

ANDRÉ ADEMIR GHIDIN

**INFLUÊNCIA DOS MINERAIS DA FRAÇÃO ARGILA NAS PROPRIEDADES FÍSICAS
DE DUAS CLASSES DE LATOSSOLOS NO ESTADO DO PARANÁ**

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Agronomia, Área de Concentração em Ciência do Solo, Setor de Ciências Agrárias, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Agronomia.

Orientador: Prof. Dr. Vander de Freitas Melo

**CURITIBA
2003**

AGRADECIMENTOS

A Deus pela vida, aos meus pais Zenide e João Jair Ghidin (in memoriam), esposa Rosane, filha Camila, irmãos Áriston e Denize e meus cunhados Airton e Luciana pelo apoio e carinho.

O autor manifesta seus sinceros agradecimentos ao orientador Professor Dr. Vander de Freitas Melo, e co-orientador Professor Dr. Valmiqui Costa Lima pelos valiosos conhecimentos, confiança, incentivo e estímulo transformados em amizade e respeito, durante todo o desenvolvimento deste trabalho.

Aos Professores Doutores Márcia Freire Machado Sá (UEPG), Antônio Carlos Saraiva Costa (UEM) da banca examinadora, pelas correções e sugestões.

A professora Doutora Jane Marisa Jonasson Costa Lima, pela colaboração nas análises micromorfológicas.

À Universidade Federal do Paraná – UFPR, pela oportunidade oferecida para execução deste trabalho. E funcionários dos Laboratórios de Física, Mineralogia, Nutrição e Fertilidade do Solo pelo auxílio e análises das amostras.

A Universidade Estadual de Maringá – UEM, pela determinação dos teores totais de Fe, Al e Si.

A Casa Familiar Rural de Chopinzinho (C.F.R) na pessoa do diretor Idevaldo Peretti, Marcialene Preisler e Renato Patel pelo auxílio quando foi necessário ausentarme do trabalho, aos alunos desta escola, Luis, Mauro, Joelson, Ezequiel e ao Gilberto Cecchin que auxiliaram no trabalho de campo.

Às amigas e amigos que permanecerão sempre em meu coração.

Enfim a todos que de uma forma ou outra deixaram seus passos em forma de lembrança gravado nesta fase de minha vida, embora árdua, mas grandiosa!

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	v
LISTA DE QUADROS	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
1 INTRODUÇÃO	1
2 REVISÃO DE LITERATURA	3
2.1 GEOLOGIA.....	3
2.2 INTEMPERISMO E MINERALOGIA DO SOLO DESENVOLVIDO SOB CLIMA SUB-TROPICAL ÚMIDO.....	6
2.2.1 Fatores de Formação e Evolução Mineralógica dos Solos.....	6
2.2.2 Solo Originado de Rochas Básicas.....	11
2.3 CARACTERÍSTICAS DOS PRINCIPAIS MINERAIS DA FRAÇÃO ARGILA DE SOLOS ALTAMENTE INTEMPERIZADOS.....	13
2.3.1 Caulinita.....	13
2.3.2 Hematita e Goethita.....	14
2.3.3 Gibbsita.....	17
2.4 INFLUÊNCIA DA MINERALOGIA DA FRAÇÃO ARGILA NA ESTRUTURA DOS LATOSSOLOS.....	18
3 MATERIAL E MÉTODOS	20
3.1 GEOMORFOLOGIA.....	20
3.2 LOCALIZAÇÃO E CLIMA.....	21
3.3 AMOSTRAGEM DE SOLOS.....	24
3.4 ANÁLISES QUÍMICAS.....	25
3.4.1 Análises de Rotina.....	25
3.4.2 Determinação dos Teores Totais de Si, Al e Fe.....	25
3.5 ANÁLISES MINERALÓGICAS.....	26
3.5.1 Preparação das Amostras.....	26
3.5.2 Identificação Mineralógica por Difractometria de Raios-X (DRX).....	26
3.5.3 Extração de Óxidos de Fe e Al de baixa Cristalinidade.....	27
3.5.4 Extração de Óxidos de Fe Cristalinos.....	27
3.5.5 Extração de Gibbsita e Caulinita.....	28
3.5.6 Análise Termogravimétrica (ATD) e Análise Termogravimétrica Diferencial (ATGD).....	29
3.5.7 Cálculos Mineralógicos para Hematita, Goethita, Caulinita e Gibbsita por DRX.....	29
3.6 ANÁLISES FÍSICAS.....	32
3.6.1 Análise Textural.....	32
3.6.2 Densidade do Solo.....	32
3.6.3 Densidade Real.....	32
3.6.4 Estabilidades dos Agregados Via Úmida.....	33
3.6.5 Porosidade do Solo.....	34
3.6.6 Argila dispersa em Água e Grau de Flocculação.....	35
3.7 ANÁLISE MICROMORFOLÓGICA.....	35
3.8 ANÁLISE ESTATÍSTICA.....	35

4 RESULTADO E DISCUSSÕES	36
4.1 DESCRIÇÃO DOS PERFIS DO SOLO	36
4.2 TEORES TOTAIS DE SILÍCIO, ALUMÍNIO E FERRO	39
4.3 EXTRAÇÕES DE ÓXIDOS DE FERRO E ALUMÍNIO DE BAIXA CRISTALINIDADE	40
4.4 EXTRAÇÃO DOS ÓXIDOS DE FERRO MAIS CRISTALINOS (Hm e Gt)	41
4.5 COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DA FRAÇÃO ARGILA.....	43
4.6 ESTUDO DAS CARACTERÍSTICAS CRISTALOGRÁFICAS DE MINERAIS POR DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X (DRX).....	45
4.6.1 Hematita (Hm) e Goethita (Gt).....	45
4.6.2 Caulinita (Ct) e Gibbsita (Gb).....	49
4.7 PROPRIEDADES FÍSICAS DOS SOLOS	52
4.8 INFLUÊNCIA DA MINERALOGIA DA FRAÇÃO ARGILA NAS PROPRIEDADES FÍSICAS DOS LATOSSOLOS	55
4.9 MICROMORFOLOGIA	60
4.9.1 Latossolo Bruno Acrico	60
4.9.2 Latossolo Vermelho Distroférico	61
4.9.3 Comentário Geral	61
5 CONCLUSÕES	65
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	67
APÊNDICES	81

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 - CROQUI DE LOCALIZAÇÃO DAS TOPOSSEQUÊNCIAS AMOSTRADAS CASCAVEL E GUARAPUAVA	23
FIGURA 2 – MICROFOTOGRAFIA DOS HORIZONTES B1 E B2 DO LATOSSOLO BRUNO	63
FIGURA 3 - MICROFOTOGRAFIA DOS HORIZONTES BI E B2 DO LATOSSOLO VERMELHO	64

LISTA DE QUADROS

QUADRO 1 – CARACTERÍSTICAS GERAIS E ANÁLISE TEXTURAL DOS SOLOS	38
QUADRO 2 – TEORES TOTAIS DE Si, Al E Fe NA FRAÇÃO ARGILA DO SOLO.....	39
QUADRO 3 – TEORES DE ÓXIDOS EXTRAÍDOS PELO OXALATO DE AMÔNIO NA FRAÇÃO ARGILA DE AMOSTRAS DOS SOLOS	40
QUADRO 4 – TEORES DE ÓXIDOS EXTRAÍDOS PELO DITIONITO-CITRATO- BICARBONATO DA FRAÇÃO ARGILA DE AMOSTRAS DOS SOLOS ...	42
QUADRO 5 – COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DA FRAÇÃO ARGILA DE AMOSTRAS DOS SOLOS	44
QUADRO 6 – DISTÂNCIA INTERPLANAR CORRIGIDA (d), DIÂMETRO MÉDIO DO CRISTALITO (DMC), SUBSTITUIÇÃO ISOMÓRFICA (SI) PARA A GOETHITA (Gt) E HEMATITA (Hm) E RELAÇÃO Gt (Gt+Hm) PARA A RAÇÃO ARGILA DOS SOLOS	48
QUADRO 7 – CARACTERÍSTICAS DA CAULINITA COM BASE NOS DIFRATOGRAMAS DE RAIOS-X DE AMOSTRAS DA FRAÇÃO ARGILA DESFERRIFICADAS E TEMPERATURA DE DESIDROXILAÇÃO	50
QUADRO 8 – CARACTERÍSTICA DA GIBBSITA COM BASE NOS DIFRATOGRAMAS DE RAIOS-X DE AMOSTRAS DA FRAÇÃO ARGILA DESFERRIFICADAS E TEMPERATURA DE DESIDROXILAÇÃO	51
QUADRO 9 – CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DO SOLO	53
QUADRO 10 – ESTABILIDADE DE AGREGADOS EM ÁGUA E DIÂMETRO MÉDIO GEOMÉTRICO (DMG) DAS AMOSTRAS DOS SOLOS.....	54
QUADRO 11 – COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO SIMPLES (PERSON) ENTRE A DENSIDADE DO SOLO (Ds), MACRO E MICROPOROSIDADE, POROSIDADE TOTAL (Pt) E DIÂMETRO MÉDIO GEOMÉTRICO DOS AGREGADOS (DMG) COM CARBONO ORGÂNICO (CO), TEOR DE ARGILA E CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS E MINERALÓGICAS DAS AMOSTRAS DO LATOSSOLO BRUNO (LBw)	58
QUADRO 12 – COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO SIMPLES (PERSON) ENTRE A DENSIDADE DO SOLO (Ds), MACRO E MICROPOROSIDADE, POROSIDADE TOTAL (Pt) E DIÂMETRO MÉDIO GEOMÉTRICO DOS AGREGADOS (DMG) COM CARBONO ORGÂNICO (CO), TEOR DE ARGILA E CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS E MINERALÓGICA DAS AMOSTRAS DO LATOSSOLO VERMELHO (LVdf)	59

RESUMO

Com o objetivo de relacionar os teores e características físicas dos minerais da fração argila com algumas propriedades físicas dos solos, foram estudadas duas classes de latossolos (LATOSSOLO BRUNO Ácrico húmico – LBw e LATOSSOLO VERMELHO Distroférico húmico - LVdf), com diferentes estágios de intemperismo (oxídico e caulínítico) originários de rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, no Estado do Paraná. Para cada classe de solo foi selecionada uma toposseqüência, onde foram analisadas amostras deformadas e indeformadas do horizonte B em diferentes posições na paisagem. Através de análises químicas e mineralógicas, observou-se que os minerais da fração argila foram compostos principalmente por caulinita (Ct), gibbsita (Gb), goethita (Gt) e hematita (Hm), em diferentes concentrações entre os latossolos e ao longo de cada toposseqüência. Além da posição no relevo, o teor de Si do material de origem influenciou nos teores dos minerais da fração argila. Por meio de análises físicas observou-se que as características associadas à estrutura do horizonte B foram marcadamente influenciada pela composição mineralógica da fração argila. A Hm, Gt e Gb foram responsáveis pela melhoria dos atributos físicos do LBw, conferindo ao solo aumento na macroporosidade, porosidade total (Pt) e redução na densidade do solo (Ds). Verificou-se influência oposta para a Ct. As correlações entre os atributos físicos e teores de Ct, Gb, Hm e Gt na fração argila não foram significativas para o LVdf. Aparentemente, os óxidos de Fe e Al de baixa cristalinidade foram mais importantes no incremento da macroporosidade e Pt dos horizontes do LVdf. O comportamento físico do solo foi comprovado pelo exame micromorfológico. No LBw à medida que aumentou o teor de caulinita e diminuiu o teor de óxidos de ferro e alumínio, a estrutura em blocos passou a predominar, tornando o solo mais denso. As propriedades cristalográficas dos minerais da fração argila apresentaram, de maneira geral, participação discreta nas propriedades físicas dos Latossolos.

Palavras chaves: Intemperismo, toposseqüência, propriedades físicas, mineralogia

ABSTRACT

With the aim of relating the substances and physical characteristics of clay fraction with some physical properties of soils, two classes of latosols (red - yellow latosol – LBw and dusky - red latosol - LVdf) were studied, with different degrees of development (oxides and kaolinite) originating from the volcanic rocks of the Serra Geral Formation, in the state of Parana. Of each soil class, a sample was selected, of which deformed and undeformed examples of horizon B of different positions in the landscape were analyzed. Through the chemical and mineralogical analyses performed in the laboratory it was observed that the minerals of the clay fraction were principally composed of kaolinite, gibbsite, goethite and hematite, in different concentrations between the latosols and between each sample. Apart from the position in the landscape, the level of Si in the parent material influenced the levels of these minerals in the clay fraction. By means of physical analysis it was observed that characteristics associated with the structure of horizon B were markedly influenced by the mineralogical composition of the clay fraction. Hm, Gt and Gb were responsible for the improvement of the attributes of LBw, increase in the macroporosity, total (Pt) and checking to the soil reduction in the density of the soil Ds. Opposite influence was verified for to Ct, Gb, Hm and Gt in the clay fraction were not significant for LVdf. Seemingly, the oxides of Fe and Al of low crystallinity were more important in the increment of the macroporosity and Pt of the horizons of LVdf. The physical characteristics of the soil were proven by the exam micromorphological. In LBw as it increased the kaolinite contents and it reduced the contents of oxides of iron and aluminum, the structure in blocks it started to prevail, turning the denser soil. The properties crystallographical of the minerals of the clay fraction presented, in a general way, discreet participation in the physical properties of Latosols.

Key words: weathering, toposequence, physical properties, mineralogy.

1 INTRODUÇÃO

Os solos formam-se na natureza como consequência da atuação dos cinco fatores externos (material de origem, clima, relevo, tempo e organismos) e processos internos (adição, remoção, translocação e transformação). Fenômenos físicos e químicos diferenciados atuam no material de origem, motivando progressivas transformações e determinando as características morfológicas, físicas, químicas e mineralógicas dos solos formados.

As características químicas do material de origem, condições climáticas da área e posição na paisagem determinam a maior ou menor transformação mineralógica da rocha e do solo. CURI e FRANZMEIER (1984) ao analisarem uma topossequência de latossolos, originário do basalto do Planalto Central do Brasil, observaram diferentes teores dos minerais da fração argila. Nas partes mais altas da topossequência, área mais drenada, os minerais predominantes foram gibbsita e a hematita, e nas partes mais baixas, devido ao maior teor de umidade e concentração de silício removido dos horizontes superiores, os minerais predominantes foram goethita e a caulinita.

A Ct, Gb, Gt e Hm são os principais minerais da fração argila dos latossolos brasileiros, apresentando diferentes concentrações e características físico-químicas (CURI; FRANZMEIER, 1984; SINGH; GILKES, 1992; MELO et al., 2001a,b). A participação quantitativa desses minerais nas características físicas dos solos foi discutida por alguns autores (SCHWERTMANN; KAMPF, 1985; RESENDE et al., 1992; PINHEIRO-DICK; SCHWERTMANN, 1995; FERREIRA, 1988; FERREIRA et al., 1999; GIAROLA et al., 2002; PEDROTTI et al., 2003). Contudo, não foi explorado nestes trabalhos a influência das características cristalográficas dos minerais da fração argila sobre a formação de agregados e definição da porosidade desta classe de solo.

Avaliando apenas o efeito da espécie do mineral da fração argila sobre as propriedades físicas dos solos, FERREIRA (1988) observou a participação da caulinita e da gibbsita nas propriedades físicas de latossolos brasileiros e concluiu que estes minerais são os principais responsáveis pelo desenvolvimento e estabilidade da estrutura dos solos. Por outro lado, o autor observou apenas discreta participação dos

óxidos de ferro nestas características morfológicas. DESHPANDE et al. (1968) também reportaram maior participação dos óxidos de alumínio na estabilidade dos agregados em relação aos óxidos de ferro. Já o trabalho de PINHEIRO-DICK e SCHWERTMANN (1995) não conseguiu distinguir o efeito destas duas classes de minerais, onde a presença dos óxidos de Fe e Al resultou indistintamente na alta estabilidade dos agregados dos oxissolos. Desta forma, a influência dos minerais da fração argila nas propriedades físicas do solo, pode estar relacionadas não só com os teores, mas também com suas propriedades cristalográficas. A formação e estabilização da estrutura do latossolo é determinada por um conjunto de fatores, sendo necessário o estudo destas condições climáticas do local, dinâmica do silício em função do relevo, até características mais específicas, como o teor e as características cristalográficas dos minerais da fração argila.

Para este trabalho foram analisadas amostras do horizonte B de duas classes de latossolos provenientes de rochas vulcânicas efusivas, em diferentes estágios de intemperismo (oxídico e caulinítico) e em diferentes posições na paisagem (toposseqüência), com o objetivo de quantificar os minerais predominantes na fração argila, estudar suas características cristalográficas e relacioná-las com as propriedades físicas dos solos, principalmente no que concerne a estrutura e porosidade.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 GEOLOGIA

Os solos em estudo foram coletados em áreas basálticas dentro do grupo São Bento Formação Serra Geral, sob domínio da grande Bacia do Paraná.

A Bacia do Paraná está localizada no Centro-Leste da América do Sul cobrindo uma área de aproximadamente 1.600.000 Km², ocupando a metade oriental do Paraguai (100.000 Km²) a região mesopotâmica da Argentina (100.000 Km²), a metade ocidental do Uruguai (100.000 Km²) e a parte meridional do Brasil (1.300.000 Km²), distribuídos pelos estados do Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, São Paulo, Paraná, Santa Catarina, Rio Grande do Sul e parte dos estados de Minas Gerais e Goiás (PETRI; FÚLFARO, 1983).

Os derrames basálticos fazem parte da quarta etapa da evolução da Bacia do Paraná. Esse fenômeno, segundo ALMEIDA (1964), é atribuído a Reativação Waldeniana (manifestação diastrófica), reflexos da separação dos continentes e abertura do Oceano Atlântico, o qual provocou o surgimento de falhas e fraturas, vias de acesso ao magma basáltico que inundou a bacia de derrames.

O vulcanismo do tipo fissural ocorreu a partir do Jurrássico Superior e processou-se de maneira intermitente, na forma de sucessivos derrames de lavas, onde houve grande número de intrusões menores, principalmente em forma de diques preenchendo fraturas relacionadas a essas atividades, circundando a orla de ocupação dos derrames (BRASIL, 1983). A espessura dos derrames de lavas na Bacia do Paraná é variável, ou seja, próximo às bordas é de aproximadamente 350 metros e na parte central 1.100 metros, o que resulta numa espessura média de aproximadamente 650 metros (LEINZ et al., 1966).

Os derrames da formação Serra Geral são representados em volume por 90% de rochas básicas, 7% de rochas intermediárias e 3% de rochas ácidas, ocorrendo estes últimos no topo dos pacotes vulcânicos da Formação Serra Geral sobrepondo as rochas de natureza básica (BELLIENI et al., 1986).

As rochas ácidas da Formação Serra Geral quanto as suas características petrográficas e petroquímicas, segundo NARDY (1995), podem ser divididas em dois tipos: Palmas (ATP) e Chapecó (ATC). As rochas do tipo ATP ocorrem exclusivamente ao Sul do Rio Iguaçu, e são caracterizadas por riodacitos e riolitos ($67\% \leq \text{SiO}_2 \leq 72\%$), coloração cinza clara (quando frescas) a cinza amareladas (quando alteradas), sendo afíricas, hipohialinas, com matriz granofírica onde se observa intenso crescimento de quartzo e feldspato alcalino. Também, caracterizam-se por apresentar feno ou microfenocristais de plagioclásio, piroxênio, magnetita e ilmenita, envolvidos por uma trama constituída essencialmente por quartzo e feldspato microcristalino. As rochas do tipo ATC ocorrem ao norte do Rio Iguaçu correspondem a dacitos, riodacitos, quartzolátitos e riolitos ($66\% \leq \text{SiO}_2 \leq 67\%$), possuindo coloração cinza esverdeada (quando frescas) e castanho avermelhada (quando alteradas). São rochas fortemente porfíricas, com fenocristais de plagioclásio com até 20mm de comprimento, chegando a constituir 30% do volume da rocha. Caracterizam-se por apresentarem textura fortemente porfírica com presença de macro e mesofenocristais de plagioclásio, piroxênio, magnetita e ilmenita, imersos em uma matriz semi-vítrea a microcristalina.

Já as rochas básicas-intermediárias são representadas por basaltos ($50\% \leq \text{SiO}_2 \leq 54\%$) e andesitos ($54\% \leq \text{SiO}_2 \leq 60\%$) geralmente de granulação fina, textura ofítica ou sub-ofítica e de coloração cinza-escuro à negra (NARDY, 1995). Apresentam fenocristais de plagioclásio, piroxênio (pigeonita e augita), opacos (magnetita e ilmenita) e olivina. Estes minerais compõem a matriz que também pode conter feldspato alcalino, quartzo, apatita e quantidades variadas de material vítreo (NARDY, 1988).

As rochas da formação Serra Geral em relação ao teor de TiO_2 , podem ser divididas em duas grandes associações: Toleítica caracterizada por rochas ácidas do tipo ATP e básicas com baixas concentrações de TiO_2 (menor que 2%), ocorrendo predominantemente, na Região Sul da Bacia do Paraná, Toleítica-Transicional, caracterizadas por rochas ácidas do tipo ATC e básicas com concentrações em TiO_2 (superior a 2%), ocorrendo Regiões Norte e Central (NARDY, 1988).

Na região central, a associação Toleítica está caracterizada por rochas básicas-intermediárias e ácidas do tipo Palmas, que representam uma pequena parte do

volume das rochas. Já a associação Toleítica-Transicional, representada por rochas básicas e ácidas do tipo Chapecó, são quase que a totalidade do volume das rochas (NARDY, 1995).

Em função da composição química e petrográfica das rochas, a Bacia do Paraná, pode ser dividida em três porções principais (BELLIENI et al., 1986).

- Região Norte, localizada acima do lineamento do rio Piquiri, onde predominam litotipos básicos, e pequenas ocorrências de rochas ácidas do tipo Chapecó (0,3% em volume), com ausência total de rochas intermediárias.

- Região Sul situada abaixo do lineamento do rio Uruguai, onde predominam também litotipos básicos (65% em volume), intermediárias (22% em volume) e grande expressão de rochas ácidas do tipo Palmas (13% em volume da rocha).

- Região Central situada entre os rios Uruguai e Piquiri, com 97% de rochas básicas, e o restante distribuído entre as rochas ácidas intermediárias do tipo Palmas (1%) e Chapecó (2%).

SCHNEIDER (1964) analisando dados químicos de rochas da formação Serra Geral, tanto as rochas relativamente básicas até ácidas, descreve que a composição primária dessas rochas é bastante simples, tendo plagioclásios e piroxênios como constituintes principais, além de feldspatos alcalinos, quartzo, titano-magnetita e mais raramente apatita e rutilo. CURI e FRANZMEIR (1984) também observaram em rochas básicas do Planalto Central, o predomínio dos minerais plagioclásios e clinopiroxênio e em menor quantidade a presença de cristobalita e magnetita. Adicionalmente MELFI e LEVI (1971) observaram a presença de olivina nestas rochas.

SCHNEIDER (1970) estudou as rochas efusivas básicas do terceiro planalto paranaense, numa seqüência ao longo da Br 277 no trecho de Foz do Iguaçu a Serra da Esperança. Observou teores entre 40 e 55% (em volume) de plagioclásio. Para os piroxênios, os teores variam entre 5 e 40% e para a magnetita, os teores variam de 1 a 3% com eventual presença de olivina e biotita. Os minerais secundários presentes nas rochas foram montmorilonita, nontronita, caulinita, illita, clorita ferromagnésiano e óxidos e hidróxidos de ferro. Em área próxima a Cascavel, a rocha encontrada pelo autor foi o basalto vacuolar, o qual apresenta coloração preta, brilho resinoso, com predomínio de

plagioclásio, piroxênios, magnetita e presença de alguns secundários (cloritas esverdeadas e óxidos e hidróxidos de ferro). Já em Guarapuava, foi identificado o andesi-basalto pórfiro (rocha mais ácida), o qual apresenta coloração cinza clara a cinza escura, com predomínio de plagioclásio (andesina), piroxênio (hiperstênio e augita), opacos (magnetita) e quartzo. Os minerais secundários encontrados representam cerca de 10% da rocha em volume.

2.2 INTEMPERISMO E MINERALOGIA DO SOLO DESENVOLVIDO SOB CLIMA SUB-TROPICAL E TROPICAL ÚMIDO

2.2.1 Fatores de Formação e Evolução Mineralógica dos Solos

Os solos existentes na paisagem refletem sua história, desde o primeiro instante de sua gênese até o presente. Fenômenos físicos e químicos diferenciados atuam no material de origem, motivando progressivas transformações e determinando as características morfológicas, físicas, químicas e mineralógicas dos solos formados.

Neste processo de transformação, o clima e os organismos são fatores ativos que exercem ações modificadoras. O clima, segundo VIEIRA (1975) e OLIVEIRA et al., (1992), por seus componentes, precipitação, temperatura e vento constituem os mais importantes fatores externos de formação do solo. A relação existente entre intemperismo e clima é resultante da energia de desintegração e decomposição de rochas e minerais, aumentando gradativamente das regiões frias para as quentes (VIEIRA, 1975). Da precipitação e temperatura depende o avanço do intemperismo. Quanto maior for a precipitação, maior será a remoção dos produtos solúveis e conseqüentemente o andamento do processo intempérico.

Para OLIVEIRA et al. (1992) regiões com alta disponibilidade de água apresentaram solos mais evoluídos que regiões secas. O enorme volume de água que percola através dos solos, nas regiões úmidas, favorece a remoção de cátions dos minerais pela hidrólise, acelerando a transformação de seus constituintes. Por outro lado, se a lixiviação nesse solo for ineficiente, as reações de troca iônica serão

bloqueadas ou atenuadas, e os constituintes minerais tendem a ficar preservados, ocorrendo pouca evolução. Segundo VIEIRA (1975) a pluviosidade é um dos principais elementos climáticos responsável pela evolução do perfil do solo. As reações de hidratação, hidrólise, aliados a dissolução, redução e oxidação na solução do solo, agem sobre os minerais das rochas e dos horizontes no perfil do solo, alterando-os, e transportando-os de um horizonte para o outro, ou mesmo, removendo-os do perfil do solo (processo erosivo) (PRIMAVESI, 1992).

Quando CLEMENTE (2001) estudou o intemperismo de rochas ácidas da Formação Serra Geral da região Sul e Sudeste do Brasil, observou que o clima na evolução intempérica, levou à formação de monossilícicos (minerais 1:1) em regiões temperadas mesotérmicas, não sendo importante somente o volume de precipitação pluviométrica, mas também a distribuição destas durante o ano. SHERMAN e ALEXANDER (1959) relataram que em áreas com maior disponibilidade de água (pluviosidade total), com freqüentes renovações (chuvas bem distribuídas) e temperaturas elevadas, as reações químicas do intemperismo foram aceleradas, originando solos altamente intemperizados. Segundo os autores a cada 10 °C de elevação da temperatura, aumentou-se duas a três vezes a velocidade das reações químicas. Desta forma, segundo VIEIRA (1975) a temperatura é o segundo elemento mais importante do clima, pois volumes semelhantes de precipitação em duas diferentes faixas isotérmicas podem desenvolver diferentes perfis de solos.

Outro aspecto a ser considerado em relação à temperatura é a velocidade de decomposição da matéria orgânica, uma vez que em regiões frias, esta acumula-se devido a redução da população microbiana (VIEIRA, 1975). A matéria orgânica incorporada ao solo decompõem-se, liberando CO₂, cuja concentração nos poros do solo pode ser até cem vezes maior que na atmosfera, o que diminui o pH das águas de infiltração (OLIVEIRA et al., 1992).

A ação dos organismos (microflora, microfauna e macroflora) é imprescindível na formação e distinção dos horizontes do solo. Um dos efeitos, segundo DELVIGNE (1965) é a influência dos organismos na qualidade da água que promove o intemperismo químico. Para OLIVEIRA et al. (1992) a função respiratória desses seres

vivos e as transformações inerentes ao metabolismo alimentar, afetam reações de hidrólise, oxidação, redução e carbonatação, responsáveis pelas transformações dos minerais das rochas e dos solos.

Contudo, pode-se verificar que mesmo com condições climáticas favoráveis ao intemperismo, variações locais e regionais ocorrem em função da atuação dos demais fatores de formação dos solos (tempo, material de origem e relevo).

Sob condições climáticas favoráveis, o tempo necessário para intemperização de uma determinada rocha depende de sua natureza, destacando-se a sua composição química e mineralógica, textura e estrutura (organização dos minerais) (TEIXEIRA et al., 2000). Desta forma, as rochas efusivas da Formação Serra Geral, divididas segundo NARDY (1988) em básicas e intermediárias (textura ofítica ou sub-ofítica) e ácidas (textura fortemente porfírica), podem apresentar em condições climáticas semelhantes, diferentes estágios de evolução.

Com relação a natureza do material de origem, LEVI e MELFI (1972) em seus estudos com rochas básicas e ácidas concluíram que o intemperismo foi mais rápido nas rochas básicas, devido a ocorrência de elevados teores de minerais ferromagnesianos (olivina e piroxênio), sendo estes os primeiros a se intemperizar, o que acabou abrindo caminhos no interior da rocha, permitindo maior ação da drenagem. Já as rochas ácidas apresentaram-se mais compactas e resistentes ao intemperismo, devido a maior presença de quartzo e minerais aluminossilicatados félsicos, dificultando a percolação das águas. A natureza do intemperismo de rochas basálticas, e de seus produtos, foi amplamente comentado por diversos autores (DELVIGNE, 1965; LIMA, 1979; GALHEGO; ESPÍNDOLA, 1979; LEVI e MELFI (1972); CURI; FRANZMEIER, 1984; RESENDE, 1976; MONÍZ et al., 1973; PALMIERI, 1986; CLEMENTE, 1988; CLEMENTE, 2001).

CLEMENTE (1988) estudando os produtos de alteração e os solos desenvolvidos sobre as rochas vulcânicas ácidas na região de Guarapuava e Palmas, destacou que as alterações ocorridas com os minerais destas rochas coincidem com as das rochas vulcânicas básicas, apresentando a seguinte seqüência, em ordem

decrecente, de suscetibilidade ao intemperismo: olivina > plagioclásio > piroxênio > magnetita > feldspato alcalino > quartzo.

Para o processo evolutivo do solo a participação do relevo também é importante, pois indiretamente interfere na temperatura e umidade do perfil, por meio da incidência diferenciada da radiação solar e decréscimo das temperaturas com o aumento das altitudes (VIEIRA, 1975). Sua ação também reflete diretamente sobre a dinâmica da água, tanto no sentido vertical (infiltração), como lateral (escorrimentos superficiais-enxurradas) (OLIVEIRA et al., 1992). Em relevos acidentados a erosão ocasiona a remoção das camadas superficiais, proporcionando a remoção constante do solo e mantendo-o em estágios menos avançados de desenvolvimento. Já em relevos suaves ondulados e planos, o escoamento superficial é menor, favorecendo a infiltração da água e aceleração da evolução dos solos (VIEIRA, 1975). O relevo de maneira geral influencia na quantidade de água retida no solo, acelerando as reações químicas do intemperismo, promovendo o transporte de sólidos ou de materiais em solução, produzindo efeitos que traduzem-se em diferentes tipos de solos, nas diversas posições das topossequências (CARVALHO, 1981). O mesmo autor observou em solos dispostos em áreas contíguas e de litologia semelhante, distribuídas em diferentes posições topográficas, a presença de diferentes classes de solo. Segundo o autor, mesmo com a mesma precipitação pluvial, as relações infiltração/deflúvio variaram com a posição no perfil do relevo, interferindo assim nos processos de alterações do solo.

A drenagem do solo determina a intensidade de ganhos e perdas de elementos no processo de intemperismo, ocorrendo de maneira geral perdas mais intensas nos locais mais bem drenados (DEMATTÊ et al., 1991). CURI e FRANZMEIER (1984) estudando uma topossequência de latossolos, originário do basalto, observaram que os solos das posições mais inclinadas eram menos intemperizados, sendo que na posição mais alta eram mais oxidicos (hematita e gibbsita) e nos locais inferiores predominava a caulinita na fração argila.

Os diferentes teores de minerais da fração argila na topossequência podem ser atribuídos a ação da drenagem, onde a percolação da água no perfil remove o Si das partes mais altas (topo) carreando-o para as partes mais baixas do relevo (HSU, 1989).

Com a perda de Si, chegando a concentração do elemento ser próximo a zero na solução do solo, a formação da gibbsita é favorecida. Já nas partes mais baixas, a maior concentração de Si favorece sua recombinação com Al e formação da caulinita (ANTONELLO, 1983). JACKSON (1963) observou que a gibbsita aparecia durante o intemperismo do solo, quando a velocidade de lixiviação fosse rápida e o suprimento de sílica fosse limitado. Segundo RESENDE (1976) a presença de gibbsita em meio com sílica pode estar associada a composição química do material de origem, onde a rocha com alto teor de ferro, contém originalmente menor teor de silício, favorecendo preferencialmente a cristalização da gibbsita em relação a caulinita. Os óxidos de ferro livre podem adsorver a sílica evitando a combinação com o alumínio para formar a caulinita (RESENDE, 1976). Por sua vez, DELVIGNE (1965), estudando os processos de formação de minerais secundários em solos originários do basalto, concluiu que estes dependem da qualidade e quantidade da água de drenagem e, por conseqüência, da posição topográfica do perfil na paisagem. Sendo que na parte superior da topossequência foi comum a cristalização direta do alumínio em gibbsita e formação de hidróxidos de ferro amorfos e, mais tarde, goethita e hematita. Na parte média da topossequência, os feldspatos transformaram-se em gibbsita, passando por um estágio intermediário de gel aluminoso. E na parte baixa os feldspatos transformaram-se em caulinita, e depois, em gibbsita.

A formação dos óxidos de ferro também é fortemente influenciada pela dinâmica da água ao longo da topossequência. Além da lixiviação de Si, a água de drenagem promove a concentração de ácidos húmicos, principalmente aqueles de baixo peso molecular, nas partes mais baixas o que favorece a formação da goethita (SCHWERTMANN; TAYLOR, 1989). Já nas partes mais altas do relevo, com menor umidade e maior temperatura, verifica-se a formação preferencial de hematita devido principalmente a facilidade de desidratação da ferrihidrita (KAMPF; SCHWERTMANN, 1983).

2.2.2 Solos Originados de Rochas Vulcânicas Básicas

CLEMENTE (1988) enfatizou algumas linhas evolutivas para o intemperismo dos plagioclásios e piroxênios, minerais encontrados em alta concentração nas rochas vulcânicas básicas.

Plagioclásio \Rightarrow gibbsita

Plagioclásio \Rightarrow gels \Rightarrow gibbsita

Plagioclásio \Rightarrow gels \Rightarrow gibbsita + caulinita

Piroxênio \Rightarrow goethita

Piroxênio \Rightarrow esmectita e goethita

SCHENEIDER (1970) e PALMIERI (1986) em seus estudos com latossolos originários de rochas basálticas de clima tropical e subtropical úmido, observaram que o intemperismo dos plagioclásios e piroxênios resultaram nos principais minerais da fração argila (caulinita, gibbsita, goethita e hematita). Também ocorreram, segundo PALMIERI (1986) e RESENDE (1976), na fração argila, pequenas quantidades de halosita, vermiculita e mica em solos pobremente drenados.

Já CHESWORTH (1977) definiu três estágios de intemperismo: a) primário – domínio de minerais primários e fração argila constituída de fases amorfas, cloritas ou argilas 2:1 em geral; b) intermediário – fração argila dominada por esmectitas; c) final – sistema residual de intemperismo, com a fração argila constituída de óxidos e caulinita. Por sua vez, HARRISON (1934) citado por PALMIERI (1986) estudou solos de clima tropical úmido, originados de rochas básicas ou intermediárias, e observou o intemperismo direto dos minerais primários em gibbsita. Segundo MONIZ et al. (1973)

essa transformação só é possível durante o intemperismo de rochas básicas em áreas bem drenadas. Para as rochas ácidas, primeiro verifica-se a formação de caulinita.

CURI (1975) em solos localizados na parte superior e inferior de duas encostas no nordeste do Rio Grande do Sul, não observou caulinitização direta de materiais basálticos, apesar das condições climáticas serem favoráveis. A provável seqüência evolutiva da mineralogia destes solos deu-se pela alteração do basalto a materiais amorfos, e que, dependendo da intensidade de lixiviação, originaram argilo-minerais 2:1 e/ou 1:1, passando posteriormente a óxidos. Resultados semelhantes foram observados por IGLESIA et al.(1978).

LIMA (1979) estudou solos derivados de Eruptivas Básicas do Terceiro Planalto Paranaense e observou que a caulinita provavelmente foi originada por duas vias principais: a primeira pelo intemperismo dos plagioclásios, e a segunda pela transformação de mineral 2:1 (montmorilonita, mica ou vermiculita). O autor também propôs em seu estudo que a vermiculita tenha sido originada pela alteração da mica evoluindo, posteriormente para vermiculita-cloritizada ou caulinita. Já a hematita e a gibbsita nesses solos foram formadas a partir de alterações dos piroxênios e dessilicatização da caulinita, respectivamente.

A caulinita, principal mineral dos solos desenvolvidos sob condições tropicais úmidas, em condições de alta temperatura, umidade e lixiviação, pode ser formada diretamente do intemperismo das micas principalmente a biotita, e dos feldspatos (REBERTUS et al., 1986). Além da caulinita, KER (1988) observou que o intemperismo dos feldspatos em solos originados de rochas básicas também resultou na formação de vermiculita com Al-hidroxi entrecamadas.

Já em condições mais favoráveis ao intemperismo, no Terceiro Planalto Paranaense (relevo plano, e intensa lixiviação de Si) LIMA (1979) verificou a transformação direta de feldspato em gibbsita. Segundo HSU (1989) a ausência da gibbsita em solos mais desenvolvidos originados de rochas básicas pode ser atribuída à presença de rocha ou de camadas de solo com baixa permeabilidade, ou ainda a presença de lençol freático próximo à superfície, limitando a drenagem e a perda de silício.

Como resultado, pode-se afirmar que a caulinita, gibbsita, hematita e goethita são os principais minerais da fração argila dos solos altamente intemperizados de clima tropical e subtropical derivados do basalto (PALMIERI, 1986).

2.3 CARACTERÍSTICAS DOS PRINCIPAIS MINERAIS DA FRAÇÃO ARGILA DE SOLOS ALTAMENTE INTEMPERIZADOS

2.3.1 Caulinita (Ct)

A Ct é um argilo-mineral do tipo 1:1, com estrutura filossilicatada, formada pelo empilhamento regular de lâminas de tetraedros de Si e octaedros de Al (mineral dioctaedral). As unidades básicas 1:1 são ligadas por pontes de hidrogênio entre o oxigênio basal dos tetraedros e as oxidrilas da camada octaédrica (DIXON, 1989).

Através de microscopia eletrônica de transmissão, MELO et al. (2001a) observaram que a Ct de diferentes classes de solo do Brasil apresentaram limitado crescimento na direção "c" em detrimento da direção "a" e "b", predominando as formas alongadas, arredondadas e subarredondadas com baixa ocorrência de partículas hexagonais, característica de Ct padrão encontrada em minas de caulim. Comportamento semelhante foi observado por outros autores (SINGH; GILKES, 1992; KER, 1995). Nas condições dos solos, sob interferência de outros minerais, matéria orgânica e íons que não fazem parte da estrutura do mineral, resulta na formação de partículas com poucas faces euédricas (MELO et al., 2001a). Por este motivo, os autores observaram que a Ct dos horizontes subsuperficiais também apresentaram menor valor de superfície específica, confirmando que quanto menor a interferência de partículas orgânicas e minerais, maior o crescimento do mineral. MELO et al. (2001a) ainda observaram que a Ct de solo mais jovem apresentou menor tamanho de cristais, baixo índice de cristalinidade e menor temperatura de desidroxilação (análise térmica diferencial).

A baixa cristalinidade da Ct é atribuída ao alto grau de desordem estrutural do mineral (HUGHES; BROWN, 1979). A desordem na estrutura da Ct pode ser provocada

pela presença de resíduos de minerais do tipo 2:1 ou pela presença de ferro na camada octaédrica, substituindo em pequena escala o Al (SINGH; GILKES, 1992). Adicionalmente KER et al. (1995) comentaram que o alto teor de ferro na solução do solo retarda a cristalização da Ct.

A presença do ferro na estrutura da Ct além de reduzir o grau de cristalinidade do mineral também aumenta a área superficial do mesmo (HERBILLON et al., 1976). Isso ocorre devido às variações na distância interplanar do cristal da Ct, em razão do maior raio atômico do ferro, o qual promove aumento no espaço interplanar, principalmente na direção (060) (MELO et al., 2001a). Segundo TRUNZ (1976); KOPPI e SKJEMSTAD (1981) partículas pequenas tendem a apresentar maiores valores de $d(001)$. Por outro lado TETTENHORST; CORBATÓ (1986) não observaram associação entre tamanho de partículas e valor de $d(001)$.

2.3.2 Hematita (Hm) e Goethita (Gt)

Em razão de coexistirem freqüentemente em muitos solos, a distribuição da Gt e Hm nos solos é bastante variável. Os principais fatores que favorecem a formação da Gt em relação a Hm no solo, são os menores teores de ferro no material de origem, as baixas temperaturas, o maior grau de umidade, teor de matéria orgânica e valores de pH mais baixos (SCHWERTMANN; TAYLOR, 1989). Neste aspecto, KAMPF (1981) citado por PALMIERI (1986) trabalhando com solos brasileiros, observou que para temperaturas médias anuais do ar menores que 15°C, umidade em excesso (precipitação menos evapotranspiração acima de 1000 mm), e teor de carbono orgânico acima de 3% a Gt foi o único óxido de ferro formado. Já as condições de clima quente e úmido favorecem a intemperização do solo e maior mineralização da matéria orgânica, promovendo maior liberação e menor complexação do ferro, intensificando então a formação de ferrihidrita, precursora essencial da hematita (SCHWERTMANN, 1988). Segundo ALMEIDA (1979), dentre todas as condições que interferem na formação do par Hm/Gt, o principal fator é o teor de ferro do material de origem.

Os óxidos de ferro, normalmente determinam as cores do solo. Devido ao forte poder pigmentante da Hm, pequenas concentrações do mineral na fração argila, podem conferir a cor vermelha aos solos (RESENDE, 1976). Já a Gt imprime ao solo cores amareladas e bruno-amareladas (CURI et al., 1984).

A Hm e a Gt, abundantes em solos altamente intemperizados, apresentam características cristalográficas distintas, como nível de substituição isomórfica de Fe por Al na estrutura (SI), grau de cristalinidade, tamanho e forma do mineral. Essas características são influenciadas pelo material de origem, estágio de intemperismo e condições biopedoclimáticas (MELO et al., 2001b).

FITZPATRICK e SCHWERTMANN (1982) observaram que a Gt de solos apresenta variáveis graus de SI na estrutura do mineral (valores entre 0 a 320 mmol mol⁻¹). Já a Hm, segundo SCHWERTMANN e TAYLOR (1989), pode chegar até 160 mmol mol⁻¹ de SI. MELO et al. (2001b) encontraram valores de SI na Gt aproximadamente três vezes maior que na Hm.

A SI nos óxidos de ferro tem sido co-relacionada com as condições ambientais, sendo que a substituição de ferro por alumínio na Gt é maior em solos mais intemperizados e ácidos, com maior atividade do alumínio em solução (FITZPATRICK; SCHWERTMANN, 1982).

BARBOSA et al. (1991) estudaram as propriedades mineralógicas e químicas de um Latossolo Câmbico desenvolvido de rocha pelítica, do grupo Bambuí, em Minas Gerais e concluíram que o teor de Al isomorficamente substituído na Gt cresce da base para o topo do perfil, apresentando no topo, praticamente o dobro de Al estrutural, atribuindo-se a maior atividade do Al na superfície.

Segundo FITZPATRICK e SCHWERTMANN (1982) a presença de alumínio na estrutura da Gt dificulta a cristalização do mineral. A largura a meia altura (LMH) da reflexão (111) da Gt pode ser usada como indicativo do grau de cristalinidade do mineral, estando os menores valores de LMH (111) associados à Gt de maior grau de cristalinidade, ou seja, menor presença de alumínio na estrutura (FITZPATRICK; SCHWERTMANN, 1982).

Os valores de LMH das reflexões (110) e (111) da Gt indicam o hábito de crescimento do mineral. LMH (110) maior que LMH (111) sugere um crescimento preferencial dos cristais ao longo do eixo *c*, frequentemente observado em Gt de ambientes hidromórficos (SCHWERTMANN; KAMPF, 1985) e em Gt sintetizada em meio alcalino (SCHULZE, 1984). Em solos bem drenados (Latosolos, Terras Roxas, Podzólicos), geralmente verifica-se LMH (110) menor que LMH (111) (SCHWERTMANN; KAMPF, 1985).

Outra maneira de se obter informações sobre o crescimento dos cristais é através dos valores da dimensão média dos cristais (DMC). AMARASIRIWARDENA et al. (1988) observaram que a Gt com DMC na direção (111) menor que na direção (110) apresenta formato acicular, com maior comprimento no eixo *z*. NETTO (1996), trabalhando com Latossolos e Podzólicos de diferentes regiões do Brasil, encontrou resultados discordantes, ou seja, valores semelhantes entre DMC (111) e DMC (130), sugerindo formato aproximadamente isodimensional para a Gt. O formato isodimensional da Gt também foi observado por MELO et al. (2001b). Já para a Hm, NETTO (1996) encontrou valores de DMC (110) maiores que DMC (104), sugerindo a forma de placa. A espessura da placa da Hm cresce na direção do eixo *z*, de modo que a espessura corresponde a DMC (001), a qual pode ser calculada pela seguinte fórmula matemática (NETTO; FONTES, 1995): $DMC (001) = DMC (104) \times \cos 38,3^\circ$. Como o diâmetro da placa corresponde ao DMC (110), NETTO (1996) encontrou valor da relação diâmetro/espessura maior que da relação $DMC (110) / DMC (104)$, evidenciando formato achatado da hematita.

Em determinadas situações não se verifica relação direta entre DMC e SI na Gt (MOLLER e KLANT, 1982), pois existem grandes variações de fatores pedogenéticos nos solos, o que dificulta o isolamento do efeito do alumínio na estrutura do mineral sobre o tamanho de partículas (NETTO, 1996).

2.3.3 Gibbsita (Gb)

Dos óxidos de alumínio existentes na natureza, a Gb é o mais comum no solo. É formada pela união de octaedros de Al, de forma que os átomos de Al ficam no interior da estrutura com uma camada de hidroxila na parte superior e outra na inferior (HSU, 1989). A ligação entre camadas adjacentes de hidroxila (crescimento na direção c) é feita por pontes de hidrogênio. O crescimento do cristal da Gb ocorre preferencialmente na direção dos eixos X e Y, com limitado crescimento na direção z, apresentando quando bem cristalizado formato de placas hexagonais, podendo também ser encontrada na forma prismática devido ao hábito de crescimento da Gb que pode variar em função do ambiente de formação (HSU, 1989).

MESQUITA FILHO e TORRENT (1993) encontraram formato subarredondado com diâmetro de aproximadamente 75nm para Gb de solos do Cerrado Brasileiro. Já NETTO (1996) dividiu o DMC da Gb na direção (110) pelo DMC (002) (corresponde a altura do mineral) e encontrou valores do diâmetro e altura semelhante (relação por volta de 0,7), sugerindo o formato prismático. MELO et al. (2001b) estudaram Podzólicos e Latossolos brasileiros de diversos materiais de origem e observaram a forma de placas retangulares para a Gb da fração argila.

Com relação ao tamanho do mineral (DMC), HSU (1989) mostra que em solos com valores de pH menos ácidos a cristalização da Gb é favorecida, por causa da maior neutralização do Al^{3+} com OH, o que permite menor repulsão entre os polímeros de $Al(OH)_3$, apresentando dessa forma, partículas maiores de Gb. NETTO (1996) observou relação entre o grau de intemperismo do solo e o tamanho do mineral, sendo que as partículas maiores foram encontradas em solos mais jovens devido a menor condição de acidez. Em Latossolos brasileiros NETTO (1996) e MELO et al. (2001b) encontraram valores para o DMC da Gb maior que aqueles observados para os óxidos de ferro.

2.4 INFLUÊNCIA DA MINERALOGIA DA FRAÇÃO ARGILA NA ESTRUTURA DOS LATOSSOLOS

A caulinita, gibbsita, goethita e hematita são os principais minerais da fração argila dos latossolos brasileiros, apresentando diferentes concentrações e características físico-químicas. A participação quantitativa desses minerais nas características físicas dos solos foi discutida por alguns autores (SCHWERTMANN; KAMPF, 1985; PINHEIRO-DICK; SCHWERTMANN, 1995; FERREIRA, 1988; RESENDE, 1982). Contudo, não existem informações na literatura sobre a influência das características cristalográficas dos minerais da fração argila sobre a formação de agregados e definição da porosidade desta classe de solo.

Avaliando apenas o efeito da espécie mineral da fração argila sobre as propriedades físicas dos latossolos, FERREIRA (1988) reportou a maior participação dos óxidos de alumínio na definição da forma e tamanho das estruturas em relação aos óxidos de ferro. Esses resultados foram corroborados por DESHPANDE et al. (1968), citado por HSU (1989), que também atribuiu aos óxidos de alumínio à maior participação na estabilidade dos agregados, sendo discreta a participação dos óxidos de ferro.

Já o trabalho de PINHEIRO-DICK e SCHWERTMANN (1995) não conseguiu distinguir o efeito destas duas classes de minerais, onde a presença dos óxidos de ferro e alumínio resultou indistintamente na alta estabilidade dos agregados dos oxissolos. Segundo os autores, tanto as formas de ferro pobremente cristalinas quanto a Gt e Hm participaram efetivamente dos processos de agregação destes solos.

SCHWERTMANN e KAMPF (1985), estudando as propriedades da Gt e Hm em solos caulíníticos da Região Central e Sul do Brasil, mostraram que esses minerais se agregam mutuamente, ao invés de recobrirem as partículas da Ct, não concordando com a opinião amplamente difundida de que o revestimento da Ct pelos óxidos de ferro é a principal causa para a forte agregação dos solos de clima tropical e subtropical.

Com relação à participação dos óxidos de ferro e alumínio na estrutura do solo, RESENDE et al. (1992) atribuiu principalmente à Hm, Gt e Gb o efeito desorganizador

de minerais filossilicatos na fração argila, destacando-se a Ct. Assim, o maior teor destes constituintes corresponderá a um maior grau de desorganização a nível microscópico e conseqüentemente, uma estrutura mais próxima do tipo granular. Por outro lado, o autor também discute o efeito da Ct na estrutura dos latossolos, atribuindo ao arranjo face a face do mineral a estrutura predominantemente em blocos.

FERREIRA (1988) observou em latossolos do Sudeste do Brasil que a Ct e Gb são os constituintes mineralógicos que exercem maior influência sobre as propriedades físicas, sendo responsáveis pelo desenvolvimento da estrutura dos latossolos. O mesmo autor, baseado no trabalho realizado por RESENDE (1982), apresentou as seguintes conclusões sobre a estruturação dos latossolos brasileiros, dividindo-os em caulíníficos e gibbsíticos:

- O latossolo caulínífico, através da avaliação micromorfológica, revelou que a distribuição dos grãos de quartzo, em relação ao plasma, é eminentemente porfirogrânica, isto é, os grãos estão envoltos num plasma denso, contínuo, com pouca tendência ao desenvolvimento de microestrutura. Esse fenômeno implica no surgimento de estruturas em blocos, sendo mais compactos, menos permeáveis, com menor estabilidade de agregados em água e maior tendência à erosão laminar. Desta forma o autor justifica, a menor estabilidade de agregados do solo desenvolvidos sob clima temperado. Resultado semelhante foram encontrados por FERREIRA et al. (1999).

Além do efeito na definição da estrutura do solo, o teor de Ct também influencia nos valores da densidade do solo. FERREIRA et al. (1999) atribuíram a maior densidade dos solos caulíníficos aos ajustes face a face das placas de Ct, desenvolvendo um plasma denso, que lhes confere valores mais elevados de densidade do solo.

- Nos latossolos gibbsíticos, utilizando a mesma técnica, o autor observou que a distribuição dos grãos de quartzo em relação ao plasma, segue o padrão "agglutinic", isto é, apresenta desenvolvimento de microestrutura com predomínio de poros de empacotamento composto. Isto implica no surgimento de estrutura do tipo granular, apresentando-se mais porosos, mais permeáveis, com maior estabilidade de agregados em água.

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 GEOMORFOLOGIA

O relevo da região Sul do Brasil é caracterizado por um conjunto de relevos planálticos que se elevem a cotas altimétricas às vezes superiores a 1000 metros, decrescendo no sentido oeste, onde corre o Rio Paraná em altitudes de 100 a 300 metros. Esse conjunto de relevo é reconhecido na literatura geográfica brasileira por Planalto Meridional do Brasil (MONTEIRO, 1963).

ALMEIDA (1956), para representar a parte oriental e mais elevada do capeamento basáltico do Planalto Meridional, definiu a área apenas como Planalto das Araucárias. Este compreende grande parte do Terceiro Planalto Paranaense, Centro-Oeste de Santa Catarina e Nordeste do Rio Grande do Sul, com altitudes em geral acima de 600 metros (MONTEIRO, 1963). Contudo, em função da variabilidade do relevo no Planalto das Araucárias (ocorrência de relevo forte ondulado, ondulado e suave ondulado), no projeto Radambrasil (RADAMBRASIL, 1983) a região foi dividida em Planalto dos Campos Gerais e Planalto Dissecado do Rio Iguaçu/Rio Uruguai. A primeira unidade geomorfológica, onde estão localizados os Municípios de Cascavel e Guarapuava, apresenta-se fragmentada em consequência do processo de dissecação desenvolvido pelos principais cursos de drenagem da área, destacando-se os rios Ivaí, Piquirí, Iguaçu, Uruguai e seus afluentes (MONTEIRO, 1963). Os compartimentos resultantes desta fragmentação são regionalmente conhecidos como Planaltos de Guarapuava, Palmas, Capanema, Chapecó e Campos Novos (PROJETO RADAMBRASIL, 1983). Não obstante à descontinuidade espacial, as características de relevo são bastante comuns em cada um destes segmentos, apresentando-se pouco dissecado (relevos tabulares de topos planos ou levemente abaulados), com desníveis pequenos e drenagem pouco aprofundada (MONTEIRO, 1963).

As formas superficiais que mais chamam a atenção são as que constituem as paisagens típicas em mesetas estruturais, dando origem a uma topografia de aspecto

tabuliforme, entremeadas em diversas áreas pelas formas onduladas, com chapadas de encostas mais suavizadas (EMBRAPA, 1984).

De maneira geral, o Terceiro Planalto é a região fisiográfica paranaense mais simples pelas suas formas e estruturas, com relevo levemente ondulado e chapadas de encostas suaves (BIGARELLA et al., 1994).

3.2 LOCALIZAÇÃO E CLIMA

As áreas estudadas pertencem aos Municípios de Guarapuava e Cascavel (Figura 1), localizados no terceiro planalto paranaense, fazendo parte do planalto de Guarapuava, situados entre os Rios Iguazú e Piquiri, limitando-se a oeste pelo rio Paraná e a leste pela serra da Boa Esperança (MAACK, 1968).

A toposseqüência estudada no Município de Guarapuava localizou-se no Parque Ambiental das Araucárias, situado na latitude 25°21'50" Sul e longitude 51°28'33" Oeste, com altitude de 1068 metros. O Parque situa-se na saída do município de Guarapuava sentido Curitiba, no km 343 da BR 277. Já a toposseqüência do Município de Cascavel localizou-se no Parque Ambiental de Cascavel, situado na latitude 24°27'21" Sul e longitude 53°27'19" Oeste, com altitude de 781m. A principal via de acesso também é a BR 277, estando a área localizada a 10 km de Cascavel, sentido Curitiba (km 573).

Na região de Cascavel, o clima segundo a classificação de Köppen é o Cfa, caracterizado por clima mesotérmico, sem estação seca definida, com verões quentes. A média anual da temperatura é de 19 a 20°C e da precipitação pluviométrica é de 1800 a 2000 mm (IAPAR, 2000). Já na região do Município de Guarapuava, também de acordo com a classificação de Köppen, o clima é o Cfb, caracterizando-se por clima mesotérmico, úmido e superúmido, sem estação seca, com verões frescos. A média anual da temperatura é de 17 a 18°C e a precipitação pluviométrica é de 1600 a 1800 mm.

A vegetação natural no terceiro planalto paranaense foi em grande parte destruída devido á expansão da agricultura e pecuária. Portanto, é difícil localizar áreas com mata nativa, a não ser nos Parques de Preservação Permanente. A vegetação

presente no Parque das Araucárias caracteriza-se por floresta subtropical perenifolia com predominância de mata araucária (*Araucária angustifolia*) tendo a presença de pimenteira, guabiroba, imbúia, guaçatunga e tarumã. Já o Parque Ambiental de Cascavel caracteriza-se por Floresta Transicional Subtropical/Tropical com a presença de peroba (*Aspidosperma sp.*), palmito (*Euterpe edulis*), pinheiro (*Araucária angustifolia*), erva-mate (*Ilex paraguariensis*) e xaxim (*Dicksonia selowiana*) (EMBRAPA, 1984).

FIGURA 1 – LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS EXPERIMENTAIS DE CASCAVEL E GUARAPUAVA



3.3 AMOSTRAGEM DE SOLOS

Com objetivo de analisar a influência dos minerais da fração argila nas propriedades físicas dos solos sob condições naturais, foram selecionadas duas classes de solos altamente intemperizados, provenientes de rochas eruptivas basálticas. Os solos utilizados (LATOSSOLO BRUNO Ácrico húmico (LBw) e LATOSSOLO VERMELHO Distroférico húmico (LVdf) – EMBRAPA, 1999) foram escolhidos através de consultas aos BOLETINS DE LEVANTAMENTO DE RECONHECIMENTO DOS SOLOS DO ESTADO DO PARANÁ (EMBRAPA, 1984). Para cada classe de solo determinou-se uma toposseqüência (Figura 1) com declividade média de 5% e comprimento médio da rampa de 400m. Foram abertas quatro trincheiras em cada área, distribuídas uniformemente do topo até a parte mais baixa de cada toposseqüência. Após a abertura das trincheiras os solos foram morfológicamente descritos segundo LEMOS e SANTOS (1996) (Apêndices 1 a 8), dando especial atenção à estrutura do horizonte B, determinando o tipo, grau de desenvolvimento e tamanho dos agregados.

Foram coletadas amostras deformadas e indeformadas dos horizontes B₁ e B₂ para determinações físicas, químicas, mineralógicas e micromorfológicas. As amostras de solo indeformadas foram utilizadas para determinação da densidade aparente, porosidade (amostras coletadas com auxílio de anel volumétrico), estudo da micromorfologia e estabilidade dos agregados. Já as análises químicas e mineralógicas foram realizadas em amostras deformadas (terra fina seca ao ar).

Com auxílio de uma faca também foi estimada a consistência do solo, pela resistência oferecida à sua penetração, atribuindo notas, que variaram de zero, consistência extremamente solta, até cinco, para muito coesa.

3.4 ANÁLISES QUÍMICAS

3.4.1 Análises de Rotina

Para a classificação das unidades de solo amostradas nas diferentes partes da toposseqüência, procedeu-se a análise química de rotina (teor de carbono orgânico, Ca^{+2} , Mg^{+2} , K^+ , Al^{+3} trocável, acidez potencial e pH em água e solução de KCl 1 mol/L) (Apêndices 1 a 8), segundo metodologias apresentadas por PAVAN et al.(1992).

3.4.2 Determinação dos Teores Totais de Si, Al e Fe

Amostra em duplicatas com aproximadamente 100 mg, pesadas em balança de precisão de 0,0001g, foram colocadas em vasos de digestão de teflon. Adicionou-se 4 mL de água régia (mistura 3:1 de HCl 36% : HNO_3 68%) e 3 mL de HF (40%). Em seguida, os vasos foram fechados e submetidos à digestão por microondas num equipamento Provecto Analítica DGT – 100 plus, com 1000 W de potência.

Ajustou-se o equipamento para que a digestão ocorresse em cinco passos, com tempo e fornecimento de potências variáveis, da seguinte forma: 1° passo - 5 minutos a 800W; 2° passo - 5 minutos a 530 W; 3° passo - 5 minutos a 650 W; 4° passo - 5 minutos a 530 W e 5° passo - 5 minutos a 0W. Após esse período, os vasos foram retirados do forno microondas e depois de resfriados foram abertos.

A solução resultante foi transferida para frascos de polietileno, onde adicionou-se 5 mL de solução saturada de H_3BO_3 para neutralização dos resíduos de HF. Os teores totais de Al e Fe foram determinados por espectrofotometria de absorção atômica.

Já os teores de Si foram determinados, após ataque sulfúrico das amostras de solo (EMBRAPA, 1997), por gravimetria devido a problemas analíticos na dosagem do elemento por absorção atômica.

3.5 ANÁLISES MINERALÓGICAS

3.5.1 Preparação das Amostras

Foram pesados 50g de cada amostra de TFSA para a remoção da matéria orgânica, utilizando-se peróxido de hidrogênio (H_2O_2) (30% em volume) (GEE; BAUDER, 1986). Destas amostras, colocaram-se 25g de TFSA em béquer de vidro, adicionou-se duas vezes ao dia peróxido de hidrogênio, até o término da efervescência. A suspensão foi continuamente mantida em banho-maria a 70°C. Após a remoção da matéria orgânica, adicionaram-se 50 mL de NaOH 0,2 mol L⁻¹ e agitou-se por 30 minutos em agitador horizontal. O conteúdo foi passado através de peneira com malhas de 0,05 mm, retendo-se a fração areia. Para separar as frações silte e argila, tomou-se como base à velocidade de sedimentação (lei de Stockes) (JACKSON, 1979).

3.5.2 Identificação Mineralógica por Difractometria de Raios-X (DRX)

A fração argila foi moída em almofariz e montada em placas de Koch para identificação dos minerais por DRX (amostras não-orientadas) (BESOAIN,1985). Os difratogramas foram obtidos em goniômetro vertical Philips, modelo PW 1050/70 com velocidade do goniômetro de 1°2θ/min, e amplitude de 4 a 65°2θ. O difratômetro, equipado com tubo de cobre, filtro de Ni e utilizando radiação de $CuK\alpha$, foi operado a 20 mA e 40 KV.

Mesmo trabalhando com solos altamente intemperizados, nas amostras com a presença de minerais do tipo 2:1, foram utilizados tratamentos complementares (WHITTIG; ALLARDICE, 1986):

- a) Saturação com Mg e secagem ao ar para diferenciar minerais do tipo 2:1 expansíveis (vermiculita e montmorilonita) dos não-expansíveis (micas).
- b) Saturação com Mg e solvatação com glicerol para diferenciar vermiculita de esmectita.

c) Saturação com K e secagem ao ar para diferenciar clorita, vermiculita e vermiculita com hidróxido entre camadas (VHE).

d) Saturação com K e secagem a 550°C para diferenciar clorita e minerais interestratificados e concentrar minerais do tipo 2:1.

Após os tratamentos, as amostras foram montadas em lâminas de vidro utilizando-se a técnica do esfregaço (amostras orientadas) e analisadas por DRX, numa amplitude de 3 a 15°2 θ .

3.5.3 Extração dos Óxidos de Fe e Al de Baixa Cristalinidade

A extração foi realizada em amostras da fração argila sem tratamento, utilizando-se apenas uma extração com oxalato ácido de amônio 0,2 mol L⁻¹, pH, 3,0 na ausência de luz (McKEAGUE, 1978). Para tal, foi pesada cerca de 1,5g de amostras em tubos de centrífuga (peso inicial), revestidos com papel-alumínio. Após a adição de 50ml da solução de oxalato de amônio, os tubos foram agitados, em agitador circular, por duas horas. A suspensão foi centrifugada e o sobrenadante coletado para determinação dos teores Al e Fe. Lavou-se o resíduo duas vezes, utilizando 80 ml de carbonato de amônio e água deionizada. Após a remoção do excesso de sais, as amostras contidas nos tubos de centrífuga foram secas (105°C por 12 horas) e pesadas para determinação do peso final. A percentagem de óxidos de ferro de baixa cristalinidade (amorfo) foi obtida pela diferença entre o peso seco inicial e final da amostra.

3.5.4 Extração dos Óxidos de Ferro Cristalinos

Amostras de argila natural foram tratadas com ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) (MEHRA e JACKSON, 1960) para remoção dos óxidos de ferro mais cristalinos.

Em tubos de centrífuga, adicionaram-se 2,000g de amostra (peso inicial), 40ml de citrato de sódio 0,3 mol L⁻¹, 5ml de bicarbonato de sódio 1,0 mol L⁻¹ e 1g de ditionito de sódio em pó. A mistura foi mantida em banho-maria por 30 minutos a 70°C e, após os 15 minutos iniciais, recebeu outra porção de 1g de ditionito de sódio. Durante todo o

tempo de extração, agitações periódicas foram feitas, utilizando-se um bastão de vidro para cada amostra.

Realizaram-se cinco extrações sucessivas em todas as amostras em função do alto teor de ferro do solo. Após as extrações, a suspensão foi centrifugada e os extratos acondicionados num mesmo frasco para cada amostra, para determinação dos teores de Fe e Al, por espectrofotometria de absorção atômica. O volume do extrato foi determinado com base no peso e na densidade da solução.

O resíduo foi lavado, conforme descrito no item 3.6.3, e após secagem a 105°C por 12 horas, tomou-se o peso final para determinação da quantidade de material extraído no tratamento.

O material desferrificado, composto principalmente por caulinita e gibbsita, foi acondicionado para estudos mineralógicos por meio de DRX e análise térmica.

3.5.5 Extração de Gibbsita e Caulinita

Os óxidos de ferro presentes na fração argila foram concentrados por meio de fervura, utilizando-se solução de NaOH 5 mol L⁻¹ pelo período de 1,5 hora em banho de areia a 250°C (NORRISH; TAYLOR, 1961; SINGH; GILKES, 1991). Foi adicionado silício, na forma de metassilicato de sódio (Na₂SiO₃ · 5H₂O), de modo que a concentração de Si na solução fosse de 0,2 mol L⁻¹, evitando assim a dissolução de óxidos de ferro com alta substituição isomórfica por Al (KAMPF; SCHWERTMANN, 1982). Um grama de amostra seca em estufa (105°C por 12 horas) foi colocado em béquer de teflon de 150 ml na presença de 100 ml de NaOH 5 mol L⁻¹. Foram realizadas duas repetições de todas as amostra com finalidade de aumentar a quantidade de argila tratada. A suspensão foi transferida para tubos de centrífuga, onde foram centrifugados e descartados os sobrenadantes.

O resíduo livre de caulinita e gibbsita foi lavado três vezes com 100 ml de solução NaOH 5 mol l⁻¹ e de (NH₄)₂CO₃ 0,5 mol L⁻¹ e 100 ml de água deionizada. A sodalita formada [Na₄Al₃Si₃O₁₂(OH)] durante o tratamento com NaOH 5 mol L⁻¹ foi removida por lavagens com HCl 0,5 mol L⁻¹ (NORRISH; TAYLOR, 1961). Foram

utilizadas duas lavagens com 90 mL de HCl 0,5 mol L⁻¹, com tempo de contato de dez minutos para cada lavagem (SINGH; GILKES,1991). Durante o tempo de extração da sodalita, a suspensão foi continuamente agitada com bastão de vidro.

A fração de óxidos de ferro concentrada foi analisada por DRX, sendo a lâmina montada em pó (não orientada) e analisada numa amplitude de 10 a 40°2θ e velocidade 0,5°2θ/min. Utilizou-se NaCl como padrão interno para a correção das distorções instrumentais (posição e largura a meia altura das reflexões). A mistura foi feita triturando a amostra em almofariz na presença de NaCl (na proporção de 5% em peso de sal). Para facilitar a medição da posição e largura a meia altura das reflexões, os difratogramas foram obtidos numa menor velocidade angular do goniômetro (0,5°2θ/min.).

3.5.6 Análise Termodiferencial (ATD) e Análise Termogravimétrica Diferencial (ATGD)

As amostras da fração argila, tratadas com DCB foram analisadas num derivatório SHIMADZU DTG-60, Simultâneo DTA-TG APPARATUS. A interpretação qualitativa foi feita pelas características dos picos endotérmico e exotérmico dos minerais (ATD), e a quantificação da Ct e Gb foi feita de acordo com a redução de massa da amostra, em decorrência da desidroxilação do mineral (ATGD) (JACKSON,1979).

3.5.7 Cálculos Mineralógicos para Hematita, Goethita, Caulinita e Gibbsita por DRX

A relação (R) entre goethita (Gt) e hematita (Hm) $R=Gt/(Gt+Hm)$ foi estimada com base na área dos picos dos minerais em amostras após remoção de gibbsita e caulinita (item 3.6.5), utilizando-se a seguinte fórmula (TORRENT; CABEDO, 1986):

$$R = 0,55 + 0,57 \log [AGt(111) / AHm(110)]$$

$$AGt(111) = \text{área da reflexão Gt}(111)$$

$$AHm(110) = \text{área de reflexão Hm}(110)$$

A substituição isomórfica da Hm e Gt foi estimada pela posição dos picos dos minerais. A posição do pico de NaCl em cada amostra, foi utilizada para corrigir os valores das posições dos picos da Hm e Gt. A substituição isomórfica na Gt foi calculada, segundo SCHULZE (1984), pela fórmula:

$$Al = (1730 - 572c) \times 10$$

$$C = [1/d(111)^2 - 1/d(110)^2]^{-0,5}$$

Al = substituição isomórfica de Fe por Al (mmol mol⁻¹);

C = dimensão c da célula unitária da Gt;

d(111) = espaçamento interplanar para Gt(111) (Å);

d(110) = espaçamento interplanar para Gt(110) (Å).

A substituição isomórfica na Hm foi calculada segundo SCHWERTMANN et al. (1979):

$$Al = (3111,2 - 617,5a) \times 10$$

$$a = d(110)/\cos 60^\circ$$

a = dimensão a da célula unitária da Hm;

d(110) = espaçamento interplanar para Hm(110) (Å).

Para quantificar a Hm e Gt na fração argila promoveu-se alocação do Fe₂O₃ obtido com DCB nestes minerais considerando a fórmula química, relação Gt/(Gt+Hm) e nível de substituição isomórfica de Fe por Al na estrutura (NETTO, 1996; MELO et al., 2001b).

A dimensão média dos cristais (DMC) da Hm e Gt foi calculada a partir da largura à meia altura (LMA) das reflexões (104) e (110) da Hm e (110), (130) e (111) da Gt, utilizando-se a equação de Scherrer (KLUG; ALEXANDER, 1954):

$$DMChkl = (K \times \lambda \times 57,3) / \beta \times \cos \theta$$

DMChkl = DMC na direção perpendicular ao plano hkl (nm);

K = 0,9 (constante);

λ = comprimento de onda da radiação utilizada (0,15405 nm);

θ = ângulo de Bragg;

57,3 = fator que transforma o valor de β de graus para radianos;

β = largura à meia altura corrigida ($^{\circ}2\theta$).

A partir dos dados apresentados por KLUG e ALEXANDER (1954), para ângulos de Bragg ($^{\circ}2\theta$) baixos ou moderados, MELO et al. (2001b) ajustaram a seguinte equação para obter a largura à meia altura corrigida:

$$Y = 1,0005 - 4,3335^{***}X^2 + 4,9618^{***}X^{2-5} - 1,6277^{***}X^3 \quad R^2 = 0,9998$$

em que

$$Y = \beta/B;$$

$$X = b/B.$$

sendo

$$B = \text{largura à meia altura da reflexão em estudo } (^{\circ}2\theta);$$

$$b = \text{largura à meia altura instrumental } (^{\circ}2\theta).$$

O valor de b foi obtido pela LMA da reflexão principal do NaCl (padrão interno), medido para cada amostra. Este valor variou de 0,185 a 0,255 $^{\circ}2\theta$.

A DMC da gibbsita e da caulinita foram calculadas a partir da LMH das reflexões (002), (110) e (001) em amostra desferrificada (item 3.6.4) utilizando-se NaCl como

padrão interno para obtenção do valor de β (BRINDLEY; WAN, 1974). De maneira análoga aos óxidos de ferro, a DMC foi obtida pela equação de Scherrer.

O índice de cristalinidade da caulinita foi calculado a partir de difratogramas (DRX) de amostras não orientadas, montadas em placas perfuradas, seguindo os procedimentos apresentados por HUGHES e BROWN (1979).

3.6 ANÁLISES FÍSICAS

3.6.1 Análise Granulométrica

A análise granulométrica foi realizada pelo método da pipeta de acordo com os procedimentos apresentados pela EMBRAPA (1997).

3.6.2 Densidade do Solo

A densidade do solo (D_s) foi determinada pelo método do anel volumétrico (EMBRAPA, 1997), da seguinte forma:

$$D_s (\text{gcm}^{-3}) = a / b$$

a = peso da amostra do solo seca a 105^oC;

b = volume do cilindro.

3.6.3 Densidade Real

A densidade real (D_r) foi determinada utilizando 20g de solo seco em estufa a 105^oC por 12 horas, o qual foi colocado em balão volumétrico de 50ml na presença de 20ml de álcool etílico. Após agitação para eliminar as bolhas de ar, a mistura foi deixada em repouso por uma hora. Ao final, o volume do balão foi completado com

álcool etílico e a densidade real do solo foi calculada da seguinte forma (EMRAPA, 1997):

$$D_r (\text{gcm}^{-3}) = a / (50 - b)$$

a = peso das amostras secas a 105°C;

b = Volume de álcool gasto (ml).

3.6.4 Estabilidades dos Agregados Via Úmida

A estabilidade de Agregados foi determinada em amostra indeformada e seca ao ar e peneirada manualmente em peneiras de malha 4 e 2 mm. Foram analisados os agregados com diâmetro entre 2 e 4 mm, tomando-se três repetições de 25g. Para determinação da umidade, uma amostra da mesma classe de agregados foi levada à estufa a 105°C (por 12 horas). As amostras foram colocadas em Placas de Petri, onde foram umedecidas lentamente com atomizador, durante 15 minutos, a uma distância aproximada de 40cm. Após o umedecimento, as amostras ficaram em repouso por duas horas, sendo posteriormente colocadas em jogo de peneiras com malha 2,0; 1,0; 0,50; 0,25mm e 105mm e agitadas em um oscilador mecânico (Yoder) durante 15 minutos, imersos em água. Os agregados retidos em cada peneira foram transferidos para placas de porcelana devidamente identificadas e taradas. Após secagem em estufa a 105°C por 24 horas, determinou-se o peso seco e a porcentagem de cada classe de agregados (EMBRAPA, 1997). Para expressar a distribuição dos agregados, utilizou-se o índice por tamanho (diâmetro médio geométrico – DMG) (DIAS JUNIOR, 1996) calculado pela seguinte fórmula:

$$\text{DMG} = 10^X$$

$$X = [\Sigma(n \log d) / \Sigma n]$$

Onde:

n = % dos agregados retidos em uma determinada peneira

d = diâmetro médio de uma determinada faixa de tamanho do agregado (mm)

3.6.5 Porosidade do Solo

As amostras indeformadas coletadas em anel volumétrico (item 3.6.2) foram saturadas com água e colocadas sob mesa de tensão, sendo retirada a água dos macroporos (poros com diâmetro $\geq 0,05$ mm), aplicando-se uma tensão de 60 cm de coluna de água. Após a retirada parcial da água, as amostras foram pesadas e levadas para secagem em estufa 105°C por 12 horas, determinando-se o volume de macro e microporos contidos na amostra, conforme descrito abaixo (EMBRAPA, 1997):

- Porosidade total (Pt)

$$Pt = 100 (a - b) / a$$

a = densidade real (gcm^{-3});

b = densidade do solo (gcm^{-3}).

- Microporosidade (%) = $(a-b)/c$

a = peso da amostra após aplicação de uma tensão de 60 cm de coluna de água (g);

b = peso da amostra seca a 105°C (g);

c = volume do cilindro (cm^3).

- Macroporosidade (%) = porosidade total - microporosidade

3.6.6 Argila dispersa em Água e Grau de Flocculação

A argila dispersa em água e o grau de flocculação das amostras de solo, foram realizadas de acordo com o método proposto pela EMBRAPA (1997).

3.7 ANÁLISE MICROMORFOLÓGICA

Amostras indeformadas e orientadas do horizonte B dos solos foram coletadas com auxílio de faca e enroladas em jornal para o transporte. Após secagem ao ar, procedeu-se à primeira aplicação da mistura impregnadora na proporção de 100 mL de resina e 70 mL de monômero de estireno e duas gotas de catalizador. Após cada aplicação de mistura impregnadora, o recipiente com a amostra de solo foi levado a um dissecador e submetido a vácuo de duas a quatro horas, até que a amostra ficasse completamente imersa na mistura. Foram realizadas de quatro a cinco aplicações após as quais a amostra foi retirada e deixada à temperatura ambiente por cerca de 30 dias para endurecimento. Cortou-se, então, do bloco de solo impregnado, uma fatia de aproximadamente 1 mm de espessura, tendo sido uma de suas faces polida e colada em lâmina de vidro. Essa fatia foi então desbastada em máquina de desbaste usando carborundum de várias granulometrias até que se atingisse a espessura de 30 micra (0,03 mm), quando então foi polida e examinada. A terminologia empregada na descrição micromorfológica das amostras consta em CURI et al. (1986).

3.8 ANÁLISE ESTATÍSTICA

Os dados resultantes das determinações físicas, químicas e mineralógicas, foram submetidos a análises estatísticas de correlação simples (pearson), utilizando-se programa SPSS for Windows 10.0 (SPSS, 1999).

4 RESULTADO E DISCUSSÕES

4.1 DESCRIÇÃO DOS PERFIS DO SOLO

Com base no estudo morfológico dos perfis (LEMOS e SANTOS, 1996) (Apêndices 1 a 8), observou-se às características estruturais dos solos nas respectivas toposseqüência (Figura 1). A forma predominante da estrutura nos latossolos, principalmente no horizonte B2, foi do tipo blocos subangulares (Quadro 1). Já no horizonte B1, os dois latossolos apresentaram estrutura do tipo granular nas partes mais elevadas e blocos subangulares nas partes mais baixas das toposseqüência. Desta forma, nas toposseqüência estudadas conclui-se que o relevo foi o fator determinante na formação da estrutura. Segundo MONIZ e BUOL (1982), além do relevo, o material de origem, e o clima são importantes fatores na definição do tipo, tamanho e grau de desenvolvimento das unidades estruturais.

De maneira geral, os menores valores de resistência do solo à penetração com a faca foram observadas para o horizonte B1 (mais superficial), principalmente para aquele com estrutura granular (Quadro 1). Este comportamento era esperado, uma vez que as estruturas com forma esferoidal conferem ao solo maior macroporosidade e porosidade total, resultando em consistência mais soltas dos horizontes (BRADY, 1989). Estes resultados corroboram com observações feitas por FERREIRA et al. (1999), onde nas partes mais baixas das toposseqüência, verificou-se maior concentração de Si (Quadro 2), proveniente de horizontes superiores pela ação da drenagem, aumentando conseqüentemente o teor de Ct, que em razão do ajuste face a face do mineral, faz com que o solo desenvolva um plasma mais denso.

Neste sentido, o horizonte B2 do LBw, nas diferentes posições da toposseqüência (Figura 1), apresentou consistência determinada em amostra de solo úmido (LEMOS e SANTOS, 1996), um grau menor de friabilidade em relação ao horizonte B1 (Quadro 1).

A fração argila é o principal constituinte destes solos, desde a superfície até a parte inferior do horizonte B (Quadro 1). Embora existam pequenas diferenças nos

materiais de origem (rocha do LBw com maior teor de silício) (SCHNEIDER, 1970) e no clima (IAPAR, 2000), os dois latossolos apresentam textura muito argilosa, evidenciando a intensa alteração sofrida pelo material de origem e o predomínio de minerais primários pouco resistentes ao intemperismo.

Os teores de silte nos solos apresentaram-se elevados, com teor variando de 150 a 260 g kg⁻¹ (Quadro 1). Esses valores são superiores aos encontrados por NETTO (1996) em Latossolos originários do basalto da Região Sul do Brasil. Os maiores percentuais da fração silte foram observados no horizonte B2 das partes mais baixas das toposeqüências (perfis 4 e 8), provavelmente devido ao menor estágio de intemperismo do solo localizado nesta posição do relevo. Outro fator que deve ser levado em consideração é a ineficiência do método de dispersão para solos com altos teores de óxidos de ferro e gibbsita, conforme observado por MELO et al. (2000). Embora não tenha sido analisado a constituição da fração silte, acredita-se que seja constituída em grande parte por partículas de minerais da fração argila com alta estabilidade, sendo cimentados pelos óxidos de ferro e alumínio. Mesmo com esta limitação metodológica, os valores da relação silte/argila foram baixos (Quadro 1), sendo inferior ao limite de 0,6 determinado para latossolo de textura argilosa (EMBRAPA, 1999).

QUADRO 1 – CARACTERÍSTICAS GERAIS E ANÁLISE TEXTURAL DOS SOLOS

AMOSTRA	PERFIL/ CLASSE	HORIZ.	PROF. (cm)	ESTRUT. ⁽¹⁾	RESIS. ⁽²⁾	CONS. ⁽³⁾	ANÁLISE TEXTURAL ⁽⁴⁾					RELAÇÃO SILTE ARGILA	CO g kg ⁻¹
							ARGILA	SILTE	AF	AG	AT		
							g kg ⁻¹						
1	P1 LBw	B1	58-120	F,MP,G	2	MF	770	190	20	20	40	0,24	13,0
2	P1 LBw	B2	120-200	M, P, BS	5	F	760	190	20	30	50	0,25	3,3
3	P2 LBw	B1	50-110	M, MP, G	2	F	760	190	20	30	50	0,25	13,6
4	P2 LBw	B2	110-200	M, MP, BS	5	FI	770	150	40	40	80	0,19	5,1
5	P3 LBw	B1	54-110	F, P, G/BS	3	MF	780	180	20	20	40	0,23	13,6
6	P3 LBw	B2	110-200	M, MP, BS	4	F	760	200	10	30	40	0,26	4,5
7	P4 LBw	B1	107-160	M, MP, BS	4	MF	760	210	30	30	60	0,28	19,0
8	P4 LBw	B2	160-210+	M, P, BS	5	FI	680	260	40	20	60	0,38	8,8
9	P5 LVdf	B1	60-153	F, MP, G	2	F	770	190	20	20	40	0,24	13,0
10	P5 LVdf	B2	153-210	M, MP, BS	4	F	760	190	30	20	50	0,25	5,1
11	P6 LVdf	B1	65-142	F, P, G	2	MF	740	200	40	20	60	0,27	10,0
12	P6 LVdf	B2	142-177	M, P, BS	4	F	750	190	30	30	60	0,25	4,5
13	P7 LVdf	B1	67-145	M, MP, BS	3	F	700	230	40	30	70	0,32	10,6
14	P7 LVdf	B2	145-176	M, MP, BS	3	FI	680	200	70	50	120	0,29	7,5
15	P8 LVdf	B1	58-107	F, MP, BS	3	F	680	230	50	40	90	0,33	13,6
16	P8 LVdf	B2	107-160	M, P, BS	5	F	680	250	40	60	100	0,38	8,8

NOTAS: (1)Descrição da estrutura do horizonte B (LEMOS e SANTOS, 1996): grau de desenvolvimento (F= forte, M= moderado), tamanho (MP= muito pequeno, P= pequeno), tipo (G= granular, BS= bloco subangular);

(2)Resistência do horizonte B a penetração da faca, verificado a campo, variando de extremamente solto (0) até coeso (5);

(3)Consistência do horizonte B no estado úmido, analisado por meio da resistência de um torrão de solo à pressão dos dedos polegar e indicador (LEMOS e SANTOS, 1996) : MF = muito friável, F = friável, FI. = firme;

(4)AF = areia fina, AG = areia grossa, AT = areia total.

4.2 TEORES TOTAIS DE SILÍCIO (Si), ALUMÍNIO (Al) E FERRO (Fe)

O Si apresentou os maiores teores nas amostras do LBw, evidenciando a característica básica intermediária do material de origem (SCNEIDER, 1970). Verificou-se comportamento oposto para o ferro, com valores superiores para o LVdf, refletindo a riqueza do material mais básico em minerais ferromagnesianos. Já os valores para as relações molares R_1 ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) e R_2 ($\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$) foram baixos (Quadro 2), demonstrando avançado estágio de intemperismo desses solos. Valores semelhantes para estas relações foram reportados pela EMBRAPA (1984) em áreas localizadas próximas as analisadas no presente estudo.

De acordo com o limite proposto pela EMBRAPA (1999), de maneira geral, o LBw pode ser classificado como caulínítico ($R_1 > 0,75$) e o LVdf como oxidico/gibbsítico (R_2 e $R_1 < 0,75$) (Quadro 2). Os maiores valores de R_1 no LBw são atribuídos aos maiores teores de Si no material de origem e menor ação da drenagem, representados pelo aumento na concentração do elemento nos horizontes mais profundos (com exceção do perfil 1), e nas áreas mais baixas da topossequência. O enriquecimento de Si nos horizontes subsuperficiais também foi observado no trabalho de CLEMENTE (2001).

QUADRO 2 – TEORES TOTAIS DE Si, Al E Fe NA FRAÇÃO ARGILA DOS SOLOS

AMOSTRA	PERFIL/ CLASSE	HORIZ.	Fe ₂ O ₃g kg ⁻¹	Al ₂ O ₃	SiO ₂	R1 ⁽¹⁾	R2 ⁽²⁾
1	P1 LBw	B1	138	182	172	1,6	1,1
2	P1 LBw	B2	128	371	219	1,0	0,8
3	P2 LBw	B1	133	324	171	0,9	0,7
4	P2 LBw	B2	121	347	208	1,0	0,8
5	P3 LBw	B1	125	367	174	0,8	0,7
6	P3 LBw	B2	118	365	193	0,9	0,7
7	P4 LBw	B1	111	376	217	0,9	0,8
8	P4 LBw	B2	89	331	313	1,6	1,4
9	P5 LVdf	B1	223	429	143	0,6	0,4
10	P5 LVdf	B2	197	373	144	0,6	0,5
11	P6 LVdf	B1	207	368	143	0,6	0,5
12	P6 LVdf	B2	209	357	152	0,7	0,5
13	P7 LVdf	B1	218	388	142	0,6	0,5
14	P7 LVdf	B2	208	335	130	0,7	0,5
15	P8 LVdf	B1	221	343	152	0,8	0,5
16	P8 LVdf	B2	192	381	205	0,9	0,7

NOTAS: (1) $R_1 = 1,7 \times \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$

(2) $R_2 = 1,7 \times \text{SiO}_2 / [\text{Al}_2\text{O}_3 + (0,64 \times \text{Fe}_2\text{O}_3)]$

4.3 EXTRAÇÃO DE ÓXIDOS DE FERRO E ALUMÍNIO DE BAIXA CRISTALINIDADE

A extração com Oxalato Ácido de Amônio (OAA), por ser um agente complexante, retira as formas de alumínio e ferro mal cristalizadas, principalmente a ferridrita (SCHWERTMANN; TAYLOR, 1989). Este método também pode extrair aluminossilicatados amorfos (JACKSON et al., 1986).

Para separar melhor os teores de ferro de baixa e alta cristalinidade, optou-se por apenas uma extração com OAA, conforme sugerido por outros autores (KER, 1988; MELO, 1994). Os teores de Fe_2O_3 e Al_2O_3 menos cristalinos foram baixos em todas as amostras, variando de 1,0 a 2,5 g kg^{-1} e de 3,5 a 5,1 g kg^{-1} respectivamente (Quadro 3).

QUADRO 3 - TEORES DE ÓXIDOS EXTRAÍDOS PELO OXALATO ÁCIDO DE AMÔNIO (OAA) NA FRAÇÃO ARGILA DE AMOSTRAS DOS SOLOS

AMOSTRA	PERFIL/ CLASSE	HORIZ.	Al _o	Fe _o	TOT. ⁽¹⁾	RELAÇÃO AO TOTAL	
						Fet	Alt
		g kg ⁻¹%.....	
1	P1 LBw	B1	4,5	1,7	6,1	27,0	73,0
2	P1 LBw	B2	3,6	1,0	4,7	21,9	78,1
3	P2 LBw	B1	5,2	1,6	6,8	23,4	76,6
4	P2 LBw	B2	4,0	1,0	4,9	19,5	80,5
5	P3 LBw	B1	4,0	1,3	5,3	24,8	75,1
6	P3 LBw	B2	4,1	1,3	5,4	23,7	76,3
7	P4 LBw	B1	4,9	2,1	7,0	30,4	69,6
8	P4 LBw	B2	5,1	1,9	7,0	26,7	73,3
9	P5 LVdf	B1	4,5	2,0	6,4	30,5	69,4
10	P5 LVdf	B2	3,6	1,8	5,3	33,1	66,9
11	P6 LVdf	B1	4,0	1,8	5,9	30,8	69,2
12	P6 LVdf	B2	3,5	1,3	4,8	27,4	72,6
13	P7 LVdf	B1	4,7	2,4	7,2	34,0	66,0
14	P7 LVdf	B2	4,4	2,3	6,7	33,8	66,2
15	P8 LVdf	B1	4,4	2,5	7,0	36,7	63,3
16	P8 LVdf	B2	4,0	2,3	6,3	37,1	62,9

NOTA: (1)Tot.= soma dos óxidos ($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$);

Os baixos teores de materiais amorfos podem ser atribuídos ao alto grau de intemperismo do solo, favorecendo a maior cristalinidade dos minerais. O material menos cristalino foi constituído principalmente por Al (62,9% a 80,5% do total de óxidos removidos - Quadro 3). Comportamento semelhante foi observado por MELO et al. (2001b) em solos originários do basalto. Os maiores teores de Al_2O_3 e Fe_2O_3 amorfos no horizonte B1 estão associados aos maiores teores de carbono orgânico neste

horizonte (Quadro 1), uma vez que a fração húmica tem efeito inibidor na cristalização dos óxidos de ferro (KAMPF; SCHWERTMANN, 1983). Os perfis 3 e 4 (LBw) apresentaram maior teor total Fe_2O_3 e Al_2O_3 de baixa cristalinidade no horizonte B2, provavelmente por localizarem-se nas partes mais baixas da toposseqüência, área com drenagem mais limitada (observação feita a campo)

4.4 EXTRAÇÃO DOS ÓXIDOS DE FERRO MAIS CRISTALINOS (Hm e Gt)

A extração dos óxidos de Fe mais cristalinos foi realizada em amostras da fração argila sem tratamento, utilizando o método do ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) (MEHRA e JACKSON, 1960). Após ter sido descontado o teor de Fe_2O_3 – OAA, os teores de Fe_2O_3 mais cristalinos variaram de 98,6 a 280,0 g kg^{-1} (Quadro 4). Os maiores teores de Fe_2O_3 - DCB foram obtidos para amostras do LVdf (amostras de 9 a 16), evidenciando, mais uma vez, a riqueza do material de origem em minerais ferromagnesianos.

Na toposseqüência do LBw o menor teor de ferro cristalino foi obtido para a amostra 8 (Quadro 4), localizada na parte mais baixa da toposseqüência, onde há maior grau de umidade no solo. Isso evidencia a relação existente entre o regime de umidade do solo, e processo de desferrificação. Verificou-se a campo a presença de mosqueado e coloração variegada (10YR 7/3, 7,5YR 5/6, 2,5YR 5/8) neste horizonte.

Os teores de Al_2O_3 extraídos pelo DCB variam de 26,4 a 64,0 g kg^{-1} (Quadro 4). Esses valores foram altos quando comparados aos encontrados por KER (1988) em Latossolo Bruno e MELO (1998) em Latossolo Vermelho, ambos derivados de eruptivas básicas. Os maiores teores de alumínio nos dois latossolos localizaram-se nos horizontes B1, sendo atribuído provavelmente, ao maior nível de substituição isomórfica de Fe por Al na estrutura dos óxidos de ferro (CURI e FRANZMEIER, 1984).

QUADRO 4 – TEORES DE ÓXIDOS DE FERRO E ALUMÍNIO LIVRES EXTRAÍDOS PELO DITIONITO-CITRATO-BICARBONATO DA FRAÇÃO ARGILA DE AMOSTRAS DOS SOLOS

AMOSTRA	PERFIL/ CLASSE	HORIZ.	Aldg kg ⁻¹	Fed	Total ⁽¹⁾	RELAÇÃO AO TOTAL ⁽²⁾		Feo/Fed ⁽³⁾
						Al ₂ O ₃%.....	Fe ₂ O ₃	
1	P1 LBw	B1	61,0	177,3	238,3	25,6	74,4	0,009
2	P1 LBw	B2	34,0	125,5	159,5	21,3	78,7	0,008
3	P2 LBw	B1	55,0	187,0	242,0	22,7	77,3	0,009
4	P2 LBw	B2	28,0	133,0	161,0	17,4	82,6	0,007
5	P3 LBw	B1	64,0	180,0	244,0	26,2	73,8	0,007
6	P3 LBw	B2	34,0	154,0	188,0	18,1	81,9	0,008
7	P4 LBw	B1	52,2	125,0	177,2	29,5	70,5	0,017
8	P4 LBw	B2	35,0	98,6	133,6	26,2	73,8	0,019
9	P5 LVdf	B1	50,0	280,0	330,0	15,1	84,8	0,008
10	P5 LVdf	B2	29,7	224,0	253,7	11,7	88,3	0,008
11	P6 LVdf	B1	42,0	193,0	235,0	17,9	82,1	0,009
12	P6 LVdf	B2	26,4	254,0	280,4	9,4	90,6	0,005
13	P7 LVdf	B1	42,0	227,0	269,0	15,6	84,4	0,011
14	P7 LVdf	B2	42,0	265,0	307,0	13,7	86,3	0,009
15	P8 LVdf	B1	50,0	256,0	306,0	16,3	83,7	0,010
16	P8 LVdf	B2	47,0	236,0	283,0	16,6	83,4	0,008

NOTAS: (1)Total = soma dos óxidos (Al₂O₃ + Fe₂O₃);

(2)Participação de Al₂O₃, Fe₂O₃ e SiO₂ em relação ao total (soma dos óxidos);

(3)Relação entre Fe₂O₃ OA /Fe₂O₃ DCB.

Os valores da relação Feo/Fed foram baixos (menores ou iguais a 0,019) (Quadro 4) devido ao predomínio de formas mais cristalinas. Valores semelhantes para essa relação foram encontrados por outros autores (KER, 1988; FONTES; WEED, 1991; SANTOS, 1993; MELO, 1994; MELO et al., 2001b). Para o LVdf o valor da relação Feo/Fed foi maior no horizonte B1, devido, provavelmente, ao efeito do carbono orgânico na restrição da cristalinidade dos óxidos de ferro (PALMIERI, 1986; MELO, 1994), mesmo não existindo correlação entre Feo/Fed e teor de carbono orgânico dos horizontes. No LBw os maiores valores para a relação Feo/Fed apresentaram-se nas amostras 7 e 8 (Quadro 4). No perfil 4, verificou-se maior teor de carbono orgânico e adensamento dos horizontes (Quadro 1) ou seja, menor aeração, a qual favorece as formas amorfas (MELO, 1994). Outro fator que provavelmente dificultou a cristalização dos óxidos de Fe no horizonte B1 e B2 do perfil 4 foi maior teor de Si (Quadro 2).

4.5 COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DA FRAÇÃO ARGILA

A fração argila dos latossolos foi composta principalmente por Ct, Gb, Hm e Gt (Quadro 5). As variações nos teores destes minerais são atribuídas as diferenças na composição química e mineralógica dos materiais de origem, clima das áreas de amostragem, condições de drenagem e remoção de silício do solo.

A soma dos minerais ficou relativamente próxima a 1000 g kg^{-1} . De acordo com os difratogramas de raios-X da fração argila, identificaram-se outros minerais; quartzo (amostras 1 a 16), maghemita (amostras 9 a 16), clorita (amostra 9), vermiculita com hidroxí entre camadas VHE (amostras 1, 2, 3, 4, 8, 10, 11, 14 e 15) e interestratificado VHE/clorita (amostras 5, 6, 7, 12 e 13). Os argilominerais 2:1 com Al interlamelar também foram encontrados em Latossolos Brunos do Sul do Brasil por outros autores (PALMIERI, 1986; LIMA, 1979; KER, 1988). ANTONELLO et al. (1984) atribuem a origem da VHE para alguns latossolos do Paraná a intemperização dos feldspatos.

Segundo SCHNEIDER (1970), os plagioclásios, principal constituinte das rochas eruptivas básicas são os principais precursores da Ct. Os maiores teores de Ct encontram-se no LBw, com teores variando de $373,3$ a $574,3 \text{ g kg}^{-1}$ (Quadro 5). Essa diferença foi atribuída aos maiores teores de Si no material de origem do LBw e ao menor grau de intemperismo dos solos. Verificou-se um acréscimo nos teores de Ct com a profundidade do solo, provavelmente devido a maior concentração de silício no horizonte B2. A remoção de Si dos horizontes superiores pela ação da drenagem pode ter concentrado o elemento no horizonte B2, principalmente onde ocorreu camadas adensadas e maior proximidade do lençol freático. Aparentemente também verificou-se um fluxo lateral de Si no LBw, com maior enriquecimento da Ct nos perfis inferiores da toposseqüência (amostras 7 e 8 – Quadro 5). O maior teor de silício na solução do solo facilita a recombinação do elemento com o Al para formar a caulinita (HSU, 1989). Comportamento semelhante foi verificado por CURI e FRANZMEIER (1984) trabalhando com uma toposseqüência de Latossolo Vermelho originado de basalto no Planalto Central do Brasil. No LVdf, os teores de Ct nas amostras ao longo da

topossequência apresentam-se semelhantes, provavelmente, devido a melhor condição de drenagem desta classe de solo em todas as posições da paisagem.

Por outro lado, Os teores de Gb nos latossolos variaram de 140,4 a 343,7 g kg⁻¹, com maiores valores no LVdf (Quadro 5). A formação da Gb é rápida quando ocorre a separação do silício ligado ao alumínio e/ou remoção do silício pela ação da água (HSU, 1989).

QUADRO 5 – COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA DA FRAÇÃO ARGILA DE AMOSTRAS DOS SOLOS

AMOST.	PERFIL/ CLASSE	HORIZ.	Ct ⁽¹⁾	Gb ⁽¹⁾	Hm ⁽²⁾	Gt ⁽²⁾	OA ⁽³⁾	TOTAL
			g kg ⁻¹					
1	P1 LBw	B1	379,5	316,7	94,7	142,1	6,1	939,1
2	P1 LBw	B2	464,4	300,7	116,4	80,9	4,7	967,1
3	P2 LBw	B1	385,5	305,7	39,8	181,2	6,8	919,0
4	P2 LBw	B2	521,8	258,1	85,6	104,6	4,9	966,0
5	P3 LBw	B1	373,3	314,9	113,9	101,0	5,3	908,4
6	P3 LBw	B2	462,1	325,9	124,1	61,1	5,4	978,6
7	P4 LBw	B1	438,1	271,8	56,1	151,6	7,0	924,6
8	P4 LBw	B2	574,3	140,4	29,9	127,3	7,0	878,9
9	P5 LVdf	B1	294,2	322,2	309,1	*	6,4	931,9
10	P5 LVdf	B2	365,0	340,7	267,7	*	5,3	978,7
11	P6 LVdf	B1	312,6	322,0	283,8	*	5,9	924,3
12	P6 LVdf	B2	372,5	325,3	261,3	*	4,8	963,9
13	P7 LVdf	B1	350,5	300,9	264,9	32,7	7,2	949,0
14	P7 LVdf	B2	334,7	323,3	240,2	60,0	6,7	964,9
15	P8 LVdf	B1	343,6	274,7	303,8	9,4	7,0	938,5
16	P8 LVdf	B2	373,9	313,8	219,6	45,0	6,3	958,6

NOTAS: (1) Ct (Caulinita), Gb (Gibbsita), teores determinados com base na perda de massa de amostra de argila por meio de análise termo gravimétrica diferencial (JACKSON, 1979);

(2) Hm (Hematita), Gt (Goethita) a quantificação da hematita e goethita foram feitas com base no teor de Fe₂O₃ ditionito-citrato-bicarbonato e características obtidas por DRX (NETTO, 1996)

(3) Total de Fe e Al extraído pelo oxalato ácido de amônio (OAA);

*Mineral ausente.

O principal fator para determinar o predomínio da Hm na fração argila é o alto teor de minerais ferromagnesianos no material de origem (ALMEIDA, 1979), o que justifica o maior teor do mineral no LVdf (amostra 9 a 16). Já no LBw, de maneira geral, verificou-se predomínio de Gt, principalmente no horizonte B1, favorecido pelo maior teor de carbono orgânico (Quadro 1) e menor temperatura média anual (IAPAR, 2000). O maior teor de Gt dos horizontes B2 deste solo foi observado na amostra 8 (Quadro 5), localizada na parte mais baixa da topossequência, onde o teor de umidade foi maior, provocando a remoção parcial do ferro (menor Fe₂O₃-DCB – Quadro 4). Estas

condições são mais favoráveis à formação da Gt (SCHWERTMANN, 1988). Já os óxidos amorfos extraídos pelo OAA apresentam baixos teores devido ao alto grau de intemperismo dos solos, representado pelo predomínio dos minerais secundários.

4.6 ESTUDO DAS CARACTERÍSTICAS CRISTALOGRÁFICAS DE MINERAIS POR DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X (DRX).

4.6.1 Hematita (Hm) e Goethita (Gt)

Com relação às características dos óxidos de ferro obtidas a partir dos difratogramas de raios-X, verificou-se o predomínio absoluto da Hm em todas as amostras do LVdf e com valores elevados para algumas amostras do LBw (Quadro 6). O efeito do material de origem na relação $Gt/(Gt+Hm)$ da fração argila foi reportado em vários trabalhos (PALMIERI, 1986; MELO et al., 2001b), onde os autores obtiveram baixos valores para relação $Gt/(Gt+Hm)$ em solos desenvolvidos de rochas básicas. No presente estudo, as correlações entre Fe_2O_3 -total e Fe_2O_3 -DCB com a relação $Gt/(Gt+Hm)$ foram negativas e significativas ao nível de 0,05 de probabilidade ($r=-0,89^{**}$, $r=-0,78^{**}$ respectivamente). Desta forma, o principal fator para a formação preferencial de hematita no LVdf foi o maior teor de Fe na solução do solo em decorrência do intemperismo dos minerais principalmente ferromagnesianos presente em alta concentração no material de origem.

O efeito do carbono orgânico no favorecimento da formação da goethita (SCHWERTMANN e TAYLOR, 1989) ficou bastante expressivo nos perfis 1, 2 e 3 do LBw (Quadro 1 e 6). Por outro lado, quando considerou-se todos os horizontes e perfis dos solos, não houve correlação entre teor de carbono orgânico e relação $Gt/(Gt+Hm)$.

A distância interplanar (d) dos óxidos de ferro, em várias direções, foi corrigida utilizando o NaCl como padrão interno (Quadro 6). A maior dificuldade para medir a posição exata dos picos foi para a Gt (130) e para a Hm (104), dada à proximidade dessas reflexões. O diâmetro médio do cristalito (DMC), de um mesmo mineral, fornece informações sobre o hábito de crescimento dos cristais (NETTO, 1996). No presente

trabalho a Gt das amostras 13,14,15 e 16 do LVdf, e 6 do LBw, apresentaram maiores valores de DMC na direção (111) que na direção (110), o que pode estar evidenciando formato acicular do mineral conforme observações de AMARASIRIWARDENA et al., (1988). Por sua vez, as amostras 3, 4, 5 e 7 (Quadro 6) do LBw comportaram-se opostamente, ou seja, o DMC (111) foi menor que o DMC (110). Resultados semelhantes foram obtidos por FONTES e WEED (1991) e NETTO (1996). Já a Gt das amostras 1, 2, 5 e 8 do LBw demonstrou proximidade de valores entre o DMC (111) e DMC (110), indicando formato isodimensional, bastante comum para o mineral presente em solos dos trópicos úmidos (SCHWERTMANN; KAMPF, 1985). Já a Hm apresentou valores de DMC na direção (110) maior que o DMC (104), sugerindo a forma de placa, normalmente encontrada nas hematitas sintéticas (SCHWERTMANN et al., 1979) e Hm de solo (FONTES; WEED 1991). Na maioria das amostras a Hm apresentou maior tamanho que a Gt, principalmente na direção (110) concordando com os resultados obtidos por outros autores (CURI; FRANZMEIER, 1984; MELO et al., 2001b).

Os valores de substituição isomórfica (SI) de Fe por Al na estrutura da Gt, variaram de 140 a 310 mmol mol⁻¹, com média de 225 mmol mol⁻¹, enquanto para a Hm os valores ficaram entre 27 a 150 mmol mol⁻¹, com média de 88 mmol mol⁻¹ (Quadro 6). Embora este fenômeno tenha maior importância na Gt, não observou correlação significativa entre teor de alumínio extraído pelo DCB e SI no mineral.

A presença do Al na estrutura da Gt normalmente diminui o tamanho e o grau de cristalinidade do mineral, que podem ser indicados pelos valores de DMC e LMH (KAMPF; SCHWERTMANN, 1995). Menores valores de LMH (111) estão associados à Gt de maior grau de cristalinidade, com menor presença de Al na estrutura (FITZPATRICK; SCHWERTMANN, 1982). Contudo, não houve correlação entre DMC (111) e LMH (111) com SI da Gt ($r = -0,27$ e $0,20$ respectivamente). O maior grau de cristalinidade da Gt (menor LMH) foi observado no LVdf (amostras 13 a 16) (Quadro 6), possivelmente influenciado pelo maior teor de ferro total nestes horizontes (r entre Fe total e LMH (111) para as amostras 13 a 16 = $-0,72^{**}$).

De maneira geral, não houve variação consistente nos valores dos atributos cristalográficos (d, DMC, LMH e SI) da Hm e Gt em função da profundidade do solo e posição do perfil na toposseqüência.

QUADRO 6 – DISTÂNCIA INTERPLANAR CORRIGIDA (d), DIÂMETRO MÉDIO DO CRISTALITO (DMC), SUBSTITUIÇÃO ISOMÓRFICA DE Fe POR AI (SI) PARA A GOETHITA (GT) E HEMATITA (HM) E RELAÇÃO GT/ (GT+HM) PARA A FRAÇÃO ARGILA DOS SOLOS

AMOST.	CLAS./ PERFIL	HOR.	d-corrigido ⁽¹⁾					Gt/(Gt+ Hm) ⁽²⁾	DMC ⁽²⁾					LMH ⁽³⁾	SI	
			Gt	Gt	Gt	Hm	Hm		Gt	Gt	Gt	Hm	Hm	Gt	Gt	Hm
			(110)	(111)	(130)	(104)	(110)		(110)	(111)	(130)	(104)	(110)	(111)	Gt	Hm
		Å.....					nm.....						mmolmol ⁻¹	
1	P1 LBw	B1	4,16	2,42	2,66	2,69	2,50	0,60	13,96	12,33	23,65	17,24	17,91	0,79	310	138
2	P1 LBw	B2	1,16	2,42	2,66	2,69	2,51	0,41	15,31	17,77	23,28	17,93	23,57	0,60	254	113
3	P2 LBw	B1	4,10	2,41	nd	2,68	2,51	0,82	15,14	8,55	nd	19,8	23,17	1,1	197	39
4	P2 LBw	B2	4,17	2,42	nd	2,68	2,51	0,55	19,85	15,9	nd	28,91	39,93	0,7	260	100
5	P3 LBw	B1	4,17	2,43	2,65	2,69	2,50	0,47	13,61	10,3	63,25	14,50	14,32	0,9	197	150
6	P3 LBw	B2	4,17	2,45	2,67	2,69	2,51	0,33	14,33	30,46	26,74	12,26	14,89	0,45	140	76
7	P4 LBw	B1	4,16	2,49	2,69	2,70	2,50	0,73	17,54	11,28	18,94	22,49	29,14	0,85	240	150
8	P4 LBw	B2	4,16	2,43	2,67	2,69	2,51	0,81	9,08	10,42	34,58	24,97	24,98	0,90	254	27
9	P5 LVdf	B1	*	*	*	2,69	2,51	0,00	*	*	*	16,38	19,84	*	*	138
10	P5 LVdf	B2	*	*	*	2,69	2,50	0,00	*	*	*	20,88	23,57	*	*	150
11	P6 LVdf	B1	*	*	*	2,69	2,51	0,00	*	*	*	18,49	23,27	*	*	101
12	P6 LVdf	B2	*	*	*	2,68	2,51	0,00	*	*	*	17,35	22,58	*	*	113
13	P7 LVdf	B1	4,16	2,41	nd	2,69	2,50	0,11	17,11	30,4	nd	23,33	24,54	0,43	310	138
14	P7 LVdf	B2	4,14	2,43	nd	2,69	2,51	0,22	17,07	23,35	nd	17,55	26,74	0,50	140	88
15	P8 LVdf	B1	4,15	2,43	nd	2,68	2,50	0,03	16,92	66,26	nd	14,13	24,72	0,30	197	125
16	P8 LVdf	B2	4,17	2,44	nd	2,69	2,50	0,17	16,71	44,9	nd	17,37	26,97	0,35	197	113

NOTAS: (1) Distância interplanar corrigida usando NaCl como padrão interno;

(2) Relação Gt (Gt + Hm), DMC e SI calculados com base nos difratogramas de raios-X, segundo metodologias apresentadas no item 3.5;

(3) Largura a meia altura do cristal corrigidas usando NaCl;

* = mineral ausente;

nd = não determinado devido a baixa intensidade de reflexão.

4.6.2 Caulinita (Ct) e Gibbsita (Gb)

As distorções do aparelho de DRX sobre as características cristalográficas da Ct e Gb, foram corrigidas com o uso de NaCl como padrão interno. Os valores de $d(001)$ para a Ct variaram de 7,14 a 7,29 Å (Quadro 7) com média de 7,21Å, sendo semelhantes entre os dois Latossolos. Normalmente as variações nos valores de $d(001)$ são promovidas pela entrada de ferro e outros elementos na estrutura e, principalmente estão relacionados com o tamanho da Ct, onde partículas pequenas tendem a apresentar maiores valores de $d(001)$ (KOPPI; SKJEMSTAD, 1981). Contudo, neste trabalho o coeficiente de correlação entre $d(001)$ e DMC (001) foi baixo e não-significativo ($r = 0,29$). TETTENHORST e CORBATÓ (1986) também não observaram associação entre tamanho de partícula e valor de $d(001)$.

Os valores de DMC (001) da Ct variaram de 12,1 a 19,8 nm (Quadro 7), sendo semelhantes aos valores dos óxidos de ferro (Quadro 6), evidenciando espessura semelhante entre estes minerais, comportamento também observado por NETTO (1996). Os valores de DMC (001) da Ct ficaram próximos aos obtidos por MELO et al. (2001a) em Latossolo Vermelho, originado de basalto em região de clima tropical úmido. O DMC (001) e número médio de camadas (NMC) da Ct apresentaram comportamento semelhante nos dois latossolos (Quadro 7) uma vez que, a maior diferença entre os latossolos é o teor total de ferro o qual não está interferindo no tamanho da Ct (r entre Fe total e DMC (001) = 0,11). Os resultados apresentados por MELO et al. (2001a) demonstraram que o crescimento da Ct é favorecido pela menor interferência de partículas orgânicas. No presente estudo, não houve correlação entre teor de carbono orgânico e valores de DMC ($r = 0,12$).

O índice de cristalinidade de Hughes e Brown (ICHB) (HUGHES e BROWN, 1979) da Ct dos dois latossolos apresentou valores entre 5,7 a 9,9. Esses valores de ICHB são baixos em relação a Ct de clima temperado e Ct padrão (SINGH; GILKES, 1992). MELO et al.(2001a) obtiveram valores para o ICHB da Ct de latossolos no Brasil originário de basalto entre 11,4 a 12,2. A baixa cristalinidade da Ct é típica para minerais com alto grau de desordem estrutural (HUGHES e BROWN, 1979),

provocados por defeitos no empilhamento das camadas do mineral (crescimento na direção c) e interstratificação com outros minerais (PLANÇON; ZACARIE, 1990). A redução na cristalinidade e no aumento da área superficial da Ct, também, podem ser decorrentes da presença de ferro na estrutura do mineral (MESTDAGH et al., 1980). Entre os perfis estudados, os menores índices de cristalinidade foram verificados nas amostras 9 a 16 (Quadro 7), pertencentes ao LVdf, os quais apresentaram maiores teores de ferro total (Quadro 2). O tamanho das partículas de Ct (DMC) não apresentou correlação com ICHB, embora quanto maior o grau de cristalinidade, maior a temperatura necessária para desidroxilação do mineral (r entre ICHB e TD = 0,79**). Desta forma, observa-se que as amostras pertencentes ao LVdf apresentaram as menores temperaturas de desidroxilação (TD) (Quadro 7).

QUADRO 7 – CARACTERÍSTICAS DA CAULINITA COM BASE NOS DIFRATOGRAMAS DE RAIOS-X DE AMOSTRAS DA FRAÇÃO ARGILA DESFERRIFICADAS E TEMPERATURA DE DESIDROXILAÇÃO

AMOSTRA	PERFIL/ CLASSE	HORIZ.	d(001) ⁽¹⁾Å.....	d(002) ⁽¹⁾	LMH (001) ⁽¹⁾ °2θ	DMC (001) ⁽²⁾ nm	NMC (001) ⁽³⁾	ICHB ⁽⁴⁾	TDARG. ⁽⁵⁾ °C
1	P1 LBw	B1	7,25	3,57	0,70	14,2	19,5	9,0	500
2	P1 LBw	B2	7,24	3,56	0,55	19,8	27,4	9,1	507
3	P2 LBw	B1	7,19	3,57	0,85	12,1	16,8	9,9	495
4	P2 LBw	B2	7,21	3,57	0,64	15,8	21,9	9,9	511
5	P3 LBw	B1	7,21	3,52	0,60	16,9	23,5	8,3	500
6	P3 LBw	B2	7,14	3,58	0,70	14,2	19,8	8,5	500
7	P4 LBw	B1	7,24	3,57	0,70	13,7	18,9	8,8	499
8	P4 LBw	B2	7,28	3,58	0,70	13,9	19,1	8,2	506
9	P5 LVdf	B1	7,27	3,53	0,70	13,7	18,8	6,5	500
10	P5 LVdf	B2	7,16	3,56	0,65	15,1	21,1	6,9	490
11	P6 LVdf	B1	7,24	3,56	0,60	19,2	26,5	7,1	500
12	P6 LVdf	B2	7,24	3,56	0,65	16,1	22,2	7,2	499
13	P7 LVdf	B1	7,23	3,57	0,75	12,8	17,7	7,2	495
14	P7 LVdf	B2	7,29	3,56	0,60	14,6	20,0	5,7	490
15	P8 LVdf	B1	7,28	3,55	0,56	19,8	27,1	7,7	500
16	P8 LVdf	B2	7,16	3,53	0,795	12,5	17,4	7,4	504

NOTAS: (1)d (001), d (002) e LMH (001) = distância interplanar e largura à meia altura corrigidas pelo NaCl como padrão interno;

(2)DMC (001) = diâmetro médio do cristalito;

(3)NMC = número médio de camadas [DMC(001)/d(001)],

(4)ICHB = índice de cristalinidade de Hughes e Brown (HUGHES e BROWN, 1979);

(5)TDarg. = temperatura de desidroxilação da caulinita da fração argila.

Os valores de DMC (002) da Gb oscilaram de 51,8 a 115,3 nm, com valor médio de 83,6 nm (Quadro 8), indicando maior tamanho do mineral em relação aos óxidos de ferro (Quadro 6). Outros autores, utilizando a mesma técnica de determinação do DMC, encontraram resultados semelhantes (NETTO, 1996; MELO et al., 2001a). As amostras 7 e 8 (LBw) apresentaram os menores valores de DMC para a Gb (Quadro 8), maior teor de Si total (Quadro 2) e características morfológicas indicando menor grau de intemperismo do solo (Apêndice 4).

QUADRO 8 – CARACTERÍSTICA DA GIBBSITA COM BASE NOS DIFRATOGRAMAS DE RAIOS-X DE AMOSTRAS DA FRAÇÃO ARGILA DESFERRIFICADAS E TEMPERATURA DE DESIDROXILAÇÃO

AMOS.	PERFIL/ CLASSE	HORIZ.	D(001) ⁽¹⁾	d(002) ⁽¹⁾	LMH (002) ⁽¹⁾	LMH (110) ⁽¹⁾	DMC (002) ⁽²⁾	DMC (110) ⁽²⁾	Rel. ⁽³⁾ DMC 110/ 002	Tdarg. C ⁽⁴⁾
		Å.....	°2θ.....	nm.....			
1	P1 LBw	B1	4,85	4,36	0,335	0,778	58,7	12,4	0,20	272
2	P1 LBw	B2	4,83	4,38	0,283	0,535	92,9	20,9	0,22	280
3	P2 LBw	B1	4,86	4,36	0,394	0,740	65,2	15,1	0,23	272
4	P2 LBw	B2	4,84	4,38	0,288	0,599	86,9	17,6	0,20	281
5	P3 LBw	B1	4,85	4,38	0,320	0,698	56,2	13,9	0,24	272
6	P3 LBw	B2	4,85	4,37	0,297	0,592	88,0	18,3	0,20	283
7	P4 LBw	B1	4,84	4,37	0,320	0,850	56,2	10,8	0,19	267
8	P4 LBw	B2	4,84	4,38	0,340	1,180	51,8	7,3	0,14	268
9	P5 LVdf	B1	4,85	4,36	0,299	0,600	68,2	17,1	0,25	280
10	P5 LVdf	B2	4,85	4,37	0,323	0,580	54,8	18,0	0,33	280
11	P6 LVdf	B1	4,84	4,36	0,319	0,548	98,5	22,7	0,23	273
12	P6 LVdf	B2	4,84	4,37	0,289	0,503	115,3	24,8	0,21	286
13	P7 LVdf	B1	4,84	4,37	0,296	0,698	83,6	14,3	0,17	273
14	P7 LVdf	B2	4,85	4,36	0,320	0,499	59,7	23,2	0,38	274
15	P8 LVdf	B1	4,85	4,38	0,298	0,558	86,9	20,1	0,23	277
16	P8 LVdf	B2	4,85	4,38	0,310	0,545	57,1	19,3	0,33	273

NOTAS: (1)d(001), d(002), LMH (002), LMH(110) = distância interplanar e largura à meia altura corrigidas usando NaCl como padrão interno;

(2)DMC = diâmetro médio do cristalito;

(3)Relação DMC 110/ 002;

(4)Temperatura de desidroxilação medida no pico endotérmico da gibbsita (ATD) em amostras das frações argila.

O DMC (110) da Gb apresentou correlação negativa com teor de Si extraído e relações $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ e $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3$ ($r=-0,63^{**}$, $r=-0,66^{**}$ e $r=-0,71^{**}$ respectivamente). Dessa forma, solos com menor grau de intemperismo apresentaram maiores cristais de Gb. Com relação à forma das partículas da Gb, MESQUITA FILHO e TORRENT (1993), encontraram formato subarredondado com diâmetro de

aproximadamente 75 nm em Gb de solos do Cerrado brasileiro. NETTO (1996) dividiu o diâmetro (DMC 110) pela altura (DMC 002) e obteve valor aproximado de 0,7, sugerindo o formato prismático para o mineral. No entanto MELO et al. (2001a) utilizando técnicas de difração de raios-X e microscopia eletrônica, encontraram formato de pequenas placas retangulares para Gb de diferentes classes de solo do Brasil. A relação DMC (110)/ DMC (002) (Quadro 8), mostra valores iguais ou próximos a 0,2, o que leva a crer também o formato de placas para Gb. De forma similar ao observado para a Ct, as partículas maiores da Gb necessitaram de maior temperatura para serem desidroxiladas (r entre DMC e TD = 0,70**). MELO et al. (2001b) observaram relação entre os valores de TD e teores de Gb, a qual não foi observada neste trabalho. A temperatura de desidroxilação da Gb variou de 272 a 286°C.

4.7 PROPRIEDADES FÍSICAS DOS SOLOS

Verificou-se maior percentagem de macroporos no horizonte B1 dos latossolos (Quadro 9) concordando com os dados da descrição morfológica (estrutura, resistência à penetração com a faca e consistência dos solos) (Quadro 1). A variação na percentagem de macroporos foi mais acentuada ao longo da toposseqüência do LBw, com redução do topo para a base. Neste ponto da toposseqüência o solo apresentou-se mais adensado (Quadro 1), aumentando o volume de microporos (Quadro 9). No LVdf o volume de microporos foi menor que no LBw, conferindo ao LVdf maior drenagem e menor capacidade de retenção de água. Os valores da porosidade total (Pt) apresentaram-se semelhantes nas partes mais altas das toposseqüência para ambos os solos (Quadro 9). À medida que desce em direção a base no LBw, o volume total de poros diminuiu, e no LVdf os valores do topo mantiveram-se semelhantes aos da base. Desta forma, pode-se concluir que a porosidade total foi definida pelo volume de macroporos nos horizontes dos solos. Os diferentes valores da porosidade não só influenciam na capacidade de drenagem como também na densidade do solo (Ds).

QUADRO 9 – CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DOS SOLOS

AMOST.	PERFIL/ CLASSE	HORIZ	MACRO. ⁽¹⁾	MICRO. ⁽²⁾	Pt ⁽³⁾	Dr ⁽⁴⁾	Ds ⁽⁵⁾	ARGILA DISP. ÁGUA ⁽⁶⁾	GRAU DE FLOC. ⁽⁷⁾
		%		gcm ⁻³			
1	P1 LBw	B1	30	41	71	2,70	0,77	2	93
2	P1 LBw	B2	23	47	70	2,85	0,85	3	89
3	P2 LBw	B1	24	44	68	2,56	0,83	1	96
4	P2 LBw	B2	09	53	62	2,77	1,05	0	100
5	P3 LBw	B1	25	45	70	2,70	0,80	2	94
6	P3 LBw	B2	17	49	66	2,63	0,88	0	100
7	P4 LBw	B1	15	49	64	2,63	0,95	0	100
8	P4 LBw	B2	02	52	54	2,77	1,27	0	100
9	P5 LVdf	B1	30	41	71	2,81	0,81	0	100
10	P5 LVdf	B2	25	45	70	2,94	0,89	0	100
11	P6 LVdf	B1	24	43	67	2,89	0,96	0	100
12	P6 LVdf	B2	25	44	69	3,07	0,94	0	100
13	P7 LVdf	B1	31	41	72	2,98	0,84	0	99
14	P7 LVdf	B2	28	41	69	3,03	0,94	0	100
15	P8 LVdf	B1	29	41	70	2,98	0,86	0	100
16	P8 LVdf	B2	29	41	70	2,94	0,87	0	100

NOTAS: (1) Macroporosidade
 (2) Microporosidade
 (3) Porosidade Total (Pt)
 (4) Densidade Real
 (5) Densidade do Solo
 (6) Argila dispersa em Água
 (7) Grau de Floculação

Os valores encontrados para Ds nas amostras do LBw, variaram de 0,88 a 1,41 gcm⁻³, sendo semelhantes aos valores encontrados por KER (1988) para a mesma classe de solo. Para o LVdf os valores da Ds variaram de 0,81 a 0,96 gcm⁻³. No LBw as amostras coletadas nas partes mais baixas da toposseqüência, onde o volume de macroporos foi menor, verificou-se maiores valores de Ds, ou seja, os dados de microporosidade e porosidade total (Quadro 9), principalmente do LBw, acompanharam de maneira inversa a variação da Ds. Considerando apenas os autos valores de macroporosidade (Quadro 9), esperava-se que os valores de Ds para o LVdf fossem menores. Este comportamento pode ser explicado pela maior presença de óxidos de ferro (Hm) e minerais ferrimagnéticos (maghemita/magnetita) nas frações deste solo. Como resultado, os valores de densidade real (Dr) para o LVdf foram maiores (2,81 a 3,07g cm⁻³). Já para o LBw, com maiores teores de minerais silicatados e menores

teores de ferro, os valores de D_r variaram de 2,56 a 2,85 g cm^{-3} . a correlação entre o teor total de ferro e a D_r do solo foi significativa ($r=0,78^{**}$).

O grau de floculação das argilas foi elevado para todos os horizontes (Quadro 9), apresentando condições de alta estabilidade dos agregados. A baixa quantidade de carbono orgânico nas amostras analisadas contribuiu para o alto grau de floculação.

A estabilidade dos agregados nos latossolos (LBw e LVdf) avaliada pelo peneiramento úmido, foi representada pelos valores de diâmetro médio geométrico (DMG) (Quadro 10), de acordo com DIAS JUNIOR (1996). Através dos valores do DMG, verificou-se variação no tamanho dos agregados nos latossolos, com valores oscilando entre 3,34 a 4,12 mm no LBw e entre 2,86 a 3,80 mm no LVdf. Os maiores valores de DMG foram encontrados nos horizontes mais profundos (Quadro 10), contribuindo para a redução no volume de macroporos e porosidade total do horizonte B2, principalmente para o LBw.

QUADRO 10 – ESTABILIDADE DE AGREGADOS EM ÁGUA E DIÂMETRO MÉDIO GEOMÉTRICO (DMG) DAS AMOSTRAS DOS SOLOS

AMOSTRA	PERFIL/ CLASSE	HORIZ.	TAMANHO DOS AGREGADOS						DMG
			4 a 2	2 a 1	1 a 0,5	0,5 a 0,25	0,25 a 0,105	< 0,105	
.....mm.....									
1	P1 LBw	B1	86,52	4,82	1,12	0,94	0,61	5,99	3,36
2	P1 LBw	B2	90,92	3,58	0,42	0,26	0,26	4,56	3,80
3	P2 LBw	B1	85,76	5,36	1,25	1,21	0,89	5,53	3,34
4	P2 LBw	B2	90,12	3,94	0,61	0,37	0,29	4,67	3,73
5	P3 LBw	B1	87,49	3,82	0,89	0,89	0,68	6,23	3,37
6	P3 LBw	B2	91,94	3,80	0,52	0,37	0,52	2,85	4,12
7	P4 LBw	B1	89,20	4,32	0,52	0,44	0,26	5,26	3,62
8	P4 LBw	B2	91,72	3,08	0,42	0,24	0,22	4,32	3,87
9	P5 LVdf	B1	83,56	6,42	1,44	1,48	1,36	5,74	3,18
10	P5 LVdf	B2	90,21	4,22	0,60	0,52	0,48	3,97	3,80
11	P6 LVdf	B1	85,48	5,88	2,76	1,34	1,28	3,26	3,52
12	P6 LVdf	B2	88,56	5,48	0,74	0,56	0,42	4,24	3,69
13	P7 LVdf	B1	82,21	7,62	1,66	1,37	1,18	5,96	3,12
14	P7 LVdf	B2	84,01	6,70	1,53	1,20	1,00	5,56	3,26
15	P8 LVdf	B1	76,97	10,93	2,65	2,08	1,21	6,16	2,86
16	P8 LVdf	B2	82,69	6,45	1,68	1,50	1,20	6,48	3,08

4.8 INFLUÊNCIA DA MINERALOGIA DA FRAÇÃO ARGILA NAS PROPRIEDADES FÍSICAS DOS LATOSSOLOS.

Trabalhos realizados por RESENDE (1985); FERREIRA et al. (1999); GIAROLA et al. (2002) e PEDROTTI et al. (2003), entre outros, têm mostrado a estreita relação entre composição mineralógica da fração argila e características físicas dos latossolos, principalmente na sua estruturação.

Neste estudo, verificou-se que os valores de coeficiente de correlação entre as características físicas com o teor de argila dos perfis do LBw foram altos e significativos (Quadro 11). Horizontes mais argilosos apresentaram maior percentagem de macroporos e porosidade total. Este resultado, pode ser atribuído ao maior teor de óxidos nesta fração nos horizontes mais argilosos do LBw. GIAROLA et al. (2002), trabalhando com diferentes classes de solos e teores distintos de argila, observaram correlação negativa entre Ds e teor desta fração.

Para este estudo, verificou-se também que a melhoria das condições de drenagem (aumento da macroporosidade, Pt e redução da Ds) no LBw foi consistentemente acompanhada pelo aumento nos teores de óxidos de Fe total e óxidos de Fe-DCB (Quadro 11). Como resultado, observou-se redução na microporosidade (r entre Fe_2O_3 - total e Fe_2O_3 - DCB e microporosidade = $-0,76^*$ e $-0,80^*$, respectivamente). O aumento nos teores de Hm e Gt favorecem a formação de estruturas menores e com formato mais esférico (CHAGAS et al., 1997; SILVA et al., 1998), propiciando incremento da macroporosidade e Pt do solo. Na descrição morfológica dos solos verificou-se variação no tamanho, tipo e grau de desenvolvimento das estruturas (Quadro 1). Devido à ausência de correlação entre os teores de Hm e Gt na porosidade do LBw (Quadro 11), conclui-se que a atuação dos óxidos de Fe nas propriedades físicas do solo foi de forma conjunta, impossibilitando a separação dos efeitos destes constituintes.

Adicionalmente ao efeito dos óxidos de Fe, a gibbsita também influenciou positivamente a estruturação do LBw (r entre teores de Gb e macroporosidade Pt e Ds = $0,85^{**}$, $0,93^{**}$ e $-0,96^{**}$, respectivamente – Quadro 11). Segundo RESENDE (1985),

RESENDE et al. (1992) e RESENDE et al. (1997) a Hm, Gt e Gb apresentam efeito desorganizador dos minerais filossilicatados, notadamente a Ct, evitando o ajuste face a face, e favorecendo a formação de estruturas mais esferoidais, os quais apresenta maior porosidade. Neste sentido, ainda em relação ao LBw, ficou claro o efeito negativo da Ct na estrutura do solo, em que o aumento nos teores do mineral e nos teores de SiO₂ total implicou no aumento da microporosidade e Ds e redução na macroporosidade e Pt do solo (Quadro 11). FERREIRA et al. (1999) também obtiveram relação direta entre Ds, desenvolvimento de plasma mais denso do solo (análise micromorfológica) e teores de Ct. Desta forma, a porosidade total e a macroporosidade no LBw diminuíram do topo em direção a base da toposseqüência (Quadro 9), acompanhando a redução no teor de Gb e aumento no teor de Ct (Quadro 5)

Devido a pequena variação nos atributos físicos e nos teores dos minerais na fração argila, de maneira geral, não houve correlação entre os valores de macroporosidade, microporosidade, Pt e Ds com os atributos mineralógicos considerados para o LVdf (Quadro 12). Mesmo com baixos teores na fração argila (valores oxilando entre 18 e 48 g kg⁻¹), os maiores valores dos coeficientes de correlação foram observados para os óxidos de Fe e Al de baixa cristalinidade (OAA), onde a presença destes minerais favoreceram a macroporosidade em detrimento da microporosidade do solo (Quadro 12). PINHEIRO-DICK; SCHWERTMANN (1995); PEDROTTI et al. (2003) também observaram efeito positivo dos minerais de baixa cristalinidade sobre a agregação do solo. Esse fato pode ser atribuído a maior superfície específica dos minerais menos cristalinos.

Com relação ao diâmetro médio geométrico (DMG) dos agregados, os maiores teores de carbono orgânico (CO) implicaram na redução do tamanho médio das estruturas para ambos os solos (Quadros 11 e 12). O menor tamanho dos agregados foi refletido na redução da microporosidade dos solos (r entre CO e microporosidade para o LBw e o LVdf = -0,78* e -0,73*, respectivamente). Com relação à influência dos minerais da fração argila no DMG, observou-se no LBw, a participação apenas da Ct a qual apresentou relação positiva com o DMG (r = 0,73*). Esse resultado é contrário aos encontrados por FERREIRA et al. (1999), onde os autores atribuíram a Ct menor

estabilidade dos agregados de latossolos da Região Sudeste do Brasil. Já no LVdf o Al foi o principal responsável pelo DMG, resultado semelhante aos obtidos por DESHPAND et al. (1968); FERREIRA et al. (1999), onde os teores de Gb e Al extraído com oxalato de amônio apresentaram correlação positiva com DMG (Quadro 12). Neste estudo também foi observado efeito negativo dos óxidos de ferro de baixa cristalinidade (OAA) e mais cristalino (DCB) com DMG (Quadro 11 e 12).

As características cristalográficas dos minerais da fração argila (DMC, LMH, grau de cristalinidade, entre outras), apresentaram efeito reduzido nas propriedades físicas do solo, apresentando baixos valores dos coeficientes de correlação (menor que 0,7). Outro fator que contribuiu para este comportamento foi a reduzida variação nos valores dos parâmetros cristalográficos dos minerais em função da profundidade do solo e posição do perfil na toposseqüência. O único efeito importante foi que o aumento do tamanho do cristal de Hm [DMC(104)] favoreceu a redução da macroporosidade e Pt, resultando no aumento da Ds para o LBw. Para o LVdf estes mesmos efeitos foram verificados para o diâmetro médio do cristal da Gb (110), evidenciando que quanto maior o tamanho do mineral, maior a desorganização das placas cauliníticas resultando em uma estrutura granular, aumentando conseqüentemente a macroporosidade e porosidade total. Os teores dos minerais da fração argila foram mais importantes que suas características cristalográficas na definição da estrutura e porosidade dos solos (Quadros 11 e 12).

QUADRO 11 - COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO SIMPLES (PEARSON) ENTRE A DENSIDADE DO SOLO (Ds), MACRO E MICROPOROSIDADE, POROSIDADE TOTAL (Pt) E DIÂMETRO MÉDIO GEOMÉTRICO DOS AGREGADOS (DMG) COM CARBONO ORGÂNICO, TEOR DE ARGILA E CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS E MINERALÓGICAS DAS AMOSTRAS DO LATOSSOLO BRUNO (LBw)⁽¹⁾

	Ds	Macro	Micro	Pt	DMG
Carbono Orgânico	-0,56	0,69	-0,78*	0,57	-0,90**
Argila	-0,84**	0,72*	-0,47	0,84**	-0,41
Teor Total dos Óxidos					
Fe ₂ O ₃	-0,90**	0,90**	-0,76*	0,92**	-0,56
Al ₂ O ₃	0,24	-0,41	0,60	-0,24	0,45
SiO ₂	0,92**	-0,84**	0,68	-0,88**	0,53
R1	0,40	-0,20	-0,07	-0,37	0,00
R2	0,65	-0,45	0,17	-0,62	0,11
Teor de Óxidos - DCB					
Fe ₂ O ₃	-0,82*	0,81*	-0,80*	0,76*	-0,66
Al ₂ O ₃	-0,60	0,69	-0,81*	0,55	-0,85**
Teor de Óxidos - OAA					
Fe ₂ O ₃	0,35	-0,17	-0,11	-0,35	-0,21
Al ₂ O ₃	0,26	-0,25	0,05	-0,45	-0,27
Caulinita					
Teor do Mineral	0,92**	-0,93**	0,89**	-0,87**	0,73*
DMC(001)	-0,17	0,16	0,07	0,32	0,17
LMH(001)	0,10	0,01	-0,21	-0,15	-0,26
NMC	-0,18	0,17	0,07	0,32	0,18
ICHB	-0,19	0,16	-0,06	0,22	-0,31
Gibbsita					
Teor do Mineral	-0,96**	0,85**	-0,64	0,93**	-0,30
DMC(002)	-0,15	0,02	0,27	0,54	0,55
DMC(110)	-0,50	0,35	-0,04	0,54	0,24
LMH(002)	-0,10	0,18	-0,45	0,02	-0,59
LMH(110)	0,67	-0,51	0,19	-0,70*	0,04
Hematita					
Teor do Mineral	-0,58	0,45	-0,21	0,64	0,21
DMC(110)	0,52	-0,57	0,64	-0,48	0,11
DMC(104)	0,71*	-0,68	0,62	-0,67	0,02
LMH(110)	-0,68	0,66	-0,59	0,60	0,16
LMH(104)	-0,58	0,51	-0,40	0,56	0,16
SI	-0,54	0,50	-0,33	0,57	-0,35
Goethita					
Teor do Mineral	0,10	0,11	-0,34	0,06	-0,69
DMC(110)	-0,29	0,11	0,14	0,30	-0,10
DMC(111)	-0,10	-0,06	0,26	0,09	0,78*
LMH(110)	0,60	-0,43	0,14	-0,60	0,20
LMH(111)	0,10	0,07	-0,29	0,10	-0,75*
SI	0,15	0,02	-0,12	0,06	-0,34
Relação Gt/(Gt+Hm)	0,43	-0,30	0,02	0,47	-0,41

⁽¹⁾ Os valores para os atributos químicos e mineralógicos, as metodologias empregadas e os cálculos cristalográficos são apresentados no material e métodos: Relação molar entre os teores totais de óxidos - R1 = $1,7 \times \text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$; R2 = $1,7 \times \text{SiO}_2 / [\text{Al}_2\text{O}_3 + (0,64 \times \text{Fe}_2\text{O}_3)]$, DCB - extração com ditionito-citrato-bicarbonato, OAA - extração com oxalato de amônio ácido, DMC - diâmetro médio do cristal, LMH - largura a meia altura, NMC - número médio de camadas, ICHB - índice de cristalinidade de Hughes & Brown, SI - substituição isomórfica de Fe por Al.

* e **, significativo aos níveis de 0,05 e 0,01 de probabilidade pelo teste T, respectivamente.

QUADRO 12 - COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO SIMPLES (PEARSON) ENTRE A DENSIDADE DO SOLO (Ds), MACRO E MICROPOROSIDADE, POROSIDADE TOTAL (Pt) E DIÂMETRO MÉDIO GEOMÉTRICO DOS AGREGADOS (DMG) COM CARBONO ORGÂNICO, TEOR DE ARGILA E CARACTERÍSTICAS QUÍMICAS E MINERALÓGICAS DAS AMOSTRAS DO LATOSSOLO VERMELHO (LVdf)⁽¹⁾

	Ds	Macro	Micro	Pt	DMG
Carbono Orgânico	-0,23	0,63	-0,73*	0,30	-0,81*
Argila	0,01	-0,46	0,65	-0,10	0,70
Teor Total dos Óxidos					
Fe ₂ O ₃	-0,43	0,46	-0,43	0,34	-0,45
Al ₂ O ₃	-0,69	0,37	-0,13	0,50	0,05
SiO ₂	-0,18	0,15	-0,17	0,08	-0,27
R1	0,02	0,22	-0,37	-0,02	0,50
R2	0,13	0,02	-0,12	0,08	-0,18
Teor de Óxidos - DCB					
Fe ₂ O ₃	-0,41	0,50	-0,42	0,42	-0,36
Al ₂ O ₃	-0,53	0,68	-0,87**	0,24	-0,89**
Teor de Óxidos - OAA					
Fe ₂ O ₃	-0,49	0,76*	-0,81*	0,45	-0,86**
Al ₂ O ₃	-0,56	0,83**	-0,87**	0,50	0,80*
Caulinita					
Teor do Mineral	0,17	-0,14	0,34	0,12	0,20
DMC(001)	0,44	-0,51	0,25	-0,63	0,06
LMH(001)	-0,50	0,47	-0,24	0,57	-0,15
NMC	0,45	-0,54	0,28	-0,64	0,08
ICHB	-0,20	0,00	0,10	0,10	-0,19
Gibbsita					
Teor do Mineral	0,37	-0,56	0,63	-0,29	0,84**
DMC(002)	0,37	-0,35	0,24	-0,35	0,18
DMC(110)	0,85**	-0,67	0,30	-0,84**	0,35
LMH(002)	0,41	-0,41	0,24	-0,46	0,32
LMH(110)	-0,69	0,57	-0,24	0,73*	-0,27
Hematita					
Teor do Mineral	-0,34	0,04	0,09	0,08	-0,11
DMC(110)	0,28	0,12	-0,29	-0,10	-0,30
DMC(104)	0,02	0,02	0,28	0,30	0,38
LMH(110)	0,43	-0,24	0,17	-0,23	0,09
LMH(104)	-0,36	0,26	-0,37	0,05	-0,53
SI	-0,72*	0,25	0,23	0,70	0,07

⁽¹⁾ Os valores para os atributos químicos e mineralógicos, as metodologias empregadas e os cálculos cristalográficos são apresentados no material e métodos: Relação molar entre os teores totais de óxidos - R1 = $1,7 \times \text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$; R2 = $1,7 \times \text{SiO}_2 / [\text{Al}_2\text{O}_3 + (0,64 \times \text{Fe}_2\text{O}_3)]$, DCB - extração com ditionito-citrato-bicarbonato, OAA - extração com oxalato de amônio ácido, DMC - diâmetro médio do cristal, LMH - largura a meia altura, NMC - número médio de camadas, ICHB - índice de cristalinidade de Hughes & Brown, SI - substituição isomórfica de Fe por Al. Os dados referentes ao teor e às características cristalográficas da goethita não foram apresentados devido a ausência do mineral na metade das amostras do LVdf.

* e **, significativo aos níveis de 0,05 e 0,01 de probabilidade pelo teste T, respectivamente.

4.9 MICROMORFOLOGIA

Foram examinadas seções delgadas de horizontes selecionados (horizonte B1 e B2) dando ênfase nos seguintes aspectos: trama, plasma e poros. Estas características foram classificadas de acordo com CURI et al. (1986).

4.9.1 Latossolo Bruno Ácrico (LBw)

As lâminas das amostras do LBw dos perfis 1, 2 e 3 (Figura 2) apresentam tramas porfírica aberta com poros de empacotamento composto, e localmente do tipo grânica. No perfil 4 o plasma denso contínuo com menor tendência ao desenvolvimento de microestrutura contribuiu para o surgimento da trama porfírica aberta, com poros do tipo aplainados irregulares. As cavidades foram observadas em todos os perfis. As características micromorfológicas observadas nos perfis 1, 2 e 3 se assemelham em função de haver semelhança nos teores de carbono orgânico e mineralogia da fração argila principalmente dos minerais Ct e Gb (Quadro 1 e 5)

Os horizontes B2 possuem plasma denso, com menor tendência ao desenvolvimento de microestrutura, principalmente na amostra do perfil 4. A trama é predominantemente porfírica aberta nas amostras dos perfis 1 e 2 (Figura 2) e porfírica fechada nos perfis 3 e 4. Os poros da amostra do perfil 1, 2, 3, e 4 são planares irregulares com cavidades. Através da micromorfologia pode-se observar nos horizontes B2, que do topo para as partes mais baixas da toposseqüência, (Figura 1), ocorreu diminuição da macroporosidade, concordando com os resultados da análise física (Quadro 9). Esse fato é atribuído principalmente ao aumento no teor de Ct e redução no teor de Gb e óxidos de ferro nas partes mais baixas da toposseqüência, principalmente no perfil 4 ($r =$ entre macroporosidade e teores de Ct, Gb e Fe_2O_3 -DCB = $-0,93^{**}$, $0,85^{**}$ e $0,81^*$, respectivamente – Quadro 11).

4.9.2 Latossolo Vermelho Distroférico (LVdf)

Os horizontes B1 do LVdf apresentam plasma individualizado em unidades estruturais de forma arredondada e subarredondada, às vezes discretos ou coalescentes gerando a trama grânica e granóidica com poros de empilhamento composto, resultante do empacotamento dos agregados (Figura 3). A estrutura granular é atribuída ao maior teor de Gb e óxidos de ferro em relação a Ct (RESENDE, 1985; FERREIRA et al. 1999). A forma granular da estrutura confere ao solo maior percentual de macroporosidade, o qual foi observado pelas análises físicas (Quadro 9). A semelhança nas características micromorfológicas das amostras ao longo da toposseqüência (Figura 3) deve-se a proximidade dos teores dos minerais da fração argila do solo, principalmente, Ct, Gb e Hm.

Os horizontes B2, assim como os B1 desta mesma classe apresentam características micromorfológicas semelhantes ao longo da toposseqüência, apresentando plasma também individualizado em unidades estruturais de forma arredondada e subarredondada, gerando a trama grânica e granóidica e poros de empacotamento composto. A característica granular da estrutura (Figura 3) é atribuída ao menor teor de Ct (Quadro 5), tornando mais ativa a participação da Gb e óxidos de ferro.

4.9.3 Comentário Geral

Ao comparar as características micromorfológicas entre os horizontes B1 do LVdf e LBw, percebeu-se que mesmo sendo semelhante o teor de carbono orgânico presente nas amostras (Quadro 1), os horizontes B1 do LBw apresentam trama porfírica, portanto com menor tendência ao desenvolvimento de estrutura do tipo granular. Este comportamento é atribuído as mudanças nas características físicas dos solos em função das variações nos teores dos minerais da fração argila (Quadro 11 e 12).

Nos horizontes B2, as diferenças micromorfológicas entre o LVdf e o LBw são mais evidentes. O LBw apresenta estrutura em blocos, mais densa (trama porfírica), diminuindo a capacidade de drenagem nestes horizontes. Desta forma parte do fluxo da drenagem desloca-se no sentido do topo para a base, favorecendo a maior concentração de sílica nas áreas de base da toposseqüência. Desta forma, a formação da Ct é favorecida, tornando conseqüentemente o solo mais adensado, conforme observação a campo da resistência do solo à penetração com a faca (Quadro 1). Já as características morfológicas do LVdf, facilitam o maior fluxo da drenagem no sentido vertical devido a estrutura granular (trama grânica e granóidica).

FIGURA 2 – MICROFOTOGRAFIA DOS HORIZONTES B1 E B2 DO LATOSSOLO BRUNO

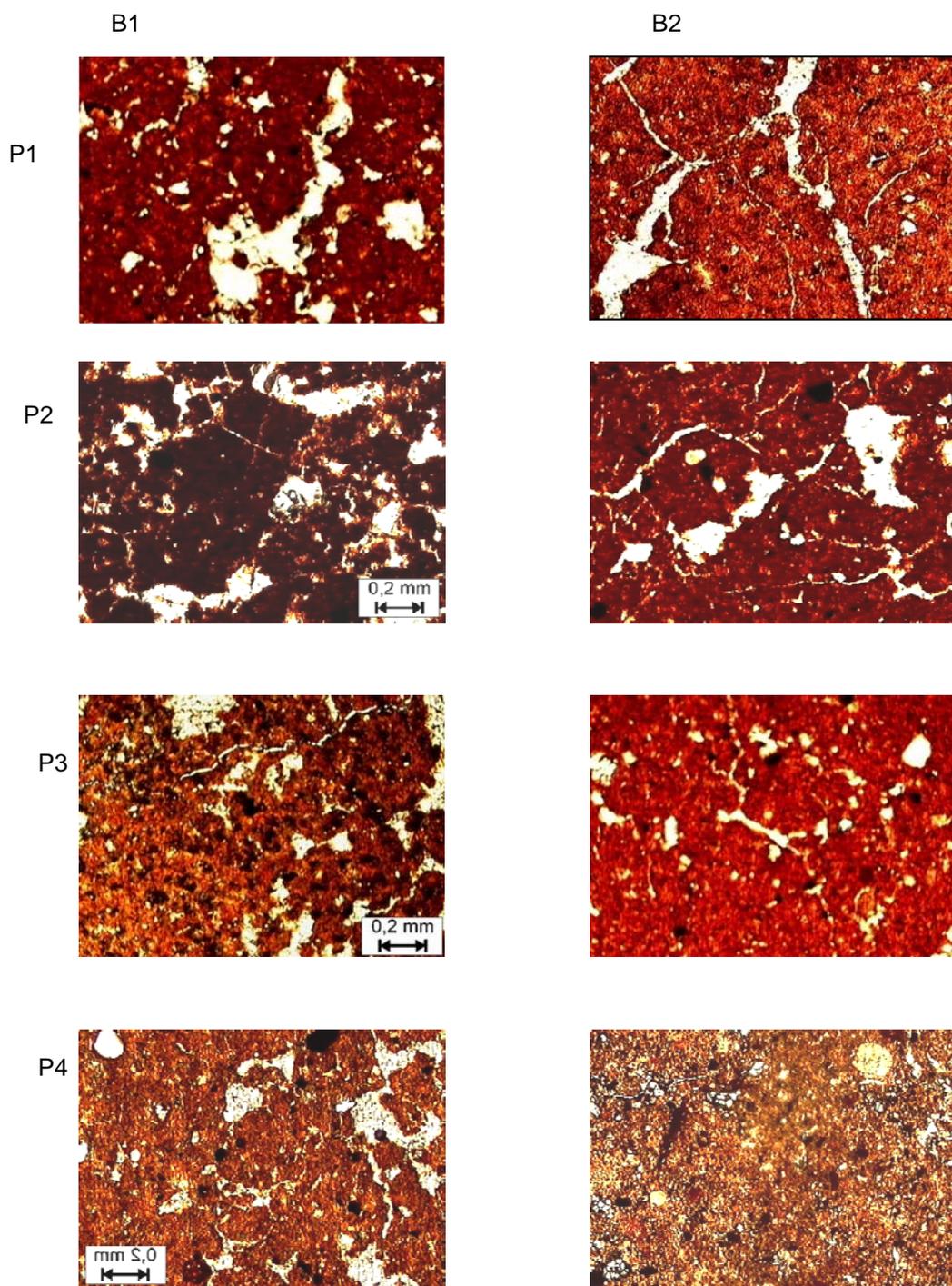
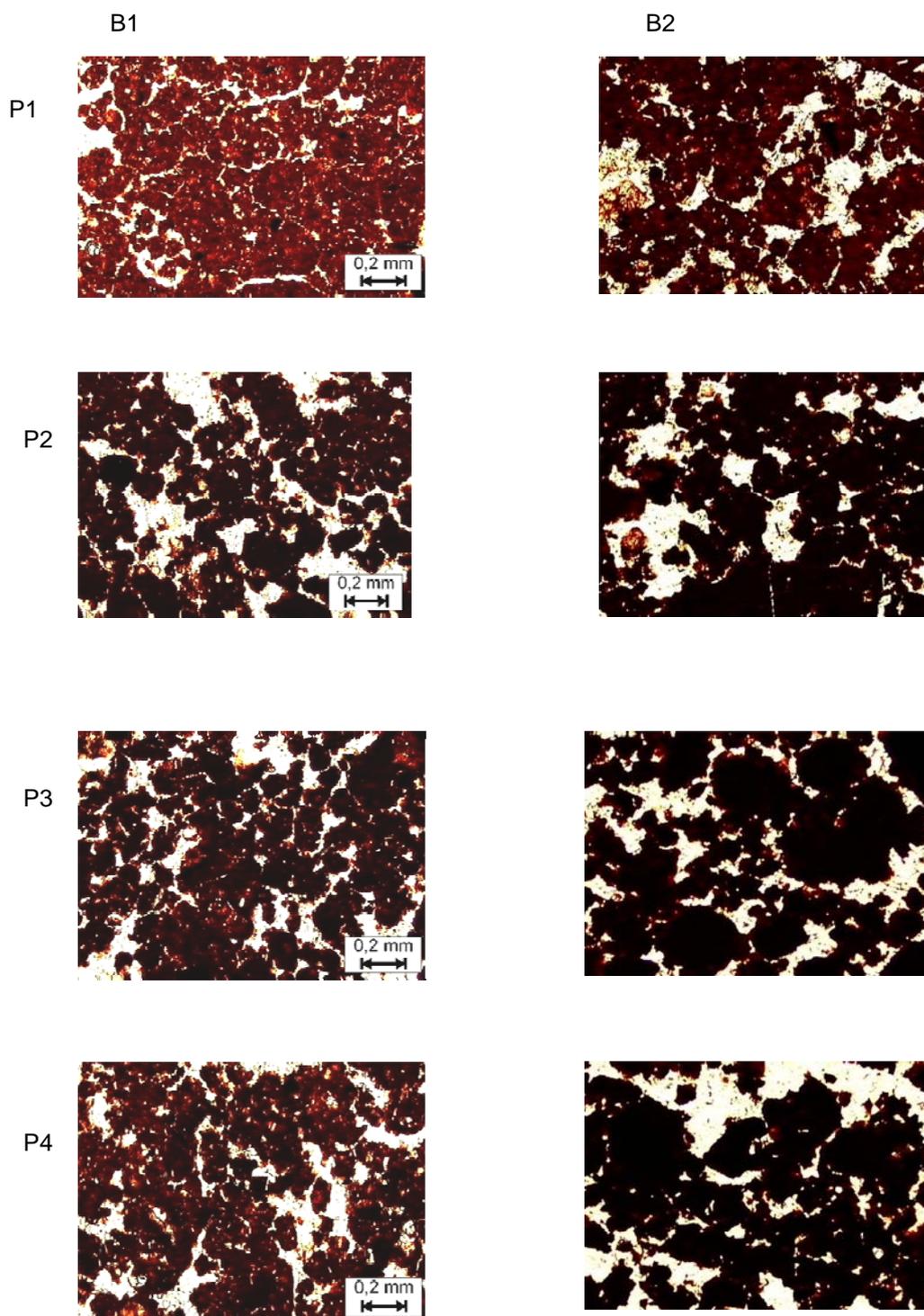


FIGURA 3 – MICROFOTOGRAFIA DOS HORIZONTES B1 E B2 DO LATOSSOLO VERMELHO



5 CONCLUSÕES

O teor de Si no material de origem e a posição dos perfis na paisagem foram importantes na definição da mineralogia da fração argila. O Latossolo Bruno Ácrico (LBw) e Latossolo Vermelho Distroférrico (LVdf) foram classificados como caulínítico/goethítico e gibbsítico/hematítico, respectivamente. Verificou maiores teores de SiO₂ total e de caulinita para o LBw nos horizontes mais profundos (B2) e nos perfis mais baixos na toposseqüência. O clima mais frio e a menor presença de minerais ferromagnesianos no basalto de origem do LBw resultou no predomínio de goethita na fração argila. A presença deste mineral só foi verificada no LVdf nas posições mais baixas do relevo.

Devido ao elevado grau de intemperismo dos solos, os teores de óxidos de Fe e Al de baixa cristalinidade (extração com oxalato de amônio ácido) foram inexpressivos. A maior presença de água associada à drenagem limitada no perfil 4 do LBw (ponto mais baixo da toposseqüência) favoreceram aos maiores teores de minerais de baixa cristalinidade e aos menores teores de Fe₂O₃ obtido com a extração com ditionito-citrato-bicarbonato (óxidos de Fe mais cristalinos).

De maneira geral, não houve variação consistente nos valores dos atributos cristalográficos da hematita e goethita em função da profundidade do solo e posição do perfil na toposseqüência. Os menores índices de cristalinidade da Ct foram verificados nas amostra do LVdf, associados ao maior teor de Fe total no solo ($r = 0,79^{**}$). Os maiores teores de Si total no perfil 4 do LBw também dificultaram o crescimento da gibbsita (menor valor do diâmetro médio do cristal no domínio (110)).

A hematita (Hm), goethita (Gt) e gibbsita (Gb) foram responsáveis pela melhoria dos atributos físicos do Latossolo Bruno Ácrico (LBw), conferindo ao solo aumento na macroporosidade, porosidade total (Pt) e redução na densidade do solo (Ds). Verificou-se influência oposta para a caulinita (Ct), onde os maiores teores do mineral nos horizontes mais profundos e nos perfis mais baixos da toposseqüência favorece o desenvolvimento de estruturas maiores (maior diâmetro médio geométrico dos

agregados). Como resultado, a análise micromorfológica destas amostras evidenciou a presença de plasma denso, com trama porfírica fechada.

As correlações entre os atributos físicos e os teores de Ct, Hm, Gt e Gb na fração argila não foram significativas para o Latossolo Vermelho Distroférico (LVdf). Este comportamento foi atribuído a maior homogeneidade mineralógica desta classe de solo ao longo da topossequência. Aparentemente, os óxidos de Fe e Al de baixa cristalinidade foram mais importantes no incremento da macroporosidade e Pt dos horizontes do LVdf.

O único efeito significativo das características cristalográficas dos minerais da fração argila sobre os atributos físicos dos latossolos foi que o aumento no tamanho do cristal de Hm (DMC(104)) favoreceu a redução da macroporosidade e Pt, resultando no aumento das Ds para o LBw. Para o LVdf estes mesmos efeitos foram verificados para o diâmetro médio do cristal da Gb (110).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFIAS

ALMEIDA, F. F. M. Síntese sobre tectônica da bacia do Paraná. Atlas. In: III SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1981, São Paulo: **Atlas**. São Paulo: IPT, 1981. p.211-217.

ALMEIDA, F. F. M. Grupo São Bento – geologia do estado de São Paulo. Bol. Do Inst. Geográf. e Gol. Secret. Agr. Est. De SP, v. 41, p.85-100. 1964.

ALMEIDA, F. F. M. O planalto basáltico da bacia do Paraná. In: XVII CONGRESSO INTERNACIONAL DE GEOGRAFIA, 1956, Rio de Janeiro: **Boletim Paulista de Geografia**. Rio de Janeiro, 1956. p.1-31.

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

ALMEIDA, J. R. Cronocromosequência de solos originários de rochas pelíticas do grupo Bambuí. Viçosa, 1979. p.150. Dissertação (mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) – Departamento de Ciência do Solo, Universidade Federal de Viçosa.

AMARASIRIWARDENA, D. D.; BOWEN, L. H.; WEED, S. B. Characterization and quantification of aluminum-substituted hematite-goethite mixtures by x-ray diffraction and infrared and mossbauer spectroscopy. **Soil Sci. Soc. Am. J.**, Madison, v. 52, p. 1179-1186, 1988.

ANTONELLO, L. L. **Gênese de uma seqüência de solos de rochas alcalinas do maciço do Itatiaia, RJ; mineralogia geoquímica e micromorfologia**. Rio de Janeiro, 1983. Tese (doutorado em Ciência) Universidade Federal de Rio de Janeiro – Instituto de Geociências.

ANTONELLO, I. I.; MOLLER, R. M. F.; MONIZ, A. C.; DURIEZ, M. A. Mineralogía de argilas de horizontes B de latosols do Sudeste e Sul do Brasil. In: EMBRAPA – SERVIÇO NACIONAL DE LEVANTAMENTO E CONSERVAÇÃO DE SOLOS. **Investigações coligadas em variedades selecionadas de latossolos do Brasil Sudeste e Sul**. Rio de Janeiro. 1984. p. 32-67.

BARBOSA, L. C. A.; FABRIS, J. D.; RESENDE, M.; COEY, J. M. D.; GOULART, A. T.; CADOGAN, J.; da SILVA, E. G. Mineralogia e química de um latossolo câmbico desenvolvido de rocha pelítica do Bambuí, MG. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v.15, p. 259-266, 1991.

BELLIENI, G.; BROTZU, T.; COMUM—CHIARAMONTI, P.; ERNESTO, M.; MELFI, A. J.; PACCA, I.G.; PICCIRILLO, E. M.; STOLFA, D. **Petrological and paleomagnetic data on the plateau basalt to rhyolite sequences of the southern Paraná basin (Brazil)**, Instituto de Mineralogia e Petrologia, Padova, University, Itália. p.1-18. 1982.

BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L. S.; MELFI, A. J.; NARDY, A. J. R.; PAPATRECHAS, C.; PICCIRILLO, E. M.; ROISEMBERG, A.; STOLFA, D. Petrogenetic aspects of and acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. **Journal of Petrology** v.27. p.915-944, 1986.

BESOAIN, E. **Mineralogia de arcillas de suelos**. San José: Instituto Interamericanos de Cooperativas para la agricultura, 1985. 1205p.

BIGARELLA, J.J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. dos. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Fundamentos geológico-geográficos alteração química e física das rochas. Relevo cárstico e dômico. V.1. UFSC, Florianópolis, v. 1, p.31-76. 1994.

BOGNOLA, I. A. **Caracterização química, física e mineralógica de solos intermediários entre latossolos bruno e latossolos roxos**. Viçosa, 1995. p.13-145. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Viçosa.

BRADY, N. C. **Natureza e propriedade dos solos**. 7^a ed. Rio de Janeiro: Livraria Freitas Bastos, 1989. 878p.

BRASIL. Ministério das Minas e Energia, Departamento Naional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL, folhas SF 23/24. Rio de Janeiro, 1983. v.32. p.217-223, 385-535.

BRINDLEY, G.W.; WAN, H.M. Use of long alcohols and alkanes for calibration of long spacings from layer silicates, particularly clay minerals. **Clays Clay Miner**, v.22, p.313-317, 1974.

CARVALHO, W. A. **Relações entre relevo e solos da bacia do rio capivara – município de Botucatu, SP**. Botucatu, 1981, 193f. Dissertação (Livre Docência) – Universidade Estadual de São Paulo.

CHAGAS, C.S.; CURI, N.; DUARTE, M.N.; MOTTA, P.E.F. & LIMA, J.M. Orientação das camadas de rochas metapelíticas pobres na gênese de latossolos sob cerrado. *Pesq. Agropec. Bras.*, 32:539-548, 1997.

CHESWORTH, W. Weathering stages of the common igneous rocks, index minerals and minerals assemblages at the surface of the earth. **J. Soil. Sci.** London, 1977. p. 490-497.

CLEMENTE, C. A. **Alterações e solos desenvolvidos sobre rochas vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral nos Planaltos de Guarapuava e Palmas, região centro sul do Estado do Paraná**. Piracicaba, 1988. 211p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.

CLEMENTE, C. A. **Intemperismo de riólitos e riodacitos da formação Serra Geral (jurássico-cretáceo, das regiões sul e sudeste do Brasil)**. Piracicaba, 2001. 216p. Dissertação (Livre Docência) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.

CURI, N. **Relações genéticas e geomórficas em solos das encostas inferior e superior do nordeste, no Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, 1975. 134p. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Departamento de Ciências do Solo, Universidade Federal de Viçosa.

CURI, N.; FRANZMEIER, D. P. Toposequence of oxisols from the central plateau of Brazil. **Soil Science Society of America Journal**. **Madison**, v. 48, p. 341 – 346, 1984.

CURI, N.; LIMA, P. C.; LEPSCH, I. Terminologia de micromorfologia de solos. In Boletim Informativo da **Sociedade Brasileira de Ciência do solo**, Campinas, SP, v. 10, nº 2, 1986.

DELVIGNE, J. **Pedogenése en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique**. Paris: Mém. ORSTOM, 13, 1965. 177p.

DEMATTÊ, J. L. I.; MARCONI, A.; SPAROVEK, G.; VIDAL TORRADO, P. Estimativa da evolução do intemperismo mediante ganhos e perdas de íons numa seqüência de solos desenvolvidos de diabásio e influenciados pela drenagem em Piracicaba, SP. **Revista Brasileira de Ciência do solo**. Campinas, v 15, p. 69-73, 1991.

DESHPAND, T. L., GREENLAND, P. J & QUIRK, J. P. Changes in soil properties associated with the removal of iron and aluminium oxide. **Journal Soil Science**. London, v.19 p. 108-122, 1968.

DIAS JÚNIOR, M. S. **Notas de aulas de física do solo**. Lavras: Universidade Federal de Lavras, 1996. p.168.

DIXON, J.B. Montmorillonite and other smectite minerals. In: Dixon, J. B., Weed, S. B. Minerals in soil environments. **Soil Science Society of America Journal**. Madison, p. 293-321, 1989.

EMBRAPA. **Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado do Paraná Tomo I**. Londrina: EMBRAPA (SNLCS)-IAPAR, 1984, p.221-312.

EMBRAPA. **Manual de Métodos de análise de solo**. 2 ed. Rio de Janeiro: EMBRAPA, 1997. 212p.

EMBRAPA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Rio de Janeiro: EMBRAPA, 1999. 412p.

FERREIRA, M. M. **Influência da mineralogia da fração argila nas propriedades físicas de latossolos brasileiros**. Viçosa, 1988, 79 f. Tese (Doutorado em Agronomia) – Departamento de Ciências do Solo, Universidade Federal de Viçosa.

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**. Lavras, v. 23, p. 515-524, 1999.

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

FONTES, M. P. F. **Introdução ao estudo de minerais e rochas**. Viçosa: Imprensa Universidade Federal de Viçosa, 1996. p.1-21.

FONTES, M. P. F.; WEED, S. B. Iron oxides in selected Brazilian Oxisols In Mineralogy. **Soil Science Society American Journal**. Madison, v. 55, p. 1143 - 1149, 1991.

GALHEGO, H. R.; ESPINDOLA, C. R.; CARVALHO, W. A.; RAMBAUD, D. Mineralogia da fração argila em uma litotoposequência de solos no município de Botucatu-SP. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. Campinas, v. 3, p.126-130, 1979.

GALHEGO, H. R.; ESPINDOLA, C. R. Mineralogia da argila de solos desenvolvidos de produtos de alteração de rochas eruptivas básicas em Botucatu-SP. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. Campinas, v. 3, p. 131-135, 1979.

GEE, G. W.; BAUDER, J. W. Particle-size analysis. In: KLUTE, A; **Methods of soil analysis**. 2ed. Madison: American Society of Agronomy, 1986. p.383-412.

GIAROLA, N.F.B.; SILVA, A.P. & IMHOFF, S. Relações entre propriedades físicas e características de solos na Região Sul do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 26:885-893, 2002.

GRIM, R.E. **Clay mineralogy**. New York: McGraw-Hill, 1968. 596p.

HERBILLON, A J.; MESTDAGH, M. M.; VIELVOYE, L.; DEROUANE, E. G. Iron in kaolinite with special reference to kaolinite from tropical soils. **Clay Miner.**, v. 11, p. 201-220, 1976.

HSU, P. H. Aluminium oxides and oxyhydroxides. In: DIXON, J. B.; WEED, S. B. **Minerals in soil environments**. 2ed. Madison: Soil Science Society of America Journal, 1989. p. 331-378.

HUGHES, J. C.; BROWN, G. A crystallinity index for soil kaolinite and its relation to parent rock, climate and soil maturity. **J. Soil Sci.** London, v.30, p. 557-563, 1979.

IAPAR. **Cartas climáticas do Paraná**. Londrina , v. 1.0, 2000. 1 CD ROOM.

IGLESIA, A. L.; OOSTERWYCK, V.; GASTUCHE, M. C. Kaolinite síntesis. I. Cristallizador condiciones at low temperatures and calculation of thermodynamic equilibria. Application to laboratory and field observations. **Clays Clay Miner.** v. 26. p. 397-408, 1978.

JACKSON, M. L. **Soil Chemical Analysis – Advanced Course**. Madison, Prentice-Hall, 1979. 895p.

JACKSON, M. L. Interlayering of expansible layer silicates in soils by chemical weathering. In: **Clays and clay Minerals Proceedings of the Eleventh National Conference on Clays and Clay Minerals**. BRADLEY, W. F. ed. Ottawa, Notario, Canada. 1963. p.29-43.

JACKSON, M. L.; LIM, C. H.; ZELAZNY, L. W. Oxides, hydroxides, and aluminosilicates. In: KLUTE, A. **Methods of soil analysis**. Madison: American Society of Agronomy, 1986. p. 101-150.

KAMPF, N.; SCHNEIDER, P.; MELLO, P. F. Alterações mineralógicas em seqüência vertissolo-litossolo na região da campanha no Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. Campinas, v. 19, p. 349-357, 1995.

KAMPF, N.; SCHWERTMANN, V. Goethite and hematite in a climosequence ins southern Brasil and their application in classification of kaolinitic soils. **Geoderma**, v. 29, p. 27-39, 1983.

KER, J. C. **Caracterização química, física, mineralógica e micromorfológica de solos brunos subtropicais**. Viçosa, 1988, 148f. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Departamento de Ciências do Solo, Universidade Federal de Viçosa.

KER, J. C.; RESENDE, M.; REZENDE, S. B.; BERTAUX, J. Aspectos mineralógicos de caulinitas de latossolos Brasileiros. In: XXV CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIAS DO SOLO, v. 25, 1995, Viçosa: **Resumos expandidos**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1995. p. 257-259.

KOPPI, A. J.; SKJEMSTAD, J. O . Soil kaolins and their genetic relationships in southeast Queensland. Austrália: **J. Soil Sci.**, v. 32, p. 661-672, 1981.

KLUG, H. P.; ALEXANDER, L. E. **X-ray, diffraction procedures for polycrystalline and amorphous materials**. New York: John Wiley & Sons, 1954. 179p.

LEINZ, V.; BARTORELLI, A.; SADOWSKI, G.R.; ISOTTA, C. A. L. **Sobre o comportamento espacial do Trapp basáltico da bacia do Paraná**. Sociedade Brasileira de Geologia. Boletim técnico, v.15, n.4, p. 79-91. 1966.

LEMOS, R. C.; SANTOS, R. D. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 3^o Ed. Campinas: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1996. 84p.

LEVI, F.; MELFI, A. J. Geochemical and mineralogical studies on the first stage of weatering of basic and related rocks. Part 2 Geochemical Study. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 2, p.1-8, 1972.

LIMA, V. **Caracterização e classificação de solos derivados de eruptivas básicas do terceiro planalto paranaense**. Piracicaba, 1979. 249f. Tese (Doutorado em Agronomia) – Departamento de Ciências do Solo, Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.

LIMA, P. C.; CURI, N.; LEPSCH, I. F. Terminologia de micromorfologia do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. Campinas, v.10, p. 33-44, 1985.

MAACK, R. **Geografia física do Estado do Paraná**. Curitiba, 1968. 350p.

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 clays by a ditionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate**. In: Nat. Conf. on clays and clay minerals, 7, Washington, D.C. 1958, Proc. New York, Pergamon Press, p. 317-327. 1960.

MELFI, A. J.; LEVI, F. Geochemical and mineralogical study on the first stages of weathering of basic and related rocks – part. 1. Mineralogical study. **Revista Brasileira de Geociências**. v.1, p. 22-28, 1971.

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 American Journal**. Madison, v. 65 p. 1.324-1.333, 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**. Viçosa, v. 25, p.19-32, 2001b.

MELO, V. F. **Potássio e magnésio em minerais de solos e relação entre propriedades da caulinita com formas não-trocáveis destes nutrientes**. Viçosa, 1998. 205 f. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) – Departamento de Ciências do Solo, Universidade Federal de Viçosa.

MELO, V. F. **Relação entre a reserva mineral de solos e produção de nutrientes em povoamento de Eucalyptus saligna, Smith, no Rio Grande do Sul**. Viçosa, 1994. 145f. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) – Departamento de Ciências do Solo, Universidade Federal de Viçosa.

MELO, V.F.; NOVAIS, R.F.; FONTES, M.P.F. & SCHAEFER,C.E.G.R Potássio e magnésio em minerais das frações areia e silte de diferentes solos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 24:269-284, 2000.

MESTDAGH, M.M.; VIELVOYE, L. & HERBILLON, A.J. Iron in kaolinite: II. The relationship between kaolinite crystallinity and iron content. *Clay Miner.*, 15:1-13, 1980.

MESQUITA FILHO, M. V.; TORRENT, J. Phosphate sorption as related to mineralogy of a hidrosequence of soils from the cerrado region (Brazil). **Geoderma**. Amsterdam, v.58, p.107-123,1993.

MOLLER, M. R. F.; KLAMT, E. Identificação e gênese de argilominerais em Latossolo Roxo de Santo Ângelo (RS). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. Viçosa, v. 6, p.161-166, 1982.

MOLLER, M. R. F. **Substituição isomórfica em óxidos de ferro de latossolos da Amazônia e suas implicações na sorção de fósforo**. Piracicaba, 1991. 70p. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Departamento de Ciência do Solo- ESALQ.

MONTEIRO, C. A. F. Geomorfologia. In: IBGE- Conselho Nacional de Geografia. **Geografia do Brasil - grande região sul, Tomo I**. Ed. Divisão cultural. Rio de Janeiro, 1963. p.15-79.

MORAES, M. H. **Discriminação de horizontes e de unidades de solo e sua ordenação numa topossequência proveniente de rochas eruptivas básicas**. Piracicaba, 1992. 153f. Tese (Doutorado em Agronomia) – Departamento de Ciências do Solo, Escola Superior de Agricultura “Luiz Queiroz”, Universidade de São Paulo.

MUNIZ, A.C.; BUOL, S. W. Formation of an oxisol-ultisol transition in São Paulo, Brazil: I. Double-water flow model of soil development. **Soil Sci. Soc. Am. J.** Madison, v. 46. p. 1228-1235, 1982.

MUNIZ, A. C.; NASCIMENTO, A. C.; PAIVA NETTO, J. E. Mobilidade dos constituintes de rochas básicas de São Paulo durante o intemperismo. **Revista Brasileira de Geologia**. v.3, p.201-213, 1973.

NARDY, A. J. R. **Petrologia e paleomagnetismo das rochas vulcânicas da região centro-sul do estado do Paraná: formação serra geral**. São Paulo, 1988. 186f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Departamento de Universidade de São Paulo.

NARDY, A. J. R. **Geologia e petrologia do vulcanismo mesozóico da região central da bacia do Paraná**. Rio Claro, 1995. 316 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade Estadual Paulista.

NETTO, A. R. **Influência da mineralogia da fração argila sobre propriedades físico-químicas de solos brasileiros**. Viçosa, 1996. 144f. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Departamento de Ciências do Solo, Universidade Federal de Viçosa.

NETTO, A. R.; FONTES, M. P. F. Processo de cálculo do ângulo entre planos hkl de hematita e goethita. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 25, 1995, Viçosa. **Resumos expandidos**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1995. p. 277-279.

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

OLIVEIRA, J. B.; JACOMINE, P. K. T.; CAMARGO, M. N. **Classes gerais de solos no Brasil**. São Paulo: FUNEP, 1992. 201p.

PALMIERI, F. **A study of a climosequence of soils derived from volcanic rock parent material in Santa Catarina and Rio Grande do Sul states, Brazil**. Indiana, 1986. 259f. Tese (Doctor of Philosophy) - Purdue University West Lafayette.

PAVAN, M. A.; BLOCH, M. F.; ZEMPUSKI, H. C.; MIYAZAWA, M.; ZOCOLER, D. C. **Manual de análise química do solo e controle de qualidade**. IAPAR. Circular n. 76, 1992.

PEDROTTI, A.; FERREIRA, M.M.; CURI, N.; SILVA, M.L.N.; LIMA, J.M. & CARVALHO, R. Relação entre atributos físicos, mineralogia da fração argila e formas de alumínio no solo. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 27:1-9, 2003.

PETRI, A. J.; FÚLFARO, V. J. **Geologia do Brasil**. Editora: Universidade de São Paulo, 1983. 63p.

PINHEIRO–DICK, D.; SCHWERMANN, U. Características químicas, mineralógicas e morfológicas de microagregados de oxissolos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 25, 1995, Viçosa. **Resumos expandidos**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1995. p. 262 – 264.

PLANÇON, A.; ZACHARIE, C. An expert system for the structural characterization of kaolinites. **Clay Miner.** V.25, p.249-261, 1990.

PRIMAVESI, A . **O manejo ecológico do solo : a agricultura em regiões tropicais**. São Paulo: Livraria Nobel, 1992, p.86-107.

REBERTUS, R. A.; WEED, S. B.; BUOL, S. W. Transformations of biotite to kaolinite during saprolite-soil weathering. **Soil Sci Soc. Am. J.** v. 50. p.810-819, 1986.

RESENDE, M. Aplicações de conhecimentos pedológicos à conservação de solos. **Inf. Agropec.**, 11:3-18, 1985.

RESENDE, M.; CARVALHO FILHO, A. & LANI, J.L. Características do solo e da paisagem que influenciam a suscetibilidade à erosão. In: SIMPÓSIO SOBRE MANEJO E CONSERVAÇÃO DO SOLO NO CERRADO, Goiânia, 1990. Anais. Campinas, Fundação Cargill, 1992. p.32-67.

RESENDE, M; CURI, N; REZENDE, S.B. & CORRÊA, G.F. **Pedologia: base para distinção de ambientes**. Viçosa, NEPUT, 1997. 367p.

RESENDE, M. **Pedologia** . Viçosa: Imprensa Universitária, UFV, 1982. 100p.

RESENDE, M. **Mineralogy chemistry, morphology and geomorfology of some soils of the central plateau of Brazil**. Indiana, 1976. 237f. Tese (Doctor Agronomy) – Purdue University West Lafayette.

SAINI, E. R.; MAcLEAN, A. A.; DOYLE, J. J. The influence of some physical and chemical properties on soil aggregation and response to VAMA. **Can. J. Soil Sci.** Ottawa, v.46, p.155-160, 1966.

SANTOS, A.R. Caracterização mineralógica e avaliação da reserva mineral de alguns nutrientes, em solos sob eucalipto, da região do Vale do Rio Doce. Viçosa, Universidade Federal de Viçosa, 1993. 97p. (Dissertação de Mestrado).

SCHNEIDER, A. W. Vulcanismo basáltico da bacia do Paraná : perfil Foz do Iguaçu – Serra da Esperança. In: XXIV CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 26, 1970. **Anais..** Brasília: Sociedade Brasileira de Geologia, 1970. p.211-217.

SCHNEIDER, A. W. **Contribuição a petrologia dos derrames basálticos da bacia do Paraná.** Universidade do Rio Grande do Sul, Escola de Engenharia. Porto Alegre, 1964. Publicação avulsa nº 1, 76p.

SCHULZE, D. G. The influence of aluminium on iron oxides. VIII – unit-cell dimensions of Al-substituted goethites and estimation of Al from them. Boulder: **Clays Clay Miner.** v.32, p.36-44, 1984.

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

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. Boulder: **Clays Clay Miner.** v.29, p.269-276, 1979.

SCHWERTMANN, U; KAMPF, N. Properties of goethite and hematite in kaolinitic soils of southern and central Brazil. Baltimore : **J. Soil Sci.**, v.139, p.344-350, 1985.

SCHWERTMANN, U. Ocurrence and formation of iron oxides in various pedoenvironments. In: STUCKI, J. W.; GOODMAN, B. A.; SCHWERTMANN, V. **Iron in soils and clay minerals.** Dardrecht, Reidel Publishing Company, 1988. p.267-308.

SHERMAN, G. D.; ALEXANDER, L. T. Characteristics and genesis of low humic latosols. **J. Soil Sci.** Proc., v. 23, p. 468-170, 1959.

SILVA, M.L.N.; BLANCANEUX, P.; CURI, N.; LIMA, J.M.; MARQUES, J.J.G.S.M. & CARVALHO, A.M. Estabilidade e resistência de agregados de Latossolo Vermelho-Escuro cultivado com sucessão milho-adubo verde. *Pesq. Agropec. Bras.*, 33:97-103, 1998.

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

SINGH, B.; GILKES, R.J. Properties of soil kaolinites from south-western Australia. *J. Soil Sci.* Ottawa Canadian, v. 43, p.645-667, 1992.

SIEFFERMANN, G. **Les sols de quelques régions volcaniques du Cameroun.** Paris, Orston, 183 p. 1973.

SPSS, Inc. 1999, **SPSS for Windows**, v. 10.0 DEMO, SPSS, Inc. 1998-1999.

TAN, K. B.; HAJEK, B. F.; BARSHAD, I. Thermal analysis techniques. In: MUNSON, R. D. **Methods of soil analysis.** Madison: American Society of Agronomy, 1986. p.151-183.

TEIXEIRA, V.; TOLEDO, C. M.; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. **Decifrando a terra.** São Paulo: Oficina de textos, 2000. 558 p.

TERCINIER, G.; WANTIN, P. Influence de l'altération de cendres et ponces volcaniques d'age récent sur la nature, les propriétés et la fertilité des sols aux nouelles – Hérbides. *Cah. Orston, sér. Pédol.*, v. 6, p.203-224, 1968.

TETTENHORST, R. T.; CORBATÓ, C. E. Properties of a sized an ground kaolinite. Boulder: *Clay C. Miner.*, V.21, p. 971-976, 1986.

TORRENT, J.; CABEDO, A. Sources of iron oxides in reddish brown soil profiles from calcarenites in Southern Spain. *Geoderma.* Amsterdam, v.37, p.5766, 1986.

TRUNZ, V. The influence of cristallite size on the apparent basal spacing of kaolinite. Boulder: *Clays C. Miner.*, V. 24, p. 84-87, 1976.

VIEIRA, L. S. **Manual da ciência do solo.** São Paulo. ed. Agronômica Ceres, 1975. 464p.

WHITTIG, L. D.; ALLARDICE, W. R. X-ray diffraction techniques. In: Klute, A. **Methods of soil analysis**. Madison: American Society of Agronomy, 1986. p.331-362.

APÊNDICES

- APÊNDICE 1 - DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA E CLASSIFICAÇÃO DOS LATOSSOLOS –
PERFIL 1.....
- APÊNDICE 2 - DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA E CLASSIFICAÇÃO DOS LATOSSOLOS –
PERFIL 2.....
- APÊNDICE 3 - DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA E CLASSIFICAÇÃO DOS LATOSSOLOS –
PERFIL 3.....
- APÊNDICE 4 - DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA E CLASSIFICAÇÃO DOS LATOSSOLOS –
PERFIL 4.....
- APÊNDICE 5 - DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA E CLASSIFICAÇÃO DOS LATOSSOLOS –
PERFIL 5.....
- APÊNDICE 6 - DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA E CLASSIFICAÇÃO DOS LATOSSOLOS –
PERFIL 6.....
- APÊNDICE 7 - DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA E CLASSIFICAÇÃO DOS LATOSSOLOS –
PERFIL 7.....
- APÊNDICE 8 - DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA E CLASSIFICAÇÃO DOS LATOSSOLOS –
PERFIL 8.....

APÊNDICE 1 - DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA E CLASSIFICAÇÃO DOS LATOSSOLOS – PERFIL 1

Classificação: (EMBRAPA, 1999) Município:	LATOSSOLO BRUNO Ácrico húmico Guarapuava.
Localização:	A principal via de acesso é a BR 277, onde o Parque localiza-se na saída do município de Guarapuava no km 343.
Situação e declive:	Trincheira aberta em terço superior de elevação, com 3 a 5% de declividade.
Litologia e formação geológica:	Rochas eruptivas ácidas do derrama do Trapp.
Material de origem:	Saprolito das rochas acima mencionadas.
Relevo:	Suave ondulado, formado por colinas e outeiros, de topos arredondados e pendentes ligeiramente côncavas suaves e longas.
Altitude:	1068 metros.
Drenagem:	Acentuadamente drenado.
Erosão:	Não aparente.
Vegetação primária:	Floresta subtropical perenifólia, com presença de pinheiro, pimenteira, gabioba, imbuia, guaçatunga e tarumã.
Uso atual:	Reserva ecológica (Parque Municipal)
A 0 – 37 cm	vermelho (2,5YR 3/2); muito argiloso; moderada, pequena/ muito pequena, granular, friável, plástico e pegajoso; transição gradual plana.
AB 37 – 58 cm	bruno-avermelhado (5YR 5/4); muito argiloso; forte, muito pequena granular, muito friável, plástico e pegajoso; transição gradual plana.
B1 58 – 120cm	bruno-avermelhado (5YR 5/6); muito argiloso; forte, M.pequena/pequena, granular, muito friável, plástico e pegajoso; transição gradual plana.
B2 120 – 200cm ⁺	vermelho (2,5YR 4/8); muito argiloso; moderada, M. pequena/pequena, blocos subangular, friável, ligeiramente plástico e pegajoso; transição gradual e plana, cerosidade fraca/pouca.
Raízes:	poucas, médias, finas nos horizontes A, AB e B2 e muitas, médias e finas no B1 ; presença de canais de raízes preenchidas com material mais solto.

PERFIL 1 – CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA E FÍSICA DO SOLO

HORIZONTE		FRAÇÕES DE AMOSTRA TOTAL %			GRANULOMETRIA (DISPERSÃO COM NaOH) %				ARGILA DIS- PERSA EM ÁGUA %	GRAU DE FLOCU- LAÇÃO %	%SIL- TE % ARGI- LA	DENSIDADE g cm ⁻³		POROSI- DADE TOTAL % (VOLU- ME)
Símbolo	Prof. Cm	Calhau >20 mm	Cascalho 20-2	Terra fina > 2 mm	Areia G. 2-0,02 mm	Areia F. 0,20- 0,05mm	Silte 0,05- 0,02mm	Argila >0,002 mm				Aparente	Real	
A	0 - 37	0	0	100	3	2	20	75	4	85	0,26			
B	37 - 58	0	0	100	2	2	19	87	4	84	0,21			
B1	58 - 120	0	0	100	2	2	19	77	2	93	0,24	0,77	2,70	71
B2	120 - 200	0	0	100	3	2	19	76	3	89	0,25	0,85	2,85	70
pH(1:2,5)		COMPLEXO SORTIVO – cmol _c dm ⁻³								VALOR V (SAT. DE BASES) %	$\frac{100 \cdot \text{Al}^{+3}}{\text{Al}^{+3} + \text{S}}$	P mg dm ⁻³		
Água	KCl 1N	Ca ⁺²	Mg ⁺²	K ⁺	Valor S	Al ⁺³	H ⁺	Valor T						
4,93	4,25	1,7	1,2	0,28	1,48	1,2	11,9	16,28	20	1,2	0,6			
4,70	4,27	0,8	0,7	0,14	1,64	1,2	11,9	14,74	11	1,2	0,2			
5,07	4,61	0,8	0,4	0,08	1,28	0,4	8,0	9,68	13	0,4	0,2			
5,47	5,84	0,4	0,4	0,26	1,06	0	4,0	5,06	21	0	0,2			
C %	TEORES “TOTAIS” (H ₂ SO ₄ e HF)						RELAÇÃO			RELAÇÃO				
	SiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃		$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$			$\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$				
.....g kg ⁻¹														
3,35 2,08 1,3 0,33		171,6 219,1		182,0 370,6		137,7 128,0		1,6 1,0			1,08 0,82			

APÊNDICE 2 - DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA E CLASSIFICAÇÃO DOS LATOSSOLOS – PERFIL 2

Classificação: (EMBRAPA, 1999) Município:	LATOSSOLO BRUNO Ácrico húmico Guarapuava.
Localização:	A principal via de acesso é a BR 277, onde o Parque localiza-se na saída do município de Guarapuava no km 343.
Situação e declive:	Trincheira aberta em terço médio-superior de elevação, com 4 a 5% de declividade.
Litologia e formação geológica:	Rochas eruptivas ácidas do derrame do Trapp.
Material de origem:	Saprolito das rochas acima mencionadas.
Relevo:	Suave ondulado, formado por colinas e outeiros, de topos arredondados e pendentes ligeiramente côncavas suaves e longas.
Altitude:	1063 metros.
Drenagem:	Acentuadamente drenado.
Erosão:	Não aparente.
Vegetação primária:	Floresta subtropical perenifólia, com presença de pinheiro pimenteira, gabirola, imbuia, guaçatunga e tarumã.
Uso atual:	Reserva ecológica (Parque Municipal)
A 0 – 28cm	bruno-escuro (7,5YR 4/4); muito argiloso; moderada, pequena / muito pequena, blocos subangular, firme, plástico e pegajoso; transição difusa e plana.
BA 28 – 50cm	bruno-escuro (7,5YR 4/6); muito argiloso; moderada, muito pequena/pequena, granular, friável, plástico e pegajoso; transição difusa e plana.
B1 50 – 110cm	bruno-avermelhado-escuro (5YR 5/6); muito argiloso; moderada, muito pequena/pequena, granular, friável, plástico e pegajoso; transição gradual e plana.
B2 110 – 200cm ⁺	vermelho (2,5YR 5/6); muito argiloso; moderada, muito pequena/pequena, blocos subangular, firme, ligeiramente plástico e pegajoso, cerosidade pouca/fraca.
Raízes:	muitas, médias e finas até o horizonte B1 e comuns médias finas no B ₂ .

PERFIL 2 – CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA E FÍSICA DO SOLO

HORIZONTE		FRAÇÕES DE AMOSTRA TOTAL %			GRANULOMETRIA (DISPERSÃO COM NaOH) %				ARGILA DIS- PERSA EM ÁGUA %	GRAU DE FLOCU- LAÇÃO %	%SILTE % ARGILA	DENSIDADE g cm ⁻³		POROSI- DADE TOTAL % (VOLU- ME)
Símbolo	Prof. Cm	Calhau >20 mm	Cascalho 20-2	Terra fina > 2 mm	Areia G. 2-0,02 mm	Areia F. 0,20- 0,05mm	Silte 0,05- 0,02mm	Argila >0,002 mm				Aparen- te	Real	
A	0 - 31	0	0	100	2	3	19	76	2	93	0,25			
BA	31 - 50	0	0	100	2	3	16	79	3	91	0,20			
B1	50 - 110	0	0	100	3	2	19	76	1	96	0,25	0,83	2,56	68
B2	110 - 200	0	0	100	4	4	15	77	0	100	0,19	1,05	2,77	62
pH(1:2,5)		COMPLEXO SORTIVO – cmol _c dm ⁻³							VALOR V (SAT. DE BASES) %		$\frac{100 \cdot \text{Al}^{+3}}{\text{Al}^{+3} + \text{S}}$		P mg dm ⁻³	
Água	KCl 1N	Ca ⁺²	Mg ⁺²	K ⁺	Valor S	Al ⁺³	H ⁺	Valor T						
4,42	4,01	0,6	0,5	0,16	1,96	2,3	12,9	16,46	8		54		1,3	
4,50	4,27	0,5	0,3	0,06	0,86	1,3	10,0	12,16	7		60		0,4	
4,53	4,36	0,5	0,3	0,04	0,84	0,9	8,8	10,54	8		52		0,2	
5,09	5,42	0,5	0,4	0,02	0,92	0,2	4,1	5,22	18		18		0,1	
C %		TEORES "TOTAIS" (H ₂ SO ₄ e HF)				RELAÇÃO				RELAÇÃO				
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$				$\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$					
	g kg ⁻¹												
3,17 2,14 1,36 0,51		171,2 207,5		324,5 347,1		132,6 120,9		0,89 1,0		0,71 0,83				

APÊNDICE 3 - DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA E CLASSIFICAÇÃO DOS LATOSSOLOS – PERFIL 3

Classificação: (EMBRAPA, 1999) Município:	LATOSSOLO BRUNO Ácrico húmico Guarapuava.
Localização:	A principal via de acesso é a BR 277, onde o Parque localiza-se na saída do município de Guarapuava no km 343.
Situação e declive:	Trincheira aberta em terço médio de elevação, com 5% de declividade
Litologia e formação geológica:	Rochas eruptivas ácidas do derrame do Trapp.
Material de origem:	Saprolito das rochas acima mencionadas.
Relevo:	Suave ondulado, formado por colinas e outeiros, de topos arredondados e pendentes ligeiramente côncavas suaves e longas.
Altitude:	1058 metros.
Drenagem:	Acentuadamente drenado.
Erosão:	Não aparente.
Vegetação primária:	Floresta subtropical perenifólia, com presença de pimenteira, pinheiro, gabioba, imbuia, guaçatunga e tarumã.
Uso atual:	Reserva ecológica (Parque Municipal)
A 0 – 28cm	bruno-escuro (7,5YR 4/4); muito argiloso; moderada, muito pequena/pequena, blocos subangular, friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição difusa.
BA 28 – 54cm	bruno-escuro (7,5YR 4/6); muito argiloso; moderada, muito pequena/pequena, blocos subangular / granular, friável, plástico e pegajoso; transição difusa e plana.
B1 54 – 110cm	bruno-avermelhado-escuro (5YR 5/4); muito argiloso; forte, pequena, granular / blocos subangular, muito friável, plástico e pegajoso; transição clara e plana.
B2 110 – 200cm ⁺	vermelho (2,5YR 4/8); muito argiloso; moderada, muito pequena / pequena, blocos subangular, friável, plástico e pegajoso.
Raízes:	muitas, médias e finas até o horizonte B1 e comuns no B2.

PERFIL 3 – CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA E FÍSICA DO SOLO

HORIZONTE		FRAÇÕES DE AMOSTRA TOTAL %			GRANULOMETRIA (DISPERSÃO COM NaOH) %				ARGILA DIS- PERSA EM ÁGUA %	GRAU DE FLOCU- LAÇÃO %	%SILTE % ARGILA	DENSIDADE g cm ⁻³		POROSI- DADE TOTAL % (VOLU- ME)
Símbolo	Prof. Cm	Calhau >20 mm	Cascalho 20-2	Terra fina > 2 mm	Areia G. 2-0,02 mm	Areia F. 0,20- 0,05mm	Silte 0,05- 0,02mm	Argila >0,002 mm				Aparen- te	Real	
A	0 - 31	0	0	100	2	2	20	76	0	100	0,26			
BA	31 - 54	0	0	100	2	2	22	74	4	83	0,29			
B1	54 - 110	0	0	100	2	2	18	78	2	94	0,23	0,80	2,70	70
B2	110 - 200	0	0	100	3	1	20	76	0	100	0,26	0,88	2,63	66
pH(1:2,5)		COMPLEXO SORTIVO – cmol _c dm ⁻³							VALOR V (SAT. DE BASES)		$\frac{100 \cdot \text{Al}^{+3}}{\text{Al}^{+3} + \text{S}}$		P mg dm ⁻³	
Água	KCl 1N	Ca ⁺²	Mg ⁺²	K ⁺	Valor S	Al ⁺³	H ⁺	Valor T						
4,48	4,12	0,8	0,6	0,18	1,58	2,1	12	15,68	10		57		0,9	
4,51	4,25	0,6	0,4	0,09	1,09	1,2	11	13,19	8		52		0,2	
4,49	4,47	0,6	0,4	0,05	1,05	0,5	9,2	10,75	10		32		0,2	
4,64	5,71	0,4	0,2	0,01	0,61	0	3,7	4,31	14		0		0,4	
C %		TEORES “TOTAIS” (H ₂ SO ₄ e HF)					RELAÇÃO				RELAÇÃO			
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃			$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$			$\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$				
	g kg ⁻¹												
3,05														
2,08														
1,36		174,2		367,0		125,1		0,80				0,66		
0,45		193,3		365,2		118,2		0,89				0,74		

APÊNDICE 4 - DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA E CLASSIFICAÇÃO DOS LATOSSOLOS – PERFIL 4

Classificação: (EMBRAPA, 1999) Município:	LATOSSOLO BRUNO Ácrico húmico Guarapuava.
Localização:	A principal via de acesso é a BR 277, onde o Parque localiza-se na saída do município de Guarapuava no km 343.
Situação e declive:	Trincheira aberta em terço inferior de elevação, com 5% de declividade
Litologia e formação geológica:	Rochas eruptivas ácidas do derrame do Trapp.
Material de origem:	Saprolito das rochas acima mencionadas.
Relevo:	Suave ondulado, formado por colinas e outeiros, de topos arredondados e pendentes ligeiramente côncavas suaves e longas.
Altitude:	1053 metros.
Drenagem:	Drenagem moderada/imperfeita
Erosão:	Não aparente.
Vegetação primária:	Floresta subtropical perenifólia, com presença pinheiro, pimenteira, gabirola, imbuia, guaçatunga e tarumã.
Uso atual:	Reserva ecológica (Parque Municipal)
A 0 – 43cm	bruno-escuro (7,5YR 4/3); muito argiloso; moderada, muito pequena/pequena, blocos subangular, friável, plástico e pegajoso; transição difusa e plana.
AB 43 – 76cm	bruno-escuro (7,5YR 4/4); muito argiloso; moderada, muito pequena, blocos subangular / granular, friável, plástico e pegajoso; transição difusa.
BA 76 – 107cm	bruno-avermelhado-escuro (5YR 5/4); muito argiloso; forte, muito pequena / pequena, blocos subangular / granular, friável, plástico e pegajoso; transição gradual.
B1 107 – 160cm	bruno-avermelhado-escuro (5YR 5/6); muito argiloso, moderada, muito pequena/pequena, blocos subangular, friável, plástico e pegajoso; transição clara e plana.
B2 160 – 210cm ⁺	cor variegada (10YR 7/3 = 7,5YR 5/6 = 2,5YR 5/8) (mosqueado comum 5% pequena/distinta); muito argiloso; moderada, pequena, blocos subangular, firme, pegajoso e plástico.
Raízes:	muitas, finas e médias até o horizonte BA, comuns no B1 e raras no B2.

PERFIL 4 – CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA E FÍSICA DO SOLO

HORIZONTE		FRAÇÕES DE AMOSTRA TOTAL %			GRANULOMETRIA (DISPERSÃO COM NaOH) %				ARGILA DIS- PERSA EM ÁGUA %	GRAU DE FLOCU- LAÇÃO %	%SILTE % ARGILA	DENSIDADE g cm ⁻³		POROSI- DADE TOTAL % (VOLU- ME)
Símbolo	Prof. Cm	Calhau >20 mm	Cascalho 20-2	Terra fina > 2 mm	Areia G. 2-0,02 mm	Areia F. 0,20- 0,05mm	Silte 0,05- 0,02mm	Argila >0,002 mm				Aparen- te	Real	
A	0 - 43	0	0	100	3	4	20	73	2	92	0,27			
AB	43 - 76	0	0	100	2	3	19	76	2	86	0,25			
BA	76 - 107	0	0	100	3	3	20	75	2	92	0,26			
B1	107 - 160	0	0	100	3	3	21	73	0	100	0,28	0,95	2,63	64
B2	160 - 210+	0	0	100	2	4	26	68	0	100	0,38	1,27	2,77	54
pH(1:2,5)		COMPLEXO SORTIVO – cmol _c dm ⁻³							VALOR V (SAT. DE BASES)		$\frac{100 \cdot \text{Al}^{+3}}{\text{Al}^{+3} + \text{S}}$		P mg dm ⁻³	
Água	KCl 1N	Ca ⁺²	Mg ⁺²	K ⁺	Valor S	Al ⁺³	H ⁺	Valor T						
4,75	4,13	1,9	1,1	0,13	3,13	1,8	12,3	17,23	19		37		1,1	
4,65	4,13	0,6	0,4	0,05	1,05	2,2	10,9	14,15	7		68		0,6	
4,73	4,28	0,6	0,4	0,04	1,04	1,3	10,3	12,34	8		56		0,8	
4,65	3,73	0,6	0,4	0,03	1,03	0,2	7,0	8,23	13		16		0,8	
4,98	4,39	0,6	0,4	0,03	1,03	0,6	7,2	8,83	12		49		16,7	
C %		TEORES "TOTAIS" (H ₂ SO ₄ e HF)				RELAÇÃO				RELAÇÃO				
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$				$\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$					
	g kg ⁻¹												
3,29														
1,42														
1,90		217,4		375,6		110,8		0,98						0,82
0,88		313,0		331,1		89,1		1,60						1,37

APÊNDICE 5 - DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA E CLASSIFICAÇÃO DOS LATOSSOLOS – PERFIL 5

Classificação: (EMBRAPA, 1999)	LATOSSOLO VERMELHO Distroférico húmico
Município:	Cascavel.
Localização:	A principal via de acesso a BR 277, onde a área localiza-se a 10 km de Cascavel sentido Curitiba no km 573.
Situação e declive:	Trincheira aberta em terço superior de elevação, com 3 a 4% de declividade.
Litologia e formação geológica:	Rochas eruptivas básicas do derrame do Trapp, provavelmente basalto, Grupo São Bento, do Jurássico-Cretáceo.
Material de origem:	Saprolito proveniente das rochas acima mencionadas.
Relevo:	Suave ondulado, formado com pendentes convexas suaves e longas.
Altitude:	781m.
Drenagem:	Acentuadamente drenado.
Erosão:	Não aparente.
Vegetação primária:	Floresta subtropical perenifólia, com araucária, imbuia, cedro, etc.
Uso atual:	Reserva ecológica (Parque Municipal)
A 0 – 40cm	vermelho-escuro (2,5YR 3/6); muito argiloso; forte, pequeno, granular, friável, ligeiramente pegajoso e plástico; transição gradual.
AB 40 – 60cm	vermelho- escuro (2,5YR 4/4); muito argiloso, forte, muito pequena, granular, muito friável, plástico e pegajoso; transição difusa.
B1 60 – 153cm	vermelho-escuro (10R 4/6); muito argiloso, forte, muito pequena, granular, friável, plástico e pegajoso; transição difusa.
B2 153 – 210cm	vermelho-escuro (10R 4/8); muito argiloso; moderada, muito pequena, blocos subangulares, friável, muito plástico e muito pegajoso;
Raízes:	muitas finas e médias até o B1, e comuns no B2.

PERFIL 5 – CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA E FÍSICA DO SOLO

HORIZONTE		FRAÇÕES DE AMOSTRA TOTAL %			GRANULOMETRIA (DISPERSÃO COM NaOH) %				ARGILA DIS- PERSA EM ÁGUA %	GRAU DE FLOCU- LAÇÃO %	%SILTE % ARGILA	DENSIDADE g cm ⁻³		POROSI- DADE TOTAL % (VOLU- ME)	
Símbolo	Prof. Cm	Calhau >20 mm	Cascalho 20-2	Terra fina > 2 mm	Areia G. 2-0,02 mm	Areia F. 0,20- 0,05mm	Silte 0,05- 0,02mm	Argila >0,002 mm				Aparen- te	Real		
A	0 - 40	0	0	100	2	3	25	70	3	46	0,35				
AB	40 - 60	0	0	100	2	3	19	76	2	93	0,25				
B1	60 - 153	0	0	100	2	2	19	77	0	100	0,24	0,81	2,81	71	
B2	153 - 210	0	0	100	2	3	19	76	0	100	0,25	0,89	2,94	70	
pH(1:2,5)		COMPLEXO SORTIVO – cmol _c dm ⁻³							Valor V (Sat. de bases) %		$\frac{100 \cdot \text{Al}^{+3}}{\text{Al}^{+3} + \text{S}}$		P mg dm ⁻³		
Água	KCl 1N	Ca ⁺²	Mg ⁺²	K ⁺	Valor S	Al ⁺³	H ⁺	Valor T							
4,59	4,08	0,9	0,6	0,09	1,59	2,3	12,9	16,79	9		64		0,7		
5,05	4,37	0,7	0,4	0,04	1,14	0,8	9,7	11,64	10		41		0,2		
5,21	4,76	0,4	0,3	0,02	0,72	0,3	7,5	8,52	8		29		0,1		
5,58	5,77	0,5	0,3	0,02	0,82	0	4,0	4,82	17		0		0,2		
C %		TEORES "TOTAIS" (H ₂ SO ₄ e HF)				RELAÇÃO				RELAÇÃO					
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$				$\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$						
	g kg ⁻¹													
3,29															
1,96															
1,30		143,1		429,1		222,9		0,56				0,42			
0,51		143,9		372,9		197,1		0,65				0,49			

APÊNDICE 6 - DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA E CLASSIFICAÇÃO DOS LATOSSOLOS – PERFIL 6

Classificação: (EMBRAPA, 1999)	LATOSSOLO VERMELHO Distroférico húmico
Município:	Cascavel.
Localização:	A principal vida de acesso a BR 277, onde a área localiza-se a 10 km de Cascavel sentido Curitiba no km 573.
Situação e declive:	Trincheira aberta em terço médio-superior de elevação, com 4 a 5% de declividade.
Litologia e formação geológica:	Rochas eruptivas básicas do derrame do Trapp, provavelmente basalto, Grupo São Bento, do Jurássico-Cretáceo.
Material de origem:	Saprolito proveniente das rochas acima mencionadas.
Relevo:	Suave ondulado, formado com pendentes convexas suaves e longas.
Altitude:	776m.
Drenagem:	Acentuadamente drenado.
Erosão:	Não aparente.
Vegetação primária:	Floresta subtropical perenifólia, com araucária, imbuia, cedro, etc.
Uso atual:	Reserva ecológica (Parque Municipal)
Situação e declive:	trincheira aberta em terço médio-superior de elevação, com 4 a 5% de declividade.
2	
3 A 0 – 40cm	vermelho-escuro (2,5YR 3/4); muito argiloso; moderada, pequena, blocos subangulares, friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição difusa plana.
4	
5 AB 40 – 65cm	vermelho-escuro (2,5YR 4/4); muito argiloso; forte, pequena granular, friável, plástico e pegajoso; transição clara.
B1 65 – 142cm	vermelho-escuro.(10R 4/6); muito .argiloso; forte, pequena granular, muito friável, plástico e pegajoso; transição difusa plana.
B2 142 – 177cm	vermelho-escuro.(10R4/8); muito argiloso; moderada, pequena, blocos subangulares, plástico e pegajoso;transição abrupta.
C 177 – 208 ⁺ cm	vermelho-escuro..(10R 4/8); 90% do material é mistura de cascalho e calhau.
Raízes:	muitas, finas e médias até o B1, raras no B2 e inexistente no C.

APÊNDICE 7 - DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA E CLASSIFICAÇÃO DOS LATOSSOLOS – PERFIL 7

Classificação: (EMBRAPA, 1999)	LATOSSOLO VERMELHO Distroférrico húmico
Município:	Cascavel.
Localização:	A principal via de acesso a BR 277, onde a área localiza-se a 10 km de Cascavel sentido Curitiba no km 573.
Situação e declive:	Trincheira aberta em terço médio de elevação, com 5 a 6% de declividade.
Litologia e formação geológica:	Rochas eruptivas básicas do derrame do Trapp, provavelmente basalto, Grupo São Bento, do Jurássico-Cretáceo.
Material de origem:	Saprolito proveniente das rochas acima mencionadas.
Relevo:	Suave ondulado, formado com pendentes convexas suaves e longas.
Altitude:	771m.
Drenagem:	Acentuadamente drenado.
Erosão:	Não aparente.
Vegetação primária:	Floresta subtropical perenifólia, com araucária, imbuia, cedro, etc.
Uso atual:	Reserva ecológica (Parque Municipal).
A 0 – 41cm	vermelho-escuro (2,5YR 3/4); muito argiloso; forte, muito pequena, blocos subangular, firme, plástico e pegajoso; transição difusa plana.
AB 41 – 67cm	vermelho-escuro (2,5YR 3/6); muito argiloso; forte, muito pequena, blocos subangular, friável, plástico e pegajoso; transição difusa plana.
B1 67 – 145cm	vermelho-escuro (2,5YR 4/6); muito argiloso; moderada, muito pequena, blocos subangular, friável, plástico e pegajoso; transição difusa.
B2 145 – 176cm	vermelho-escuro (10R4/6); muito argiloso; moderada, muito pequena, blocos subangular, firme, plástico e pegajoso; transição difusa.
BC 176 – 206cm	vermelho-escuro..(10R 4/8); muito argilosa; moderada, pequena, blocos subangulares, firme, plástico e pegajoso; transição abrupta.
CR	Rochas semi-decomposta.

Raízes: muitas, finas e médias até o meio do horizonte B1. O restante do B1 é comum, e B2 rara e ausente no BC.

PERFIL 7 – CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA E FÍSICA DO SOLO

HORIZONTE		FRAÇÕES DE AMOSTRA TOTAL %			GRANULOMETRIA (DISPERSÃO COM NaOH) %				ARGILA DIS- PERSA EM ÁGUA %	GRAU DE FLOCU- LAÇÃO %	%SILTE % ARGILA	DENSIDADE g cm ⁻³		POROSI- DADE TOTAL % (VOLU- ME)	
Símbolo	Prof. Cm	Calhau >20 mm	Cascalho 20-2	Terra fina > 2 mm	Areia G. 2-0,02 mm	Areia F. 0,20- 0,05mm	Silte 0,05- 0,02mm	Argila >0,002 mm				Aparen- te	Real		
A	0 - 41	0	0	100	5	5	23	67	1,77	93,43	0,34				
AB	41 - 67	0	0	100	4	5	19	72	2,45	90,77	0,26				
B1	67 - 145	0	0	100	3	4	23	70	0	98,9	0,33	0,84	2,98	72	
B2	145 - 176	0	0	100	5	7	20	68	0	100	0,29	0,94	3,03	69	
pH(1:2,5)		COMPLEXO SORTIVO – cmol _c dm ⁻³							VALOR V (SAT. DE BASES)		$\frac{100 \cdot \text{Al}^{+3}}{\text{Al}^{+3} + \text{S}}$		P mg dm ⁻³		
Água	KCl 1N	Ca ⁺²	Mg ⁺²	K ⁺	Valor S	Al ⁺³	H ⁺	Valor T							
4,76	4,22	1,4	0,5	0,17	2,07	1,4	10,7	14,17	15		40		0,7		
5,06	4,42	0,7	0,4	0,05	1,15	0,7	8,3	10,15	11		38		0,2		
5,01	4,89	0,4	0,3	0,03	0,73	0,3	6,4	7,43	10		23		0,2		
5,43	5,5	0,3	0,3	0,02	0,62	0,0	4,6	5,22	12		00		0,2		
C %		TEORES “TOTAIS” (H ₂ SO ₄ e HF)					RELAÇÃO				RELAÇÃO				
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃				$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$				$\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$			
	g kg ⁻¹													
2,93															
1,78															
1,06		142,5		387,6		217,8		0,62						0,45	
0,75		130,2		334,8		208,2		0,66						0,47	

APÊNDICE 8 - DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA E CLASSIFICAÇÃO DOS LATOSSOLOS – PERFIL 8

Classificação: (EMBRAPA, 1999)	LATOSSOLO VERMELHO Distroférico húmico
Município:	Cascavel.
Localização:	A principal vida de acesso a BR 277, onde a área localiza-se a 10 km de Cascavel sentido Curitiba no km 573.
Situação e declive:	Trincheira aberta em terço inferior de elevação, com 8% de declividade.
Litologia e formação geológica:	Rochas eruptivas básicas do derrame do Trapp, provavelmente basalto, Grupo São Bento, do Jurássico-Cretáceo.
Material de origem:	Saprolito proveniente das rochas acima mencionadas.
Relevo:	Suave ondulado, formado com pendentes convexas suaves e longas.
Altitude:	766m.
Drenagem:	Acentuadamente drenado.
Erosão:	Não aparente.
Vegetação primária:	Floresta subtropical perenifólia, com araucária, imbuia, cedro, etc.
Uso atual:	Reserva ecológica (Parque Municipal).
6 A 0 – 38cm	vermelho-escuro (2,5YR 3/6); muito argiloso; forte, pequena, média, blocos angulares, firme, plástico e pegajoso; transição difusa.
AB 38 – 58cm	vermelho-escuro (2,5YR 3/6); muito argiloso; moderada, pequena, blocos angular, friável.
B1 58 – 107cm	vermelho-escuro (2,5YR 4/6); muito argiloso; forte, muito pequeno, blocos subangular, friável, plástico e pegajoso; transição difusa e plana.
B2 110 – 170cm	vermelho-escuro (10R 4/6); muito argiloso; moderada, pequena, blocos subangular, friável, plástico e pegajoso; transição difusa.
BC 170 – 206cm	vermelho-escuro (10R 4/8); muito argiloso; moderada, média, blocos subangular, firme, plástico e pegajoso; transição clara e plana.
Raízes:	muitas, médias e finas até a metade do horizonte B1, raras no restante do B2 e ausente no BC.

PERFIL 8 – CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA E FÍSICA DO SOLO

HORIZONTE		FRAÇÕES DE AMOSTRA TOTAL %			GRANULOMETRIA (DISPERSÃO COM NaOH) %				ARGILA DIS- PERSA EM ÁGUA %	GRAU DE FLOCU- LAÇÃO %	%SILTE % ARGILA	DENSIDADE g cm ⁻³		POROSI- DADE TOTAL % (VOLU- ME)
Símbolo	Prof. Cm	Calhau >20 mm	Cascalho 20-2	Terra fina > 2 mm	Areia G. 2-0,02 mm	Areia F. 0,20- 0,05mm	Silte 0,05- 0,02mm	Argila >0,002 mm				Aparen- te	Real	
A	0 - 38	0	0	100	6	6	25	63	3	81	0,39			
AB	38 - 58	0	0	100	5	5	23	67	2	89	0,34			
B1	58 - 107	0	0	100	4	5	23	68	0	100	0,33	0,86	2,98	70
B2	110 - 170	0	0	100	6	4	25	65	0	100	0,38	0,87	2,94	70
pH(1:2,5)		COMPLEXO SORTIVO – cmol _c dm ⁻³							VALOR V (SAT. DE BASES) %		$\frac{100 \cdot \text{Al}^{+3}}{\text{Al}^{+3} + \text{S}}$		P mg dm ⁻³	
Água	KCl 1N	Ca ⁺²	Mg ⁺²	K ⁺	Valor S	Al ⁺³	H ⁺	Valor T						
4,68	4,39	2,1	1,6	0,13	3,83	0,3	6,4	13,53	28		7,26		0,7	
5,16	4,86	1,6	1,0	0,05	0,05	0	3,7	9,35	28		0		0,3	
5,04	5,01	1,5	0,6	0,04	0,04	0,2	6,0	8,34	26		8,54		0,6	
5,5	5,68	0,8	0,5	0,04	0,04	0	4,6	5,94	23		0		0,4	
C %		TEORES "TOTAIS" (H ₂ SO ₄ e HF)				RELAÇÃO				RELAÇÃO				
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$				$\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$					
	g kg ⁻¹												
		152,5 204,9		343,0 381,1		220,6 192,1		0,75 0,91		0,53 0,69				