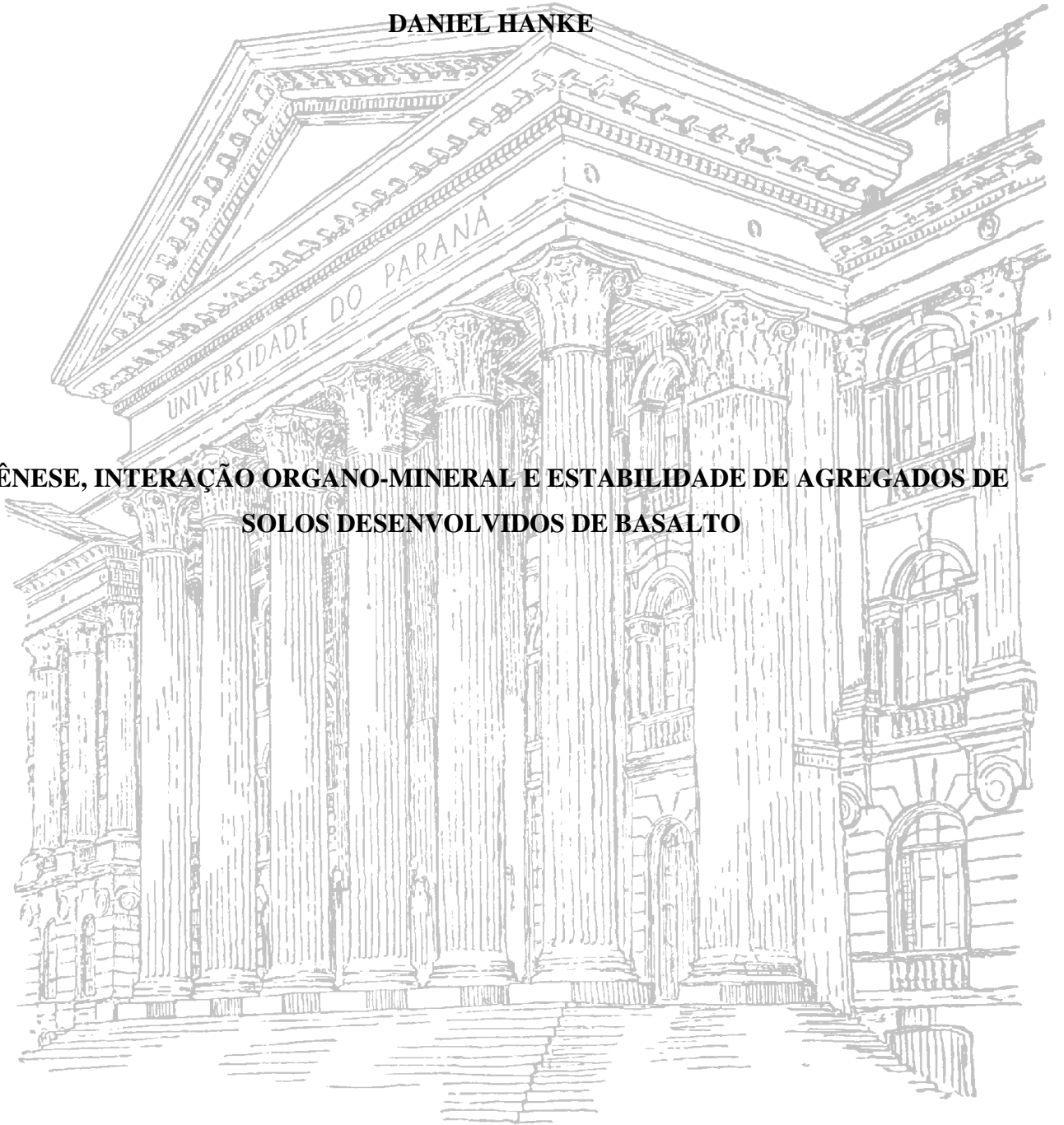


UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

DANIEL HANKE

**GÊNESE, INTERAÇÃO ORGANO-MINERAL E ESTABILIDADE DE AGREGADOS DE
SOLOS DESENVOLVIDOS DE BASALTO**



CURITIBA

2012

DANIEL HANKE

**GÊNESE, INTERAÇÃO ORGANO-MINERAL E ESTABILIDADE DE AGREGADOS DE
SOLOS DESENVOLVIDOS DE BASALTO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Área de Concentração em Solo e Ambiente, Setor de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Ciência do Solo.

Orientador: Prof. Dr. Jeferson Dieckow

Co-orientador: Prof. Dr. Vander de Freitas Melo

Co-orientador: Eng. Agrônomo Dr. Itamar Antônio Bognola

Co-orientador: Prof^a. Dr^a. Fabiane Machado Vezzani

Co-orientador: Prof. Dr. Valmiqui Costa Lima

CURITIBA

2012



PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO
EM CIÊNCIA DO SOLO

PARECER


Os Membros da Comissão Examinadora, designados pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, para realizar a arguição da Dissertação de Mestrado, apresentada pelo candidato **DANIEL HANKE**, sob o título: "**Gênese, interação organo-mineral e estabilidade de agregados de solos desenvolvidos de basalto**", requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre em Ciência do Solo – Área de Concentração: Solo e Ambiente, do Setor de Ciências Agrárias da Universidade Federal do Paraná, após haverem analisado o referido trabalho e arguido o candidato, são de Parecer pela "**APROVAÇÃO**" da Dissertação, completando assim, os requisitos necessários para receber o diploma de **Mestre em Ciência do Solo - Área de Concentração: "Solo e Ambiente"**.

Secretaria do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, em Curitiba, 10 de fevereiro de 2012.


Prof. Dr. Jeferson Dieckow, Presidente


Prof. Dr. Paulo Cesar Conceição, Iº. Examinador


Prof. Dr. Vander de Freitas Melo, IIº. Examinador


Profª. Drª. Fabiane Machado Vezzani, IIIª. Examinadora

DEDICATÓRIA

Dedico a Deus, e aos pais que ele me deu.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus.

Agradeço aos meus pais, Mauro Roberto Hanke e Célia Brenneisen Hanke... as melhores pessoas que já conheci e com quem tive o privilégio de conviver, que se doaram de toda a força e de todo o coração para a construção de uma família unida, harmoniosa, regrada e honesta.

Agradeço ao gigante Jeferson Dieckow, orientador, amigo e pensador, uma peça rara da Ciência do Solo, humilde, modesto e trabalhador... que me ensinou, mesmo sem querer, que mesmo as análises mais simples são tão importantes quanto os mais complexos métodos analíticos.

Agradeço ao grande co-orientador e amigo... Vander de Freitas Melo, pelos sábios ensinamentos na área de química e mineralogia do solo, que me fizeram enxergar a grandeza dos processos que ocorrem mesmo nas menores escalas, pelos excelentes conselhos e contribuições intelectuais para esse trabalho.

Agradeço ao co-orientador, amigo e grande pedólogo... Itamar Antônio Bognola, sem o qual esse trabalho não poderia ter sido realizado.

Agradeço a professora, amiga e co-orientadora Fabiane Machado Vezzani... por ter recebido a mim e minha esposa como tutora no PPGCS, assim como pela excelente condução das disciplinas de Metodologia Científica e Seminário.

Agradeço ao grande mestre, amigo e co-orientador Valmiqui Costa Lima, que me ensinou muito sobre a vida, sobre a universidade e sobre a pedologia.

Agradeço aos laboratoristas, Elda e Maria, sem as quais esse trabalho teria sido severamente prejudicado, pois seus esclarecimentos foram fundamentais na execução de várias das metodologias. Agradeço aos meus amigos de mestrado que contribuíram com o enriquecimento da vida de pós-graduação e para a realização direta ou indireta desta pesquisa: Maurício Fabiano Biesek, Marcio de Amaral Albuquerque e André Sordi, pessoas humildes, sinceras e trabalhadoras.

Agradeço a minha esposa Bruna Raquel Winck... companheira de vida, militância e de mestrado, com quem escolhi passar o resto de meus dias. Agradeço pelos debates científicos e políticos em nossa casa, por me aturar em uma rotina intensa de estudo e reflexão, pelo amor, pelo cuidado, pela ajuda e pelas fundamentais contribuições na construção intelectual desse trabalho.

Agradeço ao Programa de Pós-graduação em Ciência do Solo da Universidade Federal do Paraná, pela oportunidade de realizar esse estudo e ao CNPq, pela concessão da bolsa de estudos, que permitiu um melhor empenho durante a pesquisa.

Por fim, agradeço a todos os amigos, companheiros, colegas, professores e em especial... a classe trabalhadora brasileira, a quem todo o conhecimento deverá servir um dia.

*“Não se pode chegar a uma sociedade verdadeiramente
justa sem enriquecer a memória com o tesouro
da ciência acumulado pela humanidade.”*

Vladimir Illith Ulianov Lenin

GÊNESE, INTERAÇÃO ORGANO-MINERAL E ESTABILIDADE DE AGREGADOS DE SOLOS DESENVOLVIDOS DE BASALTOS¹

Autor: Daniel Hanke

Orientador: Prof. Dr. Jeferson Dieckow

Co-orientador: Prof. Dr. Vander de Freitas Melo

Co-orientador: Eng. Agrônomo, Dr. Itamar Antônio Bognola

Co-orientador: Prof^a. Dr^a. Fabiane Machado Vezzani

Co-orientador: Prof. Dr. Valmiqui Costa Lima

RESUMO GERAL

As diferenças na química, mineralogia e morfologia dos diferentes solos originados pela evolução de uma vertente, determinam as diferenças existentes no estado de agregação, pois ao se alterar as unidades básicas dos agregados, os complexos organo-minerais, toda a macroestrutura e a relação hierárquica de ordenação são modificadas. Os agregados são importantes na manutenção da porosidade e aeração, no crescimento das plantas e da população microbiana, na infiltração de água, no controle dos processos erosivos, e na manutenção dos estoques de carbono nos solos. A estabilidade dos agregados é variável para cada solo e para cada classe de agregado em função dos diferentes agentes de estabilização. Dessa forma, dentro de uma seqüência de evolução pedogenética haverá alteração nos níveis de estabilidade para os solos e classes de agregados, assim como diferentes mecanismos de formação e estabilização dos agregados e de estabilização carbono nos solos e nas classes. O objetivo desse trabalho foi avaliar a estabilidade dos agregados e os mecanismos de estabilização do carbono em horizontes e classes de agregados de quatro solos em distintos estágios de evolução pedogenética em encosta patamarizada e convexada sobre basalto. O trabalho foi desenvolvido sobre quatro solos em distintos estágios de evolução pedogenética, localizados no município de Londrina/ PR e Cândido Mota/ SP. Os solos estudados foram: 1 - Latossolo Vermelho Acriférrico típico (Latosolo af), 2 – Latossolo Vermelho Eutroférico típico (Latosolo ef), 3 – Nitossolo Vermelho Eutroférico típico (Nitossolo) e 4 – Chernossolo Argilúvico Férrico típico (Chernossolo), de onde foram coletados monólitos indeformados, de horizontes superficiais e sub-superficiais, através da abertura de trincheiras. As amostras foram destorroadas e separadas em peneiras de malha de 4,00, 2,00, 1,00, 0,50 e 0,25 mm. Foram realizadas análises químicas, granulométricas, mineralógicas e quantificação dos teores de carbono orgânico total (COT) e nitrogênio total (NT) das amostras inteiras e das classes de agregados. Nas amostras inteiras foram quantificados os teores de carbono orgânico (CO) e nitrogênio (N) nas frações granulométricas dos horizontes. Foi também determinado o diâmetro médio ponderado seco (DMPs), o diâmetro médio ponderado úmido (DMPu) e o índice de estabilidade de agregados (IEA). A estabilidade de agregados também foi realizada pela aplicação de níveis crescentes de energia de ultra-som. Os Latossolos apresentaram maiores teores de argila e de óxidos de ferro e alumínio totais e de alta cristalinidade, enquanto que o Chernossolo apresentou maior teor COT, NT e óxidos de ferro e alumínio de baixa cristalinidade, sendo a fração argila responsável por 75,8 % do estoque de CO nesse horizonte. Para o Nitossolo foram observados valores intermediários. O Chernossolo e o Nitossolo apresentaram as maiores diferenças nos teores de CO e N entre as classes

¹ Dissertação de Mestrado em Ciência do Solo. Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Setor de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Paraná. Curitiba. Fevereiro, 2012.

de agregados, sendo os maiores teores observados na classe <0,25 mm. O IEA apresentou foi, no geral, maior no Chernossolo, seguido por: Nitossolo > Latossolo ef > Latossolo af. Para a energia de ultra-som das amostras inteiras os níveis decresceram na ordem: Nitossolo > Chernossolo > Latossolo ef > Latossolo af. Os níveis de energia foram, no geral, superiores para a dispersão das maiores classes de tamanho de agregados e decresceram nas menores classes. As maiores variações de energia entre as classes de agregados foram observadas no Chernossolo e no Nitossolo, sendo que nos Latossolos os níveis tiveram menor variação. Os solos mais jovens possuem maior capacidade de estabilização do CO e N pela argila, em função da maior superfície específica, ao contrário do que ocorre nos solos mais intemperizados. Existem diferenças nos mecanismos de estabilização para cada classe de agregado, que quando observados conjuntamente são de difícil detecção. O efeito da cimentação pelos óxidos de ferro cristalinos e dos maiores teores de argila sobre a estabilização é maior nas menores classes, enquanto que o efeito da matéria orgânica se destaca nas maiores classes. Os solos mais jovens (Nitossolo e Chernossolo) possuem microagregados menos estáveis.

Palavras-chave: pedossequência; mineralogia; matéria orgânica; agregados; estabilidade.

GENESIS, ORGANO-MINERAL INTERACTION AND AGGREGATES STABILITY OF SOILS DEVELOPED OF BASALTS²

Author: Daniel Hanke

Advisor: Prof. Dr. Jeferson Dieckow

Co- Advisor: Prof. Dr. Vander de Freitas Melo

Co- Advisor: Eng. Agrônomo, Dr. Itamar Antônio Bognola

Co- Advisor: Prof^ª. Dr^ª. Fabiane Machado Vezzani

Co- Advisor: Prof. Dr. Valmiqui Costa Lima

GENERAL ABSTRACT

The differences in the chemistry, mineralogy and morphology of the different soils originated by the evolution of a slope, are able to determine the differences in the state of aggregation, because by altering the basic units of the aggregates, the organo-mineral complexes, the hierarchical relationship is altered. The aggregates are important in maintaining the porosity and aeration, on plant growth and microbial population, in water infiltration, control of erosion, and maintenance of carbon stocks in soils. The aggregate stability varies for each soil and for each class, because there are different stabilizing agents. Thus, within a sequence of pedogenetic evolution there will be no change in the levels of stability for soil and aggregate size classes as well as different mechanisms of formation and stabilization of aggregates and carbon stabilization in soils and classes. The aim of this study is to investigate the stability of aggregates and the stabilization mechanisms of carbon in aggregate size classes and horizons of four soils in different stages of pedogenetic evolution, in patamarized and convex slopes on the basalt. The study was conducted on four soils located in Londrina/PR and Candido Mota/SP: 1 - an Acric Red Oxisol (Latosolo af) 2 - Eutrophic Red Oxisol (Latosolo ef) 3 - Eutrophic Red Alfisol (Nitossolo) and 4 - Ferric Argiluvic Chernosol (Chernossolo), from which they were collected undeformed monoliths of surface and sub-surface of soils, by trenching. The samples were loosened and separated into mesh sieves of 4.00, 2.00, 1.00, 0.50 and 0.25 mm. Were carried out chemical analysis, granulometric analysis, mineralogical analysis and quantification of total organic carbon (TOC) and total nitrogen (TN) of the entire samples and classes of aggregates. In the entire samples were quantified the contents of organic carbon (OC) and nitrogen (N) in granulometric fractions of horizons. Was calculated the dry mean ponderated diameter (DMPs), the wet mean ponderated diameter (DMPu) and aggregate stability index (IEA). The Oxisols showed higher content of clay and oxides of iron and total aluminum and high crystallinity oxides, while the Chernossolo had higher TOC content, NT and oxides of iron and aluminum amorphous, and the clay fraction is responsible for 75.8% of the stock of CO in this horizon. Intermediate values were observed in the Nitossolo. The Chernossolo and the Nitossolo had the greatest differences in the contents of CO and N among aggregate size classes, the highest contents were observed in class <0.25 mm. The IEA was, in general, higher in the Chernosol, followed by: Nitossolo > Latosolo ef > f Latosolo af. For the energy of ultrasound in the entire samples, the levels decreased followed the order: Nitossolo > Chernossolo > Latosolo ef > Latosolo af. Energy levels were generally higher for the dispersion of the largest size classes of aggregates and decreased in the smaller classes. The greatest variations in energy between the classes of aggregates were observed in Chernossolo and Nitossolo, and Oxisols levels had less

² ² Soil Science Master Dissertation. Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Setor de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Paraná. Curitiba. January, 2012.

variation. The youngest soils have a greater capacity to stabilize the CO and N in the clay fraction, due to higher specific surface area, contrary to what occurs in the most weathered soils. Among the soils and aggregates classes there action of different mechanisms of interaction of SOM with the mineral fraction. The effect of cementation by crystalline iron oxides and clay on the stabilization is greater in smaller classes, while the effect of organic matter is prominent in larger classes. The youngest soils (Nitossolo and Chernossolo) has less stable microaggregates.

Keywords: toposequence, mineralogy, organic matter; aggregates; stability

LISTA DE FIGURAS

CAPITULO II: GÊNESE, GRANULOMETRIA, QUÍMICA E MINERALOGIA DE SOLOS ORIGINADOS DE BASALTO	8
Figura 2.1. Representação esquemática da pedossequência a) convexada e b) patamarizada da Formação Serra Geral. Adaptado de Curcio (2006).	12
Figura 2.2. Análise dos componentes principais entre atributos estudados.....	23
Figura 2.3. Regressões entre atributos estudados.	24
CAPITULO III: INTERAÇÕES ORGANO-MINERAIS EM CLASSES DE AGREGADOS E FRAÇÕES GRANULOMÉTRICAS DE SOLOS ORIGINADOS DE BASALTO.	32
Figura 3.1. Representação esquemática da pedossequência a) convexada e b) patamarizada da Formação Serra Geral. Adaptado de Curcio (2006).	36
Figura 3.2. Proporções do carbono orgânico total (COT) e nitrogênio total (NT) nas frações granulométricas dos horizontes.	42
Figura 3.3. Análise de componentes principais – Atributos de solo inteiro e matéria orgânica em frações granulométricas.	49
Figura 3.4. Regressões entre CO da Argila e: a) Fe_2O_3 OA, b) Atividade da Argila	50
Figura 3.5. Regressões - a) CO e Fe_2O_3 OA; b) CO e $(Ca^{+2} + Mg^{+2})$ e c) CO e Argila, para as classes de agregados do horizonte A do Chernossolo.	52
Figura 3.6. Regressões entre CO e: a) Fe_2O_3 OA; b) Argila e c) $Ca^{+2} + Mg^{+2}$, para as classes de agregado do horizonte A do Nitossolo.	53
Figura 3.7. Regressões entre CO e: a) Fe_2O_3 OA; b) Argila, para as classes de agregado do horizonte A do Latossolo ef.....	55
Figura 3.8. Regressão entre CO e Fe_2O_3 OA para as classes de agregados do horizonte A do Latossolo af.....	55
Figura 3.9. Regressões entre CO e Fe_2O_3 OA para as classes de agregados dos horizontes sub-superficiais de a) Latossolo af, b) Latossolo ef, c) Nitossolo, e d) Chernossolo.....	56
CAPITULO IV: ESTABILIDADE DE AGREGADOS DE SOLOS ORIGINADOS DE BASALTO.	61
Figura 4.1. Representação esquemática da pedossequência a) convexada e b) patamarizada da Formação Serra Geral. Adaptado de Curcio (2006).	65
Figura 4.2. Curvas de dispersão com energia ultra-sônica de amostras inteiras de a) Latossolo af, b) Latossolo ef, c) Nitossolo e d) Chernossolo.....	70
Figura 4.3. Análise de componentes principais – Atributos de solo inteiro e matéria orgânica em frações granulométricas. Os atributos de solo inteiro e de matéria orgânica são provenientes do Capítulo III.	73

LISTA DE TABELAS

CAPITULO II: GÊNESE, GRANULOMETRIA, QUÍMICA E MINERALOGIA DE SOLOS ORIGINADOS DE BASALTO	8
Tabela 2.1. Características dos locais de amostragem e horizontes.....	12
Tabela 2.2. Características granulométricas e químicas dos horizontes superficial e sub-superficial de quatro solos de uma seqüência de evolução pedogenética, Londrina/PR e Cândido Mota/ SP....	16
Tabela 2.3. Principais minerais ocorrentes nas frações granulométricas identificados por difratometria de raio-X.....	18
Tabela 2.4. Características cristalográficas dos óxidos de ferro cristalinos (Hematita e Goethita)...	20
Tabela 2.5. Características cristalográficas da Caulinita – Ct (001).....	20
Tabela 2.6. Características cristalográficas da Gibbsita – Gb (002).....	20
Tabela 2.7. Matriz de Correlações lineares entre os atributos estudados.	25
CAPITULO III: INTERAÇÕES ORGANO-MINERAIS EM CLASSES DE AGREGADOS E FRAÇOES GRANULOMÉTRICAS DE SOLOS ORIGINADOS DE BASALTO.	32
Tabela 3.1. Características dos locais de amostragem e horizontes.....	36
Tabela 3.2. Características granulométricas, químicas e mineralógicas dos horizontes superficial e sub-superficial de quatro solos de uma seqüência de evolução pedogenética, Londrina/PR e Cândido Mota/ SP.	40
Tabela 3.3. Carbono orgânico, nitrogênio e relação C/N em frações granulométricas dos solos.....	41
Tabela 3.4. Proporção de massa e características granulométricas das classes de tamanho de agregados	44
Tabela 3.5. Carbono orgânico, nitrogênio, relação C/N nas classes de agregado e proporção de massa no carbono orgânico total e nitrogênio total.....	45
Tabela 3.6. Teor de alumínio, cálcio e magnésio nas classes de tamanho de agregado.	46
Tabela 3.7. Teor de óxidos de ferro total, óxidos de ferro de baixa e alta cristalinidade e relação Fe_2O_3 OA/ Fe_2O_3 DCB nas classes de tamanho de agregado.	47
CAPITULO IV: ESTABILIDADE DE AGREGADOS DE SOLOS ORIGINADOS DE BASALTO.	61
Tabela 4.1. Características dos locais de amostragem e horizontes.....	65
Tabela 4.2. Diâmetro médio ponderado seco (DMPs); diâmetro médio ponderado úmido (DMPu); índice de estabilidade de agregados (IEA).....	69
Tabela 4.3. Níveis de energia necessários para a completa dispersão de amostras inteiras de solo e de classes de tamanho de agregados.	69
Tabela 4.4. Matriz de Correlações lineares entre variáveis estudadas.....	72
Tabela 4.5. Matriz de Correlação Linear entre os atributos estudados para as diferentes classes de tamanho de agregados.....	78

SUMÁRIO

CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO GERAL.....	1
1.2 LITERATURA CITADA	4
CAPITULO II: GÊNESE, GRANULOMETRIA, QUÍMICA E MINERALOGIA DE SOLOS ORIGINADOS DE BASALTO	8
RESUMO.....	8
CHAPTER II: GENESIS, TEXTURE, CHEMICAL AND MINERALOGY OF SOILS IN STAGES OF PEDOGENETIC EVOLUTION ON BASALT	9
ABSTRACT.....	9
2.1 INTRODUÇÃO	10
2.2 MATERIAL E MÉTODOS	11
2.2.1 Coleta e preparo das amostras de solo	11
2.2.2 Análise granulométrica, química e de carbono e nitrogênio	13
2.2.3 Análise mineralógica.....	13
2.2.4 Análise estatística.....	14
2.3 RESULTADOS.....	15
2.3.1 Granulometria.....	15
2.3.2 Carbono orgânico total, nitrogênio total e relação C/N	15
2.3.3 Atributos químicos	17
2.3.4 Mineralogia	17
2.4 DISCUSSÃO	19
2.4.1 Granulometria.....	19
2.4.2 Carbono orgânico total, nitrogênio total e relação C/N	21
2.4.3 Atributos químicos	22
2.4.4 Mineralogia	26
2.5 CONCLUSÕES	28
2.6 LITERATURA CITADA	28
CAPITULO III: INTERAÇÕES ORGANO-MINERAIS EM CLASSES DE AGREGADOS E FRAÇÕES GRANULOMÉTRICAS DE SOLOS ORIGINADOS DE BASALTO.	32
RESUMO.....	32
CHAPTER III: ORGANO-MINERAL INTERACTIONS IN THE AGGREGATES CLASSES AND GRANULOMETRIC FRACTIONS OF SOILS ON BASALT.....	33
ABSTRACT.....	33
3.1 INTRODUÇÃO	34
3.2 MATERIAL E MÉTODOS	35
3.2.1 Coleta, preparo e caracterização granulométrica, química e mineralógica das amostras inteiras de solo.....	35

3.2.2	Fracionamento físico granulométrico da matéria orgânica do solo	38
3.2.3	Caracterização das classes de tamanho de agregados	38
3.2.4	Análise estatística	39
3.3	RESULTADOS	39
3.3.1	Caracterização granulométrica, química e mineralógica das amostras inteiras	39
3.3.2	Frações granulométricas da matéria orgânica do solo.....	39
3.3.3	Classes de tamanho de agregados	43
3.4	DISCUSSÃO	48
3.4.1	Matéria orgânica em frações granulométricas	48
3.4.2	Atributos em classes de tamanho de agregados	51
3.5	CONCLUSÕES	57
3.6	LITERATURA CITADA	57
CAPITULO IV: ESTABILIDADE DE AGREGADOS DE SOLOS ORIGINADOS DE BASALTO.		61
RESUMO.....		61
CHAPTER IV: AGGREGATE STABILITY IN SOILS IN STAGES OF PEDOGENETIC EVOLUTION ON BASALT.		62
ABSTRACT.....		62
4.1	INTRODUÇÃO	63
4.2	MATERIAL E MÉTODOS	64
4.2.1	Coleta de amostras de solo e peneiramento seco de agregados	64
4.2.2	Peneiramento úmido e índice de estabilidade de agregados (IEA).....	66
4.2.3	Estabilidade de agregados avaliada com energia de ultra-som	66
4.2.4	Caracterização das amostras de solo inteiro e das classes de tamanho de agregados	67
4.2.5	Análise estatística	67
4.3	RESULTADOS.....	68
4.3.1	Diâmetro médio ponderado seco (DMPs), diâmetro médio ponderado úmido (DMPu) e índice de estabilidade de agregados (IEA).....	68
4.3.2	Estabilidade de amostra inteira de solo medida por energia de ultra-som	68
4.3.3	Estabilidade de classes de tamanho de agregados medida por energia de ultra-som.....	68
4.4	DISCUSSÃO	71
4.4.1	Diâmetro médio ponderado seco e estabilidade de macroagregados	71
4.4.2	Estabilidade de amostra inteira de solo medida por energia de ultra-som	74
4.4.3	Estabilidade de classes de tamanho de agregados medida por energia de ultra-som.....	75
4.5	CONCLUSÕES	80
4.6	LITERATURA CITADA	80

CAPÍTULO V: CONCLUSÕES GERAIS	84
APÊNDICES.....	85

CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO GERAL

O intemperismo é um dos fenômenos fundamentais no desenvolvimento topográfico e na evolução da paisagem (Turkington et al., 2005) e é resultado da ação de quatro processos pedogenéticos (adição, remoção, translocação e transformação) que são dependentes da ação dos cinco fatores de formação do solo (clima, material de origem, relevo, tempo e organismos) (Ghidin et al., 2006). As alterações nos atributos físicos, químicos e biológicos que ocorrem “in situ” são fatores de degradação interna dos solos, da perda de volume e de mudanças nas paisagens naturais (Rosolen & Herpin, 2008). O intemperismo atua em diferentes escalas, desde o mineral até a evolução das macro-formas da paisagem. A atuação destes processos é necessária e precursora para todo tipo de denudação e fundamental para a evolução das formas do relevo e das paisagens da superfície (Viles, 2001; Phillips, 2005; Turkington et al., 2005).

Os modelos tradicionais de evolução de paisagem consideram que o manto pedogenético, originado pela ação do intemperismo, é o balanço entre a taxa de alteração e de remoção do material (Bigarella et al., 1965; Bigarella & Mousinho, 1965; Scheidegger, 1983). Quando irregularidades micro-topográficas ou variações litológicas passam a existir, a atividade dos processos exógenos é maior, sendo conhecido como o princípio da instabilidade do equilíbrio geomórfico (Scheidegger, 1983). O aumento da instabilidade do sistema está ligado às mudanças do estoque ou fluxo de umidade, caracterizados pela condutividade hidráulica, permeabilidade e porosidade (Nahon, 1991), e pode alterar drasticamente o processo de estruturação da matriz do solo (Fanning & Fanning, 1989; Buol et al., 1997).

Dessa forma, o relevo pode ser considerado o principal fator de formação do solo e de controle da distribuição de matéria no sistema, atuando diretamente no processo de evolução mineralógica e na formação de características morfológicas peculiares (Carvalho, 1981; Curi & Franzmeier, 1984; Silva et al., 2007). O material gerado pelo intemperismo pode permanecer “in situ” ou ser removido por erosão, sob forma particulada ou dissolvida pelos fluxos de água superficial ou sub-superficial (Phillips, 2005). A relação entre a quantidade de material gerado e removido é o principal aspecto na definição da evolução de uma vertente (Ab’Sáber, 1962; Bigarella et al., 1965; Bigarella & Mousinho, 1965; Nahon, 1991; Coelho Neto, 1995; Phillips, 2005; Turkington et al., 2005; Ab’Sáber, 2011). Não só a estrutura mineral é alterada pela evolução dos solos e das formas de uma encosta. O grau de humificação e as taxas de acúmulo da matéria orgânica também se correlacionam com a declividade do terreno e com as posições da paisagem (Buol et al., 1997; Jenny, 1994; Curi & Franzmeier, 1984; Silva & Vidal Torrado, 1999; Silva et al., 2002), assim como com o ambiente químico (Kleber et al., 2007) e com a mineralogia da fração

argila (Dick et al., 1999), condições também controladas pelo processo de evolução da paisagem.

Através da ação do intemperismo na evolução de uma pedossequência produzida sobre um mesmo material litológico, passam a existir pontos onde o desenvolvimento pedogenético é mais intenso e o processo de dessilicação e de envelhecimento da paisagem são predominantes, enquanto que em outras posições, de maior declividade e em zonas mais baixas das encostas, passa a predominar o processo de rejuvenescimento dos solos (Bigarella et al., 1965; Fanning & Fanning, 1989; Ab'Sáber, 2011). Em uma mesma encosta podem co-existir locais de dissipação de matéria e locais de recepção das zonas dispersantes (Curcio, 2006), em um arranjo ordenado e interligado (Ab'Sáber, 2011).

Os diferentes teores e minerais da fração argila em solos de uma mesma pedossequência podem ser atribuídos principalmente à ação diferencial da drenagem nos diferentes pontos da encosta, onde a percolação da água no perfil remove o silício (e outras bases) dos minerais das partes mais altas (topo) carreando-o para as partes mais baixas do relevo (Hsu, 1989). Com a perda de silício a formação de óxidos é favorecida. Já nas partes mais baixas, a maior concentração de silício favorece sua recombinação com o alumínio e formação da caulinita (Antonello, 1983), e nos pontos de maior acúmulo pode haver neo-gênese de solução de filossilicatos 2:1 (Azevedo & Vidal-Torrado, 2009). Esse processo determina a existência de solos mais e menos intemperizados na mesma vertente. Além de íons e sedimentos minerais pode ocorrer o transporte de partículas e colóides orgânicos associados das zonas mais elevadas das encostas para as zonas intermediárias e inferiores, onde, por condições mineralógicas, morfológicas e geomorfológicas, o carbono derivado do material orgânico transportado pode ser estocado e estabilizado de forma mais efetiva (Santos & Vidal-Torrado, 1999; Santos et al., 2002).

As diferenças na química, mineralogia e morfologia dos diferentes solos originados pela evolução de uma vertente, determinam as diferenças existentes no estado de agregação, pois ao se alterar as unidades básicas dos agregados, os complexos organo-minerais, toda a macroestrutura e a relação hierárquica de ordenação são modificadas (Oades, 1984; Dexter, 1988; Duxbury et al., 1989; Munner & Oades, 1989; Oades & Waters, 1991; Ahl & Allen, 1996; Vrdoljack, 1998; Ferreira et al., 1999; Six et al; 2000; Six et al., 2002; Six et al., 2004). A teoria de hierarquização dos agregados, postulada inicialmente por Tisdall & Oades (1982), atribuí a existência de diferentes agentes agregantes para cada nível hierárquico, sendo os micro e macroagregados cimentados e estabilizados por diferentes atributos dos solos. No entanto, em solos muito intemperizados a hierarquia de agregação pode não ser definida como em solos mais jovens, devido ao forte efeito cimentante dos óxidos (Oades & Waters, 1991; Six et al., 2000), podendo resultar em conteúdos químicos, físicos e mineralógicos mais homogêneos nas diferentes classes de agregados. Essas

diferenças, sendo influenciadas pela idade do solo, podem ser detectadas ao longo de uma pedosequência, sendo a hierarquia menos definida nas zonas de topo onde predominam os Latossolos, enquanto que nos locais mais baixos das encostas, onde predominam solos mais jovens, a hierarquia de agregação é melhor definida .

Os agregados são importantes na manutenção da porosidade e aeração, no crescimento das plantas e da população microbiana, na infiltração de água e no controle dos processos erosivos (Oades, 1984; Dexter, 1988; Balesdent et al., 2000; Neves et al., 2006). Além disso, os agregados são fundamentais na manutenção dos estoques de carbono nos solos, pois a matéria orgânica é capaz de alterar sua proporção nos complexos organo-minerais de diferentes formas, afetando positivamente o processo de agregação (Christensen, 1992; Stevenson, 1994; Bayer & Mielniczuk, 2008). O aumento da proporção do carbono na composição dos complexos, assim como sua estabilidade, são características importantes quanto ao acúmulo de matéria orgânica em solos tropicais e subtropicais (Duxbury et al., 1989; Bayer, 2002). No entanto, a agregação pode ser fundamental na estabilização do carbono no solo a partir do mecanismo de oclusão física da matéria orgânica (Oades & Waters, 1991; Golchin et al., 1994). Esse processo é mais evidente em solos mais jovens, onde a própria condição química e a composição da fração argila permitem um maior arranjo dos complexos organo-minerais no encapsulamento dos fragmentos orgânicos, protegendo o material de sua completa decomposição (Rengasamy et al., 1984; Oades & Waters, 1991; Golchin et al., 1994; Six et al., 2000; Azevedo & Bonumá, 2004). Por sua vez, em solos mais intemperizados, a complexação dos compostos orgânicos pelos cátions metálicos da estrutura dos minerais tem sido citado como o mecanismo de destaque na estabilização do carbono, podendo também ocorrer processo de oclusão física por microagregação, embora de forma menos evidente (Dick et al., 1999; Dick et al., 2010). Os óxidos de ferro e alumínio de baixa cristalinidade têm sido considerados um importante atributo na estabilização do carbono na fração argila dos solos mais jovens ou em ambientes de microagregação, em função de sua alta área de superfície específica que propicia a formação de complexos organo-minerais estáveis e com alto conteúdo de carbono orgânico (Kämpf & Dick, 1984; Schwertmann et al., 1986; Dick et al., 1999).

A estabilidade dos agregados é variável para cada solo e para cada nível hierárquico em função dos diferentes agentes de estabilização para cada classe estrutural, sendo um importante aspecto na manutenção dessas propriedades nos solos (Oades, 1984; Dexter, 1988; Christensen, 1992; Six et al., 2000, Bayer 2002). Nos solos menos intemperizados a matéria orgânica tem sido citada como o principal agente agregante, enquanto que nos Latossolos há o efeito mais pronunciado da cimentação dos óxidos de ferro e alumínio (Six et al., 2000). Dessa forma, dentro de uma seqüência de evolução pedogenética haverá alteração nos níveis de estabilidade para os

solos e classes de agregados, assim como diferentes mecanismos de formação e estabilização dos agregados e de estabilização do carbono nos solos e nas classes.

O objetivo desse trabalho foi investigar a estabilidade de agregados e os mecanismos de estabilização do carbono em horizontes e classes de agregados de solos em distintos estágios de evolução pedogenética sobre basalto.

1.2 LITERATURA CITADA

- AB'SÁBER, A. N. Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte sub-superficial de cascalhos inhumados do Brasil oriental. Boletim do Instituto de Geologia e Geografia da Universidade Federal do Paraná – Curitiba – PR, Editora UFPR, 1962.
- AB'SÁBER, A. N. Megageomorfologia do Território Brasileiro. In: CUNHA, S. B. & GUERRA, J. T. Geomorfologia do Brasil. 7.ed. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, 2011. p.71-106.
- AHL, V. & ALLEN, F.H. Hierarchy theory. New York, Columbia University, 1996. 206p.
- ANTONELLO, L.L. Gênese de uma seqüência de solos de rochas alcalinas do maciço do Itatiaia, RJ. Mineralogia geoquímica e micromorfologia. Rio de Janeiro, Universidade Federal de Rio de Janeiro, 1983. 178p. (Tese de Doutorado).
- AZEVEDO, A. C. & BONUMÁ, A. S. Partículas Coloidais, dispersão e agregação e latossolos. Revista Ciência Rural, 34: 609-617, 2004.
- AZEVEDO, A. C. & VIDAL-TORRADO, P. Esmectita, vermiculita, minerais com hidróxi entrecamadas e clorita. In: MELO, V. F. & ALLEONI, L. R. F., eds. Química e Mineralogia do solo: Parte I – Conceitos básicos. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do solo, 2009. p.381-426.
- BALESDENT, J.; CHENU, C. & BALABANE, M. Relationship of soil organic matter dynamics to physical protection and tillage. Soil & Tillage Research, 53:215-230, 2000.
- BAYER, C. Stocks and humification degree of organic matter fractions as affected by no-tillage on a subtropical soil. Plant and Soil, 238:133-140, 2002.
- BAYER, C. & MIELNICZUK, J. Dinâmica e função da material orgânica. In: SANTOS, G.A.; SILVA, L.S.; CANELLAS, L.P.; CAMARGO, F.A.O., eds. Fundamentos da Matéria orgânica do solo. Ecossistemas tropicais e subtropicais. 2.ed. Porto Alegre, Genesis, 2008. p.7-16.
- BIGARELLA, J. J. & MOUSINHO, M. R. & SILVA, J. X. Considerações a respeito da evolução das vertentes. Boletim Paranaense de Geografia, n.16-17. Curitiba, Editora UFPR, 1965. p. 85-116.
- BIGARELLA, J. J. & MOUSINHO, M. R. Movimentos de massa no transporte de detritos e meteorização das rochas. Boletim Paranaense de Geografia, n.16-17, Curitiba, Editora UFPR, 1965. p. 43-84.
- BUOL, S.W.; HOLE, F.D. & McCRAKEN, R.J. Soil genesis and classification. 4. ed. Ames, Iowa State University Press, 1997. 527p.
- CARVALHO, W.A. Relações entre relevo e solos da bacia do Rio Capivara – município de Botucatu, SP. Botucatu, Universidade Estadual de São Paulo, 1981. 193p. (Tese de Livre

Docência)

- CHRISTENSEN, B.T. Physical fractionation of soil and organic matter in primary particle size and density separates. *Advances in Soil Science*, 20:2-76,1992.
- COELHO NETO, A. L. Hidrologia de encosta na interface com a geomorfologia. In: GUERRA, J. T. & CUNHA, S. B., Eds. *Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*. 2.ed. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, 1995. p. 93-148.
- CURCIO, G. R. Geologia, geomorfologia e pedologia. In: IAP - Instituto Ambiental do Paraná. *Interações dos meios bióticos e abióticos visando o re-ordenamento espacial da microbacia*. Curitiba, 2006. p.26-39.
- CURI, N. & FRANZMEIER, D.P. Toposequence of Oxisols from the Central Plateau of Brazil. *Soil Science Society of America Journal*, 48:341-346, 1984.
- DEXTER, A.R. Advances in characterization of soil structure. *Soils & Tillage Research*, 11:199-238, 1988.
- DICK, D. P.; BURBA, P. & HERZOG, H. Influence of extractant and soil type on molecular characteristics of humic substances from two brazilian soils. *Journal of Brazilian Chemical Society*, 10:140-145, 1999.
- DICK, D. P.; MARTINAZZO, R.; KNIKER, H.; ALMEIDA, P. S. G. Matéria orgânica em quatro tipos de solos brasileiros: composição química e sorção de atrazina. *Química Nova*, 33: 14-19, 2010.
- DUXBURY, J.J.; SMITH, M.S. & DORAN, J.W. Soil organic matter as a source and a sink of plant nutrients. In: COLEMAN, D.C.; OADES, J.M. & UEHARA, G., eds. *Dynamics of soil organic matter in tropical ecosystems*. Honolulu: University of Hawaii, 1989. p.33-67.
- FANNING, D.S. & FANNING, M.C.B. *Soil: morphology, genesis and classification*. New York, John Wiley, 1989. 395p.
- FERREIRA, M. M.; FERNANDES, B. & CURI, N. 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, 1999.
- GHIDIN, A.A.; MELO, V.F.; LIMA, V.C. & LIMA, J.M.J.C. Topossequências de Latossolos originados de rochas balsáticas no Paraná. I - Mineralogia da fração argila. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 30: 293-306, 2006.
- GOLCHIN, A.; OADES, J.M.; SKJEMSTAD, J.O. & CLARKE, P. Study of free and occluded particulate organic-matter in soils by solid-state ¹³C CP/MAS NMR- Spectroscopy and scanning electron-microscopy. *Australian Journal of Soil Research*, 32: 285-309, 1994.
- HSU, P.H. Aluminium oxides and oxyhydroxides. In: DIXON, J.B. & WEED, S.B., eds. *Minerals in soil environments*. 2.ed. Madison, Soil Science Society of America, 1989. p.331-378.
- JENNY, H. *Factors of soil formation*. 3.ed. New York, McGraw- Hill, 1994. 281p.
- KÄMPF, N. & DICK, D. Óxidos de ferro em Cambissolos Brunos no Rio Grande do Sul e Sul de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 8:183-188, 1984.
- KLEBER, M.; SOLLINS, P. & SUTTON, R. A conceptual model of organo-mineral interactions in soils: Self-assembly of organic molecular fragments into zonal structures on mineral surfaces. *Biogeochemistry*, 85:9-24, 2007.
- MUNNER, M.; OADES, J. M. The role of Ca-organic interactions in soil aggregate stability. III. Mechanisms and models. *Australian Journal of Soil Research*, 29:411-423, 1989.

- NAHON, D. B. Introduction to the petrology of soils and chemical weathering. New York, Wiley-Interscience, 1991. 313p.
- NEVES, C.S.V.J.; FELLER, C. & KOUAKOUA, E. Efeito do manejo do solo e da matéria orgânica em água quente na estabilidade de agregados de um Latossolo Argiloso. *Ciência Rural*, 36:1410–1415, 2006.
- OADES, J. M. Soil organic matter and structural stability: mechanisms and implications for management. *Plant and Soil*, 76: 319 -337, 1984.
- OADES, J.M. & WATERS, S.G. Aggregate hierarchy in soils. *Australian Journal of Soil Research*, 29: 815-828, 1991.
- PHILLIPS, J. D. Weathering instability and landscape evolution. *Geomorphology*, 67: 255-272, 2005.
- RENGASAMY, P.; GREEN, R.S.B.; FORD, G.W. The role of clay fraction in the particle arrangement and stability of soil aggregates- a review. *Clay Research*, 3:53-67, 1984.
- ROSOLEN, V. & HERPIN, U. Expansão dos solos hidromórficos e mudanças na paisagem: um estudo de caso na região Sudeste da Amazônia brasileira. *Acta Amazonica*, 38:483-490, 2008.
- SCHEIDEGGER, A.E. The instability principle in geomorphic equilibrium. *Geomorphology*, 27: 1-19, 1983.
- SCHWERTMANN, U.; KODAMA, H. & FISCHER, W. R. Mutual interactions between organics and iron oxides. In: HUANG, P. M.; SCHNITZER, M., eds. Interactions of soil minerals with natural organics and microbes. Madison, Soil Science Society of America: American Society of Agronomy, 1986. p.497-519.
- SILVA, A. C.; VIDAL-TORRADO, P; PÉREZ, M. G.; NETO, L. M. & VASQUEZ, F. M. Relações entre matéria orgânica do solo e declividade de vertentes em topossequência de Latossolos do Sul de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 31: 1059-1068, 2007.
- SILVA, A.C. & VIDAL TORRADO, P. Gênese dos Latossolos húmicos e sua relação com a evolução da paisagem numa área cratônica do Sul de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 23: 329-341, 1999.
- SILVA, A.C.; VIDAL TORRADO, P.; MACIAS VÁZQUEZ, F.; SAADI, A. Relações entre solos e paisagens no sul de Minas Gerais. *Geociências*, 21: 97-111, 2002.
- SIX, J.; PAUSTIAN, K.; ELLIOTT, E.T.; COMBRINK, C. Soil structure and organic matter: I. Distribution of aggregate-size classes and aggregate-associated carbon. *Soil Science Society of American Journal*, 64: 681-689, 2000.
- SIX, J., FELLER, C., DENEFF, K., OGLE, S.M. & SA, M.J.C. Soil organic matter, biota and aggregation in temperate and tropical soils: effects of no-tillage. *Agronomie*, 22: 755–775, 2002.
- SIX, J.; BOSSUYT, H.; DEGRYZE, S. & DENEFF, K. A history of research on the link between (micro)aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics. *Soil & Tillage Research*, 79: 7-31, 2004.
- STEVENSON, F.J. Humus chemistry: genesis, composition, reactions. 2.ed. New York, John Wiley, 1994. 496p.
- TISDALL, J.M. & OADES, J.M. Organic matter and water-stable aggregates in soils. *Journal of Soil Science*, 33:141-163, 1982.
- TURKINGTON, A.V.; PHILLIPS, J.D.; CAMPBELL, S.W. Weathering and landscape evolution.

Geomorphology, 67:1-6, 2005.

VILES, H.A. Scales issues in weathering studies. Geomorphology, 41 63-71, 2001.

VRDOLJACK, G.A. Ultramicroscopy of a Brazilian Oxisol. Berkeley: University of California, 1998.

CAPITULO II: GÊNESE, GRANULOMETRIA, QUÍMICA E MINERALOGIA DE SOLOS ORIGINADOS DE BASALTO

Autor: Daniel Hanke

Orientador: Prof. Dr. Jeferson Dieckow

Co-orientador: Prof. Dr. Vander de Freitas Melo

Co-orientador: Eng. Agrônomo, Dr. Itamar Antônio Bognola

Co-orientador: Prof^a. Dr^a. Fabiane Machado Vezzani

Co-orientador: Prof. Dr. Valmiqui Costa Lima

RESUMO

O relevo pode ser considerado o principal fator de formação do solo e de controle da distribuição de matéria no sistema, atuando diretamente no processo de evolução pedogenética. A morfologia da paisagem determina, em uma mesma condição climática e litológica, solos em diferentes estágios de evolução pedogenética e possivelmente com distintos conteúdos granulométricos, químicos e mineralógicos, assim como distintos teores de e características da matéria orgânica. O objetivo do trabalho foi avaliar a relação entre estágio de evolução pedogenética e características granulométricas, químicas, mineralógicas e orgânicas de solos em posições de encosta patamarizada e convexada sobre rocha basáltica. O trabalho foi desenvolvido sobre quatro solos em distintos estágios de evolução pedogenética, localizados no município de Londrina/ PR e Cândido Mota/ SP. Os solos estudados foram: 1 - Latossolo Vermelho Acriférrico típico (Latosolo af), 2 – Latossolo Vermelho Eutroférrico típico (Latosolo ef), 3 – Nitossolo Vermelho Eutroférrico típico (Nitossolo) e 4 – Chernossolo Argilúvico Férrico típico (Chernossolo), de onde foram coletados monólitos indeformados, de aproximadamente 2 dm³ (em cinco replicatas) dos horizontes superficiais e sub-superficiais através da abertura de trincheiras. Foram realizadas análises químicas de rotina, análise de carbono orgânico total e nitrogênio total por combustão seca, análises granulométricas, análises mineralógicas de identificação por difratometria de raio-X (DRX) e quantificação dos teores de óxidos de ferro e alumínio totais por extração sequencial com ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) e os teores de óxidos de ferro e alumínio de baixa cristalinidade por extração com oxalato de amônio (OA). Os Latossolos apresentaram maiores teores de argila, de óxidos de ferro e alumínio totais e de alta cristalinidade, enquanto que o Chernossolo, localizado em posição mais baixa das encostas, apresentou maior teor de carbono orgânico total, nitrogênio total, retenção de cátions, atividade da argila e óxidos de ferro e alumínio de baixa cristalinidade, tendo o Nitossolo apresentado valores intermediários. Sobre um mesmo material de origem e sob uma mesma condição climática, a evolução dos solos é determinada pela dinâmica da paisagem, sendo as formas e posições de relevo os principais fatores pedogenéticos capazes de originar a diferenciação pedológica.

Palavras-chave: pedossequência; gênese; mineralogia; matéria orgânica.

CHAPTER II: GENESIS, TEXTURE, CHEMICAL AND MINERALOGY OF SOILS DEVELOPED OF BASALT

Author: Daniel Hanke

Advisor: Prof. Dr. Jeferson Dieckow

Co- Advisor: Prof. Dr. Vander de Freitas Melo

Co- Advisor: Eng. Agrônomo, Dr. Itamar Antônio Bognola

Co- Advisor: Prof^a. Dr^a. Fabiane Machado Vezzani

Co- Advisor: Prof. Dr. Valmiqui Costa Lima

ABSTRACT

The relief may be considered the main factor of soil formation and of the control the distribution of matter in the system, acting directly in the process of pedogenetic evolution. The morphology of the landscape determines, in the same lithological and climatic conditions, soils at different stages of pedogenetic evolution and possibly with different granulometric content, chemical and mineralogical, as well as different contents and characteristics of organic matter. The objective of this study was to evaluate the relationship between stage of evolution and pedogenetic and the textural characteristics, chemical, mineralogical and organic matter in positions on convex and patamarizad slopes on basalt. The study was conducted on four soils located in Londrina/PR and Candido Mota/SP: 1 - Acric Red Oxisol (Latossolo af) 2 - Eutrophic Red Oxisol (Latossolo ef) 3 - Eutrophic Red Alfisol (Nitossolo) and 4 – Ferric Argiluvic Chernosol (Chernossolo), from which they were collected indeformed monoliths, about 2 dm³ (five replicates) of soil surface and sub-surface by trenching. Were performed routine chemical analysis, total organic carbon and total nitrogen by dry combustion, particle size analysis, identification mineralogical analysis by X-ray diffraction (XRD) and quantification of the contents of total iron oxides by sequential extraction with dithionite-citrate-bicarbonate (DCB) and the contents of low crystallinity iron oxides by extraction with ammonium oxalate (AO). The Oxisols showed higher contents of clay, and total iron oxides and high crystallinity oxides, while the Chernossolo, located in the lowest position of the slope, had higher total organic carbon content, total nitrogen, retention of cations, activity clay, and oxides of iron and aluminum amorphous, and the Nitossolo showed intermediate values. About the same source material and climatic conditions, the evolution of soils is determined by the dynamics of the landscape, and the shapes and positions of the slope the relevant factors that can lead to pedological differentiation.

Keywords: toposequence; genesis; mineralogy; organic matter.

2.1 INTRODUÇÃO

O relevo pode ser considerado o principal fator de formação do solo e de controle da distribuição de matéria no sistema (Silva et al., 2007), atuando diretamente no processo de evolução mineralógica e na formação de características morfológicas próprias. O estudo da morfologia da paisagem tem facilitado o entendimento da pedogênese, assim como da conexão entre os fluxos de energia e matéria entre as diferentes posições e compartimentos existentes. O grau de humificação e as taxas de acúmulo da matéria orgânica também se correlacionam com a declividade do terreno e com as posições da paisagem (Buol et al., 1997; Curi & Franzmeier, 1984; Silva & Vidal Torrado, 1999; Silva et al., 2002).

Em uma seqüência pedológica produzida sobre um mesmo material de origem passam a existir pontos onde o desenvolvimento pedogenético é mais intenso e o processo de dessilicação e de envelhecimento da paisagem são predominantes, enquanto que em outras posições, de maior declividade e em zonas mais baixas das encostas, passa a predominar o processo de rejuvenescimento dos solos (Bigarella et al., 1965; Fanning & Fanning, 1989; Ab'Sáber, 2011). Em uma mesma pedosseqüência podem co-existir pontos de dissipação de matéria por intensa ação do intemperismo, assim como sítios de recepção das zonas dispersantes (Curcio, 2006).

Dessa forma, além de íons e sedimentos minerais pode ocorrer o transporte de partículas e colóides orgânicos das zonas mais elevadas das encostas para as zonas intermediárias e inferiores, onde, por condições mineralógicas, morfológicas e geomorfológicas, o carbono derivado do material orgânico transportado pode ser estocado e estabilizado de forma mais efetiva. Geralmente, para cada grupo geológico específico, que se encontra acomodado no interior de uma determinada macro-formação lito-estrutural, existem formas padrões que se repetem sobre o terreno de ocupação (Almeida, 2004; Brito-Neves, 2004), onde se desenvolvem pedosseqüências únicas e características.

Intensa atividade magmática ocorreu na bacia do Paraná durante a era Mesozóica, ocasionando os vastos derramamentos de lava basáltica que recobrem boa parte da região sul do Brasil (Bartorelli, 2004; Marques & Ernesto, 2004). As rochas originadas desse processo sofreram, durante milhões de anos, intensa esculturalização pela ação da chuva e dos padrões fluviais que são conduzidos pelo sistema de rifteamentos continentais originados de atividades orogênicas e tectônicas do passado. Sobre o grupo São Bento da Formação geológica Serra Geral, de natureza estritamente basáltica, se forma basicamente dois tipos de padrões geomorfológicos de paisagem: o patamarizado que é originado de esculturalização mais intensa por ação de padrões de leitos fluviais de maior energia, ocasionando o recuo da linhas das escarpas que progridem de forma desigual devido ao desgaste diferencial de cada derrame basáltico, dando origem a um conjunto seqüencial

de patamares estruturais; e o padrão convexo que está associado a esculturalização menos intensa, por ação de padrões fluviais de baixa energia (Bartorelli, 2004; Curcio, 2006).

Sobre esses dois padrões desenvolvem-se pedossequências características na formação basáltica de toda a bacia do Paraná, com ocorrência expressiva de solos bem desenvolvidos como os Latossolos Vermelhos e Nitossolos Vermelhos que ocupam a maior parte das rampas patamarizadas e a totalidade das rampas convexadas, e Neossolos Litólicos e Regolíticos nas formações escarpas das rampas patamarizadas, podendo, em situações bastante específicas, haver o desenvolvimento de rampas coluvionais onde podem ocorrer os Chernossolos Férricos (Maack, 1981; Guerra, 1993; Curcio, 2006).

A morfologia da paisagem determina, em uma mesma condição climática e litológica, solos em diferentes estágios de evolução pedogenética e possivelmente com distintos conteúdos granulométricos, químicos e mineralógicos e de teores e características da matéria orgânica. O objetivo do trabalho foi avaliar a relação entre estágio de evolução pedogenética e características granulométricas, químicas, mineralógicas e orgânicas de solos sobre basalto.

2.2 MATERIAL E MÉTODOS

2.2.1 Coleta e preparo das amostras de solo

O trabalho foi desenvolvido em quatro solos em distintos estágios de evolução pedogenética, localizados no município de Londrina/ PR e Cândido Mota/ SP. A área pertence ao domínio geológico da bacia do Paraná, sendo os solos derivados de rocha basáltica do derrame do Trapp, Grupo São Bento, do período Jurássico-Cretáceo da era Mesozóica. De acordo com a classificação de Köppen, o clima da região é do tipo Cfa, clima subtropical úmido com chuvas em todas as estações, podendo ocorrer secas no período de inverno. A temperatura média do mês mais quente é, geralmente, superior a 25,5 °C e a do mês mais frio, inferior a 16,4 °C (Maack, 1981).

Os solos estudados foram: i) Latossolo Vermelho Acriférrico típico (Latossolo af); ii) Latossolo Vermelho Eutroférrico típico (Latossolo ef); iii) Nitossolo Vermelho Eutroférrico típico (Nitossolo); e iv) Chernossolo Argilúvico Férrico típico (Chernossolo). O primeiro solo foi amostrado em encosta de padrão convexo e os demais em padrão patamarizado. Informações sobre a localização dos solos e características dos horizontes estão na Tabela 2.1 e Figura 2.1.

Em cada solo foi aberto uma trincheira e amostras indeformadas em blocos de aproximadamente 2 dm³ foram manual e cuidadosamente coletados em cinco replicatas, tanto para

Tabela 2.1. Características dos locais de amostragem e horizontes.

Solo	Local	Uso	Coordenadas	Altitude	Relevo ⁽¹⁾	Horizonte	Profundidade	Cor Úmida
Latossolo af	Cândido Mota/SP	Plantio Direto Cana-de-açúcar	22°44'01"S 50°21'09"W	583 m	P - SO	A	0-10cm	1 YR 3/3
						Bw	83-90 cm	10 R 3/4
Latossolo ef	Londrina – Guaravera/PR	Plantio Direto - Milho	23°32'25"S 51°10'39"W	592 m	SO - O	A	0-10cm	1,5 YR 3/4
						Bw	90-97 cm	1 YR 3/4
Nitossolo	Londrina – Guaravera/PR	Pastagem / Revegetação natural	23°32'25"S 51°10'39"W	547 m	O - FO	A	0-10cm	4YR3/3
						Bt	70-77 cm	2,5YR 3/5
Chernossolo	Londrina – Maravilha/PR	Cultivo mínimo florestal - eucalipto	23°23'30"S 51°11'05"W	566 m	FO	A	0-10cm	5YR 3/4
						Bt	57-64 cm	4YR 3/3

⁽¹⁾ P: plano; SO: suave – ondulado; O: ondulado; FO: forte – ondulado.

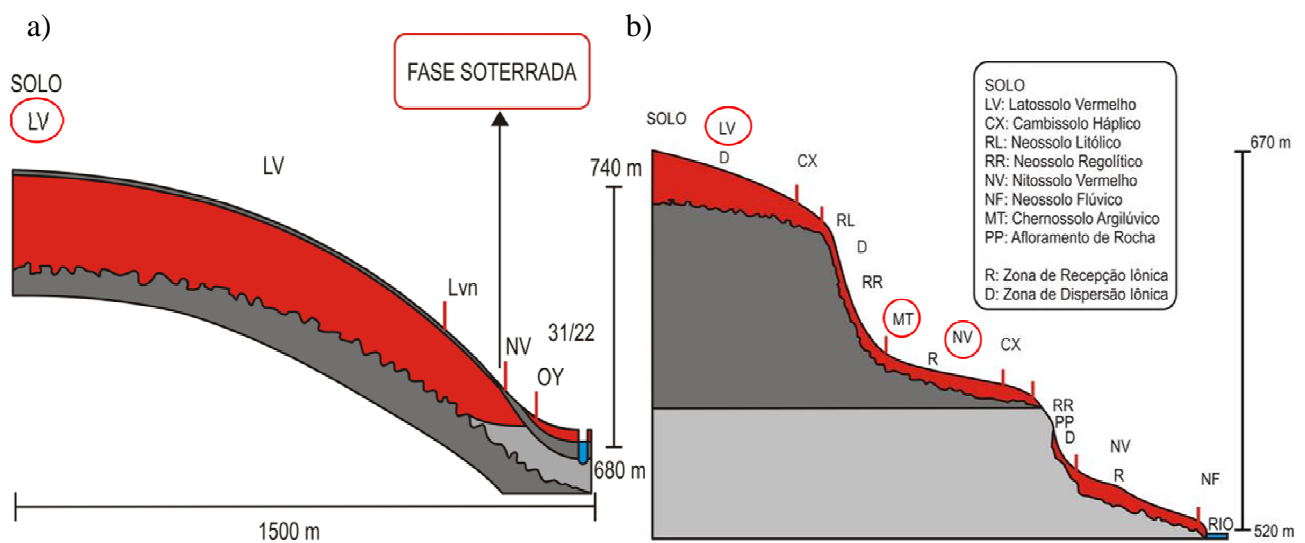


Figura 2.1. Representação esquemática da pedossequência a) convexada e b) patamarizada da Formação Serra Geral. Adaptado de Curcio (2006).

o horizonte superficial como o sub-superficial. As amostras foram acondicionadas em sacos plásticos e transportadas em recipientes de isopor.

As amostras dos horizontes foram gentilmente destorroadas ainda com a umidade de campo, secadas ao ar, passadas em peneira de malha de 2,00 mm (terra fina seca ao ar – TFSA) e acondicionadas em potes plásticos.

2.2.2 Análise granulométrica, química e de carbono e nitrogênio

Uma alíquota de 20 g de TFSA foi transferida para erlenmeyer de 250 mL. Após a adição de 20 mL de NaOH 1 mol L⁻¹ e 100 mL de água deionizada, o recipiente foi fechado com rolha de borracha e submetido a agitação mecânica horizontal orbital por aproximadamente 15 horas. A fração areia foi separada em peneira de malha de 0,053 mm e as frações silte e argila separadas por sedimentação segundo a Lei de Stokes. A quantificação das frações granulométricas foi realizada conforme o método da pipeta, segundo a descrição proposta por Gee & Bauder (1986).

As análises químicas foram realizadas segundo Marques & Motta (2003). Os teores de Ca⁺², Mg⁺² e Al⁺³ foram extraídos por KCl 1 mol L⁻¹, sendo o Al⁺³ determinados a partir de titulação NaOH 1 mol L⁻¹ e o Ca⁺² e Mg⁺² por espectrometria de absorção atômica por chama. Após extração com solução Melich-1, o K⁺ foi determinado por fotometria de chama e o P por colorimetria. O pH foi determinado em água na proporção 1:1, solução de KCl 1 mol L⁻¹, solução de CaCl₂ 0,01 mol L⁻¹ e solução SMP.

Para a quantificação do teor de carbono orgânico total (COT) e nitrogênio total (NT), uma alíquota de aproximadamente 1 g de TFSA foi moída até passar em peneira 0,2 mm. Posteriormente, em torno de 20 mg de amostra foi submetida a combustão seca em analisador elementar Vario El III – elementar[®].

2.2.3 Análise mineralógica

Uma alíquota de 15 g de TFSA foi transferida para um béquer (200 ml), adicionada uma pequena quantidade de peróxido de hidrogênio - H₂O₂ (30 volumes) e submetida a banho-maria a 70 °C. Com o término da efervescência, o excesso de peróxido foi evaporado até formar um resíduo seco (Gee & Bauder, 1986). Este procedimento teve a função de eliminar os compostos orgânicos presentes na amostra.

Os minerais das frações areia, silte e argila foram identificados por difratometria de raio X (DRX), através do uso de difratômetro Philips PW1050/70. Para minerais 2:1 presentes da fração

argila do Chernossolo, foi realizada da análise de expansividade por tratamentos nas amostras deferrificadas, conforme descrito por Whittig & Allardice, (1986).

Os teores de óxidos de ferro e alumínio da fração argila foram determinados pelo método de extração por ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) – em cinco extrações sequenciais (Mehra e Jackson, 1960), enquanto que os teores de óxidos de ferro e alumínio de baixa cristalinidade foram determinados pelo método de extração por oxalato de amônio (OA), descrito por McKeague (1978). Para esses procedimentos utilizou-se somente a fração argila.

A substituição isomórfica (SI) de Fe^{+3} por Al^{+3} na estrutura da hematita e goethita foi estimada pela posição dos picos desses minerais em amostras submetidas a extração de caulinita e gibbsita por NaOH 5 mol L^{-1} a 250 °C em banho-de-areia por 2 horas. A posição dos picos de NaCl (halita), em cada amostra, foi utilizada para corrigir as distorções instrumentais da hematita e goethita. A substituição isomórfica na goethita foi estimada a partir da formula proposta por Shulze (1984), enquanto que para a estimativa da substituição isomórfica na hematita foi utilizada a formula de Schwertmann et al. (1979).

A relação entre goethita (Gt) e hematita (Hm) ($R = \text{Gt}/\text{Gt} + \text{Hm}$) foi estimada com base na área dos picos dos minerais, segundo Torrent & Cabedo (1986). O diâmetro médio do cristal (DMC) da hematita e goethita foi calculado a partir da largura a meia altura (LMH) das reflexões (104) e (110) da hematita e (110) da goethita, utilizando a equação de Scherrer (Klug & Alexander, 1954), re-ajustada por Melo et al. (2001).

Para determinação dos valores de superfície específica (SE) da hematita e da goethita utilizou-se o DMC e pressupondo a forma geométrica dos minerais com base em dados de literatura. Para a goethita, admitiu-se o formato isodimensional (Schwertmann & Kämpf, 1985; Fontes & Weed, 1991). Então, utilizou-se no cálculo a forma geométrica da esfera com diâmetro igual ao DMC (110). Para a hematita, foi considerado o formato de placas circulares, de acordo com observações de Schwertmann et al. (1979), Schwertmann & Latham (1986), Fontes & Weed (1991) e Netto (1996). No cálculo, utilizou-se a forma geométrica do cilindro, com diâmetro igual ao DMC (110) e altura igual ao DMC (001), sendo $\text{DMC (001)} = \text{DMC (104)} \times \cos 38,3^\circ$, onde este é o ângulo entre os planos (001) e (104) da hematita (Netto & Fontes, 1995). O DMC da gibbsita e da caulinita foi calculado a partir da LMH das reflexões (002) e (001), respectivamente, utilizando-se NaCl como padrão interno para obtenção do valor de β (Melo et.al., 2001 ab). De maneira análoga aos óxidos de ferro, o DMC foi obtido pela equação de Scherrer.

2.2.4 Análise estatística

Os resultados obtidos foram submetidos a: i) análise estatística descritiva de desvio padrão (considerando as 5 replicatas de amostra para cada horizonte); ii) regressão linear entre as variáveis analisadas; iii) correlação simples de Pearson e; iv) análise multivariada de componentes principais (ACP).

2.3 RESULTADOS

2.3.1 Granulometria

Os teores de argila nos horizontes superficial e sub superficial foram, em g kg^{-1} , maiores no Latossolo af (704 e 831), seguido pelo Latossolo ef (704 a 773), intermediários em Nitossolo (560 a 674) e menores em Chernossolo (439 a 655) (Tabela 2.2). Houve uma clara tendência do Latossolo af e Latossolo ef apresentarem menores teores de silte ao longo dos dois horizontes (236 a 122 e 239 a 200 g kg^{-1} , respectivamente) em relação ao Nitossolo (392 a 283 g kg^{-1}) e ao Chernossolo (434 a 228 g kg^{-1}). A relação silte/argila, no geral, tendeu a aumentar na ordem Latossolo af < Latossolo ef < Nitossolo < Chernossolo (Tabela 2.2).

O gradiente textural foi mais expressivo no Chernossolo (1,51), que apresentou menor teor de argila no horizonte A (439 g kg^{-1}) em relação ao horizonte B (655 g kg^{-1}) (Tabela 2.2), sendo suficiente para o desenvolvimento de um caráter argilúvico nesse perfil.

2.3.2 Carbono orgânico total, nitrogênio total e relação C/N

O teor de COT no horizonte superficial foi maior no Chernossolo (34,3 g kg^{-1}), seguido pelo Nitossolo (31,0 g kg^{-1}), e menor no Latossolo ef e Latossolo af (22,2 e 21,6 g kg^{-1} , respectivamente) (Tabela 2.2). No horizonte sub-superficial, o teor de COT foi maior no Nitossolo (16,3 g kg^{-1}), seguido pelo Chernossolo (13,4 g kg^{-1}), e menor no Latossolo af e Latossolo ef (8,2 e 5,8 g kg^{-1} , respectivamente).

O teor de NT acompanhou a mesma tendência do COT, sendo, no horizonte superficial, maior no Chernossolo (3,2 g kg^{-1}), seguido pelo Nitossolo (2,9 g kg^{-1}), e menor no Latossolo ef e Latossolo af (2,1 e 1,7 g kg^{-1} , respectivamente) (Tabela 2.2). Em sub-superfície, o teor de NT foi maior no Nitossolo (1,8 g kg^{-1}), seguido pelo Chernossolo (1,6 g kg^{-1}), e menor no Latossolo af e Latossolo ef (0,9 e 0,5 g kg^{-1}).

Tabela 2.2. Características granulométricas e químicas dos horizontes superficial e sub-superficial de quatro solos de uma seqüência de evolução pedogenética, Londrina/PR e Cândido Mota/ SP.

Atributo	Latossolo af		Latossolo ef		Nitossolo		Chernossolo	
	A	Bw	A	Bw	A	Bt	A	Bt
Argila	704 ± 1	831 ± 2	704 ± 2	773 ± 2	561 ± 2	674 ± 6	439 ± 3	655 ± 3
Silte	236 ± 2	122 ± 2	239 ± 2	200 ± 2	392 ± 1	284 ± 6	434 ± 4	228 ± 3
Areia Fina	30 ± 1	31 ± 1	36 ± 1	22 ± 1	29 ± 1	21 ± 0	66 ± 2	42 ± 2
Areia Média	30 ± 1	16 ± 0	21 ± 1	5 ± 0	18 ± 1	21 ± 1	61 ± 1	75 ± 1
Areia Total	60 ± 2	47 ± 1	57 ± 1	27 ± 1	47 ± 1	42 ± 1	126 ± 2	117 ± 1
Silte/Argila	0,33 ± 0,03	0,14 ± 0,02	0,33 ± 0,02	0,25 ± 0,01	0,69 ± 0,02	0,42 ± 0,02	0,30 ± 0,03	0,34 ± 0,02
COT ⁽¹⁾	21,6 ± 0,1	8,2 ± 0,1	22,2 ± 0,1	5,8 ± 0,0	31 ± 0,2	16,3 ± 0,2	34,3 ± 0,2	13,4 ± 0,1
NT ⁽²⁾	1,7 ± 0,1	0,9 ± 0,0	2,1 ± 0,0	0,5 ± 0,0	2,9 ± 0,1	1,8 ± 0,0	3,2 ± 0,0	1,6 ± 0,0
C/N	12,7 ± 0,0	9,1 ± 0,0	10,6 ± 0,0	11,6 ± 0,0	10,7 ± 0,0	9,1 ± 0,0	10,7 ± 0,0	8,4 ± 0,0
pH H ₂ O	6,2 ± 0,0	5,2 ± 0,0	6 ± 0,0	5,2 ± 0,0	5,9 ± 0,0	6,7 ± 0,0	6,8 ± 0,0	6,7 ± 0,0
pH CaCl ₂	5,6 ± 0,0	5,3 ± 0,0	5,1 ± 0,0	4,9 ± 0,0	4,9 ± 0,0	5,8 ± 0,0	5,9 ± 0,0	5,8 ± 0,0
pH KCl	4,3 ± 0,0	5,3 ± 0,0	4,8 ± 0,0	4 ± 0,0	4,3 ± 0,0	5,3 ± 0,0	5,4 ± 0,0	5,3 ± 0,0
pH SMP	5,7 ± 0,0	6,6 ± 0,0	6,2 ± 0,0	5,7 ± 0,0	5,8 ± 0,0	6,8 ± 0,0	6,4 ± 0,0	6,5 ± 0,0
Al ³⁺	0,0 ± 0,0	0,0 ± 0,0	0,0 ± 0,0	0,0 ± 0,0	0,0 ± 0,0	0,0 ± 0,0	0,0 ± 0,0	0,0 ± 0,0
H ⁺ + Al ³⁺	3,4 ± 0,0	3,2 ± 0,0	4,3 ± 0,0	5,8 ± 0,0	5,8 ± 0,0	2,7 ± 0,0	3,7 ± 0,0	3,4 ± 0,0
Ca ⁺²	3,2 ± 0,0	1,1 ± 0,0	5,5 ± 0,0	4,1 ± 0,0	5,9 ± 0,0	9,8 ± 0,0	18,9 ± 0,0	13,4 ± 0,0
Mg ⁺²	1,3 ± 0,0	0,3 ± 0,0	1,8 ± 0,0	1,4 ± 0,0	1,6 ± 0,0	2,3 ± 0,0	6,7 ± 0,0	4,9 ± 0,0
K ⁺	0,30 ± 0,01	0,11 ± 0,01	0,47 ± 0,00	0,33 ± 0,0	0,60 ± 0,00	0,61 ± 0,01	1,41 ± 0,02	0,96 ± 0,01
Na ⁺	0,0 ± 0,0	0,0 ± 0,0	0,1 ± 0,0	0,0 ± 0,0	0,0 ± 0,0	0,1 ± 0,0	0,1 ± 0,0	0,0 ± 0,0
P-Melich	13,2 ± 0,0	0,4 ± 0,0	12,0 ± 0,0	3,0 ± 0,0	3,0 ± 0,0	1,2 ± 0,0	56,7 ± 0,0	3,0 ± 0,0
CTC ⁽³⁾ efetiva	4,8 ± 0,0	1,5 ± 0,0	7,8 ± 0,0	5,8 ± 0,0	8,2 ± 0,0	12,7 ± 0,0	27,1 ± 0,1	19,2 ± 0,0
CTC Potencial	8,2 ± 0,0	4,8 ± 0,0	12,1 ± 0,0	11,6 ± 0,0	14,0 ± 0,0	15,4 ± 0,0	30,8 ± 0,1	22,6 ± 0,0
V% ⁽⁴⁾	52,8 ± 0,0	32,9 ± 0,0	64,3 ± 0,0	50,0 ± 0,0	58,5 ± 0,0	82,5 ± 0,0	88,0 ± 0,0	84,9 ± 0,0
RC ⁽⁵⁾	3,3 ± 0,0	1,3 ± 0,0	5,5 ± 0,0	4,5 ± 0,0	4,6 ± 0,0	8,6 ± 0,0	11,9 ± 0,0	12,6 ± 0,0
Atividade da argila	6,7 ± 0,0	1,9 ± 0,0	11,0 ± 0,0	7,5 ± 0,1	14,6 ± 0,1	18,9 ± 0,3	61,7 ± 0,3	29,3 ± 0,2
Fe ₂ O ₃ DCB ⁽⁶⁾	191,3 ± 2,6	207,4 ± 3,3	169,4 ± 2,9	175,8 ± 2,4	102,5 ± 1,4	121,7 ± 1,2	85,6 ± 1,3	104,5 ± 1,3
Fe ₂ O ₃ OA ⁽⁷⁾	2,8 ± 0,1	2,5 ± 0,0	3,9 ± 0,0	3,5 ± 0,0	12,3 ± 0,01	3,6 ± 0,2	15,8 ± 1,3	6,3 ± 0,5
Fe ₂ O ₃ cristalino ⁽⁸⁾	188,5 ± 2,2	204,9 ± 3,0	165,5 ± 2,7	172,3 ± 2,3	90,3 ± 1,2	118,0 ± 1,2	69,8 ± 1,0	98,2 ± 1,0
Hematita	199,0 ± 0,0	213,1 ± 0,0	165,8 ± 0,0	175,6 ± 0,0	77,2 ± 0,0	111,6 ± 0,0	54,9 ± 0,0	98,8 ± 0,0
Goethita	0,0 ± 0,0	0,0 ± 0,0	15,0 ± 0,0	7,5 ± 0,0	18,5 ± 0,0	16,8 ± 0,0	21,9 ± 0,0	12,6 ± 0,0
Fe ₂ O ₃ OA/ Fe ₂ O ₃ DCB ⁽⁹⁾	0,01 ± 0,0	0,01 ± 0,0	0,02 ± 0,0	0,02 ± 0,0	0,12 ± 0,0	0,03 ± 0,0	0,18 ± 0,0	0,06 ± 0,0
R Gt/(Gt+Hm) ⁽¹⁰⁾	-	-	0,08 ± 0,0	0,04 ± 0,0	0,19 ± 0,0	0,13 ± 0,0	0,28 ± 0,0	0,11 ± 0,0

⁽¹⁾COT: carbono orgânico total obtido por combustão seca; ⁽²⁾ NT: nitrogênio total obtido por combustão seca; ⁽³⁾CTC: capacidade de troca catiônica; ⁽⁴⁾V%: saturação por bases; ⁽⁵⁾RC: retenção de cátions; ⁽⁶⁾Fe₂O₃ DCB: óxidos de ferro extraídos por DCB; ⁽⁷⁾Fe₂O₃ OA: óxidos de ferro de baixa cristalinidade extraídos por OA; ⁽⁸⁾Fe₂O₃ Cristalino: óxidos de ferro de alta cristalinidade obtidos pela diferença entre Fe₂O₃ DCB e Fe₂O₃ OA; ⁽⁹⁾ Fe₂O₃ OA/ Fe₂O₃ DCB: relação - óxidos de ferro de baixa cristalinidade / óxidos de ferro total; ⁽¹⁰⁾ R Gt/(Gt+Hm): relação goethita / hematita.

A relação C/N no horizonte superficial variou de 10,6 no Latossolo ef à 12,7 no Latossolo af. Para o horizonte sub-superficial os valores variaram de 8,4 no Chernossolo à 11,6 no Latossolo ef (Tabela 2.2). Com exceção de Latossolo ef, foi observado um decréscimo nas relações C/N em profundidade.

2.3.3 Atributos químicos

O teor de Al^{+3} foi nulo nos horizontes de todos os solos (Tabela 2.2). O teor de Ca^{+2} , Mg^{+2} e K^{+} , CTC efetiva e potencial, saturação de bases, a retenção de cátions e a atividade da argila, tanto do horizonte superficial como sub-superficial, foram superiores no Chernossolo, decresceram no Nitossolo e foram inferiores nos Latossolos. O Chernossolo também apresentou o maior teor de P, tanto em superfície como em subsuperfície (Tabela 2.2).

2.3.4 Mineralogia

O mineral mais abundante nas frações areia e silte foi o quartzo, presente em todos os horizontes estudados (Tabela 2.3). Nessas frações também foram observados minerais primários em associação com o quartzo (mica e feldspato). Caulinita, hematita e óxidos de baixa cristalinidade ocorreram na fração argila de todos os horizontes estudados (Tabela 2.3). Não foi observada ocorrência de goethita no Latossolo af e gibbsita no Chernossolo. A intensidade dos picos de gibbsita decresceu na ordem Latossolo af > Latossolo ef > Nitossolo (dados não apresentados). A esmectita teve ocorrência somente no Chernossolo (Tabela 2.3).

O teor de óxidos de ferro pedogenético (Fe_2O_3 DCB) variou de 85,6 $g\ kg^{-1}$ no Chernossolo A a 207,4 $g\ kg^{-1}$ no horizonte Bw do Latossolo af, apresentando uma tendência de incremento no sentido Chernossolo < Nitossolo < Latossolo ef < Latossolo af (Tabela 2.2). O ferro cristalino (Fe_2O_3 cristalino) seguiu uma mesma tendência (Tabela 2.2), porém tendência contrária foi observada para goethita, relação $Gt/(Gt + Hm)$, Fe_2O_3 OA e relação Fe_2O_3 AO/ Fe_2O_3 DCB (Tabela 2.2). O diâmetro médio do cristal (DMC) da hematita (104 e 110) variou de 31,16 nm no Latossolo ef BW a 56,42 nm no Latossolo af Bw, e 31,96 nm no Chernossolo Bt a 49,88 nm no Latossolo af Bw, respectivamente (Tabela 2.4). O DMC da goethita (110) variou de 20,28 nm no Latossolo ef Bw a 23,68 nm no Chernossolo Bt. A área de superfície específica (ASE) da hematita variou de 23,83 $m^2\ g^{-1}$ no Latossolo af Bw a 37,42 $m^2\ g^{-1}$ no Latossolo ef Bw. A ASE da goethita variou de 57,99 $m^2\ g^{-1}$ no Chernossolo Bt a 67,69 $m^2\ g^{-1}$ no Latossolo ef Bw.

Tabela 2.3. Principais minerais ocorrentes nas frações granulométricas identificados por difratometria de raio-X

Solos	Frações	Quartzo	Mica	Feldspato	Caulinita	Hematita	Goethita	Gibbsite	Clorita	Esmectita
Latossolo af A	Areia	x								
	Silte	x	x	x						
	Argila	x			x	x		x		
Latossolo af Bw	Areia	x								
	Silte	x	x							
	Argila	x			x	x		x		
Latossolo ef A	Areia	x	x							
	Silte	x								
	Argila				x	x	x	x		
Latossolo ef Bw	Areia	x	x							
	Silte	x								
	Argila	x			x	x	x	x		
Nitossolo A	Areia	x	x	x						
	Silte	x								
	Argila	x			x	x	x	x		
Nitossolo Bt	Areia	x	x	x						
	Silte	x								
	Argila	x			x	x	x	x		
Chernossolo A	Areia	x	x							
	Silte	x	x	x						
	Argila	x	x		x	x	x		x	X
Chernossolo Bt	Areia	x	x	x						
	Silte	x	x	x						
	Argila	x	x		x	x	x		x	X

Os valores de SI na hematita variaram de 13,41 mmol mol⁻¹ no Latossolo ef Bw a 34,77 mmol mol⁻¹ no Chernossolo A, e na goethita de 39,91 mmol mol⁻¹ no Latossolo ef A a 164,0 mmol mol⁻¹ no Latossolo ef Bw (Tabela 2.4).

O diâmetro médio do cristal (DMC) da hematita (104 e 110) variou de 31,16 nm no Latossolo ef BW a 56,42 nm no Latossolo af Bw, e 31,96 nm no Chernossolo Bt a 49,88 nm no Latossolo af Bw, respectivamente (Tabela 2.4). O DMC da goethita (110) variou de 20,28 nm no Latossolo ef Bw a 23,68 nm no Chernossolo Bt. A área de superfície específica (ASE) da hematita variou de 23,83 m² g⁻¹ no Latossolo af Bw a 37,42 m² g⁻¹ no Latossolo ef Bw. A ASE da goethita variou de 57,99 m² g⁻¹ no Chernossolo Bt a 67,69 m² g⁻¹ no Latossolo ef Bw. Por sua vez os valores de SI na hematita variaram de 13,41 mmol mol⁻¹ no Latossolo ef Bw a 34,77 mmol mol⁻¹ no Chernossolo A, e na goethita de 39,91 mmol mol⁻¹ no Latossolo ef A a 164,0 mmol mol⁻¹ no Latossolo ef Bw (Tabela 2.4).

O valor da distância interplanar na direção (001) - d (001) – da caulinita variou de 7,069 Å no Chernossolo A a 7,289 Å no Nitossolo A (Tabela 2.5). O DMC variou de 9,06 nm no Nitossolo A a 16,97 nm no Latossolo af Bw, apresentando para cada solo, aumento em profundidade. O número médio de camadas (NMC) variou de 12,59 no Nitossolo A a 23,56 em Latossolo af Bw (Tabela 2.5).

O valor da distância interplanar na direção (002) - d (002) - da gibbsita variou de 4,344 Å no Latossolo ef Bw a 4,374 Å no Latossolo af A. O DMC variou de 20,14 nm no Latossolo af Bw a 23,14 nm no Latossolo ef A (Tabela 2.6).

2.4 DISCUSSÃO

2.4.1 Granulometria

O maior teor de argila nos Latossolos (Tabela 2.2) é devido ao fato desses solos serem mais intemperizados, pois ocupam posições planas a suave onduladas de relevo, o que permite o maior desenvolvimento do perfil, reduzindo assim as proporções de frações mais grosseiras. No Chernossolo, o menor teor de argila no horizonte A em relação ao Bt pode ser devido à seletividade do escoamento superficial na encosta, favorecida pela declividade mais acentuada da rampa de coluvionamento (Figura 2.1), ao transportar preferencialmente partículas de frações mais finas (Bigarella et al., 1965; Cooper & Vidal-Torrado, 2000, Curcio, 2006). Além disso, pode ter ocorrido um enriquecimento relativo de argila em sub-superfície decorrente de iluviação de material entre os horizontes, que além da formação de gradiente textural entre A e Bt, pode ter sido

Tabela 2.4. Características cristalográficas dos óxidos de ferro cristalinos (Hematita e Goethita).

Solo	Horizonte	d (Å) ⁽¹⁾			LMH (°2θ) ⁽²⁾			DMC nm ⁽³⁾			ASE m ² g ⁻¹ ⁽⁴⁾		SI mmol mol ⁻¹ ⁽⁵⁾	
		Gt (110)	Hm (104)	Hm (110)	Gt (110)	Hm (104)	Hm (110)	Gt (110)	Hm (104)	Hm (110)	Gt	Hm	Gt	Hm
Latossolo af	A	-	2,695	2,508	-	0,327	0,332	-	46,55	45,35	-	27,18	-	29,98
	Bw	-	2,703	2,514	-	0,311	0,328	-	56,42	49,88	-	23,83	-	18,80
Latossolo ef	A	4,161	2,693	2,509	0,471	0,357	0,366	21,84	34,78	33,53	62,85	36,61	39,91	13,41
	Bw	4,152	2,698	2,513	0,525	0,411	0,389	20,28	31,16	34,77	67,69	37,42	164,00	30,26
Nitossolo	A	4,164	2,699	2,515	0,511	0,351	0,363	21,32	43,34	40,59	64,41	29,91	59,19	25,51
	Bt	4,163	2,703	2,511	0,531	0,367	0,379	22,29	37,70	35,66	61,59	34,18	93,10	13,66
Chernossolo	A	4,168	2,683	2,511	0,476	0,334	0,321	21,57	39,47	42,87	63,64	30,02	148,01	34,77
	Bt	4,152	2,697	2,506	0,431	0,331	0,361	23,68	36,64	31,96	57,99	37,01	94,88	16,63

⁽¹⁾ d (Å): distância inter-planar corrigida, ⁽²⁾ LMH: largura a meia altura, ⁽³⁾ DMC: diâmetro médio do cristal, ⁽⁴⁾ ASE: Área de superfície específica, ⁽⁵⁾ SI: Substituição Isomórfica

Tabela 2.5. Características cristalográficas da Caulinita – Ct (001)

Solo	Horizonte	Mineral	LMH (°2θ) ⁽¹⁾	d (Å) ⁽²⁾	DMC nm ⁽³⁾	NMC ⁽⁴⁾
Latossolo af	A	Ct(001)	0,633	7,169	14,52	20,17
	Bw	Ct(001)	0,551	7,211	16,97	23,56
Latossolo ef	A	Ct(001)	0,883	7,213	10,01	13,90
	Bw	Ct(001)	0,831	7,198	10,73	14,91
Nitossolo	A	Ct(001)	0,960	7,289	9,06	12,59
	Bt	Ct(001)	0,811	7,243	10,68	14,84
Chernossolo	A	Ct(001)	0,758	7,039	11,90	16,52
	Bt	Ct(001)	0,733	7,258	12,83	17,81

⁽¹⁾LMH: largura a meia altura, ⁽²⁾d (Å): distância interplanar na direção (001), ⁽³⁾DMC: diâmetro médio do cristal, ⁽⁴⁾NMC: número médio de camadas.

Tabela 2.6. Características cristalográficas da Gibbsita – Gb (002)

Solo	Horizonte	Mineral	LMH (°2θ) ⁽¹⁾	d (Å) ⁽²⁾	DMC nm ⁽³⁾
Latossolo af	A	Gb(002)	0,458	4,374	22,79
	Bw	Gb(002)	0,488	4,363	20,14
Latossolo ef	A	Gb(002)	0,479	4,346	23,14
	Bw	Gb(002)	0,481	4,344	22,84
Nitossolo	A	Gb(002)	0,485	4,361	22,75
	Bt	Gb(002)	0,485	4,368	20,69
Chernossolo	A	Gb(002)	-	-	-
	Bt	Gb(002)	-	-	-

⁽¹⁾LMH: largura a meia altura, ⁽²⁾d (Å): distância interplanar na direção (002), ⁽³⁾DMC: diâmetro médio do cristal.

responsável pelo condicionamento de características níticas em profundidade, como a formação de cerosidade sobre a superfície dos agregados maiores (observação de campo). Além disso, pode ter ocorrido um enriquecimento relativo de argila em sub-superfície decorrente de iluviação de material entre os horizontes, que além da formação de gradiente textural entre A e Bt, pode ter sido responsável pelo condicionamento de características níticas em profundidade, como a formação de cerosidade sobre a superfície dos agregados maiores (observação de campo).

O teor de argila do Nitossolo ressalta seu alto grau de desenvolvimento pedogenético, embora menor que o dos Latossolos, pois sua ocorrência se dá em posições mais declivas da paisagem, onde se destacam os processos de rejuvenescimento dos solos (Curcio, 2006). A tendência de menor teor de argila no horizonte A em relação ao B nítico (Bt) também pode ser resultante da seletividade do escoamento sobre a fração argila e por uma pequena iluviação de material em profundidade (Cooper & Vidal-Torrado, 2000), não suficiente para satisfazer os critérios para a ocorrência de caráter argilúvico (Tabela 2.2).

2.4.2 Carbono orgânico total, nitrogênio total e relação C/N

O maior teor de COT e NT no Nitossolo e no Chernossolo (Tabela 2.2) são devido ao fato desses solos ocorrerem em posições de recepção de sedimentos que são oriundos da montante, e transportados por meio da ação do escoamento (Curcio, 2006; Silva et al., 2007) (Figura 2.1). Além disso, o Nitossolo e o Chernossolo possuem uma mineralogia de maior ASE e maior reatividade, em função da presença de esmectita (Chernossolo) (Tabela 2.3). É possível que os óxidos de baixa cristalinidade nesses solos mais jovens, favorecidos pelos maiores teores de matéria orgânica, auxiliam na estabilização do carbono pela formação de complexos organo-minerais estáveis, em função de sua maior ASE em comparação com os óxidos de alta cristalinidade (Dick et al, 2009) (Tabela 2.2).

No horizonte A do Chernossolo, o maior teor de COT e NT quando comparado ao Nitossolo (Tabela 2.2), pode ser atribuído ao fato de que a localização do primeiro nas rampas patamarizadas se dá nos pontos coluvionais, onde a recepção de sedimentos é mais intensa, localização esta que antecede a ocorrência dos Nitossolos (Figura 2.1). Dessa forma, a maior parte dos colóides dispersos na encosta é recebida anteriormente pelo Chernossolo. A maior contribuição de minerais do grupo das esmectitas na composição da fração argila do horizonte chernozêmico possibilita maior ASE e reatividade e, conseqüentemente, maior densidade de sítios de interações entre a fração mineral e a MOS, justificando os maiores teores de COT e NT (Tabela 2.2).

As condições de declividade auxiliam no processo de transporte e acúmulo de argila em sub-

superfície (Fanning & Fanning, 1989) no Chernossolo, gerando um adensamento natural característico dos horizontes B texturais. Essa condição de adensamento pode dificultar a infiltração de soluções e permitir a ocorrência de saturação temporária de água no topo do horizonte B, gerando um escoamento sub-superficial lateral. A formação dessa lâmina de água sobre o topo do horizonte B é responsável pelo aumento no número de sítios anaeróbicos temporários, processo que dificulta a decomposição da MOS, contribuindo no seu acúmulo em superfície pelo estabelecimento de um ambiente anóxico (Conrad, 2005; Silva et al., 2008), diferente do que ocorre nos Latossolos.

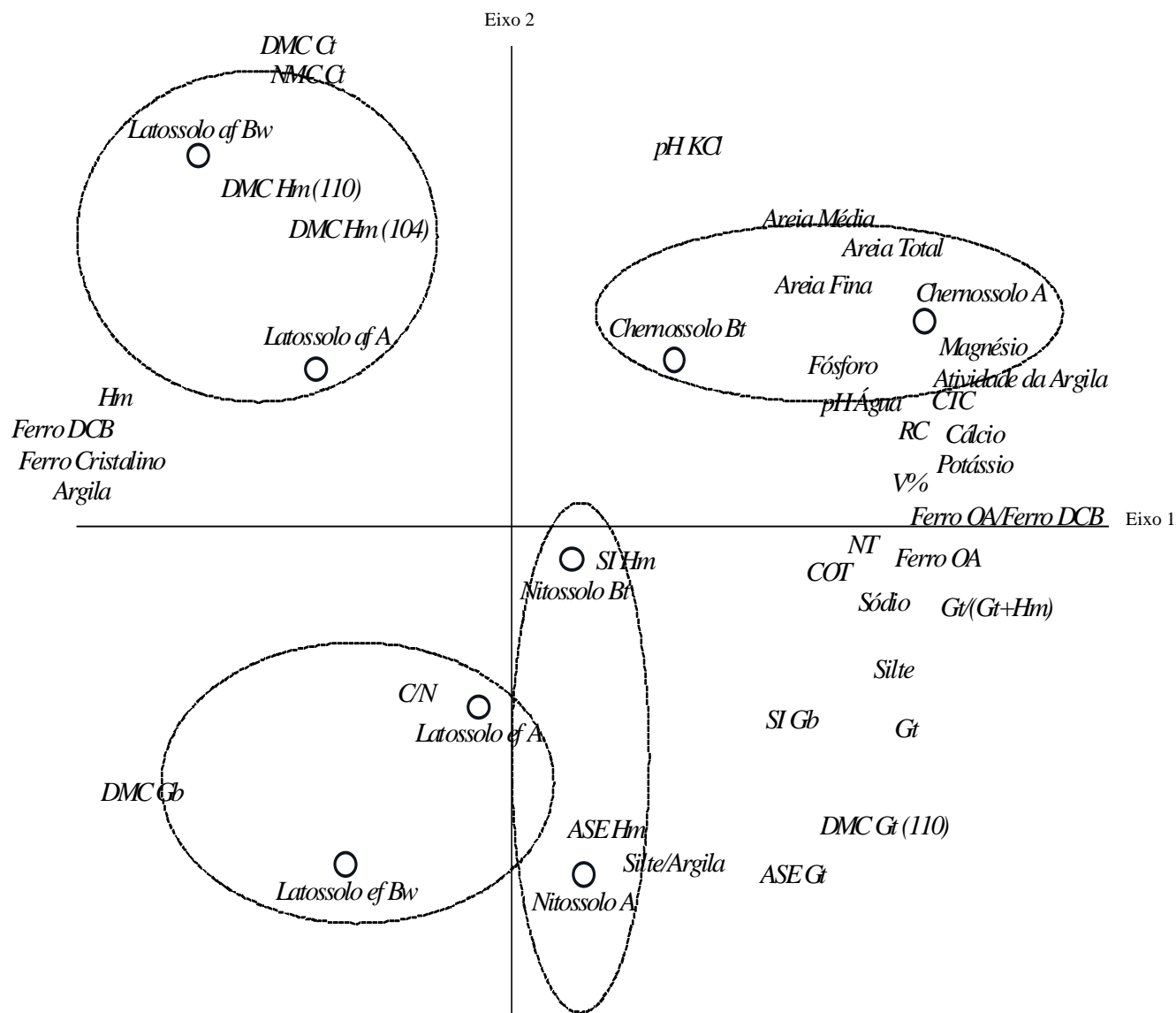
Em solos de argila de maior atividade e com maior saturação dos sítios de troca pelos cátions, como Ca^{+2} e Mg^{+2} , há formação de pontes catiônicas atuando nas interações organo-minerais (Munner & Oades, 1989), o que pode estar ocorrendo no Chernossolo (Tabela 2.2). Segundo Kleber et al. (2007), essa forma de relacionamento entre a matriz mineral e a MOS pode ser um importante mecanismo em solos de baixo desenvolvimento pedogenético, com maior contribuição de minerais de alta reatividade na matriz e com fertilidade natural elevada. Esse mecanismo passa a possuir menor importância a medida em que o solo torna-se mais intemperizado, pelo efeito da retirada das bases do sistema e pelo aumento nas concentrações de Al^{+3} e H^{+} nos complexos de troca.

O comportamento dos atributos químicos e mineralógicos (Ca^{+2} , Mg^{+2} , Atividade da Argila, CTC, saturação por bases e Fe_2O_3 OA) com o COT e NT pode ser observado pelo agrupamento desses atributos com o Chernossolo e o posicionamento contrário dos Latossolos em torno do eixo 1 da análise de componentes principais (Figura 2.2), assim como pelas correlações entre os atributos na matriz de correlações lineares (Tabela 2.7) e nas regressões presentes na Figura 2.3a e 2.3c.

2.4.3 Atributos químicos

A ausência de Al^{+3} no Chernossolo pode ser explicado pelo fato desse íon ainda se encontrar na composição estrutural dos minerais primários ou secundários menos intemperizados (dentro das lâminas de octaedros ou nos tetraedros através da substituição isomórfica). Nos solos mais intemperizados o alumínio encontra-se na composição da estrutura da gibbsita ou na hematita e goethita, substituindo o Fe^{+3} nos octaedros. Os altos valores de pH encontrados nos Latossolos indicam uma condição química favorável à diminuição da atividade e precipitação do íon, deslocando-o dos complexos de troca (Tabela 2.2).

Os maiores teores de Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^{+} e Na^{+} (SB) encontrados no Chernossolo, se devem a maior contribuição dos minerais primários, que ao serem intemperizados servem como fonte desses elementos no solo (Tabela 2.3). Outro motivo pode ser atribuído ao recebimento desses cátions das



ACP	Eixo 1	Eixo 2
%	55,6	22,8
Argila	-0,91	0,02
Silte	0,82	-0,21
Areia Fina	0,72	0,46
Areia Média	0,70	0,52
Areia Total	0,75	0,53
Silte/Argila	0,37	-0,56
COT	0,66	-0,03
NT	0,76	-0,01
C/N	-0,24	-0,28
pH Água	0,80	0,26
pH KCl	0,45	0,67
Cálcio	0,96	0,21
Magnésio	0,91	0,28
Potássio	0,98	0,12
Sódio	0,80	-0,10
Fósforo	0,66	0,32
CTC	0,95	0,22
V%	0,91	0,03
RC	0,89	0,14
Atividade da argila	0,93	0,27
Ferro DCB	-0,94	0,13
Ferro OA	-0,36	0,29
Ferro OA/ Ferro DCB	0,84	0,02
Ferro Cristalino	-0,94	0,12
Hm	-0,94	0,15
Gt	0,89	-0,36
Gt/(Gt+Hm)	0,93	-0,11
DMC Ct	-0,48	0,86
NMC Ct	-0,48	0,86
DMC Gb	-0,75	-0,49
ASE Gt	0,67	-0,67
ASE Hm	0,32	-0,60
SI Gb	0,58	-0,36
SI Hm	0,16	0,03
DMC Gt (110)	0,72	-0,58
DMC Hm (104)	-0,44	0,64
DMC Hm (110)	-0,36	0,59

Figura 2.2. Análise dos componentes principais entre atributos estudados.

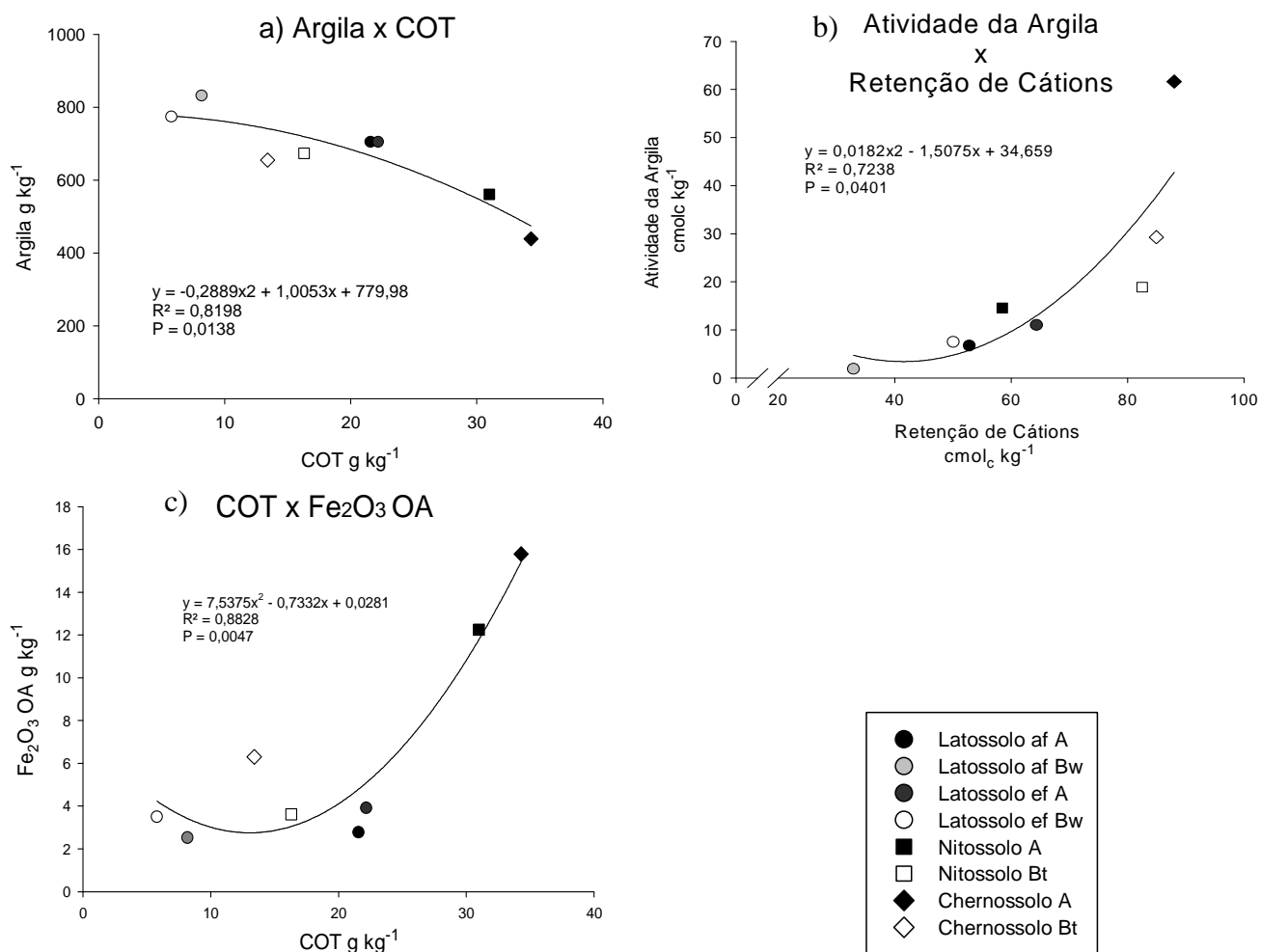


Figura 2.3. Regressões entre atributos estudados.

Tabela 2.7. Matriz de Correlações lineares entre os atributos estudados.

	Argila	Silte	Areia	COT	NT	C/N	Ca ⁺²	Mg ⁺²	K ⁺	Na ⁺	P	CTC	V%	RC	Atividade da argila	Fe ₂ O ₃ DCB	Fe ₂ O ₃ OA	Fe ₂ O ₃ crist	Hm	Gt	DMC Ct	NMC Ct	DMC Gb	SI Gb	SI Hm	DMC Gt (110)	DMC Hm (104)	DMC Hm (110)	ASE Gt	ASE Hm		
Argila	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
Silte	-0,96	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
Areia	-0,66	NS	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
COT	-0,88	0,90	NS	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
NT	-0,92	0,91	NS	0,98	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
C/N	NS	NS	NS	NS	NS	NS	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
Ca ⁺²	-0,81	0,67	0,84	NS	NS	NS	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
Mg ⁺²	-0,79	NS	0,91	NS	NS	NS	0,98	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
K ⁺	-0,91	0,80	0,82	0,64	0,73	NS	0,97	0,96	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Na ⁺	-0,79	0,80	NS	0,76	0,83	NS	0,69	NS	0,73	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
P	-0,75	0,65	0,67	0,67	0,64	NS	0,70	0,74	0,75	0,67	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
CTC	-0,82	0,67	0,86	NS	NS	NS	1,00	0,99	0,98	0,67	0,72	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
V%	-0,72	NS	0,68	NS	NS	NS	0,91	0,85	0,85	0,67	NS	0,90	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
RC	-0,66	NS	0,80	NS	NS	NS	0,95	0,93	0,88	NS	NS	0,95	0,95	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Atividade da argila	-0,86	0,73	0,84	NS	0,67	NS	0,97	0,97	0,98	0,72	0,84	0,97	0,79	0,84	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Fe ₂ O ₃ DCB	0,87	-0,82	NS	NS	-0,73	NS	-0,86	-0,79	-0,90	-0,68	NS	-0,84	-0,84	-0,82	-0,79	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Fe ₂ O ₃ OA	-0,93	0,90	NS	0,80	0,84	NS	0,71	0,70	0,85	0,70	0,71	0,72	NS	NS	0,80	-0,80	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Fe ₂ O ₃ crist	0,89	-0,85	NS	-0,64	-0,75	NS	-0,86	-0,79	-0,91	-0,70	NS	-0,85	-0,82	-0,81	-0,81	1,00	-0,84	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Hm	0,90	-0,87	NS	-0,66	-0,77	NS	-0,84	-0,77	-0,90	-0,73	NS	-0,83	-0,81	-0,78	-0,80	0,99	-0,85	1,00	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Gt	-0,81	0,82	NS	0,65	0,75	NS	0,74	0,64	0,80	0,88	NS	0,73	0,77	0,68	0,70	-0,88	0,74	-0,88	-0,90	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
DMC Ct	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	-0,77	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
NMC Ct	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	-0,77	1,00	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---
DMC Gb	NS	NS	-0,95	NS	NS	NS	-0,87	-0,92	-0,82	NS	NS	-0,88	-0,69	-0,86	-0,85	0,65	NS	0,65	NS	NS	NS	NS	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SI Gb	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---
SI Hm	NS	NS	NS	NS	NS	0,69	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	1,00	---	---	---	---	---	---	---
DMC Gt (110)	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	0,72	0,69	NS	-0,75	NS	-0,73	-0,74	0,86	-0,84	-0,84	NS	0,72	NS	1,00	---	---	---	---	
DMC Hm (104)	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	0,76	0,76	NS	-0,74	NS	-0,82	1,00	---	---	---	---
DMC Hm (110)	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	0,68	0,68	NS	NS	NS	-0,82	0,90	1,00	---	---	---
ASE Gt	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	0,63	NS	NS	-0,69	NS	-0,68	-0,70	0,85	-0,88	-0,88	NS	0,77	NS	0,98	-0,84	-0,78	1,00	---	
ASE Hm	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	-0,66	-0,66	NS	NS	NS	0,80	-0,95	-0,98	0,78	1,00	

*NS: não significativo; valores significativos a P<0,10.

zonas antecedentes, onde o intemperismo é mais intenso, o que corrobora com os baixos teores e a baixa saturação por bases nos Latossolos (Tabela 2.2), o que pode ser visualizado pelo agrupamento desses atributos com Chernossolo e pelo posicionamento inverso dos Latossolos em torno do eixo 1 da análise de componentes principais (Figura 2.2).

A baixa atividade da argila nos Latossolos (Tabela 2.2) reflete o estágio avançado de intemperismo da fração argila desses solos. No horizonte Bw do Latossolo af o menor valor de pH H₂O quando comparado com o valor de pH KCl, associado com a baixa CTC, indica o caráter ácido desse horizonte e da predominância de cargas positivas, características que apenas se desenvolvem em extremo estágio de intemperismo. A alta atividade observada no Chernossolo (Tabela 2.2) se deve ao menor estágio de evolução química e mineralógica desse solo, resultando em argilominerais de maior ASE e reatividade. A baixa atividade de argila, porém intermediária, encontradas no Nitossolo ressaltam o grande desenvolvimento pedológico dessa classe, porém inferior ao dos Latossolos.

2.4.4 Mineralogia

A grande predominância do quartzo, nas frações areia e silte dos solos (Tabela 2.3), indica a alta cristalinidade e elevada resistência desse material ao intemperismo. Os minerais micáceos e feldspáticos são, em comparação com o quartzo, de fácil intemperização, e os traços de mica e feldspato detectados através de DRX podem sugerir a existência de uma breve reserva de nutrientes nesses solos.

A identificação de picos de grande intensidade de caulinita em todas as amostras sugere que esse é possivelmente o mineral predominante na fração argila desses solos. A ocorrência de caulinita em grande quantidade nos solos estudados pode ser atribuída a uma dessilicação parcial promovida por um fluxo moderado, dominante em regiões de clima relativamente quente e úmido, o que favorece a estabilidade desse mineral nos solos. Por esse motivo a caulinita é considerada o argilomineral predominante em praticamente todas as classes de solo que ocorrem no Brasil (Pedro et al., 1969; Kämpf & Curi, 2003; Melo & Wypych, 2009).

O aumento do DMC da caulinita em profundidade (Tabela 2.5) pode ser atribuído a menor interferência da MOS no crescimento do mineral, sugerindo que, possivelmente, a caulinita das camadas superficiais possui maior ASE do que o mineral que encontra-se nos horizontes em profundidade. Normalmente, as variações nos valores de d(001) da caulinita e d(002) da gibbsita são promovidas pela entrada de Fe⁺³, substituindo o Al⁺³ isomorficamente na lâmina octaédrica, e

outros elementos na estrutura e, principalmente, estão relacionadas com o tamanho do mineral, em que partículas pequenas tendem a apresentar maiores valores de $d(001)$ (Trunz, 1976; Koppi & Skjemstad, 1981).

O aumento da intensidade dos picos de gibbsita na ordem Nitossolo < Latossolo ef < Latossolo af (dados não apresentados), e sua ausência no Chernossolo, sugere que com o avanço do estágio de evolução pedogenética dos solos há uma maior participação desse mineral na composição da matriz, pela existência de uma intensa lixiviação que promove uma completa dessilicação (Pedro et al., 1969). No Chernossolo a ausência desse mineral se deve a maior atividade da sílica em solução (Lindsay, 1979) e pela maior presença de ânions orgânicos que podem impedir a cristalização da gibbsita, de forma parcial ou completa (Violante & Violante, 1980).

Os minerais 2:1 primários e secundários encontrados na fração argila do Chernossolo podem ocorrer a partir de uma via de herança direta do material de origem ou através da ação da hidrólise de minerais em ambientes onde o fluxo de água é pouco intenso, com lixiviação fraca, ocasionando uma dessilicação limitada (Pedro et al., 1969).

O elevado teor de óxidos de ferro (Fe_2O_3 DCB), nos solos se deve as altas concentrações de ferro na composição do material de origem (Basalto) (Costa et al., 1999). O aumento no teor de óxidos de ferro cristalinos nos Latossolos é devido à maior intemperização desses solos que se encontram nas posições superiores das encostas (Curi & Franzmeier, 1984). Solos mais intemperizados apresentam maiores teores de materiais cristalinos, enquanto solos jovens apresentam composições de menor cristalinidade (Costa et al., 1999), o que justifica os maiores teores de Fe_2O_3 DCB, Fe_2O_3 cristalino e hematita nos Latossolos, assim como maiores teores de Fe_2O_3 OA no Nitossolo e Chernossolo. Os teores de ferro de baixa cristalinidade, que podem indicar a presença de ferridrita (precursora necessária para a formação de hematita) são maiores em superfície do que em profundidade para cada solo, comprovando o efeito da MOS no retardo da cristalização dos óxidos, seja por efeito da complexação dos cátions metálicos por grupos carboxílicos de superfície ou por condição de hidratação do mineral (Kämpf & Dick, 1984).

A menor relação $\text{Gt}/(\text{Gt}+\text{Hm})$ em profundidade em Latossolo ef, Nitossolo e Chernossolo indicam condições mais apropriadas para a formação de hematita, possivelmente pelo menor efeito da água retida pelos grupos da MOS. Os teores de goethita decrescem com o estágio de envelhecimento dos solos, não sendo detectada sua presença nas análises de DRX no Latossolo af (Tabela 2.2). Esse comportamento também pode ser observado na matriz de correlações lineares (Tabela 2.7) e pela proximidade da hematita com os Latossolos e do posicionamento contrário da

goethita, mais próxima dos horizontes do Chernossolo e do Nitossolo e do COT em torno do eixo 1 da análise dos componentes principais (Figura 2.2).

A goethita apresentou menor DMC e maior ASE do que a hematita, resultados que concordam com os obtidos por outros autores (Schwertmann & Kämpf, 1985; Inda-Junior & Kämpf, 2005), com uma possível maior concentração de grupos funcionais –OH na superfície (Cornell & Schwertmann, 1996). Esse fato pode ser explicado pela maior substituição isomórfica (SI) de Fe^{+3} por Al^{+3} na estrutura da goethita, causando redução do tamanho do cristal e aumento da ASE (Tabela 2.4).

2.5 CONCLUSÕES

Sobre um mesmo material de origem (Basalto) e sob uma mesma condição climática, a evolução dos solos é determinada pela dinâmica da paisagem, sendo as formas e posições de relevo os principais fatores pedogenéticos capazes de originar a diferenciação pedológica.

Os teores de argila e de óxidos de ferro e alumínio totais e de alta cristalinidade foram maiores nos Latossolos, intermediários no Nitossolo e menores no Chernossolo. Os teores de COT, NT e óxidos de baixa cristalinidade, assim como a saturação por bases e atividade da argila seguiram tendência contrária, caracterizando uma ascensão no estágio de evolução pedogenética. A capacidade de estabilização de carbono se relacionou com a idade e com a posição do solo na paisagem, sendo os maiores teores observados nos solos mais jovens e situados nas posições de recepção da encosta.

2.6 LITERATURA CITADA

- AB'SÁBER, A. N. Megageomorfologia do Território Brasileiro. In: CUNHA, S. B. & GUERRA, J. T. Geomorfologia do Brasil. 7. ed. Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, 2011. p.71-106.
- ALMEIDA, F. M. Inundações Fanerozóicas no Brasil e Recursos Minerais Associados. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELI, A.; CARNEIRO, C.D. & BRITO-NEVES, B., eds. Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Marques de Almeida. São Paulo, Editora Beca, 2004. p72-97.
- BARTORELLI, A. Origem das grandes cachoeiras do planalto basáltico da bacia do paran: evoluo quaternria e geomorfologia. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELI, A.; CARNEIRO, C.D. & BRITO-NEVES, B., eds. Geologia do Continente Sul Americano: Evoluo da Obra de Fernando Marques de Almeida. So Paulo, Editora Beca, 2004. p.98-114.
- BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R. & SILVA, J. X. Consideraes a respeito da evoluo das vertentes. Boletim Paranaense de Geografia, n.16-17, Curitiba, Editora UFPR, 1965. p85-116.

- BRITO-NEVES, B. A História dos continentes - trajetórias e tramas tectônicas. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELI, A.; CARNEIRO, C.D. & BRITO-NEVES., eds. Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Marques de Almeida. São-Paulo, Editora Beca, 2004. p123-157.
- BUOL, S.W.; HOLE, F.D. & MCCRAKEN, R.J. Soil genesis and classification. 4. ed. Ames, Iowa State University Press, 1997. 527p.
- CONRAD, R. Soil microorganisms as controllers of atmospheric trace gases (H₂, CO₂, CH₄, OCS, N₂O and NO). *Microbiological Reviews*, 60:609-640, 2005.
- COOPER, M. & VIDAL-TORRADO, P. Gênese de Ferriargilãs em horizontes B texturais de uma seqüência de solos sobre diabásio em Piracicaba (SP). *Revista Scientia Agricola*, 57:745-750, 2000.
- CORNELL, R.M. & SCHWERTMANN, U. The iron oxides. Structure, properties, reactions, occurrence and uses. Weinheim, VHC, 1996. 573p.
- COSTA, A.C.S.; BIGHAM, J.M.; RHOTON, F.E. & TRAINA, S.J. Quantification and characterization of maghemite in soils derived from volcanic rocks in southern Brazil. *Clays and Clay Minerals*, 47: 466-473, 1999.
- CURCIO, G. R. Geologia, geomorfologia e pedologia. In: IAP - Instituto Ambiental do Paraná. Interações dos meios bióticos e abióticos visando o re-ordenamento espacial da microbacia. Curitiba, p.26-39, 2006.
- CURI, N. & FRANZMEIER, D.P. Toposequence of oxisols from the Central plateau of Brazil. *Soil Science Society of America Journal*, 48: 341-346, 1984.
- FANNING, D.S. & FANNING, M.C.B. Soil: morphology, genesis and classification. New York, John Wiley, 1989. 395p.
- FONTES, M.P.F. & WEED, S.B. Iron oxides in selected Brazilian Oxisols: I. Mineralogy. *Soil Science Society of America Journal*, 55:1143-1149, 1991.
- GEE, G.W. & BAUDER, J.W. Particle-size analysis. In: KLUTE, A. Methods of soil analysis. Part 1: Physical and mineralogical methods. Madison, American Society of Agronomy, 1986. p.383-412.
- GUERRA, Antonio Teixeira. Dicionário geológico-geomorfológico. 3.ed. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 1993. 446p
- INDA JUNIOR, A.V. & KÄMPF, N. Variabilidade de goethita e hematita via dissolução redutiva em solos de região tropical e subtropical. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 29:851-866, 2005.
- KÄMPF, N. & DICK, D. Óxidos de ferro em Cambissolos Brunos no Rio Grande do Sul e Sul de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 8:183-188, 1984.
- KÄMPF, N. & CURI, N. Argilominerais em Solos Brasileiros. In: CURI, N.; MARQUES, J.J. GUILHERME, L. R. G.; LIMA, J. M.; LOPES, A. S. & ALVAREZ, V. H., eds. Tópicos ciência do solo. Viçosa, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2003.
- KLEBER, M.; SOLLINS, P. & SUTTON, R. A conceptual model of organo-mineral interactionc in soils: Self-assembly of organic molecular fragments into zonal structures on mineral surfaces. *Biogeochemistry*, 85: 9-24, 2007.
- KLUG, H.P. & ALEXANDER, L.E. X-ray diffraction procedures for polycrystalline and

- amorphous materials. New York, John Wiley, 1954. 716p.
- KOPPI, A. J. & SKJEMSTAD, J. O. Soil kaolins and their genetic relationships in southeast queensland. *Journal of Soil Science*, 32:661-672, 1981.
- LINDSAY, W. L. Chemical equilibria in soils. New York, John Wiley, 1979. 449p.
- MAACK, R. Geografia física do Estado do Paraná. Rio de Janeiro, Editora José Olympio, 1981. 442p.
- MARQUES, R. & MOTTA, A.C.V. Análise química do solo para fins de fertilidade. In: LIMA, M. R.; SIRTOLI, A. E.; SERRAT, B. M.; WISNIEWSKI, C.; ALMEIDA, L.; MACHADO, M. A. M.; MARQUES, R. & MOTTA, A. C. V., org . Manual de diagnóstico da fertilidade e manejo dos solos agrícolas. 2.ed. Curitiba, Universidade Federal do Paraná/ Departamento de Solos e Engenharia Agrícola, Projeto Solo Planta, 2003. p.81-102
- MARQUES, L. S. & ERNESTO, M. O Magmatismo Toleítico da Bacia do Paraná. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELI, A.; CARNEIRO, C.D. & BRITO-NEVES., eds. Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Marques de Almeida. São Paulo, Editora Beca, 2004. p245-279.
- McKEAGUE, J.A. Manual on soil sampling and methods of analysis. Ottawa, Canadian Society of Soil Science, 1978. 212p.
- MEHRA, O.P. & JACKSON, M.L. Iron oxide removal from soils and clay by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clay Mineral*, 7: 317-327, 1960.
- MELO, V. F.; SINGH, B.; SCHAEFER, C. E. G. R.; NOVAIS, R. F. & FONTES, M. P. F. Chemical and mineralogical properties of kaolinite – Rich Brazilian soils. *Soil Science Society of America Journal*, 65: 1324-1333, 2001a.
- MELO, V. F.; FONTES, N. P. F.; NOVAIS, R. F.; SINGH, B. & SCHAEFER, C. E. G. R. Características dos óxidos de Ferro e Alumínio de diferentes classes de solos. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 25: 19-32, 2001b.
- MELO, V. F. & WYPYCH, F. Caulinita e Halóisita. In: MELO, V. F. & ALLEONI, L. R. F. (eds). Química e Mineralogia do solo: Parte I – Conceitos Básicos. Viçosa, Sociedade Brasileira de Ciência do solo, 2009. p428-436.
- MUNNER, M. & OADES, J. M. The role of Ca-organic interactions in soil aggregate stability. III. Mechanisms and models. *Australian Journal of Soil Research*, 29: 411-423, 1989.
- NETTO, A.R. & FONTES, M.P.F. Processo de cálculo do ângulo entre os planos hkl de hematita e goethita. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIAS DO SOLO, 25, Viçosa, 1995. Anais. Viçosa, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1995. p277-279.
- NETTO, A.R. Influência da mineralogia da fração argila sobre propriedades físico-químicas de solos brasileiros. Viçosa, Universidade Federal de Viçosa, 1996. 144p. (Dissertação de Mestrado).
- PEDRO, C.; JAMAGNE, M. & BEGON, J. C. Mineral interactions and transformations in relation to pedogenesis during the Quaternary. *Soil Science*, 107:462-469, 1969.
- SCHULZE, D. G. The influence of aluminum on iron oxides. VIII – unit-cell dimensions of Al-substituted goethites and estimation of Al from them. *Clays and Clay Minerals*, 32: 36-44, 1984.
- SCHWERTMANN, U. & FITZPATRICK, R. W.; TAYLOR, R. M.; LEWIS, D. G. The influence

- of aluminium on iron oxides. Part II. Preparation and properties of Al- substituted hematites. *Clays and Clay Minerals.*, 29:269-276, 1979.
- SCHWERTMANN, U. & KÄMPF, N. Properties of goethite and hematite in kaolinitic soils of Southern and Central Brazil. *Soil Science*, 139:344-350, 1985.
- SCHWERTMANN, U. & LATHAM, M. Properties of iron oxide in some New Caledonian Oxisols. *Geoderma*, 39: 105-123, 1986.
- SILVA, A.C. & VIDAL TORRADO, P. Gênese dos Latossolos húmicos e sua relação com a evolução da paisagem numa área cratônica do Sul de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 23: 329-341, 1999.
- SILVA, A.C.; VIDAL TORRADO, P.; MACIAS VÁZQUEZ, F. & SAADI, A. Relações entre solos e paisagens no sul de Minas Gerais. *Geociências*, 21:97-111, 2002.
- SILVA, A. C.; VIDAL-TORRADO, P; PÉREZ, M. G.; NETO, L. M. & VASQUEZ, F. M. Relações entre matéria orgânica do solo e declividade de vertentes em topossequência de Latossolos do Sul de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 31:1059-1068, 2007.
- SILVA, L. S.; SOUSA, R. O. & POCOJESKI, E. Dinâmica da material orgânica em Ambientes Alagados. In: SANTOS, G.A.; SILVA, L.S.; CANELLAS, L.P. & CAMARGO, F.A.O., eds. *Fundamentos da Matéria orgânica do solo. Ecossistemas tropicais e subtropicais*. 2.ed. Porto Alegre, Genesis, 2008. p.525-543.
- TORRENT, J. & CABEDO, A. Sources of iron oxides in reddish Brown soil profiles from calcarenites in Southern Spain. *Geoderma*, 37: 57-66, 1986.
- TRUNZ, V. The influence of cristallite size on the apparent basal spacing of kaolinite. *Clays and Clay Minerals*, 24:84-87, 1976.
- VIOLANTE, A. & VIOLANTE, P. Influence of pH, concentration and chelating power of organic anions on the synthesis of aluminum hydroxides and oxyhydroxides. *Clays and Clay Minerals*, 28:425-434, 1980.
- WITTHIG, L.D. & ALLARDICE, W.R. X. Ray diffraction techniques. In: KLUTE, A., ed. *Methods of soil analysis. Part 1: Physical and mineralogical methods*. Madison, American Society of Agronomy, 1986. p331-362.

CAPITULO III: INTERAÇÕES ORGANO-MINERAIS EM CLASSES DE AGREGADOS E FRAÇÕES GRANULOMÉTRICAS DE SOLOS ORIGINADOS DE BASALTO

Autor: Daniel Hanke

Orientador: Prof. Dr. Jeferson Dieckow

Co-orientador: Prof. Dr. Vander de Freitas Melo

Co-orientador: Eng. Agrônomo, Dr. Itamar Antônio Bognola

Co-orientador: Prof^a. Dr^a. Fabiane Machado Vezzani

Co-orientador: Prof. Dr. Valmiqui Costa Lima

RESUMO

Os mecanismos de estabilização da matéria orgânica e os teores de carbono e nitrogênio podem diferir entre as frações granulométricas e as classes de agregados de solos em distintos estágios de evolução, em função das diferenças nos atributos físicos, químicos e mineralógicos. O objetivo desse trabalho foi investigar os principais atributos e mecanismos envolvidos na estabilização da matéria orgânica do solo (MOS) nas frações granulométricas e nas classes de agregados, de solos em distintos estágios de evolução pedogenética sobre basalto. O trabalho foi desenvolvido sobre quatro solos localizados no município de Londrina/PR e Cândido Mota/SP: 1 - Latossolo Vermelho Acriférico típico (Latosolo af), 2 – Latossolo Vermelho Eutroférico típico (Latosolo ef), 3 – Nitossolo Vermelho Eutroférico típico (Nitossolo) e 4 – Chernossolo Argilúvico Férrico típico (Chernossolo), de onde foram coletados monólitos indeformados dos horizontes superficiais e sub-superficiais através da abertura de trincheiras, as amostras foram destorroadas e separadas em peneiras de malha de 4,00, 2,00, 1,00, 0,50 e 0,25 mm. Foram realizadas análises químicas, granulométricas, mineralógicas e quantificação dos teores de carbono orgânico (CO) e nitrogênio (N) das amostras inteiras e das classes de agregados. Nas amostras inteiras foram quantificados os teores de CO e N nas frações granulométricas dos horizontes. Os resultados foram submetidos a análises de regressão, correlação simples de Pearson e análise dos componentes principais. Os maiores teores de CO e N foram encontrados no horizonte A do Chernossolo, sendo a fração argila a responsável por 75,8 % desse estoque, enquanto que os menores teores foram encontrados no Latossolo ef Bw, sendo menores as variações nas proporções de CO e N nas frações granulométricas em sub-superfície do que em superfície. O Chernossolo e o Nitossolo apresentaram as maiores diferenças nos teores de CO e N entre as classes de agregados, sendo os maiores teores observados na classe <0,25 mm. Nos Latossolos foi menor a variação dos atributos entre as classes. Os solos mais jovens possuem maior capacidade de estabilização do CO e N pela argila, em função da maior superfície específica, ao contrário do que ocorre nos solos mais intemperizados. Entre os solos e classes de agregados há ação de distintos mecanismos de interação da MOS com a fração mineral.

Palavras-chave: carbono; matéria orgânica; interação organo-mineral; agregado.

CHAPTER III: ORGANO-MINERAL INTERACTIONS IN THE AGGREGATES CLASSES AND GRANULOMETRIC FRACTIONS OF SOILS DEVELOPED OF BASALT

Author: Daniel Hanke

Advisor: Prof. Dr. Jeferson Dieckow

Co- Advisor: Prof. Dr. Vander de Freitas Melo

Co- Advisor: Eng. Agrônomo, Dr. Itamar Antônio Bognola

Co- Advisor: Prof^a. Dr^a. Fabiane Machado Vezzani

Co- Advisor: Prof. Dr. Valmiqui Costa Lima

ABSTRACT

The mechanisms of stabilization of organic matter and the contents of carbon and nitrogen may differ between the granulometric fractions and aggregate size classes in soils in different stages of evolution, due to differences in physical, chemical and mineralogical. The objective of this study was to investigate the key attributes and mechanisms involved in the stabilization of soil organic matter (SOM) in granulometric fractions and classes of aggregates, in soils at different stages of pedogenetic evolution on the basalt. The study was conducted on four soils located in Londrina/PR and Candido Mota/SP: 1 - an Acric Red Oxisol (Latossolo af) 2 - Eutrophic Red Oxisol (Latossolo ef) 3 - Eutrophic Red Alfisol (Nitossolo) and 4 - Ferric Argiluvic Chernosol (Chernossolo), from which they were collected indeformed monoliths of surface and sub-surface of soils, by trenching. The samples were loosened and separated into mesh sieves of 4.00, 2.00, 1.00, 0.50 and 0.25 mm. Were carried out chemical analysis, granulometric analysis, mineralogical analysis and was quantified of content organic carbon (OC) and nitrogen (N) of samples and aggregates classes. In the entire samples were quantified contents of OC and N in granulometric fractions of horizons. The results were subjected to regression analysis, the simple Pearson correlation and principal component analysis. The greatest concentration of OC and N were found in the A horizon of Chernossolo, and the clay fraction was responsible for 75.8% of the stock, while lower contents were found in Latossolo af Bw, with smaller variations in the proportions of OC and N in granulometric fractions in the subsurface than in surface. The Chernossolo and Nitossolo and had the greatest differences in the levels of OC and N among aggregate size classes, the highest levels being observed in class <0.25 mm. In the oxisols the variation of the attributes was less between the classes. The youngest soils have a greater capacity to stabilize the OC and N in clay fraction, due to higher specific surface area, contrary to what occurs in the most weathered soils. Among the soils and aggregates classes there action of different mechanisms of interaction of SOM with the mineral fraction.

Keywords: carbon; organic matter; organic-mineral interactions; aggregate.

3.1 INTRODUÇÃO

O solo é um importante reservatório terrestre de carbono e apresenta potencial de mitigação das emissões de CO₂ para atmosfera (Eswaran et al., 1993; Cerri et al., 2004). O estoque de carbono orgânico do solo é resultado do balanço entre os processos de adição, tais como a fotossíntese e a deposição, e as perdas pela mineralização, assim como pela erosão e lixiviação. Para que o carbono adicionado ao solo seja estabilizado é necessário que haja a ação de distintos mecanismos, sendo os principais a interação organo-mineral, a oclusão física pela agregação e a recalcitrância química do material orgânico (Von-Lutzow et al., 2006).

As interações entre a matéria orgânica do solo (MOS) com os minerais podem ocorrer através de diferentes formas, como interações de van der Waals, interações hidrofóbicas, ligações eletrostáticas e troca de ligantes (Sposito, 1989; Dick et al., 2009). Cada tipo de solo pode possuir uma forma de interação predominante. Solos de mineralogia mais evoluída, onde predominam minerais do tipo 1:1 e óxidos de ferro e alumínio de alta cristalinidade, a complexação e a adsorção dos grupos eletronegativos da MOS com as cargas positivas dos óxidos podem ser os mecanismos de destaque, enquanto que em solos com predomínio de minerais 2:1 a formação de pontes catiônicas pode ser a principal forma de interação da MOS com os minerais (Munner & Oades, 1989). Além disso, em solos de mineralogia menos evoluída, os maiores conteúdos de óxidos de baixa cristalinidade (Kämpf & Shwertmann, 1983), de alta ASE, podem contribuir na estabilização do carbono pela formação de complexos organo-minerais mais estáveis (Dick et al., 2009).

Quanto mais intenso for o processo de interação, maior é a possibilidade de formação de agregados, que podem proteger fisicamente os compostos orgânicos. Essa proteção é resultado da menor difusão de oxigênio em seu interior, assim como pela oclusão física do material, dificultando o acesso da microbiota, desenvolvendo-se, assim, um efeito interativo entre as partes (Balcock & Skjemstad, 2000; Balendest et al., 2000).

Segundo a proposta de hierarquização dos agregados, postulada inicialmente por Tisdall & Oades (1982), materiais orgânicos de características distintas podem participar da formação de micro e macroagregados simultaneamente, dentro de uma relação ordenada, onde cada classe de tamanho é formada e estabilizada pela ação de diferentes agentes (Dexter, 1988). No entanto, a mineralogia pode ser o principal fator interferente na hierarquia, em função das ações singulares de seus componentes durante a agregação (Oades & Waters, 1991; Ferreira et al., 1999; Six et al., 2000). Dessa forma, a evolução pedogenética pode alterar a definição hierárquica do solo pelas modificações exercidas sobre os seus constituintes mineralógicos. Com isso, os mecanismos de

estabilização da MOS e os teores de carbono e nitrogênio podem diferir entre as frações granulométricas e as classes de agregados de solos em distintos estágios de evolução, em função das diferenças nos atributos físicos, químicos e mineralógicos.

O objetivo desse trabalho foi investigar os principais atributos e mecanismos envolvidos na estabilização da matéria orgânica do solo (MOS) nas frações granulométricas e nas classes de agregados de solos em distintos estágios de evolução pedogenética originados de basalto.

3.2 MATERIAL E MÉTODOS

3.2.1 Coleta, preparo e caracterização granulométrica, química e mineralógica das amostras inteiras de solo

O trabalho foi desenvolvido em quatro solos em distintos estágios de evolução pedogenética, localizados no município de Londrina/ PR e Cândido Mota/ SP. A área pertence ao domínio geológico da bacia do Paraná, sendo os solos derivados de rocha basáltica do derrame do Trapp, Grupo São Bento, do período Jurássico-Cretáceo da era Mesozóica. De acordo com a classificação de Köppen, o clima da região é do tipo Cfa, clima subtropical úmido com chuvas em todas as estações, podendo ocorrer secas no período de inverno. A temperatura média do mês mais quente é, geralmente, superior a 25,5 °C e a do mês mais frio, inferior a 16,4 °C (Maack, 1981).

Os solos estudados foram: i) Latossolo Vermelho Acriférrico típico (Latossolo af); ii) Latossolo Vermelho Eutroférrico típico (Latossolo ef); iii) Nitossolo Vermelho Eutroférrico típico (Nitossolo); e iv) Chernossolo Argilúvico Férrico típico (Chernossolo). O primeiro solo foi amostrado em encosta de padrão convexo e os demais em padrão patamarizado.

Em cada solo foi aberto uma trincheira e amostras indeformadas em blocos de aproximadamente 2 dm³ foram manual e cuidadosamente coletados em cinco replicatas, tanto para o horizonte superficial como o sub-superficial. A profundidade da amostragem é informada na Tabela 3.1. As amostras foram acondicionadas em sacos plásticos e transportadas em recipientes de isopor.

As amostras, ainda com a umidade de campo, foram gentilmente destorroadas com as mãos até passar por peneira de malha de 8,00 mm, secadas ao ar e posteriormente separadas em diferentes frações de agregados, através do uso de jogo de peneiras de 4,00; 2,00; 1,00; 0,50 e 0,25 mm. As frações foram devidamente pesadas e acondicionadas em potes plásticos.

A caracterização granulométrica (areia, silte e argila) foi realizada conforme o método

Tabela 3.1. Características dos locais de amostragem e horizontes.

Solo	Local	Uso	Coordenadas	Altitude	Relevo ⁽¹⁾	Horizonte	Profundidade	Cor Úmida
Latossolo af	Cândido Mota/SP	Plantio Direto Cana-de-açúcar	22°44'01"S 50°21'09"W	583 m	P - SO	A	0-10cm	1 YR 3/3
						Bw	83-90 cm	10 R 3/4
Latossolo ef	Londrina – Guaravera/PR	Plantio Direto - Milho	23°32'25"S 51°10'39"W	592 m	SO - O	A	0-10cm	1,5 YR 3/4
						Bw	90-97 cm	1 YR 3/4
Nitossolo	Londrina – Guaravera/PR	Pastagem / Revegetação natural	23°32'25"S 51°10'39"W	547 m	O - FO	A	0-10cm	4YR3/3
						Bt	70-77 cm	2,5YR 3/5
Chernossolo	Londrina – Maravilha/PR	Cultivo mínimo florestal - eucalipto	23°23'30"S 51°11'05"W	566 m	FO	A	0-10cm	5YR 3/4
						Bt	57-64 cm	4YR 3/3

⁽¹⁾ P: plano; SO: suave – ondulado; O: ondulado; FO: forte – ondulado.

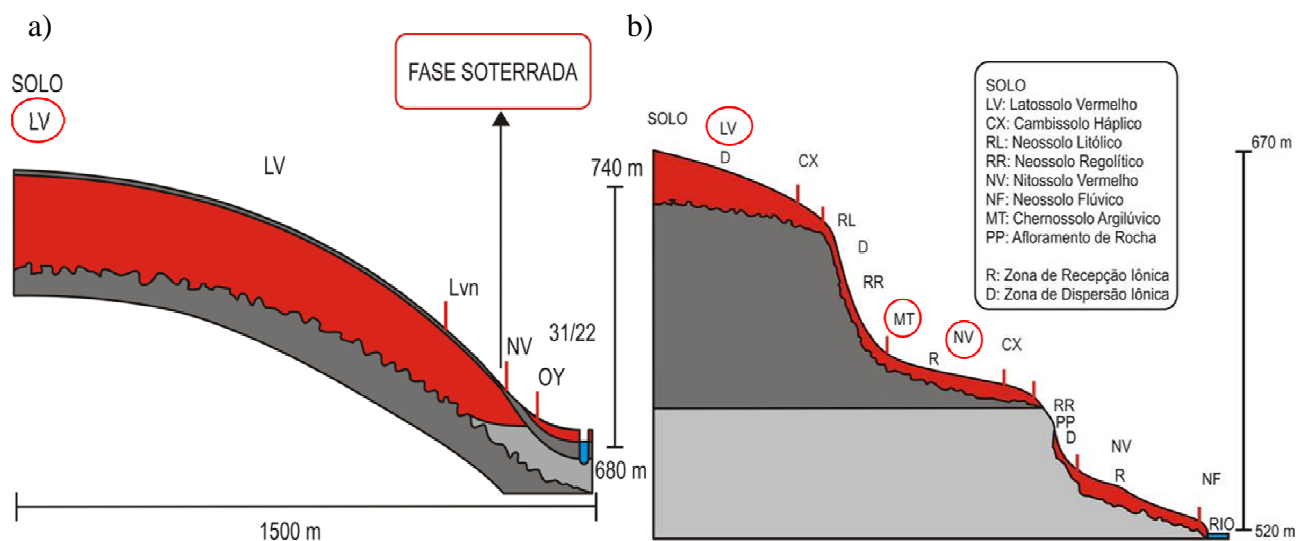


Figura 3.1. Representação esquemática da pedossequência a) convexada e b) patamarizada da Formação Serra Geral. Adaptado de Curcio (2006).

descrito por Gee & Bauder (1986), as análises químicas de rotina (Al^{+3} , Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^+ , Na^+ , P, pH) foram realizadas segundo os procedimentos descritos por Marques & Mota (2003). O carbono orgânico total (COT) e nitrogênio total (NT) foram determinados por combustão seca por analisador elementar VARIO EL III – elementar[®].

Os teores de óxidos de ferro e alumínio da fração argila foram determinados pelo método de extração por ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) – em cinco extrações seqüenciais (Mehra e Jackson, 1960), enquanto que os teores de óxidos de ferro e alumínio de baixa cristalinidade foram determinados pelo método de extração por oxalato de amônio (OA), descrito por McKeague (1978). Para esses procedimentos utilizou-se somente a fração argila.

A substituição isomórfica na goethita foi estimada a partir da formula proposta por Shulze (1984), enquanto que para a estimativa da substituição isomórfica na hematita foi utilizada a formula de Schwertmann et al. (1979).

A relação entre goethita (Gt) e hematita (Hm) ($R = \text{Gt}/\text{Gt} + \text{Hm}$) foi estimada com base na área dos picos dos minerais, segundo Torrent & Cabedo (1986). O diâmetro médio do cristal (DMC) da hematita e goethita foi calculado a partir da largura a meia altura (LMH) das reflexões (104) e (110) da hematita e (110) da goethita, utilizando a equação de Scherrer (Klug & Alexander, 1954), re-ajustada por Melo et al. (2001).

Determinaram-se os valores de superfície específica (SE) para hematita e goethita. Para obter esses valores, utilizou-se o DMC e pressupondo a forma geométrica dos minerais com base em dados de literatura. Para a goethita, admitiu-se o formato isodimensional (Schwertmann & Kämpf, 1985; Fontes & Weed, 1991). Então, utilizou-se no cálculo a forma geométrica da esfera com diâmetro igual ao DMC (110). Para a hematita, foi considerado o formato de placas circulares, de acordo com observações de Schwertmann et al. (1979), Schwertmann & Latham (1986), Fontes & Weed (1991) e Netto (1996). No cálculo, utilizou-se a forma geométrica do cilindro, com diâmetro igual ao DMC (110) e altura igual ao DMC (001), sendo $\text{DMC (001)} = \text{DMC (104)} \times \cos 38,3^\circ$, onde este é o ângulo entre os planos (001) e (104) da hematita (Netto & Fontes, 1995). O DMC da gibbsita e da caulinita foi calculado a partir da LMH das reflexões (002) e (001), respectivamente, utilizando-se NaCl como padrão interno para obtenção do valor de β (Melo et al., 2001 ab). De maneira análoga aos óxidos de ferro, o DMC foi obtido pela equação de Scherrer.

As caracterizações granulométricas, químicas e mineralógicas das amostras inteiras foram realizadas apenas para fins de correlação com os dados de fracionamento físico da matéria orgânica, obtidos conforme o procedimento descrito a seguir.

3.2.2 Fracionamento físico granulométrico da matéria orgânica do solo

O fracionamento físico da matéria orgânica do solo (MOS) foi realizado conforme a metodologia proposta por Cambardella & Elliott (1992). As classes de agregados secos foram pesadas de acordo com as proporções de massa na composição da amostra inteira de solo, moídas e passadas em peneira de 2,00 mm para obtenção da terra fina seca ao ar (TFSA). Em frascos “snap-cap” foram pesados 20 g de TFSA e adicionados 60 mL de hexametáfosfato de sódio (5 g L^{-1}). A suspensão foi agitada durante 15 horas em agitador horizontal. Posteriormente, o material foi passado em peneira de $53 \mu\text{m}$, com auxílio de jato de água. O material retido na peneira, que constitui a matéria orgânica particulada (MOP) junto à fração areia do solo, foi transferido para recipiente plástico e seco em estufa a $40 \text{ }^\circ\text{C}$. A amostra seca foi pesada, moída e analisada para a determinação do teor de carbono orgânico (CO) e nitrogênio (N) por combustão seca em analisador elementar Vario El III – elementar[®].

A suspensão que passou pela peneira de $53 \mu\text{m}$, contendo as frações silte e argila, foi transferida para proveta de 1000 mL e o volume completado com água a pH 10, sendo essas frações separadas segundo a Lei de Stokes. Para isso foram realizadas sucessivas extrações da fração argila por ciclos de dispersão e sedimentação por sifonamento até que a solução estivesse translúcida. A fração argila foi transferida para um balde plástico, permanecendo na proveta apenas a fração silte. As frações foram floculadas com ácido clorídrico (HCl) 1 mol L^{-1} e o sobrenadante descartado. Após secagem em estufa a 60°C , as frações foram pesadas e moídas e o teor de carbono e nitrogênio foi quantificado por combustão seca em analisador elementar Vario El III – elementar[®].

3.2.3 Caracterização das classes de tamanho de agregados

As classes de agregados secos foram moídas e passadas em peneira de malha de 2,00 mm (terra fina seca ao ar – TFSA) e acondicionadas em potes plásticos. Para a granulometria, uma alíquota de 20 g de TFSA de cada classe foi transferida para erlenmeyer de 250 mL, onde foram adicionados 20 mL de NaOH 1 mol L^{-1} e 100 mL de água deionizada. O recipiente foi tampado com rolha de borracha e agitado mecanicamente por aproximadamente 15 horas. A fração areia foi separada pelo uso de peneira de malha de 0,053 mm e as frações silte e argila separadas segundo a Lei de Stokes. A quantificação das frações granulométricas foi realizada conforme o método do higrômetro, segundo a descrição proposta por Gee & Bauder (1986).

Os teores de Al^{+3} , Ca^{+2} e Mg^{+2} foram determinados segundo Marques & Motta (2003), e os

teores de carbono orgânico (CO) e nitrogênio (N) foram determinados por combustão seca, seguindo os procedimentos das análises de solo inteiro descritos anteriormente.

Os teores de óxidos de ferro e alumínio totais foram determinados pelo método de extração por ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) – em cinco extrações seqüenciais (Mehra e Jackson, 1960), enquanto que os teores de óxidos de ferro e alumínio de baixa cristalinidade foram determinados pelo método de extração por oxalato de amônio (OA), descrito por McKeague (1978). Para esses procedimentos não foram separadas as frações granulométricas das classes de agregados.

3.2.4 Análise estatística

Os resultados obtidos foram submetidos a: i) análise estatística descritiva de desvio padrão (considerando as 5 replicatas de amostra para cada horizonte); ii) regressão linear entre as variáveis analisadas; iii) correlação simples de Pearson e; iv) análise multivariada de componentes principais (ACP).

3.3 RESULTADOS

3.3.1 Caracterização granulométrica, química e mineralógica das amostras inteiras

Os resultados da caracterização granulométrica, química e mineralógica das amostras inteiras são apresentadas na Tabela 3.2.

3.3.2 Frações granulométricas da matéria orgânica do solo

Os teores de CO e N nas frações granulométricas dos horizontes foram menores nos Latossolos, intermediários no Chernossolo e maiores no Nitossolo (Tabela 3.2). A exceção dessa tendência ocorreu na fração argila do horizonte A, onde o Chernossolo apresentou os maiores teores de CO e N (26,0 e 3,06 g kg⁻¹, respectivamente). Entre horizontes, como esperado, maiores teores de CO e N ocorreram no horizonte superficial (Tabela 3.2). Entre as frações granulométricas, esses teores foram maiores na fração argila, intermediários no silte e menores na areia (Tabela 3.2).

A proporção de CO e N na fração argila (78,0 e 84,8 %) foi superior a proporção presente nas frações areia (5,4 e 2,2 %) e silte (16,6 e 12,91 %). A proporção de CO na fração argila foi maior no Chernossolo, intermediária nos Latossolos e inferior no Nitossolo. A proporção de N na

Tabela 3.2. Características granulométricas, químicas e mineralógicas dos horizontes superficial e sub-superficial de quatro solos de uma seqüência de evolução pedogenética, Londrina/PR e Cândido Mota/ SP.

Atributo	Latossolo af		Latossolo ef		Nitossolo		Chernossolo	
	A	Bw	A	Bw	A	Bt	A	Bt
Argila	704 ± 1	831 ± 2	704 ± 2	773 ± 2	561 ± 2	674 ± 6	439 ± 3	655 ± 3
Silte	236 ± 2	122 ± 2	239 ± 2	200 ± 2	392 ± 1	284 ± 6	434 ± 4	228 ± 3
Areia	60 ± 2	47 ± 1	57 ± 1	27 ± 1	47 ± 1	42 ± 1	126 ± 2	117 ± 1
COT	21,6 ± 0,1	8,2 ± 0,1	22,2 ± 0,1	5,8 ± 0,0	31 ± 0,2	16,3 ± 0,2	34,3 ± 0,2	13,4 ± 0,1
NT	1,7 ± 0,1	0,9 ± 0,0	2,1 ± 0,0	0,5 ± 0,0	2,9 ± 0,1	1,8 ± 0,0	3,2 ± 0,0	1,6 ± 0,0
C/N	12,7 ± 0,0	9,1 ± 0,0	10,6 ± 0,0	11,6 ± 0,0	10,7 ± 0,0	9,1 ± 0,0	10,7 ± 0,0	8,4 ± 0,0
Al ⁺³	0 ± 0,0	0 ± 0,0	0 ± 0,0	0 ± 0,0	0 ± 0,0	0 ± 0,0	0 ± 0,0	0 ± 0,0
Ca ⁺²	3,2 ± 0,0	1,1 ± 0,0	5,5 ± 0,0	4,1 ± 0,0	5,9 ± 0,0	9,8 ± 0,0	18,9 ± 0,0	13,4 ± 0,0
Mg ⁺²	1,3 ± 0,0	0,3 ± 0,0	1,8 ± 0,0	1,4 ± 0,0	1,6 ± 0,0	2,3 ± 0,0	6,7 ± 0,0	4,9 ± 0,0
K ⁺	0,3 ± 0,0	0,1 ± 0,0	0,4 ± 0,0	0,3 ± 0,0	0,6 ± 0,0	0,6 ± 0,0	1,4 ± 0,0	0,9 ± 0,0
Na ⁺	0 ± 0,0	0 ± 0,0	0,1 ± 0,0	0 ± 0,0	0 ± 0,0	0,1 ± 0,0	0,1 ± 0,0	0 ± 0,0
P	13,2 ± 0,0	0,4 ± 0,0	12 ± 0,0	3 ± 0,0	3 ± 0,0	1,2 ± 0,0	56,7 ± 0,0	3 ± 0,0
CTC ⁽¹⁾ efetiva	4,8 ± 0,0	1,5 ± 0,0	7,8 ± 0,0	5,8 ± 0,0	8,2 ± 0,0	12,7 ± 0,0	27,1 ± 0,1	19,2 ± 0,0
V% ⁽²⁾	52,8 ± 0,0	32,9 ± 0,0	64,3 ± 0,0	50 ± 0,0	58,5 ± 0,0	82,5 ± 0,0	88 ± 0,0	84,9 ± 0,0
RC ⁽³⁾	3,3 ± 0,0	1,3 ± 0,0	5,5 ± 0,0	4,5 ± 0,0	4,6 ± 0,0	8,6 ± 0,0	11,9 ± 0,0	12,6 ± 0,0
Atividade da argila	6,7 ± 0,0	1,9 ± 0,0	11 ± 0,0	7,5 ± 0,1	14,6 ± 0,1	18,9 ± 0,3	61,7 ± 0,3	29,3 ± 0,2
Fe ₂ O ₃ DCB ⁽⁴⁾	191,3 ± 2,6	207,4 ± 3,3	169,4 ± 2,9	175,8 ± 2,4	102,5 ± 1,4	121,7 ± 1,2	85,6 ± 1,3	104,5 ± 1,3
Fe ₂ O ₃ OA ⁽⁵⁾	2,8 ± 0,1	2,5 ± 0,0	3,9 ± 0,0	3,5 ± 0,0	12,3 ± 0,01	3,6 ± 0,2	15,8 ± 1,3	6,3 ± 0,5
Fe ₂ O ₃ cristalino ⁽⁶⁾	188,5 ± 2,2	204,9 ± 3,0	165,5 ± 2,7	172,3 ± 2,3	90,3 ± 1,2	118 ± 1,2	69,8 ± 1,0	98,2 ± 1,0
Hm ⁽⁷⁾	199 ± 0,0	213,1 ± 0,0	165,8 ± 0,0	175,6 ± 0,0	77,2 ± 0,0	111,6 ± 0,0	54,9 ± 0,0	98,8 ± 0,0
Gt ⁽⁸⁾	0 ± 0,0	0 ± 0,0	15 ± 0,0	7,5 ± 0,0	18,5 ± 0,0	16,8 ± 0,0	21,9 ± 0,0	12,6 ± 0,0
Fe ₂ O ₃ OA/ Fe ₂ O ₃ DCB	0,01 ± 0,0	0,01 ± 0,0	0,02 ± 0,0	0,02 ± 0,0	0,12 ± 0,0	0,03 ± 0,0	0,18 ± 0,0	0,06 ± 0,0
R Gt/(Gt+Hm)	-	-	0,08 ± 0,0	0,04 ± 0,0	0,19 ± 0,0	0,13 ± 0,0	0,28 ± 0,0	0,11 ± 0,0
DMC Gt (110) ⁽⁹⁾	-	-	21,84	20,28	21,32	22,29	21,57	23,68
DMC Hm (104) ⁽¹⁰⁾	46,55	56,42	34,78	31,16	43,34	37,7	39,47	36,64
DMC Hm (110) ⁽¹¹⁾	45,35	49,88	33,53	34,77	40,59	35,66	42,87	31,96
DMC Gb (002) ⁽¹²⁾	22,79	20,14	23,14	22,84	22,75	20,69	-	-
DMC Ct (001) ⁽¹³⁾	14,52	16,97	10,01	10,73	9,06	10,68	11,9	12,83
NMC Ct ⁽¹⁴⁾	20,17	23,56	13,9	14,91	12,59	14,84	16,52	17,81
ASE Gt ⁽¹⁵⁾	-	-	62,85	67,69	64,41	61,59	63,64	57,99
ASE Hm ⁽¹⁶⁾	27,18	23,83	36,61	37,42	29,91	34,18	30,02	37,01
SI Gt ⁽¹⁷⁾	-	-	39,91	164	59,19	93,1	148,01	94,88
SI Hm ⁽¹⁸⁾	29,98	18,8	13,41	30,26	25,51	13,66	34,77	16,63

⁽¹⁾CTC: capacidade de troca catiônica; ⁽²⁾V%: saturação por bases; ⁽³⁾RC: retenção de cátions; ⁽⁴⁾Fe₂O₃ DCB: óxidos de ferro extraídos por DCB; ⁽⁵⁾Fe₂O₃ OA: óxidos de ferro de baixa cristalinidade extraídos por OA; ⁽⁶⁾Fe₂O₃ Cristalino: óxidos de ferro de alta cristalinidade; ⁽⁷⁾Hm: Hematita; ⁽⁸⁾Gt: Goethita; ⁽⁹⁾ DMC Gt (110): diâmetro médio do cristal de goethita na direção (110); ⁽¹⁰⁾ DMC Hm (104): diâmetro médio do cristal de hematita na direção (104); ⁽¹¹⁾ diâmetro médio do cristal de hematita na direção (110); ⁽¹²⁾ DMC Gb (002): diâmetro médio do cristal de gibbsita na direção (002); ⁽¹³⁾ DMC Ct (001) diâmetro médio do cristal de caulinita na direção (001); ⁽¹⁴⁾ NMC Ct: numero médio de camadas de caulinita; ⁽¹⁵⁾ ASE Gt: área de superfície específica da goethita; ⁽¹⁶⁾ ASE Hm (001): área de superfície específica da hematita; ⁽¹⁷⁾ SI Gt: substituição isomórfica da goethita; ⁽¹⁸⁾ SI Hm: substituição isomórfica da hematita.

Tabela 3.3. Carbono orgânico, nitrogênio e relação C/N em frações granulométricas dos solos.

Solo	Horizonte	Percentual de massa	CO (g kg ⁻¹)	N (g kg ⁻¹)	C/N
		da fração granulométrica (%) (1)			
Areia					
Latossolo af	A	6,0	1,7 ± 0,1	0,06 ± 0,01	25,0 ± 0,1
	Bw	4,7	0,3 ± 0,0	0,01 ± 0,00	23,5 ± 0,0
Latossolo ef	A	5,7	1,8 ± 0,0	0,08 ± 0,00	21,2 ± 0,0
	Bw	2,7	0,2 ± 0,0	0,01 ± 0,00	36,7 ± 0,0
Nitossolo	A	4,7	3,2 ± 0,1	0,11 ± 0,00	29,1 ± 0,1
	Bt	4,2	0,3 ± 0,0	0,01 ± 0,00	25,1 ± 0,0
Chernossolo	A	12,6	2,3 ± 0,0	0,11 ± 0,00	20,3 ± 0,0
	Bt	11,7	0,2 ± 0,0	0,01 ± 0,00	16,0 ± 0,0
Silte					
Latossolo af	A	23,6	4,1 ± 0,1	0,25 ± 0,01	16,2 ± 0,0
	Bw	12,2	0,7 ± 0,0	0,04 ± 0,00	16,5 ± 0,0
Latossolo ef	A	23,9	4,3 ± 0,1	0,32 ± 0,01	13,3 ± 0,0
	Bw	20,0	0,7 ± 0,0	0,04 ± 0,00	13,4 ± 0,0
Nitossolo	A	39,2	9,7 ± 0,1	0,71 ± 0,02	13,5 ± 0,1
	Bt	28,4	2,4 ± 0,1	0,21 ± 0,00	11,0 ± 0,0
Chernossolo	A	43,4	6,1 ± 0,1	0,55 ± 0,01	11,0 ± 0,0
	Bt	22,8	1,5 ± 0,1	0,12 ± 0,00	11,9 ± 0,1
Argila					
Latossolo af	A	70,4	15,7 ± 0,5	1,43 ± 0,03	10,9 ± 0,3
	Bw	83,1	7,3 ± 0,2	0,76 ± 0,02	9,6 ± 0,1
Latossolo ef	A	70,4	15,9 ± 0,3	1,7 ± 0,03	9,3 ± 0,2
	Bw	77,3	4,9 ± 0,2	0,45 ± 0,02	10,8 ± 0,1
Nitossolo	A	56,1	18,1 ± 0,2	1,63 ± 0,04	11,1 ± 0,1
	Bt	67,4	13,6 ± 0,6	1,43 ± 0,03	9,5 ± 0,2
Chernossolo	A	43,9	26,0 ± 0,5	3,06 ± 0,04	8,5 ± 0,2
	Bt	65,5	11,7 ± 0,3	1,47 ± 0,04	7,9 ± 0,1

(1) Percentual de participação das frações areia, silte e argila na composição da amostra inteira de solo.

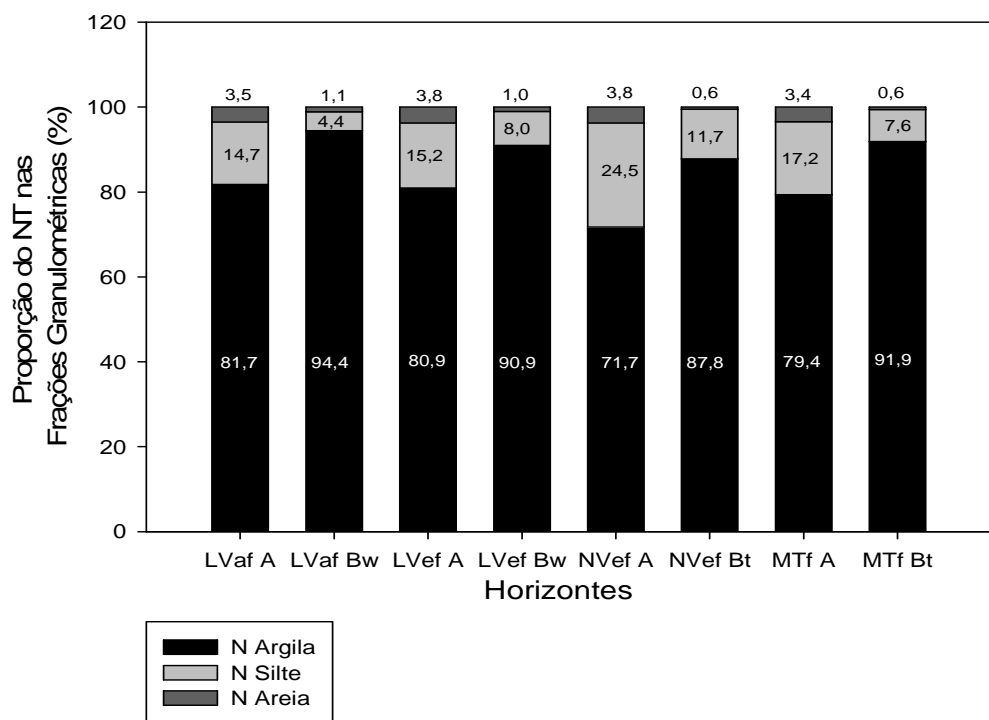
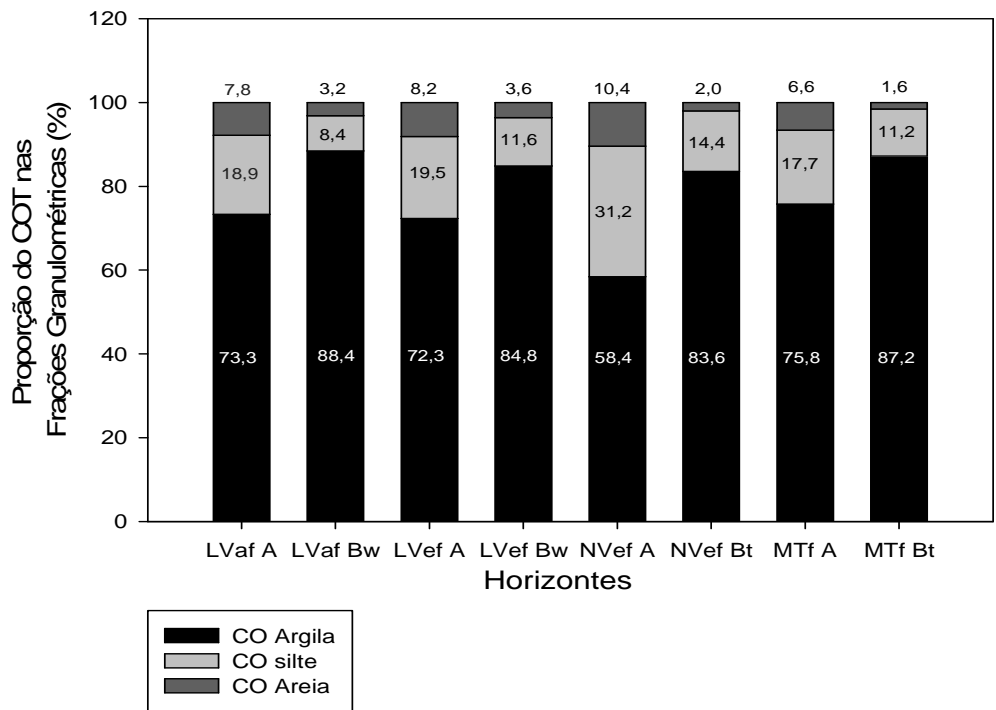


Figura 3.2. Proporções do carbono orgânico total (COT) e nitrogênio total (NT) nas frações granulométricas dos horizontes.

fração argila foi superior nos Latossolos e no Chernossolo e inferior no Nitossolo (Figura 3.1).

A relação C/N da MOS foi maior na fração areia, intermediária no silte e inferior na fração argila (Tabela 3.2). Na fração argila a relação C/N foi menor no Chernossolo (8,5 e 7,9 para A e Bt respectivamente) e maior no Nitossolo A (11,1) e no Latossolo ef Bw (10,8) (Tabela 3.2).

3.3.3 Classes de tamanho de agregados

O teor de argila dos agregados diminuiu na ordem Latossolo af > Latossolo ef > Nitossolo > Chernossolo, sendo essa tendência mais evidente no horizonte sub-superfície. De forma esperada, os Latossolos apresentaram os menores teores de silte (220 a 235 g kg⁻¹ e 124 a 131 g kg⁻¹ para A e Bw do Latossolo af e 207 a 248 g kg⁻¹ 154 a 221 g kg⁻¹ para A e Bw do Latossolo ef), enquanto o Chernossolo apresentou os maiores teores de areia (91 a 133 g kg⁻¹ e 91 a 119 g kg⁻¹, para A e Bt respectivamente) (Tabela 3.3).

O teor de argila das classes foi maior em sub-superfície, enquanto os teores de areia e silte foram menores (Tabela 3.3). Houve um incremento no teor de argila nas menores classes de tamanho, exceto no horizonte Bw do Latossolo af onde a argila não diferiu entre classes de agregados (825 g kg⁻¹) (Tabela 3.3).

O teor de CO e N das classes de agregados em superfície diminuiu na ordem Chernossolo > Nitossolo > Latossolo ef > Latossolo af e, em sub-superfície, na ordem Nitossolo > Chernossolo > Latossolo af > Latossolo ef. Em superfície houve uma tendência de incremento nos teores de CO e N nas menores classes de tamanho, em especial nos microagregados (<0,25 mm). Tendência semelhante foi observada em sub-superfície somente para o horizonte Bw do Latossolo af, enquanto que nos outros horizontes a classe >4 mm foi a que apresentou maiores teores de CO e N (Tabela 3.4). A relação C/N nos Latossolos diminuiu das maiores para as menores classes de tamanho, enquanto que no Chernossolo e no Nitossolo houve uma tendência contrária, havendo um aumento na relação C/N nos microagregados, com exceção do horizonte Bt do Chernossolo que apresentou tendência semelhante ao observado para os Latossolos (Tabela 3.4).

Não foi observada presença de Al⁺³ nas classes de tamanho de agregado (Tabela 3.5). Em superfície, foi observado um incremento nos teores de Ca⁺² e Mg⁺² das maiores para as menores classes de agregados. Essa tendência foi mais evidente no Chernossolo e Nitossolo. Em sub-superfície, o incremento nos teores de Ca⁺² e Mg⁺² na menor classe foi observada nos Latossolos (Tabela 3.5).

Tabela 3.4. Proporção de massa e características granulométricas das classes de tamanho de agregados

Classe de tamanho de agregados	Percentual de massa da classe na amostra inteira ⁽¹⁾	Argila	Silte	Areia
Mm	%	g Kg ⁻¹		
Latossolo af A				
8-4	33,5 ± 0,1	700 ± 0	235 ± 2	65 ± 2
4-2	22,1 ± 0,2	700 ± 0	239 ± 2	61 ± 2
2-1	17,9 ± 0,1	700 ± 0	240 ± 3	60 ± 3
1-0,5	11,3 ± 0,4	710 ± 5	223 ± 2	67 ± 14
0,5-0,25	7,2 ± 0,3	725 ± 0	220 ± 3	55 ± 3
< 0,25	7,9 ± 0,2	725 ± 0	225 ± 1	50 ± 1
Latossolo af Bw				
8-4	27,1 ± 0	825 ± 0	129 ± 1	46 ± 1
4-2	18,7 ± 0,1	825 ± 0	126 ± 3	49 ± 0
2-1	15,2 ± 0,3	825 ± 0	124 ± 1	51 ± 0
1-0,5	18,8 ± 0,3	825 ± 0	127 ± 3	48 ± 0
0,5-0,25	9,5 ± 0,4	825 ± 0	124 ± 1	51 ± 1
< 0,25	10,7 ± 0,3	825 ± 0	131 ± 5	44 ± 0
Latossolo ef A				
8-4	48,5 ± 0,2	695 ± 11	245 ± 13	60 ± 4
4-2	26,1 ± 0,5	700 ± 0	241 ± 5	59 ± 5
2-1	12,7 ± 0,4	695 ± 8	246 ± 13	59 ± 3
1-0,5	6,5 ± 0,1	705 ± 11	248 ± 14	47 ± 4
0,5-0,25	3,4 ± 0,1	745 ± 5	215 ± 15	40 ± 5
< 0,25	2,8 ± 0,1	760 ± 5	207 ± 10	33 ± 6
Latossolo ef Bw				
8-4	18,8 ± 0,1	750 ± 0	210 ± 1	40 ± 1
4-2	21,4 ± 0,1	750 ± 0	221 ± 1	29 ± 1
2-1	20,3 ± 0,1	770 ± 5	204 ± 1	26 ± 3
1-0,5	14,1 ± 0,1	795 ± 5	180 ± 1	25 ± 8
0,5-0,25	11,7 ± 0,1	800 ± 0	179 ± 1	21 ± 1
< 0,25	13,8 ± 0,1	825 ± 0	154 ± 2	21 ± 2
Nitossolo A				
8-4	54,0 ± 0,2	550 ± 0	393 ± 2	57 ± 2
4-2	23,0 ± 0,2	555 ± 8	388 ± 2	57 ± 13
2-1	10,7 ± 0,1	570 ± 8	377 ± 2	53 ± 12
1-0,5	5,8 ± 0,3	575 ± 0	372 ± 2	53 ± 2
0,5-0,25	3,5 ± 0,3	630 ± 6	329 ± 5	41 ± 10
< 0,25	3,0 ± 0,2	650 ± 0	311 ± 5	39 ± 5
Nitossolo Bt				
8-4	64,7 ± 0,3	670 ± 5	288 ± 11	42 ± 1
4-2	18,6 ± 0,8	675 ± 0	289 ± 1	36 ± 1
2-1	8,3 ± 1,0	680 ± 11	275 ± 12	45 ± 3
1-0,5	4,8 ± 0,1	705 ± 5	249 ± 13	46 ± 4
0,5-0,25	2,1 ± 0,3	720 ± 8	234 ± 12	46 ± 1
< 0,25	1,4 ± 0,2	725 ± 0	227 ± 4	48 ± 4
Chernossolo A				
8-4	52,2 ± 0,2	425 ± 0	442 ± 5	133 ± 5
4-2	29,7 ± 0,3	440 ± 8	453 ± 4	107 ± 15
2-1	11,2 ± 0	445 ± 5	440 ± 4	115 ± 11
1-0,5	4,0 ± 0,3	450 ± 0	430 ± 2	120 ± 2
0,5-0,25	1,8 ± 0,2	450 ± 0	458 ± 6	92 ± 6
< 0,25	1,1 ± 0,1	475 ± 0	434 ± 6	91 ± 6
Chernossolo Bt				
8-4	57,0 ± 0,5	640 ± 8	241,1 ± 9	118,9 ± 6
4-2	23,3 ± 0,3	645 ± 11	238,8 ± 11	116,2 ± 2
2-1	9,7 ± 0,4	650 ± 0	235,1 ± 3	114,9 ± 3
1-0,5	5,7 ± 0,5	650 ± 0	234,5 ± 7	115,5 ± 7
0,5-0,25	2,6 ± 0,2	655 ± 11	232,4 ± 13	112,6 ± 4
< 0,25	1,7 ± 0,1	675 ± 0	234,4 ± 7	90,7 ± 7

⁽¹⁾ Percentual de massa de cada classe de tamanho de agregado na composição da amostra inteira de solo.

Tabela 3.5. Carbono orgânico, nitrogênio, relação C/N nas classes de agregado e proporção de massa no carbono orgânico total e nitrogênio total.

Classe de tamanho de agregados	CO ⁽¹⁾	N ⁽²⁾	C/N	Percentual do COT na classe ⁽³⁾	Percentual do NT na classe ⁽⁴⁾
Mm	g Kg ⁻¹			%	
Latossolo af A					
8-4	20,6 ± 0,0	1,57 ± 0,00	13,1 ± 0,0	32,0 ± 0,1	31,0 ± 0,1
4-2	21,6 ± 0,2	1,68 ± 0,00	12,9 ± 0,0	22,2 ± 0,1	21,9 ± 0,1
2-1	21,8 ± 0,0	1,65 ± 0,00	13,2 ± 0,0	18,1 ± 0,0	17,4 ± 0,0
1-0,5	22,0 ± 0,1	1,67 ± 0,00	13,1 ± 0,0	11,5 ± 0,2	11,1 ± 0,2
0,5-0,25	21,5 ± 0,0	1,65 ± 0,00	13,0 ± 0,0	7,2 ± 0,1	7,0 ± 0,1
< 0,25	24,2 ± 0,1	1,86 ± 0,01	13,0 ± 0,0	8,9 ± 0,1	8,7 ± 0,0
Latossolo af Bw					
8-4	8,2 ± 0,1	0,89 ± 0,00	9,2 ± 0,0	27,3 ± 0,0	26,9 ± 0,0
4-2	8,2 ± 0,0	0,89 ± 0,00	9,2 ± 0,0	18,6 ± 0,0	18,5 ± 0,0
2-1	8,1 ± 0,0	0,88 ± 0,01	9,3 ± 0,0	15,1 ± 0,2	14,8 ± 0,1
1-0,5	8,1 ± 0,0	0,89 ± 0,00	9,2 ± 0,0	18,6 ± 0,1	18,5 ± 0,1
0,5-0,25	8,3 ± 0,0	0,90 ± 0,00	9,2 ± 0,0	9,6 ± 0,1	9,5 ± 0,1
< 0,25	8,4 ± 0,0	0,96 ± 0,00	8,8 ± 0,0	11,0 ± 0,1	11,4 ± 0,1
Latossolo ef A					
8-4	21,4 ± 0,0	2,03 ± 0,00	10,5 ± 0,0	47,0 ± 0,1	46,9 ± 0,0
4-2	22,5 ± 0,0	2,13 ± 0,00	10,5 ± 0,0	26,7 ± 0,2	26,5 ± 0,1
2-1	22,9 ± 0,0	2,20 ± 0,00	10,4 ± 0,0	13,2 ± 0,3	13,3 ± 0,0
1-0,5	23,6 ± 0,0	2,24 ± 0,01	10,6 ± 0,0	7,0 ± 0,0	7,0 ± 0,0
0,5-0,25	24,6 ± 0,0	2,34 ± 0,00	10,5 ± 0,0	3,8 ± 0,0	3,8 ± 0,0
< 0,25	25,4 ± 0,0	2,80 ± 0,01	9,1 ± 0,0	3,2 ± 0,0	3,7 ± 0,0
Latossolo ef Bw					
8-4	6,1 ± 0,0	0,48 ± 0,00	12,5 ± 0,0	19,6 ± 0,0	18,2 ± 0,1
4-2	5,8 ± 0,0	0,49 ± 0,00	11,9 ± 0,0	21,4 ± 0,1	20,8 ± 0,1
2-1	5,6 ± 0,0	0,47 ± 0,00	12,0 ± 0,0	19,7 ± 0,0	19,2 ± 0,1
1-0,5	5,8 ± 0,0	0,49 ± 0,00	11,7 ± 0,0	14,0 ± 0,1	13,8 ± 0,0
0,5-0,25	5,6 ± 0,0	0,46 ± 0,00	12,0 ± 0,0	11,2 ± 0,0	10,8 ± 0,0
< 0,25	5,9 ± 0,0	0,51 ± 0,00	11,6 ± 0,0	14,2 ± 0,1	14,2 ± 0,1
Nitossolo A					
8-4	28,9 ± 0,0	2,74 ± 0,01	10,6 ± 0,0	49,9 ± 0,1	51,0 ± 0,1
4-2	29,9 ± 0,1	2,80 ± 0,00	10,7 ± 0,0	29,0 ± 0,1	22,2 ± 0,1
2-1	35,7 ± 0,1	3,14 ± 0,01	11,4 ± 0,0	12,5 ± 0,1	11,6 ± 0,0
1-0,5	36,2 ± 0,0	3,18 ± 0,00	11,4 ± 0,0	4,5 ± 0,2	6,4 ± 0,1
0,5-0,25	36,6 ± 0,0	3,17 ± 0,01	11,5 ± 0,0	2,3 ± 0,1	3,8 ± 0,0
< 0,25	43,5 ± 0,1	3,48 ± 0,01	12,5 ± 0,1	1,6 ± 0,1	3,6 ± 0,1
Nitossolo Bt					
8-4	17,9 ± 0,1	1,99 ± 0,00	9,0 ± 0,0	70,9 ± 0,2	69,3 ± 0,0
4-2	14,0 ± 0,3	1,75 ± 0,01	8,0 ± 0,0	16,0 ± 0,3	17,2 ± 0,0
2-1	12,7 ± 0,1	1,70 ± 0,00	7,5 ± 0,0	6,5 ± 0,2	7,1 ± 0,0
1-0,5	12,9 ± 0,0	1,80 ± 0,00	7,2 ± 0,0	3,8 ± 0,0	4,1 ± 0,0
0,5-0,25	13,8 ± 0,1	1,50 ± 0,00	9,2 ± 0,0	1,8 ± 0,1	1,9 ± 0,0
< 0,25	14,0 ± 0,0	1,54 ± 0,00	9,1 ± 0,0	1,2 ± 0,0	1,4 ± 0,0
Chernossolo A					
8-4	32,8 ± 0,0	3,13 ± 0,00	10,5 ± 0,0	50,4 ± 0,1	51,1 ± 0,0
4-2	33,5 ± 0,0	3,18 ± 0,01	10,5 ± 0,0	22,1 ± 0,1	29,6 ± 0,1
2-1	38,3 ± 0,1	3,33 ± 0,00	11,5 ± 0,0	12,3 ± 0,0	11,6 ± 0,0
1-0,5	38,7 ± 0,0	3,42 ± 0,00	11,3 ± 0,0	6,8 ± 0,2	4,3 ± 0,1
0,5-0,25	43,8 ± 0,1	3,74 ± 0,01	11,7 ± 0,0	4,1 ± 0,1	2,1 ± 0,0
< 0,25	51,5 ± 0,0	3,99 ± 0,00	12,9 ± 0,00	4,2 ± 0,1	1,3 ± 0,0
Chernossolo Bt					
8-4	14,4 ± 0,0	1,66 ± 0,00	8,6 ± 0,0	61,0 ± 0,0	59,2 ± 0,1
4-2	12,0 ± 0,1	1,42 ± 0,01	8,4 ± 0,0	20,8 ± 0,1	20,8 ± 0,1
2-1	11,3 ± 0,1	1,36 ± 0,01	8,3 ± 0,0	8,1 ± 0,1	8,2 ± 0,3
1-0,5	12,5 ± 0,1	1,49 ± 0,01	8,4 ± 0,0	5,3 ± 0,2	5,3 ± 0,1
0,5-0,25	13,2 ± 0,0	1,59 ± 0,00	8,3 ± 0,0	2,6 ± 0,0	2,6 ± 0,2
< 0,25	13,7 ± 0,0	1,69 ± 0,00	8,1 ± 0,0	1,8 ± 0,1	1,8 ± 0,1

⁽¹⁾ CO: carbono orgânico da classe de agregado; ⁽²⁾N: nitrogênio da classe de agregado; ⁽³⁾ Percentual do COT na classe: obtido por: (CO da classe x Percentual de massa da classe na amostra inteira) / COT; ⁽⁴⁾ Percentual do NT na classe: obtido por: (N da classe x Percentual de massa da classe na amostra inteira) / NT.

Tabela 3.6. Teor de alumínio, cálcio e magnésio nas classes de tamanho de agregado.

Classe de tamanho de agregados	Al ⁺³	Ca ⁺²	Mg ⁺²
mm	cmolc dm ⁻³		
Latossolo af A			
8-4	0,0 ± 0,0	2,9 ± 0,0	1 ± 0,0
4-2	0,0 ± 0,0	3,0 ± 0,0	1,1 ± 0,1
2-1	0,0 ± 0,0	3,2 ± 0,0	1,3 ± 0,0
1-0,5	0,0 ± 0,0	3,2 ± 0,0	1,3 ± 0,0
0,5-0,25	0,0 ± 0,0	3,2 ± 0,0	1,3 ± 0,0
< 0,25	0,0 ± 0,0	3,2 ± 0,0	1,3 ± 0,0
Latossolo af Bw			
8-4	0,0 ± 0,0	1,1 ± 0,0	0,3 ± 0,0
4-2	0,0 ± 0,0	1,1 ± 0,0	0,3 ± 0,0
2-1	0,0 ± 0,0	1,2 ± 0,0	0,3 ± 0,0
1-0,5	0,0 ± 0,0	1,2 ± 0,0	0,3 ± 0,0
0,5-0,25	0,0 ± 0,0	1,2 ± 0,0	0,3 ± 0,1
< 0,25	0,0 ± 0,0	1,2 ± 0,1	0,3 ± 0,0
Latossolo ef A			
8-4	0,0 ± 0,0	5,1 ± 0,1	1,6 ± 0,1
4-2	0,0 ± 0,0	5,0 ± 0,0	1,6 ± 0,1
2-1	0,0 ± 0,0	5,1 ± 0,0	1,5 ± 0,1
1-0,5	0,0 ± 0,0	5,2 ± 0,1	1,5 ± 0,1
0,5-0,25	0,0 ± 0,0	5,3 ± 0,0	1,6 ± 0,1
< 0,25	0,0 ± 0,0	5,5 ± 0,1	1,8 ± 0,1
Latossolo ef Bw			
8-4	0,0 ± 0,0	3,8 ± 0,0	1,2 ± 0,0
4-2	0,0 ± 0,0	4,1 ± 0,0	1,4 ± 0,1
2-1	0,0 ± 0,0	4,1 ± 0,0	1,4 ± 0,1
1-0,5	0,0 ± 0,0	4,1 ± 0,1	1,4 ± 0,0
0,5-0,25	0,0 ± 0,0	4,1 ± 0,0	1,3 ± 0,1
< 0,25	0,0 ± 0,0	4,3 ± 0,1	1,5 ± 0,0
Nitossolo A			
8-4	0,0 ± 0,0	5,8 ± 0,1	1,5 ± 0,0
4-2	0,0 ± 0,0	5,8 ± 0,1	1,5 ± 0,1
2-1	0,0 ± 0,0	5,8 ± 0,1	1,5 ± 0,1
1-0,5	0,0 ± 0,0	5,9 ± 0,1	1,6 ± 0,0
0,5-0,25	0,0 ± 0,0	6,4 ± 0,1	1,8 ± 0,1
< 0,25	0,0 ± 0,0	8,9 ± 0,1	1,9 ± 0,1
Nitossolo Bt			
8-4	0,0 ± 0,0	9,8 ± 0,00	2,3 ± 0,00
4-2	0,0 ± 0,0	9,8 ± 0,00	2,3 ± 0,00
2-1	0,0 ± 0,0	9,8 ± 0,00	2,3 ± 0,00
1-0,5	0,0 ± 0,0	9,8 ± 0,00	2,3 ± 0,00
0,5-0,25	0,0 ± 0,0	9,8 ± 0,00	2,3 ± 0,00
< 0,25	0,0 ± 0,0	9,8 ± 0,00	2,3 ± 0,00
Chernossolo A			
8-4	0,0 ± 0,0	18,5 ± 0,0	6,6 ± 0,0
4-2	0,0 ± 0,0	18,9 ± 0,0	6,7 ± 0,1
2-1	0,0 ± 0,0	18,7 ± 0,0	6,6 ± 0,0
1-0,5	0,0 ± 0,0	18,7 ± 0,0	6,7 ± 0,0
0,5-0,25	0,0 ± 0,0	18,9 ± 0,0	6,7 ± 0,0
< 0,25	0,0 ± 0,0	20,8 ± 0,1	7,5 ± 0,0
Chernossolo Bt			
8-4	0,0 ± 0,0	13,4 ± 0,0	4,9 ± 0,0
4-2	0,0 ± 0,0	13,4 ± 0,0	4,9 ± 0,0
2-1	0,0 ± 0,0	13,3 ± 0,1	4,6 ± 0,0
1-0,5	0,0 ± 0,0	13,7 ± 0,0	4,9 ± 0,0
0,5-0,25	0,0 ± 0,0	13,6 ± 0,1	4,8 ± 0,1
< 0,25	0,0 ± 0,0	13,4 ± 0,1	4,9 ± 0,0

Tabela 3.7. Teor de óxidos de ferro total, óxidos de ferro de baixa e alta cristalinidade e relação Fe_2O_3 OA/ Fe_2O_3 DCB nas classes de tamanho de agregado.

Classe de tamanho de agregados	Fe_2O_3 DCB ⁽¹⁾	Fe_2O_3 O.A. ⁽²⁾	Fe_2O_3 Cristalino ⁽³⁾	Fe_2O_3 O.A./ Fe_2O_3 DCB
Mm	g Kg ⁻¹			
Latossolo af A				
8-4	164,9 ± 0,3	2,9 ± 0,0	162,0 ± 0,3	0,017 ± 0,001
4-2	164,5 ± 0,2	2,9 ± 0,0	161,6 ± 0,2	0,018 ± 0,000
2-1	164,3 ± 0,3	2,9 ± 0,0	161,4 ± 0,3	0,017 ± 0,000
1-0,5	164,9 ± 0,1	3,0 ± 0,0	162,0 ± 0,1	0,018 ± 0,000
0,5-0,25	164,0 ± 0,2	2,9 ± 0,0	161,1 ± 0,1	0,018 ± 0,001
< 0,25	163,5 ± 0,1	3,1 ± 0,0	160,4 ± 0,1	0,019 ± 0,000
Latossolo af Bw				
8-4	168,2 ± 0,1	2,8 ± 0,1	165,5 ± 0,1	0,016 ± 0,001
4-2	168,3 ± 0,1	2,6 ± 0,1	165,7 ± 0,1	0,016 ± 0,000
2-1	168,4 ± 0,1	2,6 ± 0,0	165,8 ± 0,0	0,015 ± 0,000
1-0,5	168,7 ± 0,1	2,5 ± 0,1	166,2 ± 0,0	0,015 ± 0,001
0,5-0,25	168,4 ± 0,1	2,8 ± 0,0	165,5 ± 0,1	0,017 ± 0,001
< 0,25	168,3 ± 0,2	2,9 ± 0,0	165,4 ± 0,1	0,017 ± 0,000
Latossolo ef A				
8-4	155,9 ± 1,1	3,6 ± 0,0	152,3 ± 1,1	0,023 ± 0,001
4-2	142,9 ± 2,2	3,7 ± 0,0	139,3 ± 2,0	0,026 ± 0,000
2-1	147,5 ± 1,8	3,9 ± 0,0	143,6 ± 1,8	0,026 ± 0,000
1-0,5	157,5 ± 3,5	4,0 ± 0,0	153,5 ± 3,5	0,026 ± 0,001
0,5-0,25	130,3 ± 2,3	4,4 ± 0,1	125,8 ± 2,2	0,034 ± 0,001
< 0,25	151,7 ± 1,2	4,7 ± 0,1	147,0 ± 1,1	0,031 ± 0,001
Latossolo ef Bw				
8-4	160,8 ± 0,6	3,6 ± 0,1	157,1 ± 0,5	0,023 ± 0,001
4-2	154,8 ± 0,6	3,6 ± 0,1	151,2 ± 0,6	0,023 ± 0,000
2-1	152,8 ± 2,8	3,5 ± 0,1	149,3 ± 2,6	0,023 ± 0,000
1-0,5	134,5 ± 3,1	3,5 ± 0,1	131,0 ± 3,1	0,026 ± 0,001
0,5-0,25	151,9 ± 1,1	3,5 ± 0,1	148,4 ± 1,1	0,023 ± 0,000
< 0,25	146,4 ± 1,8	3,6 ± 0,1	142,8 ± 1,6	0,025 ± 0,000
Nitossolo A				
8-4	96,4 ± 0,3	9,0 ± 0,0	87,4 ± 0,3	0,093 ± 0,000
4-2	95,6 ± 0,6	9,0 ± 0,0	86,6 ± 0,6	0,094 ± 0,000
2-1	93,6 ± 0,3	9,0 ± 0,0	84,5 ± 0,2	0,097 ± 0,000
1-0,5	93,2 ± 0,5	9,1 ± 0,0	84,1 ± 0,4	0,098 ± 0,000
0,5-0,25	91,9 ± 0,2	9,1 ± 0,0	82,8 ± 0,2	0,099 ± 0,000
< 0,25	91,3 ± 1,7	9,2 ± 0,0	82,1 ± 1,6	0,101 ± 0,001
Nitossolo Bt				
8-4	111,7 ± 0,4	4,0 ± 0,1	107,7 ± 0,4	0,036 ± 0,001
4-2	109,3 ± 0,1	3,7 ± 0,1	105,6 ± 0,1	0,034 ± 0,001
2-1	108,9 ± 0,4	3,6 ± 0,1	105,3 ± 0,4	0,033 ± 0,001
1-0,5	109,2 ± 0,6	3,7 ± 0,0	105,5 ± 0,6	0,034 ± 0,000
0,5-0,25	109,6 ± 0,4	3,8 ± 0,0	105,8 ± 0,4	0,034 ± 0,001
< 0,25	109,9 ± 0,1	3,9 ± 0,1	106,0 ± 0,1	0,036 ± 0,001
Chernossolo A				
8-4	68,9 ± 0,4	10,0 ± 0,1	58,9 ± 0,4	0,145 ± 0,001
4-2	68,4 ± 0,7	10,2 ± 0,5	58,2 ± 0,8	0,149 ± 0,000
2-1	65,2 ± 0,3	10,5 ± 0,4	54,7 ± 0,3	0,161 ± 0,002
1-0,5	68,0 ± 1,3	10,5 ± 0,1	57,4 ± 1,4	0,155 ± 0,000
0,5-0,25	66,3 ± 0,3	10,7 ± 0,2	55,6 ± 0,4	0,161 ± 0,002
< 0,25	56,9 ± 1,5	11,9 ± 0,2	45,1 ± 1,3	0,209 ± 0,003
Chernossolo Bt				
8-4	99,3 ± 0,6	6,5 ± 0,0	92,8 ± 0,5	0,065 ± 0,001
4-2	86,2 ± 0,5	5,5 ± 0,2	80,7 ± 0,4	0,064 ± 0,001
2-1	81,7 ± 0,4	5,4 ± 1,0	76,4 ± 0,4	0,066 ± 0,001
1-0,5	81,9 ± 0,3	6,0 ± 0,3	75,9 ± 0,3	0,073 ± 0,002
0,5-0,25	79,9 ± 0,3	6,1 ± 0,2	73,8 ± 0,3	0,076 ± 0,002
< 0,25	93,1 ± 0,1	6,3 ± 0,0	86,8 ± 0,1	0,068 ± 0,001

⁽¹⁾ Fe_2O_3 DCB: óxidos de ferro totais – extraídos com ditionito citrato bicarbonato (DCB); ⁽²⁾ Fe_2O_3 OA: óxidos de ferro de baixa cristalinidade extraídos com oxalato de amônio (O.A); ⁽³⁾ Fe_2O_3 Cristalino: óxidos de ferro de alta cristalinidade obtidos pela diferença entre o Fe_2O_3 DCB e Fe_2O_3 OA.

Houve um pequeno incremento nos teores de óxidos de baixa cristalinidade nas menores classes de tamanho de agregado, em especial nos microagregados (<0,25 mm) (2,92 g kg⁻¹ no horizonte Bw do Latossolo af a 11,87 g kg⁻¹ no horizonte A do Chernossolo), enquanto que os óxidos cristalinos tenderam a se concentrar nos macroagregados, sendo esse comportamento mais evidente nos horizontes superficiais (Tabela 3.6).

3.4 DISCUSSÃO

3.4.1 Matéria orgânica em frações granulométricas

O maior teor de CO e N associado à fração argila do Nitossolo e do Chernossolo (Tabela 3.2) se deve a maior participação de óxidos de baixa cristalinidade, goethita e minerais de alta atividade nesses solos (Tabela 3.2). Os minerais de baixa cristalinidade possuem, no geral, alta ASE e a goethita tem sido citada como uma forma mais propensa a formação de complexos com a MOS, ao contrário da hematita e gibbsita que podem ocorrer de formas mais isoladas (Fontes & Weed, 1991, Inda-Junior et al., 2005).

Ao contrário do observado para o Nitossolo e Chernossolo, os menores teores de CO e N associados com a argila nos Latossolos (Tabela 3.2) são devidos as características dessa fração em solos muito intemperizados, como elevados teores de materiais cristalinos, como a hematita que é reconhecida por ser um óxido de baixa ASE se comparado a análogos cristalinos (goethita) ou com seu precursor amorfo - a ferridrita (Inda Junior et al., 2007). Esse comportamento pode ser observado pelo agrupamento das variáveis CO Argila, N Argila, Ferro OA, COT com o Chernossolo A em torno do eixo 1 e da posição inversa das variáveis Ferro Cristalino, Ferro DCB e Hematita com os Latossolos na Figura 3.3, assim como nas regressões das Figuras 3.4a e 3.4b.

A menor relação C/N da argila no Chernossolo (Tabela 3.3) sugere que um material mais humificado esteja interagindo com a fase mineral, pois conforme observado por Dick et al., (2010) em solos com maior proporção de minerais 2:1, a interação entre matéria orgânica e esses minerais é mais fraca, e o efeito estabilizante da complexação de superfície é menor do que em solos de mineralogia 1:1 e óxidos de ferro e alumínio, sendo a matéria orgânica mais decomposta e menos funcionalizada. Mesmo com os menores teores de argila nos horizontes do Chernossolo, essa fração contribuiu com proporções no COT e NT semelhantes aos outros solos.

A argila teve maior capacidade em acumular CO e N do que as frações areia e silte (Tabela

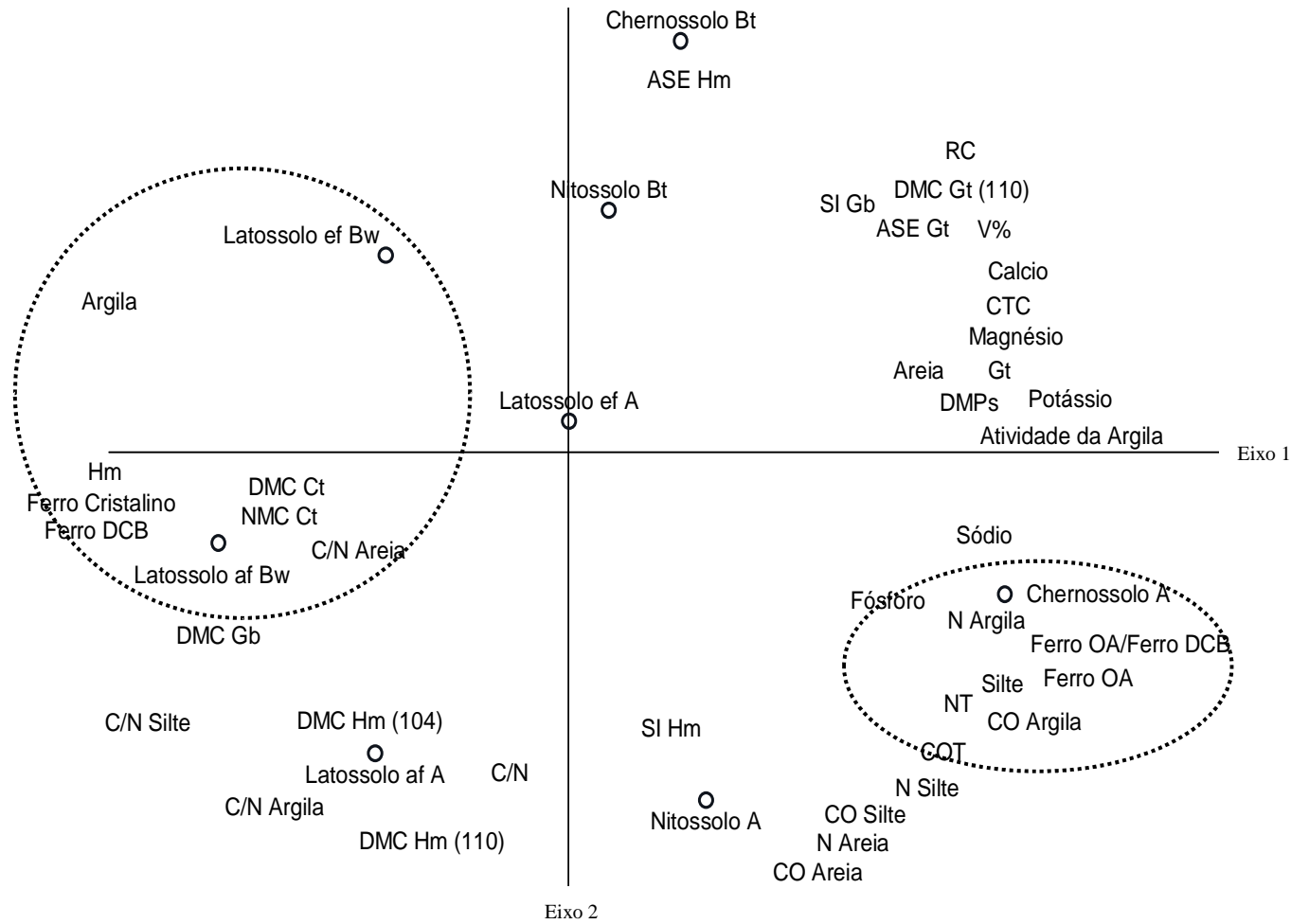


Figura 3.3. Análise de componentes principais – Atributos de solo inteiro e matéria orgânica em frações granulométricas.

	Atributo	Eixo 1	Eixo 2
Solo inteiro	%	53,75	19,93
	Argila	-0,95	0,27
	Silte	0,89	-0,37
	Areia	0,7	0,13
	COT	0,76	-0,61
	NT	0,84	-0,47
	C/N	-0,13	-0,6
	Calcio	0,91	0,27
	Magnésio	0,87	0,24
	Potássio	0,96	0,09
	Sódio	0,84	-0,13
	Fósforo	0,69	-0,3
	CTC	0,9	0,26
	V%	0,85	0,41
	RC	0,81	0,51
	Atividade da argila	0,9	0,07
	Ferro DCB	-0,93	-0,14
	Ferro OA	0,87	-0,35
	Ferro OA/ Ferro DCB	0,88	-0,3
	Ferro cristalino	-0,94	-0,09
Hm	-0,94	-0,06	
Gt	0,91	0,11	
DMC Ct	-0,54	-0,09	
NMC Ct	-0,54	-0,09	
DMC Gb	-0,67	-0,33	
ASE Gt	0,66	0,41	
ASE Hm	0,27	0,73	
SI Gb	0,54	0,46	
SI Hm	0,22	-0,51	
DMC Gt (110)	0,7	0,49	
DMC Hm (104)	-0,42	-0,56	
DMC Hm (110)	-0,3	-0,73	
Frações	CO Areia	0,51	-0,78
	N Areia	0,61	-0,72
	C/N Areia	-0,39	-0,18
	CO Silte	0,59	-0,7
	N Silte	0,7	-0,63
	C/N Silte	-0,82	-0,5
	CO Argila	0,82	-0,47
N Argila	0,88	-0,28	
C/N Argila	-0,48	-0,57	

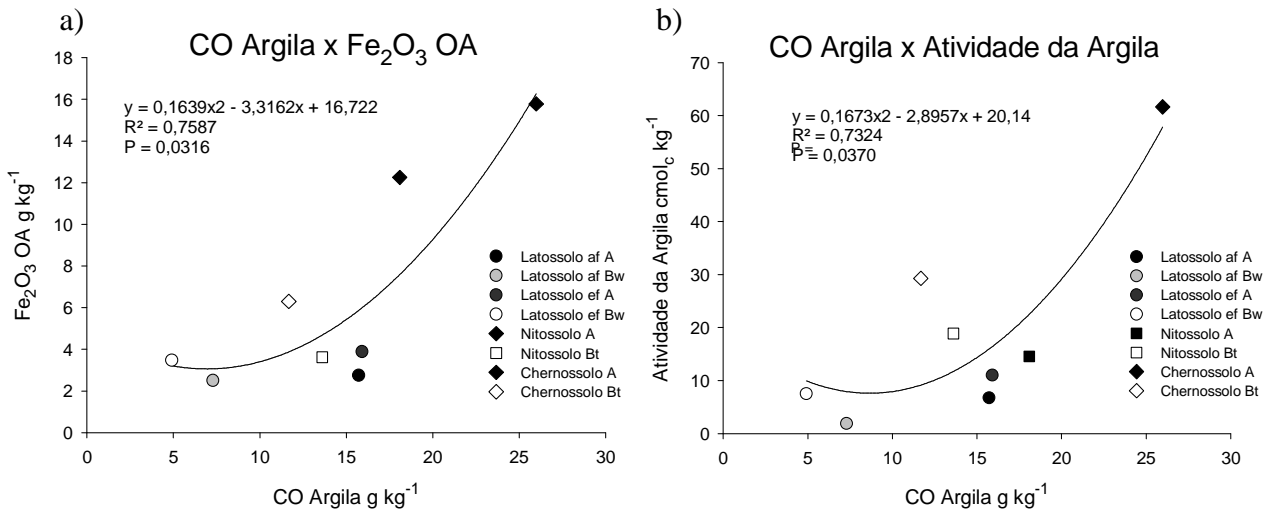


Figura 3.4. Regressões entre CO da Argila e: a) Fe₂O₃ OA, b) Atividade da Argila

3.3). Esse fato é explicado pela sua maior ASE e pela possibilidade de ocorrência de uma vasta gama de interações químicas entre os grupos da MOS (grupos carboxílicos e hidroxilas fenólicas, principalmente) com a superfície das argilas (grupos silanol, aluminol e ferrol), a partir de ligações eletrostáticas ou por ligações covalentes (mecanismos de troca de ligantes, formação de complexos de esfera interna, coordenações metálicas ou coordenações de superfície) (Sposito, 1989).

A fração areia apresentou os menores teores de CO e N e as maiores relações C/N (Tabela 3.3) destacando o baixo grau de decomposição do material. A interação desse material mais grosseiro com a areia se dá pela adesão física das partículas pela liberação de gomas e açúcares durante a etapa inicial de decomposição (Feller & Beare, 1997).

Na fração silte, os teores de CO e N e as relações C/N foram intermediárias (Tabela 3.3). Possivelmente os mecanismos de interação entre a MOS e essa fração é bastante semelhante do mecanismo atuante na areia, em função da virtual ausência de cargas nos minerais identificados no silte.

3.4.2 Atributos em classes de tamanho de agregados

O maior teor de argila na menor classe de tamanho de agregado é devido à probabilidade de exclusão das partículas maiores de areia (>0,05 mm) e silte (>0,002 mm), gerando um enriquecimento relativo de argila principalmente na classe <0,25 mm. Dessa forma, há uma participação maior das frações areia e silte na composição das classes de maior tamanho (Tabela 3.4).

Houveram correlações significativas entre os teores de argila e os teores de CO e N nas classes de agregados do horizonte A do Chernossolo e do Nitossolo, como pode ser observado nas Figuras 3.6c e 3.7c, indicando que com o aumento nos teores de argila nas menores classes existe um aumento nos teores de CO e N, pela capacidade química de interação entre essa fração granulométrica e a MOS (Sposito, 1989).

A correlação entre os teores de Ca^{+2} e Mg^{+2} com os teores de CO e N para as classes de agregados no horizonte A do Nitossolo e do Chernossolo (Figuras 3.5b e 3.6c) sugerem que, em superfície, determinados cátions podem participar do processo de formação e estabilização dos complexos organo-minerais, a partir de ligações por pontes-catiônicas (Munner & Oades, 1989), mas isso não foi observado no horizonte sub-superficial. Os cátions polivalentes causam um encurtamento da dupla camada difusa contribuindo na floculação de partículas (Sposito, 1989) e podem ainda participar da formação de pontes entre as cargas elétricas das argilas e da MOS, auxiliando no processo de estabilização do carbono (Dick et al., 2009). O efeito desses cátions sobre

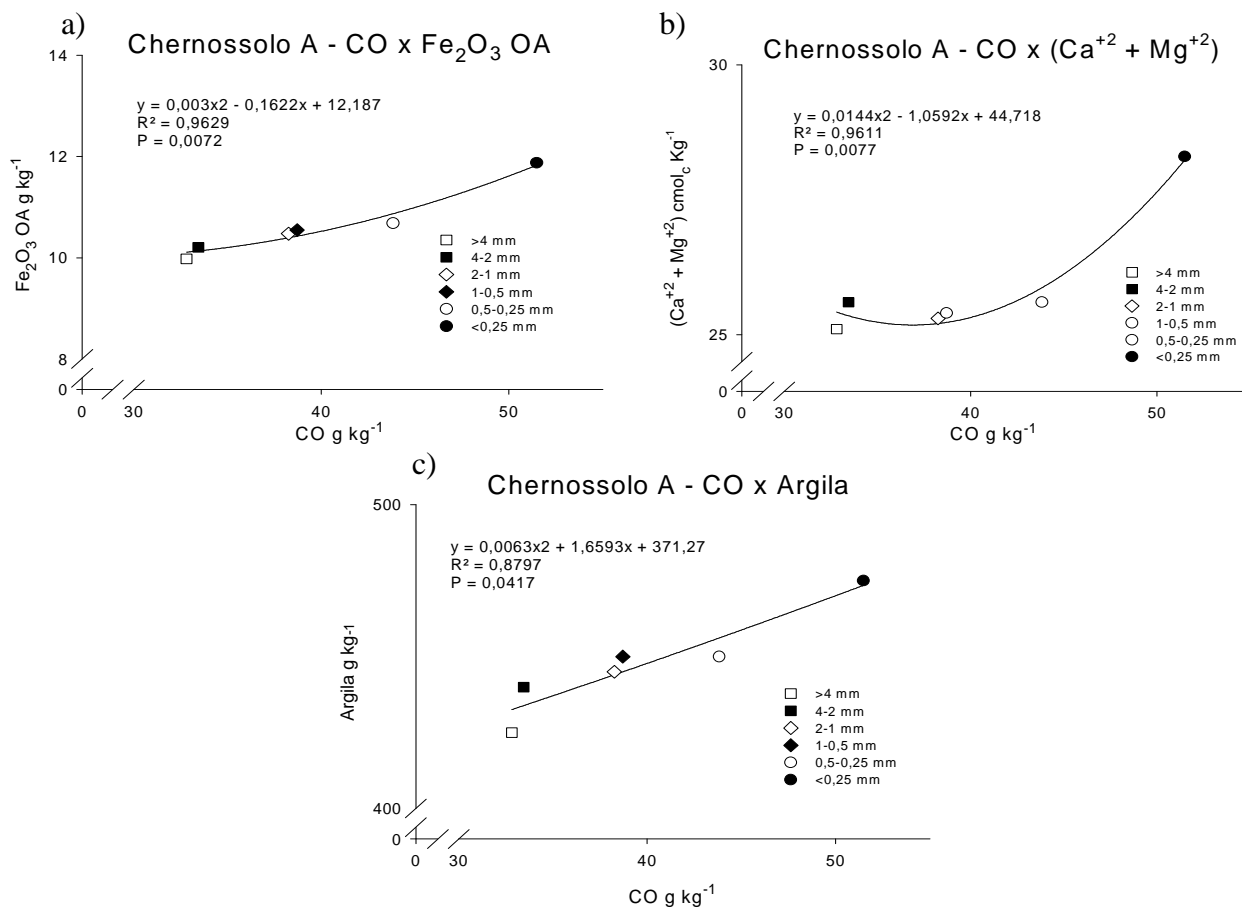


Figura 3.5. Regressões - a) CO e Fe₂O₃ OA; b) CO e (Ca²⁺ + Mg²⁺) e c) CO e Argila, para as classes de agregados do horizonte A do Chernossolo.

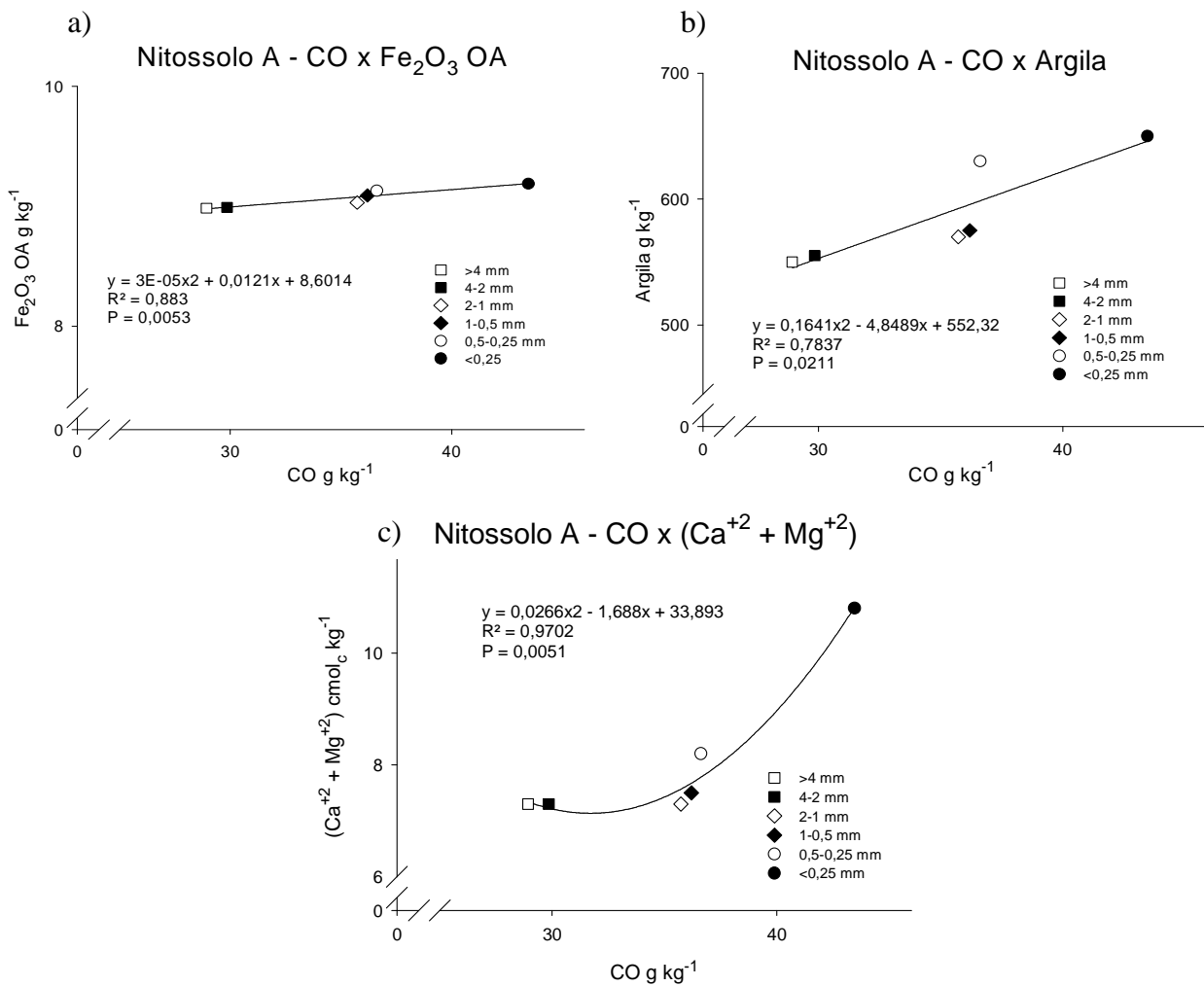


Figura 3.6. Regressões entre CO e: a) Fe₂O₃ OA; b) Argila e c) Ca⁺² + Mg⁺², para as classes de agregado do horizonte A do Nitossolo.

os teores de CO e N é mais evidente nos microagregados desses horizontes (Figuras 3.5b e 3.6c).

Os óxidos de baixa cristalinidade (Fe_2O_3 OA) também apresentaram correlação positiva com os teores de CO e N nas classes de agregados do horizonte A do Chernossolo e do Nitossolo, sendo esse efeito mais evidente nos microagregados (classe <0,25 mm) (Tabela 3.4). A ação dos grupos hidrofóbicos da MOS (Sullivan, 1990) e a ordenamento cristalográfico nos solos mais jovens com maior proporção de filossilicatos na matriz (Currie, 1966; Rengasamy et al., 1984; Azevedo & Bonumá, 2004) podem criar condições anaeróbicas que dificultam os processos de cristalização, favorecendo as formas de baixa cristalinidade e maiores teores de CO. A maior relação C/N e o maior teor de CO e N observados nas menores classes de agregados do horizonte A desses solos (Tabela 3.5) sugerem que materiais orgânicos menos decompostos possam estar participando da formação dessas estruturas, a partir do mecanismo de estabilização da MOS pela oclusão física.

Na classe de agregado <0,25 mm no horizonte A do Latossolo ef o maior teor de CO e N (Tabela 3.5) está associado aos maiores teores de argila e de óxidos de baixa cristalinidade (Figura 3.7a e 3.7b). A menor relação C/N nos microagregados desse horizonte indica a presença de material orgânico mais humificado, sugerindo que o mecanismo de interação entre a fase orgânica e mineral e a formação desses agregados seja distinto dos atuantes no horizonte A do Nitossolo e do Chernossolo. No horizonte A do Latossolo af foi observado maior teor de CO e N na classe <0,25 mm (Tabela 3.5), que também apresentou correlação significativa com o maior teor Fe_2O_3 O.A, mas, ao contrário do observado para os outros solos, não houve correlação significativa do teor de CO com a argila e com os teores de Ca^{+2} e Mg^{+2} (Figura 3.8). A relação C/N entre as classes de tamanho desse horizonte apresentaram pouca diferença entre si, sugerindo uma maior uniformidade da MOS e dos processos de formação dos agregados. O horizonte A dos Latossolos apresentou, no geral, menor variação nos atributos físicos, químicos e mineralógicos estudados entre as classes de agregados, sugerindo a existência de uma repetição mais regular de suas unidades fundamentais em um sistema de hierarquia de agregação menos definida (Oades & Water, 1991; Ahl & Allen, 1996; Vrdoljack, 1998; Six et al., 2000; Azevedo & Bonumá, 2004).

Nos horizontes sub-superficiais a variação nos conteúdos de CO e N das classes de agregados (Tabela 3.5) de todos os solos se correlacionou apenas a variação dos teores de Fe_2O_3 O.A (Figura 3.9). As variações dos atributos entre as classes de agregado do horizonte B foram menores do que as observadas para os horizontes superficiais, sugerindo que em profundidade as interações organo-minerais e os processos de agregação possam ser mais homogêneos do que nas camadas superficiais (Portugal et al., 2010). Em sub-superfície, longe da intensidade e da complexidade dos processos atuantes da interface solo-vegetação, predomina um ambiente onde os

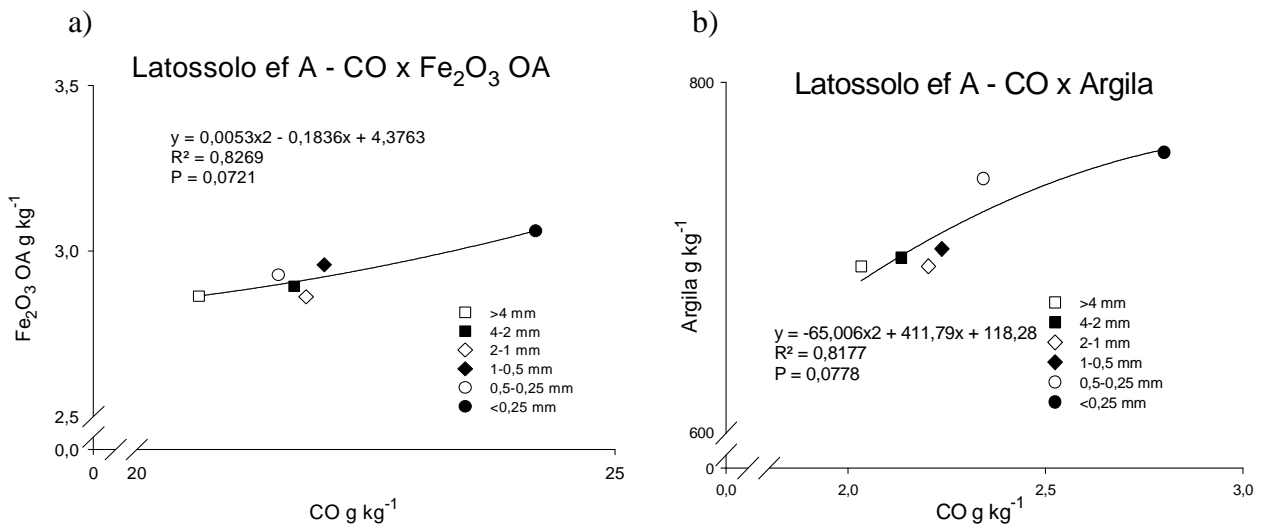


Figura 3.7. Regressões entre CO e: a) Fe₂O₃ OA; b) Argila, para as classes de agregado do horizonte A do Latossolo ef.

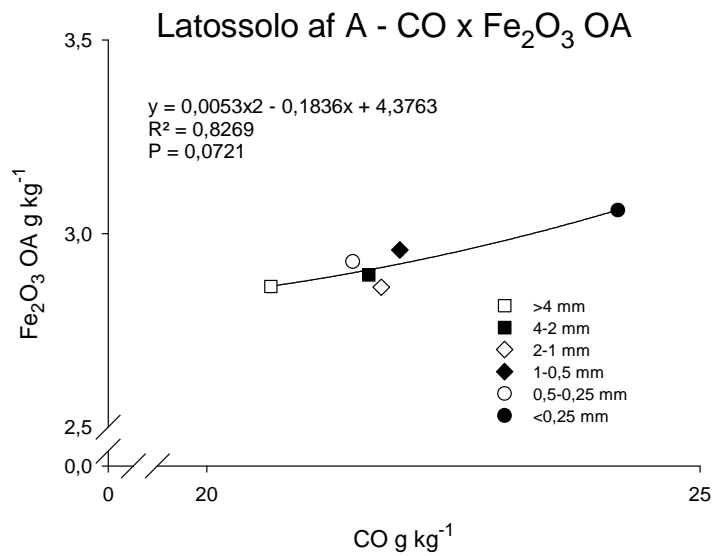


Figura 3.8. Regressão entre CO e Fe₂O₃ OA para as classes de agregados do horizonte A do Latossolo af.

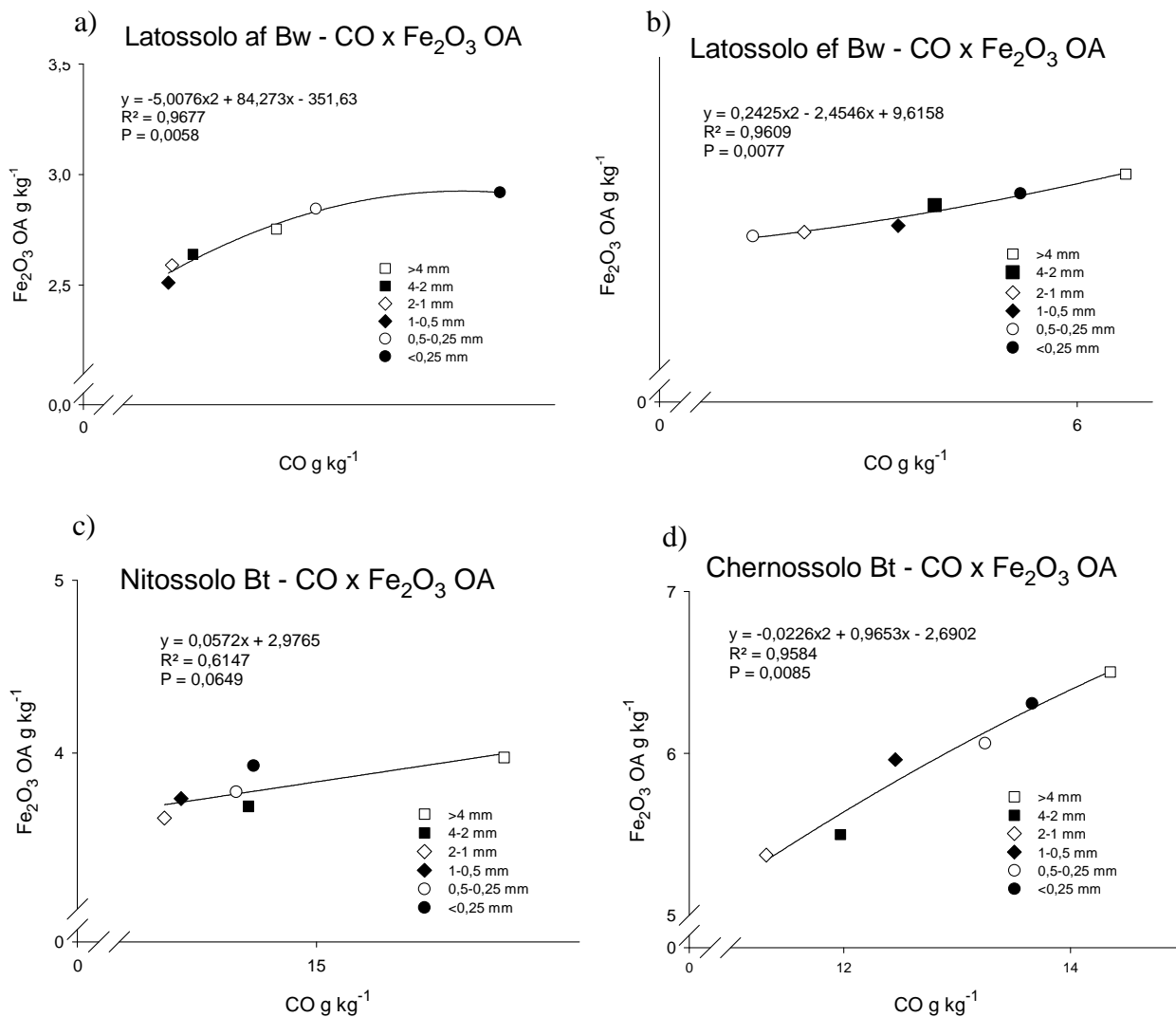


Figura 3.9. Regressões entre CO e Fe₂O₃ OA para as classes de agregados dos horizontes sub-superficiais de a) Latossolo af, b) Latossolo ef, c) Nitossolo, e d) Chernossolo.

processos pedogenéticos, a mineralogia e a macro e micro-morfologia possuem maior influência sobre a agregação (Buol et al., 1997; Fanning & Fanning, 1989; Portugal et al., 2010) o que pode estar influenciando a distribuição e a estabilização do carbono no interior das diferentes classes.

É possível que quanto mais avançado seja o estágio de evolução pedogenética de um solo, menos definida seja sua hierarquização estrutural. Esse efeito parece ser mais evidente nos horizontes sub-superficiais, como pode ser visualizado na maior uniformização dos atributos entre as classes de agregados dos Latossolos do que no Chernossolo e Nitossolo. A MOS comporta-se como o principal agente da agregação em solos pouco intemperizados (Munner & Oades, 1989; Oades & Waters, 1991), efeito mais evidenciado no horizonte A do Chernossolo e Nitossolo. Nos Latossolos a MOS passa a não ser o principal agente da agregação (Oades & Waters, 1991; Six et al., 2000) e os teores de CO e N passam a ser mais uniformes entre as classes (Tabelas 3.3, 3.4, 3.5 e 3.6).

3.5 CONCLUSÕES

As diferenças na granulometria, química e mineralogia dos solos indicam a existência de distintos mecanismos de interação entre a MOS e a fração mineral, possibilitando maior ou menor estabilização do carbono. Solos mais jovens possuem maior capacidade de estabilização do CO e N pela argila, em função de sua maior ASE e ambiente químico adequado ao estabelecimento de pontes catiônicas entre os compostos orgânicos e as cargas dos minerais, como foi observado no Chernossolo e no Nitossolo.

As diferenças químicas, mineralógicas e morfológicas dos perfis determinam maior ou menor definição hierárquica da agregação nesses solos, decrescendo a hierarquia com envelhecimento dos solos, como observado para os Latossolos. As diferenças na mineralogia da fração argila podem contribuir de formas distintas no mecanismo de agregação e estabilização da MOS para os solos e classes de agregado, sendo o mecanismo de oclusão física mais evidente nos microagregados de superfície e nos solos menos intemperizados. Os óxidos de ferro de baixa cristalinidade e os teores de Ca^{+2} e Mg^{+2} foram os atributos que melhor se correlacionaram com o teores de CO e N, sendo importantes na estabilização da MOS, principalmente nas menores classes de agregados.

3.6 LITERATURA CITADA

AHL, V. & ALLEN, F.H. Hierarchy theory. Columbia, University, 1996. 206p.

- AZEVEDO, A. C. & BONUMÁ, A. S. Partículas Coloidais, dispersão e agregação e latossolos. *Revista Ciência Rural*, 34: 609-617, 2004.
- BALDOCK, J. A. & SKJEMSTAD, J. O. Role of the soil matrix and minerals in protecting natural organic materials against biological attack. *Organic Geochemistry*, 31: 697-710, 2000.
- BALESDENT, J.; CHENU, C. & BALABANE, M. Relationship of soil organic matter dynamics to physical protection and tillage. *Soil & Tillage Research*, 53:215-230, 2000.
- BUOL, S.W.; HOLE, F.D. & MCCRAKEN, R.J. Soil genesis and classification. 4. ed. Ames, Iowa State University Press, 1997. 527p.
- CAMBARDELLA, C.C. & ELLIOTT, E.T. Particulate soil organic-matter changes across a grassland cultivation sequence. *Soil Science Society of American Journal*, 56:777-783, 1992.
- CERRI, C.C.; BERNOUX, M.; CERRI, C.E.P. & FELLER, C. Carbon cycling and sequestration opportunities in South America: the case of Brazil. *Soil Use and Management*, 20:248-254, 2004.
- CURCIO, G. R. Geologia, geomorfologia e pedologia. In: IAP - Instituto Ambiental do Paraná. Interações dos meios bióticos e abióticos visando o re-ordenamento espacial da microbacia. Curitiba, p.26-39, 2006.
- CURRIE, J.A. The volume and porosity of soil crumbs. *Journal of Soil Science*, 17:24-35, 1966.
- DEXTER, A.R. Advances in characterization of soil structure. *Soils & Tillage Research*, 11:199-238, 1988.
- DICK, D. P.; NOVOTNY, E. H.; DIECKOW, J. & BAYER, C. Química da Matéria orgânica do Solo. In: MELO, V. F. & ALLEONI, L. R. F., eds. Química e Mineralogia do solo: Parte II – Aplicações. Viçosa, Sociedade Brasileira de Ciência do solo, 2009. p.428-436.
- DICK, D. P.; MARTINAZZO, R.; KNIKER, H. & ALMEIDA, P. S. G. Matéria orgânica em quatro tipos de solos brasileiros: composição química e sorção de atrazina. *Química Nova*, 33:14-19, 2010.
- ESWARAN, H.; VAN DEN BERG, E. & REICH, P. Organic carbon in soils of the world. *Soil Science Society of America Journal*, 57:192- 194, 1993.
- FANNING, D.S. & FANNING, M.C.B. Soil: morphology, genesis and classification. New York, J. Wiley, 1989. 395p.
- FELLER, C. & BEARE, M. H. Physical control of soil organic matter in the tropics. *Geoderma*, 79: 69-116, 1997.
- FERREIRA, M. M.; FERNANDES, B. & CURI, N. 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, 1999.
- FONTES, M.P.F. & WEED, S.B. Iron oxides in selected Brazilian Oxisols: I. Mineralogy. *Soil Science Society of America Journal*, 55:1143-1149, 1991.
- GEE, G.W. & BAUDER, J.W. Particle-size analysis. In: KLUTE, A., *Methods of soil analysis. Part 1: Physical and mineralogical methods*. Madison, American Society of Agronomy, 1986. p.383-412.
- INDA JUNIOR, A.V. & KÄMPF, N. Variabilidade de goethita e hematita via dissolução reductiva em solos de região tropical e subtropical. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 29:851-866, 2005.

- INDA JUNIOR, A.V; BAYER, C.; CONCEIÇÃO, P. C.; BOENI, M.; SALTON, J. C. & TONIN, A. T. Variáveis relacionadas à estabilidade de complexos organo-minerais em solos tropicais e subtropicais brasileiros. *Ciência Rural*, 37: 1301-1307, 2007.
- KÄMPF, N. & SCHWERTMANN, U. Goethite and hematite in a climosequence in Southern Brazil and their application in classification of kaolinitic soils. *Geoderma*, 29: 27-39, 1983.
- MAACK, R. Geografia física do Estado do Paraná. Rio de Janeiro, Editora José Olympio, 1981. 442p.
- MARQUES, R. & MOTTA, A.C.V. Análise química do solo par fins de fertilidade. In: LIMA, M. R.; SIRTOLI, A. E.; SERRAT, B. M.; WISNIEWSKI, C.; ALMEIDA, L. de; MACHADO, M. A. de M.; MARQUES, R. & MOTTA, A. C. V., org. Manual de diagnóstico da fertilidade e manejo dos solos agrícolas. 2. ed. Curitiba, Universidade Federal do Paraná/ Departamento de Solos e Engenharia Agrícola, Projeto Solo Planta, 2003. p81-102.
- McKEAGUE, J.A. Manual on soil sampling and methods of analysis. Ottawa, Canadian Society of Soil Science, 1978. 212p.
- MEHRA, O.P. & JACKSON, M.L. Iron oxide removal from soils and clay by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clay Mineral*, 7: 317-327, 1960.
- MELO, V. F.; SINGH, B.; SCHAEFER, C. E. G. R.; NOVAIS, R. F. & FONTES, M. P. F. Chemical and mineralogical properties of kaolinite – Rich Brazilian soils. *Soil Science Society of America Journal*, 65: 1324-1333, 2001a.
- MELO, V. F.; FONTES, N. P. F.; NOVAIS, R. F.; SINGH, B. & SCHAEFER, C. E. G. R. Características dos óxidos de Ferro e Alumínio de diferentes classes de solos. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 25: 19-32, 2001b.
- MUNNER, M. & OADES, J. M. The role of Ca-organic interactions in soil aggregate stability. III. Mechanisms and models. *Australian Journal of Soil Research*, 29: 411-423, 1989.
- NETTO, A.R. & FONTES, M.P.F. Processo de cálculo do ângulo entre os planos hkl de hematita e goethita. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIAS DO SOLO, 25, Viçosa, 1995. Anais. Viçosa, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1995. p277-279.
- NETTO, A.R. Influência da mineralogia da fração argila sobre propriedades físico-químicas de solos brasileiros. Viçosa, Universidade Federal de Viçosa, 1996. 144p. (Dissertação de Mestrado).
- OADES, J.M. & WATERS, S.G. Aggregate hierarchy in soils. *Australian Journal of Soil Research*, 29: 815-828, 1991.
- PORTUGAL, A. F.; JUNCKSH, I.; SCHAEFER, C. E. R. G. & NEVES, J. C. L. Estabilidade de agregados em argissolo sob diferentes usos, comparado com mata. *Revista Ceres*, 57:545-553, 2010
- RENGASAMY, P.; GREEN, R.S.B. & FORD. G.W. The role of clay fraction in the particle arrangement and stability if soil aggregates- a review. *Clay Research*, 3:53-67, 1984.
- SCHULZE, D. G. The influence of aluminum on iron oxides. VIII – unit-cell dimensions of Al-substituted goethites and estimation of Al from them. *Clays and Clay Minerals*, 32: 36-44, 1984.
- SCHWERTMANN, U. & FITZPATRICK, R. W.; TAYLOR, R. M.; LEWIS, D. G. The influence of aluminium on iron oxides. Part II. Preparation and properties of Al- substituted hematites. *Clays and Clay Minerals.*, 29:269-276, 1979.

- SCHWERTMANN, U. & LATHAM, M. Properties of iron oxide in some New Caledonian Oxisols. *Geoderma*, 39: 105-123, 1986.
- SIX, J.; PAUSTIAN, K.; ELLIOTT, E.T. & COMBRINK, C. Soil structure and organic matter: I. Distribution of aggregate-size classes and aggregate-associated carbon. *Soil Science Society of American Journal*, 64: 681-689, 2000.
- SPOSITO, G. *The chemistry of soils*. New York, Oxford University, 1989. 277p.
- TISDALL, J.M. & OADES, J.M. Organic matter and water-stable aggregates in soils. *Journal of Soil Science*, 33: 141-163, 1982.
- VON-LUTZOW, M.; KÖGEL, K. I.; EKSCHMITT, K.; MATZNER, E.; GUGGENBERGER, G.; MARSCHNER, B. & FLESSA, H. Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions-a review. *European Journal of Soil Science*, 57:426-445, 2006.
- VRDOLJACK, G.A. *Ultramicroscopy of a Brazilian Oxisol*. Berkeley: University of California, 1998.

CAPITULO IV: ESTABILIDADE DE AGREGADOS DE SOLOS ORIGINADOS DE BASALTO

Autor: Daniel Hanke

Orientador: Prof. Dr. Jeferson Dieckow

Co-orientador: Prof. Dr. Vander de Freitas Melo

Co-orientador: Eng. Agrônomo, Dr. Itamar Antônio Bognola

Co-orientador: Prof^a. Dr^a. Fabiane Machado Vezzani

Co-orientador: Prof. Dr. Valmiqui Costa Lima

RESUMO

Um grande número de variáveis é capaz de atuar no processo de formação e estabilização estrutural em solos de gênese diferentes, do mesmo modo em que diferentes variáveis podem atuar simultaneamente na estabilidade de distintas classes de tamanho de agregados. O objetivo desse trabalho foi investigar o efeito de diferentes atributos químicos, físicos e mineralógicos na estabilidade dos complexos organo-minerais de solos em distintos estágios de evolução pedogenética sobre basalto. O trabalho foi desenvolvido sobre quatro solos localizados no município de Londrina/PR e Cândido Mota/SP: 1 - Latossolo Vermelho Acriférrico típico (Latossolo af), 2 – Latossolo Vermelho Eutroférrico típico (Latossolo ef), 3 – Nitossolo Vermelho Eutroférrico típico (Nitossolo) e 4 – Chernossolo Argilúvico Férrico típico (Chernossolo), de onde foram coletados monólitos indeformados dos horizontes superficiais e sub-superficiais através da abertura de trincheiras. As amostras foram destorroadas e separadas em peneiras de malha de 4,00, 2,00, 1,00, 0,50 e 0,25 mm, obtendo-se o diâmetro médio ponderado seco (DMPs). As amostras foram recompostas de acordo com a proporção de massa das classes na amostra inteira e foram submetidas ao peneiramento úmido, obtendo-se o diâmetro médio ponderado úmido (DMPu) e o índice de estabilidade de agregados (IEA). A estabilidade de agregados das amostras inteiras recompostas e das diferentes classes de agregados também foi realizada pela aplicação de níveis crescentes de energia de ultra-som. A partir dos níveis de energia foi proposto e calculado um índice de hierarquia de agregados (IH). O IEA em superfície foi maior no Chernossolo (0,91), seguido por: Nitossolo (0,87) > Latossolo ef (0,79) > Latossolo af (0,69). Em sub-superfície a ordem foi Latossolo ef (0,54) < Latossolo af (0,58) < Chernossolo (0,68) < Nitossolo (0,74). Em superfície o maior nível foi observado no Nitossolo (2709 J mL⁻¹), sendo seguido pelos outros solos na ordem: Chernossolo (2193 J mL⁻¹) > Latossolo ef (1645 J mL⁻¹) > Latossolo af (1396 J mL⁻¹). Em sub-superfície os níveis de energia decresceram na ordem: Nitossolo (1123 J mL⁻¹) > Latossolo ef (768 J mL⁻¹) > Latossolo af (743 J mL⁻¹) > Chernossolo (731 J mL⁻¹). Os níveis de energia foram, no geral, superiores para a dispersão das maiores classes de tamanho de agregados e decresceram nas menores classes. As maiores variações de energia entre as classes de agregados foram observadas no Chernossolo e no Nitossolo, sendo que nos Latossolos os níveis tiveram menor variação, como observado pelos menores valores de IH nos solos mais intemperizados. Existem diferenças nos mecanismos de estabilização para cada classe de agregado, que quando observados conjuntamente são de difícil detecção. Para as classes menores de 2 mm os mecanismos de estabilização foram similares, destacando-se o efeito da cimentação pelos óxidos de ferro cristalinos e dos maiores teores de argila sobre a estabilização, enquanto que o efeito da matéria orgânica se destaca nas maiores classes. Os solos mais jovens e de hierarquia estrutural melhor definida (Nitossolo e Chernossolo) possuem microagregados menos estáveis, diferente do que ocorre nos Latossolos.

Palavras-chave: estabilidade; classes de agregados; óxidos de ferro; matéria orgânica.

CHAPTER IV: AGGREGATES STABILITY OF SOILS DEVELOPED OF BASALT

Author: Daniel Hanke

Advisor: Prof. Dr. Jeferson Dieckow

Co- Advisor: Prof. Dr. Vander de Freitas Melo

Co- Advisor: Eng. Agrônomo, Dr. Itamar Antônio Bognola

Co- Advisor: Prof^a. Dr^a. Fabiane Machado Vezzani

Co- Advisor: Prof. Dr. Valmiqui Costa Lima

ABSTRACT

A large number of variables is capable of acting in the process of structural formation and stabilization in soils of different genesis, so that different variables may operate simultaneously on the stability of different size classes of aggregates. The objective of this study was to investigate the effect of different chemical properties, physical and mineralogical in stability of organo-mineral complexes of soils in different stages of pedogenetic evolution on the basalt. The study was conducted on four soils located in Londrina/PR and Candido Mota/SP: 1 - an Acric Red Oxisol (Latosolo af) 2 - Eutrophic Red Oxisol (Latosolo ef) 3 - Eutrophic Red Alfisol (Nitossolo) and 4 - Argiluvic Chernosol (Chernossolo), from which they were collected indeformed monoliths of surface and sub-surface of soils, by trenching. The samples were loosened and separated into mesh sieves of 4.00, 2.00, 1.00, 0.50 and 0.25 mm, resulting in a dry weighted average diameter (DMPs). The samples were mixed according to the ratio of mass of the classes in the entire sample and were subjected to wet sieving, where were obtained the wet weighted average diameter (DMPu) and aggregate stability index (IEA). The aggregate stability of the entire sample and different classes of aggregates was also performed by applying increasing levels of ultrasound energy. From the energy levels was proposed and calculated an index of aggregate hierarchy (IH). The IEA in surface was greater in the Chernossolo (0.91), followed by: Nitossolo (0.87) > Latossolo ef (0.79) > Latosolo af (0.69). En sub-surface this order was Latossolo ef (0.54) < Latossolo af (0.58) < Chernossolo (0.68) < Nitossolo (0.74). On the surface the higher level was observed in the Nitossolo (2709 J mL⁻¹), followed by the other soils in order: Chernossolo (2193 J mL⁻¹) > Latossolo ef (1645 J mL⁻¹) > Latossolo af (1396 J mL⁻¹). In sub-surface, the energy levels decreased in the order: Nitossolo (1123 J mL⁻¹) > Latossolo ef (768 J mL⁻¹) > Latossolo af (743 J mL⁻¹) > Chernossolo (731 J mL⁻¹). Energy levels were generally higher for the dispersion of the largest size classes of aggregates and decreased in the smaller classes. The greatest variations in energy between the classes of aggregates were observed in Chernossolo and Nitossolo, and Latossolos levels had less variation, as observed by low values of IH in the most weathered soils. There are differences in the mechanisms of stabilization of aggregate for each class, which when viewed together are difficult to detect. For classes less than 2 mm stabilizing mechanisms were similar, highlighting the effect of cementation by crystalline iron oxides and clay content on the stabilization, while the effect of organic matter was prominent in the larger classes. The youngest soils and better defined in structural hierarchy (Nitossolo and Chernossolo) have less stable microaggregates, different from what occurs in the oxisols.

Keywords: stability; class aggregates; iron oxides; organic matter.

4.1 INTRODUÇÃO

Os agregados podem ser considerados os componentes básicos da estrutura do solo, sendo de suma importância na manutenção da porosidade e aeração do perfil, no crescimento das plantas e da população microbiana, na infiltração de água e na intensidade e controle dos processos erosivos (Oades, 1984), e podem ser definidos como agrupamentos de partículas primárias ou de conjuntos de complexos organo-minerais, que se aderem uns aos outros mais fortemente do que com os componentes que os circundam (Kemper & Chepil, 1965; Duxbury et al., 1989).

Os agregados podem ser classificados quanto ao tamanho, de acordo com a proposta de hierarquia, postulada inicialmente por Tisdall & Oades (1982). Os microagregados se constituem pela classe de agregados de tamanho inferior a 250 μm , e, assim, os agregados maiores são chamados de macroagregados. Conforme seus tamanhos, cada classe será unida por diferentes agentes cimentantes. Nesse caso a matéria orgânica possui uma ação de estabilização mais significativa na macroagregação, enquanto a composição mineralógica teria ação mais pronunciada sobre os microagregação (Tisdall & Oades, 1982; Oades, 1984).

A formação dos agregados se deve às forças físicas envolvidas no processo de umedecimento e secamento, congelamento e descongelamento, ação de compressão pelas raízes e pelas interações organo-minerais. Nesse processo são necessários agentes flocculantes e cimentantes, como os óxidos de ferro e alumínio, matéria orgânica e raízes de plantas. Na formação e estabilização dessas estruturas, a matéria orgânica contribui diretamente devido a grande quantidade de radicais orgânicos das estruturas supra-moleculares, de composição e comportamentos distintos, sendo por isso capazes de interagir com a superfície dos minerais a partir de diferentes mecanismos funcionais (Hillel, 1980; Tisdall & Oades, 1982; Dexter, 1988; Bayer & Mielniczuk, 2008). Essas interações determinam a energia das ligações dos minerais com a matéria orgânica e entre os próprios minerais (Stevenson, 1994).

O teor de matéria orgânica é capaz de determinar a sua proporção nos complexos organo-minerais, o que afeta positivamente sua estabilidade (Cristensen, 1992). Solos com teores elevados de óxidos de ferro e de alumínio, que apresentam grupos $-\text{OH}$ altamente reativos com a matéria orgânica, apresentam formação de complexos de alta estabilidade (Dick & Schwertmann, 1996).

Em solos com mineralogia 2:1 em maior proporção, a matéria orgânica pode ser considerada o principal agente agregante no solo, que atua pela formação de pontes entre os complexos orgânicos polivalentes e as cargas negativas dos minerais da fração argila. Contudo, em solos com mineralogia dominada por argilas 1:1 e óxidos, a matéria orgânica passa a não ser o principal agente agregante, pois podem ocorrer atrações eletrostáticas entre óxidos e as lâminas de silicatos, em

razão da presença simultânea de cargas positivas e negativas. Graças à forma e a forte ação cimentante dos óxidos nos agregados, a teoria da hierarquização não se aplica completamente a solos muito intemperizados (Oades & Waters, 1991; Ferreira et al., 1999; Six et al., 2000).

Dessa forma, um grande número de variáveis é capaz de atuar no processo de formação e estabilização estrutural em solos pedogeneticamente distintos, do mesmo modo em que diferentes variáveis podem atuar simultaneamente na estabilidade de distintas classes de tamanho de agregados.

O objetivo desse trabalho foi investigar o efeito de diferentes atributos químicos, físicos e mineralógicos na estabilidade dos complexos organo-minerais de solos em distintos estágios de evolução pedogenética sobre basalto.

4.2 MATERIAL E MÉTODOS

4.2.1 Coleta de amostras de solo e peneiramento seco de agregados

O trabalho foi desenvolvido em quatro solos em distintos estágios de evolução pedogenética, localizados no município de Londrina/ PR e Cândido Mota/ SP. A área pertence ao domínio geológico da bacia do Paraná, sendo os solos derivados de rocha basáltica do derrame do Trapp, Grupo São Bento, do período Jurássico-Cretáceo da era Mesozóica. De acordo com a classificação de Köppen, o clima da região é do tipo Cfa, clima subtropical úmido com chuvas em todas as estações, podendo ocorrer secas no período de inverno. A temperatura média do mês mais quente é, geralmente, superior a 25,5 °C e a do mês mais frio, inferior a 16,4 °C (Maack, 1981).

Os solos estudados foram: i) Latossolo Vermelho Acriférrico típico (Latosolo af); ii) Latossolo Vermelho Eutroférrico típico (Latosolo ef); iii) Nitossolo Vermelho Eutroférrico típico (Nitossolo); e iv) Chernossolo Argilúvico Férrico típico (Chernossolo). O primeiro solo foi amostrado em encosta de padrão convexo e os demais em padrão patamarizado.

Em cada solo foi aberto uma trincheira e amostras indeformadas em blocos de aproximadamente 2 dm³ foram manual e cuidadosamente coletados em cinco replicatas, tanto para o horizonte superficial como o sub-superficial. A profundidade da amostragem é informada na Tabela 4.1. As amostras foram acondicionadas em sacos plásticos e transportadas em recipientes de isopor.

As amostras, ainda com a umidade de campo, foram gentilmente destorroadas com as mãos até passar por peneira de malha de 8,00 mm, secadas e posteriormente separadas em diferentes

Tabela 4.1. Características dos locais de amostragem e horizontes.

Solo	Local	Uso	Coordenadas	Altitude	Relevo ⁽¹⁾	Horizonte	Profundidade	Cor Úmida
Latossolo af	Cândido Mota/SP	Plantio Direto Cana-de-açúcar	22°44'01"S 50°21'09"W	583 m	P - SO	A	0-10cm	1 YR 3/3
						Bw	83-90 cm	10 R 3/4
Latossolo ef	Londrina – Guaravera/PR	Plantio Direto - Milho	23°32'25"S 51°10'39"W	592 m	SO - O	A	0-10cm	1,5 YR 3/4
						Bw	90-97 cm	1 YR 3/4
Nitossolo	Londrina – Guaravera/PR	Pastagem / Revegetação natural	23°32'25"S 51°10'39"W	547 m	O - FO	A	0-10cm	4YR3/3
						Bt	70-77 cm	2,5YR 3/5
Chernossolo	Londrina – Maravilha/PR	Cultivo mínimo florestal - eucalipto	23°23'30"S 51°11'05"W	566 m	FO	A	0-10cm	5YR 3/4
						Bt	57-64 cm	4YR 3/3

⁽¹⁾ P: plano; SO: suave – ondulado; O: ondulado; FO: forte – ondulado.

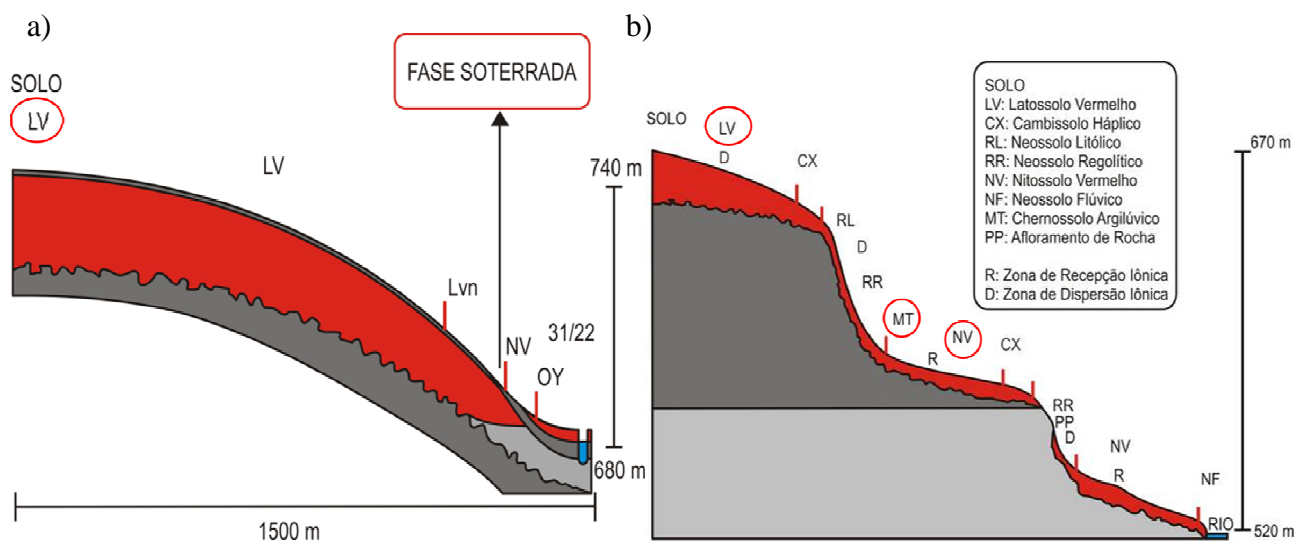


Figura 4.1. Representação esquemática da pedossequência a) convexada e b) patamarizada da Formação Serra Geral. Adaptado de Curcio (2006).

frações de agregados, através do uso de jogo de peneiras de 4,00; 2,00; 1,00; 0,50 e 0,25 mm (peneiramento seco). As frações foram devidamente pesadas e acondicionadas em potes plásticos.

A partir das proporções de massa das classes, após o peneiramento seco, calculou-se o diâmetro médio ponderado seco (DMPs), de acordo com a expressão de Kemper & Rosenau (1986):

$$\text{DMP} = \sum_{1}^n (a_i \times w_i)$$

- em que DMP = diâmetro médio ponderado (mm); a_i = diâmetro médio entre classes (mm); e w_i = fração em peso da classe em relação ao peso da amostra total.

4.2.2 Peneiramento úmido e índice de estabilidade de agregados (IEA)

Para o peneiramento úmido, amostras de 50 g de solo foram proporcionalmente recompostas a partir das classes de agregados secos. Na separação de agregados por via úmida, foi adotado o procedimento descrito por Kemper & Rosenau (1986). A amostra foi pré-umidecida por capilaridade e transferida para um conjunto de peneiras com malhas de 4,00; 2,00; 1,00; 0,50; e 0,25 mm, adaptado a um aparelho de Yoder. Neste aparelho, a amostra foi imersa em recipiente com água e submetida à agitação vertical, com 42 ciclos por minuto, durante 15 minutos. Os agregados retidos em cada peneira foram acondicionados em recipientes de alumínio para secagem em estufa, durante 24 h. Em seguida, foram pesadas e calculadas a massa e a percentagem de agregados estáveis em cada uma das classes de agregados.

A partir da proporção de massa das classes de agregados, após o peneiramento úmido, foi calculado o diâmetro médio ponderado úmido (DMP_u), de maneira semelhante ao cálculo do DMPs. Com base no DMP_u e DMPs, foi calculado o índice de estabilidade de agregados (IEA) de acordo com a equação:

$$\text{IEA} = (\text{DMP}_u / \text{DMP}_s) \times 100$$

4.2.3 Estabilidade de agregados avaliada com energia de ultra-som

Amostra de 20 g de solo foi proporcionalmente recomposta a partir das classes de agregados secos, imersa em 250 mL de água deionizada contida em um Becker e submetida à níveis crescentes de energia ultra sônica (0, 25, 50, 75, 100, 200, 300, 800, 1200, 1600, 2000, 2500, 3000, 3500, 4000

e 5000 J mL⁻¹). Foi utilizado um dispersor ultra-sônico Vibracel VCX 700, previamente calibrado conforme o método descrito por Christensen (1992). As diferentes classes de tamanho de agregados secos, em amostras de 20 g, também foram submetidas individualmente aos mesmos níveis crescentes de energia. A quantidade de argila dispersa obtida com cada nível de energia foi avaliada pelo método granulométrico do higrômetro descrito por Gee & Bauder (1986).

Os dados de argila dispersa em função do nível de energia foram ajustados à equação $y = a(1 - e^{-bx})$, onde y é a concentração de argila dispersa e x o nível de energia. A energia de dispersão para cada solo foi definida como sendo aquela necessária para dispersar 99% do teor de argila indicado pelo parâmetro “a” da equação (Inda-Junior et al., 2007).

A partir dos dados de energia, foi proposto e calculado um índice de hierarquia de agregados para cada solo, dado por:

$$IH = \frac{\text{Energia } >4 \text{ mm}}{\text{Energia } <0,25 \text{ mm}}$$

- em que IH = índice de hierarquia de agregados; Energia >4 mm = energia requerida para a dispersão da argila da classe de agregado >4 mm; e Energia <0,25mm = energia requerida para a dispersão da argila da classe de agregado <0,25 mm.

4.2.4 Caracterização das amostras de solo inteiro e das classes de tamanho de agregados

Serão utilizadas, para fins de correlação e discussão, as informações granulométricas, químicas e mineralógicas das amostras inteiras dos solos e as informações do fracionamento granulométrico da matéria orgânica e dados granulométricos, químicos e mineralógicos das classes de tamanho de agregados, presentes no Capítulo III.

4.2.5 Análise estatística

Os resultados obtidos foram submetidos a: i) análise estatística descritiva de desvio padrão (considerando as 5 replicatas de amostra para cada horizonte); ii) regressão linear entre as variáveis analisadas; iii) correlação simples de Pearson e; iv) análise multivariada de componentes principais (ACP).

4.3 RESULTADOS

4.3.1 Diâmetro médio ponderado seco (DMPs), diâmetro médio ponderado úmido (DMPu) e índice de estabilidade de agregados (IEA)

O DMPs foi, no geral, menor nos Latossolos (média de 3,81 mm para os solos e horizontes), intermediário no Nitossolo (média de 4,92 mm para os dois horizontes) e superior no Chernossolo (média de 5,16 mm para os dois horizontes) (Tabela 4.2). O DMPu seguiu, no geral, comportamento semelhante ao DMPs, sendo menor nos Latossolos (média de 2,53 mm), e superiores no Nitossolo (média de 3,93 mm) e no Chernossolo (média de 4,11 mm). (Tabela 4.2). Entre os horizontes, tanto o DMPs como o DMPu foram maiores no horizonte A em relação ao horizonte B, exceto para o DMPs do Nitossolo.

No horizonte A o IEA foi maior no Chernossolo, onde 91 % do conjunto de agregados foi preservado após o peneiramento em água (IEA= 0,91), seguido por, Nitossolo (0,87) > Latossolo ef (0,79) > Latossolo af (0,69). No horizonte B, uma tendência similar foi observada, com maior IEA no Nitossolo e Chernossolo em relação aos Latossolos (Tabela 4.2). Nos quatro solos, o IEA foi maior no horizonte A em relação ao B.

4.3.2 Estabilidade de amostra inteira de solo medida por energia de ultra-som

No geral, a demanda de energia ultra-sônica para dispersão foi maior no Nitossolo e Chernossolo, em relação aos Latossolos e no horizonte A em relação ao B, apresentando comportamento semelhante ao observado para o IEA. (Tabela 4.3 e Figura 4.1). No horizonte A, o maior nível foi observado no Nitossolo (2709 J mL⁻¹), seguido pelo Chernossolo (2193 J mL⁻¹) > Latossolo ef (1645 J mL⁻¹) > Latossolo af (1396 J mL⁻¹). No horizonte B, os níveis de energia decresceram na ordem Nitossolo (1123 J mL⁻¹) > Latossolo ef (768 J mL⁻¹) > Latossolo af (743 J mL⁻¹) > Chernossolo (731 J mL⁻¹) (Tabela 4.3).

4.3.3 Estabilidade de classes de tamanho de agregados medida por energia de ultra-som

O nível de energia requerido para dispersão foi, no geral, superior nas maiores classes de tamanho de agregados, e decresceu com a diminuição do tamanho de agregados: >4 mm > 4-2 mm > 2-1 mm > 1-0,5 mm > 0,5-0,25 mm > <0,25 mm. O nível de energia requerido para a classe >4 mm foi bastante semelhante ao requerido para a dispersão das amostras inteiras de solo.

Tabela 4.2. Diâmetro médio ponderado seco (DMPs); diâmetro médio ponderado úmido (DMPu); índice de estabilidade de agregados (IEA).

Solo	Latossolo af		Latossolo ef		Nitossolo		Chernossolo	
	A	Bw	A	Bw	A	Bt	A	Bt
DMPs mm	3,89 ± 0,02	3,31 ± 0,03	4,86 ± 0,01	3,16 ± 0,01	4,85 ± 0,03	4,98 ± 0,02	5,31 ± 0,00	5,01 ± 0,01
DMPu mm	2,67 ± 0,03	1,91 ± 0,03	3,82 ± 0,03	1,72 ± 0,02	4,20 ± 0,05	3,66 ± 0,02	4,82 ± 0,01	3,40 ± 0,01
IEA	0,69 ± 0,01	0,58 ± 0,01	0,79 ± 0,00	0,54 ± 0,00	0,87 ± 0,01	0,74 ± 0,01	0,91 ± 0,00	0,68 ± 0,00

Tabela 4.3. Níveis de energia necessários para a completa dispersão de amostras inteiras de solo e de classes de tamanho de agregados.

Classe de tamanho de agregado	Latossolo af		Latossolo ef		Nitossolo		Chernossolo	
	A	Bw	A	Bw	A	Bt	A	Bt
	Energia J mL ⁻¹							
Amostra inteira	1396	743	1645	768	2709	1123	2193	731
>4 mm	1439	781	1706	794	2878	1212	2424	743
4-2 mm	1355	755	1771	774	1842	1001	1166	562
2-1 mm	1181	737	1212	698	781	569	743	320
1-0,5 mm	1157	731	1110	667	583	470	548	276
0,5-0,25 mm	1137	720	1096	614	439	331	394	260
<0,25 mm	1123	708	940	590	387	315	286	244
IH ⁽¹⁾	1,28	1,10	1,81	1,34	7,44	3,84	8,48	3,05

⁽¹⁾ IH: índice de hierarquia de agregados, obtido por = Energia >4 mm / Energia <0,25 mm.

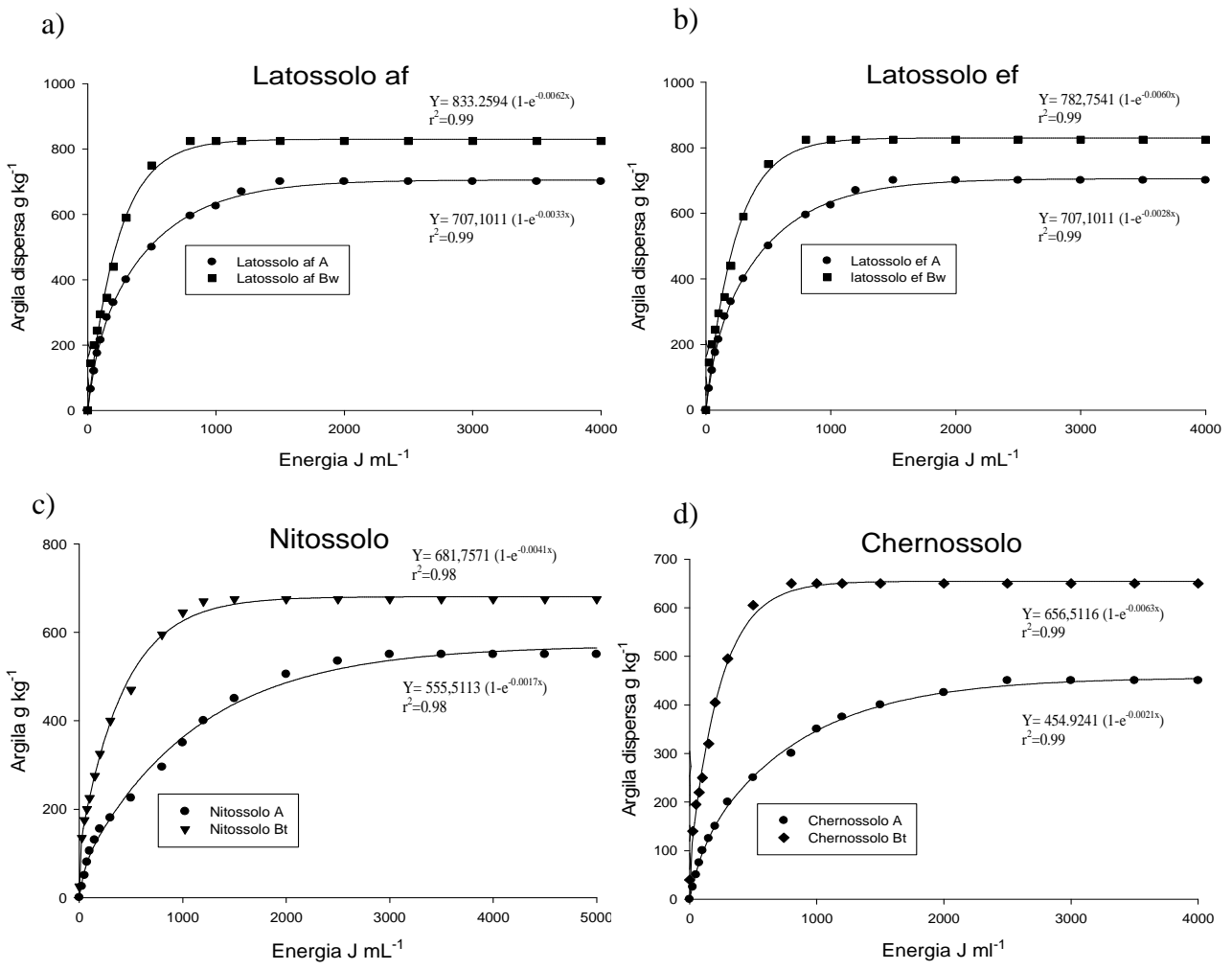


Figura 4.2. Curvas de dispersão com energia ultra-sônica de amostras inteiras de a) Latossolo af, b) Latossolo ef, c) Nitossolo e d) Chernossolo.

As maiores variações de energia entre as classes de tamanho de agregados foram observadas no Chernossolo e no Nitossolo, enquanto nos Latossolos os níveis tiveram menor variação. Esse efeito foi mais evidente nos horizontes superficiais (Tabela 4.3).

O índice de hierarquia de agregados (IH) foi, no horizonte A, maior no Chernossolo (8,48), seguido pelo Nitossolo (7,44) > Latossolo ef (1,81) > Latossolo af (1,28). No horizonte B foi observada tendência similar, sendo maior no Nitossolo (3,84), seguido pelo Chernossolo (3,05) > Latossolo ef (1,34) > Latossolo af (1,10). O IH foi sempre maior nos horizontes superficiais do que nos sub-superficiais (Tabela 4.3).

4.4 DISCUSSÃO

4.4.1 Diâmetro médio ponderado seco e estabilidade de macroagregados

O maior DMPs no Nitossolo e Chernossolo (Tabela 4.2) sugere que solos em menor estágio de evolução pedogenética possuem uma maior tendência de desenvolverem estruturas maiores, seja por efeito dos cátions polivalentes na floculação das partículas pelo encurtamento da dupla camada difusa das argilas (Hillel et al., 1980), ou pela construção de pontes catiônicas entre as cargas negativas das argilas e as cargas dos colóides orgânicos (Sposito, 1989; Oades & Waters, 1991) (Tabela 4.4 e Figura 4.2). Os filossilicatos da fração argila de solos pouco intemperizados podem formar arranjos face a face, produzindo uma estrutura em forma de bloco, com padrão porfirogrânico adensado (Ferreira et al., 1999). Ao contrário, o maior teor de óxidos de ferro, sobretudo da hematita, nos Latossolos muito intemperizados diminuí o número de pontos de contato entre as unidades micro-morfológicas, que junto com o aumento no teor de argila promove uma organização micro-estrutural granular e esférica do perfil (Costa & Bigham, 2009; Resende et al., 1997; Ferreira et al., 1999). O efeito desses atributos sobre o DMPs pode ser observado na matriz de correlações lineares (Tabela 4.4) e no agrupamento desses atributos com o DMPs e com o horizonte A do Chernossolo e do Nitossolo em torno do eixo 1 na análise de componentes principais (Figura 4.3).

A MOS também pode ampliar o diâmetro de agregado pela ação de substâncias orgânicas que atuam diferenciadamente em cada nível de ordem na formação e estabilização estrutural (nucleação adesiva, interações de substâncias húmicas e superfície mineral, enredamento por hifas e raízes) (Tisdall & Oades, 1982; Oades, 1984; Dexter, 1988; Munner & Oades, 1989; Oades & Waters 1991; Golchin 1994; Six et al., 2002; Six et al., 2004) (Tabela 4.4 e Figura 4.3).

Tabela 4.4. Matriz de Correlações lineares entre variáveis estudadas.

	Energia	IEA	DMPs	COT	NT	C/N	Argila	Silte	Areia	CTC	V%	RC	Atividade	Fe ₂ O ₃ DCB	Fe ₂ O ₃ OA	Fe ₂ O ₃ OA/Fe ₂ O ₃ DCB	Fe ₂ O ₃ Crist	Hm	Gt	DMC Ct	NMC Ct	DMC Gb	ASE Gt	ASE Hm	SI Gb	SI Hm	DMC Gt (110)	DMC Hm (104)	DMC Hm (110)		
Energia	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
IEA	0,89	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
DMPs	0,69	0,85	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
COT	0,93	0,96	0,71	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
NT	0,89	0,99	0,83	0,98	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
C/N	NS	NS	NS	NS	NS	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
Argila	-0,77	-0,89	-0,80	-0,88	-0,92	NS	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
Silte	0,86	0,90	0,73	0,90	0,91	NS	-0,96	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Areia	NS	NS	NS	NS	NS	NS	-0,66	NS	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
CTC	NS	NS	0,76	NS	NS	NS	-0,82	0,67	0,86	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
V%	NS	NS	0,87	NS	NS	NS	-0,72	NS	0,68	0,90	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
RC	NS	NS	0,76	NS	NS	NS	-0,66	NS	0,80	0,95	0,95	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Atividade	NS	0,65	0,70	NS	0,67	NS	-0,86	0,73	0,84	0,97	0,79	0,84	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Fe ₂ O ₃ DCB	NS	-0,72	-0,84	NS	-0,73	NS	0,87	-0,82	NS	-0,84	-0,84	-0,82	-0,79	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Fe ₂ O ₃ OA	0,77	0,80	NS	0,80	0,84	NS	-0,93	0,90	NS	0,72	NS	NS	0,80	-0,80	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Fe ₂ O ₃ OA/Fe ₂ O ₃ DCB	0,73	0,78	0,63	0,78	0,82	NS	-0,94	0,90	NS	0,77	NS	NS	0,85	-0,82	1,00	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Fe ₂ O ₃ Crist	NS	-0,74	-0,84	-0,64	-0,75	NS	0,89	-0,85	NS	-0,85	-0,82	-0,81	-0,81	1,00	-0,84	-0,85	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Hm	NS	-0,76	-0,83	-0,66	-0,77	NS	0,90	-0,87	NS	-0,83	-0,81	-0,78	-0,80	0,99	-0,85	-0,87	1,00	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Gt	NS	0,80	0,85	0,65	0,75	NS	-0,81	0,82	NS	0,72	0,77	0,68	0,70	-0,88	0,74	0,74	-0,88	-0,90	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
DMC Ct	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	-0,77	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
NMC Ct	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	-0,77	1,00	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---
DMC Gb	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	-0,95	-0,89	-0,69	-0,86	-0,85	0,65	NS	NS	0,65	NS	NS	NS	NS	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---
ASE Gt	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	0,63	NS	NS	-0,69	NS	NS	-0,68	-0,70	0,85	-0,88	-0,88	NS	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---
ASE Hm	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	-0,66	-0,66	NS	0,78	1,00	---	---	---	---	---	---	---
SI Gb	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	-0,44	0,77	0,61	1,00	---	---	---	---	---	---
SI Hm	NS	NS	NS	NS	NS	0,69	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	1,00	---	---	---	---	---
DMC Gt (110)	NS	NS	0,65	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	0,72	0,69	NS	-0,75	NS	NS	-0,73	-0,74	0,86	-0,84	-0,84	NS	0,98	0,80	0,72	NS	1,00	---	---	---	
DMC Hm (104)	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	0,76	0,76	NS	-0,84	-0,95	-0,74	NS	-0,82	1,00	---	---
DMC Hm (110)	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	0,68	0,68	NS	-0,78	-0,98	NS	NS	-0,82	0,90	1,00	---

*NS: não significativo; valores significativos a P<0,10.

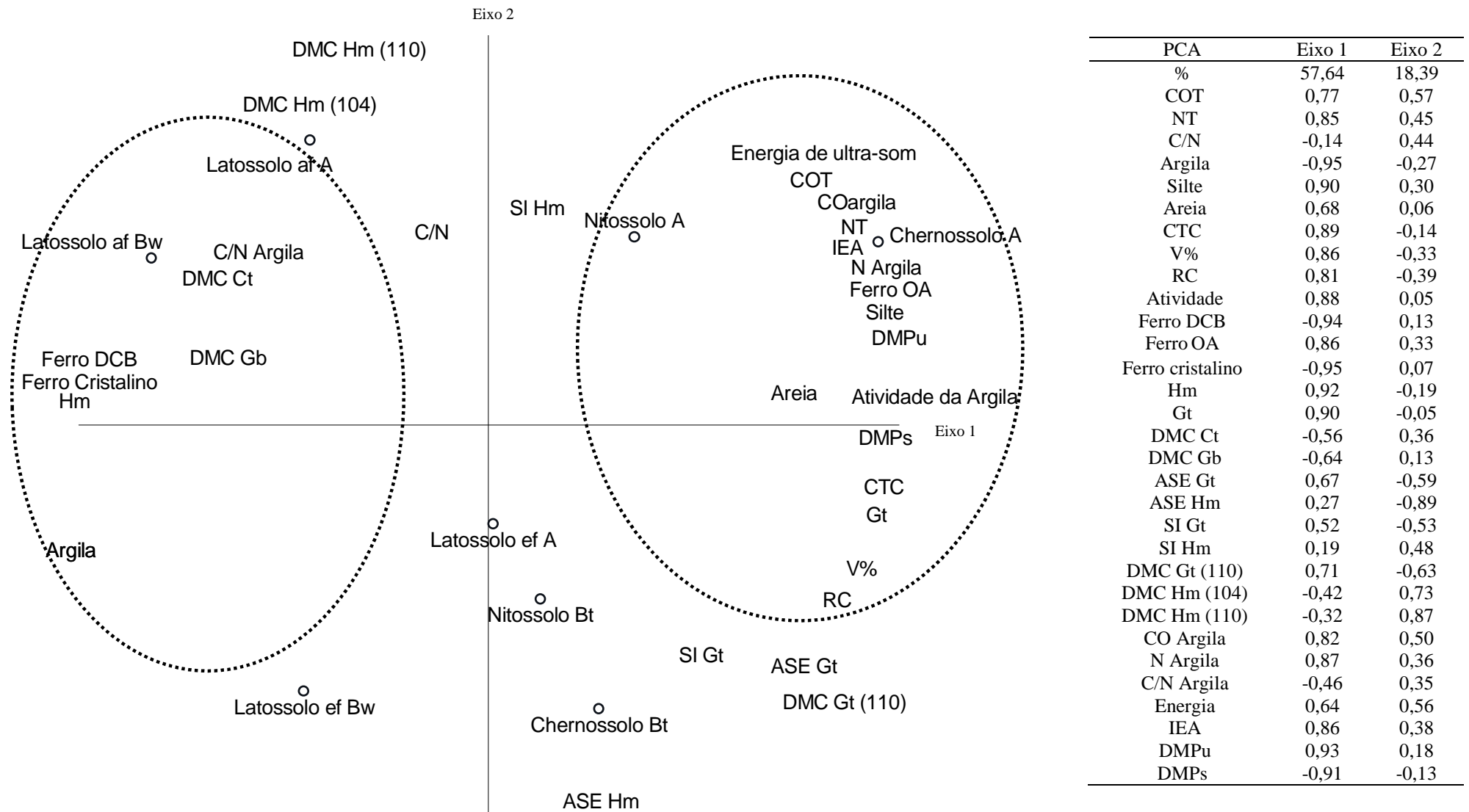


Figura 4.3. Análise de componentes principais – Atributos de solo inteiro e matéria orgânica em frações granulométricas. Os atributos de solo inteiro e de matéria orgânica são provenientes do Capítulo III.

O aumento do DMPs em horizontes de características níticas (Tabela 4.2) pode ter relação com as forças de compressão que atuam em determinadas posições da paisagem, ocasionando a fusão de microagregados (Creutzberg & Sombroek, 1987; Embrapa, 1999; FAO, 2001; Cooper & Vidal-Torrado, 2005, Curcio, 2006). Dessa forma, embora exista um estágio significativo de desenvolvimento pedogenético dos horizontes níticos (Nitossolo) e de horizontes texturais de características níticas (Chernossolo), a fusão de microestruturas na formação macroagregados por compressão indica a ocorrência de um processo de ampliação do DMPs por movimentação de massa, que pode gerar o aspecto de cerosidade sobre os pedos maiores, assim como as ondulações do terreno em superfície por efeito da resistência do perfil às pressões (Vidal-Torrado, 2005; Curcio, 2006).

O aumento no IEA acompanhou o aumento no DMPs (Tabela 4.4 e Figura 4.2). A MOS além de atuar sobre a formação e ampliação do diâmetro de agregados, também atua enquanto agente de estabilização estrutural a partir do revestimento dos agregados maiores (Hillel et al., 1980). O carbono, adicionado ao solo pela ação das plantas, constituiu-se, segundo alguns autores, como o principal agente ligante dos macroagregados, podendo promover uma maior atividade biológica no solo capaz de desempenhar a ação de produção de substâncias cimentantes temporárias (gomas e outros polissacarídeos) importantes na estabilização de macro-estruturas (Tisdall & Oades, 1982; Haynes & Beare, 1997; Blair et al., 2005; Bronick & Lal, 2005).

No Chernossolo, a argila de maior atividade é mais plástica e mais pegajosa e a movimentação decorrente dos ciclos de expansão e contração (umedecimento e secagem) determinam arranjos maiores, onde predominam agregados de maior diâmetro (Ferreira et al., 1999; Resende et al., 1997). Nesse solo a maior estabilidade dos agregados (Tabela 4.2) pode ser devido ao mecanismo de auto-granulação natural em horizontes chernozêmicos (Fanning & Fanning, 1989; Mededev, 1996; Buol et al., 1997; Embrapa, 2006) pois o efeito simultâneo da floculação pelos cátions, cimentação pela MOS e óxidos de ferro, permitem grande estabilidade e auto-organização das estruturas maiores (Oades & Waters, 1991; Mededev, 1996; Six et al., 2000; Embrapa, 2006) (Tabela 4.4 e Figura 4.2).

4.4.2 Estabilidade de amostra inteira de solo medida por energia de ultra-som

O maior teor de argila e óxidos de ferro nos Latossolos determinam a maior formação de microagregados (Ferreira et al., 1999) que organizam-se regularmente em macroagregados bastante frágeis em um processo de baixa definição hierárquica (Oades & Waters, 1991; Ahl & Allen, 1996; Vrdoljack, 1998, Six et al., 2000; Azevedo & Bonumá, 2004). Como as forças de cavitação,

liberadas pelo colapso das bolhas de ar pela absorção das frequências ultra-sônicas pelo líquido, atuam sobre a superfície dos agregados do solo (Christensen, 1992), quanto maior a quantidade de microagregados na amostra (e maior a superfície de área exposta a ser atacada pela energia) mais baixos serão os níveis de energia para a completa dispersão dos agregados em partículas primárias, como ocorreu, de forma geral, nos Latossolos (Tabela 4.3).

O efeito positivo da MOS sobre a estabilidade dos agregados das amostras inteiras é devido a sua interação com a superfície dos grupos dos minerais, através de várias ligações químicas capazes de estabilizar com maior ou menor intensidade os complexos organo-minerais presentes nos agregados (Sposito, 1989; Munner & Oades, 1989; Six et al., 2000) o que pode ser observado na matriz de correlações lineares (Tabela 4.4) e no agrupamento dos atributos COT, CO Argila, IEA, Energia de ultra-som em torno do eixo 1 da análise dos componentes principais (Figura 4.3). No entanto, é possível que o efeito da MOS sobre a estabilidade estrutural esteja mais relacionada com a formação de macroagregados que servem como proteção física aos microagregados de menor estabilidade de seu interior (Hillel, 1980; Sullivan, 1990), fornecendo menor área de superfície específica para o contato com a energia liberada pelo colapso das bolhas de ar. A formação de macroagregados por compressão no horizonte Bt do Nitossolo, evidenciado pelas fraturas e superfícies de compressão (Cooper e Vidal-Torrado, 2005), pode explicar o maior nível de energia para a completa dispersão das partículas. De forma geral, para a dispersão de agregados de maior diâmetro no Chernossolo e no Nitossolo são necessários maiores níveis de energia, enquanto para os Latossolos níveis inferiores já seriam suficientes (Tabela 4.3 e 4.4 e Figura 4.3).

Embora os óxidos de ferro e alumínio de baixo grau de cristalinidade formem interações organo-minerais mais estáveis que os óxidos de alta cristalinidade e caulinita (Dick et al., 2009) (Tabela 4.4 e Figura 4.3), os resultados discutidos a seguir sugerem que o efeito desses óxidos esteja mais relacionado à capacidade de estabilização do carbono (para maiores informações, ver Capítulo III) do que no aumento da estabilidade de agregado a energia de ultra-som.

4.4.3 Estabilidade de classes de tamanho de agregados medida por energia de ultra-som

Os níveis de energia de ultra-som necessários para a dispersão das partículas simples das diferentes classes de agregados foram sempre maiores na classe >4 mm, que é devido à menor área de superfície específica para a exposição a energia de ultra-som para sua completa dispersão, havendo um decréscimo do nível de energia com a diminuição do tamanho dos agregados (Tabela 4.3). A intensidade em que o nível de energia decresceu das maiores para as menores classes em cada horizonte foi bastante diferente (Tabela 4.3), o que destaca o efeito dos atributos químicos,

físicos e granulométricos na estabilidade de agregados de solos distintos.

A menor variação nos níveis de energia observada para as classes do Latossolo af (Tabela 4.3) se deve a sua maior regularidade estrutural por sua menor definição hierárquica, como pode ser observado nos menores valores de IH nos Latossolos do que no Nitossolo e Chernossolo (Tabela 4.3), e pela sua tendência de organização microestrutural (Ferreira et al., 1999), tendo as classes uma composição mais homogênea do que nos demais solos. No Nitossolo e Chernossolo, solos menos evoluídos pedogeneticamente, os maiores valores de IH evidenciam que os altos níveis de energia requeridos para a sua dispersão se devem ao fato de que os seus microagregados, muito frágeis a ação do ultra-som, estão protegidos no interior de macroagregados de maior diâmetro e melhor estabilizados hierarquicamente do que os macroagregados encontrados nos Latossolos (Tabela 4.3).

Foram observadas algumas diferenças nos atributos relacionados à formação e estabilização das diferentes classes de agregados (Tabela 4.5). O CO foi mais determinante na estabilidade das maiores classes de agregados, como pode ser observado pela correlação positiva significativa existente entre esses atributos para as classes >4 mm e 4-2 mm na matriz de correlações lineares (Tabela 4.5), embora tenham sido observados, no geral, maiores teores de CO e N nos microagregados (<0,25 mm), e que constituintes orgânicos possam participar ativamente da formação das estruturas menores (Tisdall & Oades, 1982; Dexter, 1988; Gotchin, 1994; Bayer & Mielniczuk, 2008).

A MOS tem efeito mais pronunciado sobre a estabilidade de macroagregados, seja pelo efeito de seus compartimentos hidrofóbicos na diminuição da entrada de água nas estruturas maiores, evitando com isso a dissolução de seus constituintes químicos e a diminuição da energia das ligações (Sposito, 1989; Sullivan, 1990; DeBano, 2003), pela ação das raízes na secreção dessas substâncias (Wallis & Horne, 1992; Doerr et al., 2000; Horne & McIntosh, 2003; Buckzo et al., 2005) e no enredamento e isolamento dos macroagregados (Tisdall & Oades, 1982; Dexter, 1988; Six et al., 2004). A atividade microbiológica é também mais intensa nos macroagregados do que nos microagregados (Lehmann et al., 2007), o que se deve a maior porosidade presente nesse arranjo estrutural (Currie, 1966), dessa forma diversas substâncias orgânicas produzidas pelo metabolismo microbiano podem estar contribuindo na estabilização das maiores classes de agregados, exatamente pela existência de um ambiente onde a atividade biológica é mais intensa (Tisdall & Oades, 1982; Feller & Beare, 1997; Six et al., 2002; Six et al., 2004; Lehmann et al., 2007).

Com a diminuição do tamanho da classe, o efeito estabilizante da argila e dos óxidos de ferro passa a ser mais pronunciado na estabilização dos agregados, como pode ser observado nas

correlações positivas entre Fe_2O_3 DCB e Fe_2O_3 cristalino com a energia de ultra-som para as classes 1-0,5 mm, 0,5-0,25 mm e <0,25 mm na matriz de correlações lineares (Tabela 4.5), como sugerido por alguns autores (Oades & Waters, 1991; Dick & Schwertmann, 1996; Six et al., 2000). Nas classes 2-1 mm, 1-0,5 mm e 0,5-0,25 mm um comportamento dos atributos foi semelhante do observado para a classe <0,25 mm, já para a classe de 4-2 mm o comportamento foi semelhante a classe >4 mm (Figura 4.3 e Tabela 4.5), sugerindo que as classes intermediárias demarcam uma transição entre os agentes estabilizantes mais pronunciados nos macro e microagregados.

O Ca^{+2} e Mg^{+2} tiveram efeito na estabilidade das classes 1-0,5 mm, 0,5-0,25 mm e <0,25 mm, como pode ser observado com as correlações positivas para essas classes de tamanho na Tabela 4.5, que possivelmente se deve a flocculação das partículas coloidais (Sposito, 1989) ou pela ocorrência de pontes catiônicas entre as cargas das argilas e dos compostos orgânicos (Munner & Oades, 1989; Oades & Waters 1991). Os óxidos de baixa cristalinidade (Fe_2O_3 OA), no geral, não apresentaram efeito pronunciado na estabilização dos agregados, e é possível que seu efeito seja mais pronunciado na estabilização do carbono, devido à maior reatividade de sua superfície (Dick & Schwertmann, 1996).

Os resultados obtidos entram em acordo com as afirmações realizadas por Tisdall & Oades (1982), sendo cada classe de tamanho de agregado unida e estabilizada por diferentes agentes cimentantes, possuindo a matéria orgânica uma ação cimentante bem mais significativa na formação e estabilidade de macroagregados, enquanto os diferentes argilominerais teriam ação cimentante mais pronunciada sobre a formação e estabilidade dos microagregados do solo, onde, nesse caso, se destacam os óxidos de ferro. Outra observação pertinente é a que existem distintos mecanismos de estabilização de carbono nas classes de agregados, que não necessariamente se refletem em acréscimo de estabilidade dessas estruturas, como pode ser visualizado nos microagregados do horizonte A do Chernossolo e do Nitossolo que, mesmo possuindo maiores teores de carbono (para maiores informações, ver Capítulo III), quando isolados e expostos a energia de ultra-som foram os agregados sensíveis a cavitação (Tabela 4.3). Esse fato demonstra que hierarquia observada morfológicamente nem sempre implica em uma hierarquia de estabilidade dos agregados, estando de acordo com as afirmações realizadas por Azevedo e Bonumá (2004).

Tabela 4.5. Matriz de Correlação Linear entre os atributos estudados para as diferentes classes de tamanho de agregados.

Classe >4 mm												
>4 mm	CO	N	C/N	Argila	Silte	Areia	Fe ₂ O ₃ DCB	Fe ₂ O ₃ O.A	Fe ₂ O ₃ Crist	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Energia
CO	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
N	0,97	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
C/N	NS	NS	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Argila	-0,94	-0,97	NS	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---
Silte	0,95	0,96	NS	-0,99	1,00	---	---	---	---	---	---	---
Areia	0,71	0,77	NS	-0,84	0,73	1,00	---	---	---	---	---	---
Fe ₂ O ₃ DCB	NS	-0,71	NS	0,79	-0,78	-0,68	1,00	---	---	---	---	---
Fe ₂ O ₃ O.A	0,76	0,84	NS	-0,91	0,91	0,71	-0,9	1,00	---	---	---	---
Fe ₂ O ₃ Crist	NS	-0,71	NS	0,80	-0,78	-0,69	1,00	-0,91	1,00	---	---	---
Ca ⁺²	NS	NS	NS	-0,73	0,65	0,83	-0,88	0,72	-0,89	1,00	---	---
Mg ⁺²	NS	NS	NS	-0,71	0,62	0,87	-0,82	0,71	-0,83	0,98	1,00	---
Energia de ultra-som	0,89	0,81	NS	-0,76	0,82	NS	NS	0,66	NS	NS	NS	1,00
Classe 4-2 mm												
4-2 mm	CO	N	C/N	Argila	Silte	Areia	Fe ₂ O ₃ DCB	Fe ₂ O ₃ O.A	Fe ₂ O ₃ Crist	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Energia
CO	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
N	0,97	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
C/N	NS	NS	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Argila	-0,84	-0,88	NS	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---
Silte	0,84	0,88	NS	-0,97	1,00	---	---	---	---	---	---	---
Areia	NS	NS	NS	NS	NS	1,00	---	---	---	---	---	---
Fe ₂ O ₃ DCB	NS	-0,69	NS	0,87	-0,80	-0,68	1,00	---	---	---	---	---
Fe ₂ O ₃ O.A	0,77	0,81	NS	-0,94	0,91	NS	-0,84	1,00	---	---	---	---
Fe ₂ O ₃ Crist	NS	-0,71	NS	0,89	-0,82	-0,68	1,00	-0,86	1,00	---	---	---
Ca ⁺²	NS	NS	NS	-0,81	0,71	0,75	-0,90	0,70	-0,90	1,00	---	---
Mg ⁺²	NS	NS	NS	-0,78	0,65	0,83	-0,84	0,69	-0,84	0,98	1,00	---
Energia de ultra-som	0,74	0,66	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	1,00
Classe 2-1 mm												
2-1 mm	CO	N	C/N	Argila	Silte	Areia	Fe ₂ O ₃ DCB	Fe ₂ O ₃ O.A	Fe ₂ O ₃ Crist	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Energia
CO	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
N	0,97	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
C/N	0,42	NS	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Argila	-0,86	-0,89	NS	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---
Silte	0,89	0,91	NS	-0,97	1,00	---	---	---	---	---	---	---
Areia	NS	NS	NS	-0,67	NS	1,00	---	---	---	---	---	---
Fe ₂ O ₃ DCB	NS	-0,65	NS	0,86	-0,79	-0,71	1,00	---	---	---	---	---
Fe ₂ O ₃ O.A	0,83	0,85	NS	-0,93	0,91	NS	-0,84	1,00	---	---	---	---
Fe ₂ O ₃ Crist	NS	-0,68	NS	0,87	-0,81	-0,71	1,00	-0,86	1,00	---	---	---
Ca ⁺²	NS	NS	NS	-0,81	0,70	0,81	-0,90	0,70	-0,89	1,00	---	---
Mg ⁺²	NS	NS	NS	-0,80	0,67	0,87	-0,84	0,69	-0,84	0,98	1,00	---
Energia de ultra-som	NS	NS	0,64	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	NS	1,00
Classe 1-0,5 mm												
1-0,5 mm	CO	N	C/N	Argila	Silte	Areia	Fe ₂ O ₃ DCB	Fe ₂ O ₃ O.A	Fe ₂ O ₃ Crist	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Energia
CO	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
N	0,97	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
C/N	NS	NS	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Argila	-0,88	-0,91	NS	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---
Silte	0,92	0,95	NS	-0,97	1,00	---	---	---	---	---	---	---
Areia	NS	NS	NS	-0,72	NS	1,00	---	---	---	---	---	---
Fe ₂ O ₃ DCB	NS	NS	NS	0,80	-0,75	-0,66	1,00	---	---	---	---	---
Fe ₂ O ₃ O.A	0,83	0,85	NS	-0,94	0,94	NS	-0,84	1,00	---	---	---	---
Fe ₂ O ₃ Crist	NS	NS	NS	0,82	-0,77	-0,66	1,00	-0,86	1,00	---	---	---
Ca ⁺²	NS	NS	NS	-0,81	0,69	0,83	-0,88	0,72	-0,87	1,00	---	---
Mg ⁺²	NS	NS	NS	-0,80	0,66	0,89	-0,83	0,72	-0,83	0,98	1,00	---
Energia de ultra-som	NS	NS	NS	NS	NS	NS	0,79	NS	0,78	NS	NS	1,00

*NS: valores não significativos (p>0,10).

Tabela 4.5. Continuação.

0,5-0,25 mm	CO	N	C/N	Argila	Silte	Areia	Fe ₂ O ₃ DCB	Fe ₂ O ₃ O.A	Fe ₂ O ₃ Crist	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Energia
CO	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
N	0,98	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
C/N	NS	NS	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Argila	-0,85	-0,87	NS	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---
Silte	0,91	0,90	NS	-0,97	1,00	---	---	---	---	---	---	---
Areia	NS	NS	NS	-0,62	NS	1,00	---	---	---	---	---	---
Fe ₂ O ₃ DCB	-0,62	-0,72	NS	0,86	-0,80	-0,64	1,00	---	---	---	---	---
Fe ₂ O ₃ O.A	0,86	0,88	NS	-0,92	0,93	NS	-0,86	1,00	---	---	---	---
Fe ₂ O ₃ Crist	-0,65	-0,74	NS	0,87	-0,82	-0,63	1,00	-0,88	1,00	---	---	---
Ca ⁺²	NS	NS	NS	-0,88	0,79	0,75	-0,90	0,74	-0,90	1,00	---	---
Mg ⁺²	NS	NS	NS	-0,89	0,79	0,81	-0,86	0,74	-0,86	0,98	1,00	---
Energia de ultra-som	NS	NS	NS	NS	NS	NS	0,72	NS	0,71	-0,65	NS	1,00
Classe <0,25 mm												
<0,25 mm	CO	N	C/N	Argila	Silte	Areia	Fe ₂ O ₃ DCB	Fe ₂ O ₃ O.A	Fe ₂ O ₃ Crist	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Energia
CO	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
N	0,97	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
C/N	0,62	0,43	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Argila	-0,86	-0,84	NS	1,00	---	---	---	---	---	---	---	---
Silte	0,92	0,88	NS	-0,98	1,00	---	---	---	---	---	---	---
Areia	NS	NS	NS	-0,75	0,63	1,00	---	---	---	---	---	---
Fe ₂ O ₃ DCB	-0,66	-0,66	NS	0,88	-0,86	-0,68	1,00	---	---	---	---	---
Fe ₂ O ₃ O.A	0,88	0,86	NS	-0,92	0,93	NS	-0,89	1,00	---	---	---	---
Fe ₂ O ₃ Crist	-0,68	-0,68	NS	0,89	-0,87	-0,68	1,00	-0,91	1,00	---	---	---
Ca ⁺²	0,63	0,65	NS	-0,92	0,87	0,80	-0,95	0,85	-0,95	1,00	---	---
Mg ⁺²	0,61	0,62	NS	-0,88	0,82	0,85	-0,86	0,80	-0,86	0,97	1,00	---
Energia de ultra-som	NS	NS	NS	NS	NS	NS	0,83	NS	0,81	-0,73	-0,62	1,00

*NS: valores não significativos (p>0,10).

4.5 CONCLUSÕES

Existem diferenças nos mecanismos de estabilização para cada classe de agregado, que quando observados conjuntamente são de difícil detecção. Para as classes menores de 2 mm os mecanismos de estabilização foram similares, destacando-se o efeito da cimentação pelos óxidos de ferro cristalinos e dos maiores teores de argila sobre a estabilização, enquanto que nas classes maiores a MOS se apresenta enquanto o principal agente estabilizador.

Os solos mais jovens e de hierarquia estrutural melhor definida (Nitossolo e Chernossolo) possuem microagregados menos estáveis, mas protegidos no interior de macroagregados da ação de forças externas, diferente do que ocorre nos solos mais intemperizados (Latosolos).

4.6 LITERATURA CITADA

- AHL, V. & ALLEN, F.H. Hierarchy theory. New York, Columbia University, 1996. 206p.
- AZEVEDO, A. C. & BONUMÁ, A. S. Partículas Coloidais, dispersão e agregação e latossolos. *Revista Ciência Rural*, 34:609-617, 2004.
- BAYER, C. & MIELNICZUK, J. Dinâmica e função da material orgânica. In: SANTOS, G.A.; SILVA, L.S.; CANELLAS, L.P. & CAMARGO, F.A.O., eds. *Fundamentos da Matéria orgânica do solo. Ecossistemas tropicais e subtropicais*. 2.ed. Porto Alegre, Genesis, 2008. p.7-16.
- BLAIR, N.; FAULKNER, R.D.; TILL, A.R. & POULTON, P.R. Long-term management impacts on soil C, N and physical fertility I. Broadbalk experiment. *Soil Tillage & Research*, 2005.
- BRONICK, C.J. & LAL, R. Soil structure and management: A review. *Geoderma*, 124:3-22, 2005.
- BUCZKO, U.; BENS, O. & HÜTTL, R. F. Variability of soil water repellency in Sandy Forest soils with different stand structure under Scots pine (*Pinus sylvestris*) and beech (*Fagus sylvatica*). *Geoderma*. 126:317-336, 2005.
- BUOL, S.W.; HOLE, F.D. & MCCRAKEN, R.J. *Soil genesis and classification*. 4.ed. Ames, Iowa State University Press, 1997. 527p.
- CHRISTENSEN, B.T. Physical fractionation of soil and organic matter in primary particle size and density separates. *Advances in Soil Science*, 20:2-76,1992.
- COOPER, M. & VIDAL-TORRADO, P. Caracterização morfológica, micromorfológica e físico-hídrica de solos com horizonte B nítico. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 29:581-595, 2005.
- COSTA, A. C. S. & BIGHAM, J. M. Óxidos de Ferro. In: MELO, V. F. & ALLEONI, L. R. F., eds. *Química e Mineralogia do solo: Parte II – Aplicações*. Viçosa, Sociedade Brasileira de Ciência do solo, 2009. p.505-562.
- CREUTZBERG, D. & SOMBROEK, W.G. Micromorphological characteristics of Nitosols. In: FEDOROFF, N.; BRESSON, L.M. & COURTY, M.A., eds. *Micromorphologie des sols, soil Micromorphology*. Paris, Réunion internationale de micromorphologie des sols, Anais, 1987. p.151-155.

- CURCIO, G. R. Geologia, geomorfologia e pedologia. In: IAP - Instituto Ambiental do Paraná. Interações dos meios bióticos e abióticos visando o re-ordenamento espacial da microbacia. Curitiba, p.26-39, 2006.
- CURRIE, J.A. The volume and porosity of soil crumbs. *Journal of Soil Science*, 17: 24-35, 1966.
- DeBANO, L. F. The role of fire and soil heating on water repellency. In: RITSEMA, C. J.; DEKKER, L. W., eds. *Soil water repellency: occurrence, consequences, and amelioration*. Amsterdam, Elsevier Science, 2003. p.193-202.
- DEXTER, A.R. Advances in characterization of soil structure. *Soil & Tillage Research*, 11:199-238, 1988.
- DICK, D.P. & SCHWERTMANN, U. Microaggregates from oxisols and inceptisols: dispersion through selective dissolutions and physicochemical treatments. *Geoderma*, 74:49-63, 1996.
- DICK, D. P.; NOVOTNY, E. H.; DIECKOW, J. & BAYER, C. Química da Matéria orgânica do Solo. In: MELO, V. F. & ALLEONI, L. R. F., eds. *Química e Mineralogia do solo: Parte II – Aplicações*. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do solo, 2009. p428-436.
- DOERR, S. H.; SHAKESBY, R. A.; WALSH, R. P. D. Soil water repellency: it causes, characteristics and hydro-geomorphological significance. *Earth Science Reviews*, 51:33-65, 2000.
- DUXBURY, J.J.; SMITH, M.S. & DORAN, J.W. Soil organic matter as a source and a sink of plant nutrients. In: COLEMAN, D.C.; OADES, J.M. & UEHARA, G., eds. *Dynamics of soil organic matter in tropical ecosystems*. Honolulu, University of Hawaii, 1989. p.33-67.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA Sistema brasileiro de classificação de solos. Brasília, Embrapa produção de informação, 1999. 412p.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Sistema brasileiro de classificação de solos. 2.ed. Rio de Janeiro, 2006. 306p.
- FAO - Food and Agriculture Organization of the United Nations. Lecture notes on the major soils of the world. In: DRIESSEN, P.; DECKERS, J.. SPAARGAREN, O. & NACHTERGAELE, F. Rome, Food and Agriculture Organization of the United Nations, 2001. 337p. (World Soil Resource Report, 94)
- FANNING, D.S. & FANNING, M.C.B. *Soil: morphology, genesis and classification*. New York, John Wiley, 1989. 395p.
- FELLER, C. & BEARE, M. H. Physical control of soil organic matter in the tropics. *Geoderma*, 79: 69-116, 1997.
- FERREIRA, M. M.; FERNANDES, B. & CURI, N. 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, 1999.
- GEE, G.W. & BAUDER, J.W. Particle-size analysis. In: KLUTE, A., ed. *Methods of soil analysis*. Part 1: Physical and mineralogical methods. Madison, American Society of Agronomy, 1986. p.383-412.
- GOLCHIN, A.; OADES, J.M.; SKJEMSTAD, J.O. & CLARKE, P. Study of free and occluded particulate organic-matter in soils by solid-state ¹³C CP/MAS NMR- Spectroscopy and scanning electron-microscopy. *Australian Journal of Soil Research*, 32: 285-309, 1994.
- HAYNES, R.J. & BEARE, M.H. Influence of six crop species on aggregate stability and some

- labile organic matter fractions. *Soil Biology & Biochemistry*, 29:1647-1653, 1997.
- HILLEL, D. *Fundamentals of soil physics*. London, Academic Press, 1980. p.413.
- HORNE, D. J. & McINTOSH, J. C. hydrophobic compound in sands from New Zealand. In: RITSEMA, C. J.; DEKKER, L. W., eds. *Soil Water repellency: occurrence, consequences, and amelioration*. Amsterdam, Elsevier Science, 2003. p.26-35.
- INDA JUNIOR, A.V; BAYER, C.; CONCEIÇÃO, P. C.; BOENI, M.; SALTON, J. C. & TONIN, A. T. Variáveis relacionadas à estabilidade de complexos organo-minerais em solos tropicais e subtropicais brasileiros. *Ciência Rural*, 37:1301-1307, 2007.
- KEMPER, W.D. & CHEPIL, W.S. Size distribution of aggregates. In: BLACK, C.A.; EVANS, D.D.; WHITE, J.L.; ENSMINGER, L.E. & CLARK, F.E., eds. *Methods of soil analysis: Physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling*. Madison, American Society of Agronomy, 1965. p.499-510.
- KEMPER, W.D. & ROSENAU, R.C. Aggregate stability and size distribution. In: KLUTE, A., ed. *Methods of soil analysis*. Madison, American Society of Agronomy, 1986. p.425-442.
- LEHMANN, J.; KINYANGI, J.; SOLOMON, D. Organic matter stabilization in soil microaggregates: implications from special heterogeneity of organic carbon contents and carbon forms. *Biogeochemistry*, 85:45-57, 2007.
- MAACK, R. *Geografia física do Estado do Paraná*. Rio de Janeiro, Editora José Olympio, 1981. 442p.
- MEDVEDEV, V.V. Mechanisms of microaggregate formation in chernozems. *Eurasian Soil Science*, 28: 13-23, 1996.
- MUNNER, M.; OADES, J. M. The role of Ca-organic interactions in soil aggregate stability. III. Mechanisms and models. *Australian Journal of Soil Research*, 29:411-423, 1989.
- OADES, J. M. Soil organic matter and structural stability: mechanisms and implications for management. *Plant and Soil*, 76:319 -337, 1984.
- OADES, J.M. & WATERS, S.G. Aggregate hierarchy in soils. *Australian Journal of Soil Research*, 29:815-828, 1991.
- RESENDE, M.; CURTI, N.; REZENDE, S.B. & CORRÊA, G.F. *Pedologia: base para distinção de ambientes*. 2.ed. Viçosa, Núcleo de Estudo de Planejamento e Uso da Terra/Universidade Federal de Viçosa, 1997. 367p
- SIX, J.; PAUSTIAN, K.; ELLIOTT, E.T. & COMBRINK, C. Soil structure and organic matter: I. Distribution of aggregate-size classes and aggregate-associated carbon. *Soil Science Society of American Journal*, 64: 681-689, 2000.
- SIX, J., FELLER, C., DENEFF, K., OGLE, S.M. & SA, M.J.C. Soil organic matter, biota and aggregation in temperate and tropical soils: effects of no-tillage. *Agronomie*, 22: 755-775, 2002.
- SIX, J.; BOSSUYT, H.; DEGRYZE, S. & DENEFF, K. A history of research on the link between (micro)aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics. *Soil & Tillage Research*, 79: 7-31, 2004.
- SPOSITO, G. *The chemistry of soils*. New York, Oxford University, 1989. 277p.
- STEVENSON, F.J. *Humus chemistry: genesis, composition, reactions*. 2.ed. New York, John Wiley, 1994. 496p.

- SULLIVAN, L.A. Soil organic matter, air encapsulation and water stable aggregation. *Journal of Soil Science*, 41: 529-534, 1990.
- TISDALL, J.M. & OADES, J.M. Organic matter and water-stable aggregates in soils. *Journal of Soil Science*, 33:141-163, 1982.
- VRDOLJACK, G.A. *Ultramicroscopy of a Brazilian Oxisol*. Berkeley, University of California, 1998.
- WALLIS, M. G. & HORNE, D. J. Soil Water repellency. *Advanced Soil Science*, 20: 91-146, 1992.

CAPÍTULO V: CONCLUSÕES GERAIS

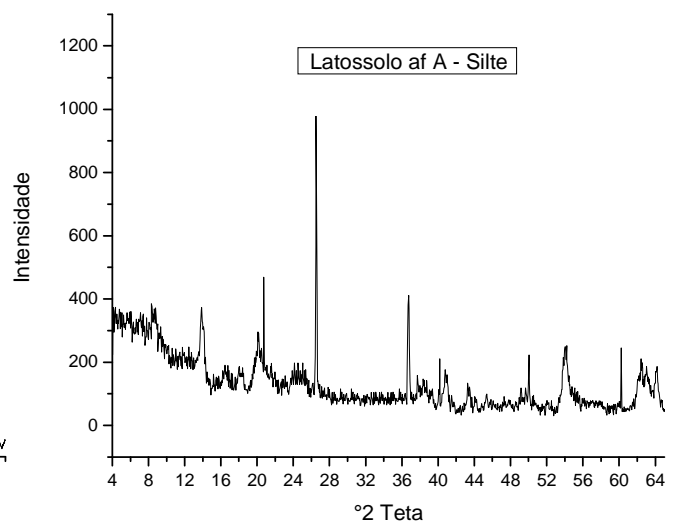
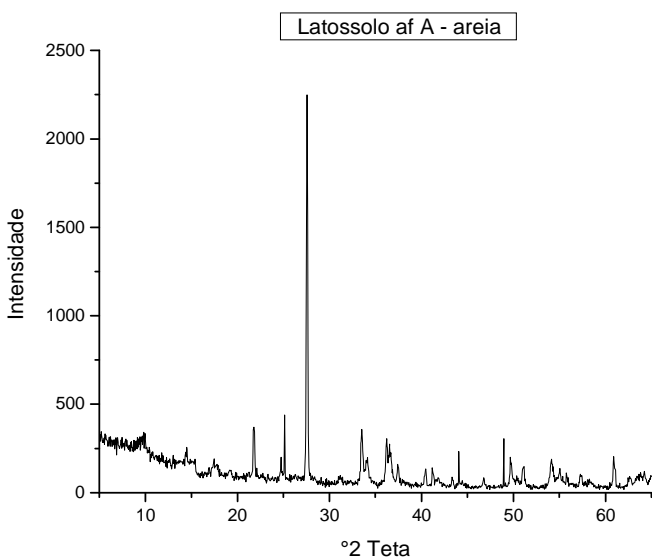
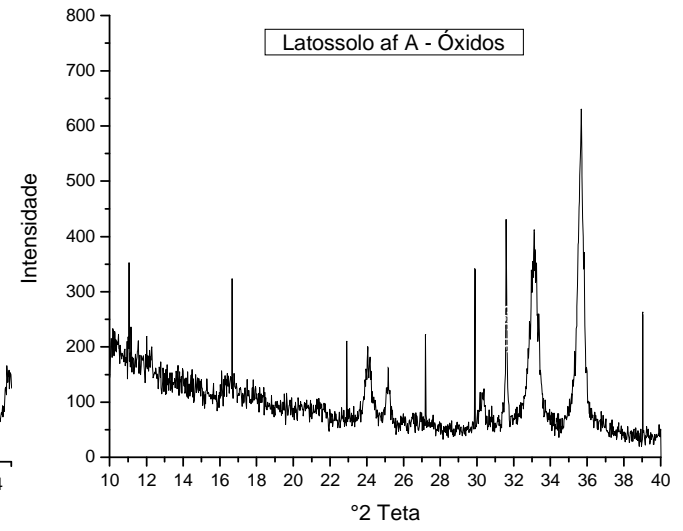
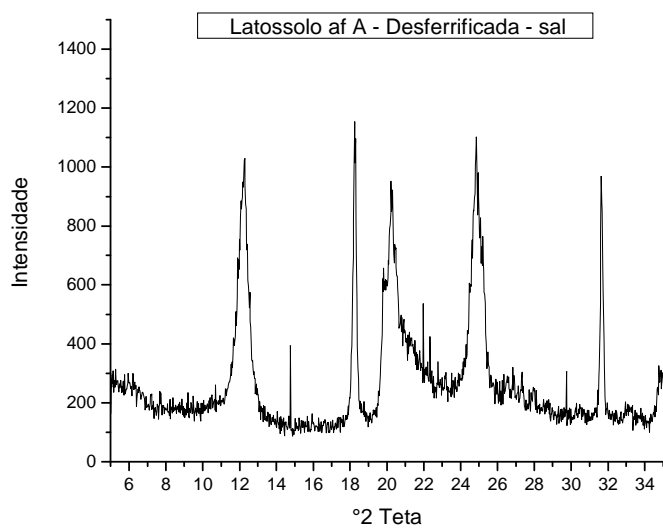
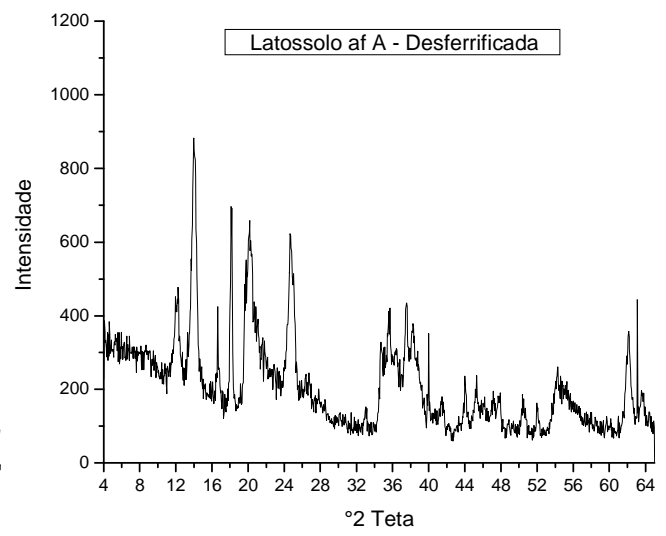
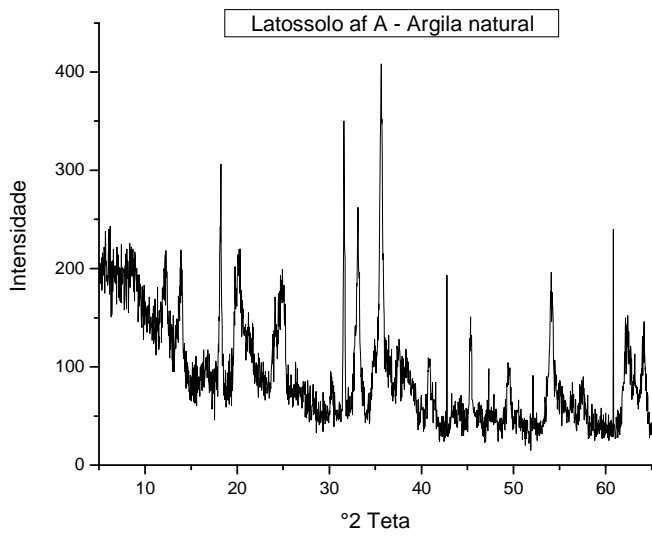
O relevo é o principal fator na diferenciação do estágio de evolução pedogenética dos solos, determinando as variações na composição química, física e mineralógica. Os teores de argila e de óxidos de ferro e alumínio totais e de alta cristalinidade foram maiores nos Latossolos, intermediários no Nitossolo e menores no Chernossolo. Os teores de COT, NT e óxidos de baixa cristalinidade, assim como a saturação por bases e atividade da argila seguiram tendência contrária. A capacidade de estabilização de carbono se relacionou com a idade e com a posição do solo na paisagem, sendo os maiores teores observados nos solos mais jovens e situados nas posições de recepção de sedimentos da encosta.

Os mecanismos de estabilização da MOS na fração argila foram diferentes para os estágios de evolução pedogenética. Os solos mais jovens apresentaram maiores definições hierárquicas de agregação, enquanto que nos Latossolos não foi observada hierarquia bem definida, determinando a maior ou menor uniformidade da composição das classes de tamanho de agregados. Assim como as alterações na hierarquização, foram observadas variações no mecanismo de estabilização do carbono para os solos e para as classes de agregados. Os óxidos de ferro de baixa cristalinidade e os teores de Ca^{+2} e Mg^{+2} foram os atributos que melhor se correlacionaram com o teores de CO e N, sendo importantes na estabilização da MOS, principalmente nas menores classes.

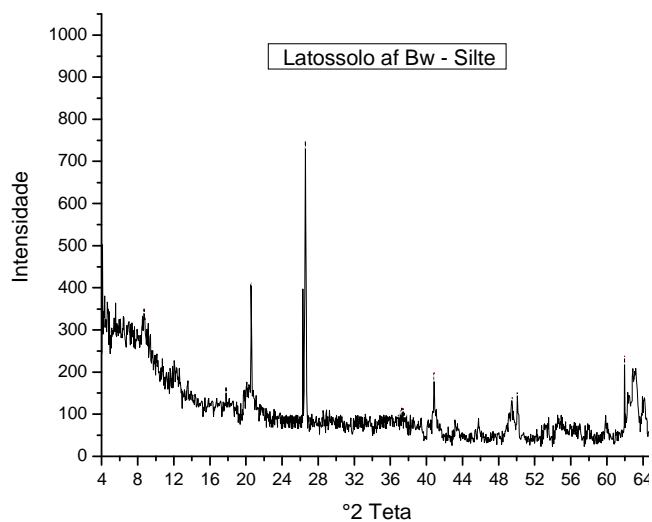
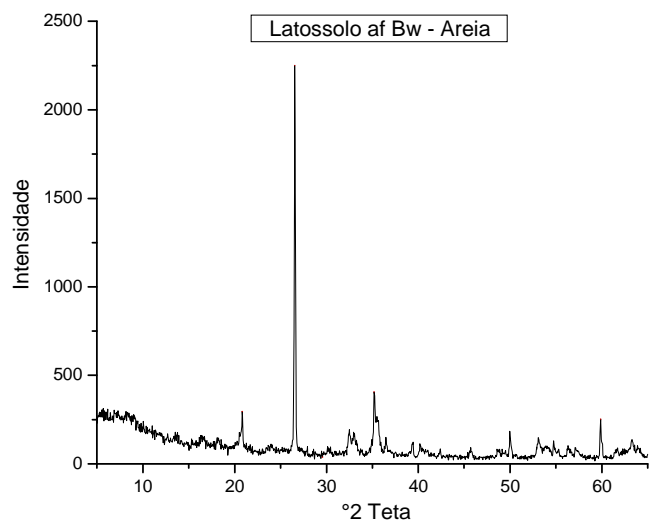
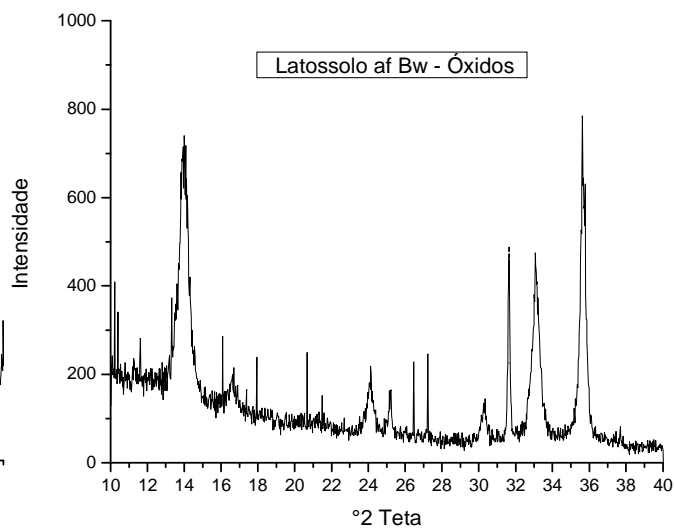
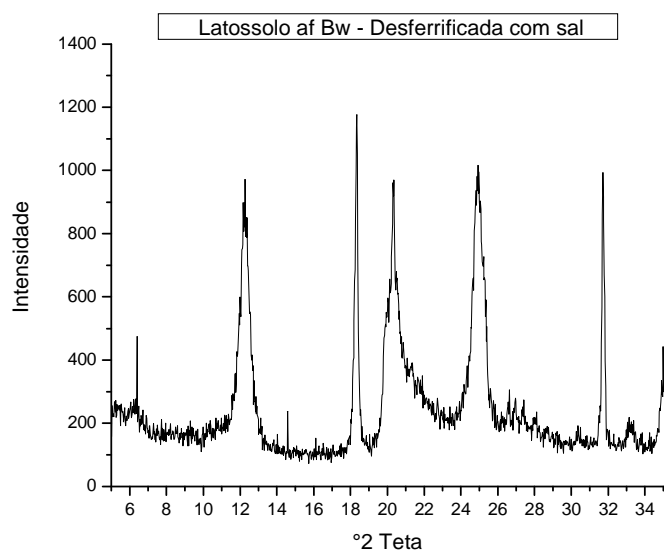
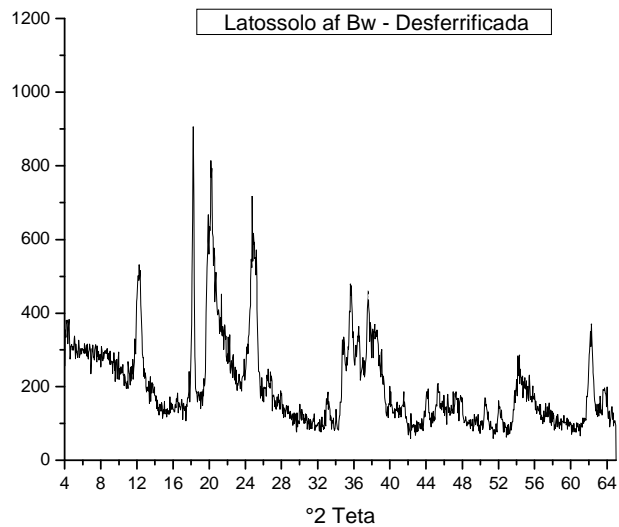
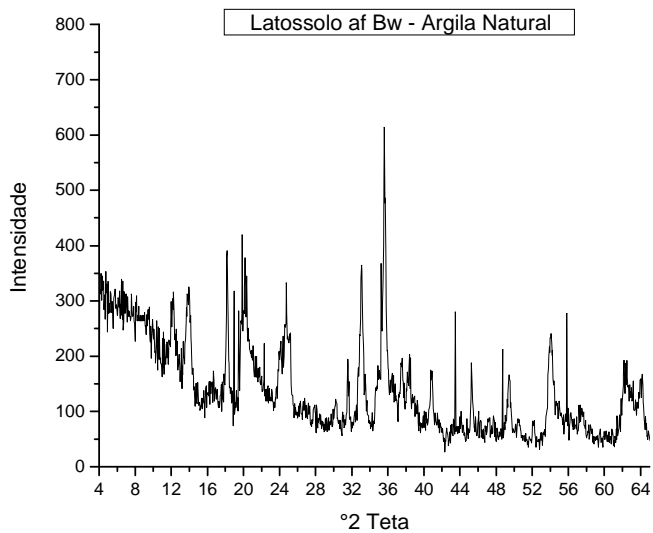
Existem diferenças nos mecanismos de estabilização para cada classe, que quando observados conjuntamente são de difícil detecção. Para as classes menores de 2 mm os mecanismos de estabilização foram similares, destacando-se o efeito da cimentação pelos óxidos de ferro cristalinos e dos maiores teores de argila, enquanto que nas classes >4 mm e 4-2 mm a MOS foi o principal agente estabilizador.

Os solos mais jovens e de hierarquia estrutural melhor definida (Nitossolo e Chernossolo) possuem microagregados menos estáveis, mas protegidos no interior de macroagregados da ação de forças externas, diferente do que ocorre nos Latossolos. Existem diferenças nos mecanismos de estabilização do carbono nos agregados dos mecanismos de estabilização dos agregados.

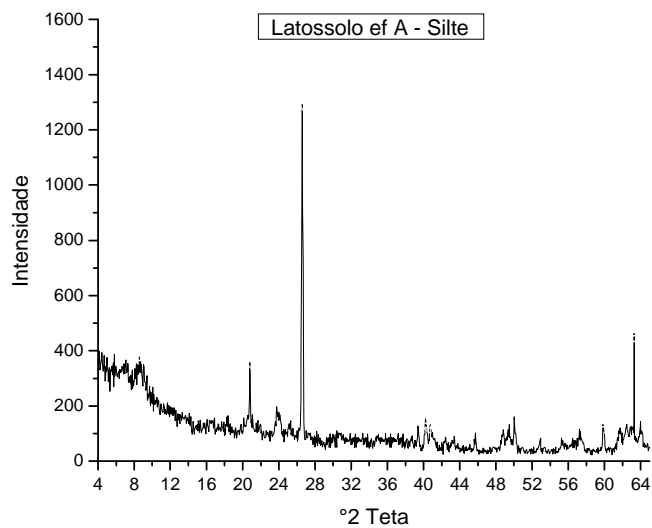
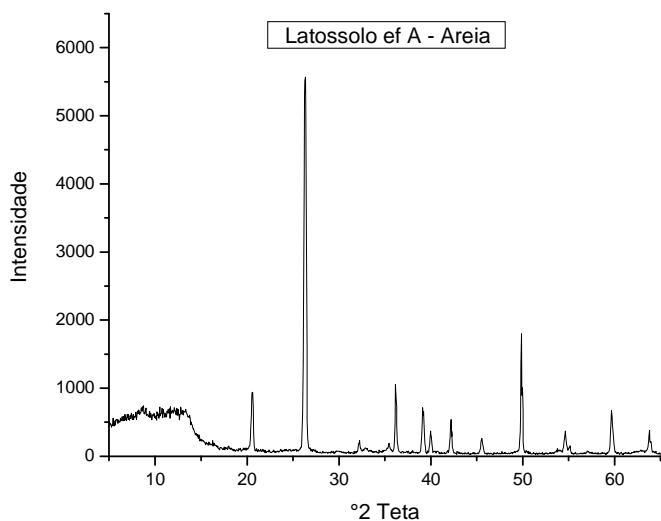
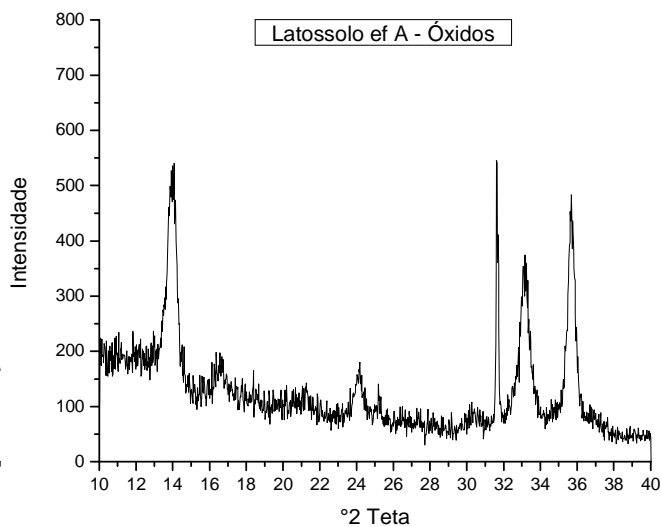
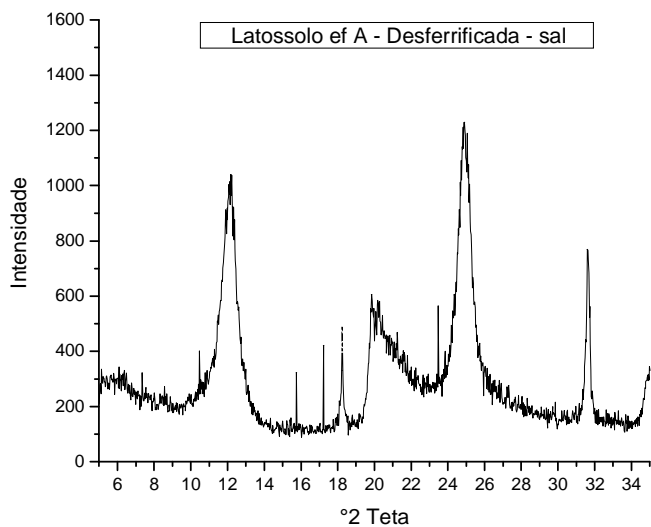
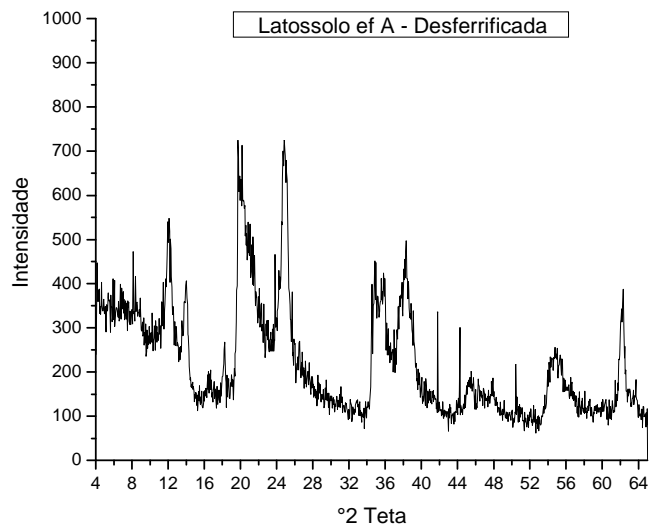
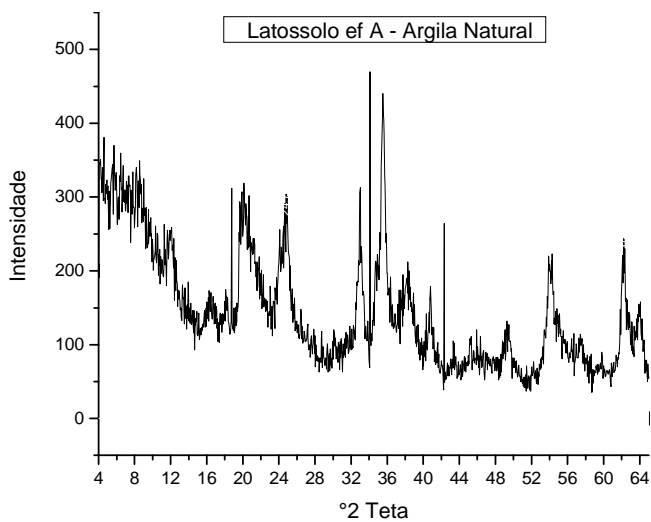
APÊNDICES



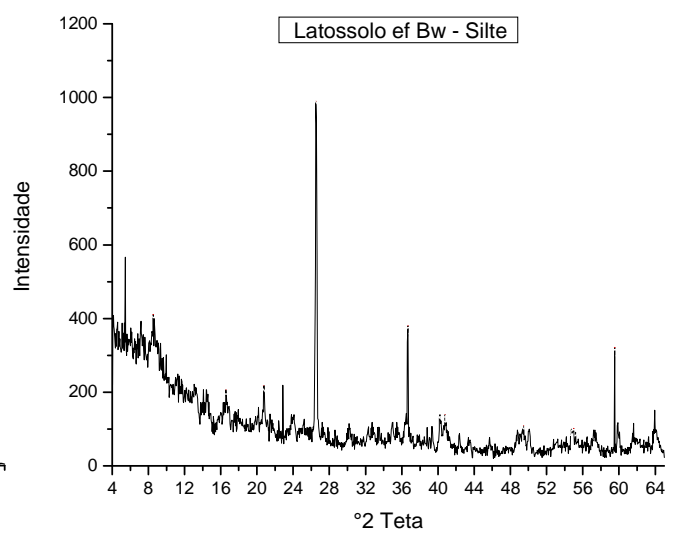
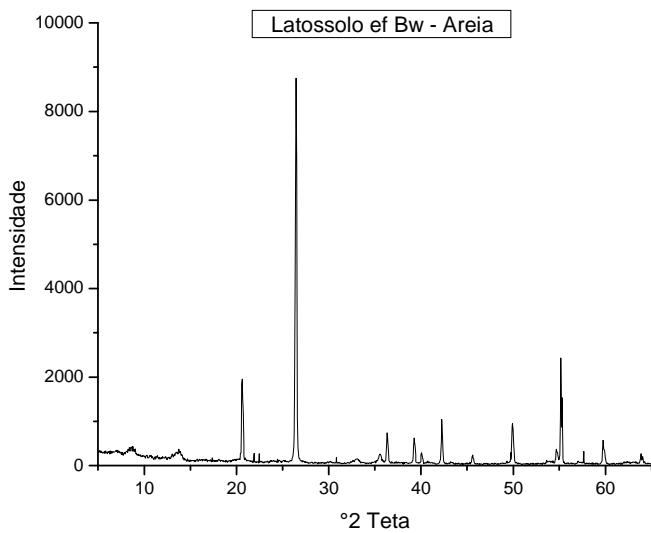
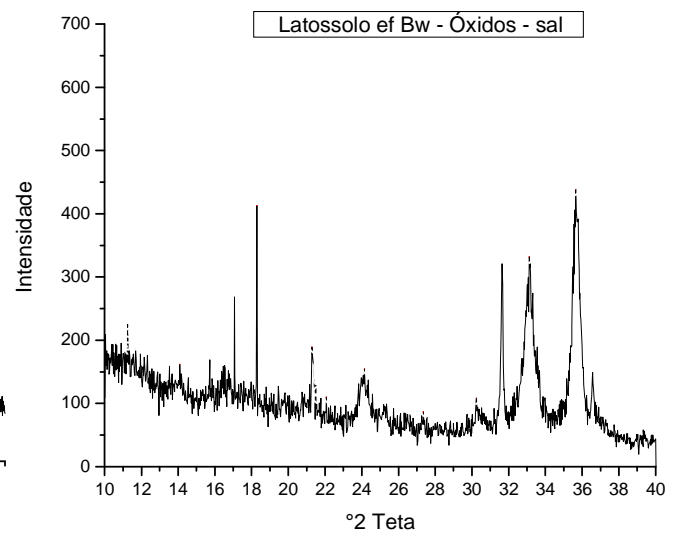
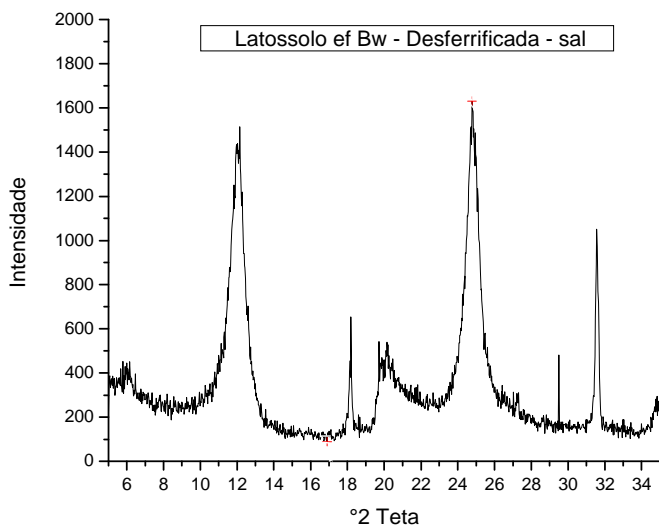
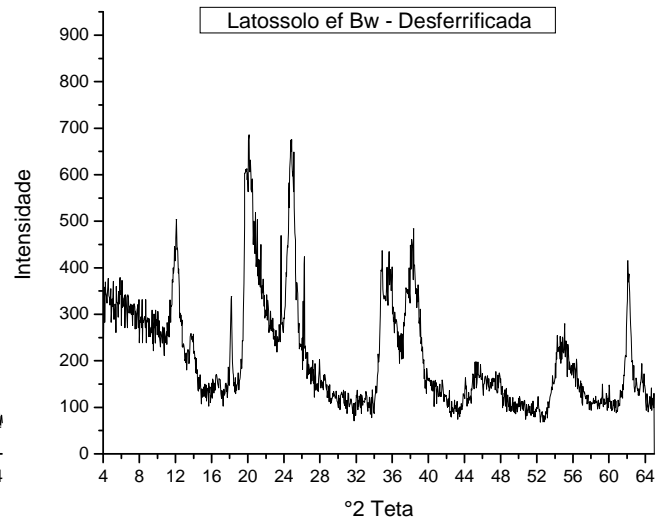
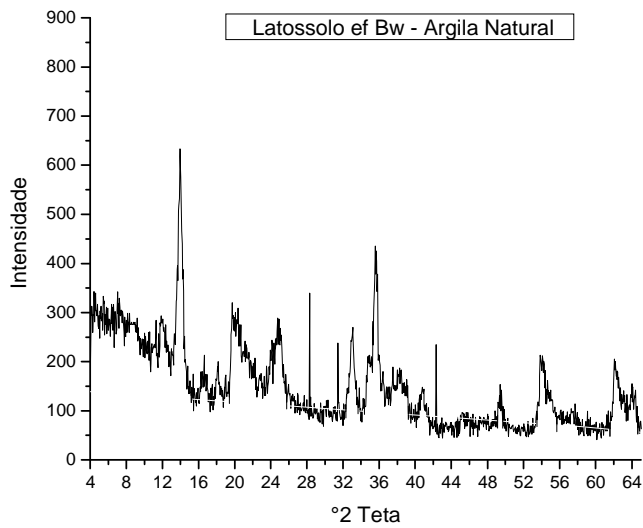
Apêndice 1. Difratoformas de raio-X das frações granulométricas dos horizontes estudados.



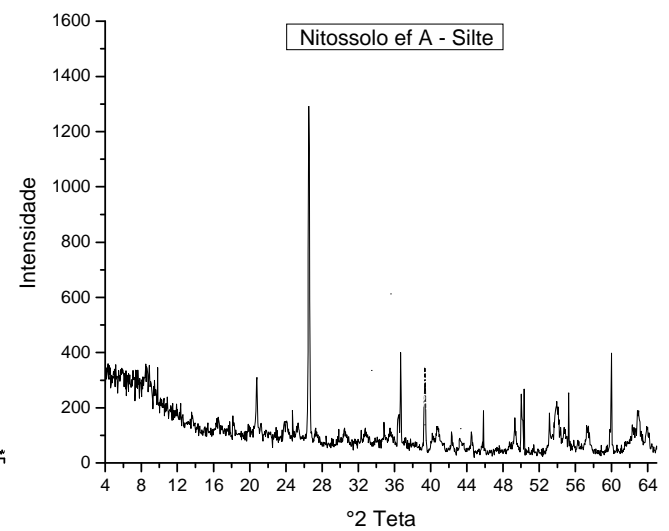
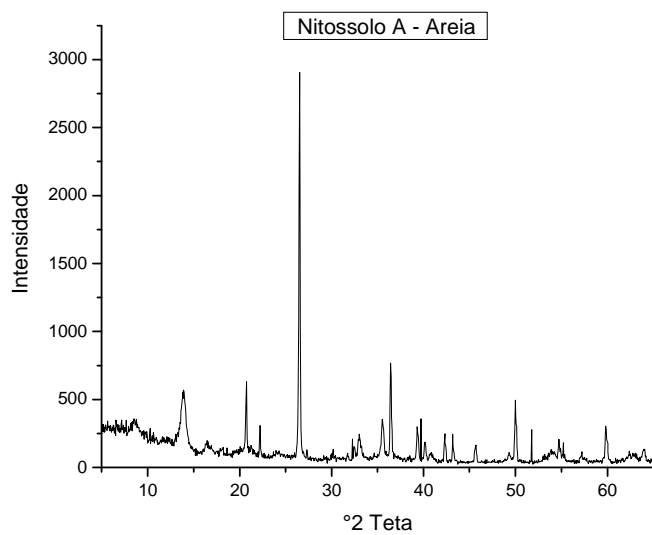
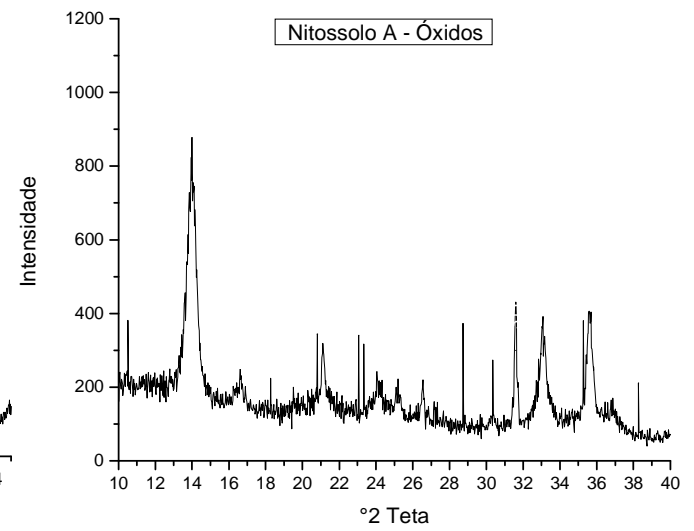
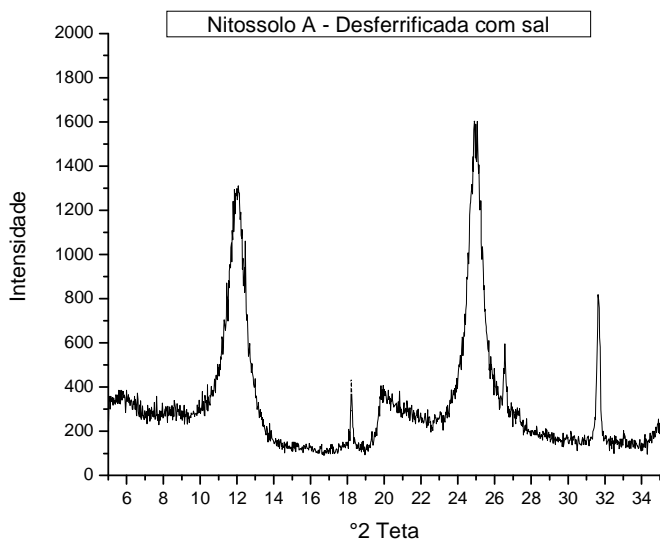
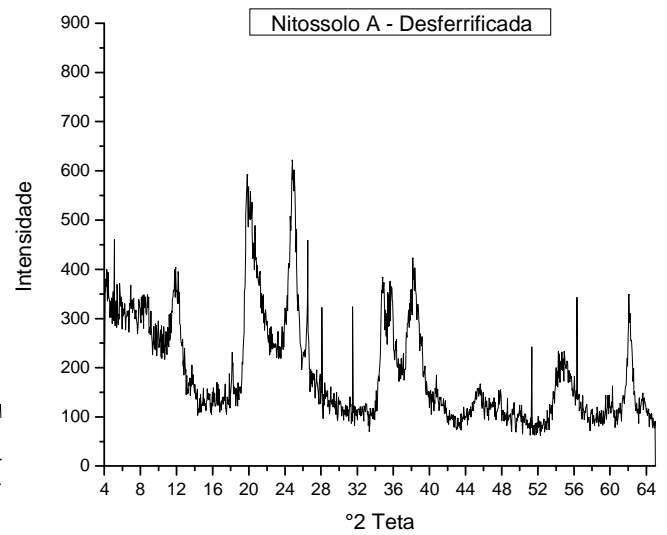
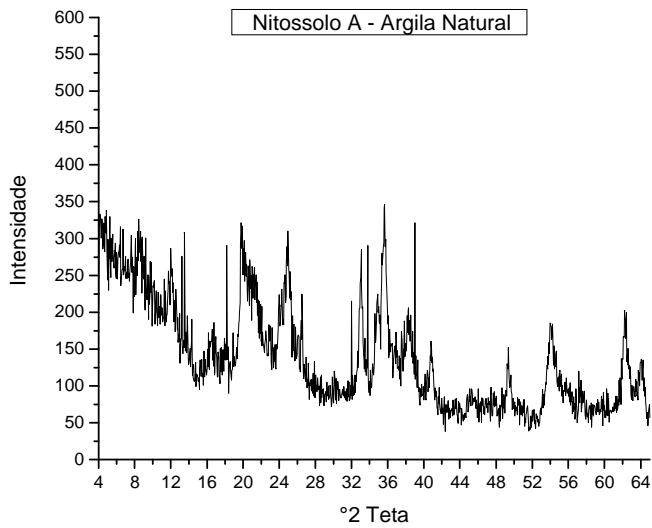
Apêndice 1. Difratoigramas de raio-X das frações granulométricas dos horizontes estudados.



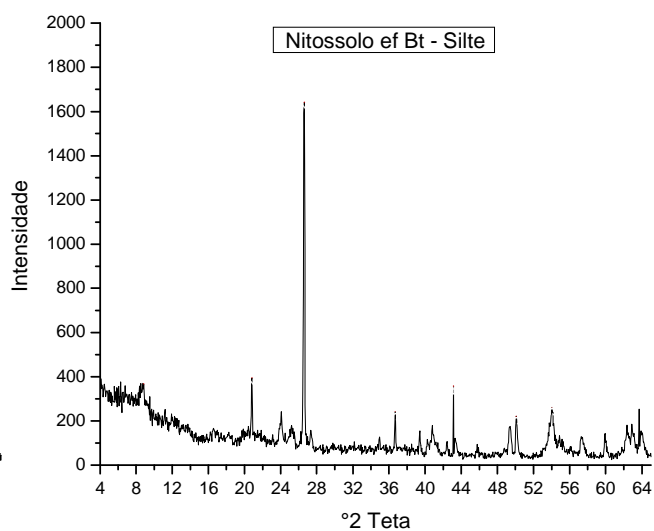
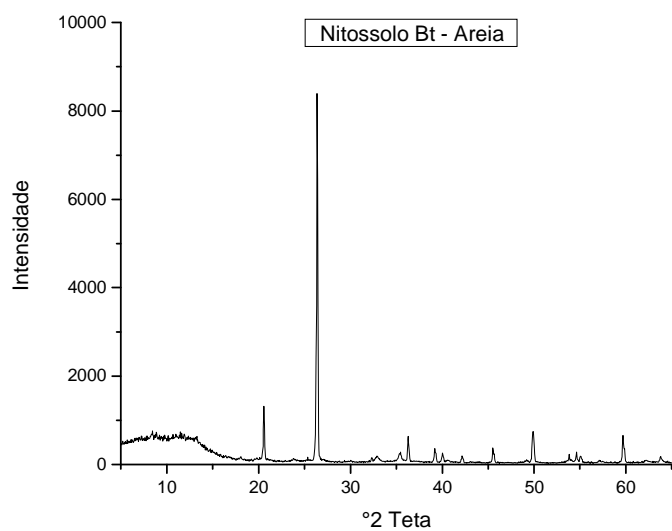
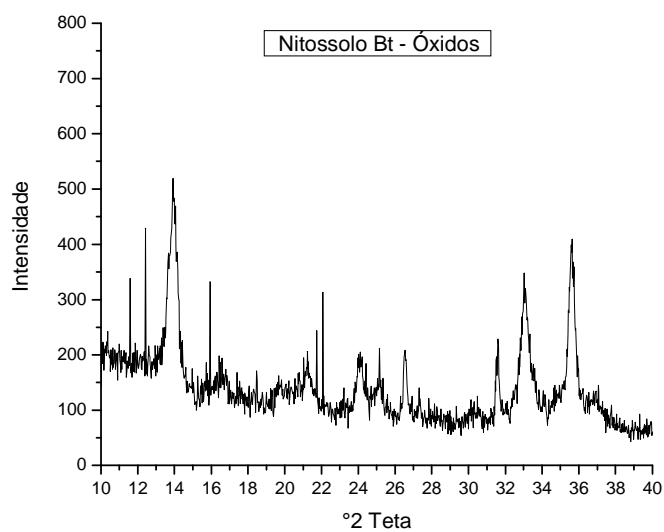
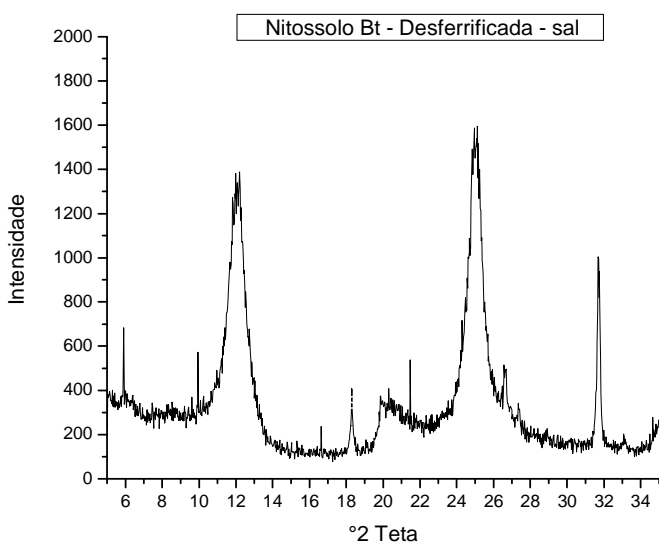
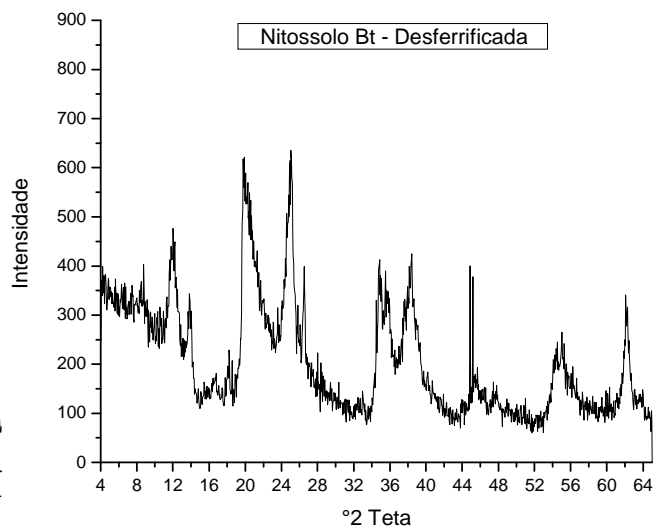
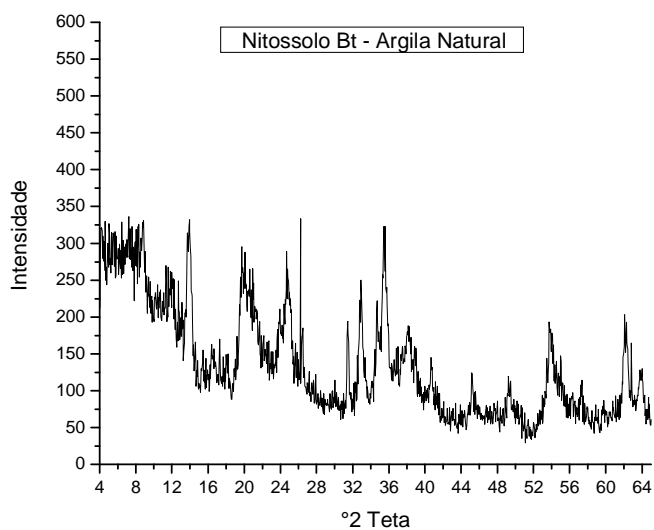
Apêndice 1. Difratogramas de raio-X das frações granulométricas dos horizontes estudados.



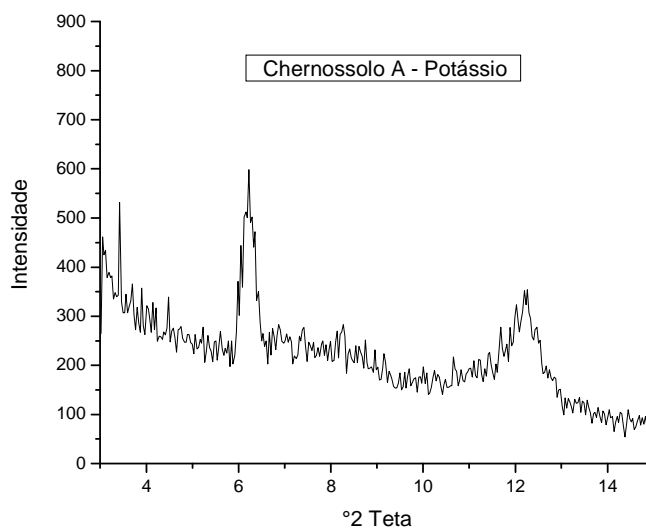
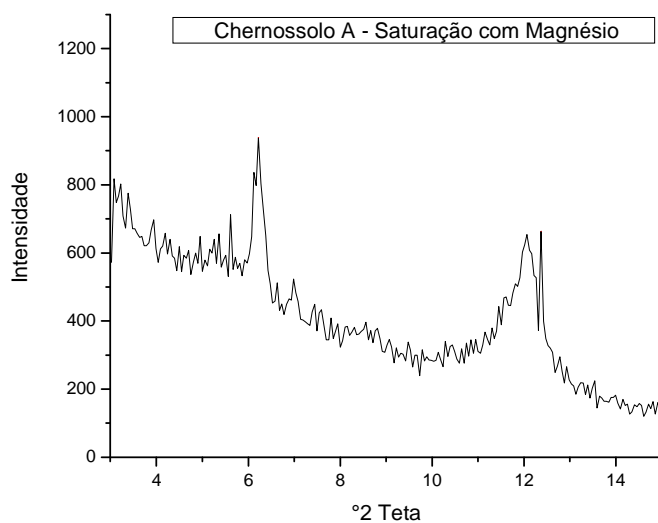
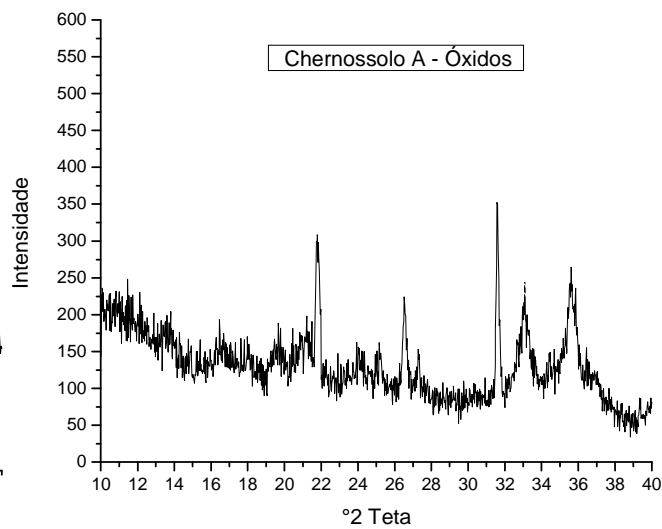
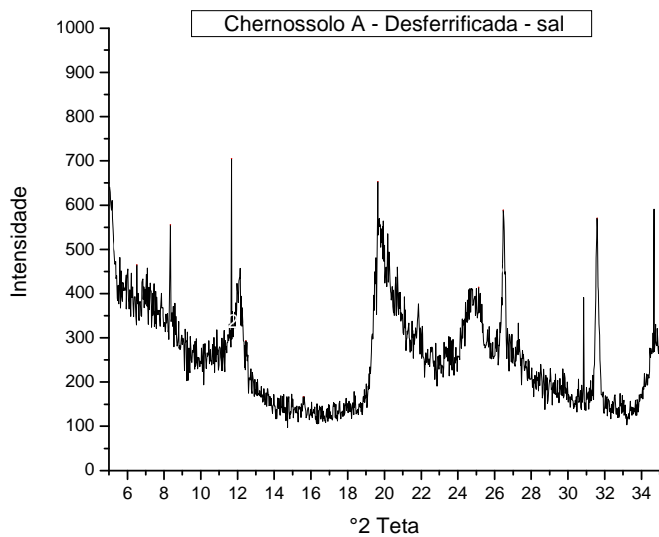
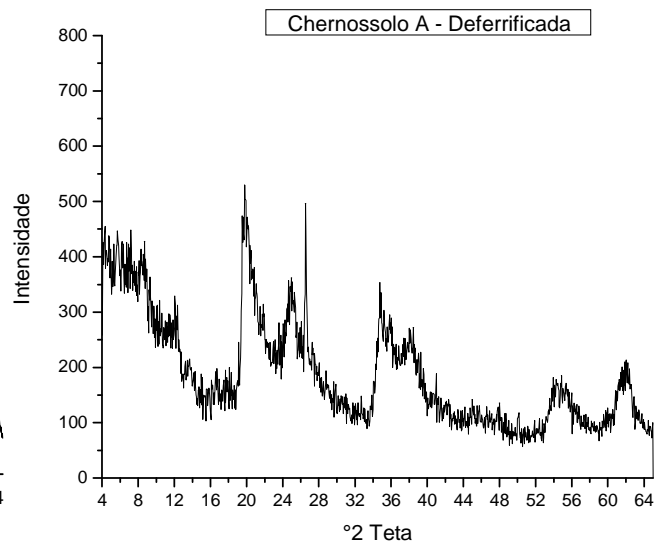
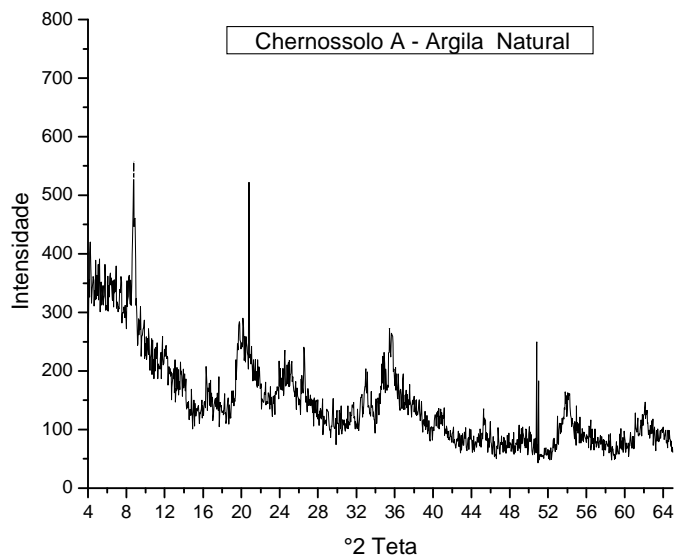
Apêndice 1. Difratoigramas de raio-X das frações granulométricas dos horizontes estudados.



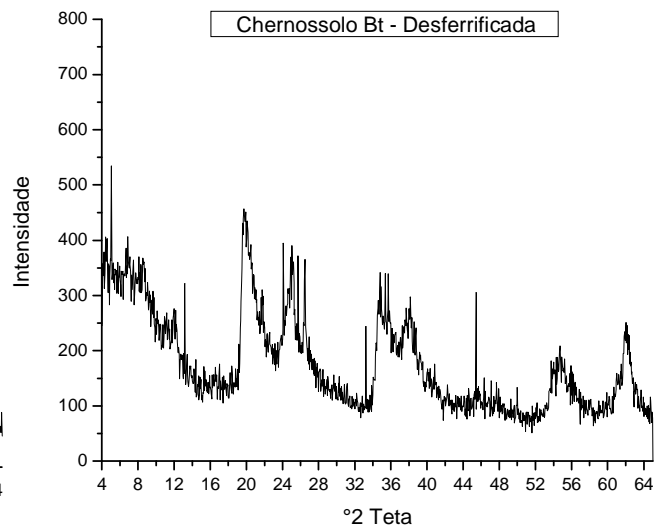
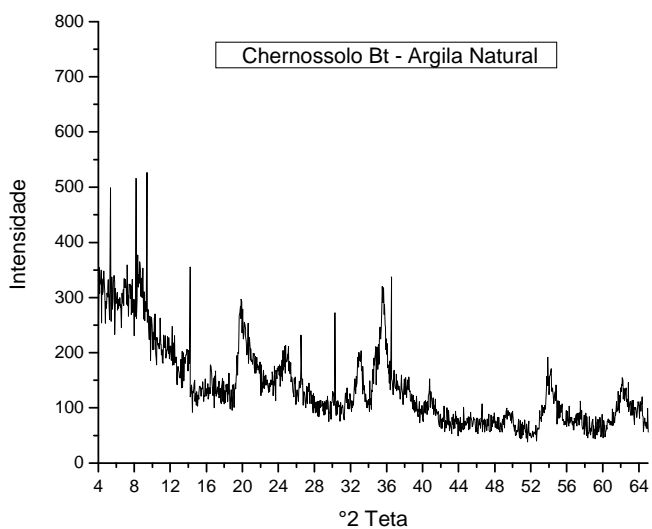
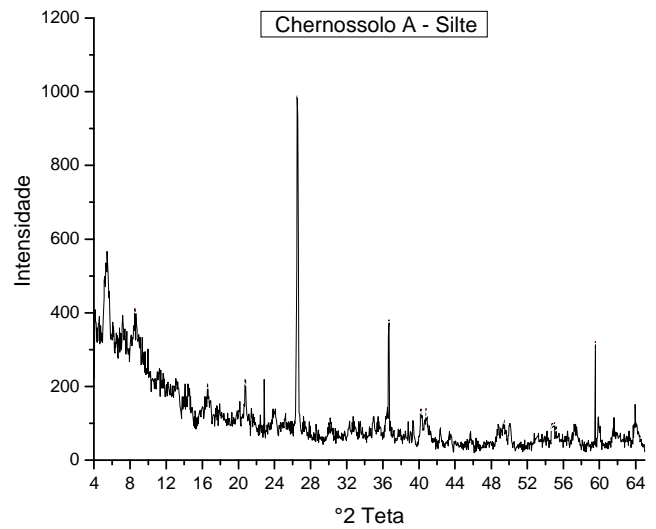
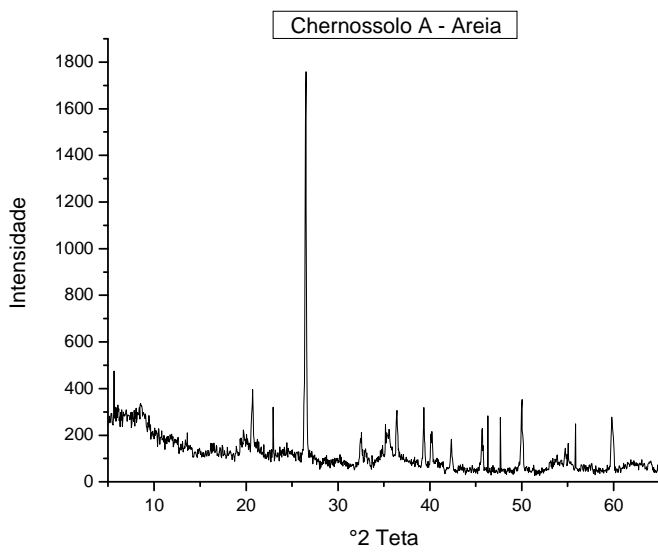
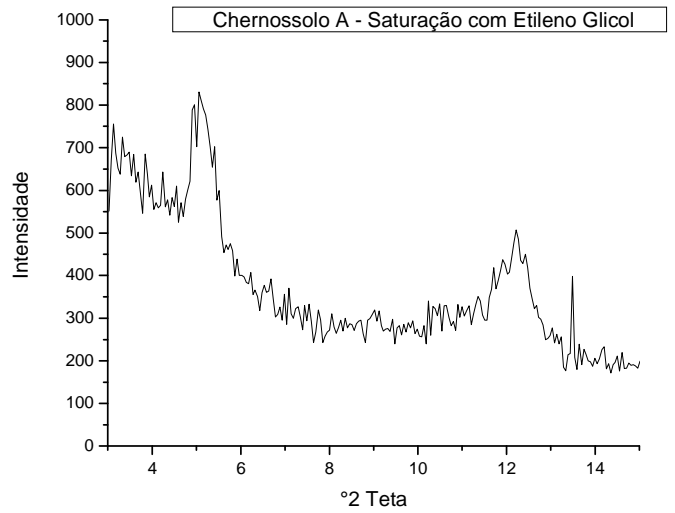
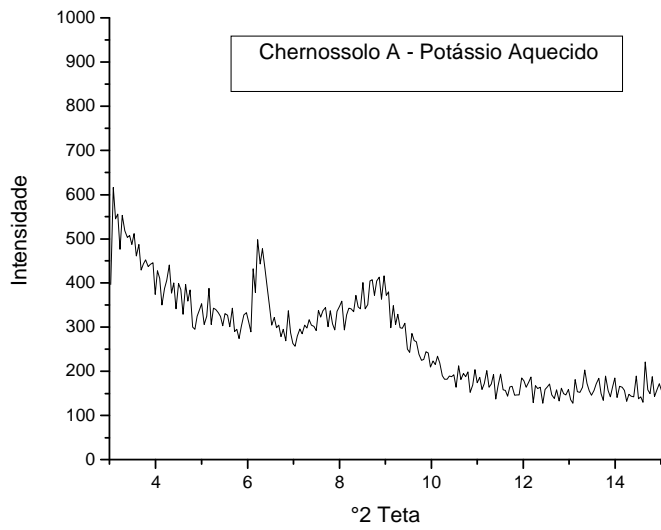
Apêndice 1. Difratogramas de raio-X das frações granulométricas dos horizontes estudados.



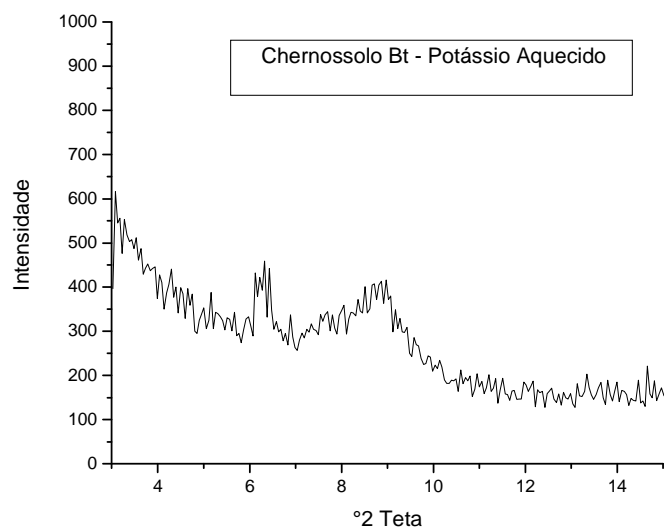
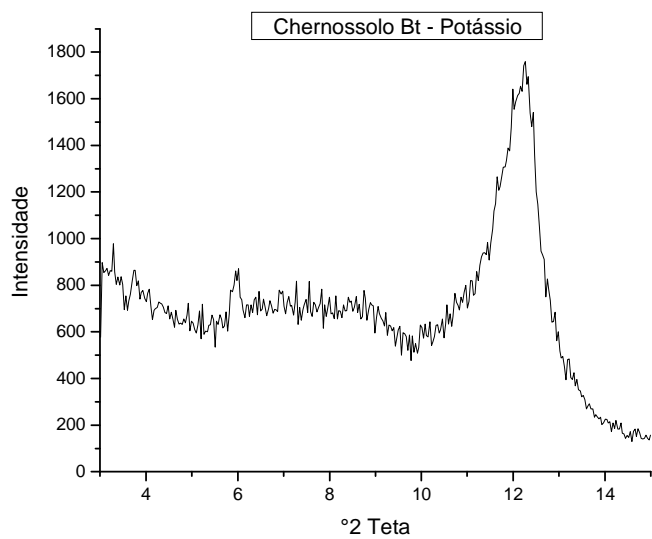
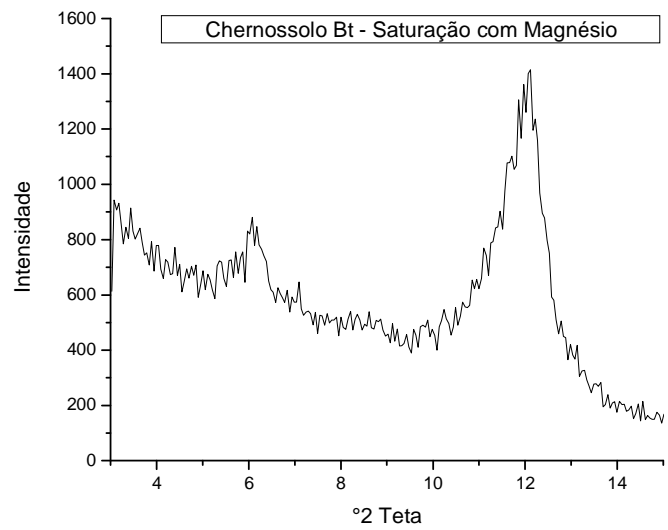
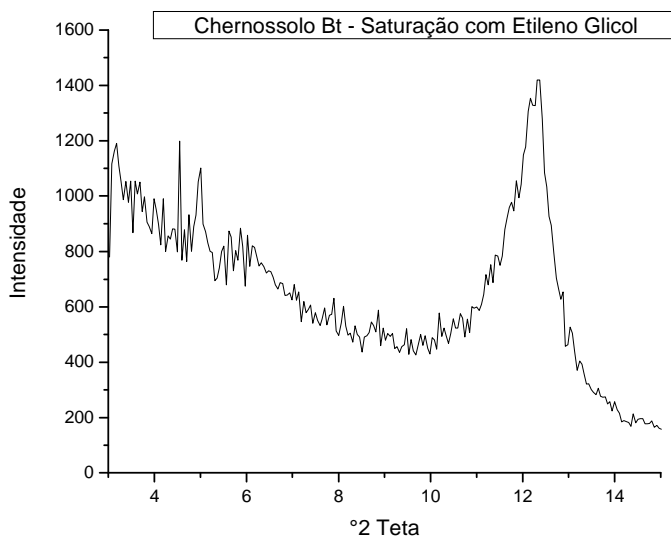
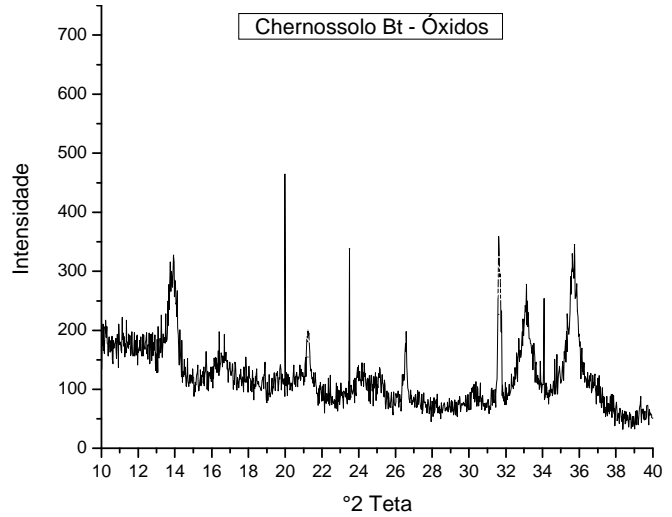
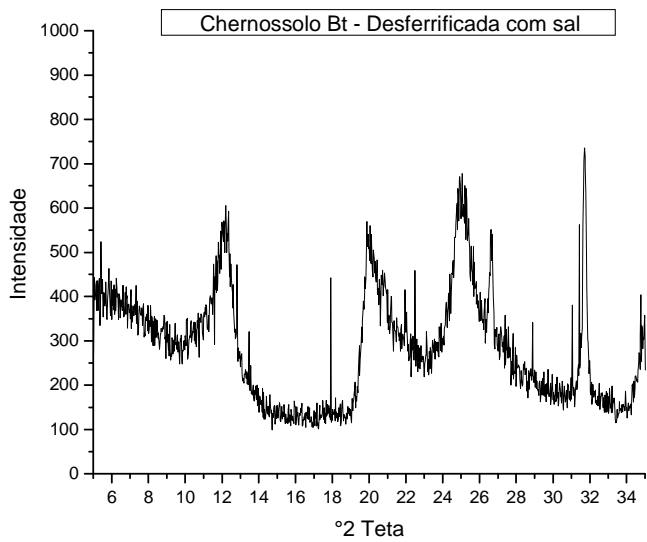
Apêndice 1. Difratomogramas de raio-X das frações granulométricas dos horizontes estudados.



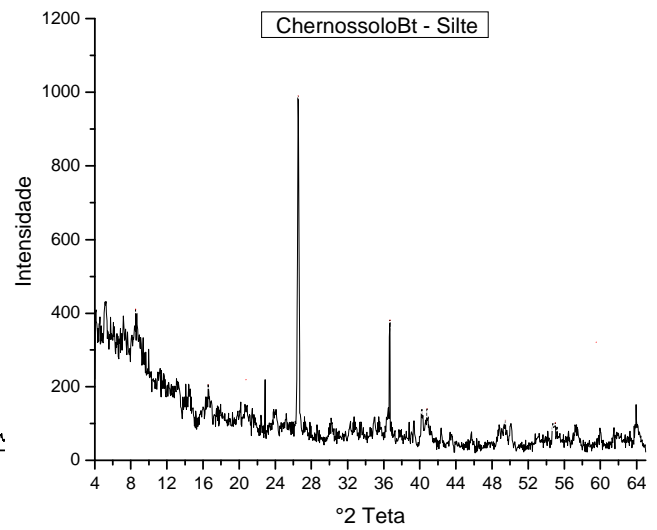
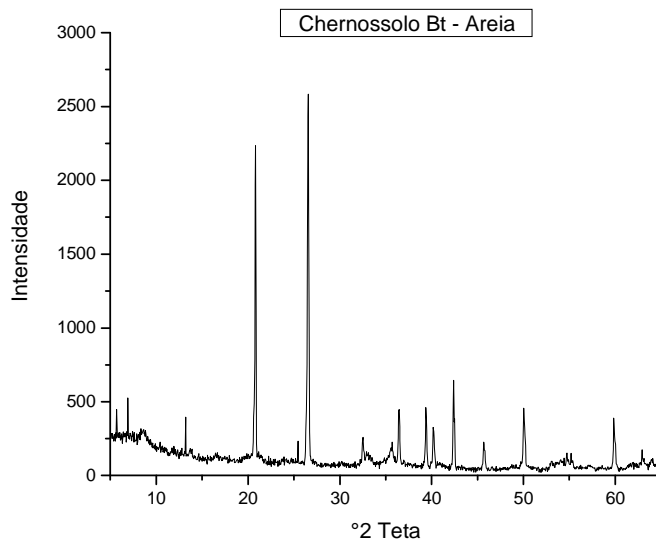
Apêndice 1. Difratomogramas de raio-X das frações granulométricas dos horizontes estudados.



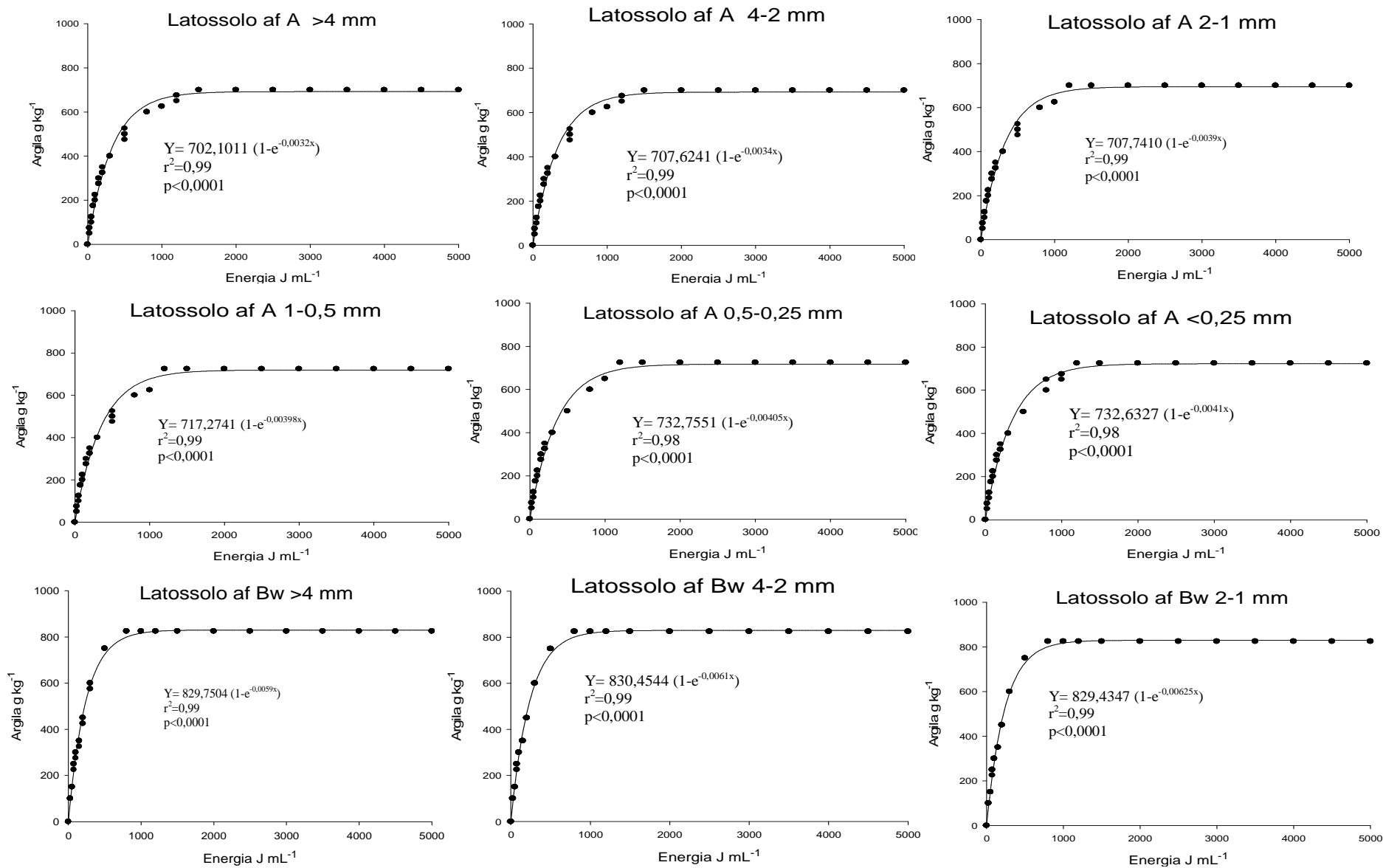
Apêndice 1. Difratogramas de raio-X das frações granulométricas dos horizontes estudados.



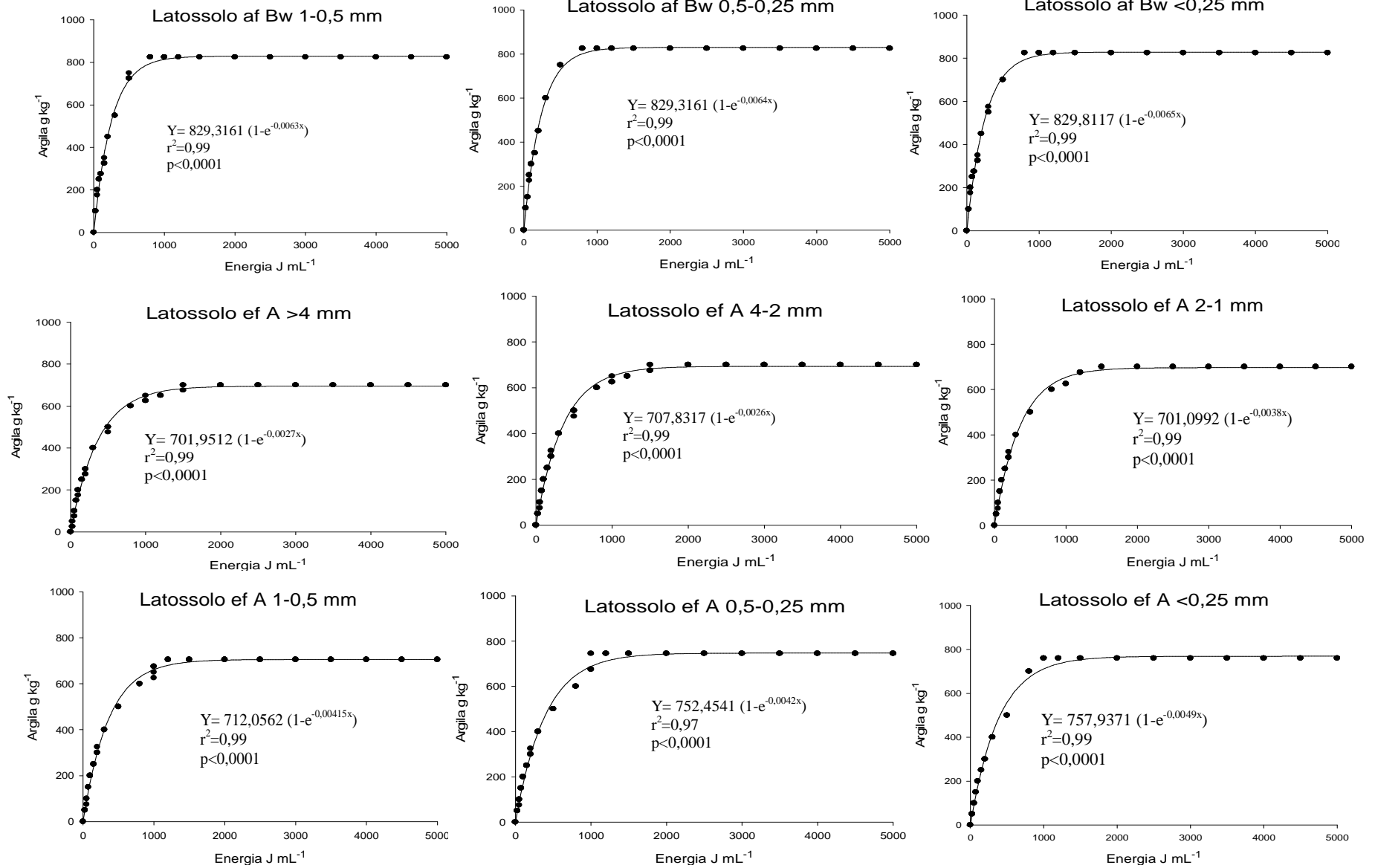
Apêndice 1. Difratomogramas de raio-X das frações granulométricas dos horizontes estudados.



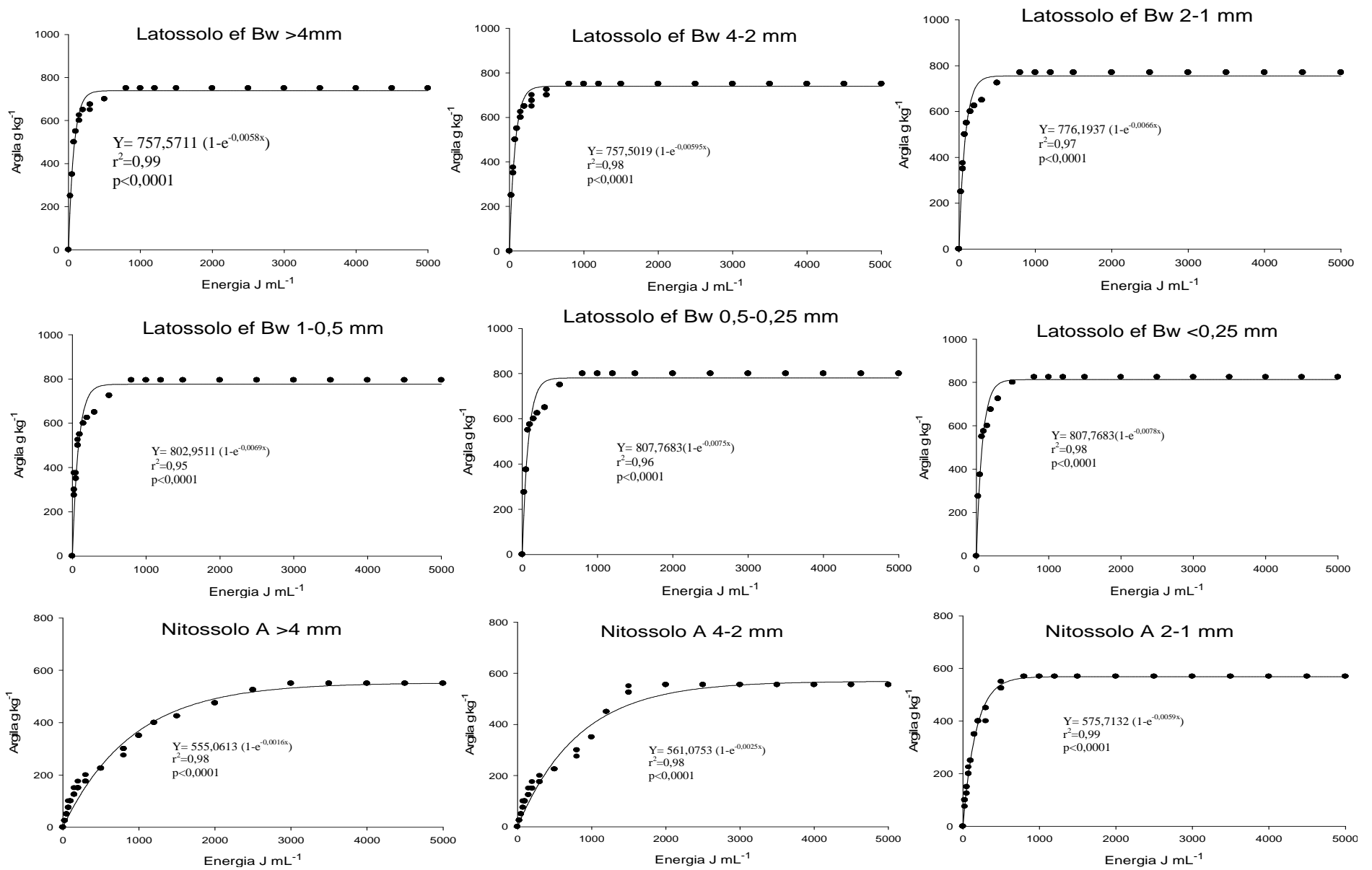
Apêndice 1. Difrátogramas de raio-X das frações granulométricas dos horizontes estudados.



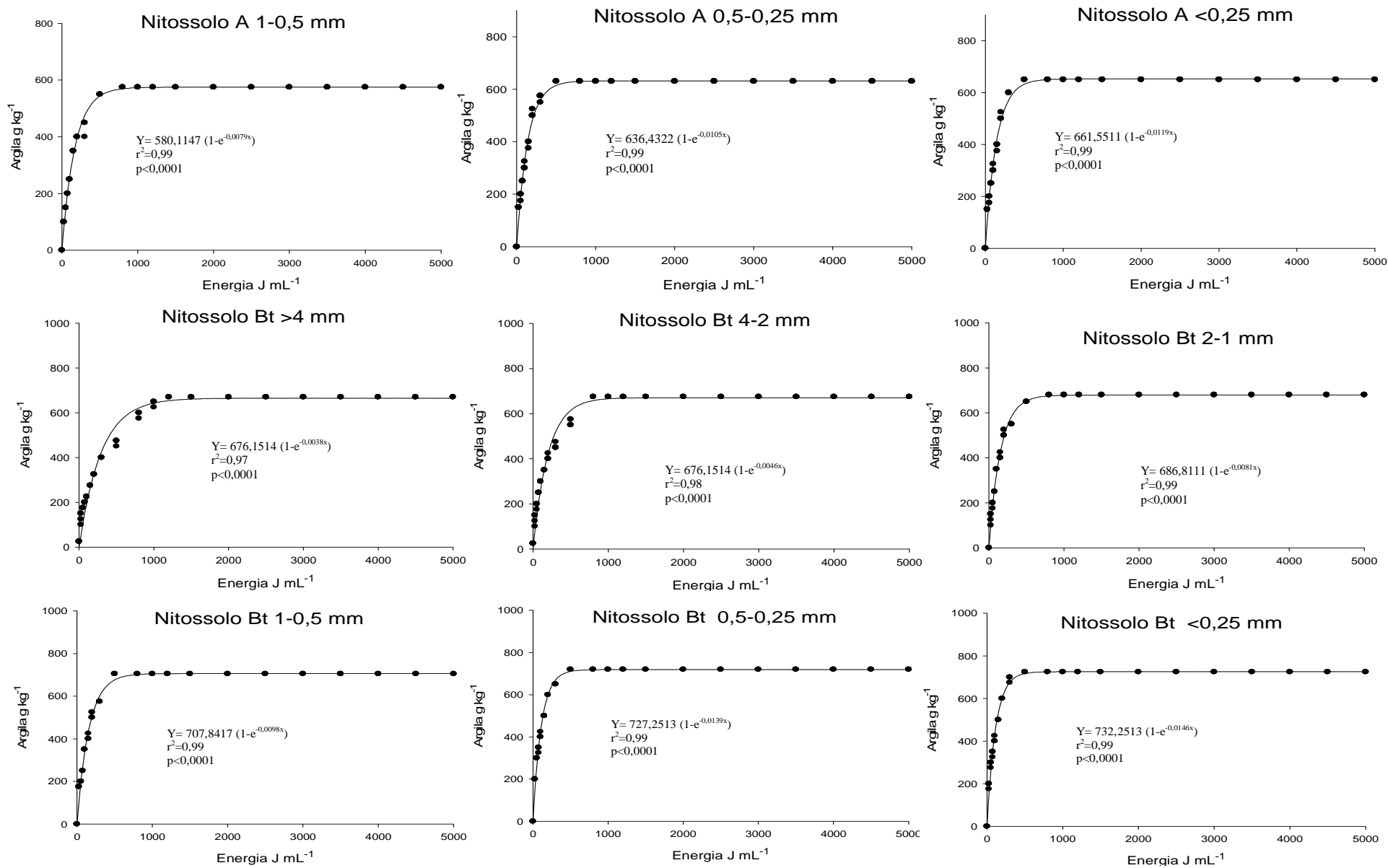
Apêndice 2. Curvas de dispersão com energia ultra-sônica para as diferentes classes de agregados dos horizontes estudados.



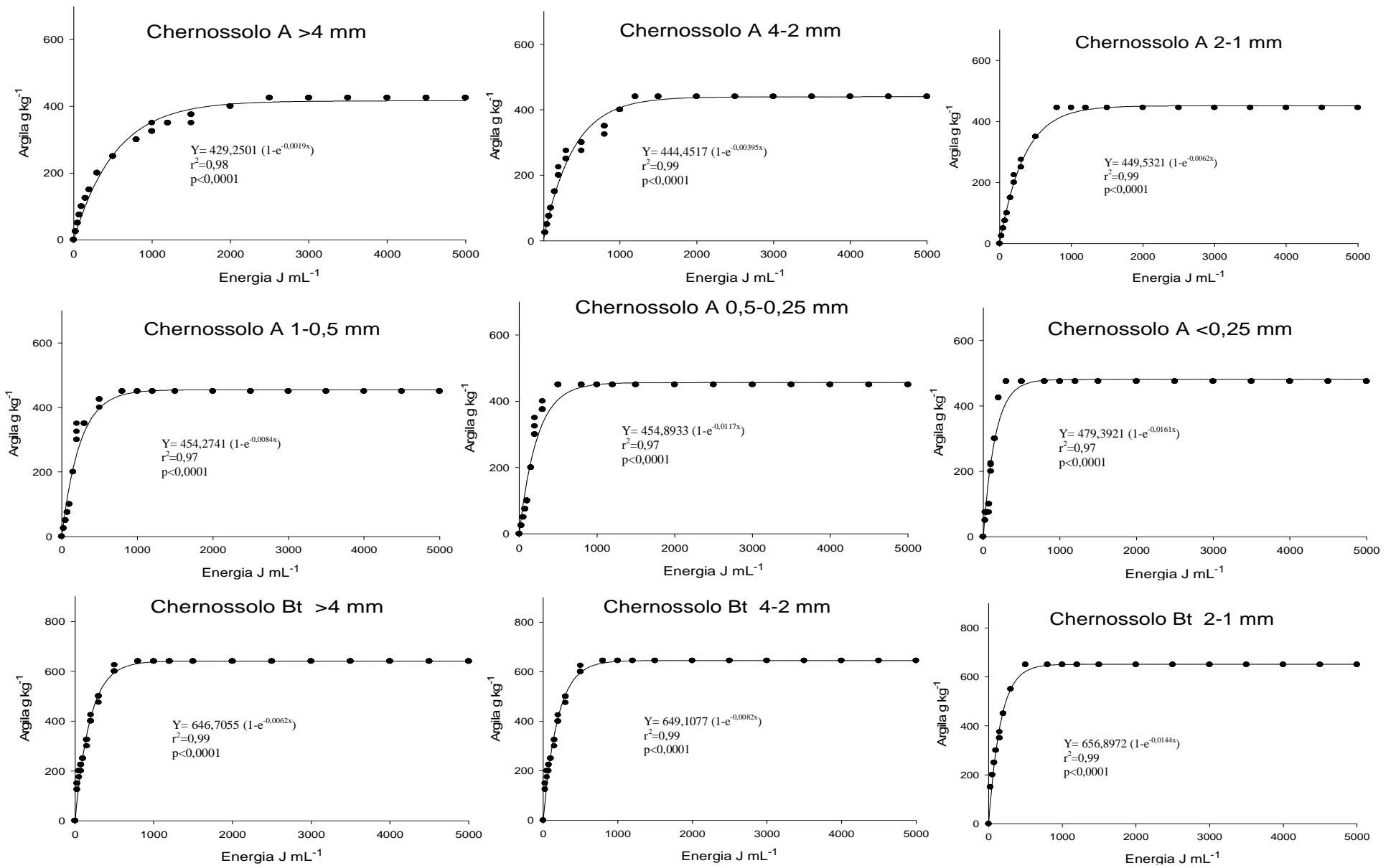
Apêndice 2. Curvas de dispersão com energia ultra-sônica para as diferentes classes de agregados dos horizontes estudados.



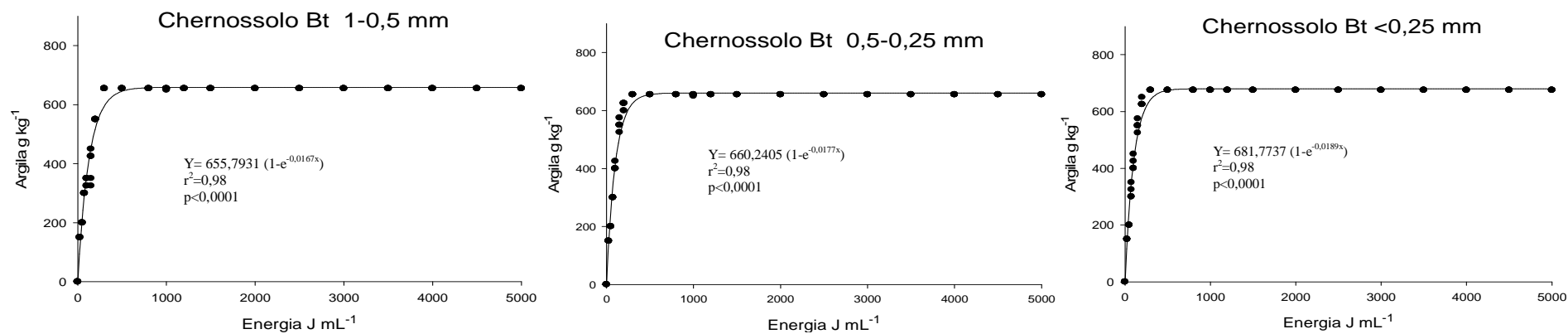
Apêndice 2. Curvas de dispersão com energia ultra-sônica para as diferentes classes de agregados dos horizontes estudados.



Apêndice 2. Curvas de dispersão com energia ultra-sônica para as diferentes classes de agregados dos horizontes estudados.



Apêndice 2. Curvas de dispersão com energia ultra-sônica para as diferentes classes de agregados dos horizontes estudados.



Apêndice 2. Curvas de dispersão com energia ultra-sônica para as diferentes classes de agregados dos horizontes estudados.