z., Du, L., 2016. Soil aggregate stability and iron and aluminium oxide contents under different fertiliser treatments in a long-term solar greenhouse experiment. *Pedosphere*, v.26, p.760-767. doi.org/10.1016/S1002-0160(15)60086-8.
- Yoder, R.E., 1936. A Direct Method of Aggregate Analysis of Soils and a Study of the Physical Nature of Erosion Losses. *Agronomy Journal*, v.28, p.337-351. doi.org/10.2134/agronj1936.00021962002800050001x.

5. PROPRIEDADES FÍSICO-HÍDRICAS DE QUATRO LATOSSOLOS: RETENÇÃO E CONDUÇÃO DA ÁGUA NO SOLO

Resumo

A curva de retenção da água no solo (CRA) e a condutividade hidráulica do solo (K) são importantes para entender o comportamento físico-hídrico do solo. As condições mais comuns do solo no campo são as de não-saturação e, devido à dificuldade de determinação no campo (e também no laboratório), sob estas condições, a K tem sido estimada a partir da CRA. Nos Latossolos, o grau de microagregação, dependente da mineralogia e da atividade biológica, proporcionam mudanças no sistema poroso, alterando toda a sua conformação, podendo promover uma distribuição de poros bimodal. Objetivou-se com este estudo: caracterizar a CRA de quatro Latossolos brasileiros e a distribuição do tamanho de poros no solo (DPS); aplicar o modelo van Genuchten-Mualem - vGM para a predição da K, correlacionar classes de tamanho de poros e condutividade hidráulica do solo saturado - K_{sat} com atributos químicos, físicos e mineralógicos do solo. Foram utilizadas amostras do horizonte Bw dos quatro Latossolos e realizadas determinações físicas (CRA, K_{sat} , área superficial específica - ASE, granulometria e outras), químicas (pH, cátions trocáveis, carbono orgânico, formas de Fe e Al provenientes de material amorfo e bem cristalizados) e mineralógicas (DRX, ATD e ERD). De acordo com os resultados, concluiu-se: (a) as CRA nos quatro Latossolos possuem comportamento bimodal e a maior energia de retenção da água no Latossolo Bruno Distrófico foi atribuída a interações entre mineralogia da fração argila e C_{org} do solo, aumentando a ASE e a proporção de criptoporos; (b) os Latossolos apresentaram a frequência máxima de raio equivalente na faixa dos macroporos (88,98 a 43,37 μm) e na faixa dos criptoporos (0,014 a 0,0012 μm) para a curva bimodal; (c) o modelo vGM apresentou coerência para a estimativa da função $K(\theta)$ a partir da função $K_r(\theta)$ no sentido de que, comparado os solos, quanto maior a K_{sat} (determinado) maior o K_r (predito) em toda faixa do conteúdo de água no solo θ , com exceção da faixa bem próxima a saturação; (d) o elevado grau de microagregação nos Latossolos Vermelho Distroférico e Vermelho Acriférico influenciou nos altos valores de K_{sat} , devido à maior macro e mesoporosidade e espaço inter-agregados, sendo a mineralogia da fração argila decisiva no comportamento físico-hídrico dos Latossolos estudados.

Palavras-chave: Curva de retenção da água no solo; Modelo van Genuchten-Mualem; Microagregação; Distribuição do tamanho de poros bimodal; Mineralogia

Abstract

Soil water retention curve (SWRC) and soil hydraulic conductivity (K) are important for the understanding of soil physical-hydric behaviour. The most common soil conditions in the field are unsaturated soil and, due to the difficulty of determination in the field (and also in the laboratory), under these conditions, K has been estimated from SWRC. In Oxisols, the degree of microaggregation, dependent on mineralogy and biological activity, provides changes in the porous system, modifying all its form and may promote a bimodal pore distribution. The objective of this study was to characterize the SWRC and the pore size distribution (PSD) of four Brazilian Oxisols and apply the van Genuchten-Mualem - vGM model for K prediction, correlate pore size classes and saturated soil hydraulic conductivity - K_{sat} with chemical, physical and mineralogical soil attributes. Bw horizon samples from the four Brazilian Oxisols were used to determine their physical (SWRC, K_{sat} , specific surface area - SSA, particle size and others), chemical (pH, exchangeable cations, organic carbon, Fe and Al forms from amorphous and crystallized) and

mineralogical (XRD, TGA and DRS). According to the results, it was concluded: (a) the evaluated SWRC for the four Oxisols has bimodal behavior, and the higher water retention energy in the Typical Haplustox was attributed to interactions between clay fraction, C_{org} and soil mineralogy, increasing the SSA and the proportion of cryptopores; (b) Oxisols presented the maximum frequency of equivalent radius in the macropore range (88.98 a 43.37 μm) and in the cryptopore range (0.014 to 0.012 μm) for the bimodal curve; (c) the vGM model showed some congruence for the estimation of the function $K(\theta)$ from the function $K_r(\theta)$ in the sense that, comparing the soils, the higher the K_{sat} (determined) the higher the K_r (predicted by the model), in the whole range of water content θ , except for the range near saturation; (d) the high degree of microaggregation in the Rhodic Haplustox and Anionic Acrustox influenced the high K_{sat} values, due to the higher macro and mesoporosity and inter-aggregate space, being the mineralogy of the clay fraction decisive in the physical-hydric behavior of the studied Oxisols.

Keywords: Soil water retention curve; van Genuchten-Mualem model; Microaggregation; Bimodal pore size distribution; Mineralogy

5.1. Introdução

As propriedades hidráulicas do solo são base para estudos aplicados a sistemas agrícolas e avaliação de impactos ambientais. A curva de retenção da água no solo (CRA) e a condutividade hidráulica do solo (K) são importantes para entendimento de fenômenos de transporte e o movimento da água no solo (Shwetha e Varija, 2015). Em condições de campo, o fluxo da água no solo não saturado, também denominado zona vadosa, é o mais encontrado (Lal e Shukla, 2004). As características físicas da zona vadosa controlam processos como a recarga natural ou artificial de águas subterrâneas e as suas interações com águas superficiais. Os métodos específicos para estimativa das taxas de percolação e recarga na zona vadosa são baseados na Lei de Darcy (Hopmans e van Genuchten, 2005).

O fluxo em solo não saturado é mais complexo e muitas vezes não possui soluções diretas. As determinações das propriedades hidráulicas do solo são difíceis, custosas e demoradas. Os métodos indiretos, aproximações e métodos numéricos são mais comumente usados (Lal e Shukla, 2004; Tian et al., 2019). Na estimativa da K em solo não saturado algumas relações empíricas foram desenvolvidas a partir das características de retenção de água e da condutividade hidráulica do solo saturado (K_{sat}) (Dettmann et al., 2014). Dessa forma, a quantificação do fluxo da água em solo não saturado é realizada com o uso de expressões matemáticas para a propriedade de condução da água obtidos a partir da curva de retenção de água no solo (CRA), como é o caso do modelo van Genuchten-Mualem para a condutividade hidráulica (K) (Mualem, 1976; van Genuchten, 1980; Luo et al., 2019; Tian et al., 2019).

A agregação interfere na curva de retenção (CRA) e nas propriedades de condução da água no solo por serem processos diretamente relacionados com a configuração do espaço poroso. O desenvolvimento da estrutura em solos tropicais é dependente da mineralogia e dos organismos

presentes no solo (Ferreira et al., 1999; Vidal-Torrado et al., 1999; Schaefer et al., 2001; Cooper et al., 2005). Nos Latossolos, há relatos de não existir hierarquia de agregação devido a uma maior influência dos óxidos de Fe e Al na cimentação de agregados quando comparado com a matéria orgânica do solo, pois são as fases minerais consideradas mais importantes como materiais formadores de microagregados (Oades e Waters, 1991; Totsche et al., 2018). A estrutura do tipo microgranular, consequente da forte agregação entre as partículas de argila, proporciona a esses solos um desempenho físico-hídrico diferenciado, apresentando muitas vezes comportamento de solos arenosos e alta estabilidade estrutural (Fontes, 1992; Buol e Eswaran, 1999). A precisão na predição das propriedades hidráulicas do solo é essencial para a modelagem dos processos de transporte da água no solo, tornando-se dependente da complexidade da estrutura do solo, principalmente em solos bem agregados, com distribuição de poros bimodal, sendo necessário a busca de relações hidráulicas que caracterizem as distribuições do tamanho de poros do solo (Romano et al., 2011).

A porosidade do solo é frequentemente dividida em dois componentes conceituais denominados: porosidade textural e porosidade estrutural. A divisão do espaço poroso nessas duas categorias reflete em uma distribuição do tamanho de poros bimodal. A porosidade estrutural é composta por poros de transmissão, que são os poros que controlam a condutividade hidráulica e drenam rapidamente com a diminuição da tensão (Nimmo, 2004; Dexter et al., 2004). Os poros texturais relacionam-se com o espaço poroso a partir do empacotamento das partículas do solo, correspondendo a quantidade total de poros formados pelo arranjo geométrico das partículas individuais, sendo afetado diretamente pela distribuição do tamanho dessas partículas e influenciando o conteúdo de água residual no solo (Fiès, 1992; Liu et al., 2018). Na maioria dos solos, os poros estruturais e texturais podem ser esvaziados e, dessa forma, estudados com base na curva de retenção da água no solo (Dexter et al., 2008). Nos Latossolos, a estrutura estável promove a formação da porosidade inter-agregados e intra-agregados, proporcionando uma distribuição de poros bimodal (Tawornpruek et al., 2005).

Os modelos de condutividade hidráulica em solo não saturado que se baseiam nos parâmetros obtidos pela curva de retenção da água no solo são altamente dependentes de um bom ajuste. A condutividade hidráulica, sendo uma propriedade do solo, é condicionada por um conjunto de atributos ligados a textura e estrutura do solo e também é sensível a pequenas mudanças no conteúdo de água do solo, diminuindo em ordem de grandeza com uma pequena redução nestes conteúdos (Nielsen et al., 1973). Além da porosidade, é importante o entendimento da distribuição do tamanho dos poros no solo (DPS). A falta de conhecimento sobre a DPS pode levar a superestimação de alguns valores preditos por modelos (Chandrasekhar et al., 2018).

Usualmente, as curvas de retenção da água no solo são estudadas entre a saturação e o ponto de murcha permanente. Entretanto, muitas plantas ainda conseguem extrair água em altas tensões, o que torna importante o entendimento de propriedades de retenção e condução da água além do que geralmente é conhecido.

Os objetivos deste estudo são (a): caracterizar a curva de retenção da água no solo (CRA) entre a saturação e o conteúdo de água residual para quatro Latossolos brasileiros utilizando dois métodos e dois tipos de amostras distintos; (b): caracterizar a distribuição do tamanho de poros no solo (DPS) e a frequência acumulada de poros aplicando a teoria da capilaridade; (c): aplicar o modelo de van Genuchten-Mualem para predição da condutividade hidráulica do solo não saturado utilizando os parâmetros de ajuste obtidos para CRAs entre a saturação e o ponto de murcha permanente (CRA estrutural) e para as CRAs correspondentes a toda faixa de conteúdo de água residual (CRA textural); (d) correlacionar classes de tamanho de poros e condutividade hidráulica do solo saturado (K_{sat}) com atributos mineralógicos, químicos e físicos do solo.

5.2. Material e Métodos

5.2.1. Localização, amostragem e análises

Foram utilizadas amostras coletadas do horizonte subsuperficial (Bw) de quatro Latossolos localizados nos estados da Bahia, São Paulo e Paraná sob áreas de floresta nativa. Os perfis foram classificados de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos - SiBCS (Santos et al., 2018) e o Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2014) como: (P1) LATOSSOLO AMARELO Distrocoeso típico - Xanthic Kandiuustox; (P2) LATOSSOLO VERMELHO Distroférrico típico - Rhodic Haplustox; (P3) LATOSSOLO VERMELHO Acriférrico típico - Anionic Acrustox e o (P4) LATOSSOLO BRUNO Distrófico típico - Typic Haplustox (Tabela 1).

Tabela 1. Classificação, tipo de estrutura e composição mineralógica dos solos.

Solos	SiBCS	Estrutura	Mineralogia	Hm/(Hm+Gt)
P1	LATOSSOLO AMARELO Distrocoeso	Bs	C, Gt	0,035
P2	LATOSSOLO VERMELHO Distroférrico	Gr	C, Gb, Gt, Hm	0,63
P3	LATOSSOLO VERMELHO Acriférrico	Gr	C, Gb, Gt, Hm	0,72
P4	LATOSSOLO BRUNO Distrófico	Bs	C, V, Gb, Gt, Hm	0,41

C: caulinita; V: vermiculita com hidróxi-Al; Gb: gibbsita; Hm: hematita; Gt: goethita; Hm/(Hm+Gt) relações entre os minerais; Bs: estrutura em blocos subangulares (fraca pequena e média em P1; grande e moderada no P4); Gr: estrutura granular (muito pequena em P2 e P3).

Amostras indeformadas foram coletadas de cada trincheira, variando com a superfície do horizonte Bw de cada solo, para a determinação da curva de retenção da água no solo (CRA) e da condutividade hidráulica do solo saturado (K_{sat}). Para a CRA foram consideradas cinco repetições para cada potencial, coletadas com anéis cilíndricos de 0,05 m de diâmetro x 0,05 m de altura, com auxílio de amostrador do tipo Uhland. Para a K_{sat} foram coletados anéis cilíndricos 0,07 m de diâmetro x 0,075 m de altura, com o amostrador de Uhland tradicional, em dez repetições. Nos mesmos anéis foram determinadas a densidade do solo (ρ) e calculada a porosidade do solo (β). Amostras deformadas também foram coletadas em cinco repetições para as demais determinações (análises de caracterização física, química e mineralógicas).

A granulometria do solo foi determinada por meio de pré-tratamento para remoção de óxidos de ferro e alumínio mal cristalizados, dispersão química e física, tamisamento da fração areia e quantificação do silte e argila pelo método da pipeta (Barreto, 1976; Gee e Dani, 2002; Donagemma et al., 2008; Teixeira et al., 2017). A densidade das partículas (ρ_s) foi determinada pelo método do deslocamento de gás, utilizando um picnômetro de gás Hélio (Flint e Flint, 2002).

Na fração argila, após pré-tratamento para remoção da matéria orgânica com hipoclorito de sódio - NaClO a 12%, determinou-se os minerais goethita e hematita por meio da técnica de espectroscopia de reflectância difusa (ERD) e após remoção dos óxidos de ferro com ditionito citrato bicarbonato, por difração de raios-X (DRX), identificou-se os minerais caulinita e gibbsita (Anderson, 1963). No P4, a fração argila também foi saturada com Mg^{2+} ($MgCl_2$) e em seguida foi realizada uma solvatação com etileno-glicol, para a provável identificação de mineral 2:1 (Jackson, 1969). As amostras da fração argila foram colocadas sobre lâminas e analisadas com uma amplitude de varredura de 3° a 65° (2 θ). Para as análises utilizou-se um difratômetro Philips PW 1877, com potencial de 40 kV, corrente de 40 mA com monocromador para eliminação da radiação $K\beta$ e fonte de Cu (radiação $K\alpha$, $\lambda = 1,54186 \text{ \AA}$).

A análise termodiferencial - ATD foi utilizada para a quantificação dos minerais caulinita e gibbsita (Jackson, 1979). A identificação da gibbsita e da caulinita foram realizadas por meio dos picos endotérmicos entre 240 a 256 °C e 503 a 517 °C, respectivamente. A quantificação dos minerais na fração argila foi estimada pela quantidade de argila total da fração granulométrica, descontando-se os teores de ferro total obtidos após extração com ditionito-citrato-bicarbonato - DCB.

A identificação dos óxidos de ferro foi realizada pela técnica de espectroscopia de reflectância difusa - ERD. Os espectros foram obtidos no intervalo entre 350 a 840 nm e os dados de reflectância foram transformados pela função Kubelka Munk (Scheinost et al., 1998). A partir dos resultados da segunda derivada, considerou-se a amplitude de bandas dos espectros (420 a 450

nm) associados a goethita e para a hematita (530 a 580 nm), determinando a relação: $Hm/(Hm + Gt)$. A partir das amplitudes dos espectros e com os teores de Fe_2O_3 obtidos por DCB, realizou-se a quantificação destes minerais na fração argila dos solos (Fernandes et al., 2004).

A área superficial específica do solo (ASE) foi medida pelo método de Brunauer-Emmett Teller - BET, com um analisador de ASE - BET. Na determinação, foram utilizadas amostras de solo correspondentes a terra fina seca ao ar. Após o banho de gás com N_2 , as amostras foram desgasificadas a vácuo por 3 horas a uma temperatura de 100 °C (Brunauer et al., 1938).

Outras determinações como o pH em água e em KCl 1 mol L^{-1} , os cátions trocáveis Al^{3+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , a acidez potencial (H+Al), o P (melich-1), o carbono orgânico do solo, as formas de Fe e Al procedentes de óxidos de baixa cristalinidade e de materiais não cristalinos (OAA) e óxidos cristalinos, baixa cristalinidade e amorfos do solo (DCB) também foram realizadas. Os métodos e as determinações estão descritos em (Teixeira et al., 2017).

5.2.2. Determinação da Curva de Retenção da Água no Solo

A curva de retenção da água no solo (CRA) de - 0,1 kPa até -1500 kPa (ponto de murcha permanente - PMP) foi determinada com amostras indeformadas, equilibradas nos potenciais mátricos -2, -4, -6 e -8 kPa com uso de Funis de Haines. Para os potenciais -10, -30, -100, -300, -500 e -1500 kPa, as amostras foram equilibradas com câmaras de pressão de Richards (Klute, 1986). A determinação do conteúdo de água para cada potencial foi feita com cinco repetições, sem reuso da amostra, a fim de evitar ciclos de umedecimento/secagem e maior agilidade na obtenção dos pontos, pois o uso da mesma amostra indeformada em toda a faixa de conteúdo de água avaliada tornaria o processo de determinação da CRA demorado. O período de análise para cada ponto variou entre uma semana para altos potenciais e até um mês para baixos potenciais. Para se ter certeza do equilíbrio, após estes períodos, esperava-se três dias para a retirada das amostras. Após atingirem o equilíbrio hidráulico, as amostras eram retiradas do equipamento e o conteúdo de água quantificado por gravimetria.

O conteúdo de água residual foi obtido pelo método do psicrômetro, com o aparelho WP4-T. As medidas partiram do PMP (-1500 kPa) até potenciais que variaram entre - 40.000 a -70.000 kPa (Andraski e Scanlon, 2002; Decagon Devices, 2007). As medidas foram realizadas em amostras deformadas, submetidas ao potencial mátrico equivalente a -1500 kPa por meio de placas porosas. Atingido o equilíbrio, subamostras de 2 gramas eram acondicionadas em cápsulas, mantidas em câmara incubadora com controle de temperatura, tipo BOD, por um período mínimo de 24 horas e, em sequência, realizadas as leituras dos potenciais (Carducci et al., 2011). A cada leitura, simultaneamente, era medido o conteúdo de água no solo por meio de uma balança de precisão. O

conteúdo de água no solo foi determinado após secagem da amostra em estufa a 105 °C. O aparelho WP4-T faz medidas considerando uma temperatura constante de 22 °C. A relação teórica entre o potencial mátrico da água no solo e a umidade relativa da fase de vapor é dada pela equação de Kelvin:

$$\psi_m = \frac{RT}{V_m} \ln \left(\frac{P_v}{P_v^0} \right) \quad (1)$$

em que ψ_m é o potencial mátrico; R é a constante universal dos gases: $8,314 \times 10^{-6} \text{ MJ mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$; T é a temperatura absoluta em Kelvin; V_m é o volume de um mol de água ($1,8 \times 10^{-5} \text{ m}^3 \text{ mol}^{-1}$); P_v é a pressão de vapor d'água no ar em equilíbrio com a fase líquida e P_v^0 é pressão de vapor de saturação em T .



Figura 1. Equipamentos para obtenção das curvas de retenção com diferentes tipos de amostras: (a) Funis de Haines; (b) Câmaras de Pressão de Richards e (c) Psicrômetro WP4-T.

5.2.3. Modelagem da Curva de Retenção de Água no Solo, Distribuição e Frequência Acumulada de Poros

As curvas de retenção entre a saturação e conteúdo de água residual foram determinadas com diferentes tipos de amostras, indeformadas até -1500 kPa (curva estrutural) e deformadas acima de -1500 kPa (curva textural). Dessa forma, devido às mudanças relacionadas ao tipo, tamanho da amostra e equipamentos, optou-se por considerar duas curvas independentes. Nos ajustes para as curvas indeformadas, considerou-se o conteúdo de água na condição de saturação θ_s e o conteúdo de água residual θ_r e para as curvas com amostras deformadas, os ajustes foram realizados considerando dois conteúdos de água, o maior deles, residual 1 (θ_{r1}) correspondente ao potencial de -1500 kPa e o menor deles, residual 2, correspondente ao potencial de -70.000 kPa (θ_{r2}).

Os pontos experimentais obtidos na determinação da CRA estrutural foram ajustados com a equação sugerida por van Genuchten (1980):

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{[1 + (\alpha |\psi_m|)^n]^m} \quad (2)$$

em que θ_s , θ_r , são o conteúdos de água volumétricos na saturação e residual, respectivamente; α , m e n são parâmetros empíricos da equação. Foram estimados θ_s , θ_r , α e n e o parâmetro m foi obtido com a aplicação da restrição $m = 1 - (1/n)$.

Os pontos experimentais obtidos na determinação da CRA textural foram também ajustados com a equação sugerida por van Genuchten (1980):

$$\theta = \theta_{r2} + \frac{(\theta_{r1} - \theta_{r2})}{[1 + (\alpha |\psi_m|)^n]^m} \quad (3)$$

em que θ_{r1} e θ_{r2} são os conteúdos de água volumétricos correspondentes aos potenciais de -1500 e -70.000 kPa, respectivamente, e α , m e n são parâmetros empíricos da equação. Foram estimados θ_{r1} , θ_{r2} , α e n , e o parâmetro m também foi obtido com a aplicação da restrição $m = 1 - (1/n)$.

A distribuição do tamanho de poros foi obtida por meio da teoria da capilaridade. A classificação utilizada foi a adaptada de Brewer (1964), em que foram considerados Macroporos (poros com raio acima de 40 μm e $\tau = 4$ kPa), Mesoporos (40 a 15 μm ; $\tau =$ de 4 kPa a 10 kPa),

Microporos (15 - 2,5 μm , $\tau =$ de 10 kPa a 58 kPa), Ultramicroporos (2,5 - 0,05 μm , $\tau =$ de 58 a 2900 kPa) e Criptoporos (< 0,05 μm ; $\tau = >$ 2900 kPa).

A aplicação do modelo de distribuição do tamanho de poros foi realizada pela substituição na equação (2) ou (3) do ψ_m pelo raio equivalente (r) conforme a equação da capilaridade:

$$|\psi_m| = \frac{2\sigma}{\rho g r} \quad (4)$$

com o que a equação (2) se transforma em:

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{\left[1 + \left(\frac{A}{r}\right)^n\right]^m} \quad (5)$$

em que $A = 2\sigma\alpha/\rho g$; sendo σ o coeficiente de tensão superficial do líquido (0,07194 N m⁻¹); α o parâmetro empírico da equação (kPa⁻¹); ρ a densidade da água (1000 kg m⁻³); g a aceleração da gravidade (9,8 m.s⁻²). Os parâmetros θ_s e θ_r da equação foram utilizados para a curva estrutural e, para a curva textural, foram considerados, respectivamente, θ_{r1} e θ_{r2} . Pela diferenciação da equação de ajuste da curva θ em função de $\log r$ (equação 5) foi obtida a equação da curva diferencial da curva de retenção (equação 6):

$$\frac{d\theta}{d\log(r)} = \frac{\theta_s - \theta_r}{\theta_s} mn(A)^n r^{-n} [1 + (A)^n r^{-n}]^{-m-1} \quad (6)$$

(Lembrando que, os parâmetros θ_s e θ_r da equação foram utilizados para a curva estrutural; para a curva textural, θ_{r1} e θ_{r2} , respectivamente).

A curva de frequência acumulada de raios foi obtida pela relação entre a saturação relativa ou frequência acumulada de raios e o logaritmo do raio equivalente: $F(\log r)$, isto é, F em função do $\log r$. A saturação relativa (S_r) é dada por:

$$S_r = \frac{\theta}{\beta} \quad (7)$$

em que θ (m³ m⁻³) é o conteúdo de água volumétrico ajustado pelos parâmetros da curva de retenção e β é o valor da porosidade do solo (m³ m⁻³).

O valor do raio equivalente do poro mais frequente (r_{max}) foi obtido pela derivada da Equação (6) igualada a zero:

$$r_{max} = \frac{2\sigma\alpha}{\rho g} \left(\frac{1}{m}\right)^{-\frac{1}{n}} \quad (8)$$

5.2.4. Determinação da Condutividade Hidráulica do Solo Saturado

A condutividade hidráulica do solo saturado (K_{sat}) foi determinada pelo método do permeâmetro de carga constante (Klute, 1965). Amostras indeformadas foram saturadas de forma ascendente com água deionizada e deaerada por um período de 48 horas e, então, submetidas a lâmina de água mantida na superfície da amostra até densidade de fluxo de água constante, conforme o princípio do método. Após atingida a condição de regime estacionário, aplica-se a equação de Darcy-Buckingham para cálculo do K_{sat} :

$$K_{sat} = \frac{V_A L}{A_t (h + L)} \quad (9)$$

em que V_A é o volume de água coletado durante o tempo t ; A é a área da secção transversal da amostra; L é o comprimento da amostra; h é o potencial de pressão (= carga hidráulica no topo da amostra).

5.2.5. Modelagem da Condutividade Hidráulica do Solo Não Saturado

A condutividade hidráulica relativa (Kr) foi calculada pela equação de van Genuchten (1980) com base no modelo de Mualem (1976):

$$Kr = \omega^l \left[1 - (1 - \omega^{1/m})^m\right]^2 \quad (10)$$

em que Kr é a condutividade hidráulica relativa; ω é a saturação relativa efetiva; l é um parâmetro empírico estimado por Mualem (1976) com um valor aproximado de 0,5 generalizado para a maioria dos solos e m é o mesmo parâmetro da Equação (2). A saturação relativa efetiva (ω) é definida como:

$$\omega = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (11)$$

Para os dados ajustados da CRA estrutural considerou-se como conteúdo residual θ_r o correspondente ao potencial de -1500 kPa e para os dados ajustados da CRA textural o conteúdo residual θ_{r2} correspondente ao potencial de -70.000 kPa.

A condutividade hidráulica (K) em função do conteúdo de água (θ), função $K(\theta)$, foi obtida pelo produto da condutividade hidráulica relativa (K_r) pela condutividade hidráulica do solo saturado (K_{sat}), visto que $K_r = \frac{K(\theta)}{K_{sat}}$.

5.2.6. Análise dos dados

Os dados gerais foram analisados com base no desvio padrão amostral. A eficiência dos dados ajustados em relação ao modelo de van Genuchten (1980) foi avaliada pelo coeficiente de determinação (R^2) e pela raiz do erro quadrático médio (RMSE). O RMSE é uma medida da diferença entre valores observados e valores ajustados preditos pelo modelo, sendo calculado por:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_{obs} - X_{ajust})^2}{n}} \quad (12)$$

Aplicou-se o teste de Kolmogorov-Smirnov para avaliação da hipótese de normalidade das variáveis. As correlações entre classes de tamanho de poros, condutividade hidráulica do solo saturado e alguns atributos do solo foram analisadas por meio de correlações de Pearson (ao nível de 0,05 de significância). A análise multivariada foi realizada por meio da análise de componentes principais (ACP) e visualização por um gráfico do tipo BILOT representando os dois componentes CP1 e CP2 de maior peso.

5.3. Resultados

5.3.1. Caracterização dos solos

Os perfis P1 e P4 possuem a morfologia estrutural do tipo blocos subangulares, pequena/média e grande/moderada, respectivamente. Já os perfis P2 e P3, estrutura do tipo granular muito pequena. Em relação a composição mineralógica, analisada de acordo com os picos dos minerais nos difratogramas de raios-X e bandas dos espectros de reflectância difusa da fração argila, há presença de caulinita e goethita no P1, nos perfis P2, P3 e P4 constatou-se os minerais

caulinita, gibbsita, goethita e hematita, e no P4 destaque para a presença de vermiculita com hidróxi-Al. A relação entre os óxidos de ferro hematita e goethita: $Hm/(Hm+Gt)$ foi baixa no P1 (0,035) e o maior valor é observado no P3 (0,72) (Tabela 1).

A textura do solo variou de franco-argilo-arenosa a muito argilosa. O P4 apresentou os maiores teores de argila, seguido do P3, P2 e do P1. A relação silte/argila foi baixa para todos os solos, assim como os teores de silte. O teor de argila dispersa em água (ADA) é maior em P4 e P1 e baixo para P2 e P3, conseqüentemente o inverso ocorreu para o grau de floculação do solo (GF). A densidade do solo (ρ) foi menor quando o solo apresentava altos teores de argila e elevada porosidade (β). O maior valor de ρ foi encontrado no P1 e o menor em P4. A área superficial específica - ASE foi elevada em P4 seguidos do P3, P2 e P1 (Tabela 2).

Os Latossolos apresentaram baixos valores de pH_{H_2O} com médias entre 4,64 e 5,30 e pH_{KCl} entre 4,06 e 5,30. Os valores do balanço de cargas de superfície (ΔpH) foi negativo para a maioria dos solos, exceto no P3 que possui saldo positivo de cargas. A CTC variou entre 3,34 -9,37 $cmol\ kg^{-1}$. O P4 apresentou os maiores valores de CTC e de acidez potencial. Nestes solos os teores de fósforo e de bases trocáveis (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+) foram baixos, indicando elevada acidez, devido a intensa lixiviação de bases e predominância de Al^{3+} no complexo de troca. O balanço de carga positivo no P3 infere que esse perfil se apresenta em um estágio de intemperização mais avançado em relação aos demais Latossolos, sendo considerado ácrico. Os teores de carbono orgânico variaram entre 2,30 e 16,96 $g\ kg^{-1}$, sendo maior no P4 (Tabela 3).

A caulinita foi o mineral encontrado em todos os Latossolos. Ao considerarmos a quantidade de argila e proporção de caulinita, o P1 é o solo que possui predominância deste mineral na fração argila porém, em termos de quantidade total, o P3 é o solo que apresenta os maiores teores deste mineral (370,37 $g\ kg^{-1}$) (Tabela 3). O óxido de ferro goethita também foi constatado em todos os Latossolos e as maiores quantidades foram encontradas no P4 e P2 (72,68 e 70,20 $g\ kg^{-1}$). Quanto aos teores de Fe_2O_3 e Al_2O_3 observa-se predomínio das formas cristalinas (DCB) em relação aos óxidos amorfos (OAA), evidenciados pela baixa relação Fe_o/Fe_d . Os maiores teores de Fe_2O_3 por DCB foram encontrados nos Latossolos Vermelhos P3 e P2 (132,52 e 120,58 $g\ kg^{-1}$) e também foi considerável no P4. Para o Al_2O_3 (DCB) os maiores teores foram encontrados no P4 (25,25 $g\ kg^{-1}$). As mesmas tendências entre os solos foram observadas para os teores de Fe_2O_3 e Al_2O_3 extraídos por OAA (Tabela 3).

Tabela 2. Caracterização física dos Latossolos estudados

Atributos físicos	Unidade	Solos			
		P1	P2	P3	P4
Argila	g kg ⁻¹	295,03	674,74	727,49	768,65
Silte	g kg ⁻¹	15,76	159,01	167,69	183,10
Areia muito grossa	g kg ⁻¹	79,46	8,54	3,45	4,85
Areia grossa	g kg ⁻¹	220,93	13,88	5,04	4,34
Areia média	g kg ⁻¹	213,84	35,59	21,45	7,66
Areia fina	g kg ⁻¹	138,54	69,11	54,51	16,34
Areia muito fina	g kg ⁻¹	36,44	39,12	20,37	15,06
Argila dispersa em água	g kg ⁻¹	191,04	2,86	2,55	242,15
Grau de flocculação	%	35,25	99,58	99,65	68,50
Relação silte/argila		0,053	0,236	0,231	0,238
Densidade do solo (ρ)	kg dm ⁻³	1,68±0,02	1,03±0,03	0,98±0,03	0,89±0,04
Densidade de partículas (ρ_s)	kg dm ⁻³	2,73±0,01	3,05±0,01	3,04±0,02	2,59±0,05
Porosidade (β)	m ³ m ⁻³	0,38±0,01	0,66±0,01	0,68±0,01	0,66±0,02
Condutividade hidráulica - K_{sat}	mm h ⁻¹	82,87±0,26	219,81±0,07	188,73±0,17	20,18±0,40
Área superficial específica - ASE	m ² g ⁻¹	11,84±0,19	35,70±5,50	40,72±3,54	59,91±3,40

Densidade do solo (Blake e Hartge, 1986); Densidade de partículas (Flint e Flint, 2002)

Tabela 3. Caracterização química e mineralógica dos Latossolos estudados

Solos	pH _{KCl}	pH _{H₂O}	ΔpH	CTC	H+Al	Al ³⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	SB	P	
cmolc kg ⁻¹												
mg kg ⁻¹												
P1	4,06±0,01	4,78±0,03	-0,73±0,02	3,42±0,45	3,18±0,44	1,07±0,08	0,15±0,01	0,07±0,005	0,03±0,003	0,25±0,02	1,96±0,45	
P2	5,24±0,06	5,30±0,02	-0,05±0,06	4,51±0,17	4,08±0,13	0,43±0,03	0,26±0,04	0,14±0,02	0,04±0,006	0,44±0,06	1,01±0,12	
P3	5,30±0,02	5,27±0,03	0,03±0,02	3,34±0,12	3,19±0,11	0,47±0,03	0,05±0,02	0,07±0,02	0,03±0,005	0,15±0,02	0,76±0,08	
P4	4,18±0,04	4,64±0,06	-0,46±0,04	9,37±0,69	8,98±0,74	2,08±0,26	0,08±0,03	0,28±0,17	0,04±0,001	0,40±0,20	0,93±0,15	
DCB												
OAA												
CO												
Solos	C	Gb	Gt	Hm	Fe ₂ O ₃			Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe _c /Fe _d	g kg ⁻¹
g kg ⁻¹												
P1	231,89±1,22	-	46,68±0,41	1,67±0,41	48,35±0,22	7,98±0,44	0,21±0,01	0,51±0,01	0,004	2,30±1,66		
P2	227,20±4,70	285,56±3,99	70,20±5,63	120,58±5,63	190,78±3,91	13,89±0,55	0,93±0,04	1,27±0,04	0,003	9,71±0,94		
P3	370,37±3,84	209,02±2,96	51,48±6,44	132,52±6,44	184,00±1,29	11,55±0,23	0,81±0,12	0,83±0,04	0,003	7,10±1,06		
P4	218,43±5,21	169,99±0,01	72,68±1,46	50,16±1,46	122,84±1,26	25,25±2,79	0,61±0,06	1,51±0,04	0,004	16,96±1,17		

C: caulinita; Gb: gibbsita; Gt: goethita; Hm: hematita; DCB: método do ditonito-citrato-bicarbonato; OAA: método do oxalato de amônio; CO: carbono orgânico. Métodos descritos em (Teixeira et al., 2017).

5.3.2. Curva de Retenção da Água no Solo, Distribuição e Frequência Acumulada de Poros

O modelo sugerido por van Genuchten para ajuste dos dados da CRA apresentou um bom ajuste para todos os solos e para os dois tipos de CRA (indeformada e deformada). Os valores do R^2 foram altos, variando de 0,95 a 0,99 para a CRA estrutural e foram de 0,99 para todas as curvas relacionadas à parte textural. Os valores do RMSE foram baixos e menores que 0,00055; comprovando a eficiência do ajuste, pois quanto mais próximos a zero são os valores do RMSE, maior a qualidade dos valores medidos e/ou estimados (Tabela 4).

Os parâmetros estimados no ajuste das curvas de retenção demonstram diferenças entre os dados quando se considera: conteúdo de água no solo, tipo de amostra e método empregado na avaliação das CRAs. O conteúdo de água de saturação, θ_s , variou de 0,386 a 0,681 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$, apresentando maiores valores para o P3, seguido de $P2 > P4 > P1$. O conteúdo residual variou de 0,162 a 0,366 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$, sendo maior em $P4 > P3 > P2 > P1$, ambos considerando as CRAs estruturais. Em relação aos conteúdos de água residual, deve-se destacar as mudanças nos valores de θ_r obtidos entre as diferentes CRAs. O θ_r das CRAs com amostras indeformadas deveria corresponder ao θ_{r1} da CRA com amostras deformadas, entretanto, devido às alterações metodológicas, há variações em relação ao conteúdo de água sendo que, para o θ_r a faixa de variação foi de 0,162 a 0,366 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ e, para o θ_{r1} , de 0,115 a 0,217 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$. O conteúdo residual θ_{r2} foi maior em P4, seguido de $P2 = P3 > P1$ (Tabela 4).

O parâmetro α da curva estrutural dos solos foi elevado e apresentou variação entre os solos de 0,406 - 0,930, seguindo uma tendência de maiores valores para $P1 > P4 > P3 > P2$. Nas CRAs correspondentes à faixa seca, os valores de α situaram-se em torno de 0,0001 para todos os solos avaliados. Em relação ao parâmetro n , os valores foram maiores para a CRAs correspondentes à curva textural, com valores situados entre (4,407 - 3,364) e entre solos o P3 teve maiores valores, seguido de $P2 > P1 > P4$. Nas CRAs estrutural o parâmetro n foi maior entre os solos $P4 > P2 > P3 > P1$, com valores mais baixos do que as CRAs correspondentes a parte seca, variando de (2,235 - 1,776). Os valores do parâmetro m por serem dependentes de n seguiram a mesma tendência, maiores nas curvas correspondentes a CRAs textural (Tabela 4).

Tabela 4. Parâmetros das curvas de retenção de água para dados obtidos com amostras indeformadas e deformadas.

Solos	θ_s	θ_r	α	n	m	R ²	RMSE	r_{max}
	$m^3 m^{-3}$							μm
Amostras indeformadas (até 1500 kPa)								
P1	0,386	0,162	0,930	1,776	0,437	0,956	0,000197	8,90±0,86
P2	0,665	0,271	0,406	2,027	0,507	0,992	0,000272	4,34±0,17
P3	0,681	0,317	0,640	1,993	0,498	0,979	0,000559	6,67±1,14
P4	0,657	0,366	0,778	2,235	0,553	0,981	0,000286	8,77±1,81
Solos	θ_{r1}	θ_{r2}	α	n	m	R ²	RMSE	r_{max}
	$m^3 m^{-3}$							μm
Amostras deformadas (entre 1500 e 70.000 kPa)								
P1	0,115	0,009	0,0001	3,715	0,731	0,997	0,000013	0,0013±0,0001
P2	0,217	0,018	0,0001	3,891	0,743	0,997	2,33E-05	0,0014±0,00003
P3	0,203	0,018	0,0001	4,407	0,773	0,995	3,97E-05	0,0012±0,00002
P4	0,192	0,035	0,0001	3,364	0,703	0,995	3,54E-05	0,0013±0,00005

θ_s e θ_r (conteúdos de água referentes à saturação e residual para as curvas indeformadas); θ_{r1} e θ_{r2} (conteúdos de água residual para as curvas deformadas); α , n e m (parâmetros empíricos da equação); R² (coeficiente de determinação); RMSE (erro quadrático médio da raiz); r_{max} (raio mais frequente).

As curvas de retenção da água no solo mostram que em altos potenciais, faixa inicial da CRA, o P2 apresenta um maior conteúdo de água, seguido de P3 > P4 > P1. Entretanto, quando aplicada a tensão equivalente a 10 kPa, o conteúdo de água decresce em P2 e P3. Nos baixos potenciais da curva estrutural a ordem se inverte e a sequência de maior retenção é P4 > P3 > P2 > P1 (Figura 2). Na CRA textural, até -10.000 kPa há uma tendência de maior retenção em P3 > P4 > P2 > P1. Entre os potenciais de -10.000 a -30.000 kPa, o P2 passa a apresentar maior retenção em relação aos demais perfis (Figura 2).

As curvas da função frequência de raios por intervalo de logaritmo do raio correspondentes a parte estrutural (primeiro pico) mostra que P1 e P4 são os solos cujos poros de máxima frequência por intervalo de log r_s são $r_s = 88,98$ e $r_s = 87,67 \mu m$, respectivamente. Para os solos P2 e P3 tais poros são $r_s = 43,37$ e $r_s = 66,67 \mu m$ (Figura 3 e Tabela 4). Nas curvas correspondentes à parte textural (segundo pico) a variação entre os solos foi pequena, e os poros mais frequentes variaram entre 0,012 e 0,014 μm (Figura 3 e Tabela 4).

A curva da função frequência acumulada de raios, F , construída a partir da CRA estrutural, mostra que para um dado valor de raio equivalente ($r_s = 10 \mu m$) há uma tendência de os solos apresentarem porcentagem de poros do solo com raio menor que 10 μm preenchidos com água, na sequência P4 > P3 > P2 = P1, isto é, o P4 apresentou a maior proporção de poros com $r_s < 10$

μm e, em sequência, o P3. O P2 e P1 mostraram comportamento parecido e as curvas se cruzaram no ponto da curva para r_s equivalente a $10\ \mu\text{m}$ (Figura 4). Para F da CRA textural, considerando um r_s de $0,01\ \mu\text{m}$, o P4 apresenta a maior porcentagem de poros com $r_s < 0,01\ \mu\text{m}$, seguido do P3 = P1 = P2 (Figura 4).

As porcentagens médias de macro, meso, micro, ultramicro e criptoporos foram obtidas considerando as duas curvas de retenção (estrutural e textural). Na CRA estrutural: os macroporos foram encontrados em maior proporção no P1 > P3 > P4 > P2; para os mesoporos há uma tendência de P2 > P3 > P1 > P4; em relação aos microporos ocorre a seguinte tendência P2 > P1 > P3 > P4. Na CRA textural predominam poros cada vez menores, os ultramicroporos, sendo os de maior proporção (P2 > P3 > P4 = P1) e quanto aos criptoporos P4 > P3 > P1 > P2. No geral, para os quatro solos, as maiores proporções são de macroporos e ultramicroporos (Figura 5).

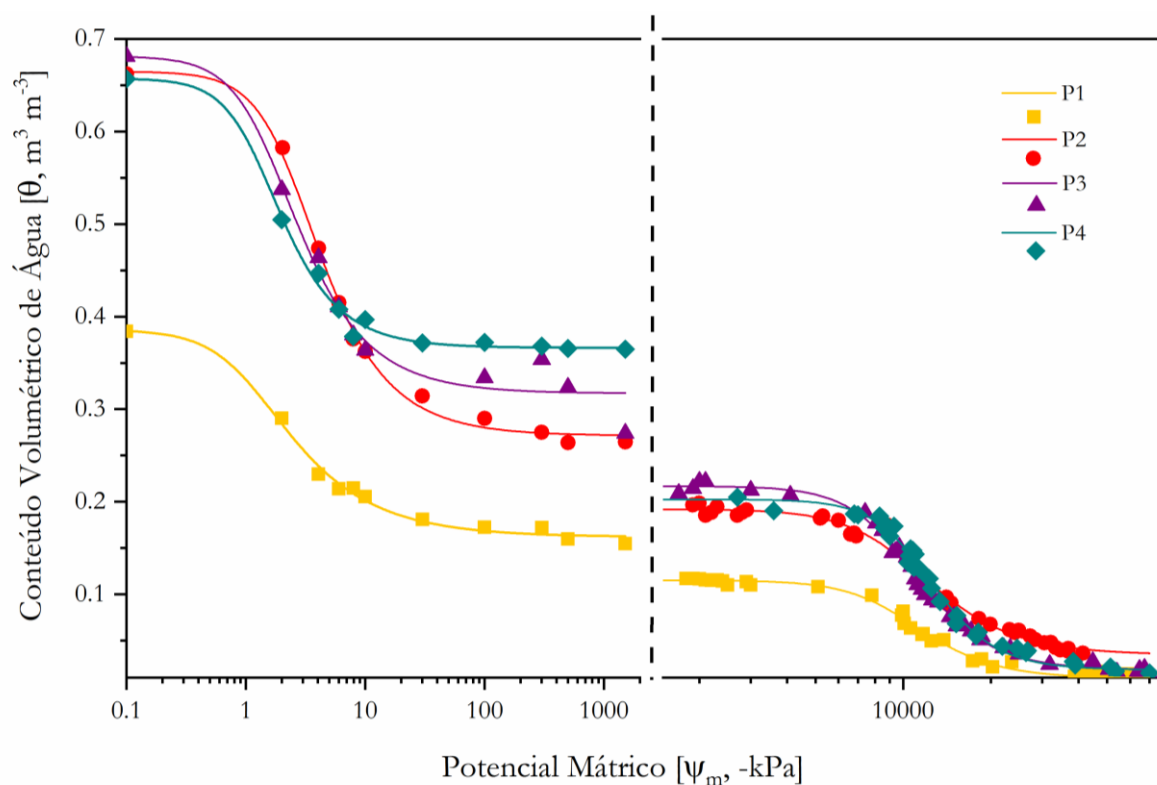


Figura 2. Curvas de retenção da água (CRAs) obtidas com amostras indeformadas até o potencial de $-1500\ \text{kPa}$ (CRAs estrutural) e com amostras deformadas entre os potenciais de -1500 e $-70.000\ \text{kPa}$ (CRAs textural). As linhas correspondem aos dados ajustados e os pontos correspondem aos dados observados.

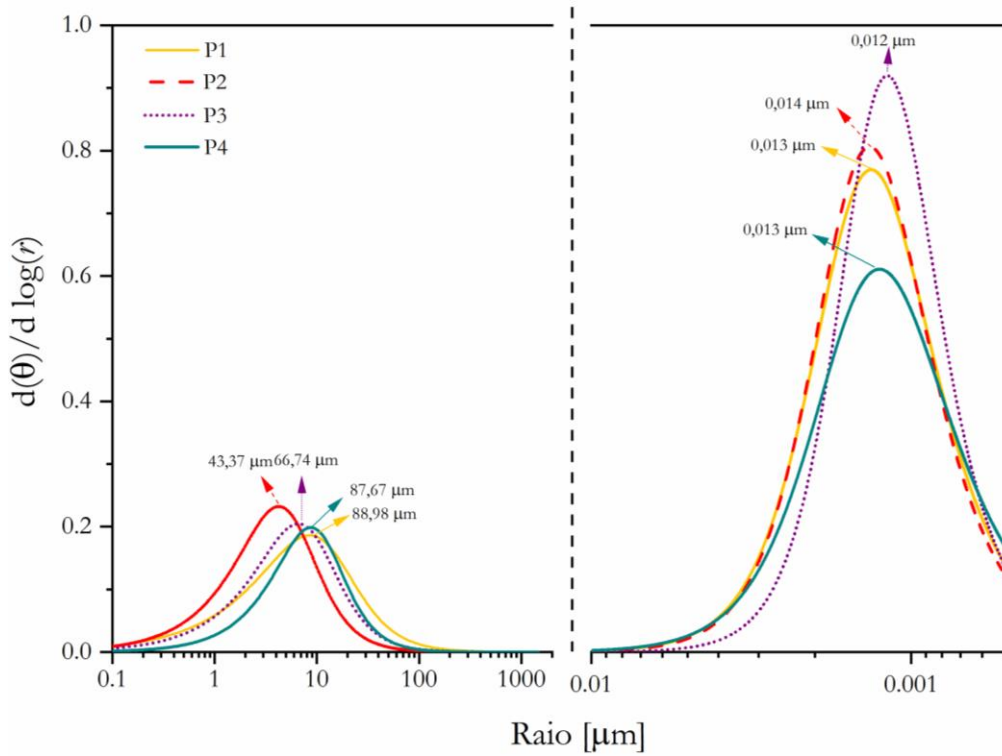


Figura 3. Curva de função frequência de raios por intervalo de logaritmo do raio obtidas com amostras indeformadas até o potencial de -1500 kPa (CRAs estrutural) e com amostras deformadas entre os potenciais de -1500 e -70.000 kPa (CRAs textural).

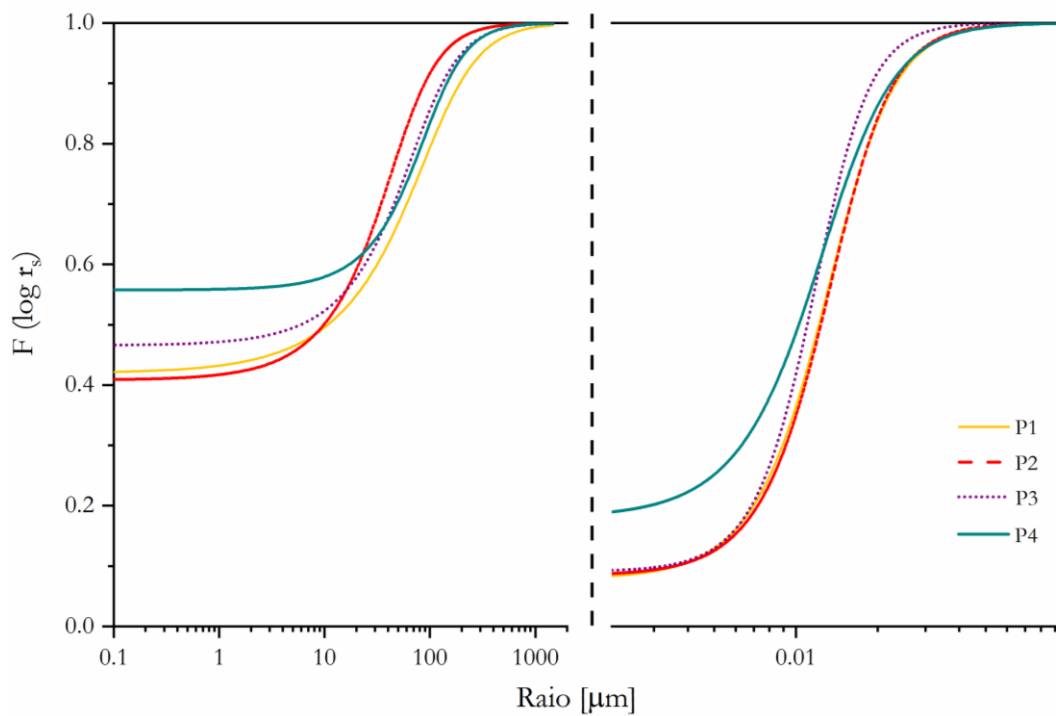


Figura 4. Curvas da função frequência acumulada de raios obtidas com amostras indeformadas até o potencial de -1500 kPa (CRAs estrutural) e com amostras deformadas entre os potenciais de -1500 e -70.000 kPa (CRAs textural).

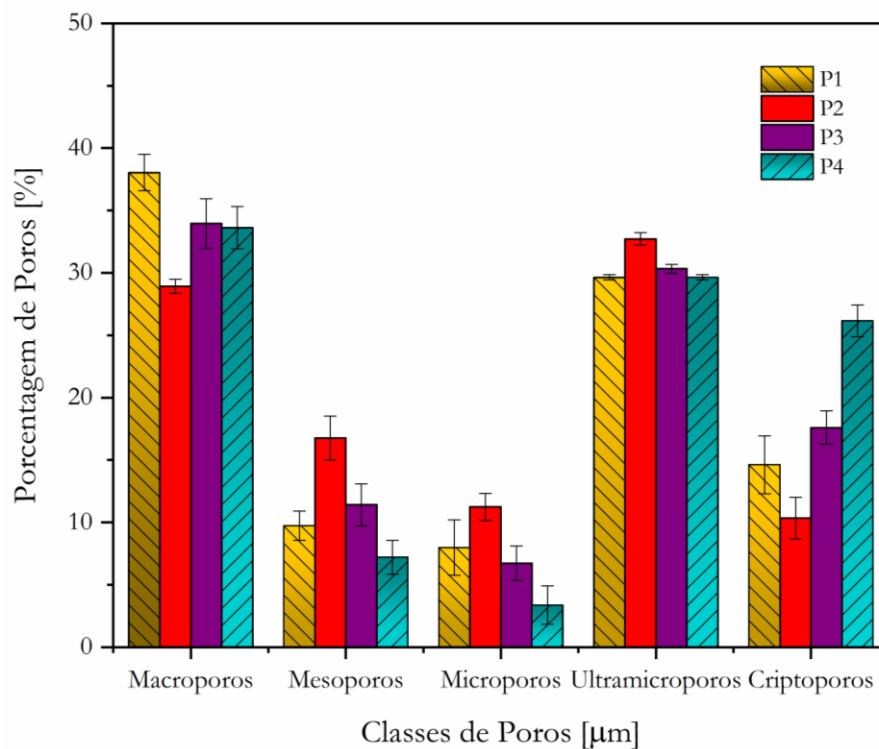


Figura 5. Médias de macroporos (poros com raio acima de $40 \mu\text{m}$), mesoporos ($15 - 40 \mu\text{m}$), microporos ($2,5 - 15 \mu\text{m}$), ultramicroporos ($0,05 - 2,5 \mu\text{m}$) e criptoporos ($< 0,05 \mu\text{m}$) de quatro Latossolos (P1, P2, P3 e P4).

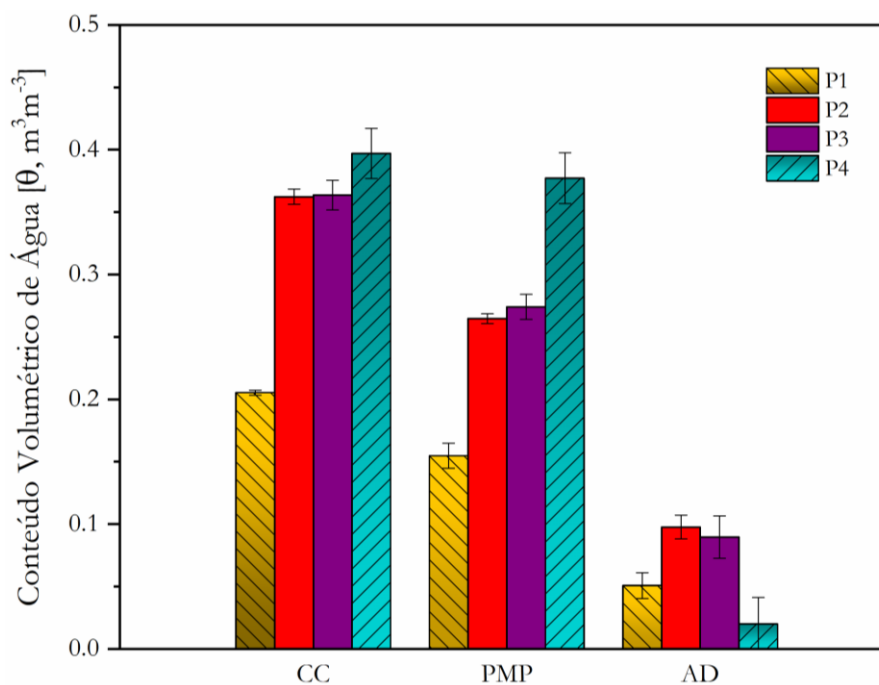


Figura 6. Conteúdos Volumétricos de Água referentes à Capacidade de Campo (CC, $\tau = 10 \text{ kPa}$), Ponto de Murcha Permanente (PMP, $\tau = 1500 \text{ kPa}$) e Intervalo de Água Disponível (= CC - PMP).

5.3.3. Disponibilidade de Água no Solo

Considerando a capacidade de campo (CC) como o conteúdo de água correspondente ao potencial mátrico de -10 kPa e o ponto de murcha permanente (PMP) como o conteúdo de água correspondente ao potencial de -1500 kPa, verifica-se que a capacidade de campo foi maior no P4 ($0,397 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$), seguido do P3 ($0,364 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$), P2 ($0,362 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) e P1 ($0,205 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$). O mesmo comportamento foi observado em relação ao ponto de murcha permanente (PMP), sendo maior em P4 ($0,377 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$), P3 ($0,274 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$), P2 ($0,265 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) e P1 ($0,155 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$). Consequentemente, o P4 apresentou o menor conteúdo de água disponível (AD) em relação aos demais solos (Figura 6).

5.3.4. Condutividade Hidráulica

A condutividade hidráulica saturada (K_{sat}) dos solos foi maior em P2 ($219,81 \text{ mm h}^{-1}$), seguido de P3 > P1 e baixa no P4 ($20,18 \text{ mm h}^{-1}$) (Tabela 3). Os valores de K_r em função do conteúdo de água no solo obtidos a partir das CRAs mostram que nas curvas de K_r entre a saturação e -1500 kPa há uma tendência do P2, P3 e P4 seguirem comportamentos semelhantes e as maiores diferenças entre as curvas acontecem em relação ao P1 (Figura 7). A mesma tendência é observada para as curvas de K_r na faixa de menor conteúdo de água no solo, com os valores de K_r cada vez mais baixos à medida que θ decresce (Figura 7).

A função $K(\theta)$ por considerar a condutividade hidráulica do solo saturado (K_{sat}) apresentou uma tendência diferente em relação a K_r . Os maiores valores de $K(\theta)$, de modo geral, ocorreram em P2 > P3 > P1 e sempre foi baixo no P4, seguindo o desempenho observado para a K_{sat} (Figura 7). Entretanto, a faixa do conteúdo de água dos solos argilosos foi sempre alta, consequentemente, a função $K(\theta)$ foi limitada a uma faixa de conteúdo de água < $0,35 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ no P1. Nota-se que, independente da faixa de conteúdo de água, o P4 sempre foi o solo que apresentou os menores valores de $K(\theta)$. Na faixa seca, o P1, P2 e P3 seguem tendências semelhantes até determinado conteúdo de água ($\cong 0,1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) e o P4 mostra-se com o mesmo comportamento observado na faixa mais úmida da curva (Figura 8).

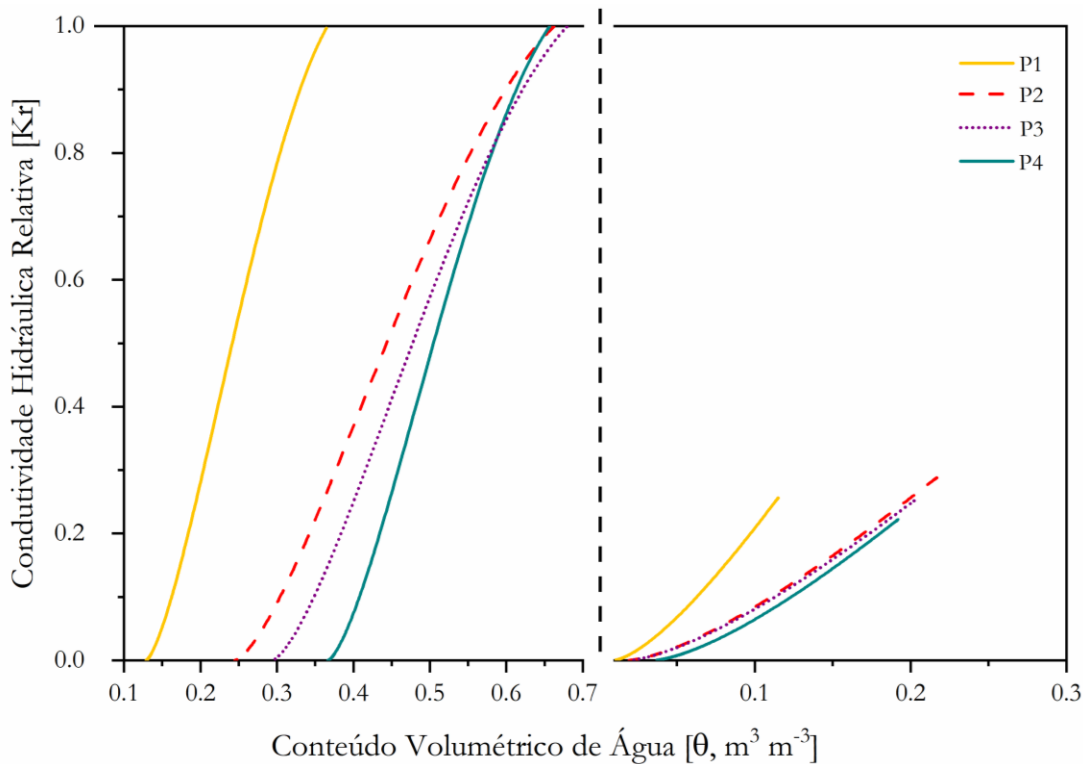


Figura 7. Condutividade hidráulica relativa em função do conteúdo volumétrico de água para amostras indeformadas até o potencial de -1500 kPa (CRAs estrutural) e com amostras deformadas entre os potenciais de -1500 e -70.000 kPa (CRAs textural).

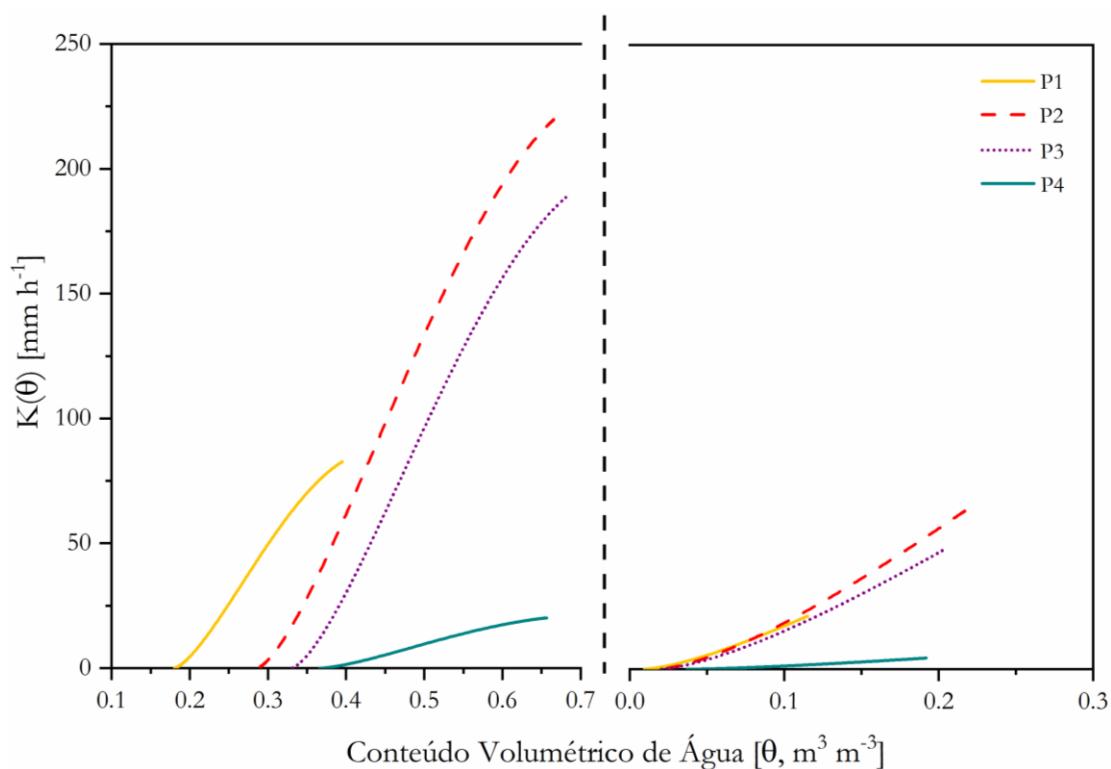


Figura 8. Função $K(\theta)$ em relação ao conteúdo volumétrico de água no solo para amostras indeformadas até o potencial de -1500 kPa (CRAs estrutural) e com amostras deformadas entre os potenciais de -1500 e -70.000 kPa (CRAs textural).

5.3.5. Correlação entre tamanhos de poros, condutividade hidráulica saturada e alguns constituintes químicos e mineralógicos do solo

Os coeficientes de correlação de Pearson da Tabela 5 mostram as relações entre tamanho de poros, condutividade hidráulica do solo saturado e características físicas, químicas e mineralógicas dos Latossolos. Obtiveram-se correlações positivas entre macroporos e areia; mesoporos e ultramicroporos com Hm, Gb, Fe_d e Fe_o; e os criptoporos com C_{org}, Al_d, ASE e CTC. A fração argila apresentou correlação positiva com todas as formas de Fe e Al, ASE, óxidos de ferro e alumínio e CTC. As correlações negativas foram encontradas entre macroporos com formas de Fe e Al, óxidos, argila e ASE. Assim como para os microporos, que se mostraram negativamente correlacionados com C_{org}, Al_d, ASE e CTC. A K_{sat} apresentou correlação positiva com os meso, micro e ultramicroporos e correlação negativa com os macro e criptoporos. Contudo, todas essas correlações não foram significativas. As correlações significativas e mais relevantes foram encontradas entre Fe_d com Hm ($r = 0,98^*$) e Gb ($r = 0,96^*$); Al_d com C_{org} ($r = 0,98^*$) e CTC ($r = 0,98^*$); e Al_o com C_{org} ($r = 0,96^*$) e Gt ($r = 0,98^*$).

5.3.6. Análise de componentes principais

Os resultados para a análise de componentes principais da análise multivariada mostram que 51,80% da variabilidade total dos dados pode ser encontrada no primeiro componente (CP1); o segundo componente (CP2) responde a 36,16% da variabilidade e o terceiro componente (CP3) a 12,05%, totalizando 100% da variação total dos dados originais. No CP1 as variáveis de maior peso foram areia (-0,30), macroporos (-0,26), argila (0,30), silte (0,30), Gt (0,26), Hm (0,22), Gb (0,28), Fe_d (0,26), Fe_o (0,27), Al_d (0,22), Al_o (0,28), ASE (0,27) e C_{org} (0,25). Como observado, todas as variáveis citadas apresentaram pesos similares no CP1. No CP2, as variáveis de maior contribuição foram: mesoporos (0,34), microporos (0,34), ultramicroporos (0,29), K_{sat} (0,36), criptoporos (-0,34) e CTC (-0,30); e no CP3 as maiores contribuições foram da caulinita (0,60) e goethita (-0,33) (Tabela 6).

Tabela 5. Matriz de correlação de Pearson para tamanhos de poros, condutividade hidráulica do solo saturado e alguns atributos físicos, químicos e mineralógicos do solo.

	Macro	Meso	Micro	Ultra	Cripto	K _{sat}	C _{org}	Argila	Silte	Areia	Fe _d	Fe _o	Al _d	Al _o	ASE	Gt	Hm	Gb	C	CTC	
Macro	1																				
Meso	-0,72	1																			
Micro	-0,43	0,92	1																		
Ultra	-0,88	0,96*	0,81	1																	
Cripto	0,28	-0,86	-0,98*	-0,71	1																
K _{sat}	-0,55	0,89	0,79	0,77	-0,78	1															
C _{org}	-0,49	-0,25	-0,54	0,03	0,68	-0,39	1														
Argila	-0,68	0,08	-0,31	0,27	0,42	0,15	0,80	1													
Silte	-0,72	0,13	-0,25	0,32	0,38	0,18	0,80	0,99*	1												
Areia	0,69	-0,09	0,29	-0,28	-0,41	-0,15	-0,80	-0,99*	-0,99	1											
Fe _d	-0,85	0,62	0,28	0,69	-0,19	0,71	0,35	0,80	0,82	-0,81	1										
Fe _o	-0,91	0,63	0,28	0,73	-0,17	0,65	0,44	0,82	0,85	-0,83	0,99*	1									
Al _d	-0,32	-0,41	-0,65	-0,14	0,78	-0,56	0,98*	0,69	0,68	-0,69	0,17	0,26	1								
Al _o	-0,70	0,03	-0,27	0,31	0,44	-0,19	0,96*	0,80	0,81	-0,80	0,48	0,58	0,90	1							
ASE	-0,47	-0,25	-0,59	-0,02	0,71	-0,25	0,94	0,92	0,91	-0,92	0,51	0,56	0,90	0,87	1						
Gt	-0,75	0,15	-0,11	0,43	0,28	-0,15	0,89	0,68	0,71	-0,69	0,44	0,56	0,83	0,98*	0,75	1					
Hm	-0,75	0,63	0,32	0,65	-0,26	0,79	0,19	0,72	0,73	-0,72	0,98*	0,95	0,01	0,31	0,39	0,26	1				
Gb	-0,95	0,62	0,27	0,75	-0,14	0,58	0,52	0,83	0,86	-0,84	0,96*	0,99*	0,34	0,67	0,60	0,66	0,90	1			
C	0,08	0,05	-0,07	-0,10	-0,02	0,51	-0,28	0,28	0,25	-0,27	0,45	0,33	-0,35	-0,36	0,05	-0,50	0,59	0,20	1		
CTC	-0,16	-0,53	-0,69	-0,26	0,80	-0,72	0,92	0,51	0,50	-0,51	-0,05	0,05	0,98*	0,82	0,79	0,76	-0,21	0,14	-0,49	1	

Ma: macroporos (poros com raio acima de 40 µm); Meso: mesoporos (15 - 40 µm); Micro: microporos (2,5 - 15 µm); Ultra: ultramicroporos (0,05 - 2,5 µm) e Cripto: criptoporos (< 0,05 µm); K_{sat}: condutividade hidráulica em solo saturado; C_{org}: carbono orgânico; Fe_d e Al_d: formas de ferro e alumínio bem e mal cristalizadas; Fe_o e Al_o: formas de ferro e alumínio mal cristalizadas; ASE: área superficial específica; Gt: goethita; Hm: hematita; Gb: gibbsita; C: caulinita; CTC: capacidade de troca de cátions. *Significativo para p < 0,05.

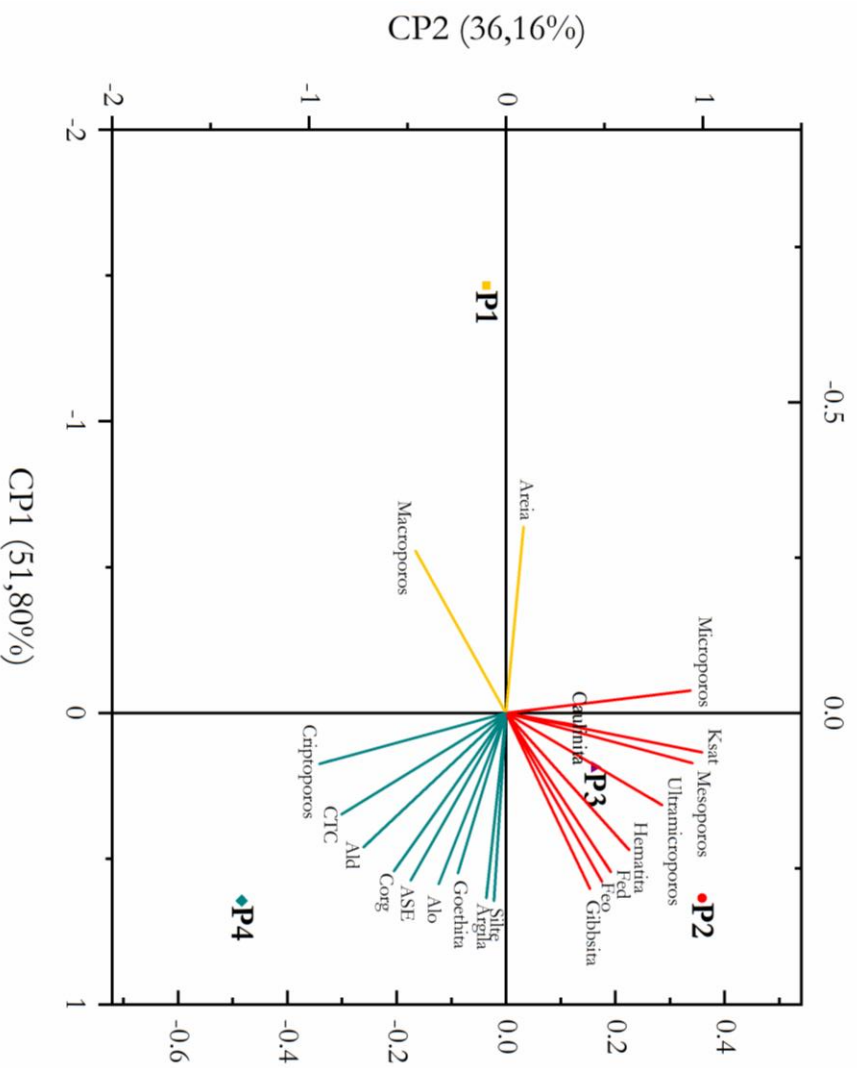


Figura 9. Biplot: CP1 e CP2 para as variáveis: Macroporos; Mesoporos; Microporos; Ultramicroporos; Criptoporos; K_{sat}; C_{org}; Fe_d e Al_d; formas de ferro e alumínio bem e mal cristalizadas; Fe_o e Al_o; formas de ferro e alumínio mal cristalizadas; ASE: área superficial específica; Goethita; Hematita; Gibbsita; Caulinita; CTC: capacidade de troca de cátions.

Tabela 6. Resultados dos autovalores e autovetores extraídos das componentes principais.

Variáveis	CP1	CP2	CP3
Autovalores	10,36	7,23	2,41
Variança explicada (%)	51,80	36,16	12,04
Variança acumulada (%)	51,80	87,96	100
Autovetores			
Macroporos	-0,26	-0,17	0,20
Mesoporos	0,08	0,34	-0,19
Microporos	-0,04	0,34	-0,26
Ultramicroporos	0,15	0,29	-0,27
Criptoporos	0,08	-0,34	0,19
K _{sat}	0,06	0,36	0,11
C _{org}	0,25	-0,21	-0,10
Argila	0,30	-0,04	0,17
Silte	0,30	-0,02	0,14
Aréia	-0,30	0,03	-0,16
Fed	0,26	0,19	0,15
Feo	0,27	0,18	0,07
Al _d	0,22	-0,26	-0,11
Al _o	0,28	-0,12	-0,21
ASE	0,27	-0,17	0,11
Goethita	0,26	-0,09	-0,33
Hematita	0,22	0,23	0,23
Gibbsita	0,28	0,15	0,00
Caulinita	0,02	0,13	0,60
CTC	0,16	-0,30	-0,17

5.4. Discussão

Analisando as curvas de retenção obtidas com amostras indeformadas (CRA estrutural), observa-se que na faixa inicial, até -10 kPa, o P2 foi o solo que apresentou maior retenção de água, o que pode ser consequência da menor proporção de macroporos e maior de mesoporos quando comparado aos demais perfis, pois os macroporos são poros responsáveis por boa parte da drenagem da água no solo. No potencial de -10 kPa o inverso ocorre e o P2 e P3 exibem uma queda na retenção de água em relação aos outros solos, tensão suficiente para drenagem da água dos poros com maior raio e do espaço inter-agregados (Chen et al., 2019). Dessa forma, para tensões < 10kPa há uma maior retenção nestes Latossolos, entretanto, devido ao elevado espaço inter-agregados, com o aumento da tensão a retenção de água é reduzida em relação ao P4 (Figura 2).

Nos baixos potenciais mátricos, as proporções consideráveis de ultramicroporos e principalmente criptoporos no P4 promoveram a retenção de um maior conteúdo de água. A faixa mais seca da CRA é regulada pelos fenômenos de adsorção, que são afetados pela textura e mineralogia do solo (Libardi, 2018). Autores encontraram correlações positivas entre ASE e água higroscópica em Latossolos, influenciada por óxidos de ferro livres (Grohmann e Camargo, 1973). O desempenho observado no P4 pode ser decorrente da maior proporção de poros texturais, configuração estrutural, quantidade e tipo de argila, maiores proporções de C_{org} , Al_d e Al_o . Da Costa et al. (2013) encontraram relação entre adsorção da água em solos argilosos com maiores teores de C_{org} sob condições de clima subtropical no Brasil, com forte relação entre intemperismo, atividade biológica, ciclos de umedecimento e secagem, fatores que modificam a estrutura do solo, a distribuição dos poros e a retenção de água. Souza et al. (2017) destacaram a capacidade de proteção do C no solo favorecida pela associação entre os óxidos de Fe/Al em Latossolos. As interações organo-minerais foram mais correlacionadas com C e Al_o e Al_d no solo, associada a presença de gibbsita, liberando Al que precipita como óxidos de Al amorfos e são altamente reativos com a matéria orgânica do solo, levando à formação de tais interações. Em conjunto a estes fatores, as VHE-Al presentes no P4, minerais que possuem poder de hidratação, podem também ter proporcionado aumentos na retenção de água. Williams et al. (1983) encontraram uma relação entre textura, estrutura, matéria orgânica e mineralogia da fração argila com o conteúdo de água no solo, sendo que os óxidos de ferro e a vermiculita foram importantes quando presentes no solo.

Tais características interferiram na disponibilidade de água, pois devido à alta energia de retenção pela matriz do solo nos pontos correspondentes a capacidade de campo (CC) e ao ponto de murcha permanente (PMP), no P4 há baixos conteúdos de água disponível em relação aos demais perfis. Estes baixos valores de conteúdo de água disponível para os quatro solos, não

atingindo $0,1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ em nenhum deles, podem ser explicados pela relativa alta porcentagem de macroporos e também porque os valores de tensão tradicionalmente adotados para a obtenção da CC e do PMP pela curva de retenção resultou numa faixa de conteúdo de água disponível que inclui os microporos e parte dos ultramicroporos, deixando de fora todos os mesoporos.

As diferenças estruturais influenciaram toda a configuração do espaço poroso dos solos, que por sua vez está relacionada a distribuição, conectividade e tortuosidade dos poros determinantes dos processos de retenção e condução da água no solo (Amer et al., 2009). As mudanças na porosidade dos Latossolos são resultantes das variações na textura e principalmente estrutura do solo. Além destes fatores, atribui-se também as diferentes quantidades de caulinita e óxidos de ferro e alumínio tais variações na porosidade dos Latossolos muito argilosos (P2, P3 e P4), controlando diretamente a estrutura e o grau de microagregação (Ferreira et al., 1999a; Schaefer et al., 2004). O gráfico Biplot mostra as correlações das variáveis com os componentes principais, indicando a formação de grupos distintos. Os solos P2 e P3 se caracterizam por apresentarem maiores valores de K_{sat} , mesoporos e ultramicroporos fortemente correlacionadas com Fe_d , Fe_o , hematita e gibbsita. O P4 forma outro grupo com os criptoporos sendo correlacionados com altos valores de ASE, argila, Al_d , Al_o , C_{org} e goethita. E o P1 forma outro grupo com as variáveis areia e macroporos (Figura 9).

Os dois picos observados para as curvas log diferenciais estrutural e textural, mostram que o sistema poroso possui uma distribuição do tamanho de poros do tipo bimodal, independente dos teores de argila e grau de microagregação dos Latossolos. A bimodalidade é caracterizada quando o solo exibe essas duas classes de poros, sendo típicos de solos bem estruturados (Nimmo, 2004; Dexter et al., 2008). Nas curvas de frequência acumulada para as CRAs correspondentes aos poros estruturais (primeiro pico), há frequência de poros com raio (r_{max}) equivalente a macroporos (88,90 a 43,37 μm) para todos os solos. A frequência de picos correspondentes aos macroporos pode ser atribuída a elevada quantidade de argila no P2, P3 e P4, contribuindo para formação da porosidade inter-agregados. No P1 a frequência de macroporos pode ser consequência da alta quantidade de areia presente, auxiliando no aumento desses poros. Na curva correspondente aos poros texturais (segundo pico), também denominados de pedogênicos, há uma pequena variação no r_{max} dos poros (0,014 a 0,012 μm). Em estudo, Sasanian e Newson (2013) também encontraram uma distribuição bimodal do tamanho de poros, os autores associaram o pico correspondente aos diâmetros maiores de poros com a água livre existente entre os agregados, e o pico com um diâmetro menor com a água retida intra-agregados e na superfície das partículas de argila, sendo que as variações no conteúdo de água e no volume de poros intra-agregados diferiram entre tipos de argila. Os poros com diâmetro entre 0,001 e 0,1 μm estão relacionados com os espaços entre os feixes das plaquetas

de argila e poros intra-agregados, já os poros $< 0,001 \mu\text{m}$ consistem nos espaços intercamadas nas argilas, estando localizados principalmente entre as partículas primárias do solo (Tawornpruek et al., 2005; Lu et al., 2015).

Analisando as classes da distribuição do tamanho de poros, o P1 apresentou a maior proporção de macroporos e o P2 se destacou em função das maiores proporções de mesoporos (40 a $15 \mu\text{m}$), microporos (15 a $2,5 \mu\text{m}$) e ultramicroporos ($0,05 - 2,5 \mu\text{m}$). No P2 as maiores proporções das classes de poros observadas relacionam-se com o espaço inter-agregados promovido pelo grau de microagregação e com os óxidos de ferro e alumínio, colaborando na formação de porosidade intra-agregados (Capítulo 4). As correlações positivas observadas entre meso e ultramicroporos com Hm, Gb, Fe_d e Fe_o , indicam que esses tamanhos de poros são influenciados por essas variáveis, de modo que elas aumentam ou diminuem na mesma proporção. Além disso, a menor relação Hematita/(Hm+Gt), maior quantidade de C_{org} , dos óxidos goethita e gibbsita, e a menor quantidade de caulinita observadas no P2 em relação ao P3 (ambos Latossolos Vermelhos e com estrutura microgranular) podem ter modificado o grau de microagregação. Há relatos da ocorrência da hematita como partículas isoladas, já a goethita pode interagir fortemente com a matéria orgânica do solo. Em solos mais hematíticos, os óxidos de ferro se ligam um ao outro, em vez de formar agregados de argila, e a goethita, por apresentar grupos hidroxila livres na superfície, pode apresentar uma maior capacidade em formar pontes de hidrogênio e promover maior agregação no solo (Barberis et al., 1991; Azevedo e Bonumá, 2004). Para Ferreira et al. (1999a) a gibbsita em conjunto com os óxidos de ferro e matéria orgânica, tendem a desorganizar o ajuste face a face das caulinitas no solo; nesse contexto, o maior teor desses constituintes corresponde a um maior grau de desorganização das caulinitas e tendência a formação de estrutura microgranular frente ao desenvolvimento de estrutura do tipo blocos. Deste modo, o maior grau de microagregação, como observado pela maior porcentagem de agregados na classe dos microagregados (Capítulo 4) pode ter sido o diferencial para a maior quantidade de poros inter-agregados (mesoporos) e intra-agregados (ultramicroporos) encontrados no P2.

A alta criptoporosidade apresentada no P4 pode ter relação com alguns atributos químicos e mineralógicos do solo, pois as correlações entre criptoporos com C_{org} , Al_d , ASE e CTC mostram que existe influência dessas variáveis no aumento do volume desta classe de poros neste solo. A maior quantidade de argila, C_{org} , ASE e traços de mineral expansível (VHE-Al), podem ter auxiliado na formação de poros muito pequenos. Existe uma relação entre quantidade de argila e poros muito pequenos como constatado em estudo de Lu et al. (2015) em que relacionaram os poros pedogênicos com óxidos de ferro e minerais como a caulinita, destacando que solos com alto teor de argila e de concentração de óxidos de ferro livres apresentaram maior criptoporosidade. A alta

criptoporosidade nos solos pode ser atribuída a elevada ASE e ao sistema poroso desenvolvido em contribuição dos óxidos de ferro e conteúdo de argila. A exceção entre conteúdo de argila e poros pequenos ocorre no P1 que apresentou proporções maiores de criptoporos quando comparado ao P2, por exemplo, solo que possui elevada proporção de argila e maior ASE. O P1 possui altos teores de areia fina/muito fina e caráter coeso, que é uma consequência da mineralogia caulínica desses solos. O grau de coesão é intensificado com o acúmulo de materiais finos rearranjando partículas, e com a redução do conteúdo de água no solo (Giarola e Silva, 2002; Corrêa et al., 2008; Mota et al., 2018). Assim, a baixa quantidade de argila e ASE teoricamente não seriam suficientes para formar microagregados e alta porosidade intra-agregados.

A manutenção e distribuição dos poros também determinam o desempenho hidráulico do solo. A configuração da estrutura dos Latossolos foi decisiva no comportamento da condutividade hidráulica do solo saturado. A K_{sat} foi elevada no P2, seguido do P3 devido a estrutura microgranular, promovendo elevada mesoporosidade (40 a 15 μm) e porosidade inter-agregados. O P1 apesar de possuir uma maior quantidade de macroporos e elevados teores de areia total, não apresentou os maiores valores de K_{sat} , possivelmente a estrutura do tipo blocos promovida pela mineralogia caulínica, elevadas proporções de material fino e coesão já mencionados foram fatores que em conjunto reduziram a permeabilidade neste Latossolo (Ferreira et al., 1999b). O P4, embora possua a mesma classe textural que o P2 e P3, baixos valores de densidade, elevada porosidade e relevante proporção de macroporos, apresentou os menores valores K_{sat} . A estrutura do tipo blocos subangulares no P4 em relação a configuração estrutural microgranular no P2 e P3 foi um fator de relevância para a redução da condutividade hidráulica. Além disso, a elevada proporção de criptoporos pode ter auxiliado no decréscimo do K_{sat} . Conforme Koorevar et al. (1983), a condutividade hidráulica é constante no tempo em um solo uniforme, sendo uma função determinada pelo número e tamanho de poros maiores, contudo, as várias classes de poros que ocorrem no solo, interferem na densidade de fluxo total que consiste na soma das densidades de fluxo de cada uma das classes de tamanho de poros.

A equação predita para a função condutividade hidráulica relativa ou função $K_r(\theta)$ pelo modelo van Genuchten-Mualem (vGM) mostra que quanto maior a porosidade do solo e dos parâmetros n e m da CRA, mais elevada a K_r . O P4, Latossolo que apresentou baixo valor de K_{sat} teve elevados valores de K_r . Alguns problemas podem ser destacados quando se estima a condutividade a partir de dados ajustados pelo modelo (vGM). Durner (1994) destacou que os métodos para estimativa da condutividade parecem ser mais confiáveis para solos arenosos e com distribuição limitada de tamanho de partículas, enquanto que para solos argilosos com distribuição de poros bimodal é comum os modelos apresentarem falhas nas suas estimativas.

Algumas falhas no modelo vGM podem ser atribuídas a diversos fatores, estando estes ligados: aos valores generalizados para o coeficiente de tortuosidade que é um parâmetro empírico das equações de previsão fixado em (0,5), pois solos estruturados apresentam valores de tortuosidade e configuração do espaço poroso distintos, correspondentes aos poros estruturais e texturais; a distribuição contínua e unimodal do modelo vGM com o parâmetro α determinando a posição da densidade de poros máxima e os parâmetros m e n determinando a largura em direção aos tamanhos de poros finos e grandes; a restrição $m = 1 - 1/n$, que elimina a flexibilidade da função, uma vez que uma distribuição de poros que se estende até os poros finos é sempre então acoplada a uma ampla distribuição para poros grandes ou vice-versa, tal restrição atribui uma parte do espaço poroso a poros irrealisticamente grandes. Outro fator é que os processos de agregação em solos argilosos podem levar a distribuições de tamanho de poros que causam problemas de ajuste no intervalo de poros médios, já a atividade biológica no solo pode levar a formação de sistemas de poros secundários na faixa de poros grandes, como exemplo dos Latossolos, solos que a agregação é resultado da interação entre mineralogia e intensa atividade biológica (bioturbação) (Durner, 1994; Kutílek, 2004).

5.5. Conclusões

As curvas de retenção dos Latossolos avaliados apresentam características de retenção distintas influenciadas pela textura e principalmente estrutura do solo. A maior energia de retenção no Latossolo Bruno está relacionada a mineralogia da fração argila e aos maiores teores de carbono orgânico no solo. A presença de traços de mineral 2:1 (VHE-Al), as interações entre C e as formas de alumínio bem e mal cristalizadas, os maiores teores de carbono orgânico e quantidades relevantes de óxidos de Fe e Al, promovem conjuntamente uma maior área superficial específica, aumentando consideravelmente a retenção de água neste solo, o que reduz sua faixa de água disponível em relação aos demais Latossolos.

Os baixos valores de conteúdo de água disponível dos solos foram obtidos com base na curva de retenção, utilizando os valores tradicionais: CC (correspondente ao potencial mátrico de -10 kPa) e PMP (correspondente ao potencial mátrico de -1500 kPa). No potencial correspondente à CC, todos os mesoporos ficaram de fora da faixa CC-PMP. Embora a função principal destes poros seja a condução de água durante o processo de redistribuição, após a infiltração, quando os macroporos são esvaziados, entende-se que, por ser a redistribuição um processo lento, a água no interior deles deve ser utilizada pelas plantas. Isso leva à possibilidade de se utilizar um valor mais alto de potencial mátrico (ou mais baixo de tensão) para a obtenção da CC pela curva de retenção.

Todos os Latossolos apresentaram a frequência máxima de raio equivalente na faixa dos macroporos, na curva de retenção estrutural (amostras indeformadas) e na faixa dos criptoporos, na curva de retenção textural (amostras deformadas), devido à presença de óxidos de ferro e alumínio nos solos argilosos e no Latossolo Amarelo, provavelmente devido ao caráter coeso. No Latossolo Bruno as características já mencionadas auxiliaram no aumento da proporção de raios equivalentes na faixa de tamanho de criptoporos.

O modelo de van Genuchten-Mualem (vGM) que prediz a condutividade hidráulica relativa do solo não saturado a partir da equação de ajuste das curvas de retenção estrutural e textural mostraram certa coerência para estimativa da função $K(\theta)$ utilizando o valor de K_{sat} determinado. Entretanto, o Latossolo Bruno além da alta retenção e baixa disponibilidade de água no solo, apresentou baixa K_{sat} e uma superestimativa da K_r predita pelo modelo vGM. Os modelos podem superestimar a K_r por não considerarem a distribuição de poros no solo, a configuração estrutural e fixarem um único valor de tortuosidade, pois só os valores de porosidade não foram suficientes para prever o comportamento hidráulico do solo. A configuração estrutural dos solos com elevado grau de microagregação (Latossolo Vermelho Distroférico e Latossolo Vermelho Acriférico), proporcionaram uma alta macroporosidade e principalmente mesoporosidade, devido ao maior espaço inter-agregados, interferindo nos altos valores de K_{sat} . A função $K(\theta)$ pode ser um bom parâmetro por representar valores e condições mais próximas do que acontece no solo, ao considerar o K_{sat} medido no cálculo da função.

Referências

- Andraski, B. J., Scanlon, B.R., 2002. Thermocouple Psychrometry. In: Dane, J. H., Topp, G. C. (Ed). 2002. Methods of soil analysis: part 4 - Physical methods. Madison: American Society of America. p.229-240.
- Amer, A-M.M, Logsdon, S.D., Davis, D., 2009. Prediction of Hydraulic Conductivity as Related to Pore Size Distribution in Unsaturated Soils. *Soil Science* 174, 508-515. doi:10.1097/SS.0b013e3181b76c29.
- Anderson, J. U., 1963. An improved pretreatment for mineralogical analysis of samples containing organic matter. *Clays and Clay Minerals* 10, 380-388. doi: 10.1346/CCMN.1961.0100134.
- Azevedo, A.C., Bonumá, A.S., 2004. Partículas coloidais, dispersão e agregação em Latossolos. *Ciência Rural* 34, 609-617. doi: dx.doi.org/10.1590/S0103-84782004000200046.
- Barberis, E., 1991. Aggregation of soil particles by Iron Oxides in various size fractions of soil B horizons. *Journal of Soil Science* 42, 535-542. doi: doi.org/10.1111/j.1365-2389.1991.tb00100.x.
- Barreto, W., 1986. Eletroquímica de solos tropicais de carga variável: capacidade da dupla camada elétrica. Rio de Janeiro: UFRRJ (Tese de Doutorado).
- Brewer, R., 1964. Fabric and Mineral Analysis of Soils. John Wiley and Sons, New York. 470p.
- Brunauer, S., Emmett, P.H., Teller, E., 1938. Adsorption of gases in multimolecular layers. *Journal*

- of the American Chemical Society 60, 309-319. doi: 10.1021/ja01269a023.
- Buol, S.W., Eswaran, H., 1999. Oxisols. *Advances in Agronomy*, v.68, p.151-195.
- Carducci, C.E., Oliveira, G.C., Severiano, E.C., Zeviani, W. M., 2011. Modelagem da curva de retenção de água de Latossolos utilizando a equação duplo van Genuchten. *Revista Brasileira de Ciência do Solo* 35, 77-86. dx.doi.org/10.1590/S0100-06832011000100007.
- Chandrasekhar, P., Kreiselmeier, J., Schwen, A., Weninger, T., Julich, S., Feger, K-H., Schwärzel, K., 2018. Why We Should Include Soil Structural Dynamics of Agricultural Soils in Hydrological Models. *Water*, v.10, p.1-18. doi:10.3390/w10121862.
- Chen, R., Liu, P., Liu, X., Wang, P., Kang, X., 2019. Pore-scale model for estimating the bimodal soil–water characteristic curve and hydraulic conductivity of compacted soils with different initial densities. *Engineering Geology* 260, 1-15. doi.org/10.1016/j.enggeo.2019.105199.
- Corrêa, M.M., Ker, J.C., Barrón, V., Torrent, J., Curi, N., Torres, T.C.P., 2008. Caracterização física, química, mineralógica e micromorfológica de horizontes coesos e fragipãs de solos vermelhos e amarelos do ambiente tabuleiros costeiros. *Revista Brasileira de Ciência do Solo* 32, 297-313. dx.doi.org/10.1590/S0100-06832008000100028.
- Cooper, M., Vidal-Torrado, P., Chaplot, V., 2005. Origin of microaggregates in soils with ferrallic horizons. *Scientia Agricola*, v.62, p.256–263. doi.org/10.1590/S0103-90162005000300009.
- Da Costa, A., Albuquerque, J.A., De Almeida, J.A., Da Costa. A., Luciano, R. V., 2013. Pedotransfer functions to estimate retention and availability of water in soils of the state of Santa Catarina, Brazil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo* 37, 889-910. doi.org/10.1590/S0100-06832013000400007.
- Decagon Devices. Operator's manual Version 5 - Dewpoint Potentia Meter for models WP4 and WP4 - T. Pullman, 2007. 78 p.
- Dettmann, U., Bechtold, M., Frahm, E., Tiemeyer, B., 2014. On the applicability of unimodal and bimodal van Genuchten–Mualem based models to peat and other organic soils under evaporation conditions. *Journal of Hydrology*, v.515, p.103-115. dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.04.047.
- Dexter, A.R., 2004. Soil physical quality. Part III: Unsaturated hydraulic conductivity and general conclusions about S-theory. *Geoderma*, v.20, p.227-239. doi:10.1016/j.geoderma.2003.09.006.
- Dexter, A.R., Czyż, E.A., Richard, G., Reszkowska, A., 2008. A user-friendly water retention function that takes account of the textural and structural pore spaces in soil. *Geoderma* 143, 243-253. doi:10.1016/j.geoderma.2007.11.010.
- Donagemma, G.K., Ruiz, H.A., Alvarez V, V.H., Ker, J.C., Fontes, M.P.F., 2008. Fósforo remanescente em argila e silte retirados de Latossolos após pré-tratamentos na análise textural. *Revista Brasileira de Ciência do Solo* 32, 1785-1791. dx.doi.org/10.1590/S0100-06832008000400043.
- Dos Santos, H.G et al., 2018. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Brasília, Embrapa. 356p.
- Durner, W., 1994. Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. *Water Resources Research* 30, 211-223. doi.org/10.1029/93WR02676.
- Ferreira, M.M.; Fernandes, B.; Curi, N., 1999a. Mineralogia da fração argila e estrutura de Latossolos da região sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo* 23, 507-514. doi: 10.1590/S0100-06831999000300003.
- Ferreira, M.M.; Fernandes, B.; Curi, N., 1999b. Influência da mineralogia da fração argila nas propriedades físicas de Latossolos da região sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Ciência*

- do Solo 23, 515-524. doi: 10.1590/S0100-06831999000300004.
- Fiès, J.C., 1992. Analysis of Soil Textural Porosity Relative to Skeleton Particle Size, Using Mercury Porosimetry. *Soil Science Society of America Journal*, v.56, p.1062-1067. doi:10.2136/sssaj1992.03615995005600040009x.
- Flint, A.L., Flint, L.E. Particle density. In: Dane, J.H., Topp, G.C. (Ed.), 2002. *Methods of soil analysis: part 4 - Physical methods*. Madison: American Society of America. p.229-240.
- Fontes, M.P.F., 1992. Iron oxide-clay mineral association in Brazilian oxisols: a magnetic separation study. *Clays and Clay Minerals*, v.40, p.175-179. doi.org/10.1346/CCMN.1992.0400206.
- Gee, G.W., Dani, O. Particle-size analysis. In: Dane, J.H., Topp, G.C. eds., 2002. *Methods of soil analysis. Physical methods*. Madison, Soil Science Society of America. Part 4. p.255-289.
- Giarola, N.F.B.G., Silva, A.P., 2002. Conceitos sobre solos coesos e hardsetting. *Scientia Agrícola* 59, 613-620. dx.doi.org/10.1590/S0103-90162002000300030.
- Grohmann, F.; Camargo, O.A., 1973. Influência dos óxidos de ferro livres e da matéria orgânica na adsorção da água pelo solo. *Bragantia* 32, 203-222. doi: doi.org/10.1590/S0006-87051973000100010.
- Hopmans, J.W., van Genuchten, M., 2005. Vadose zone - Hydrologic Processes. *Encyclopedia of Soils in the Environment*, p. 209-216. doi: 10.1016/b0-12-348530-4/00434-3.
- Jackson, M.L., 1979. *Soil chemical analysis - advanced course*. Madison: Prentice Hall, 895 p.
- Klute, A.; Dirksen, C., 1986. Hydraulic Conductivity and Diffusivity: Laboratory Methods. In: Klute, A. Ed., *Methods of Soil Analysis - Part 1 - Physical and Mineralogical Methods*, American Society of Agronomy, Madison, p.687-734.
- Klute, A., 1965. Laboratory Measurement of Hydraulic Conductivity of Saturated Soil. In: Black, C. A. (ed). *Methods of soil analysis: Physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling*. Madison, American Society of Agronomy, p.253-261.
- Koorevaar P, Menelik G, Dirksen C., 1983. *Elements of Soil Physics*. 1ed. Amsterdam: Elsevier Science.
- Kutílek, M., 2004. Soil hydraulic properties as related to soil structure. *Soil & Tillage Research*, v.79, p.175-1984. doi:10.1016/j.still.2004.07.006.
- Lal, R., Shukla, M.K., 2004. *Principles of Soil Physics*. The Ohio State University Columbus, Ohio, p.682.
- Libardi, P.L., 2018. *Dinâmica da Água no Solo*. 3 ed. São Paulo: EDUSP. v.1. 352p.
- Liu, S., Yu, J., Yasufuku, N., 2018. Physically based soil water characteristic curves function for soils with inner porosity. *Archives of Agronomy and Soil Science*, p.1-12. doi.org/10.1080/03650340.2018.1511895.
- Lu, S.; Malik, Z.; Chen, D.; Wu, C., 2015. Porosity and pore size distribution of Ultisols and correlations to soil iron oxides. *Catena* 123, 79-87. doi: doi.org/10.1016/j.catena.2014.07.010.
- Luo, Z., Kong, J., Shen, C., Lu, C., Hua, G., Zhao, Z., Zhao, H., Li, L., 2019. Evaluation and application of the modified van Genuchten function for unsaturated porous media. *Journal of Hydrology*, v.571, p.279-287. doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.01.051.
- Mota, J.C.A., Menezes, A.S., Do Nascimento, C.D.V., De Alencar, T.L., De Assis Júnior, R.N., Toma, R.S., Romero, R.E., Costa, M.C.G., Cooper, M., 2018. Pore shape, size distribution and orientation in Bt horizons of two Alfisols with and without cohesive character from Brazil. *Geoderma Regional*, v.15, p.1-10. doi.org/10.1016/j.geodrs.2018.e00197.
- Mualem, Y., 1976. A New Model for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Porous

- Media. *Water Resources Research* 12, 513-521. doi.org/10.1029/WR012i003p00513.
- Nimmo, J. R., 2004. Porosity and Pore Size Distribution. In: Hillel, D., ed. *Encyclopedia of Soils in the Environment*: London, Elsevier. v.3. p.295-303.
- Nielsen, D.R., Biggar, I.W., Erh, K.T., 1973. Spatial Variability of Field-Measured Soil-Water Properties. *Hilgardia*, v. 42, p. 215-260. doi.org/10.3733/hilg.v42n07p215.
- Oades, J., Waters, A., 1991. Aggregate hierarchy in soils. *Australian Journal of Soil Research*, v. 29, p.815-828. doi.org/10.1071/SR9910815.
- Romano, N., Nasta, P., Severino, G., Hopmans, J.W., 2011. Using Bimodal Lognormal Functions to Describe Soil Hydraulic Properties. *Soil Science Society of America Journal*, v. 75, p.468-480. doi:10.2136/sssaj2010.0084.
- Santos, H. G., et al., 2018. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. 5 ed. 356 p. EMBRAPA: Brasília, DF.
- Sasanian, S., Newson, T.A., 2013. Use of mercury intrusion porosimetry for microstructural investigation of reconstituted clays at high water contents. *Engineering Geology* 158, 15-22. doi.org/10.1016/j.enggeo.2013.03.002.
- Schaefer, C.E.R., 2001. Brazilian Latosols and their B horizon microstructure as long-term biotic constructs. *Australian Journal of Soil Research*, v.39, p.909-926. doi.org/10.1071/SR00093.
- Schaefer, C.E.G.R., Gilkes, R.J., Fernandes, R.B.A., 2004. EDS/SEM study on microaggregates of Brazilian Latosols, in relation to P adsorption and clay fraction attributes. *Geoderma* 123, 69-81. doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.01.033.
- Soil Survey Staff., 2014. *Keys to Soil Taxonomy*, 12th ed. USDA-Natural Resources Conservation Service, Washington, DC.
- Souza, I.F., Archanjo, B.S., Hurtarte, L.C.C., Oliveros, M.E., Gouvea, C.P., Lidizio, L.R., Achete, C.A., Schaefer, C.E.R., Silva, I.R., 2017. Al-/Fe-(hydr)oxides–organic carbon associations in Oxisols - From ecosystems to submicron scales. *Catena* 154, 63-72. doi.org/10.1016/j.catena.2017.02.017.
- Shwetha, P., Varija, K., 2015. Soil water retention curve from saturated hydraulic conductivity for sandy loam and loamy sand textured soils. *Aquatic Procedia*, v.4, p.1142-1149. doi: 10.1016/j.aqpro.2015.02.145.
- Tawornpruek, S.; Kheoruenromne, I.; Suddhiprakarn, A.; Gilkes, R. J., 2005. Microstructure and water retention of Oxisols in Thailand. *Australian Journal of Soil Research* 43, 973-986. doi: doi.org/10.1071/SR05039.
- Teixeira, P. C., et al., 2017. *Manual de métodos de análise de solo*. 3 ed. 573 p. EMBRAPA: Brasília, DF.
- Tian, Z., Kool, D., Ren, T., Horton, R., Heitman, J.L., 2019. Approaches for estimating unsaturated soil hydraulic conductivities at various bulk densities with the extended Mualem-van Genuchten model. *Journal of Hydrology*, v. 572, p.719-731. doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.03.027.
- Totsche, K.U., Amelung, W., Gerzabek, M.H., Guggenberger, G., Klumpp, E., Knief, C., Lehdorff, E., Mikutta, R., Peth, S., Prechtel, A., Ray, N., Kögel-Knabner, I., 2018. Microaggregates in Soils. *Journal of Plant Nutrition*, v. 181, p.104-136. doi.org/10.1002/jpln.201600451.
- Van Genuchten, M.T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society*, v. 44, p.892-898. doi.org/10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x.

- Vidal-Torrado, P., Lepsch, I.F., Castro, S.S., Cooper, M., 1999. Pedogênese em uma sequência Latossolo-Podzólico na borda de um platô na depressão periférica paulista. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v.23, p.909-921. doi.org/10.1590/S0100-06831999000400018.
- Williams, J., Prebble, R.E., Williams, W.T., Hignett, C.T., 1983. The influence of texture, structure and clay mineralogy on the soil moisture characteristic. *Australian Journal of Soil Research* 21, 15 -32. doi.org/10.1071/SR9830015.
- Zaffar, M., Sheng-Gao, L., 2015. Pore Size Distribution of Clayey Soils and Its Correlation with Soil Organic Matter. *Pedosphere* 25, 240-249. doi.org/10.1016/S1002-0160(15)60009-1.

6. CARACTERIZAÇÃO DA ESTRUTURA E DA POROSIDADE DE QUATRO LATOSSOLOS COM USO DE TÉCNICAS 2D E 3D

Resumo

A estrutura do solo e a conformação do sistema poroso são dinâmicas e dependentes dos agregados presentes no solo. As técnicas por análise de imagem 2D e 3D, mostram-se como ferramentas para o estudo detalhado do sistema poroso. Os Objetivos deste estudo foram: (a) descrever a microestrutura e o grau de microagregação de quatro diferentes Latossolos; (b) quantificar a porosidade, os tipos de poros e a distribuição do tamanho de poros com o uso de técnicas 2D e 3D; (c) relacionar os parâmetros do sistema poroso com as propriedades químicas, físicas e mineralógicas do solo. Os resultados mostraram que todos os Latossolos apresentam microestrutura do tipo microgranular, sendo o grau de microagregação mais pronunciado no P2, atribuído, além da atividade biológica, aos maiores teores de gibbsita em relação a caulinita e também a baixa relação $Hm/(Hm+Gt)$. Os tipos de poros variaram e, nos Latossolos Amarelo e Latossolo Vermelho Distroférico ocorre a predominância de poros complexos. Os poros arredondados foram mais frequentes nos Latossolos Bruno e Latossolo Vermelho Acriférico. De acordo com as análises 3D, os Latossolos Vermelhos (Distroférico e Acriférico) apresentam um sistema poroso mais conectado em comparação aos demais Latossolos, fato que interferiu na condutividade hidráulica do solo saturado, sendo mais elevada nestes solos.

Palavras-chave: Microestrutura; Condutividade hidráulica; Mineralogia do solo; Microtomografia de raios-X

Abstract

Soil structure and porous system geometry are dynamic and depend on soil aggregates. The techniques for 2D and 3D image analysis are shown as tools for the detailed study of the porous system. The objectives of this study were: (a) to describe the microstructure and the degree of microaggregation of four different Oxisols; (b) quantify porosity, pore types and pore size distribution using 2D and 3D techniques; (c) to correlate the parameters of the porous system with the chemical, physical and mineralogical properties of the soil. The results showed that all Oxisols have microgranular microstructure, being the most pronounced degree of microaggregation in P2, attributed, besides the biological activity, to the higher gibbsite contents in relation to kaolinite and also the low ratio $Hm / (Hm + Gt)$. The types of pores varied and in the Xanthic Kandistox and Rhodic Haplustox, there was a predominance of complex pores. The rounded pores were more frequent in the Typic Haplustox and Anionic Acrustox. According to 3D analysis, the Rhodic and Anionic Oxisols have a more connected porous system compared to the other Oxisols, which interfered on the saturated hydraulic conductivity, being higher in these soils.

Keywords: Microstructure; Hydraulic conductivity; Soil mineralogy; X-ray microtomography

6.1. Introdução

A estrutura do solo é um dos principais atributos da qualidade do solo, influenciando diretamente no sistema poroso e todos os parâmetros que descrevem os processos hidrológicos no solo (Kutílek, 2004). Assim, os processos de fluxo e transporte no solo estão diretamente ligados

à estrutura do espaço poroso, incluindo a distribuição do tamanho de poros e os tipos de poro (Vogel et al., 2010).

A estrutura do solo e a conformação do sistema poroso são dinâmicas e dependentes dos agregados presentes no solo. Conforme Tisdall e Oades (1982), a agregação do solo seria condicionada por diferentes agentes encontrados na matéria orgânica em um modelo de hierarquia de agregação. Contudo, para os Latossolos, há discordância na aplicação deste modelo, devido ao grau de microagregação ser influenciado pela intensidade de intemperismo, fator que controla a composição mineralógica da fração argila, nestes solos, predominantemente formada por caulinita e óxidos de Fe e Al, outro fator de grande relevância seria a intensa atividade biológica. Todos estes processos, geralmente ocorrem em conjunto (Ferreira et al., 1999a; Schaefer, 2001; Cooper et al., 2005; Schaefer et al., 2008). Tais fatores, interferem nas formas, morfologia, distribuição e conectividade do sistema poroso.

A quantificação da estrutura do solo é difícil e complexa, este estudo é possível por meio de medições não invasivas usando tecnologias avançadas, abrangendo as propriedades estruturais do solo em uma hierarquia de diferentes escalas. Nesta hierarquia estão inclusos os agregados, poros, diferentes partículas e as unidades estruturais, que, independente da escala, possuem uma enorme variedade de formas complexas, de modo que medidas simples são difíceis de serem interpretadas rigorosamente (Vogel et al., 2010).

As interpretações mais detalhadas sobre a microestrutura do solo são importantes na previsão dos processos dinâmicos que ocorrem em meios porosos. A macro e a micromorfologia do solo, ligadas a estrutura do solo, são consideradas como base para a explicação da influência da estrutura nas funções hidráulicas do solo (Kutílek, 2004). As técnicas baseadas em análise de imagem 2D têm sido aplicadas na Ciência do Solo e em estudos sobre solos tropicais (Ferreira et al., 1999a; Cooper e Vidal-Torrado, 2005). A estimativa das propriedades de poros, como tamanho e forma, a partir de imagens tridimensionais (3D), para o melhor entendimento das ligações entre estrutura e funções do solo também tem sido de grande interesse (Cássaro et al., 2017). A combinação de uma técnica tradicionalmente utilizada (análises de imagem 2D), junto com as técnicas 3D, podem trazer informações importantes e ampliar o conhecimento sobre o sistema poroso dos Latossolos em função do grau de microagregação.

A partir do desenvolvimento da aquisição de imagem 3D, a microtomografia computadorizada - μ TC passou a ser aplicada em diversas áreas e na obtenção de informações da estrutura interna de diferentes materiais. A técnica de varredura por μ TC pode detectar características geométricas espaciais, como o tamanho, a orientação, os canais de poros, a

morfologia, o tamanho e orientação das partículas, podendo a microestrutura 3D refletir as verdadeiras características do sistema poroso (Wei et al., 2019).

Na maioria dos estudos, as informações sobre a estrutura interna do solo são inferidas a partir de propriedades do solo (propriedades hidráulicas e permeabilidade ao ar), baseados em suposições de formas ideais e poros, sem esclarecimentos sobre a arquitetura do sistema poroso (Zhou et al., 2016). A partir da quantificação da arquitetura do espaço poroso e microestruturas em três dimensões, pode ser possível um melhor entendimento das interações entre os processos físicos, químicos e biológicos do solo em microambientes de meios porosos. As análises de imagens não invasivas e quantificações morfológicas da rede de poros podem ser combinadas com medidas de processos em microescala. Toda essa abordagem pode fornecer subsídios no futuro em estudos sobre biorremediação, processos de fluxo em escala de poros, disponibilidade de nutrientes e aspectos relacionados a estabilidade de agregados em solos e sedimentos (Peth, 2010).

Neste contexto, os objetivos deste estudo foram: (a) a descrição da microestrutura de quatro diferentes Latossolos por meio da técnica de micromorfologia do solo; (b) a quantificação da porosidade, tipos e distribuição dos poros com o uso de técnicas 2D e 3D; (c) a relação entre os parâmetros do sistema poroso com a caracterização física, química e mineralógica do solo.

6.2. Material e Métodos

6.2.1. Localização, amostragem e análises

Foram utilizadas amostras de horizonte subsuperficial (Bw) de quatro Latossolos coletados em área de floresta nativa, ambos localizados nos estados da Bahia, São Paulo e Paraná. Os perfis foram classificados de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos - SiBCS (Santos et al., 2018) e o Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2014) como: (P1) LATOSSOLO AMARELO Distrocoeso típico - Xanthic Kandistox; (P2) LATOSSOLO VERMELHO Distroférrico típico - Rhodic Haplustox; (P3) LATOSSOLO VERMELHO Acriférrico típico - Anionic Acrustox e o (P4) LATOSSOLO BRUNO Distrófico típico - Typic Haplustox (Tabela 1).

Tabela 1. Classificação, tipo de estrutura e composição mineralógica dos solos.

Solos	SiBCS	Estrutura	Mineralogia	Hm/(Hm+Gt)
P1	LATOSSOLO AMARELO Distrocoeso	Bs	C, Gt	0,035
P2	LATOSSOLO VERMELHO Distroférrico	Gr	C, Gb, Gt, Hm	0,63
P3	LATOSSOLO VERMELHO Acriférrico	Gr	C, Gb, Gt, Hm	0,72
P4	LATOSSOLO BRUNO Distrófico	Bs	C, V, Gb, Gt, Hm	0,41

C: caulinita; V: vermiculita com hidróxi-Al; Gb: gibbsita; Hm: hematita; Gt: goethita; Gt/(Gt+Hm) relações entre os minerais; Bs: estrutura em blocos subangulares (fraca pequena e média no P1; grande e moderada no P4); Gr: estrutura granular (muito pequena no P2 e P3).

Para a determinação da condutividade hidráulica do solo saturado (K_{sat}) foram coletados anéis cilíndricos 0,07 m de diâmetro x 0,075 m de altura, com o amostrador de Uhland tradicional. Para a caracterização do sistema poroso com o uso de técnicas de imagem 2D e 3D foram coletados blocos de diferentes dimensões com estrutura indeformada. Para as análises micromorfológicas foram coletados blocos de dimensões (0,12 m x 0,07 m x 0,04 m). Os blocos foram levados para laboratório e secos ao ar em temperatura ambiente e em sequência levados para o processo de impregnação (Cooper et al., 2017). Nos blocos coletados em recipiente plástico, após secagem ao ar, foram retiradas subamostras de diferentes tamanhos 20 mm x 20 mm e 20 mm x 10 mm, para escaneamento em um tomógrafo de bancada (Lasso et al., 2008; Vaz et al., 2011) (Figura 1). Amostras deformadas também foram coletadas em cinco repetições para determinações de caracterização física, química e mineralógica.

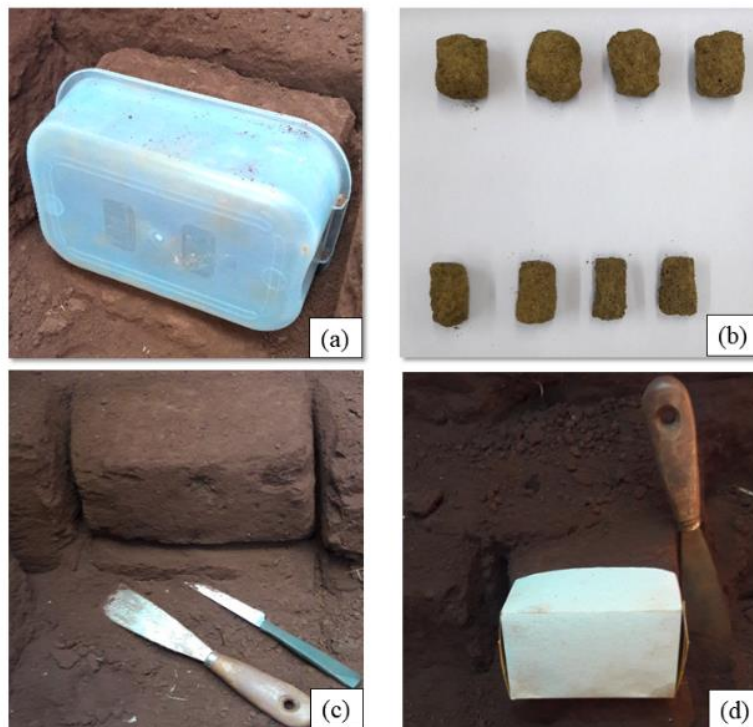


Figura 1. Coleta das amostras utilizadas nas análises microtomográficas (a, b) e micromorfométrica/micromorfológicas (c, d).

Todo o processo de impregnação das amostras foi realizado conforme Cooper et al. (2017). Após a secagem ao ar e em estufa a uma temperatura em torno de 40 °C, as amostras foram colocadas em um dessecador conectado a uma bomba de vácuo e, em sequência, aplicou-se a solução impregnadora com resina de poliéster, monômero de estireno e pigmentos fluorescentes para distinção do espaço poroso na exposição da amostra à luz fluorescente. A solução foi aplicada aos poucos e penetrava na amostra por ascensão capilar. Após esta etapa, o recipiente com as

amostras foi retirado do dessecador e deixado em repouso dentro de uma capela de exaustão. O nível da solução foi sempre preenchido, de forma que as amostras ficassem cobertas até o processo de endurecimento; esta fase durou em torno de 40 dias. Para melhores resultados, as amostras endurecidas foram retiradas da capela e secas em estufa a 40 °C. No intuito de melhorar os resultados, após o corte dos blocos polidos, algumas amostras foram re-impregnadas cerca de três vezes, até que se confirmasse o preenchimento total dos poros com a resina (Figura 2).

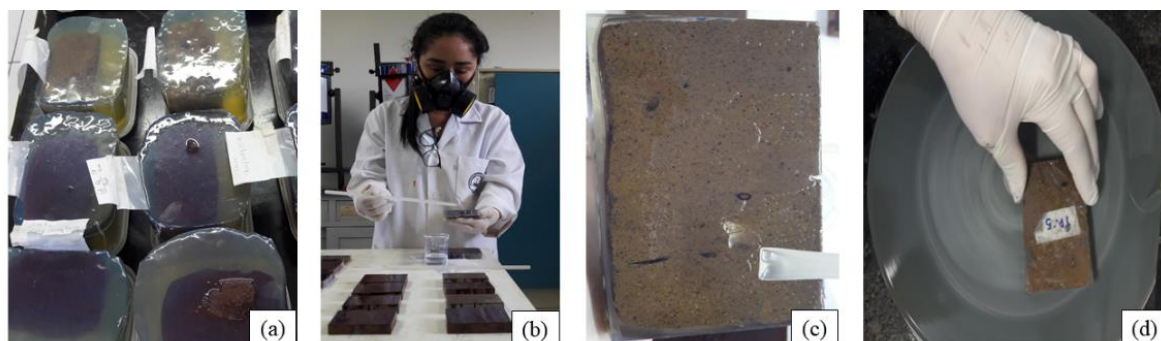


Figura 2. Algumas etapas do processo de impregnação de amostras para análises micromorfométrica/micromorfológica: (a) amostras após o processo de impregnação; (b) re-impregnação após o corte dos blocos polidos; (c) re-impregnação de alguns poros presentes na amostra; (d) processo de polimento dos blocos.

A granulometria do solo foi determinada por meio de pré-tratamento para remoção de óxidos de ferro e alumínio mal cristalizados, dispersão química e física, tamisamento da fração areia e quantificação do silte e argila pelo método da pipeta (Barreto, 1976; Gee e Dani, 2002; Donagemma et al., 2008; Teixeira et al., 2017). A densidade das partículas (ρ_s) foi determinada pelo método do deslocamento de gás, utilizando um picnômetro de gás Hélio (Flint e Flint, 2002).

Na fração argila, após pré-tratamento para remoção da matéria orgânica com hipoclorito de sódio - NaClO a 12%, determinou-se os minerais goethita e hematita por meio da técnica de espectroscopia de reflectância difusa (ERD) e após remoção dos óxidos de ferro com ditionito citrato bicarbonato, por difração de raios-X (DRX), identificou-se os minerais caulinita e gibbsita (Anderson, 1963). No P4, a fração argila também foi saturada com Mg^{2+} ($MgCl_2$) e em seguida foi realizada uma solvatação com etileno-glicol, para a provável identificação de mineral 2:1 (Jackson, 1969). As amostras da fração argila foram colocadas sobre lâminas e analisadas com uma amplitude de varredura de 3° a 65° (2 θ). Para as análises utilizou-se um difratômetro Philips PW 1877, com potencial de 40 kV, corrente de 40 mA com monocromador para eliminação da radiação $K\beta$ e fonte de Cu (radiação $K\alpha$, $\lambda = 1,54186 \text{ \AA}$).

A análise termodiferencial - ATD foi utilizada para a quantificação dos minerais caulinita e gibbsita (Jackson, 1979). A identificação da gibbsita e da caulinita foram realizadas por meio dos

picos endotérmicos entre 240 a 256 °C e 503 a 517 °C, respectivamente. A quantificação dos minerais na fração argila foi estimada pela quantidade de argila total da fração granulométrica, descontando-se os teores de ferro total obtidos após extração com ditionito-citrato-bicarbonato - DCB.

A identificação dos óxidos de ferro foi realizada pela técnica de espectroscopia de reflectância difusa - ERD. Os espectros foram obtidos no intervalo entre 350 a 840 nm e os dados de reflectância foram transformados pela função Kubelka Munk (Scheinost et al., 1998). A partir dos resultados da segunda derivada, considerou-se a amplitude de bandas dos espectros (420 a 450 nm) associados a goethita e para a hematita (530 a 580 nm), determinando a relação: $Hm/(Hm + Gt)$. A partir das amplitudes dos espectros e com os teores de Fe_2O_3 obtidos por DCB, realizou-se a quantificação destes minerais na fração argila dos solos (Fernandes et al., 2004).

Outras determinações como o pH em água e em KCl 1 mol L⁻¹, os cátions trocáveis Al³⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺, a acidez potencial (H+Al), o P (melich-1), o carbono orgânico do solo, as formas de Fe e Al procedentes de óxidos de baixa cristalinidade e de materiais não cristalinos (OAA) e óxidos cristalinos, baixa cristalinidade e amorfos do solo (DCB) também foram realizadas. Os métodos e as determinações estão descritos em (Teixeira et al., 2017).

6.2.2. Escaneamento, processamento e análise de imagens

6.2.2.1. Microtomografia de raios-X (μ TC)

O escaneamento das amostras com estrutura indeformada foi realizado com um tomógrafo de raios-X de bancada, o SkyScan 1172. Um filtro de Al+Cobre foi utilizado e a distância entre a câmera e amostra foi ajustada para obtenção de uma resolução em torno de 9,7 μ m para as amostras pequenas (20 mm x 10 mm) e para as amostras de tamanho maior (20 mm x 20 mm) uma resolução entre 13 e 17 μ m. As projeções foram realizadas no passo de 0,2° de 0 a 180°. Em média, o tempo de aquisição das imagens variou entre 2h10min (amostras pequenas) e 3h40 min (amostras grandes), totalizando em média 940 cortes 2D para cada amostra. Para a reconstrução das imagens utilizou-se o software NRecon (Vaz et al., 2011).

A análise das imagens microtomográficas foram realizadas com os softwares ImageJ e MAVI (Modular Algorithms for Volume Images, Fraunhofer ITWM, Kaiserslautern, Germany) implementado em uma estrutura denominada ToolIP (ToolIP - Tool for Image Processing). A região de interesse selecionada foi o centro da amostra, excluindo-se as bordas. Em sequência, realizou-se a filtragem das imagens com o programa ImageJ aplicando-se o filtro *non-local means* para reduzir os efeitos dos artefatos e melhorar a qualidade da imagem a ser processada. No processo de binarização (threshold) utilizou-se o ToolIP. A binarização foi utilizada no processamento para

estabelecer limites entre o espaço poroso e matriz do solo, selecionada a partir da aplicação do algoritmo de Otsu (1979). Após a binarização, análises referentes ao sistema 3D foram realizadas, avaliando-se: volume total de poros (VTP), conectividade (número de Euler), distribuição e frequência de poros. Os números de Euler obtidos para a amostra foram normalizados pelo volume da amostra (densidade de Euler) (Bucka et al., 2019).

6.2.2.2. Análises micromorfométricas e micromorfológicas

A partir dos blocos impregnados foram selecionadas pequenas áreas dentro de cada bloco em que foram adquiridas entre 20 a 25 fotografias a partir de uma câmera CCD com resolução de 1024 x 768 pixels acoplada a um microscópio petrográfico com uma lente óptica de 10 x. No intuito de se quantificar a porosidade e definir a morfologia do sistema poroso do solo, realizou-se o processamento de imagens com o software para análises de imagem Noesis-Visilog. As áreas de poros foram classificadas como: arredondados, alongados e complexos, caracterizados por dois índices, conforme Cooper et al. (2005).

O primeiro índice foi utilizado para caracterizar a forma dos poros:

$$I_1 = \frac{P^2}{4\pi A} \quad (1)$$

em que P é o perímetro da área do poro e A é a sua área.

O segundo índice foi aplicado para a obtenção de informações sobre a forma dos poros:

$$I_2 = \frac{\frac{1}{m} \sum_i (N_i) i}{\frac{1}{n} \sum_j (D_F)_j} \quad (2)$$

em que N_i é o número de interseções do objeto na direção i ($i = 0^\circ, 45^\circ, 90^\circ$ e 135°), D_F é o diâmetro Feret de um objeto na direção j ($j = 0^\circ$ e 90°), m é o número de i direções e n é o número de j direções.

Tabela 2. Classificação dos poros de acordo com o seu formato

Poros	Índices de forma	
	I_1	I_2
Arredondados	$I_1 \leq 5$	
Alongados	$5 < I_1 \leq 25$	$\leq 2,2$
Complexos	$5 < I_1 \leq 25$ ou > 25	$> 2,2$

Conforme as dimensões das suas áreas, os poros do solo foram classificados como: pequenos ($156-15.600 \mu\text{m}^2$), médios ($15.601-156.000 \mu\text{m}^2$) e grandes ($>156.000 \mu\text{m}^2$).

A partir dos blocos impregnados também foram retiradas subamostras para o preparo de lâminas delgadas. As descrições micromorfológicas das lâminas foram realizadas conforme os critérios propostos por Bullock et al. (1985).

6.2.3. Determinação da condutividade hidráulica do solo saturado

A condutividade hidráulica do solo Saturado (K_{sat}) foi determinada pelo método do permeâmetro de carga constante (Klute, 1965). Amostras indeformadas foram saturadas de forma ascendente com água deionizada e deaerada por um período de 48 horas e, então, submetidas a lâmina de água mantida na superfície da amostra até densidade de fluxo de água constante, conforme o princípio do método. Após atingida a condição de regime estacionário, aplicou-se a equação de Darcy-Buckingham para cálculo do K_{sat} :

$$K_{sat} = \frac{V_A L}{A_t (h + L)} \quad (3)$$

em que V_A é o volume de água coletado durante o tempo t ; A é a área da seção transversal da amostra; L é o comprimento da amostra; h é o potencial de pressão (= carga hidráulica no topo da amostra).

6.2.4. Análise dos dados

Os resultados relacionados as propriedades físicas, químicas e mineralógicas do solo foram apresentados com seus respectivos valores médios e desvio padrão amostral. Alguns resultados dos dados referentes ao espaço poroso 2D foram representados com gráficos e seus respectivos valores médios e os parâmetros das análises de imagem 3D foram representados com gráficos na forma de boxplot.

6.3. Resultados

6.3.1. Caracterização dos solos

Os perfis P1 e P4 possuem estrutura do tipo blocos subangulares, pequena/média e grande/moderada, respectivamente. Já os perfis P2 e P3, estrutura do tipo granular muito pequena. Em relação a composição mineralógica, analisada de acordo com os picos dos minerais nos difratogramas de raios-X e bandas dos espectros de reflectância difusa da fração argila, há presença de caulinita e goethita no P1, nos perfis P2, P3 e P4 constatou-se os minerais caulinita, gibbsita,

goethita e hematita, e no P4 destaque para a presença de vermiculita com hidróxi-Al. A relação entre os óxidos de ferro hematita e goethita: $Hm/(Hm+Gt)$ foi baixa no P1 (0,035) e o maior valor é observado no P3 (0,72) (Tabela 1).

A textura do solo variou de franco-argilo-arenosa a muito argilosa. O P4 apresentou os maiores teores de argila, seguido do P3, P2 e do P1. A relação silte/argila foi baixa para todos os solos, assim como os teores de silte. O teor de argila dispersa em água (ADA) é maior em P4 e P1 e baixo para P2 e P3, conseqüentemente o inverso ocorreu para o grau de floculação do solo (GF). A densidade do solo (ρ) foi menor quando o solo apresentava altos teores de argila e elevada porosidade (β). O maior valor de ρ foi encontrado no P1 e o menor em P4 (Tabela 3).

Os Latossolos apresentaram baixos valores de pH_{H_2O} com médias entre 4,64 e 5,30 e pH_{KCl} entre 4,06 e 5,30. Os valores do balanço de cargas de superfície (ΔpH) foi negativo para a maioria dos solos, exceto no P3 que possui saldo positivo de cargas. A CTC variou entre 3,34 -9,37 $cmol\ kg^{-1}$. O P4 apresentou os maiores valores de CTC e de acidez potencial. Nestes solos os teores de fósforo e de bases trocáveis (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+) foram baixos, indicando elevada acidez, devido a intensa lixiviação de bases e predominância de Al^{3+} no complexo de troca. O balanço de carga positivo no P3 infere que esse perfil se apresenta em um estágio de intemperização mais avançado em relação aos demais Latossolos, sendo considerado ácrico. Os teores de carbono orgânico variaram entre 2,30 e 16,96 $g\ kg^{-1}$, sendo maior no P4 (Tabela 4).

A caulinita foi o mineral encontrado em todos os Latossolos. Ao considerarmos a quantidade de argila e proporção de caulinita, o P1 é o solo que possui predominância deste mineral na fração argila, porém, em termos de quantidade total, o P3 é o solo que apresenta os maiores teores deste mineral (370,37 $g\ kg^{-1}$) (Tabela 4). O óxido de ferro goethita também foi constatado em todos os Latossolos e as maiores quantidades foram encontradas no P4 e P2 (72,68 e 70,20 $g\ kg^{-1}$). Quanto aos teores de Fe_2O_3 e Al_2O_3 observa-se predomínio das formas cristalinas (DCB) em relação aos óxidos amorfos (OAA), evidenciados pela baixa relação Fe_o/Fe_d . Os maiores teores de Fe_2O_3 por DCB foram encontrados nos Latossolos Vermelhos P3 e P2 (132,52 e 120,58 $g\ kg^{-1}$) e também foi considerável no P4. Para o Al_2O_3 (DCB) os maiores teores foram encontrados no P4 (25,25 $g\ kg^{-1}$). As mesmas tendências entre os solos foram observadas para os teores de Fe_2O_3 e Al_2O_3 extraídos por OAA (Tabela 4).

Tabela 3. Caracterização física dos Latossolos estudados.

Atributos físicos	Unidade	Solos			
		P1	P2	P3	P4
Argila	g kg ⁻¹	295,03	674,74	727,49	768,65
Silte	g kg ⁻¹	15,76	159,01	167,69	183,10
Areia muito grossa	g kg ⁻¹	79,46	8,54	3,45	4,85
Areia grossa	g kg ⁻¹	220,93	13,88	5,04	4,34
Areia média	g kg ⁻¹	213,84	35,59	21,45	7,66
Areia fina	g kg ⁻¹	138,54	69,11	54,51	16,34
Areia muito fina	g kg ⁻¹	36,44	39,12	20,37	15,06
Argila dispersa em água	g kg ⁻¹	191,04	2,86	2,55	242,15
Grau de floculação	%	35,25	99,58	99,65	68,50
Relação silte/argila		0,053	0,236	0,231	0,238
Densidade do solo (ρ)	kg dm ⁻³	1,68±0,02	1,03±0,03	0,98±0,03	0,89±0,04
Densidade de partículas (ρ_s)	kg dm ⁻³	2,73±0,01	3,05±0,01	3,04±0,02	2,59±0,05
Porosidade (β)	m ³ m ⁻³	0,38±0,01	0,66±0,01	0,68±0,01	0,66±0,02
Condutividade hidráulica - K_{sat}	mm h ⁻¹	82,87±0,26	219,81±0,07	188,73±0,17	20,18±0,40

Tabela 4. Caracterização química e mineralógica dos Latossolos estudados.

Solos	pH _{KCl}	pH _{H₂O}	ΔpH	CTC	H+Al	Al ³⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	SB	P	
cmolc kg ⁻¹												
mg kg ⁻¹												
P1	4,06±0,01	4,78±0,03	-0,73±0,02	3,42±0,45	3,18±0,44	1,07±0,08	0,15±0,01	0,07±0,005	0,03±0,003	0,25±0,02	1,96±0,45	
P2	5,24±0,06	5,30±0,02	-0,05±0,06	4,51±0,17	4,08±0,13	0,43±0,03	0,26±0,04	0,14±0,02	0,04±0,006	0,44±0,06	1,01±0,12	
P3	5,30±0,02	5,27±0,03	0,03±0,02	3,34±0,12	3,19±0,11	0,47±0,03	0,05±0,02	0,07±0,02	0,03±0,005	0,15±0,02	0,76±0,08	
P4	4,18±0,04	4,64±0,06	-0,46±0,04	9,37±0,69	8,98±0,74	2,08±0,26	0,08±0,03	0,28±0,17	0,04±0,001	0,40±0,20	0,93±0,15	
DCB												
OAA												
Solos	C	Gb	Gt	Hm	Fe ₂ O ₃			Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe _c /Fe _d	CO
g kg ⁻¹												
P1	231,89±1,22	-	46,68±0,41	1,67±0,41	48,35±0,22	7,98±0,44	0,21±0,01	0,51±0,01	0,004	2,30±1,66		
P2	227,20±4,70	285,56±3,99	70,20±5,63	120,58±5,63	190,78±3,91	13,89±0,55	0,93±0,04	1,27±0,04	0,003	9,71±0,94		
P3	370,37±3,84	209,02±2,96	51,48±6,44	132,52±6,44	184,00±1,29	11,55±0,23	0,81±0,12	0,83±0,04	0,003	7,10±1,06		
P4	218,43±5,21	169,99±0,01	72,68±1,46	50,16±1,46	122,84±1,26	25,25±2,79	0,61±0,06	1,51±0,04	0,004	16,96±1,17		

C: caulinita; Gb: gibbsita; Gt: goethita; Hm: hematita; DCB: método do ditonito-citrato-bicarbonato; OAA: método do oxalato de amônio; CO: carbono orgânico. Métodos descritos em (Teixeira et al., 2017).

6.3.2. Características micromorfológicas e porosidade por análise de imagens 2D

A descrição das lâminas delgadas dos horizontes Bw dos Latossolos estudados estão apresentadas na Tabela 5 e podem ser visualizadas na Figura 3. Observou-se no P1, matriz com distribuição relativa com zona enáulica chitônica com algumas porfíricas, de microestrutura microgranular com zonas adensadas microgranular coalescidas formada de grânulos adensados. A estrutura possui um grau de pedalidade moderadamente desenvolvida. A porosidade é predominante de empilhamento complexo com grandes cavidades. As feições pedológicas mostram-se com preenchimento denso incompleto com presença de raízes preenchendo os poros. A atividade biológica neste solo foi considerada moderada.

O P2 apresentou matriz com distribuição relativa com zona enáulica de microestrutura microgranular forte, submilimétrica, com algumas zonas coalescidas e de pedalidade bem desenvolvida. A porosidade caracteriza-se com predomínio de empilhamento composto e cavidades milimétricas de origem biológica. Nas feições pedológicas observam-se preenchimentos soltos contínuos/descontínuos de canais biológicos e preenchimentos densos incompletos também de canais biológicos. A atividade biológica neste Latossolo foi considerada de moderada a intensa (Tabela 5).

O P3 apresenta matriz de distribuição relativa com zona enáulica-porfírica com uma microestrutura mista. A maior parte da microestrutura é composta por blocos subangulares formadas pela coalescência de agregados microgranulares. A outra parte da microestrutura é composta por agregados microgranulares de pedalidade moderadamente desenvolvida. Neste solo, observou-se a presença de zonas mais adensadas. A porosidade caracteriza-se com predomínio de empilhamento composto com canais e abundantes cavidades de origem biológica. As feições biológicas observadas foram de preenchimento denso completo/incompleto e solto contínuo/descontínuo. A atividade biológica foi considerada intensa, influenciando na formação da estrutura microgranular (Tabela 5).

No P4 constatou-se matriz com distribuição relativa com zona enáulica-porfírica, a microestrutura é complexa em que as zonas enáulicas possuem microestrutura microgranular e zonas porfíricas com blocos subangulares de pedalidade fraca. A estrutura interna dos blocos subangulares é formada pela coalescência de agregados microgranulares com pedalidade moderada. O grau de pedalidade deste solo foi considerado moderadamente desenvolvido. A atividade biológica foi considerada intensa (Tabela 5).

Tabela 5. Descrição micromorfológica dos quatro perfis de Latossolos estudados.

Atributo	Solos			
	P1	P2	P3	P4
Material grosso GF: relação entre material grosso e material fino	60%, material mal selecionado, presença de quartzo com grãos subangulares e angulares; 20%, material fino. GF: 3/1.	5%, predominância de quartzo, presença de magnetita; 50%, material fino. GF: 1/5.	10%, material bem selecionado, presença de quartzo, areia fina, areia muito fina e magnetita 60%, material fino. GF: 1/6.	5%, presença de material bem selecionado, areia fina e muito fina; 60%, presença de material fino. GF: 1/12.
Poros	20%, predomínio de empilhamento complexo e cavidades grandes.	45%, predomínio de porosidade de empilhamento composto com a maior parte das cavidades milimétricas de origem biológica.	30%, porosidade de empilhamento composto dominante e canais abundantes de origem biológica e cavidades.	35%, predomínio de empilhamento composto e presença abundante de canais e cavidades com a maior parte de origem biológica.
Distribuição relativa	Enaúlica-chitônica com algumas zonas porfíricas.	Enaúlica	Enaúlica-porfírica	Enaúlica-porfírica
Feições	Preenchimento denso incompleto com presença de raízes preenchendo os poros.	Preenchimentos soltos contínuos e descontínuos de canais biológicos e preenchimentos densos incompletos também de canais biológicos, frequência moderada a abundante.	Preenchimento denso completo, incompleto, solto contínuo e descontínuo em toda a lâmina.	Preenchimento de canais e cavidades biológicas denso e incompletos, soltos e contínuos, soltos descontínuos.
Microestrutura	Microgranular com zonas mais densas microgranular coalescidas, grânulos adensados. Pedalidade moderadamente desenvolvida.	Microgranular forte maior parte submilimétricos. Microgranular com algumas zonas coalescidas. Pedalidade bem desenvolvida	Blocos subangulares formados pela coalescência de agregados microgranulares ocupando de 40 a 60% da lâmina e a outra parte da lâmina ocupada com agregados microgranulares. Pedalidade moderadamente desenvolvida	Complexa zonas enaúlicas que apresentam microestrutura microgranular; zonas porfíricas com blocos subangulares de pedalidade fraca com estrutura interna formada pela coalescência de agregados microgranulares com pedalidade moderada. Pedalidade moderadamente desenvolvida.
Observações	Atividade biológica moderada	Atividade biológica de moderada a intensa; presença de carvão e pequenos nódulos de ferro.	Alta atividade biológica intensa; Estrutura microgranular mais ligada a atividade biológica Presença de zonas mais adensadas.	Atividade biológica intensa; presença de carvão e pequenos nódulos de ferro.

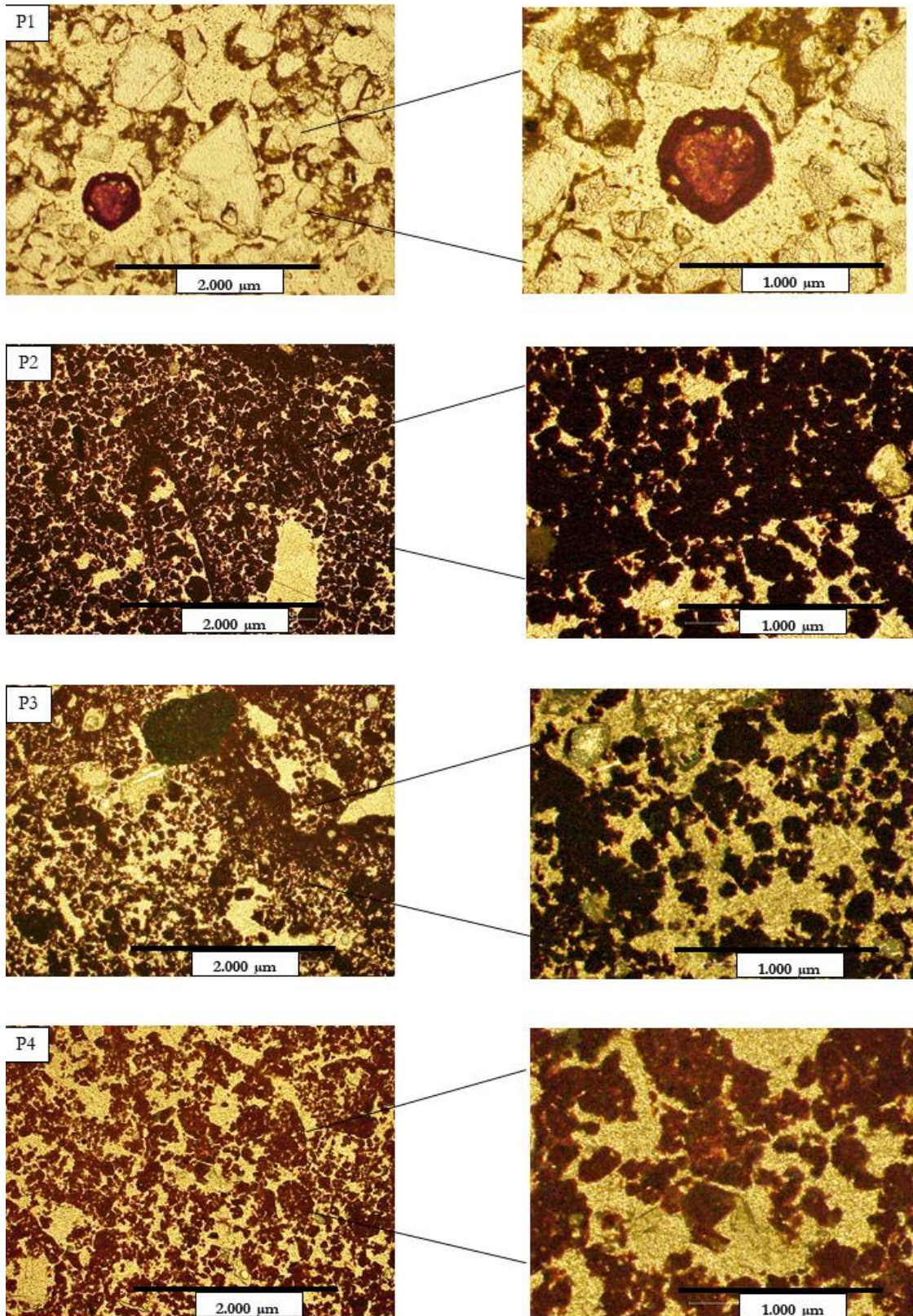


Figura 3. Fotomicrografias do horizonte Bw dos quatro Latossolos estudados. (P1): microestrutura do tipo microgranular com zonas mais densas microgranular coalescidas; (P2): microestrutura microgranular forte submilimétrica; (P3): microestrutura em blocos subangulares formados pela coalescência de agregados microgranulares; (P4): microestrutura complexa microgranular e blocos subangulares de pedalidade fraca formado pela coalescência de microagregados.

A Figura 4 e Figuras 5a e 5b representam, após a binarização, a visualização 2D da área de poros, a distribuição dos poros quanto ao tipo e tamanho para os quatro Latossolos estudados, respectivamente. A maior área total de poros (AP) foi encontrada no P2 (33,84%), seguido do P1 (27,26%), P4 (26,13%) e do P3 (19,23%) (Figura 5a). No P1, a maior área de poros é atribuída aos poros complexos grandes, seguido dos poros arredondados pequeno, médio e grandes em diferentes proporções. Os poros alongados de tamanho grande e médio são os poros que ocupam a menor área. Em relação à distribuição do tamanho de poros ocorre a concentração de poros arredondados entre as classes de 20-50 μm a 300-500 μm e de poros complexos entre as classes de 50-1000 μm e $> 1000 \mu\text{m}$ (Figura 5b).

No P2, ocorre uma tendência semelhante ao P1 em que a maior parte da área de poros apresenta alta porcentagem de poros complexos grandes, seguidos de arredondados e alongados. Os poros arredondados predominam nas classes entre (20-50 μm ; 100-200 μm ; 200-300 μm ; 300-500 μm), os alongados (50-100 μm) e os poros complexos (500-1000 μm e $> 1000 \mu\text{m}$). Já no P3 e P4, a maior parte da área total de poros é ocupada por poros arredondados, seguido dos complexos e alongados. Entre as classes predominam poros arredondados entre 20-50 μm a 300-500 μm e depois os poros complexos entre 500-1000 μm e $> 1000 \mu\text{m}$ para ambos os solos (Figuras 5a e 5b).

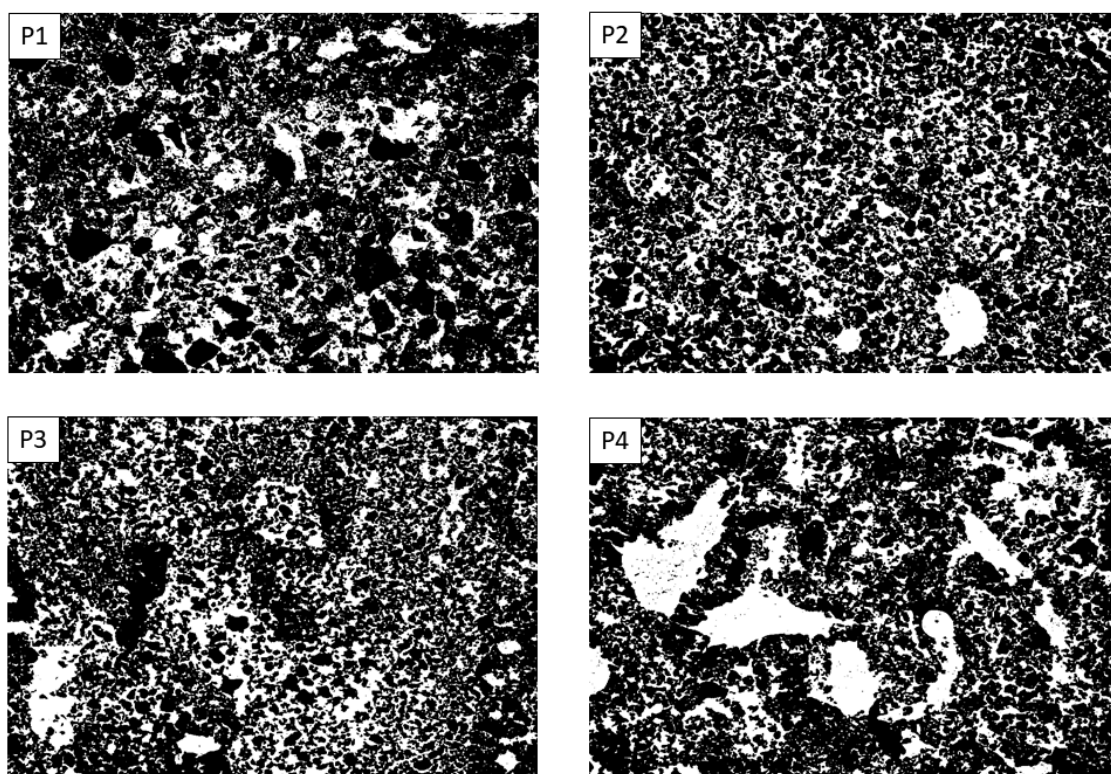


Figura 4. Imagens micromorfológicas 2D para os quatro diferentes Latossolos estudados. Os poros estão apresentados em branco.

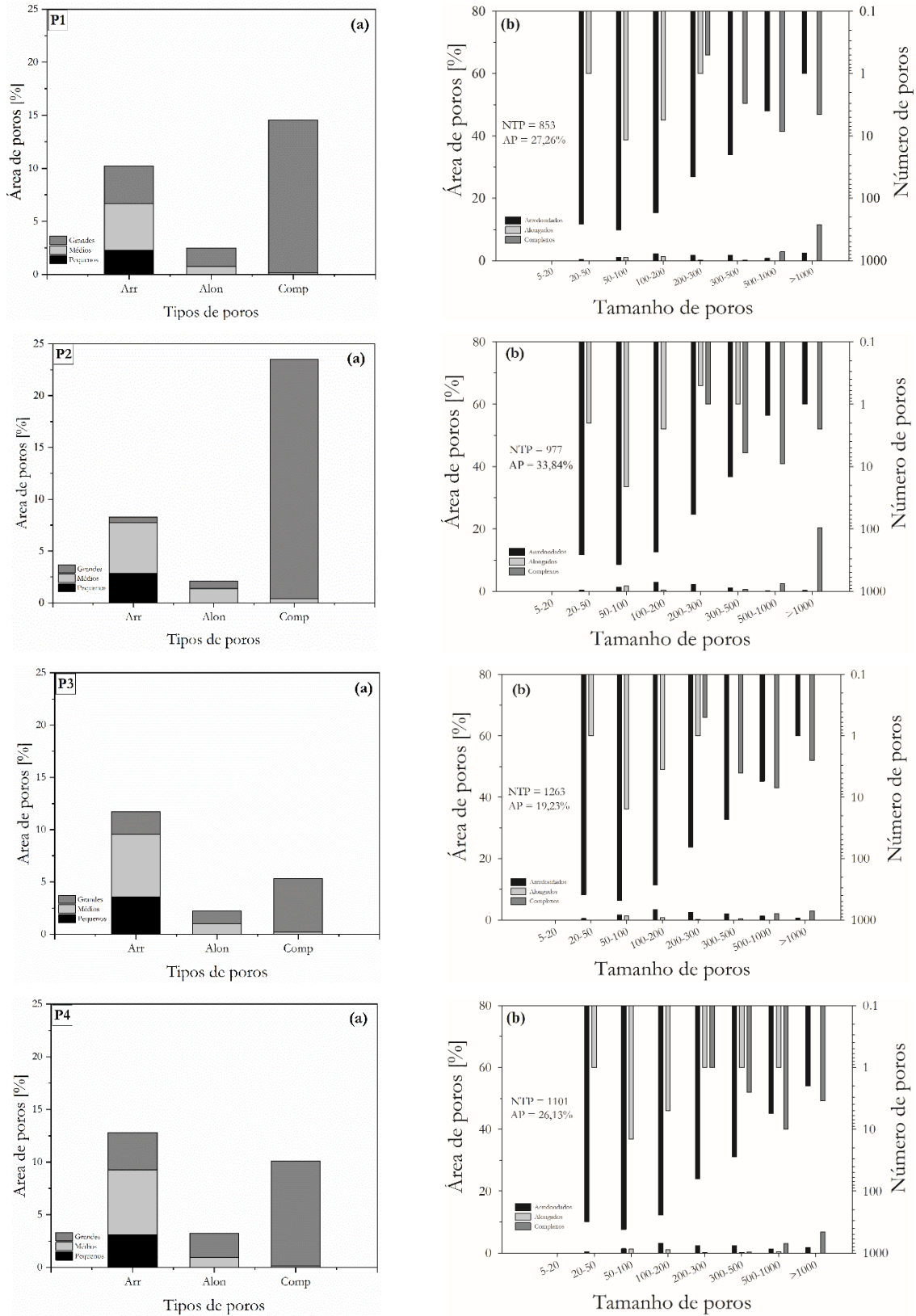


Figura 5. Porcentagens da área total de poros, tamanho de poros e do número total de poros obtidas a partir de análise de imagem 2D para quatro diferentes Latossolos. Arr: arredondados; Alon: alongados; Comp: complexos. Tamanhos: pequenos (156-15.600 μm^2), médios (15.601-156.000 μm^2) e grandes (>156.000 μm^2).

6.3.3. Análise do sistema poroso 3D por microtomografia computadorizada - μ TC

As Figuras 6 e 7 mostram as imagens microtomográficas obtidas a partir de amostras indeformadas de 20 mm x 20 mm e de 20 mm x 10 mm de dimensões, respectivamente, para os quatro diferentes Latossolos estudados. A primeira imagem (à esquerda) corresponde a área selecionada, após aplicação do filtro e a segunda imagem (à direita), em tons de preto e branco, corresponde à amostra após o processo de binarização (segmentação).

As Figuras 8 (a) e (b) ilustram o volume total de poros (VTP) quantificado por meio da técnica de microtomografia raios-X para dois tamanhos de amostras utilizadas na determinação. O VTP para as amostras maiores (20 mm x 20 mm) seguiram uma tendência na ordem de P3 (25,08%) > P2 (22,77%) e os menores valores médios foram observados no P1 (15,72%) e no P4 (13,29%). Para as amostras de menor tamanho (20 mm x 10 mm) o VTP apresentou valores reduzidos. Os maiores valores ocorreram entre os solos P4 (18,07%), P3 (17,69%) e P2 (15,91%) e baixo VTP no P1 (6,86%).

O volume de poros acumulado (VPA) mostra que para um determinado diâmetro, como no caso 10 μ m, o P2 mostra-se com um maior volume de poros acumulados em comparação aos demais solos. À medida que se aumenta o diâmetro do poro, o P3 passa a ter um maior VPA em comparação aos demais Latossolos. Os solos P1 e P4 foram os que apresentaram o menor VPA (Figura 9a). De acordo com a redução do tamanho da amostra, o P4 passa então a apresentar um VPA acumulado comparável ao P1 e muito semelhante ao P2 e ao P3 (Figura 9b). Este efeito pode ser observado nas Figuras 10 (a) e (b) quando se considera a distribuição do tamanho de poros. Para um determinado raio (50 μ m) o P2 e o P3 são os solos que possuem os maiores picos correspondentes a este tamanho, seguidos do P1 e P4. Conforme se aumenta o diâmetro do poro, o P3 passa a ter picos mais frequentes para tais tamanhos equivalentes. Para a amostra de tamanho menor (Figura 10b), a frequência dos picos nos maiores diâmetros é reduzida e observa-se a mesma tendência para a curva do VPA acumulado.

As Figuras 11 (a) e (b) mostram dados referentes ao Número de Euler - NE, que é um parâmetro utilizado para se inferir sobre a conectividade dos poros. Em relação a amostra de maior tamanho (Figura 11a), os menores valores do NE foram observados no P2 e P3, sendo estes negativos, e os maiores valores ocorreram no P4 e P1, sendo estes positivos. Na amostra de menor tamanho todos os solos apresentaram valores positivos para o NE, o P1 segue a mesma tendência, e os solos P2 e P3 apresentam um aumento nos valores, já no P4 ocorre uma redução no valor do número de Euler, chegando próximo a zero (Figura 11b).

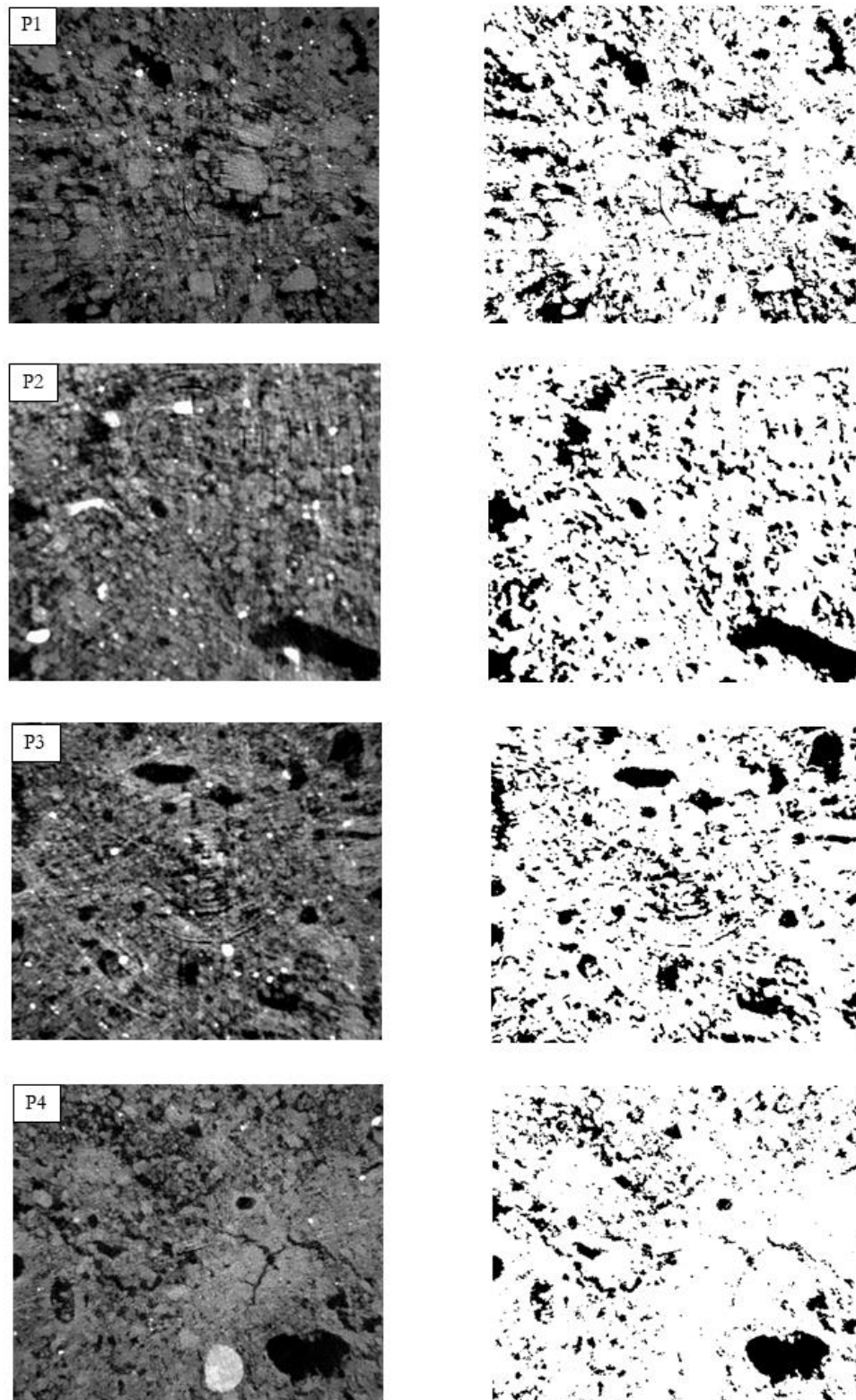


Figura 6. Imagens microtomográficas obtidas a partir de amostras indeformadas de 20 mm x 20 mm de dimensões para quatro diferentes Latossolos. A primeira imagem corresponde a amostra filtrada e a segunda a amostra após o processo de binarização.

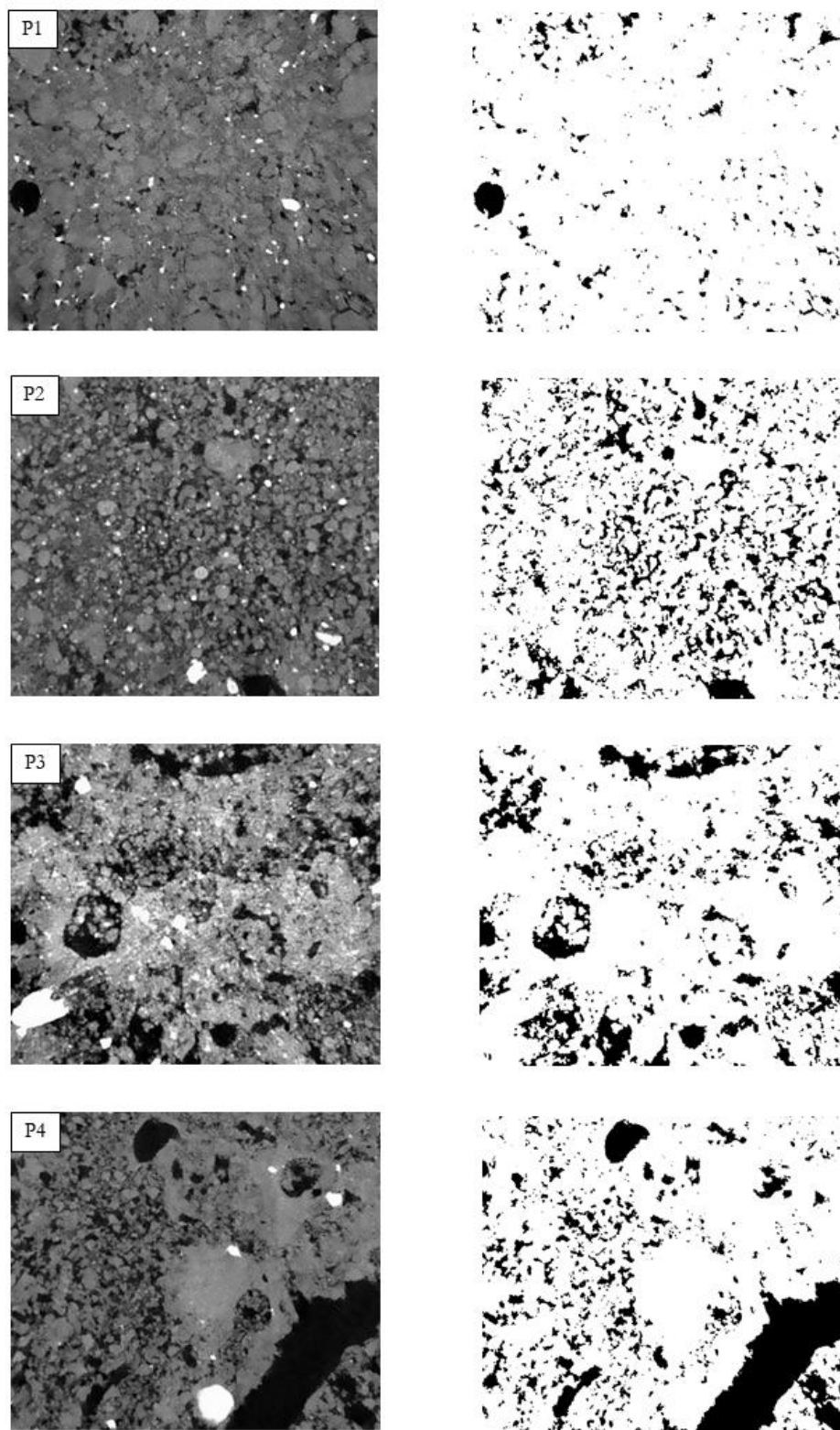


Figura 7. Imagens microtomográficas obtidas a partir de amostras indeformadas de 20 mm x 10 mm de dimensões para quatro diferentes Latossolos. A primeira imagem corresponde a amostra filtrada e a segunda a amostra após o processo de binarização.

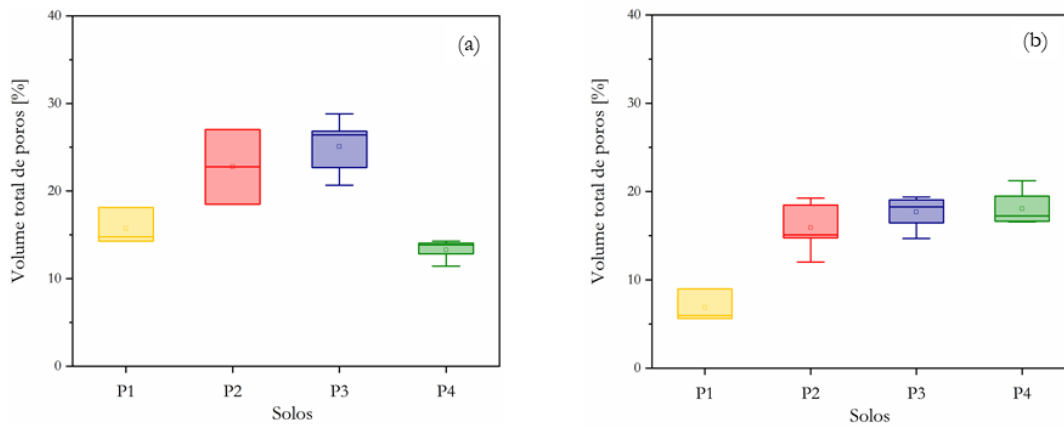


Figura 8. Volume total de poros (VTP) obtidos a partir de imagens microtomográficas com amostras indeformadas de 20 mm x 20 mm (a) e de 20 mm x 10 mm (b) de dimensões para quatro diferentes Latossolos.

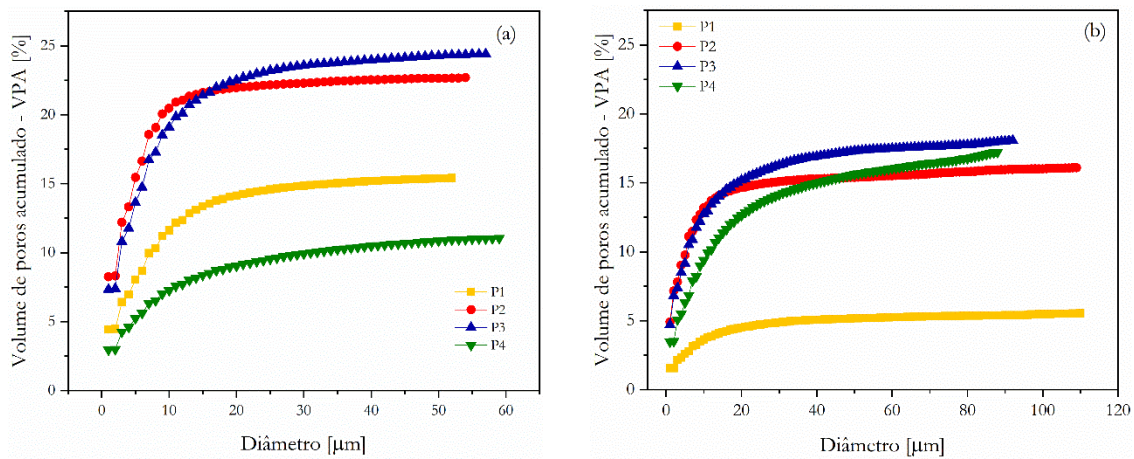


Figura 9. Volume de poros acumulado (VPA) obtidos a partir de imagens microtomográficas com amostras indeformadas de 20 mm x 20 mm (a) e de 20 mm x 10 mm (b) de dimensões para quatro diferentes Latossolos.

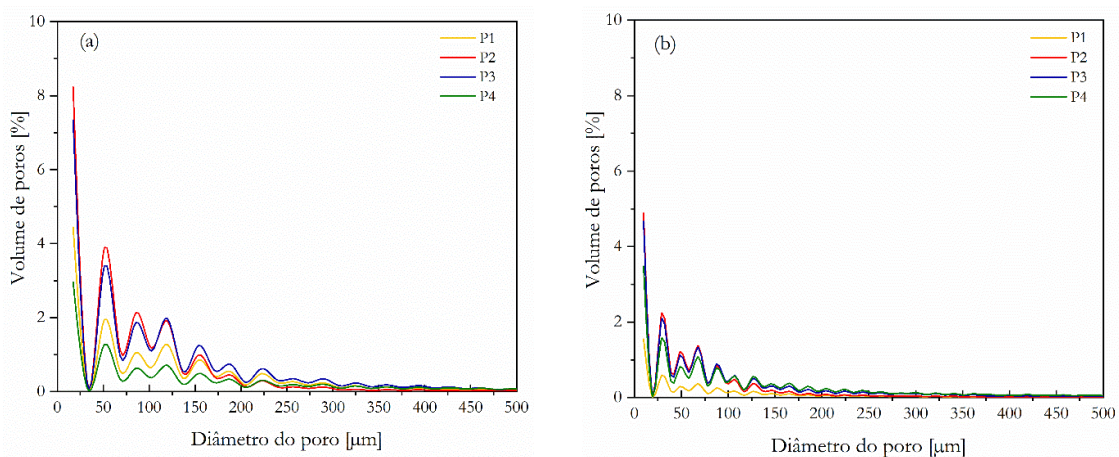


Figura 10. Distribuição do tamanho de poros obtidos a partir de imagens microtomográficas com amostras indeformadas de 20 mm x 20 mm (a) e de 20 mm x 10 mm (b) de dimensões para quatro diferentes Latossolos.

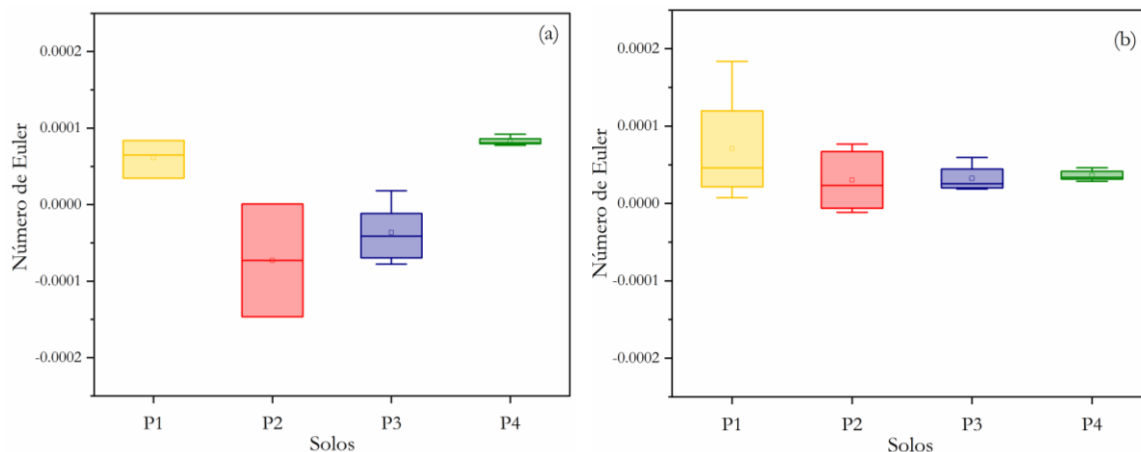


Figura 11. Densidade de Euler obtidos a partir de imagens microtomográficas obtidas com amostras indeformadas de 20 mm x 20 mm (a) e de 20 mm x 10 mm (b) de dimensões para quatro diferentes Latossolos.

6.4. Discussão

O grau de microagregação do solo influencia em toda a conformação do espaço poroso e, conseqüentemente, na dinâmica físico-hídrica do solo. Observou-se a presença de microestrutura microgranular em todos os Latossolos, em diferentes graus de pedalidade e de predominância. A mineralogia e a atividade biológica podem ser consideradas os fatores que exerceram maior interferência no desenvolvimento da microestrutura dos Latossolos estudados. O Latossolo Vermelho Distroférrico (P2) apresenta microestrutura microgranular forte/submilimétrica e, quando comparado aos Latossolos P3 e P4, a atividade biológica foi considerada moderada. A presença de microestrutura microgranular forte neste solo pode ser comprovada quantitativamente pelas maiores proporções de microagregados ($< 250 \mu\text{m}$) encontrados no P2 (método do peneiramento úmido) em comparação aos Latossolos muito argilosos (P3 e P4) (ver capítulo 4).

A relação entre mineralogia e atividade biológica na formação da estrutura de solos tropicais é bem discutida na literatura. Cooper et al. (2005), constataram que a formação de microagregados em solos com predominância de Fe e Al e argila de baixa atividade pode ser de origem física, geoquímica e/ou biológica, sendo comum a ocorrência desses processos simultaneamente. Ferreira et al. (1999a) atribuíram principalmente à caulinita e à gibbsita a maior importância na formação da estrutura dos Latossolos. Conforme os autores, solos mais caulínicos formam uma estrutura do tipo blocos, devido ao ajuste face a face das placas de caulinita, já os mais gibbsíticos, estrutura granular. A influência destes constituintes pode ser considerada em partes na formação da estrutura dos Latossolos, visto que, todos os solos possuem quantidades consideráveis de caulinita ($218,43 \text{ g kg}^{-1}$ a $370,37 \text{ g kg}^{-1}$). A presença de microagregados no solo é dependente da mineralogia da fração

argila e dos óxidos de Fe e Al, pois nos microagregados os minerais são ligados principalmente por interações físico-químicas, que envolvem estes agentes de cimentação (Totsche et al., 2018).

Destacando os Latossolos Vermelhos P2 e P3, que possuem os maiores teores de Fe_2O_3 total e relevantes de Al_2O_3 , de gibbsita e hematita, também há presença de altos teores de caulinita. A presença de estrutura microgranular no P2, de forma mais intensa do que no P3, por exemplo, pode estar relacionada a: (i) maiores teores de gibbsita; (ii) maiores teores de goethita (reduzindo a relação $\text{Hm}/(\text{Hm} + \text{Gt})$ no P2 e (iii) menor proporção de caulinita. Neste contexto, a formação de estrutura microgranular em maior intensidade no P2 pode ter relação com o maior teor de gibbsita (Gb) e goethita (Gt), pois a Gb promoveria um desarranjo estrutural em maior grau do ajuste face a face da caulinita, e a Gt auxiliaria na formação de ligações aumentando a estabilidade dos microagregados, pois em comparação com a hematita a Gt possui uma maior capacidade de reagir com a matéria orgânica do solo, devido à sua superfície hidroxilada (Barberis et al., 1991; Pinheiro-Dick e Schwertmann, 1996). Outro fator que merece destaque é sobre a cristalinidade da caulinita. Em solos com altos teores de ferro estes minerais podem apresentar substituição isomórfica (SI). Kämpf et al. (2015) destacam que quando a caulinita sofre SI em solos com altos teores de Fe_2O_3 (P2 e P3), estas tendem a apresentar menor tamanho do cristal e, conseqüentemente maior reatividade e área superficial específica em relação a caulinita presente no Latossolo Amarelo (P1), formado em material de origem com baixos teores de Fe_2O_3 .

Na análise da porosidade 2D, constatou-se as maiores porcentagens da área de poros no P2 e P1, sendo também observadas semelhanças em relação aos tipos de poros. Estes fatores podem ser atribuídos ao grau de microagregação no P2 e no P1 a elevada proporção nos teores de areia total, estes fatores, em cada solo, promovem a formação de macroporosidade e porosidade inter-agregados, interferindo na área total de poros. Nota-se também para P2 e P1 maiores proporções de poros nas classes de 500-100 e $> 1000 \mu\text{m}$. Entretanto, estes resultados diferiram da análise 3D em que o maior volume total de poros foi constatado no P2 e P3 quantificados nas amostras de maior tamanho (20 mm x 20 mm), que considera a presença de poros grandes, como pode ser observado pelo maior volume acumulado de poros de maior tamanho no P2 e P3 em comparação aos demais Latossolos, devido ao efeito da presença de estrutura microgranular.

Conforme Cooper e Vidal-Torrado (2005), os poros que mais interferem na condutividade hidráulica são os macro e mesoporos, mas, além do tamanho de poros é importante analisar a forma dos poros, um maior desenvolvimento de poros complexos pode influenciar no aumento da condutividade hidráulica do solo. Já os poros arredondados seriam os menos eficazes na transmissão de água em relação aos poros alongados e complexos (Pires et al., 2017).

Estes fatores podem ser considerados em partes quando analisado o comportamento da condutividade hidráulica do solo saturado (K_{sat}). Os maiores valores de K_{sat} foram na ordem de P2 (219,81 mm h⁻¹), P3 (188,73 mm h⁻¹), P1 (82,87 mm h⁻¹) e P4 (20,18 mm h⁻¹). Há uma relação entre alta proporção de poros nas classes de maior tamanho, presença de poros complexos promovendo uma maior K_{sat} no P2 em relação aos demais Latossolos, mesmo em relação ao P1, Latossolo com as maiores proporções de areia e presença de grandes poros complexos.

Os macroporos são poros formados principalmente pela atividade biológica do solo, raízes, fissuras, representando apenas uma pequena fração da porosidade do solo e, desempenham um papel central em muitos processos físicos, como fluxo de fluidos e transporte de solutos (Katuwal et al., 2015). Os poros de diferentes tamanhos apresentam diferentes funções no solo, sendo os poros de transmissão (> 50 μ m) responsáveis pelo movimento do ar e drenagem da água e os poros residuais < 50 μ m) responsáveis pela retenção e, os poros intermediários neste intervalo pela retenção da água e liberação contra a gravidade (Lal e Shukla, 2004). No P4, observou-se intensa atividade biológica nas lâminas delgadas e pelas imagens 2D e 3D, assim como elevada porosidade total. Entretanto, não foram fatores suficientes para promoverem uma elevada K_{sat} . No P4, a baixa K_{sat} pode ser influência da maior proporção de poros arredondados, pois estes tipos de poros seriam os menos eficientes na condução da água através do solo. Além disso, a morfologia da estrutura do solo também influencia na permeabilidade, pois solos com estrutura do tipo blocos, como é o caso do P1 e P4, geralmente apresentam menor permeabilidade quando comparados com Latossolos de estrutura microgranular (P2 e P3) (Ferreira et al., 1999b).

Neste contexto, além do fator tamanho e tipo de poro, deve-se levar em consideração a conectividade do sistema poroso. O fator conectividade pode ser estudado pelo Número de Euler - NE. A conectividade do espaço poroso é baixa quando ocorrem NE positivos, quando o NE diminui, o espaço poroso se torna altamente conectado (Vogel et al., 2010). Os solos que apresentaram valores negativos para o NE nas amostras de maior tamanho (20 mm x 20 mm) foram o P2 e o P3, já os solos P1 e P4 possuem valores positivos do NE e mais elevados. No P4, quando se reduz o tamanho da amostra (20 mm x 10 mm), os poros passam a ter maior conectividade, o que pode ser observado pela redução do NE. Este pode ter sido um dos efeitos para a alta K_{sat} no P2 e P3, pois além do tamanho e da forma dos poros, a alta conectividade do sistema poroso é importante e deve ser considerada, pois, o inverso ocorre no P1 e no P4, em que os poros se apresentaram menos conectados, reduzindo a K_{sat} .

6.5. Conclusões

Todos Latossolos apresentaram algum grau de desenvolvimento de microestrutura microgranular. O grau de microagregação foi mais pronunciado no P2 (Latossolo Vermelho Distroférico típico), podendo ser atribuído, além da atividade biológica a maior quantidade de gibbsita em relação a caulinita e pela baixa relação $Hm/(Hm + Gt)$.

Nas análises 2D, a maior área de poros foi encontrada no P2 (Latossolo Vermelho Distroférico típico) e no P1 (Latossolo Amarelo Distrocoeso típico). Os tipos de poros também variaram e foram predominantes os poros complexos no P1 e P2 e os poros arredondados foram encontrados em maiores proporções no P3 (Latossolo Vermelho Acriférico típico) e P4 (Latossolo Bruno Distrófico típico). Nas análises 3D, o volume total de poros (VTP) foi maior para os Latossolos (P3 e P2) e menores para os Latossolos (P1 e P4). Com a redução do tamanho da amostra, o maior VTP foi constatado no P3, P4 e P2.

A relação do tipo de poro com a condução da água através do solo foi variável, nem sempre a presença de poros complexos foi relacionada com maior condutividade hidráulica. A maior condutividade hidráulica do solo saturado (K_{sat}) foi constatada no P2, seguida do P3. O tipo de poros predominantes no P2 foram os complexos, já no P3 os poros arredondados. Entretanto, o P1, apesar de apresentar grande parte do sistema poroso com poros complexos grandes, apresentou baixa conectividade, observada pelo número de Euler - NE, o P4 também se mostrou com a mesma tendência. Os solos P2 e P3, independentemente do tipo de poros, foram os que possuem maior conectividade do sistema poroso, devido aos menores valores do NE, mostrando-se com um sistema poroso mais conectado. Dessa forma, as técnicas de análise de imagem 2D e 3D mostraram-se complementares no estudo da porosidade destes solos.

Referências

- Anderson, J.U., 1963. An improved pretreatment for mineralogical analysis of samples containing organic matter. *Clays and Clay Minerals* 10, 380-388. doi: 10.1346/CCMN.1961.0100134.
- Barberis, E., 1991. Aggregation of soil particles by Iron Oxides in various size fractions of soil B horizons. *Journal of Soil Science* 42, 535-542. doi: doi.org/10.1111/j.1365-2389.1991.tb00100.x.
- Barreto, W. 1986. Eletroquímica de solos tropicais de carga variável: capacidade da dupla camada elétrica. Rio de Janeiro: UFRRJ (Tese de Doutorado).
- Blake, G.R., Hartge, K. H., 1986. Bulk density. In: Klute, A (ed). *Methods of soil analysis - Physical and mineralogical methods*, 2 ed. Madison, American Society of Agronomy. p.363 - 375.
- Bucka, F.B., Kölbl, A., Uteau, D., Peth, S., Kögel-Knabner, I., 2019. Organic matter input determines structure development and aggregate formation in artificial soils. *Geoderma*, v. 354, p. 1-11. doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.113881.

- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T., Babel, U., 1985. Handbook for soil thin section description. Wolverhampton, Waine Research Publication. 152p.
- Cássaro, F.A.M., Durand, A.N.P., Gimenez, D., Vaz, C.M.P., 2017. Pore-size distributions of soils derived using a geometrical approach and multiple resolution microCT images. *Soil Science Society of America Journal*, v.81, p.468-476. doi:10.2136/sssaj2016.09.0291.
- Cooper, M., Vidal-Torrado, P., Chaplot, V., 2005. Origin of microaggregates in soils with ferrallic horizons. *Scientia Agricola*, v.62, p.256–263. doi.org/10.1590/S0103-90162005000300009.
- Cooper, M., Vidal-Torrado, P., 2005. Caracterização morfológica, micromorfológica e físico-hídrica de solos com horizonte B nítico. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 29, p.581-595. doi.org/10.1590/S0100-06832005000400011.
- Cooper, M., Castro, S.S., Coelho, M.R., 2017. Micromorfologia do Solo. In: Teixeira, P.C., et al. 2017. Manual de métodos de análise de solo. 3 ed. 573 p. EMBRAPA: Brasília, DF.
- Donagemma, G.K., Ruiz, H.A., Alvarez V, V.H., Ker, J.C., Fontes, M.P.F. 2008. Fósforo remanescente em argila e silte retirados de Latossolos após pré-tratamentos na análise textural. *Revista Brasileira de Ciência do Solo* 32, 1785-1791. dx.doi.org/10.1590/S0100-06832008000400043.
- Fernandes, R.B.A., Barrón, V., Torrent, J., Fontes, M.P.F., 2004. Quantificação de óxidos de ferro de Latossolos brasileiros por espectroscopia de reflectância difusa. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v.25, p.245-257. doi.org/10.1590/S0100-06832004000200003.
- Ferreira, M.M., Fernandes, B., Curi, N., 1999a. Mineralogia da fração argila e estrutura de Latossolos da região sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v.23, p.507-514. doi.org/10.1590/S0100-06831999000300003.
- Ferreira, M.M.; Fernandes, B.; Curi, N., 1999b. Influência da mineralogia da fração argila nas propriedades físicas de Latossolos da região sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo* 23, 515-524. doi: 10.1590/S0100-06831999000300004.
- Flint, A.L., Flint, L.E. Particle density. In: Dane, J.H., Topp, G. C. (Ed)., 2002. *Methods of soil analysis: part 4 - Physical methods*. Madison: American Society of America. p.229-240.
- Fontes, M.P.F., 1992. Iron oxide-clay mineral association in Brazilian oxisols: a magnetic separation study. *Clays and Clay Minerals*, v.40, p.175-179. doi.org/10.1346/CCMN.1992.0400206.
- Gee, G.W., Dani, O. Particle-size analysis. In: Dane, J.H., Topp, G.C. eds. 2002. *Methods of soil analysis. Physical methods*. Madison, Soil Science Society of America. Part 4. p.255-289.
- Jackson, M.L., 1969. *Soil chemical analysis – advanced course*. 2ed. Madison: published by the author, 894 p.
- Jackson, M.L., 1979. *Soil chemical analysis - advanced course*. Madison: Prentice Hall, 895 p.
- Kämpf, N., Marques, J.J., Curi, N., 2015. Mineralogia de solos brasileiros. In: Ker, J.C., Curi, N., Schaefer, C.E.G.R., Vidal-Torrado, P. *Pedologia: fundamentos*. 1 ed. Viçosa: SBCS, 2ª reimpressão, pp. 81-128.
- Katuwal, S., Norgaard, T., Moldrup, P., Lamandé, M., Wildenschild, D., de Jonge, L.W., 2015. Linking air and water transport in intact soils to macropore characteristics inferred from X-ray computed tomography. *Geoderma*, v.237-238, 2015, p.9-20, 10.1016/j.geoderma.2014.08.006.
- Klute, A., Dirksen, C., 1986. Hydraulic Conductivity and Diffusivity: Laboratory Methods. In: Klute, A. Ed., *Methods of Soil Analysis - Part 1 - Physical and Mineralogical Methods*, American Society of Agronomy, Madison, p.687-734.

- Kutílek, M., 2004. Soil hydraulic properties as related to soil structure. *Soil & Tillage Research*, v. 79, p. 175-184. doi:10.1016/j.still.2004.07.006.
- Lal, R., Shukla, M.K., 2004. *Principles of Soil Physics*. The Ohio State University Columbus, Ohio, p.682.
- Lasso, P.R.O., Vaz, C.M.P., Naime, J.M., 2008. Recomendações para utilização do microtomógrafo de raios-X Sky Scan 1172 em ciências agrárias e biológicas. São Carlos: Embrapa Instrumentação Agropecuária. 22 p. ISSN 1518-7179; 37.
- Otsu, N., 1979. A threshold selection method from gray-level histograms. *IEEE Transactions on Systems, Man, and Cybernetics*, v. 9, p.62-66. doi:10.1109/TSMC.1979.4310076.
- Peth, S., 2010. Chapter 3 - Applications of Microtomography in Soils and Sediments. *Developments in Soil Science*, v. 34, p.73-101. doi.org/10.1016/S0166-2481(10)34003-7.
- Pinheiro-Dick, D., Schwertmann, U., 1996. Microaggregates from Oxisols and Inceptisols : dispersion through selective dissolutions and physicochemical treatments. *Geoderma*, v.74, p.49-63. doi.org/10.1016/S0016-7061(96)00047-X.
- Pires, L.F., Borges, J.A.R., Rosa, J.A., Cooper, M., Heck, R.J., Passoni, S., Roque, W.L., 2017. Soil structure changes induced by tillage systems. *Soil & Tillage Research*, v.165, p.66-79. doi.org/10.1016/j.still.2016.07.010.
- Schaefer, C.E.R., 2001. Brazilian Latosols and their B horizon microstructure as long-term biotic constructs. *Australian Journal of Soil Research*, v.39, p.909-926. doi.org/10.1071/SR00093.
- Schaefer, C.E.G.R., Fabris, J.D., Ker, J.C., 2008. Minerals in the clay fraction of Brazilian Latosols (Oxisols): a review. *Clay Minerals*, v.43, p.137-154. doi.org/10.1180/claymin.2008.043.1.11.
- Scheinost, A.C., Chavernas, A., Barrón, V., Torrent, J., 1998. Use and limitations of second-derivate diffuse reflectance spectroscopy in the visible to near-infrared range to identify and quantify Fe oxide minerals in soils. *Clays and Clay Minerals*, v.46, p.528-536. doi.org/10.1346/CCMN.1998.0460506.
- Teixeira, P.C., et al. 2017. *Manual de métodos de análise de solo*. 3 ed. 573 p. EMBRAPA: Brasília, DF.
- Tisdall, J.M., Oades, J.M., 1982. Organic matter and water-stable aggregates in soils. *European Journal of Soil Science*, v.33, p.141-163. doi.org/10.1111/j.1365-2389.1982.tb01755.x.
- Totsche, K. U., Amelung, W., Gerzabek, M. H., Guggenberger, G., Klumpp, E., Knief, C., Lehdorff, E., Mikutta, R., Peth, S., Pechtel, A., Ray, N., Kögel-Knabner, I., 2018. Microaggregates in Soils. *Journal of Plant Nutrition* 181, 104-136.
- Vaz, C.M., Maria, I.C., Lasso, P.O., Tuller, M., 2011. Evaluation of an Advanced Benchtop Micro-Computed Tomography System for Quantifying Porosities and Pore-Size Distributions of Two Brazilian Oxisols. *Soil Science Society of America Journal*, v.75, p.832-841. doi:10.2136/sssaj2010.0245.
- Vogel, H-J., Weller, U., Schlüter, S., 2010. Quantification of soil structure based on Minkowski functions. *Computers & Geosciences*, v.36, p.1236-1245. doi.org/10.1016/j.cageo.2010.03.007.
- Wei, T., Fan, W., Yu, N., Wei, Y., 2019. Three-dimensional microstructure characterization of loess based on a serial sectioning technique. *Engineering Geology*, v.261, p.1-10. doi.org/10.1016/j.enggeo.2019.105265.
- Zhou, H., Fang, H., Mooney, S.J., Peng, X., 2016. Effects of long-term inorganic and organic fertilizations on the soil micro and macro structures of rice paddies. *Geoderma*, v.266, p.66-74. doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.12.007.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Foi estudada a influência da química e da mineralogia da fração argila nos processos de agregação de quatro Latossolos, em associação com a avaliação da geometria do espaço poroso e de propriedades de retenção e condução da água nestes solos. Pelos resultados obtidos e discutidos na forma de capítulos, pode-se concluir que:

- I. I. A goethita parece ser mais importante na estabilidade estrutural do solo do que a hematita e, conjuntamente com a gibbsita, mostrou potencial na formação de microagregados pequenos e estáveis, como visto no Latossolo Vermelho Distroférico.
- II. Como a estrutura é fundamental para se definir o comportamento físico-hídrico do solo, os Latossolos com maior quantidade de microagregados apresentaram maior porosidade inter e intra-agregados, resultado da distribuição de poros bimodal.
- III. O Latossolo Vermelho Distroférico e o Acriférico apresentaram alto grau de microagregação e um sistema poroso mais bem conectado, fatos que foram confirmados por análises de imagem 3D, o que pode justificar a alta condutividade hidráulica do solo saturado - K_{sat} , nestes Latossolos. Com relação ao tipo de poros encontrados pela análise de imagem 2D não foi constatada maior K_{sat} quando o solo sempre exibia poros do tipo complexos, como no caso do Latossolo Amarelo Distrocoeso.