

MARIA DAS GRAÇAS ALVES COSTA

**MINERALOGIA E MAPEAMENTO DE SOLOS DESENVOLVIDOS DE
ROCHAS PELÍTICAS EM CURVELO – MG**

Dissertação apresentada à
Universidade Federal de Viçosa,
como parte das exigências do
Programa de Pós-Graduação em
Solos e Nutrição de Plantas, para
obtenção do título de *Magister
Scientiae*.

VIÇOSA
MINAS GERAIS – BRASIL
2009

MARIA DAS GRAÇAS ALVES COSTA

**MINERALOGIA E MAPEAMENTO DE SOLOS DESENVOLVIDOS DE
ROCHAS PELÍTICAS EM CURVELO – MG**

Dissertação apresentada à
Universidade Federal de Viçosa,
como parte das exigências do
Programa de Pós-Graduação em
Solos e Nutrição de Plantas, para
obtenção do título de *Magister
Scientiae*.

APROVADA: 27 de Julho de 2009.

Prof. Maurício Paulo F. Fontes
(Coorientador)

Prof. Elpídio Inácio Fernandes Filho
(Coorientador)

Prof^ª. Cristiane Valéria de Oliveira

Dr. Juscimar da Silva

Prof. João Carlos Ker
(Orientador)

*A Deus,
Ao meu irmão Magno (in memoriam),
À Elza, minha querida mãe, a quem tudo devo.
Dedico.*

AGRADECIMENTOS

A Deus, pela vida e pela presença, sobretudo nos momentos mais difíceis.

À Universidade Federal de Viçosa e ao Departamento de Solos pela oportunidade de aprendizagem constante no âmbito acadêmico, pessoal e profissional.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes) pela concessão da bolsa de estudos.

À V&M Florestal, pelo apoio e financiamento dos trabalhos de campo.

Ao Professor João Carlos Ker pela orientação, amizade e por ser um exemplo de dedicação ao magistério.

Ao Professor Elpídio Inácio F. Filho pelo incentivo, confiança e amizade.

Ao Professor Maurício Paulo Ferreira Fontes pela contribuição ao trabalho e atenção a mim dispensada.

À Cristiane Valéria, professora da UFMG, e ao Dr. Juscimar da Silva pela participação na banca de defesa, correções e sugestões ao trabalho.

Aos funcionários do Departamento de Solos pela agradável convivência e apoio especialmente à Luciana, Chico, Jorge, Zélia, Carlos Fonseca e a todos do Laboratório de Física do Solo.

Aos amigos do DPS pela troca de conhecimentos, experiências e momentos felizes.

À minha mãe pela motivação constante, pelo conforto nos momentos difíceis e por fazer dos meus sonhos seus objetivos.

Ao meu irmão pela presença, força e amor.

Ao meu pai pela vida e pelo amor apesar de todas as dificuldades.

Aos bons e velhos amigos de Sabará por fazerem parte da minha vida “mesmo que o tempo e a distância digam não”.

Aos familiares pelo carinho e incentivo.

Às grandes amizades construídas em Viçosa que fizeram e fazem os dias valerem a pena.

Aos que não cito aqui, mas, que de alguma forma contribuíram para o meu trabalho e aprendizado, ofereço minha sincera gratidão.

BIOGRAFIA

MARIA DAS GRAÇAS ALVES COSTA, filha de Hélio Martins da Costa e Elza Alves Martins da Costa, nasceu em 16 de dezembro de 1979, na cidade de Sabará, Minas Gerais.

Em março de 2003 iniciou o Curso de Geografia na Universidade Federal de Viçosa, Minas Gerais.

Em agosto de 2007 iniciou o Curso de Mestrado no Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas da Universidade Federal de Viçosa finalizando-o com a defesa da presente dissertação em julho de 2009.

SUMÁRIO

	Página
RESUMO	viii
ABSTRACT	x
1. INTRODUÇÃO.....	01
2. REVISÃO DE LITERATURA	04
2.1. Classificação e Levantamento de Solos	04
2.2 Metodologias de Levantamento de Solos.....	06
2.3. Material de origem e solos originados de rochas pelíticas	07
2.3.1. Óxidos de ferro	07
2.3.2. Substituição Isomórfica em goethita e hematita	09
2.3.4. Caulinitas	10
2.4. Cristalinidade das caulinitas	11
3. MATERIAL E MÉTODOS	14
3.1. Caracterização da Área de Estudo	14
3.1.1. Localização	14
3.1.2. Caracterização do meio físico	14
3.1.2.1. Clima	14
3.1.2.2. Aspectos Geológicos e Geomorfológicos	16
3.2. Seleção dos Perfis e Coleta de Amostras de Solos	17
3.3. Análises de Solo	18

3.3.1. Análises físicas	18
3.3.2. Análises químicas	18
3.3.2.1. Complexo sortivo, fósforo disponível, pH em água, pH em KCl, alumínio trocável e carbono orgânico.....	18
3.3.2.2. Digestão Total.....	19
3.3.2.3. Digestão Sulfúrica.....	19
3.3.3. Análises mineralógicas.....	19
3.3.3.1. Preparação das amostras	19
3.3.3.2. Concentração de óxidos de ferro.....	20
3.3.3.3. Ferro e alumínio extraídos pelo ditionito-citrato-bicarbonato e oxalato de amônio	20
3.3.3.4. Identificação dos componentes após concentração de óxidos por difratometria de raios X	20
3.3.3.5. Cálculo da substituição isomórfica de ferro por alumínio em goethitas e hematitas	21
3.3.3.6. Análise Térmica Diferencial	21
3.3.5.7. Índice de cristalinidade em caulinitas	22
3.4. Mapeamento dos Solos	22
3.4.1. Mapeamento pelo método convencional	22
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	25
4.1. Características Morfológicas e Físicas dos solos	25
4.2. Características Químicas dos Solos	32
4.3. Digestão total e sulfúrica.....	39
4.3. Características Mineralógicas das frações argila, silte e areia dos solos estudados	48
4.3.1. Proporção de caulinita e gibbsita na fração argila	63
4.3.2. Ferro e alumínio extraídos com ditionito e com oxalato de amônio ...	66
4.3.3. Substituição Isomórfica nos perfis de solos estudados	68
4.3.4. Índice de cristalinidade das caulinitas	72
4.4. Classificação e Mapeamento dos Solos	75
5. CONCLUSÕES	82
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	84
APÊNDICE.....	93

RESUMO

COSTA, Maria das Graças Alves, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, julho de 2009. **Mineralogia e mapeamento de solos desenvolvidos de rochas pelíticas em Curvelo – MG.** Orientador: João Carlos Ker. Co-orientadores: Maurício Paulo Ferreira Fontes e Elpídio Inácio Fernandes Filho.

As informações referentes à espacialização e características físicas, químicas, mineralógicas e morfológicas dos solos no país ainda têm por base aquelas contidas em levantamentos pedológicos de pequena escala, em nível exploratório ou de reconhecimento. Estes levantamentos compreendem a identificação, descrição e delineamento, em um mapa dos diferentes tipos de solos existentes em uma determinada área, por meio das unidades de mapeamento que possibilitam um poder preditivo a respeito da aptidão agrícola e qualidade dos mesmos. Levantamentos em escalas maiores, ou seja, com informações mais detalhadas a respeito dos solos são necessárias para a classificação destes em níveis categóricos mais baixos, sobretudo a partir da mineralogia. O objetivo deste trabalho foi mapear, caracterizar e avaliar as possíveis diferenciações entre os solos originados de rochas pelíticas em Curvelo – Minas Gerais. Para tanto, foram realizadas análises físicas e químicas de rotina, digestão total e sulfúrica e análises mineralógicas. Foram analisadas por difratometria de raios X, amostras de argila natural, desferrificada e concentradas de óxidos de ferro. Além disso, foram realizadas análises termogravimétricas, extrações com ditionito-citrato-bicarbonato e com oxalato de amônio em amostras de argila, estimativa do índice de cristalinidade

das caulinitas (IC), quantificação de substituição isomórfica de Fe por Al (SI) em goethitas e hematitas. Os principais resultados encontrados foram: (a) Os solos estudados são ácidos, álicos e distróficos; (b) os elevados teores de silte colaboram para a aceleração de processos erosivos (c) a quantificação por termogravimetria apresentou predomínio da caulinita na fração argila de todos os solos e maior expressividade da gibbsita nos Latossolos Vermelhos; (d) as caulinitas apresentaram índices de cristalinidade variados sendo maiores nos Cambissolos; (e) os valores de SI em goethitas foram elevados e superiores aos da hematita (f) os teores de Fe e Al extraídos por DCB e oxalato, e suas relações, confirmaram o predomínio na fração argila de argilominerais silicatados e óxidos de ferro cristalinos; g) os minerais de maior ocorrência na fração argila são: caulinita, illita, gibbsita e vermiculita com hidróxi entrecamadas nos Cambissolos, Neossolo Flúvico e Latossolos foram identificados os mesmos minerais mas, com presença mais expressiva de gibbsita nesta última classe. A fração silte de ambas as classes revelou a presença principalmente de mica e principalmente quartzo na fração areia, confirmando a baixa reserva de nutrientes nas frações mais grosseiras destes solos; (h) a distribuição das unidades de mapeamento dos solos foi: 11,09 % de Cambissolo Háplico Tb Distrófico, 21,01 % de Latossolo Vermelho Distrófico, e 17,4 % Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico.

ABSTRACT

COSTA, Maria das Graças Alves, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, July 2009. **Mineralogy and mapping of soils developed from pelitics rocks in Curvelo – MG.** Adviser: João Carlos Ker. Co-Advisers: Maurício Paulo Ferreira Fontes and Elpídio Inácio Fernandes Filho.

The information about the spatial, physical, chemical, mineralogical and morphological characteristics of soils in the country is still based on those contained in pedological surveys of small scale, exploratory or recognition level. The soil survey include the identification, description and design, on a map of different soil types in a given area, through the mapping units that will enable predictive power about the land suitability and quality. Soil surveys on larger scales, with more detailed information about soils needed for classification of soils in the lower categorical levels, especially mineralogy. The objective of this study was to map, characterize and evaluate the possible differences between the soils originated from pelitic rocks in Curvelo - Minas Gerais. In order to do this, we carried out physical, chemical, total and sulfuric digestion and mineralogical analysis. Were analyzed by X-ray diffraction, samples of natural clay, iron-free and concentrated iron oxides. In addition, we carried out thermogravimetric, extractions with citrate-bicarbonate-dithionite (CDB) and ammonium oxalate in samples of clay, an estimate crystallinity index of kaolinite (IC), quantification ionic substitution of Fe by Al (SI) on goethite and hematite.

The main findings were: (a) The soils are acidic, distric (b) high levels of silt collaborate for the acceleration of erosion (c) quantification by thermogravimetry showed a predominance of kaolinite in clay fraction of all soils and greater expression of gibbsite in Latosols (d) showed the kaolinite crystallinity index varied and were higher in Cambisols (e) the values of SI in goethites were high and higher than those of hematite (f) and Fe and Al extracted by CDB and oxalate, and their relations suggest that all profiles are already highly weathered soils; g) the higher occurrence of minerals in the clay fraction are kaolinite, illite, gibbsite and Al-hydroxy interlayered vermiculite (HIV) in Cambisols, Fluvisols and Latosols were identified the same minerals, but with more significant presence of gibbsite. The silt fraction of both classes revealed the presence mainly of mica and quartz and sand fraction, mainly quartz, confirming the low nutrient reserves in the coarser fractions of soils. (h) the distribution of mapping units of soils was: 11,09 of Cambisols , 21,01 % de Red Latosol e 17,4 % Red-Yellow Latosol.

1. INTRODUÇÃO

A avaliação da aptidão dos solos para a atividade agrícola e florestal depende do conhecimento pedológico, uma vez que suas potencialidades e limitações podem ser determinantes quanto ao uso e manejo adequados, de forma a se alcançar o máximo de produtividade e o mínimo de degradação.

Os levantamentos de solos são um prognóstico da distribuição geográfica dos solos como corpos naturais, determinados por um conjunto de relações e propriedades observáveis na natureza, fornecendo subsídios para o agrupamento de solos que apresentam certa homogeneidade em relação as suas características, sendo esta majorada dependendo do objetivo do levantamento (EMBRAPA, 1995). Estes levantamentos consistem na identificação, descrição, classificação e delineamento, em um mapa dos diferentes tipos de solos existentes em uma determinada área. Baseiam-se em observações de campo, dados analíticos e interpretação de fotografias aéreas e imagens de satélite. A associação deste conjunto de informações permite classificar os solos e delimitá-los em unidades de mapeamento o que trará poder preditivo a respeito da aptidão agrícola e qualidade dos mesmos. Trata-se, pois, de documento indispensável ao planejamento e uso agrícola, incluindo aí a busca de índices pedológicos para o aperfeiçoamento de modelos que tem como objetivo simular a produtividade em sítios florestais.

Apesar da grande importância dos levantamentos de solos, informações a respeito da espacialização, características físicas, químicas, mineralógicas e morfológicas de solos do país ainda têm por base aquelas contidas em

levantamentos pedológicos de pequena escala, em nível exploratório ou de reconhecimento. Contribuíram para isso, a necessidade de informação a respeito do recurso de solo em curto espaço de tempo. Ainda que a evolução do sensoriamento remoto seja fato inegável, as pesquisas direcionadas para sua aplicação como complemento ou na substituição parcial dos levantamentos de solos tradicionais, ainda são restritas, em decorrência da falta de base de dados adequada, principalmente referentes aos dados altimétricos. Além disso, a inexistência de maiores investimentos em órgãos de pesquisa capazes de suprirem tais carências permite inferir sobre a manutenção da disponibilidade de informações espaciais generalizadas.

No entanto, o mapeamento de solos elaborado no campo por meio do delineamento das manchas, ainda é o instrumento disponível para que se obtenha um conhecimento dos solos em maior escala, adequada ao planejamento agrícola e ambiental.

A exploração agrícola cada vez mais tecnicizada requer informações mais detalhadas a respeito dos recursos de solos de uma determinada área, tanto no sentido da espacialização dos solos, como de suas características físicas, químicas e mineralógicas. Um estudo pormenorizado da mineralogia dos solos pode contribuir para o detalhamento das informações sobre os solos, uma vez que a caracterização da sua composição mineralógica é imprescindível para a melhor compreensão de sua gênese, bem como, de suas características físicas, químicas e do reflexo destas características no processo produtivo agrícola.

Dados de substituição isomórfica, por exemplo, juntamente com estudos de outras variáveis, são importantes nos estudos de gênese dos solos, uma vez que podem refletir os ambientes nos quais os solos foram formados, bem como, podem ser utilizados como indicadores de processos pedogenéticos. A substituição do Fe^{3+} pelo Al^{3+} na goethita e hematita está relacionada a fatores que controlam a atividade do Al^{3+} na solução do solo, como o pH, teor de compostos orgânicos, saturação por bases e concentração de silício, bem como a concentração do Al^{3+} no material de origem do solo (Schwertmann & Taylor, 1989).

As hipóteses levantadas neste trabalho são: apesar das áreas mapeadas encontrarem-se sobre o mesmo material de origem, haverá diferenças químicas, físicas, morfológicas e mineralógicas entre as classes de

solos formadas, inclusive em relação à potencialidade agrícola. Por se tratar de material de origem de textura pelítica e rico em alumínio é de se esperar solos de textura argilosa ou siltosa, bem como a presença de goethitas com elevados valores de substituição isomórfica de ferro por alumínio. Em função da variação nos teores de ferro constatados em solos próximos a área em trabalhos anteriores espera-se a presença de caulinitas com índices de cristalinidade variados. Espera-se ainda que o delineamento das unidades de mapeamento seja diferente daquele constante no mapa de solos de Minas Gerais na escala 1:600.000 (CETEC, 2008).

Com o intuito de testar estas hipóteses, os principais objetivos deste trabalho foram:

- Realizar o levantamento semi-detalhado de solos na escala (1:20.000) das Fazendas Buenos Aires e Pindaíbas pertencente à empresa V&M Florestal, no município de Curvelo – MG.
- Caracterizar química, física e mineralogicamente, os principais solos encontrados, e determinar o grau de cristalinidade da caulinita e a substituição isomórfica do ferro pelo alumínio nas estruturas das goethitas e hematitas.

2. REVISÃO DE LITERATURA

2.1. Classificação e Levantamento de solos

A classificação tem como finalidade a ordenação dos conhecimentos em relação a um objeto, visando facilitar a memorização de suas propriedades de maneira fácil e precisa (Buol et al., 1997). Para tal, esta requer a existência de um sistema taxonômico pré-estabelecido, ou seja, um sistema através do qual uma palavra seja capaz de sintetizar determinadas características dos solos.

Os levantamentos de solos constituem um inventário do recurso solo elaborados a partir das características morfológicas, físicas, químicas e mineralógicas, além da classificação taxonômica e a distribuição geográfica dos mesmos, representada pelo mapa (EMBRAPA, 1995; IBGE, 2007).

A relação entre a classificação e o levantamento de solos fica estabelecida no momento em que solos semelhantes são reunidos em classes, sendo estas, associadas às informações do ambiente constituindo a base para a definição das unidades de mapeamento, cuja distribuição espacial, extensão e limites são delineados em mapas (EMBRAPA, 1995; IBGE, 2007).

O processo de mapear consiste em elaborar uma representação da realidade através de modelos descritivos e utilizando uma semiologia gráfica, ou seja, uso de símbolos carregados de significado que devem ser trabalhados de forma a refletir a realidade. Este processo requer ainda transformações da realidade, no que diz respeito à escala, à projeção e simbologia (Câmara et al., 2001).

Atualmente existe a necessidade de sensibilização dos tomadores de decisão quanto ao direcionamento de recursos, sobre a necessidade de elaboração de levantamentos de solos em escala maiores que possam fornecer subsídio ao planejamento agrícola e ambiental do país (Ker, 2007). Dessa forma, o melhor planejamento pode trazer inúmeros benefícios, ao evitar, por exemplo, situações de mau uso de insumos, como a adubação de solos arenosos com elevadas doses de fertilizantes.

O mapa de solos de Minas Gerais foi elaborado a partir de uma compilação de outros dados existentes e apresentados na escala de 1:600.000 (CETEC, 2008). Contudo, ressalta-se a necessidade de trabalhos de campo em Minas Gerais, visando à atualização dos levantamentos de solos e, também, produzindo informações mais detalhadas condizentes com a expansão e desenvolvimento agrícola do Estado.

O setor florestal, por exemplo, constitui um mercado em franca expansão no Brasil. O crescimento de florestas plantadas para espécies de eucalipto, em 2006, atingiu cerca de 130.000 ha de novas áreas, revelando a produtividade crescente das florestas e a demanda por novas áreas (ABRAF, 2007). Os levantamentos de solos consistem em uma das técnicas utilizadas para atender tais demandas uma vez que permitem avaliar a produtividade nos sítios florestais (Menezes, 2005).

No Brasil, com o avanço da agrossilvicultura solos sem ou com aptidão marginal para determinado tipo de exploração já vêm sendo utilizados. Destacam-se o uso de Neossolos Quartzarênicos com soja no Mato Grosso e com eucalipto em vários estados do Brasil. Em Curvelo, região central de Minas Gerais, em função das características físicas e químicas dos solos originados de rochas pelíticas estes foram classificados como inaptos à agricultura (Amaral, 1993). Sendo assim, estes muitas vezes encontram-se expostos, contribuindo para a formação de processos erosivos.

O principal uso destas áreas era restrito a extração e beneficiamento da ardósia, extração de quartzo, produção agropecuária e indústria têxtil. Atualmente, em Curvelo, fatores como: o preço atrativo e a elevada disponibilidade das terras, bem como de sua favorável localização geográfica, levaram algumas empresas a testar a viabilidade de aproveitamento de áreas de Cambissolos Háplicos álicos para a exploração com eucalipto para a carvoaria.

3.2. Metodologias de Levantamento de solos

A realização dos trabalhos de levantamentos de solos inicia-se geralmente por uma vistoria em toda área com intuito identificar unidades de mapeamento e estabelecer correlações destas com as feições da paisagem.

Entre as metodologias de levantamento existem os métodos de prospecção utilizados para a coleta de dados, descrição das características dos solos no campo e a verificação dos limites entre as unidades de mapeamento.

Os métodos de prospecção utilizados no Brasil foram apresentados pela EMBRAPA (1995) em que:

- Método das transeções: são realizadas observações para a detecção do máximo de variações na paisagem, compreendendo particularidades fisiográficas, tais como, geologia, geomorfologia, vegetação, drenagem superficial e uso atual do solo. Estas observações são efetuadas a intervalos regulares ou toda vez que se perceba mudanças de classes de solos ou características importantes.
- Método de investigação: ao longo de topossequências, os solos e suas variações são correlacionados com as superfícies geomórficas em que ocorrem. Este método permite o estabelecimento de correlações entre classes de solos, textura, drenagem, profundidade, declive, comprimento e forma de pendentes, posição e exposição dos solos em relação às encostas.
- Método do sistema de malhas: consiste essencialmente de observações a espaços prefixados de modo a formar um retículo denso (malha) em toda a extensão da área. Por este método, a fotointerpretação é utilizada para estimativa do grau de heterogeneidade da área, em combinação com observações de campo e estimativas estatísticas da variabilidade de solos.
- Método do caminhamento livre: realizado por pedólogos experientes que utilizam o próprio julgamento, a fotointerpretação e a correlação para localizar os pontos de observação e amostragem, geralmente em locais representativos, de modo que cada observação ou amostra coletada

forneça o máximo de informações para o mapeamento e caracterização dos solos.

3.3. Material de origem e solos originados de rochas pelíticas

O município de Curvelo encontra-se inserido no Grupo Bambuí, uma cobertura pelito-carbonática sobre o Cráton do São Francisco, ocupando uma área superior a 200.000 Km² (Nobre-Lopes, 1995). Curvelo faz parte da Formação Três Marias, cujo material de origem é a rocha pelítica composta por arcósios, siltitos e arenitos finos (Sade & Quade, 1985).

De acordo com Almeida (1979), os solos originados de rochas pelíticas quando velhos tendem a ser vermelhos exceto quando apresentam menores teores de ferro. Este autor afirma ainda que quando estes solos são jovens existe muito alumínio no sistema, favorecendo a formação de goethita, tendendo à coloração amarelada; quando os solos são mais velhos, a perda do silício colabora para a gênese da gibbsita, diminuindo o alumínio no sistema e contribuindo para a formação de hematita e a coloração avermelhada.

Quanto aos Cambissolos, esta classe agrupa os solos caracterizados como álicos, pouco profundos e amarelados. Suas características físicas e químicas são desfavoráveis à sua utilização. A disposição horizontalizada ou com pequena inclinação dos materiais pelíticos pouco metamorfizados, associados aos elevados teores de silte que favorecem a formação de crostas superficiais dificultando a infiltração de água no solo e conseqüentemente retardam o seu aprofundamento e o aumento do poder erosivo, principalmente da erosão laminar (Almeida, 1979). Entretanto, a adoção de práticas de manejo adequadas têm possibilitado a inserção destes solos ao sistema produtivo (Almeida, 1979; Pereira, 2010).

3.2.2. Óxidos de ferro

Os óxidos de ferro pedogênicos desempenham importante papel no comportamento físico e químico do solo, em função principalmente de sua alta reatividade e área superficial específica, bem como pelo caráter variável de suas cargas superficiais. Portanto, são responsáveis por processos de agregação, estruturação, adsorção de fósforo (P), capacidade de troca

catiônica (CTC), entre outras. Além disso, a cor dos óxidos é a característica mais facilmente identificada, sendo por isso utilizada para a caracterização e diferenciação dos solos.

A partir de matizes pré-definidos pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SBCS) é possível inferir sobre sua composição mineralógica, considerando que as cores vermelhas e amarelas resultam da presença de hematita e goethita respectivamente. Do ponto de vista prático, esta caracterização é utilizada para a distinção de classes de Latossolos no primeiro nível categórico (ordem), bem como a diferenciação entre os solos em relação à maior susceptibilidade à adsorção de fósforo. Além disso, é possível inferir sobre fatores como: teor de matéria orgânica, grau de umidade do solo, agregação, condições de oxirredução, etc.

Os óxidos de ferro são importantes indicadores pedoambientais e de processos pedogenéticos, atuais e passados, uma vez que tanto sua formação quanto a sua estabilidade estão ligadas às condições pedoambientais (Schwertmann & Taylor, 1989; Kämpf & Curi, 2000). Estes minerais são muito comuns nos solos tropicais em virtude da baixa solubilidade do ferro (Fe) que favorece a concentração deste na forma de óxido, formando assim, minerais estáveis, como hematita e goethita em solos com elevado grau de intemperismo.

A hematita é formada em ambiente com elevadas temperaturas ou baixa atividade de água para favorecer a etapa de desidratação, bem como de rápida oxidação da matéria orgânica para diminuir a complexação do ferro. A goethita é formada em condições de menores teores de ferro, baixa ou menor liberação de ferro no intemperismo e presença de compostos orgânicos (Schwertmann, 1988).

A diversidade pedoambiental condiciona variações nas características mineralógicas dos óxidos de ferro, tais como: grau de cristalinidade e substituição por alumínio (Al^{3+}) na estrutura cristalina, as quais refletem pedoambientes específicos de formação (Fitzpatrick & Schwertmann, 1982; Schwertmann, 1988). Essas características são influenciadas pelo material de origem, estágio de intemperismo e condições biopedoclimáticas (Melo et al., 2001). Além disso, os óxidos de ferro despertam especial interesse prático, por exercerem papel relevante, na relação solo planta e como critérios auxiliares de agrupamento e hierarquização dos solos (EMBRAPA, 2006).

3.2.3. Substituição Isomórfica em goethita e hematita

Grande parte do alumínio liberado durante o processo de intemperismo do solo passa a constituir os minerais aluminossilicatados, e também pode ser incorporada à estrutura dos óxidos de ferro e hidróxidos de alumínio.

A substituição de ferro (Fe) por alumínio (Al) é comum em hematitas e goethitas de solos, sendo característica do ambiente pedogenético de formação desses minerais. A substituição isomórfica do Fe pelo Al ou, em menor escala, por outros metais na rede cristalina dos óxidos de Fe, depende basicamente da disponibilidade destes durante o processo de formação do solo. Em condições normais, isto ocorre com frequência, geralmente, devido a maior disponibilidade de Al^{3+} no sistema, e pela similaridade da valência e tamanho entre os átomos de Fe^{3+} ($r = 0,064 \text{ nm}$) e Al^{3+} ($r = 0,053 \text{ nm}$) assim podendo, substituí-lo na posição octaedral em hematitas e goethitas (Schwertmann & Taylor, 1989; Resende et al., 2005).

Além das alterações na estrutura da goethita em decorrência da contração da cela unitária, esta substituição isomórfica determina uma maior estabilidade dos cristais às reações redutivas, devido a invariabilidade do estado de oxidação do alumínio (Inda Junior & Kämpf, 2005).

A partir de estudos realizados em solos, através da comparação entre goethitas em interface com diferentes tipos de rochas constatou-se que a ocorrência de substituição isomórfica do Fe pelo Al em goethitas é mais comum nos ambientes pedogenéticos com maior proporção de gibbsita, indicando que o grau de dessilicação contribui para a atividade do Al em solução, e conseqüentemente, para ser incorporado na estrutura da goethita (Schwertmann, 1988; Kämpf & Schwertmann, 1995). No entanto, estudos em ambientes latossólicos bem drenados não apresentaram relação positiva entre o teor de Gb e de óxidos de Fe com maior substituição isomórfica por Al, sugerindo cuidado com as generalizações quanto ao comportamento das substituições nos óxidos de ferro (Gomes et al., 2004).

A partir das equações de regressão $\text{Al mol mol}^{-1} = 31,09 - 61,714 \cdot a_0$ e $\text{Al mol mol}^{-1} = 67,60 (0,50417 - a_0)$, obtidas, respectivamente, de hematitas sintetizadas a $70 \text{ }^\circ\text{C}$ (Schwertmann et al., 1979) e a $25 \text{ }^\circ\text{C}$ (Schwertmann, 1988) concluiu-se que a regressão a partir de hematitas sintetizadas a $70 \text{ }^\circ\text{C}$ é

a mais adequada para se estimar a substituição de Fe por Al em hematitas de solos, usando difratometria de raios X (Kämpf & Schwertmann, 1998).

A quantidade máxima de substituição estimada a partir de dados sintetizados foi de 33 cmol mol^{-1} e 16 cmol mol^{-1} de alumínio para goethita e hematita, respectivamente (Schulze, 1984). Valores bem maiores que estes, entretanto, têm sido bastante comuns na literatura em estudos dos óxidos na forma natural.

Fontes & Weed (1991) trabalhando com diversos solos do Triângulo Mineiro, encontraram valores de substituição isomórfica na ordem de 17 a 36 cmol mol^{-1} para goethita e 6 a 15 cmol mol^{-1} para hematita.

Analisando substituição isomórfica de 13 perfis distribuídos no Estado de Minas Gerais Fernandes (2000) constatou na hematita uma variação na quantidade de substituição de 0 a 13,6 cmol mol^{-1} e para goethita entre 5,6 a 25,6 cmol mol^{-1} .

Em um perfil de Latossolo originado de rocha pelítica identificou-se um aumento uniforme da substituição isomórfica de Fe por Al de 20 cmol mol^{-1} a 40 cmol mol^{-1} da base para o topo do perfil (Barbosa et al., 1991).

Muitas vezes os resultados encontrados por diversos autores em relação às características mineralógicas são conflitantes, uma vez que estas refletem a expressiva amplitude das variações nos minerais, entre diferentes solos ou em um mesmo solo, resultado da função da profundidade ou de alternância pedoambientais ao longo de seu desenvolvimento, constituindo, portanto, um impedimento quanto às generalizações (Ker, 1995; Müggler et al., 2001; Inda Junior & Kämpf, 2005).

Estudos realizados em solos da África mostraram que a substituição por alumínio na goethita é maior em solos mais intemperizados e ácidos, em função da maior atividade do alumínio em solução (Fitzpatrick & Schwertman, 1982). De acordo com Ker (1995) solos com maiores proporções de vermiculita com hidróxi entrecamadas, devido à conseqüente incorporação do alumínio, apresentam goethitas com menor substituição isomórfica.

A grande variabilidade no grau de substituição isomórfica de Fe por Al na goethita desperta grande interesse pela importância do possível comportamento diferencial da goethita no que se refere à adsorção e dessorção de fosfatos ou como indicadora de ambientes distintos (Resende et al., 2005).

3.2.4. Caulinitas

As caulinitas têm como fórmula química $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ e consiste estruturalmente em uma lâmina tetraédrica de SiO_4 e uma lâmina octaédrica de Al coordenado por O e OH (Resende, 2005). A caulinita é muito comum nos solos altamente intemperizados desenvolvidos sob clima tropical úmido e semi-úmido, pode ser formada *in situ* ou ser produto do intemperismo de uma grande variedade de minerais, tanto primários quanto secundários (Varajão et al., 2001).

Este mineral apresenta frequentemente variação no grau de cristalinidade, em função da substituição de silício por alumínio nos tetraedros e de alumínio por ferro nos octaedros. A caulinita interfere em vários processos físico-químicos do solo: formação de agregados, porosidade, retenção de água, drenagem, reações de troca, lixiviação de nutrientes, etc (Dixon et. al., 1989; Melo et al., 2002; Corrêa et al., 2008; Melo & Wypych, 2009).

Apesar da sua baixa superfície específica e CTC, a caulinita pode exercer importante influência sobre aspectos de adsorção de fosfatos (Ker, 1995) e sobre o PCZ dos Latossolos, como observado por Fernandes (2000). Pode também ser um fator determinante nas propriedades físicas dos Latossolos, pois solos mais cauliniticos são mais densos e possuem agregados menos estáveis.

2.4. Cristalinidade das caulinitas

No Brasil, poucos estudos avaliam as características cristalográficas e químicas dos minerais presentes na fração argila, tais como: cristalinidade, composição química, morfologia e tamanho de partículas, dentre outros. A caulinita (Ct) e os óxidos de ferro determinam, normalmente, a cor e influenciam a estrutura, consistência, infiltração de água e reações de troca iônica dos solos (Melo et al, 2002).

Em razão da variabilidade na tipificação de caulinitas estudos anteriores apresentaram valores diferenciados do índice de cristalinidade de Hughes & Brown (ICHB) (1979) (Quadro 1)

Quadro 1. Valores diferenciados do índice de cristalinidade de ICHB (1979)

Fonte	IC
Hughes & Brown (1979)	4,3 a 13,7
Melo et al., (2001)	11,4 a 12,2
Melo et al., (2002)	13,2 a 22,7
Fernandes (2000)	7,7 a 13,8
Ker (1995)	6,0 a 15,0
Nunes (1999)	8,3 a 20,5
Metri et al., (2008)	8,6 a 18,8

A caulinita apresenta diferenciações quanto à morfologia e o tamanho dos cristais. Esta variação pode influenciar nas reações químicas e propriedades físicas deste argilomineral. A heterogeneidade dos solos constitui uma justificativa para tais variações, por isso, caulinitas de solos apresentam maior desordem estrutural que aquelas de depósitos geológicos (Hughes & Brown, 1979; Ker, 1995).

De acordo com Resende et al., (2005) o teor de Fe_2O_3 , pode trazer implicações taxonômicas importantes aos Latossolos, uma vez que está separando também diferentes tipificações de caulinitas, ou seja, caulinitas com grau de cristalinidade diferenciado devido principalmente a redução da cristalinidade decorrente da presença de Fe^{3+} na estrutura deste mineral (Mestdagh et al., 1980; Brindley et al., 1986; Melo, 2001).

Em perfis analisados na Serra da Moeda verificou-se que a cristalinidade da caulinita decresce em direção ao topo do perfil (Varajão et al., 2001). Corroborando estes resultados, Melo et al., (2002) constataram menores valores de índice de cristalinidade nos horizontes superficiais em decorrência das interferências dos compostos orgânicos. Na faixa de pH comum aos solos, a presença dos compostos orgânicos retardam a polimerização das espécies polinucleares de hidróxidos de alumínio levando a redução dos reagentes e conseqüentemente impossibilitando a lenta reação para formação de caulinita de melhor cristalinidade (Wypych & Melo, 2009).

Uma possível incorporação do ferro na estrutura da caulinita resultaria em rearranjos internos devido ao menor raio iônico deste elemento sendo responsável por uma desordem estrutural na caulinita (Resende, 1976; Singh & Gilkes., 1992).

Análises de microestruturas de caulinitas apontam para a existência de uma relação linear entre o teor de Fe_2O_3 na amostra e o grau de deformidade. Contudo afirma-se que a quantidade de ferro estrutural pode variar de uma

caulinita para outra dependendo da origem do depósito e dos processos geológicos (Araújo et al., 2006).

Estudo das propriedades cristalográficas das caulinitas em solos dos Tabuleiros Costeiros identificou a existência de caulinitas triclinicas e monoclinicas que podem estar relacionadas ao ambiente poligenético distinto, com variação no teor de Fe livre, tendo ambas apresentado desordem estrutural (Corrêa et al., 2008).

De acordo com Corrêa (2005), para o estudo da estrutura das caulinitas vários índices foram estabelecidos sendo constada a eficácia do índice de cristalinidade proposto por Hughes & Brown (1979). Este índice baseia-se na difratometria de raios-X para possível identificação de alterações na posição, largura e intensidade de reflexos hkl do pico em 020 com a altura da linha de base entre os picos 131 e 003.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Caracterização da área de estudo

3.1.1. Localização

O presente estudo foi realizado nas Fazendas Pindaíbas e Buenos Aires totalizando, aproximadamente, 5300 ha, pertencentes à empresa V&M Florestal, município de Curvelo, região central do Estado de Minas Gerais (Figura 1).

3.1.2. Caracterização do meio físico

3.1.2.1. Clima

Segundo a classificação climática de Köppen, o clima é do tipo Aw, tratando-se de clima tropical úmido com inverno seco. Apresenta temperatura média do mês mais frio é 18 °C e a temperatura média anual de 22 °C. A precipitação média anual é aproximadamente 1300 mm. O período chuvoso na região concentra-se entre os meses de novembro a abril (Figura 2) (Achá Panoso, 1978; INMET, 2008).

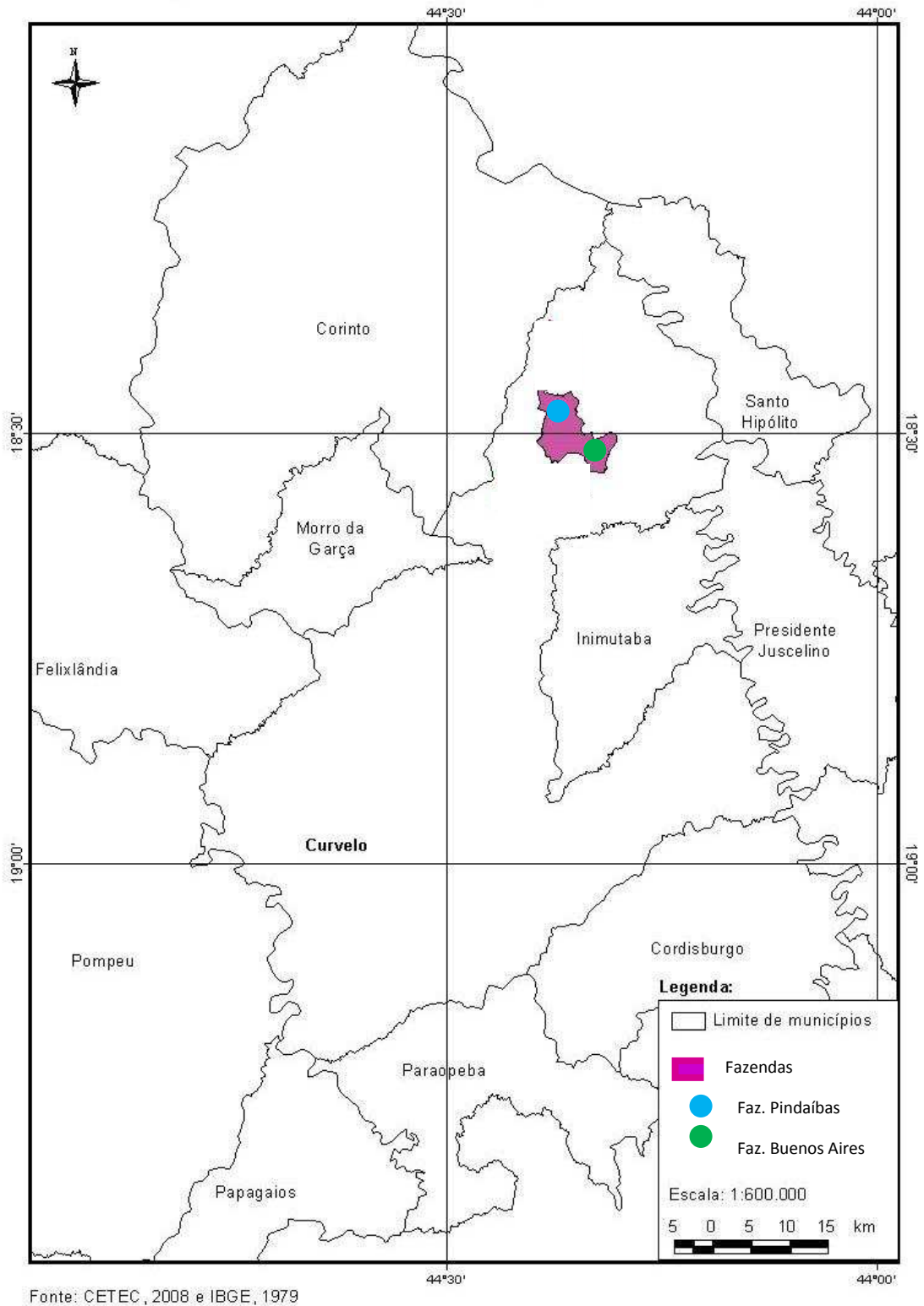


Figura 1. Localização das fazendas Pindaibas e Buenos Aires no município de Curvelo.

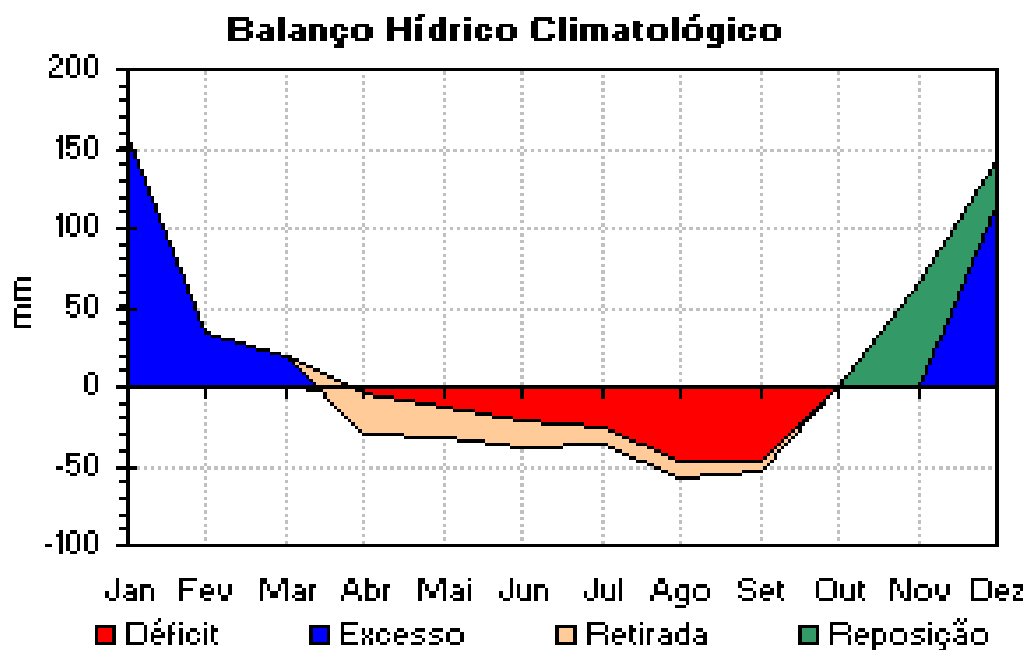


Figura 2. Balanço hídrico climatológico de Curvelo - MG. Fonte: INMET, 2008.

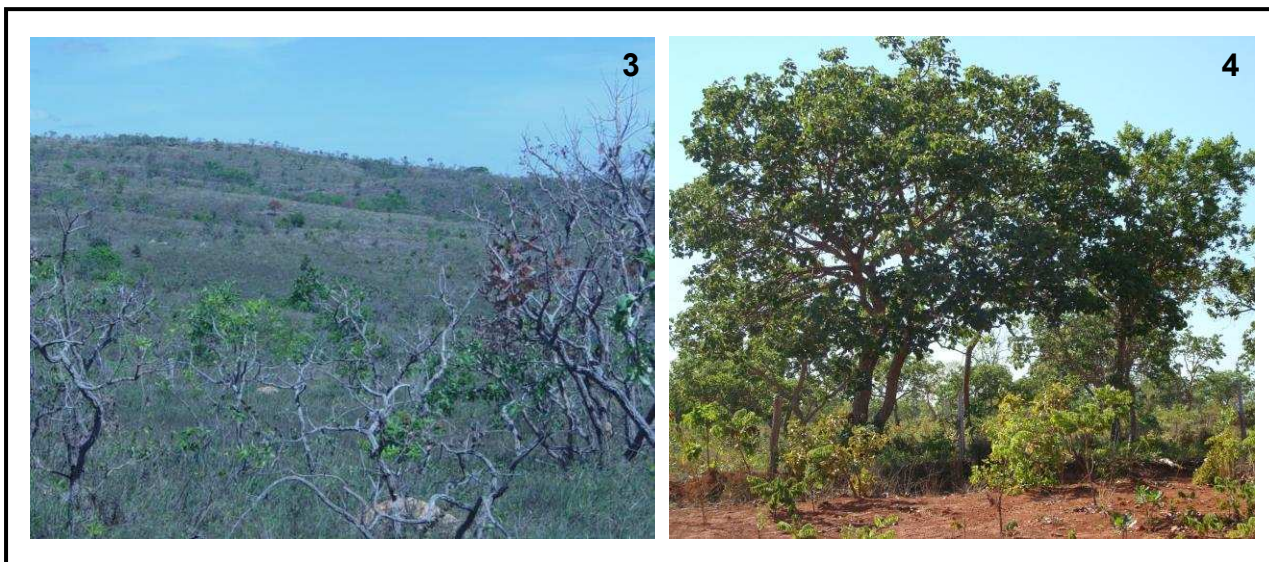
3.1.2.2. Aspectos Geológicos e Geomorfológicos

Do ponto de vista geológico, a área de estudo faz parte de uma cobertura denominada Formação Três Marias existente sobre a porção ocidental do Cráton São Francisco. Tal formação é composta por rochas de textura pelítica como: ardósias, metassiltitos, siltitos e quartzitos, ocorrendo também lentes de arcósio e calcário (Achá Panoso et al., 1978). A deposição destes materiais ocorreu em um ambiente de deposição de mar raso com fases de turbulência e clima quente (Braun, 1968; BRASIL, 1982).

O relevo da Formação Três Marias corresponde a uma superfície aplainada, a depressão da bacia Sanfranciscana, uma área antiga, em processo de desmonte. Os interflúvios são tabulares e capeados por depósitos de cobertura posicionados a cota usualmente superior a 850 m (Sad & Quade, 1985).

Na parte do Grupo Bambuí de cobertura pelítica tem-se a ocorrência de Cambissolos Háplicos (CX) relacionados às áreas de elevações ou quebra do relevo, que variam de suave ondulado a ondulado, onde ocorrem o campo cerrado ou mesmo ausência de vegetação a qual estão associados os Cambissolos (Figura 3 e 4) (Rizzini, 1997). Nas áreas mais estáveis da paisagem, onde há domínio de terrenos elevados, com relevo plano e suave ondulado encontram-se os solos

Latossolos Vermelho-Amarelos (LVA) e Latossolos Vermelhos (LV) (Almeida, 1979). Associada a esta paisagem mais plana tem-se a vegetação de cerrado *strictu sensu*.



Figuras 3 e 4. Campo ralo associado à Cambissolo e Cerrado *strictu sensu* associado à Latossolos.

3.2. Seleção dos Perfis e Coleta de Amostras de Solos

Foram selecionados 11 perfis nas fazendas Pindaíbas e Buenos Aires, cuja descrição e amostragem dos horizontes seguiram os critérios estabelecidos por Santos et al., (2005). Na Fazenda Buenos Aires foram coletadas amostras dos perfis de Cambissolos Háplicos (P1, P2, P3, e P5) e perfil Latossolo Vermelho-Amarelo (P4). Na Fazenda Pindaíbas foram coletadas amostras dos perfis de Cambissolos Háplicos (P6, P7 e P11), Latossolos Vermelhos (perfis P8 e P9) e Latossolo Vermelho-Amarelo (P10). Na Fazenda Renascença foram coletadas amostras do horizonte Bw de perfis de Latossolos Vermelhos (P12 e P13), para comparação da tipificação das caulinitas entre os Latossolos Vermelhos estudados. Além disso, coletou-se na fazenda Pindaíbas um perfil de Neossolo Flúvico para composição completa de uma topossequência. Adicionalmente, foram coletados 23 perfis extras de Latossolos Vermelhos, Latossolos Vermelho-Amarelos e analisados para a confirmação do delineamento das unidades de mapeamento.

Os materiais coletados foram secos, destorroados e passados em peneira com malha de 2 mm para obtenção da terra fina seca ao ar (TFSA), para realização das análises químicas, físicas e mineralógicas que compõem este trabalho.

3.3. Análises de Solo

3.3.1. Análises físicas

A análise granulométrica foi realizada utilizando como agente dispersante NaOH 0,1 mol L⁻¹ e agitação mecânica lenta por 16 h, a 50 rpm conforme EMBRAPA (1997) sendo a argila determinada pelo método da pipeta (Ruiz, 2005). A argila dispersa em água (ADA) foi realizada também pelo método da pipeta, sem a utilização do dispersante químico, determinando-se grau de floculação de acordo com EMBRAPA (1997).

Amostras de TFSA foram saturadas e colocadas sobre placas de porcelana porosa submetidas à tensão de 1500 kPa, por 72 horas, determinando, em seguida, a umidade do solo. Posteriormente, o teor de argila foi calculado a partir da expressão indicada na Soil Taxonomy (EUA, 1999) em que:

$$\% \text{ argila} = \% \text{ umidade } 15 \text{ atm} \times 2,5$$

3.3.2. Análises químicas

3.3.2.1. Complexo sortivo, fósforo disponível, pH em água, pH em KCl, alumínio trocável e carbono orgânico

O pH em água e em KCl 1 mol L⁻¹ foram determinados potenciométricamente. Ca, Mg e Al trocáveis foram extraídos com KCl 1 mol L⁻¹ (EMBRAPA, 1997), sendo Ca e Mg dosados por espectrofotometria de absorção atômica e o Al por titulometria. O P, K e Na disponíveis foram extraídos com Mehlich-1 (Defelipo & Ribeiro, 1997), o K e Na dosados por fotometria de emissão de chama e o P dosado por espectrofotometria de absorção molecular. A acidez potencial (H+Al) foi determinada por titulometria, após extração com acetato de cálcio 1 mol L⁻¹ pH 7,0 (EMBRAPA, 1997). O carbono orgânico do solo foi determinado pelo método Walkley-Black modificado, com oxidação da matéria orgânica do solo via úmida (Defelipo & Ribeiro, 1997).

3.3.2.2. Digestão total

A digestão total das amostras foi feita em triplicatas. Para tal, a TFSA das amostras foi previamente moída e passada e peneira de 0,250 mm. A abertura das amostras foi obtida pelo Método EPA 3052 (USEPA, 1996), com aquecimento em forno de microondas (Provecto Analítica DGT 100). A dosagem dos elementos foi obtida por espectrofotometria de emissão ótica de plasma indutivamente acoplado (ICP-OES).

3.3.2.3. Digestão sulfúrica

A extração de alumínio, ferro e titânio foi feita pelo ataque sulfúrico. Para tal, em tubos de ensaio com amostras de TFSA maceradas foram adicionadas H_2SO_4 9,0 mol L^{-1} na proporção de 1:20, com aquecimento a 180 °C por 1 h e filtragem em papel de filtro lento, conforme método preconizado por EMBRAPA (1997). A dosagem do Al, Fe, Ti e Mn foi obtida por espectrofotometria de emissão ótica de plasma indutivamente acoplado (ICP-OES). No resíduo do filtrado, atacou-se a amostra com NaOH 30 % determinando o Si por espectrofotometria UV-Visível no comprimento de onda 660 nm (Korndörfer e Nolla, 2004).

3.3.3. Análises mineralógicas

3.3.3.1. Preparação das amostras

Nas amostras de TFSA foi realizada a separação das frações argila e silte por sedimentação e a fração areia por tamisação (EMBRAPA, 1997). As lâminas de argila natural e silte foram montadas por esfregaço, e para a fração areia foram montadas lâminas escavadas.

Na fração argila procedeu-se a remoção de óxidos de ferro utilizando ditionito-citrato-bicarbonato de sódio Mehra & Jackson (1960) e, em seguida, realizaram-se tratamentos de saturação com KCl 1,0 mol L^{-1} . A montagem das lâminas de vidro foi feita por esfregaço e foram realizadas leituras a temperatura ambiente e após aquecimento em mufla a 550 °C durante 3 h. A leitura destas amostras foi realizada por difratometria de raios-X (DRX), com radiação $\text{CoK}\alpha$, no intervalo entre 4 a 45 °2 θ

(argila natural) e 5 a 30 °2θ (argila com tratamento), cujos intervalos foram de 0,02 °2θ a 1 passo s-1, com tensão de 40 kV e corrente de 30 mA.

3.3.3.2. Concentração dos óxidos de ferro

A fração argila de todos os perfis de solos foi submetida ao ataque químico seletivo com NaOH 5 mol L⁻¹ sob ebulição por 90 min visando a melhor caracterização dos óxidos de ferro, uma vez que este tratamento dissolve seletivamente silicatos e gibbsita (Norrish & Taylor, 1961; Kämpf & Schwertmann, 1982).

3.3.3.3. Ferro e alumínio extraídos pelo ditionito-citrato-bicarbonato e oxalato de amônio

O Fe e Al dos óxidos cristalinos foram extraídos com solução de ditionito-citrato-bicarbonato de sódio (DCB), a 80 °C (Mehra & Jackson, 1960; Inda Júnior & Kämpf, 2003). O Fe e Al dos óxidos de baixa cristalinidade foram extraídos em solução de oxalato de amônio 0,2 mol L⁻¹, pH 3,0 na ausência de luz (McKeague & Day, 1966). Nos extratos em três repetições, o Fe foi dosado por espectrometria de absorção atômica (EAA) e o Al por espectrofotometria de emissão por plasma induzido (ICP-OES).

3.3.3.4. Identificação dos componentes após concentração de óxidos por difratometria de raios X

Para a identificação dos componentes dos concentrados de Fe foi realizada a difratometria de raios X (DRX), em aparelho X'Pert PRO com radiação CoKα e operado a 40 Kv e 40 mA. As amostras foram previamente trituradas em almofariz de ágata, juntamente com 5 % de silício (Si), utilizado como padrão interno para correção das distorções instrumentais. O conjunto foi montado em lâmina de vidro escavada, após pressão suave da amostra sob papel rugoso, de forma a minimizar a orientação preferencial das partículas. As irradiações variaram de 10 a 80 °2θ, com intervalo de 0,02 °2θ para cada dez segundos.

3.3.3.5. Cálculo da substituição isomórfica de ferro por alumínio em goethitas e hematita

Para o cálculo do teor de Al em goethitas devido à substituição isomórfica, a partir do difratograma de raios-X, utilizou-se a expressão indicada por Schulze (1984):

$$\text{Al (cmol mol}^{-1}\text{)} = 1730 - 572c$$

em que:

$$c = 1/(1/d_{111}^2 \times 1/d_{110}^2)^{1/2}$$

d_{111} e d_{110} : espaçamento basal (nm) dos picos mais intensos referentes aos ângulos 42,71 e 24,7 °2 θ , (Co-K α_1), respectivamente.

Para o cálculo da substituição isomórfica em hematitas foi utilizada a equação sugerida por Schwertmann et al., (1979):

$$\text{Al (cmol mol}^{-1}\text{)} = 3109 - 617,14 \times a_0$$

em que:

$$a_0 = d_{110} \times 2$$

d_{110} : espaçamento basal (nm) do pico referente ao ângulo 41,7 °2 θ (Co-K α_1).

3.3.3.6. Análise Térmica Diferencial

As determinações termogravimétricas foram realizadas na Embrapa Cerrados no equipamento TGA 50, da Shimadzu. As amostras foram acondicionadas em célula de alumina com capacidade para 20 μg . A termobalança funcionou com fluxo constante de atmosfera de nitrogênio. O intervalo de temperatura de análise foi entre temperatura ambiente e 800 °C, a uma taxa de aquecimento de 10 °C por minuto.

3.3.3.7. Índice de cristalinidade em caulinitas

A estrutura cristalina da caulinita foi determinada por DRX em amostras finamente moídas de argila desferrificada, montadas em lâminas escavadas.

Para o cálculo do índice de cristalinidade da caulinita (IC) foi utilizado o método Hughes & Brown (1979) que utiliza a relação da altura do pico 020 com a altura da linha de base entre os picos 131 e 003 (Figura 5).

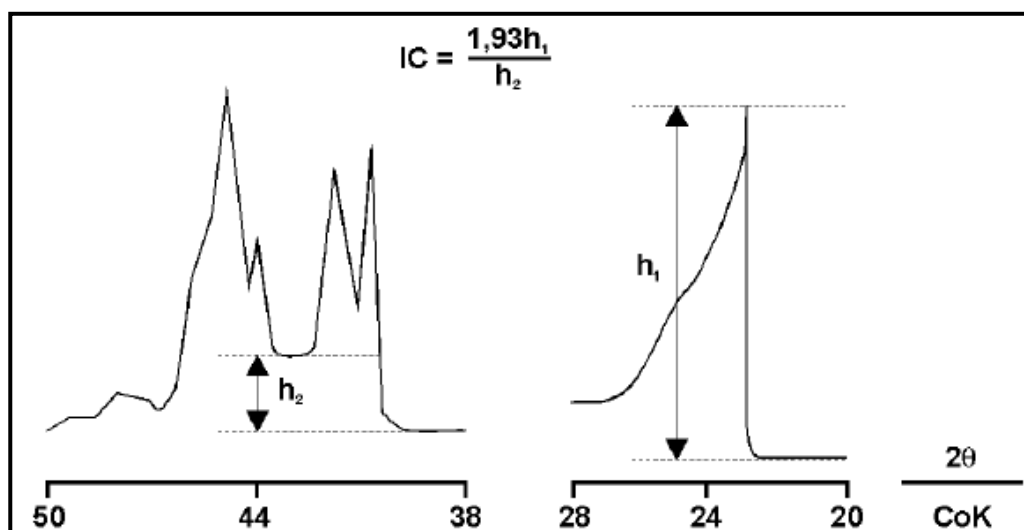


Figura 5. Picos de caulinita em duas regiões do difratograma de raios-X utilizados no cálculo do índice de cristalinidade de Hughes & Brown (1979); (Ker, 1998).

3.4. Mapeamento dos solos

3.4.1. Mapeamento pelo método convencional

O mapa planimétrico fornecido pela empresa V&M Florestal, na escala 1:20.000, projeção UTM/SAD69 23S (Figura 6) e trado foram utilizados na elaboração do método do caminhamento livre (EMBRAPA,1995) utilizado para identificar os limites entre as manchas das classes de solos encontradas. Utilizou-se GPS Garmim para coleta dos pontos para identificação dos perfis coletados bem como em outros pontos representativos da área. A partir de elaborou-se no software Arc Gis 9.2 (ESRI, 2007) Para a análise digital do terreno foi gerado um Modelo Digital de Elevação (MDE) baseado na técnica de interpolação Topo to Raster, utilizando dados altimétricos extraídos do Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)

e o mapa de declividade para auxiliar no delineamento nas áreas produtivas das fazendas cuja área totaliza 5.300 hectares. Após as análises laboratoriais, os solos foram classificados até o quarto nível categórico conforme EMBRAPA (2006) e posteriormente espacializados.

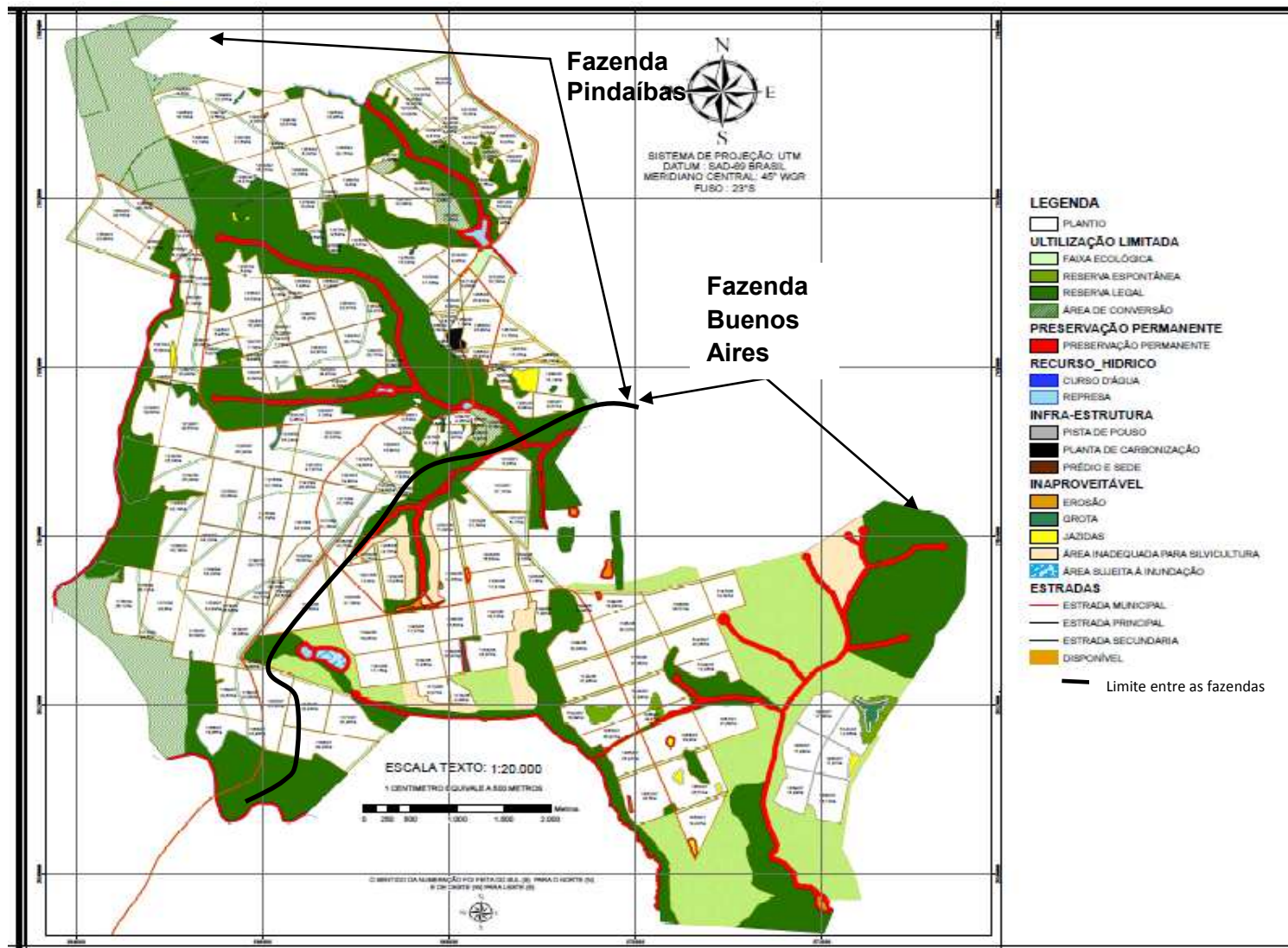


Figura 6. Mapa planimétrico das fazendas Pindaíbas e Buenos Aires (1:20.000).

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Características Físicas e Morfológicas dos Solos

No Quadro 2 estão apresentados os resultados das análises físicas. Todos os solos apresentaram teor de argila superior a 36 % no horizonte diagnóstico. Condizente com o grau de evolução, os teores de argila do horizonte Bi foram em média 50 % menores que aqueles dos horizontes Bw que apresentaram em média 65 %. Estes resultados encontram-se condizentes com a granulometria muito fina das rochas pelíticas do Grupo Bambuí compostas predominantemente por ardósias e metassiltitos e, mais raramente, metarenitos finos (Menezes Filho et al. 1977; Chaves et al., 2007). Estes resultados também estão de acordo com aqueles constatados por Achá Panoso et al., (1978); Almeida, (1979) e Pereira, (2008) na região deste estudo.

Os elevados teores de silte dos Cambissolos foram em média 38 %, fato associado à constituição mineralógica destes solos em cuja fração revelou participação expressiva da mica, merecendo inclusive, a adjetivação micácea. De acordo com Lee et al., (1975) é pertinente reconhecer o atributo micáceo em nível de família na SOIL TAXONOMY (1999), tanto pela fonte de K, como para fins geotécnicos pelo seu comportamento diferenciado quanto à compressibilidade sobretudo quando associada ao quartzo ou a uma matriz mais arenosa.

Todos os perfis de solos estudados em razão da textura pelítica do material de origem dos mesmos apresentaram a soma de suas frações silte e

argila valores superiores a 83 % fato também observado por Achá Panoso et al., (1978); Almeida, (1979) & Pereira, (2010).

O perfil de Neossolo Flúvico (P14) apresentou textura variando entre argila e muito argilosa. Tal fato, já era de se esperar devido ao domínio de rochas pelíticas associado à tendência de em um relevo mais plano, como nas várzeas onde a energia da água no transporte de sedimentos é menor permitindo a deposição de materiais coloidais. Além disso, a maior porcentagem de areia grossa no horizonte A deste perfil de 14 % é condizente com a posição ocupada pelo perfil que permite que materiais mais grosseiros carregados de outros locais possam ser depositados. Apesar da textura argilosa o perfil apresenta boa drenagem interna uma vez que há ausência de gleização e mosqueamento.

Quadro 2. Características físicas dos solos estudados

Horiz.	Prof. cm	AG ^{1/}	AF ^{2/}	Silte dag kg ⁻¹	Argila	ADA ^{3/}	GF ^{4/}	Silte/Argila	Classe textural
P1 – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico									
A	0 - 13	10	11	43	36	12	67	1,19	Franco-Argilosa
BA	13 - 52	20	7	36	37	10	80	0,97	Franco-Argilosa
B1	52 - 83	5	7	37	51	9	80	0,73	Argila
B2	83 - 102	5	5	43	47	12	75	0,91	Argila-Siltosa
BC1	102 - 120	8	5	40	47	10	77	0,85	Argila-Siltosa
BC2	120 - 170	3	4	42	51	10	77	0,82	Argila-Siltosa
P2 – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico									
A	0 - 15	4	12	49	44	16	65	0,91	Argila-Siltosa
BA	15 - 28	4	10	39	47	9	82	0,83	Argila
B1	28 - 50	4	10	37	49	6	87	0,76	Argila
2BC1	50 - 95	18	5	32	45	4	93	0,71	Argila
2BC2	95 - 140	3	5	39	53	1	99	0,74	Argila
2BC3	140 - 170	1	4	47	48	1	99	0,98	Argila-Siltosa
P3 – Latossolo Vermelho Distrófico típico									
A	0 - 18	2	2	20	76	18	77	0,26	Muito Argilosa
BA	18 - 37	2	2	20	76	18	77	0,26	Muito Argilosa
Bw1	37 - 62	2	2	17	79	1	100	0,22	Muito Argilosa
Bw2	62 - 114	2	2	19	77	1	100	0,25	Muito Argilosa
Bw3	114 - 170	2	2	17	79	1	100	0,22	Muito Argilosa
P4 – Latossolo Vermelho-Amarelo Tb Distrófico típico									
A	0 - 21	6	4	33	57	21	64	0,58	Argila-Siltosa
BA	21 - 38	5	3	32	60	6	87	0,53	Muito Argilosa
Bw1	38 - 66	5	3	29	63	4	93	0,46	Muito Argilosa
Bw2	66 - 100	6	2	26	66	1	99	0,39	Muito Argilosa
Bw3	100 - 138	5	3	22	70	1	99	0,31	Muito Argilosa
Bw4	138 - 170	3	3	26	68	1	99	0,38	Muito Argilosa
P5 – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico									
A	0 - 16	9	13	48	30	9	69	1,6	Franco-argilosa
Bi1	16 - 31	4	11	49	36	7	85	1,36	Franco-argilo-siltosa
Bi2	31 - 48	4	9	50	37	1	99	1,35	Franco-argilo-siltosa
2B2	55 - 80	5	8	48	39	2	99	1,23	Franco-argilo-siltosa
B/C	80 - 128	1	8	51	40	2	95	1,28	Franco-argilo-siltosa
C	128 - 170	2	25	56	17	2	97	3,29	Franco-siltosa
P6 – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico									
A	0 - 20	9	9	34	48	13	83	0,71	Argila
Bi1	20 - 40	9	8	36	47	2	96	0,77	Argila
Bi2	40 - 63	9	7	33	51	1	98	0,65	Argila
Bi3	63 - 95	7	5	35	53	1	98	0,66	Argila
BC1	95 - 140	19	4	31	46	17	74	0,67	Argila
BC2	140 - 170	9	6	38	47	16	72	0,81	Argila
P7 – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico									
Ap	0 - 15	4	2	39	55	25	55	0,71	Argila
Bi	15 - 60	5	1	30	64	1	100	0,47	Muito Argilosa
BC	60 - 90	6	2	24	68	2	99	0,35	Muito Argilosa
P8 – Latossolo Vermelho Distrófico típico									
Ap	0 - 15	2	1	14	83	2	99	0,17	Muito Argilosa
Bw1	60 - 80	2	1	14	83	2	99	0,17	Muito Argilosa
P9 – Latossolo Vermelho Distrófico típico									
A	0 - 15	2	2	22	74	29	66	0,30	Muito Argilosa
Bw	60 - 80	1	1	22	76	1	100	0,29	Muito Argilosa
P10 – Latossolo Vermelho-Amarelo típico									
Bw	70 - 90	2	2	27	69	1	100	0,39	Muito Argilosa
P11 – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico									
Ap	0 - 15	9	12	27	52	16	77	0,52	Argila
Bi	60 - 80	5	6	38	51	2	99	0,75	Argila
P12 – Latossolo Vermelho Distrófico típico									
Bw	60 - 80	2	2	18	78	3	95	0,23	Muito Argilosa
P13 – Latossolo Vermelho Distrófico típico									
Bw	60 - 80	4	2	19	75	1	99	0,25	Muito Argilosa

^{1/}Areia grossa; ^{2/}Areia fina; ^{3/}Argila dispersa em água; ^{4/}Grau de flocculação

continua...

Continuação:**Quadro. Características físicas dos solos estudados**

Horiz.	Prof.	AG ^{1/}	AF ^{2/}	Silte	Argila	ADA ^{3/}	GF ^{4/}	Silte/Argila	Classe textural
	cm			dag kg ⁻¹			%		
				P14 – Neossolo Flúvico Tb Distrófico típico					
A1	0 - 5	14	5	34	47	16	66	0,72	Argila
A2	5 - 10	6	4	39	51	21	59	0,76	Argila
C1	10 - 20	2	2	35	61	26	57	0,57	Muito argilosa
C2	20 - 30	1	3	34	62	26	58	0,55	Muito argilosa
C3	30 - 40	1	3	35	61	25	59	0,57	Muito argilosa
C4	40 - 50	2	4	37	57	22	61	0,65	Argila
C5	50-60	3	4	39	54	25	54	0,72	Argila
C6	60-80	3	4	38	55	28	49	0,69	Argila

^{1/}Areia grossa; ^{2/}Areia fina; ^{3/}Argila dispersa em água; ^{4/}Grau de floculação

Os teores de argila dos horizontes A e Bw (Quadro 2) são bem mais elevados do que os obtidos pela expressão indicada na Soil Taxonomy (EUA, 1999) para estimar o teor de argila (Quadro 3). Estes menores valores podem ser atribuídos ao fato dos Latossolos serem muito argilosos por apresentarem mineralogia muito oxidada, portanto a ausência de métodos químicos para dispersão do solo pode fazer com que os microagregados existentes impeçam que a água ocupe todos os microporos levando à subestimação do teor de argila.

Quadro 3. Teor de argila estimado pela umidade do solo

Perfis	U	Argila
	kg kg ⁻¹	dag kg ⁻¹
P3 LV - A	0,211	57,75
Bw	0,225	56,25
P8 LV- A	0,228	57,00
Bw	0,234	58,50
P9 LV- A	0,211	52,75
Bw	0,211	52,75
P12 LV-Bw	0,211	52,75
P13 LV-Bw	0,203	50,75

É pertinente destacar, ainda, que nas áreas de domínio dos Cambissolos, normalmente no relevo mais movimentado da paisagem, a cobertura vegetal graminóide (campo cerrado e campo ralo) não cobre toda a superfície e pelo impacto da gota da chuva e escoamento superficial, o selamento causado pelo silte é bastante comum.

A conservação das estradas nas áreas de domínio dos Cambissolos é também mais difícil. Como são solos mais rasos com o material de origem horizontalizado e muito fino, o escoamento superficial é intenso. O material carregado (silte e argila principalmente) deposita-se e sela o fundo da bacia de

captação da enxurrada, fazendo com que as mesmas se rompam com facilidade (Figuras 7 e 8).

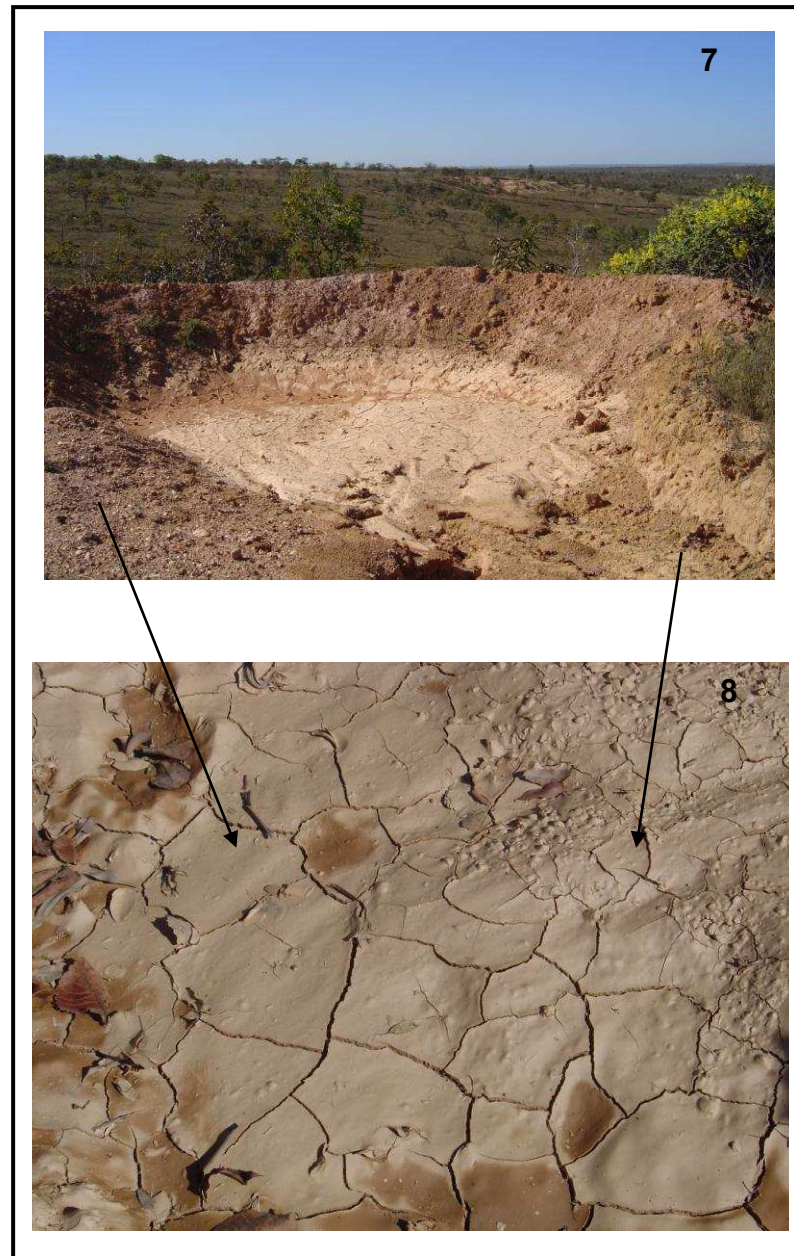


Figura 7 e 8. Selamento em bacia de captação d'água

Quando secos, os Cambissolos apresentam consistência muito dura o que dificulta sobremaneira práticas agrícolas como a subsolagem, que raramente atinja 40 cm.

Os Cambissolos apresentam como característica morfológica peculiar a ocorrência de pedregosidade (seixos e concreções) subsuperficial em diferentes profundidades (Figuras 10 e 11), numa mesma área contínua. Isto dificulta o estabelecimento de uma fase endopedregosidade em profundidades definidas que venha facilitar práticas mecânicas como a subsolagem, muito empregada na área das fazendas no cultivo do eucalipto.



Figura 10 e 11. Fotografias ilustrativas de perfis característicos da área de estudo apresentando linhas de pedra em diferentes profundidades.

Os Latossolos constatados na área (Figuras 12 e 13), sobretudo os vermelhos, quando secos apresentam consistência ligeiramente dura e dura e friável quando úmido. São, sem dúvida, solos muito mais fáceis de serem trabalhados e são os mais utilizados para o plantio de eucalipto na região. Contribuem para isso além da plasticidade, o fato de serem profundos, bem drenados, apresentarem boa capacidade de armazenamento d'água e ocorrerem principalmente em relevo plano e, mais raramente suave ondulado.



Figura 12 e 13. Fotos ilustrativas das classes de dolos (12) Latossolo Vermelho e (13) Latossolo Vermelho-Amarelo.

(Foto Naíram F. de Barros e João C. Ker)

4.2. Características Químicas dos Solos

Todos os solos são classificados em função do pH como muito ácidos e com valores de pH em H₂O maiores do que aqueles obtidos com KCl 1 mol L⁻¹ indicando solos com amplo predomínio de cargas negativas, resultado este condizente com a mineralogia da fração argila (Quadro 4).

Em consonância com a composição do material de origem, rochas pelíticas aluminosas, todos os solos são distróficos e álicos, mas não suficientes para o enquadramento destes no caráter alumínico. O teor máximo de Al³⁺ foi 2,77 cmol_c dm⁻³ (Quadro 4).

Apenas o perfil de Neossolo Flúvico (P14) apresentou valor de soma de bases mais elevado, comparativamente a todos os outros perfis estudados e concomitantemente a um valor T também elevado, mas ainda assim apresenta distrofia e predomínio de argila de atividade baixa. Tal constatação corrobora a idéia de que os solos de várzeas tendem a ser os mais “ricos” em uma paisagem.

De modo geral, baixos valores de pH afetam a disponibilidade de nutrientes para as plantas. Os teores de Ca e Mg trocáveis determinados de acordo com a classificação adotada em Minas Gerais (5^a Aproximação para uso de corretivos e fertilizantes), foram classificados como muito baixos para cálcio e muito baixos ou baixos para magnésio. O protólito das rochas do Grupo Bambuí é, geralmente, pelito, com paragênese à base de quartzo, sericita, clorita. Ou seja, o próprio material é pobre em cálcio e magnésio (Sad & Quade, 1985).

Os teores de K disponíveis variaram entre baixos a muito baixos em profundidade, seguindo os critérios estabelecidos para a avaliação da fertilidade do solo para o Estado de Minas Gerais (Alvarez V. et al., 1999) (Quadro 4). Ainda que estes solos se desenvolvam de rochas pelíticas micáceas (muscovita), ou seja, possuem capacidade de suprimento de K para o solo, os baixos teores de potássio disponível indicam que a forma de K predominante nestes solos é a estrutural, ou seja, o K não-trocável que atua como reserva deste elemento no solo. Neste sentido, sua liberação aconteceria lentamente no solo durante o processo de intemperismo por meio de reações de dissolução (Sadusky et al., 1987). A capacidade de fornecimento desse

nutriente varia de acordo com as formas de K no solo, como também por influência do próprio material de origem (Nachtingal & Vahl, 1989; Mengel & Rahmatullah, 1994). De acordo com Jackson (1969), a muscovita é o mineral que apresenta nível de intemperismo sete, numa escala de intemperismo que varia de 1 a 13, indicando que este mineral funcionaria como reserva de potássio a médio e longo prazo no solo.

Os teores de fósforo disponíveis foram muito baixos (Alvarez V. et al., 1999), sendo considerados, juntamente com o teor de alumínio trocável a maior limitação ao uso dos solos desta natureza, resultado também condizente com as características químicas do material de origem. O P é muito pouco disponível em condições de acidez, pois nestas condições as superfícies dos óxidos de Fe estão carregadas positivamente, atraindo ânions, como o fosfato formando complexos de superfície de esfera-interna “fixação do fósforo”, diminuindo a disponibilidade de P para as plantas.

Em solos muito ácidos, as concentrações de Fe e Al em solução são bastante altos, podendo provocar a precipitação do P como fosfatos de Fe e Al.

O pH é o principal fator que controla a concentração do Al na solução do solo. A toxidez do Al é praticamente severa em pH abaixo de 5,0. O Al na forma trocável encontra-se em concentrações elevadas em todos os solos, portanto interferindo na disponibilidade de nutrientes às plantas bem como podendo a estas ser tóxico.

Os teores de carbono orgânico foram em média $1,21 \text{ dag Kg}^{-1}$ no horizonte A dos Cambissolos o que aliado com a coloração clara e a pouca espessura enquadra-se como A moderado pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCs) (EMBRAPA, 2006). Este teor é considerado médio pela 5ª aproximação, seguindo praticamente a mesma ordem de grandeza da média de $1,36 \text{ dag Kg}^{-1}$ nos Latossolos, o que indica a importância da ciclagem de nutrientes, principalmente por se tratarem de solos originados sob uma rocha de imensa pobreza química.

O perfil de Neossolo Flúvico (P 14) apresentou teor de carbono orgânico de $3,56 \text{ dag Kg}^{-1}$ no horizonte A tal fato pode estar associado a menor saturação por alumínio neste horizonte 24,2 % sendo um indicativo da eficiência da matéria orgânica na complexação do Al^{3+} .

Os valores de acidez potencial (H+Al) foram relativamente mais elevados no perfil de Neossolo Flúvico (P 14) em todas as camadas, variando

de 11,3 a 7,3 $\text{cmol}_c \text{ dm}^{-3}$ associada a teores elevados de carbono orgânico principalmente nas camadas mais superficiais, como no horizonte A sendo de 3,56 dag kg^{-1} e diminuindo em profundidade permite inferir que estes valores elevados de acidez potencial são devido a ionização do H^+ dos grupos OH das bordas dos minerais liberados para solução do solo e principalmente devido a contribuição dos H^+ liberados dos grupos carboxílicos e fenólicos da matéria orgânica do solo (FONTES et al., 2001).

Em razão dos fatos comentados, todos os solos estudados, mesmo pouco desenvolvidos já se originam pobres quimicamente e com baixa CTC, sendo por isso enquadrados como Tb no terceiro nível categórico do SiBCS (EMBRAPA, 2006).

Quadro 4. Características químicas dos solos estudados

Horiz.	Prof. cm	pH		Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Al ³⁺	H + Al	S ^{1/}	t ^{2/}	T ^{3/}	V ^{4/}	m ^{5/}	P	CO
		H ₂ O	KCl												
				cmol _c dm ⁻³								%	mg dm ⁻³	dag kg ⁻¹	
P1 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico															
A	0-13	5,03	3,70	0,20	0,15	0,07	0,85	4,80	0,42	1,27	5,22	8,4	66,9	0,2	1,42
BA	13-52	5,27	4,04	0,19	0,04	0,02	0,75	3,30	0,25	1,00	3,55	7,0	75,0	0,2	0,52
Bi1	52-83	5,48	4,08	0,19	0,02	0,00	0,75	3,10	0,21	0,96	3,31	6,3	78,1	0,1	0,30
Bi2	83-102	5,56	4,00	0,15	0,02	0,00	1,00	3,60	0,17	1,17	3,77	4,5	85,5	0,0	0,23
BC1	102-120	5,62	3,96	0,13	0,02	0,00	1,35	4,00	0,15	1,50	4,15	3,6	90,0	0,1	0,23
BC2	120-170	5,54	3,83	0,13	0,03	0,00	1,40	4,80	0,16	1,56	4,96	3,2	89,7	0,0	0,15
P2 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico															
A	0-15	4,82	3,86	0,35	0,36	0,16	0,70	4,50	0,87	1,57	5,37	16,2	44,6	0,4	1,13
BA	15-28	4,84	3,95	0,04	0,13	0,12	0,70	4,10	0,29	0,99	4,39	6,6	70,7	0,3	0,97
Bi1	28-50	5,05	4,08	0,03	0,11	0,10	0,45	3,60	0,24	0,69	3,84	6,3	65,2	0,3	0,67
2BC1	50-95	5,31	4,16	0,08	0,12	0,09	0,30	2,80	0,29	0,59	3,09	9,4	50,8	0,3	0,38
2BC2	95-140	5,19	4,05	0,00	0,04	0,02	0,80	3,60	0,06	0,86	3,66	1,6	93,0	0,2	0,23
2BC3	140-170	5,05	3,98	0,00	0,05	0,00	1,05	4,80	0,05	1,10	4,85	1,0	95,0	0,1	0,15
P3 - Latossolo Vermelho Distrófico típico															
A	0-18	4,37	3,78	0,23	0,27	0,16	1,15	6,90	0,66	1,81	7,56	8,7	63,5	0,6	1,50
BA	18-37	4,62	3,89	0,18	0,22	0,08	0,85	7,40	0,48	1,33	7,88	6,1	63,9	0,5	1,05
Bw1	37-62	4,94	4,04	0,17	0,20	0,04	0,70	4,80	0,41	1,11	5,21	7,9	63,1	0,3	0,75
Bw2	62-114	5,03	4,08	0,16	0,11	0,03	0,55	4,60	0,30	0,85	4,90	6,1	64,7	0,4	0,60
Bw3	114-170	4,73	4,14	0,14	0,19	0,03	0,35	4,00	0,36	0,71	4,36	8,3	49,3	0,2	0,45

continua...

Continuação:

Quadro 4. Características químicas dos solos estudados

Horiz.	Prof. cm	pH		Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Al ³⁺	H + Al	S ^{1/}	t ^{2/}	T ^{3/}	V ^{4/}	m ^{5/}	P	CO
		H ₂ O	KCl												
												cmol _c dm ⁻³	%	mg dm ⁻³	dag kg ⁻¹
P4 – Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico															
A	0-21	4,68	3,76	0,17	0,36	0,22	0,75	5,30	0,75	1,50	6,05	12,4	50,0	0,3	1,28
BA	21-38	4,51	3,93	0,14	0,08	0,07	0,75	5,30	0,29	1,04	5,59	5,2	72,1	0,1	1,13
Bw1	38-66	4,87	4,07	0,14	0,08	0,05	0,70	3,50	0,27	0,97	3,77	7,2	72,2	0,1	0,75
Bw2	66-100	5,24	4,18	0,12	0,04	0,03	0,35	3,00	0,19	0,54	3,19	6,0	64,8	0,0	0,38
Bw3	100-138	5,33	4,20	0,11	0,04	0,03	0,40	2,60	0,18	0,58	2,78	6,5	69,0	0,1	0,30
Bw4	138-170	5,35	4,16	0,09	0,04	0,03	0,40	3,10	0,16	0,56	3,26	4,9	71,4	0,1	0,30
P5 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico															
A	0 -16	4,92	3,85	0,18	0,10	0,05	0,60	4,10	0,33	0,93	4,43	7,4	64,5	0,3	1,05
Bi1	16-31	5,30	4,07	0,17	0,04	0,02	0,55	3,10	0,23	0,78	3,33	6,9	70,5	0,3	0,52
Bi2	31-48	5,40	4,10	0,13	0,03	0,02	0,40	2,30	0,18	0,58	2,48	7,2	69,0	0,2	0,38
2B2	55-80	5,53	4,05	0,13	0,04	0,02	0,80	3,10	0,19	0,99	3,29	5,8	80,8	0,1	0,23
BC	80-128	5,73	3,97	0,15	0,03	0,00	1,15	4,00	0,18	1,33	4,18	4,3	86,5	0,1	0,23
C	128-170	5,58	4,00	0,11	0,04	0,00	0,70	2,30	0,15	0,85	2,45	6,1	82,3	0,1	0,15
P6 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico															
A	0-20	5,36	3,81	0,30	0,08	0,04	0,85	4,80	0,42	1,27	5,22	8,0	66,9	0,3	1,03
Bi1	20-40	5,41	3,98	0,16	0,04	0,03	0,65	4,00	0,23	0,88	4,23	5,4	73,9	0,3	0,75
Bi2	40-63	5,51	4,10	0,16	0,04	0,03	0,45	3,50	0,23	0,68	3,73	6,2	66,1	0,2	0,52
Bi3	63-95	5,60	4,18	0,15	0,04	0,02	0,35	2,80	0,21	0,56	3,01	7,0	62,5	0,2	0,52
BC1	95-140	5,61	4,09	0,15	0,03	0,02	0,50	3,10	0,20	0,70	3,30	6,0	71,4	0,1	0,23
BC2	140-170	5,73	4,00	0,14	0,04	0,02	0,85	3,10	0,20	1,05	3,30	6,0	81,0	0,3	0,23

continua...

Continuação:

Quadro 4. Características químicas dos solos estudados

Horiz.	Prof. cm	pH		Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Al ³⁺	H + Al	S ^{1/}	t ^{2/}	T ^{3/}	V ^{4/}	m ^{5/}	P	CO
		H ₂ O	KCl												
												cmol _c dm ⁻³	%	mg dm ⁻³	dag kg ⁻¹
P7 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico															
Ap	0-15	4,56	3,65	0,20	0,12	0,17	2,77	6,90	0,49	3,26	7,39	6,6	85,0	0,9	1,40
Bi	15-60	4,96	4,07	0,18	0,05	0,04	1,23	3,70	0,27	1,50	3,97	6,8	82,0	0,4	0,66
BC	60-90	5,06	4,08	0,19	0,05	0,04	0,92	3,40	0,28	1,20	3,68	7,6	76,7	0,5	0,52
P8 - Latossolo Vermelho Distrófico típico															
A	0-15	4,72	3,90	0,29	0,43	0,18	1,64	6,40	0,90	2,54	7,30	12,3	64,6	1,0	1,85
Bw	60-80	5,14	4,29	0,18	0,13	0,04	0,61	2,90	0,35	0,96	3,25	10,8	63,6	0,4	0,74
P9 - Latossolo Vermelho Distrófico típico															
A	0-15	4,74	3,87	0,23	0,48	0,20	1,64	6,90	0,91	2,55	7,81	11,7	64,3	0,8	1,78
Bw	60-80	5,06	4,18	0,18	0,16	0,09	0,82	3,70	0,43	1,25	4,13	10,4	65,6	0,3	0,74
P10 - Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico															
Bw	70-90	5,05	4,07	0,15	0,04	0,03	1,23	3,20	0,22	1,45	3,42	6,4	84,8	0,2	0,69
P 11 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico															
A	0-15	4,74	3,71	0,22	0,16	0,13	2,36	6,10	0,51	2,87	6,61	7,7	82,2	1,4	1,26
Bi	60-80	5,11	4,11	0,17	0,05	0,01	1,02	2,40	0,23	1,25	2,63	8,7	81,9	0,3	0,44
P 12 - Latossolo Vermelho Distrófico típico															
Bw	60-80	4,79	4,03	0,19	0,09	0,01	1,95	5,40	0,29	2,24	5,69	5,1	87,05	0,3	1,04
P 13 - Latossolo Vermelho Distrófico típico															
Bw	60-80	4,87	4,12	0,16	0,24	0,09	1,02	3,90	0,49	1,51	4,39	11,2	67,55	0,3	0,81

Valor S = Soma de bases, ^{2/} t = Capacidade de troca catiônica efetiva, ^{3/} T = Capacidade de troca catiônica a pH 7,0, ^{4/} Valor V = Saturação por bases, ^{5/} m = Saturação por alumínio trocável.

.....
continua...

Continuação:

Quadro 4. Características químicas dos solos estudados

Horiz.	Prof. cm	pH		Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Al ³⁺	H + Al	S ^{1/}	t ^{2/}	T ^{3/}	V ^{4/}	m ^{5/}	P	CO
		H ₂ O	KCl												
				cmol _c dm ⁻³					%		mg dm ⁻³	dag kg ⁻¹			
P14 – Neossolo Flúvico Tb Distrófico típico															
A1	0-5	4,90	3,94	0,87	2,34	0,33	1,13	11,3	3,54	4,67	14,84	23,9	24,2	4,1	3,56
A2	5-10	5,00	3,84	0,38	1,46	0,29	1,64	9,6	2,13	3,77	11,73	18,2	43,5	3,1	1,97
C	10-20	4,95	3,81	0,33	1,01	0,15	2,36	9,0	1,49	3,85	10,49	14,2	61,3	3,0	1,29
C	20-30	4,76	3,80	0,40	0,75	0,07	2,46	9,5	1,22	3,68	10,72	11,4	66,8	2,6	1,29
C	30-40	5,08	3,79	0,55	0,86	0,09	2,26	9,0	1,50	3,76	10,50	14,3	60,1	4,8	0,99
C	40-50	4,92	3,83	0,44	0,71	0,10	2,36	8,1	1,25	3,61	9,35	13,4	65,4	2,5	0,91
C	50-60	4,91	3,78	0,33	0,56	0,10	2,87	7,3	0,99	3,86	8,29	11,9	74,4	2,4	0,53
C	60-80	4,46	3,74	0,27	0,51	0,13	3,38	7,3	0,91	4,29	8,21	11,1	78,8	2,8	0,45

Valor S = Soma de bases, ^{2/} t = Capacidade de troca catiônica efetiva, ^{3/} T = Capacidade de troca catiônica a pH 7,0, ^{4/} Valor V = Saturação por bases, ^{5/} m = Saturação por alumínio trocável.

4.3. Digestão Total e Sulfúrica

O termo metal pesado geralmente é atribuído a metais e semi-metais e como: As, Cd, Co, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Zn, estes encontram-se naturalmente no ambiente (fonte litogênica), devido à sua existência nos minerais primários constituintes das rochas. Portanto, o teor natural destes elementos varia muito com a composição química do material de origem e com o tempo de exposição ao intemperismo (Malavolta, 1994).

A detecção destes metais em amostras de solos é importante ferramenta do ponto de vista ambiental, pois permite a distinção entre os teores naturais “background” daqueles de introdução antropogênica devido à aplicação de pesticidas, fertilizantes minerais, adubos orgânicos, etc.

O estudo destes metais, bem como do teor total de outros elementos foi realizado pelo método EPA 3052 (USEPA, 1996). Este método permitiu a abertura completa da amostra para posterior dosagem destes elementos na TFSA (Quadro 5).

Os teores de Al_2O_3 totais foram superiores aos teores totais de Fe_2O_3 os teores de totais em todos os perfis estudados, corroborando os resultados obtidos por Pereira et. al., (2010) em estudo de solos de ambiente similar. Tal resultado confirma a abundância em argilominerais silicatados detectados pelos difratogramas de raios X, uma vez que tais minerais representam fontes expressivas de Al devido ao intemperismo.

Em relação à presença de K_2O nas amostras de solos corroborando os resultados de Pereira et al. (2010) o teor é maior nos Cambissolos e nos horizontes mais profundos do perfil. Tal fato é condizente com a presença no horizonte C de minerais primários que podem ter K em sua estrutura como no caso da muscovita/ilita. Considerando que os sedimentos são ricos em micas, é possível que a origem da VHE, nestes solos, obedeça à seqüência mica – ilita – vermiculita – vermiculita com hidróxi entre camadas (Barnhisel & Bertsch, 1989) e seja favorecida pelas condições de pH do meio.

Os teores totais de Fe_2O_3 em média de 6 dag kg^{-1} , 8 dag kg^{-1} e 11 dag kg^{-1} nos Cambissolos, Latossolos Vermelho-Amarelos e Latossolos Vermelhos respectivamente. Estes teores são mais baixos do que os encontrados por Pereira et al., (2010). Entretanto, tal variação nos teores deste elemento foi

descrito no levantamento de solos existente para esta região. Para explicar a existência de teor de ferro elevado Pereira et al., (2010) e Viana (2005) consideraram como uma das hipóteses a modificação geomorfológica da antiga Superfície Terciária Sul-americana como provedora de um material mais rico em ferro.

Os teores totais de P_2O_5 foram relativamente baixos em média $0,08 \text{ dag kg}^{-1}$, tal fato foi também constatado por Pereira et. al, (2010) confirmando a baixa reserva de P no material de origem das rochas pelíticas.

Para o MnO total, teores de $0,05 \text{ dag kg}^{-1}$, em média, são condizentes com os encontrados por Krauskopf (1972), de $0,06 \text{ dag kg}^{-1}$ em média, para os solos do mundo.

Em relação ao teor de Cd os valores detectados estiveram próximos aos teores aceitos para solos agrícolas. Segundo relatório produzido pela CETESB, o valor de referência para Cd no solo é de $0,5 \text{ mg/kg}$ e o de alerta é de 3 mg/kg (CETESB, 2005).

O Cu foi detectado em relativa abundância comparativamente aos outros metais pesados. Tal fato pode estar relacionado a ocorrência em maior proporção deste na litosfera (Alloway, 1990). De acordo com este autor o valor crítico no solo varia de 60 a 125 mg/kg . Geralmente este elemento encontra-se adsorvido a minerais de argila e óxidos de ferro. Essas formas adsorvidas controlam a concentração desse metal na solução do solo (Malavolta, 1980).

Os teores de Zn foram bastante variados de 11 a 82 mg/kg , o que é comum quando as amostras provêm de rochas sedimentares. De acordo com (Kabata-Pendias e Pendias, 2001) os teores deste elemento variam de 10 a 300 mg/kg , sendo o valor médio de 50 mg/Kg . Estima-se que solos originados de rochas sedimentares apresentam teores mais elevados deste elemento.

A CETESB após estudos de solos determinou de Zn variando de $1,5$ a 200 mg/kg , sendo assim este órgão definiu o valor de alerta em 300 mg/Kg . As concentrações deste elemento no solo depende de interações como: concentração do Zn e outros íons na solução do solo, espécie e quantidade de sítios de adsorção associados com a fase sólida do solo, concentração de todos os ligantes capazes de formarem complexos orgânicos de Zn, pH e potencial redox do solo (Alloway, 1990).

O Ni tem como principal origem geoquímica nas rochas magmáticas que cujo conteúdo chega a 3600 mg/kg do elemento. De modo geral, as rochas

sedimentares apresentam baixo teor deste metal. Os solos analisados de modo geral apresentaram teores próximos ao estabelecido como de alerta. Segundo Alloway (1990) o valor crítico de Ni no solo é de 100 mg/kg e pelo relatório da CETESB, ficou estabelecido para solos do Estado de São Paulo que o valor de referência é de 13 mg/kg e o teor de alerta é de 30 mg/kg (Casarini et al., 2001).

Quadro 5. Resultados da digestão total em TFSA dos solos estudados

Horiz.	Prof. cm	dag kg ⁻¹							mg kg ⁻¹					
		CaO	MgO	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MnO	P ₂ O ₅	Cr	Zn	Ni	Cd	Cu	Co
P1 – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico														
A	0 – 13	1,97	0,70	3,66	5,96	15,97	0,02	0,11	99,77	43,09	22,10	1,37	80,49	7,89
Bi2	83 – 102	1,64	0,53	3,03	6,48	14,35	0,03	0,08	76,67	27,05	20,20	1,78	21,21	17,01
BC2	120 - 170	1,5	0,30	2,60	6,75	18,60	0,03	0,09	88,76	28,56	22,17	1,60	24,22	16,91
P2 – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico														
A	0 – 15	1,37	0,63	3,12	6,02	18,65	0,02	0,05	79,65	49,77	23,09	1,20	52,61	9,77
Bi1	28 - 50	1,51	0,57	3,90	6,55	17,82	0,01	0,07	84,31	18,37	19,49	1,42	17,20	14,52
2BC2	95 - 114	1,46	0,70	3,99	7,31	19,10	0,02	0,09	112,88	55,95	28,37	1,55	37,74	7,05
P3 – Latossolo Vermelho Distrófico típico														
A	0 – 18	1,81	0,52	0,87	11,72	25,87	0,03	0,12	95,04	58,62	34,84	0,98	37,58	15,23
Bw2	62 – 114	1,73	0,59	0,79	12,35	27,20	0,02	0,12	91,93	49,43	27,70	1,14	36,07	9,57
P4 – Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico														
A	0 – 21	2,21	0,47	2,30	6,59	26,80	0,01	0,07	110,44	29,23	19,12	0,94	234,97	8,57
Bw2	66 – 100	1,82	0,52	1,25	8,61	24,36	0,02	0,06	98,43	52,10	33,16	0,86	79,99	13,72
Bw3	100 - 138	1,43	0,11	1,41	6,34	25,37	0,01	0,06	78,95	28,39	25,88	1,40	24,22	16,61
P5 – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico														
A	0 – 16	1,32	0,12	3,86	4,79	12,42	0,02	0,07	92,47	11,36	15,59	1,02	11,69	14,13
Bi2	31 – 48	1,68	0,48	3,03	4,90	15,42	0,00	0,06	78,62	21,38	18,69	1,03	14,86	14,21
2Bi2	55 - 80	1,60	0,50	3,66	5,92	22,70	0,02	0,06	109,50	35,24	34,97	1,51	34,90	9,89
C	128 – 170 ⁺	1,12	0,88	4,16	4,31	23,40	0,02	0,05	84,58	54,78	18,89	1,86	101,37	3,78

continua...

Continuação:

Quadro 5. Resultados da digestão total em TFSA dos solos estudados

Horiz.	Prof. cm	CaO	MgO	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MnO	P ₂ O ₅	Cr	Zn	Ni	Cd	Cu	Co
		-----dag kg ⁻¹ -----						-----mg kg ⁻¹ -----						
P6 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico														
A	0 - 20	1,39	0,52	2,62	5,64	17,39	0,02	0,07	107,01	43,25	22,81	0,86	74,15	10,44
Bi2	40 - 63	1,45	0,56	2,08	6,88	20,57	0,02	0,07	86,93	40,25	16,76	1,27	36,07	6,98
BC2	140 - 170+	1,52	0,43	3,28	6,60	21,20	0,03	0,05	96,84	45,42	34,77	0,96	46,43	8,62
P7 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico														
Ap	0 - 15	1,67	0,44	2,77	8,10	18,60	0,02	0,12	105,27	42,92	28,96	0,99	64,63	12,34
Bi	15 - 60	1,63	0,65	3,62	8,97	21,60	0,02	0,11	139,36	40,92	36,15	1,29	101,87	15,79
BC	60 - 90	1,53	0,29	3,34	7,50	20,40	0,03	0,11	84,28	57,95	31,27	1,16	99,70	14,35
P8 - Latossolo Vermelho Distrófico típico														
A	0 - 15	1,46	0,28	1,58	12,02	29,80	0,02	0,12	103,16	42,59	32,92	0,86	154,14	18,08
Bw	60 - 80	1,59	0,53	1,51	12,65	31,40	0,03	0,09	122,53	56,61	24,66	0,64	153,14	16,36
P9 - Latossolo Vermelho Distrófico típico														
A	0 - 15	1,75	0,47	1,05	11,05	26,70	0,02	0,11	84,46	68,14	31,91	0,93	98,70	15,78
Bw	60 - 80	1,79	0,56	1,23	11,27	27,90	0,03	0,10	76,9	82,33	34,98	1,15	101,37	14,21
P10 - Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico														
Bw	70-90	1,50	0,49	2,46	8,36	25,50	0,02	0,09	91,40	56,95	28,91	1,16	36,07	8,08
P11 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico														
A	0 - 15	1,51	0,28	3,10	5,26	20,40	0,02	0,09	67,61	63,96	17,29	0,95	84,97	7,75
Bi	60 - 80	1,72	0,35	3,26	5,23	22,30	0,01	0,08	71,25	40,92	17,65	0,76	78,16	9,31
P12 - Latossolo Vermelho Distrófico típico														
Bw	60 - 80	1,61	0,40	0,80	9,36	33,20	0,01	0,07	89,54	47,76	31,46	0,96	37,24	13,40
P13 - Latossolo Vermelho Distrófico típico														
Bw	60 - 80	1,87	0,46	1,29	9,43	31,40	0,01	0,08	93,54	37,91	24,74	0,81	53,61	13,51

continua...

Continuação:

Quadro 5. Resultados da digestão total em TFSA dos solos estudados

Horiz.	Prof.	CaO	MgO	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	MnO	P ₂ O ₅	Cr	Zn	Ni	Cd	Cu	Co
	cm	-----dag kg ⁻¹ -----						-----mg kg ⁻¹ -----						
P 14 – Neossolo Flúvico Tb Distrófico														
A1	0-5	0,26	0,50	1,07	7,10	15,03	0,06	0,03	105,96	89,90	11,52	0,86	9,97	2,35
A2	5-10	0,25	0,53	1,16	7,34	18,65	0,05	0,03	114,82	66,68	16,53	0,82	17,13	3,68
C1	10-20	0,24	0,59	1,67	8,31	21,33	0,05	0,02	126,93	41,92	20,04	0,78	18,11	5,25
C2	20-30	0,25	0,58	1,37	8,64	22,26	0,05	0,02	127,32	37,45	21,54	0,81	17,94	5,14
C3	30-40	0,27	0,60	1,37	8,47	22,01	0,05	0,02	120,89	36,80	19,37	0,73	19,01	6,49
C4	40-50	0,25	0,50	1,33	7,33	17,58	0,03	0,01	119,73	31,13	20,37	0,75	13,33	6,65
C5	50-60	0,23	0,42	1,33	6,31	15,62	0,03	0,01	128,62	29,92	21,42	1,12	13,87	3,16
C6	60-80	0,22	0,38	1,29	5,18	13,12	0,02	0,01	126,52	27,41	20,71	1,15	13,42	2,23

Através do ataque sulfúrico foram determinados os teores de Fe, Al, Ti e Si permitindo a determinação da relação molecular (Ki), importante índice de intemperismo que indica a relação molar existente entre SiO₂ e Al₂O₃. O referido índice foi utilizado em vários sistemas de classificação para identificar horizontes diagnósticos e/ou discriminar solos bastante intemperizados.

A força iônica da solução extratora pressupõe a dissolução restrita a minerais secundários, indicando que os teores analisados são semelhantes aos teores encontrados na fração coloidal do solo.

Os teores de Fe₂O₃ foram, em média, menores para os Cambissolos 6 dag kg⁻¹, intermediários para os Latossolos Vermelho-Amarelos (7 dag kg⁻¹) e maiores para os Latossolos Vermelhos (10 dag kg⁻¹) (Quadro 6). Estes valores são condizentes com a pobreza em ferro do material de origem e valores semelhantes foram encontrados por Cetec (1983). Entretanto, faz-se importante mencionar que a natureza sedimentar do material de origem pode conferir variação no teor de ferro, conforme demonstrado por Pereira et al., (2010) que encontrou teores de 22 dag kg⁻¹Fe₂O₃, valor pouco comum para o domínio das rochas pelíticas. A variação nos resultados, entretanto, sugere variações na deposição do material, condizente com o material de origem.

A amplitude do teor de TiO₂, variando de 0,23 a 0,90 dag kg⁻¹, pode ser considerada relativamente baixa. Isto pode ser um indicativo da ausência de diferenciação na composição química das rochas pelíticas. Em relação ao Neossolo Flúvico (P 14) a ausência de variação no teor deste TiO₂ associada a relativa continuidade em relação a textura e mineralogia, permite inferir uma ausência de descontinuidade litológica.

Os teores de Al₂O₃ variaram entre 11,36 a 27,31 dag kg⁻¹ (Quadro 6), nos horizontes dos solos estudados. Valores semelhantes foram encontrados por Almeida (1979); CETEC (1983); Pereira et al., (2010). Teores elevados de alumínio já eram esperados em razão da composição mineralógica das rochas pelíticas, abundantes em argilominerais silicatados. Os perfis de Latossolos Vermelhos apresentaram os maiores valores, fato já esperado em decorrência do processo de latossolização em que o intemperismo atuou liberando o Al₂O₃.

Os teores de SiO₂ dos solos estudados variaram entre 15 dag kg⁻¹ e 28 dag kg⁻¹ (Quadro 6). A razão dos valores de SiO₂ serem elevados dá-se pelo fato do material de origem apresentar abundância em silicatos. De forma geral, o teor de SiO₂ em solos originados de rochas pelíticas apresenta ampla

variação, talvez em função da possibilidade do íon Al substituir o Si no tetraedro.

A relação molecular de em média 2,05 para Cambissolos e 1,32 para Latossolos é condizente com o que se espera como indicador dos processos de intemperismo para ambas as classes. Para os Cambissolos, os valores de Ki são condizentes com o menor desenvolvimento pedogenético desta classe, condizente com a mineralogia caulínica/ilítica.

Nos Latossolos Vermelhos, solos bastante intemperizados foi possível constatar menores teores de SiO₂ quando comparados com o Al₂O₃ refletindo a geologia abundante em argilominerais silicatados que ao longo do intemperismo vão liberando alumínio no sistema devido ao processo de dissolução, Além disso, elevados teores de Al₂O₃ colaboram para valores de Ki menor do que 1,5, refletindo a natureza caulínica destes Latossolos. Os resultados de Ki são condizentes com os obtidos por Achá Panoso et al. (1978), Almeida (1979), CETEC (1982) para solos desenvolvidos de rochas pelíticas do Grupo Bambuí.

A relação molecular Al₂O₃/Fe₂O₃ apresentou valores elevados, sendo o menor valor de 1,7. Esta relação indica o predomínio das formas de alumínio para todos os perfis estudados.

Quadro 6. Resultados da digestão sulfúrica em TFSA e relações moleculares dos solos estudados

Horiz.	Prof. cm	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Ki	Al ₂ O ₃ / Fe ₂ O ₃
		-----dag kg ⁻¹ -----					
P1 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico							
A	0-13	16,76	13,02	5,38	0,45	2,19	2,97
Bi2	83-102	12,70	11,36	5,62	0,23	1,90	2,02
BC2	120-170	20,68	16,76	6,19	0,53	2,10	2,71
P2 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico							
A	0-15	20,50	16,52	5,47	0,42	2,11	3,02
Bi1	28- 50	20,33	17,07	6,32	0,64	2,02	2,70
2BC2	95-114	24,02	19,01	6,74	0,51	2,15	2,82
P3 - Latossolo Vermelho Distrófico típico							
A	0-18	12,87	23,81	8,88	0,89	0,92	2,68
Bw2	62-114	12,45	24,53	8,48	0,90	0,86	2,89
P4 – Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico							
A	0-21	24,91	26,81	6,10	0,62	1,58	4,39
Bw2	66-100	21,23	24,36	6,24	0,47	1,48	3,90
Bw3	100-138	19,28	25,37	5,26	0,43	1,29	4,82
P5 – Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico							
A	0-16	15,98	11,27	4,27	0,39	2,41	2,63
Bi2	31-48	15,48	13,42	4,70	0,27	1,96	2,85
2Bi2	55-80	15,77	12,71	5,14	0,47	2,11	2,47
P6 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico							
A	0-20	17,12	14,39	5,45	0,49	2,02	2,64
Bi2	40-63	16,80	14,57	5,94	0,55	1,96	2,45
BC2	140-170 ⁺	17,58	15,77	4,08	0,69	1,89	3,86
P7 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico							
Ap	0-15	18,25	14,58	7,22	0,55	2,13	2,01
Bi	15-60	20,98	18,17	6,88	0,72	1,96	2,64
BC	60-90	22,13	16,45	6,69	0,69	2,29	2,45
P8 – Latossolo Vermelho Distrófico típico							
A	0-15	24,68	27,31	11,17	0,75	1,54	2,45
Bw	60-80	23,48	27,17	11,88	0,82	1,47	2,29
P9 - Latossolo Vermelho Distrófico típico							
A	0-15	20,18	21,98	9,64	0,84	1,56	2,28
Bw	60-80	18,77	22,89	10,22	0,80	1,39	2,24
P10 - Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico							
Bw	70-90	19,00	23,00	7,64	0,63	1,40	3,01
P11 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico							
A	0-15	18,96	15,60	4,88	0,62	2,07	3,19
Bi	60-80	16,89	14,13	5,16	0,54	2,03	2,74
P12 - Latossolo Vermelho Distrófico típico							
Bw	60-80	16,61	24,80	8,46	0,86	1,14	2,93
P13 - Latossolo Vermelho Distrófico típico							
Bw	60-80	15,86	23,32	8,65	0,73	1,16	2,70

continua...

Continuação:

Quadro 6. Resultados da digestão sulfúrica em TFSA e relações moleculares dos solos estudados

Horiz.	Prof. cm	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Ki	Al ₂ O ₃ / Fe ₂ O ₃
		-----dag kg ⁻¹ -----					
P14 – Neossolo Flúvico Tb Distrófico							
A1	0-5	11,60	11,92	5,97	0,67	1,65	1,99
A2	5-10	13,92	14,55	6,46	0,72	1,62	2,25
C1	10-20	15,08	16,84	7,28	0,74	1,52	2,31
C2	20-30	15,13	17,25	7,90	0,74	1,49	2,18
C3	30-40	15,95	15,43	7,67	0,67	1,75	2,01
C4	40-50	13,61	14,22	6,34	0,67	1,62	2,24
C5	50-60	15,22	13,48	4,52	0,66	1,91	2,98
C6	60-80	16,37	14,41	4,01	0,70	1,93	3,59

4.3. Características Mineralógicas das frações argila, silte e areia dos Solos estudados

Os resultados dos difratogramas de raios-X (DRX) da argila natural apresentaram a caulinita (picos 0,72, 0,45 e 0,36 nm) como mineral dominante em todos os perfis estudados (Figuras 14 e 15). A expressiva ocorrência deste mineral nestes solos pode ser atribuída à sua formação a partir da muscovita, existente em grandes quantidades nos solos originados de rochas pelíticas ou do feldspato ainda que este ocorra em menor quantidade.

A ocorrência da goethita nos Cambissolos foi detectada pelo pico 0,418 nm e em 0,245 nm (P1, P5 e P6). A presença deste mineral nesta classe é responsável pela coloração amarelada. Em outras classes de solos com matiz mais vermelha ainda que esteja presente pode não expressar sua cor (Schwertmann, 1995). A goethita é o óxido de ferro mais comum nos solos devido a sua maior estabilidade, propriedade esta que tende a ser aumentada com o aumento da substituição isomórfica de Fe por Al (Schwertmann & Taylor, 1977).

Os picos em 1,00, 0,50, 0,45, 0,33 e 0,26 nm indicam presença da illita. De acordo com Curi & Kämpf (2003) o termo illita designa as micas dioctaedrais de dimensão argila, semelhantes à muscovita, mas com mais água e menos K do que a composição normal da muscovita.

Os picos em 1,43, 1,13 e 1,00 nm observados nos DRX dos Cambissolos são característicos da vermiculita com hidróxi entrecamadas. De acordo com Ker (1998) onde a lixiviação não é tão intensa o alumínio liberado pode penetrar nas entre camadas de argilominerais, formando, em geral, as vermiculitas com hidróxi entrecamadas (VHE).

Nos Cambissolos foi identificada a gibbsita (Gb), detectada pela intensidade dos picos em 0,48, 0,44 e 0,24 nm ainda que pouco expressiva. A coexistência de VHE, illita e gibbsita consiste em um fato pouco esperado para solos mais jovens, porém, já observado em outros estudos (Almeida, 1979 & Pereira, 2008). De acordo como Almeida (1979), nos solos desenvolvidos de rochas pelíticas, a natureza química desta rocha lhe confere enorme capacidade de suprimento do alumínio, de tal forma que a gibbsita é formada apesar da reposição da sílica em solução resultante da estabilidade da vermiculita e o tamanho da mica, o chamado efeito anti-gibbsítico proposto por Jackson (1964).

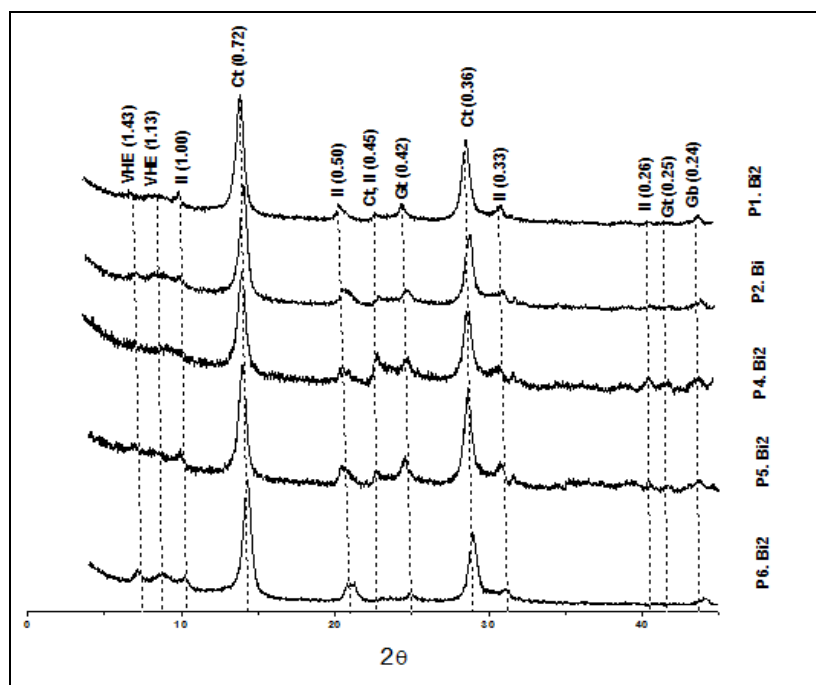


Figura 14. DRX da fração argila natural dos Cambissolos Háplicos montada por esfregaço (Perfis 1, 2, 5 e 6). VHE: vermiculita com hidróxi entrecamadas; Il: illita; Ct: caulinita; Gt: goethita, Gb: Gibbsita.

A partir da análise dos resultados em cada horizonte dos perfis de Cambissolos constatou-se a diminuição da ilita em superfície. Tal fato pode ser explicado pela maior alteração dos minerais nos horizontes mais superficiais devido ao intemperismo, sendo a ilita transformada em caulinita (Figura 15).

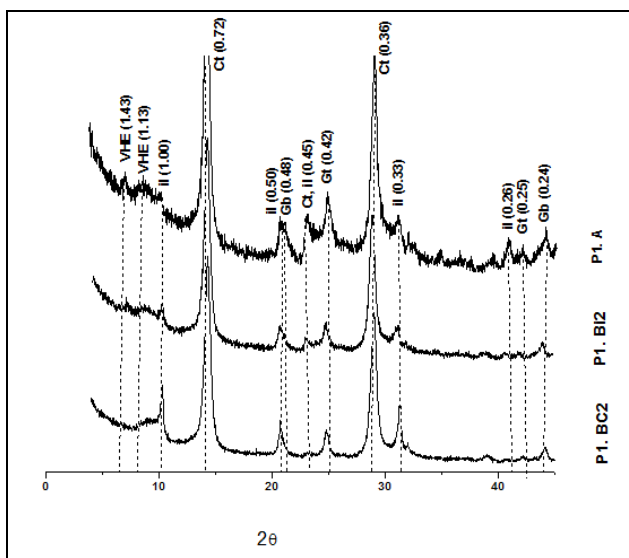


Figura 15. DRX da fração argila natural dos Cambissolos Háplicos montada por esfregaço (Perfil 1). Diminuição da expressividade da ilita em superfície.

A vermiculita com hidróxi entrecamadas (VHE) apresenta o pico característico em 1,43 nm, em todos os perfis de Cambissolos, a partir das argilas desferrificadas e dos realizados com K a 25 e 550 °C foi observado o colapso a 1,00 nm (Figuras 16 e 17).

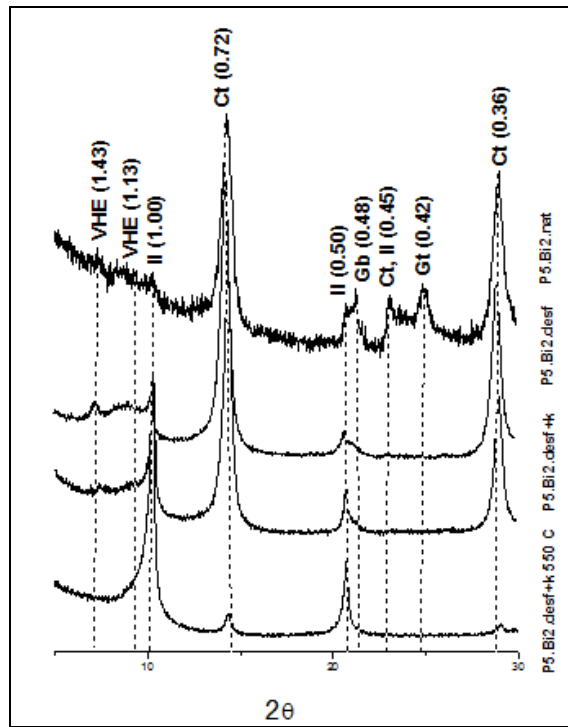


Figura 16. DRX da fração argila desferrificada montada por esfregaço do Cambissolo Háplico (Perfil 5): VHE: vermiculita com hidróxi entrecamadas; II: ilita; Ct: caulinita; Gb: gibbsita

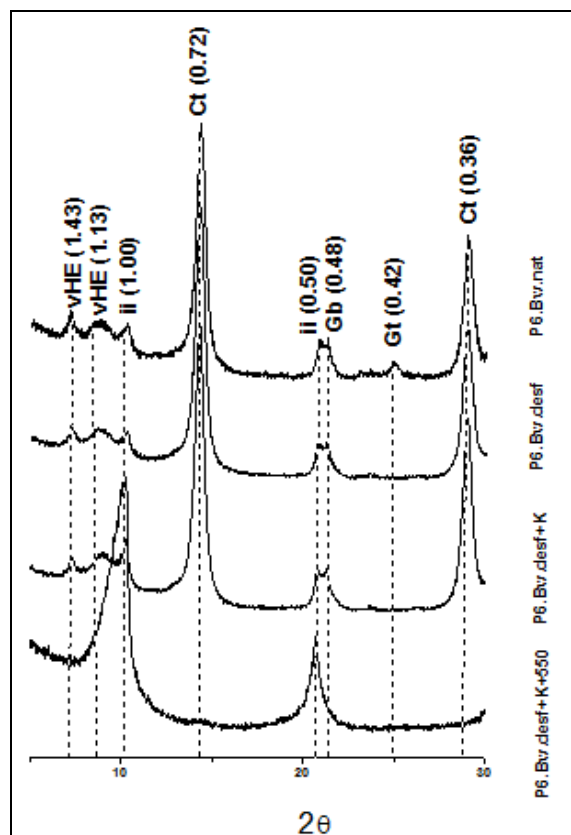


Figura 17. DRX da fração argila desferrificada do Cambissolo Háplico (Perfil 6): VHE: vermiculita com hidróxi entrecamadas; II: ilita; Ct: caulinita; Gb: gibbsita.

A fração argila dos Latossolos estudados (Figuras 18 e 19) apresentaram como constituintes mineralógicos principais a caulinita, gibbsita, goethita, hematita, mica, condizendo com o comumente encontrado na literatura (Fontes, 1988; Ker, 1995; Netto, 1996; Fernandes, 2000).

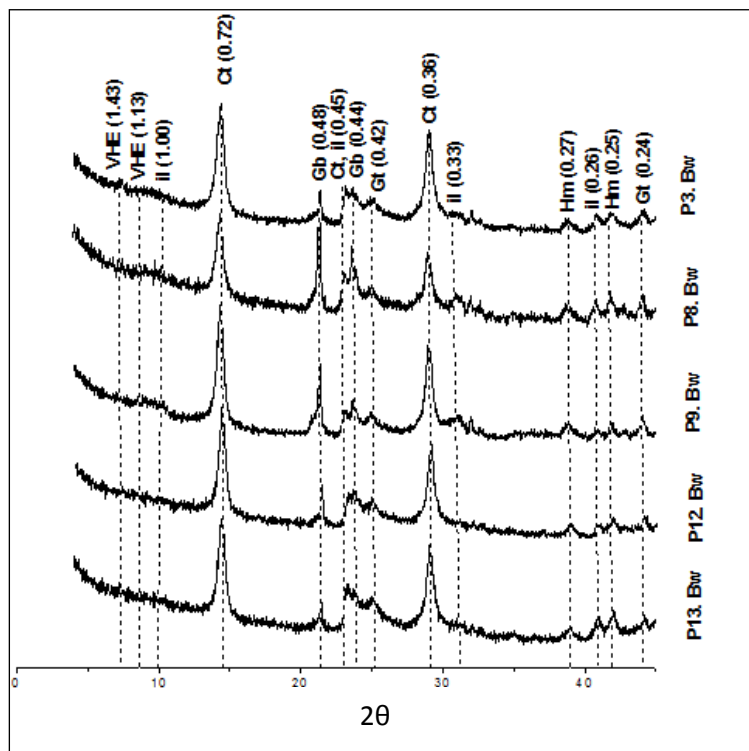


Figura 18. DRX argila natural dos LV (Perfis 3, 8, 9, 12 e 13): VHE: vermiculita com hidróxi entrecamadas; Il: ilita; Ct: caulinita; Gb: gibbsita; Gt: goethita, hematita: Hm.

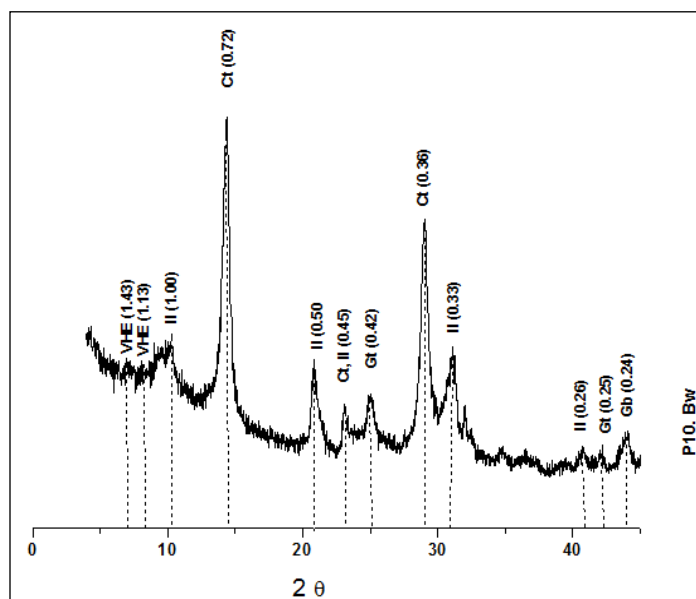


Figura 19. DRX argila natural dos LVA (Perfil 10): VHE: vermiculita com hidróxi entrecamadas; Il: ilita; Ct: caulinita; Gb: gibbsita; Gt: goethita.

Os difratogramas dos Latossolos Vermelhos e Latossolos Vermelho-Amarelos (Figuras 18 e 19) apresentaram difratogramas com picos em 0,72, 0,45 e 0,36 nm, sendo, portanto um indicativo da dominância da caulinita na fração argila para estas classes.

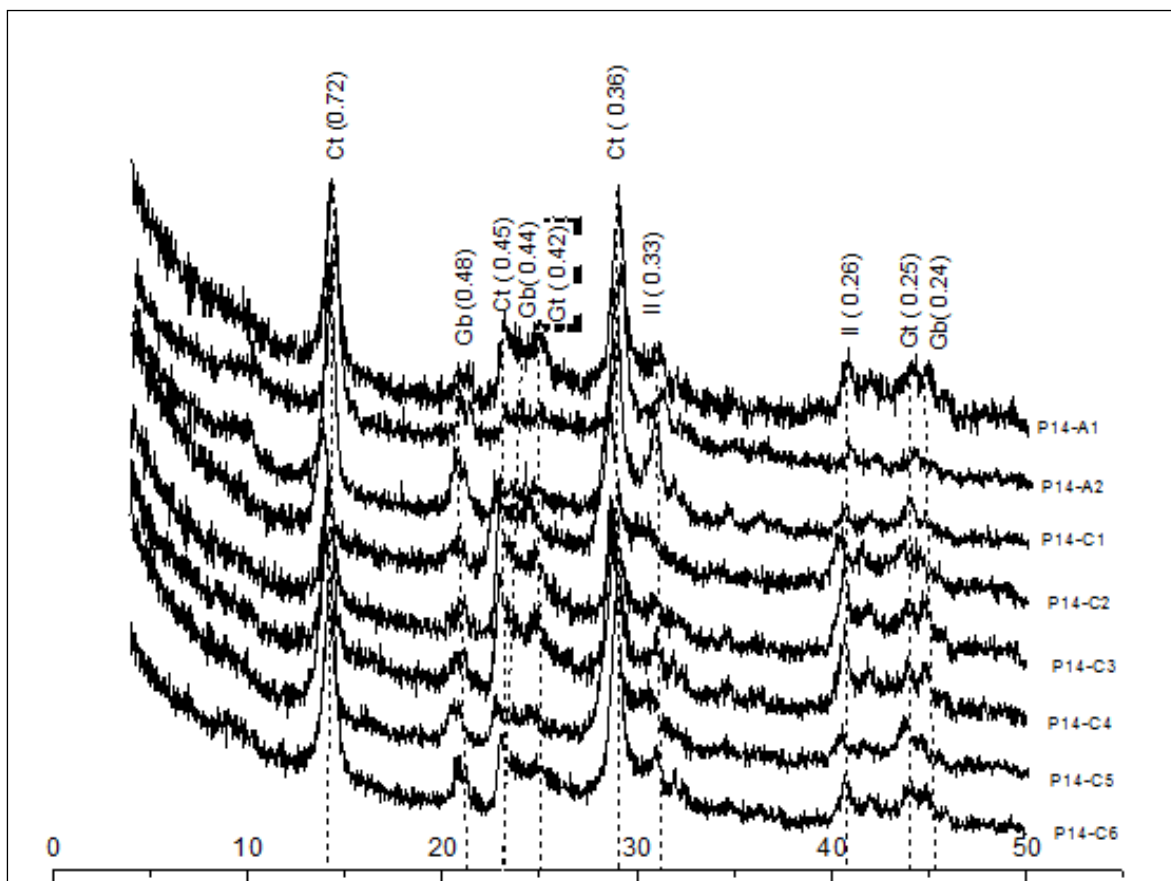


Figura 20. DRX argila natural dos RY (Perfil 14): Il: ilita; Ct: caulinita; Gb: gibbsita; Gt: goethita.

O perfil de Neossolo Flúvico (P 14) apresentou em todas as suas camadas uma mineralogia semelhante com predomínio de caulinita, ilita, gibbsita e goethita (Figura 20). Pode-se inferir que a deposição de todas as camadas foi de um material de geologia similar, afirmação que pode ser corroborada pela similaridade entre as camadas também observada em relação aos resultados das análises físicas e ataque sulfúrico.

Os picos em 0,269 e 0,251 nm confirmaram a presença de hematita para os Latossolos Vermelhos, identificada pelos difratogramas de óxidos concentrados na fração argila e goethitas com picos em 0,418 e 0,245 nm (Figura 21).

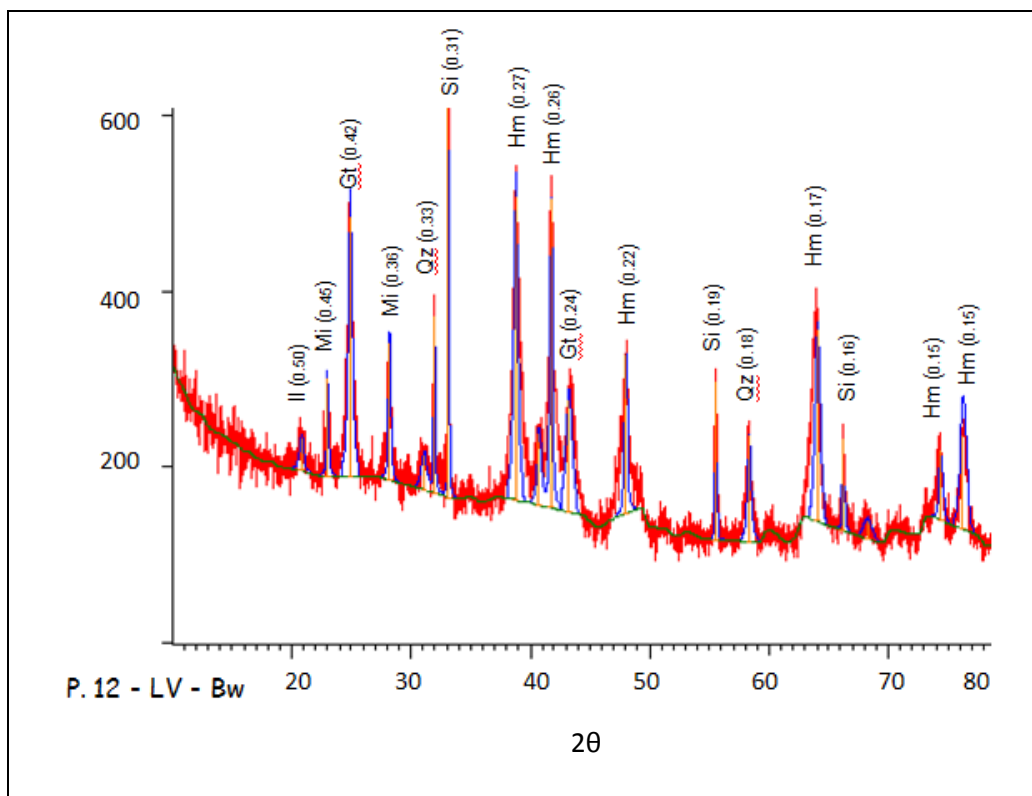


Figura 21. DRX argila com concentração de óxidos de um LV (Perfil 12): Il: ilita; Ct: caulinita; Gb: gibbsita; Gt: goethita; Hm: hematita; Si: silício; Qz: quartzo.

A ocorrência da gibbsita foi verificada pelas difrações em 0,48, 0,44 e 0,24 nm. A partir de uma análise qualitativa da expressão dos picos da gibbsita nos difratogramas de argila desferrificada, pode se inferir que a ocorrência deste mineral para esta classe é mais expressiva comparativamente aos Cambissolos devido ao estágio de intemperismo mais avançado (Figuras 22 e 23). De acordo com Ker (1995), embora a gibbsita seja considerado um mineral de ocorrência comum em diferentes classes de solos sob condições climáticas diversas, quantidades mais expressivas deste mineral tendem a ser encontradas nos Latossolos, onde a intensidade de intemperismo e lixiviação são maiores.

A intensidade do pico Gb (0,48) nos Latossolos Vermelhos aumenta enquanto a intensidade do pico Ct (0,36) diminuiu constituindo um indicativo de

que a gibbsita nestes solos é formada a partir do intemperismo da caulinita (Jackson, 1969; Jackson; Sherman, 1953).

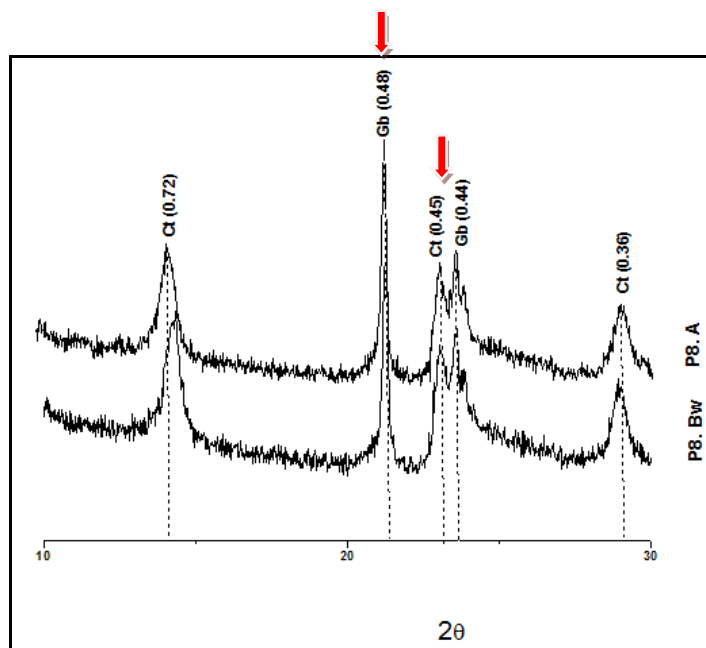


Figura 22. DRX da fração argila desferrificada dos Latossolo Vermelho (Perfil 8): Ct: caulinita; Gb: gibbsita.

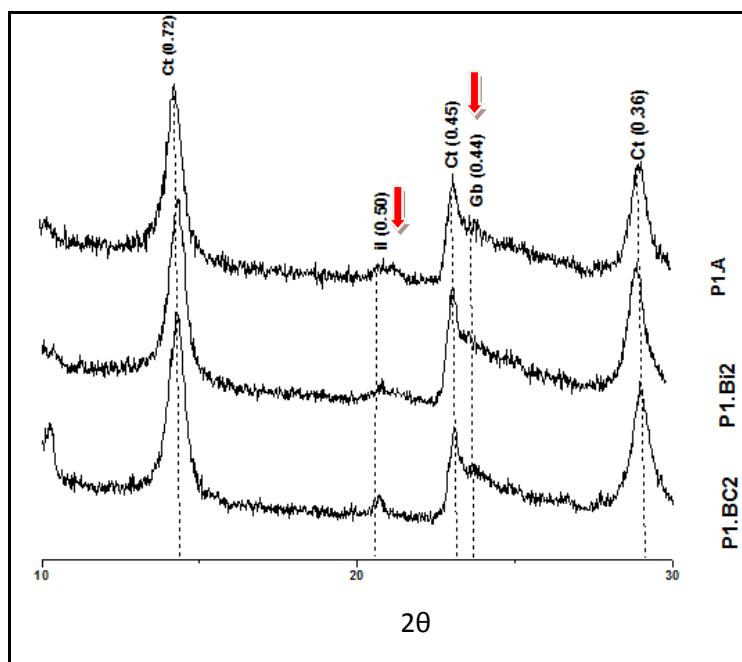


Figura 23. DRX da fração argila desferrificada do Cambissolos Háplico (Perfil 1). Il: ilita; Ct: caulinita; Gb: gibbsita.

A partir do tratamento com K e aquecimento à 550 °C foi confirmada a presença de VHE também para Latossolos Vermelhos e Latossolos Vermelho-Amarelos, indicando a resistência deste mineral ao intemperismo e a coexistência deste com a gibbsita (Figura 24, 25 e 26).

O quartzo é o mineral dominante na fração silte dos solos estudados, identificados nos picos 0,43, 0,34 e 0,25 nm (Figuras 24 a 28). A presença de quartzo na fração silte se deve provavelmente, a um quartzo menor diâmetro. Este mineral apresenta elevada estabilidade química, não sofrendo decomposição, somente desgaste ou quebra física, podendo por isso ser encontrado na fração silte (Donnagema et al., 2003).

Os picos em 0,72, 0,45 e 0,36 nm referem-se à caulinita. A presença de caulinita na fração silte deve-se, provavelmente, à formação de microagregados de alta estabilidade (pseudo-silte) que não são separados pelos métodos tradicionais de dispersão das frações do solo. Este mineral também foi constatado na fração silte por Almeida (1979) e Pereira (2008).

A presença da muscovita foi constatada com os picos em 1,00, 0,50, 0,45 e 0,26 nm. Constatou-se K-feldspatos com pico em 0,32 nm, de forma pouco expressiva, em virtude da grande susceptibilidade deste mineral a alteração.

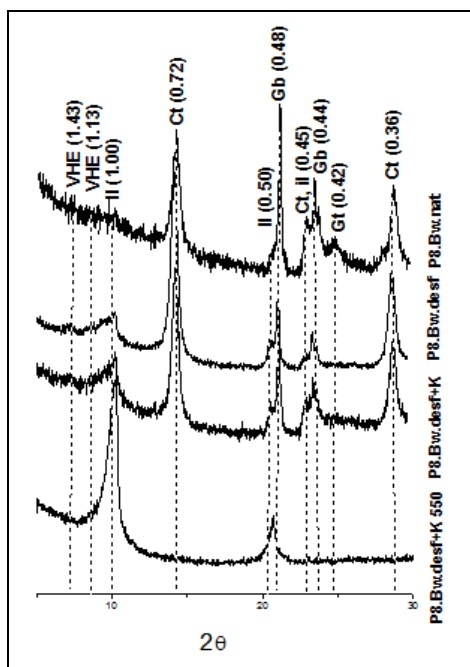


Figura 24. DRX da fração argila desferrificada do Latossolo Vermelho (Perfil 8): VHE: vermiculita com hidróxi entrecamadas; Il: ilita; Ct: caulinita; Gb: gibbsita.

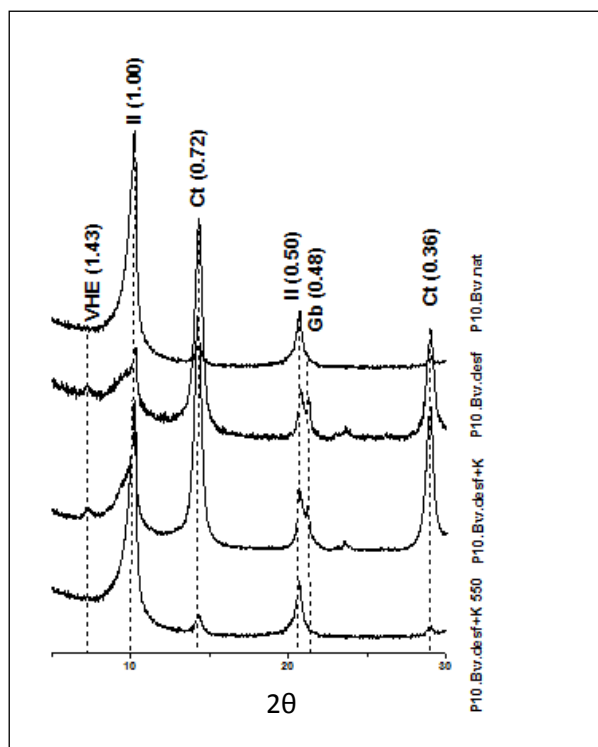
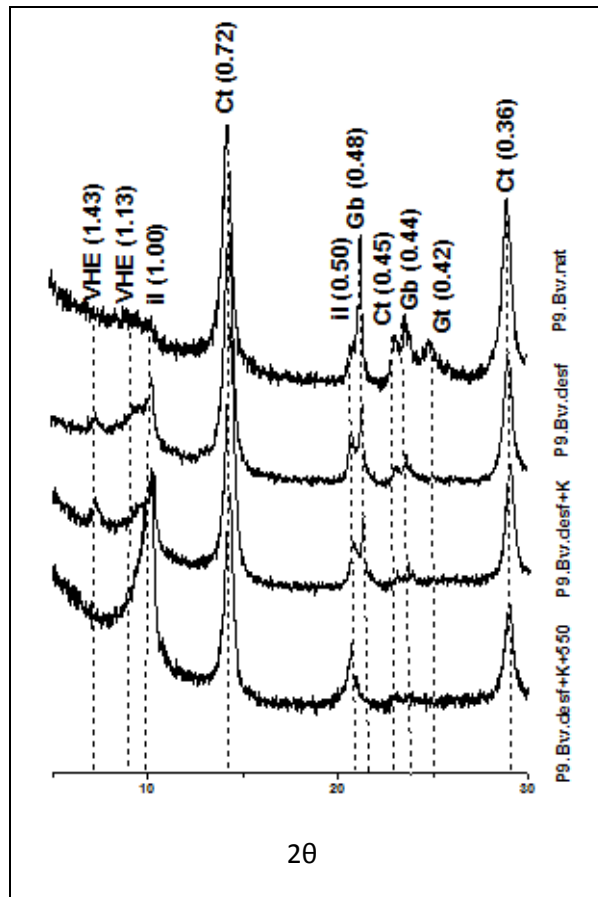


Figura 25 e 26. DRX da fração argila desferrificada dos Latossolos Vermelho (Perfil 9) e Latossolo Vermelho-Amarelo (Perfi 10): Ct: caulinita; Gb: gibbsita.

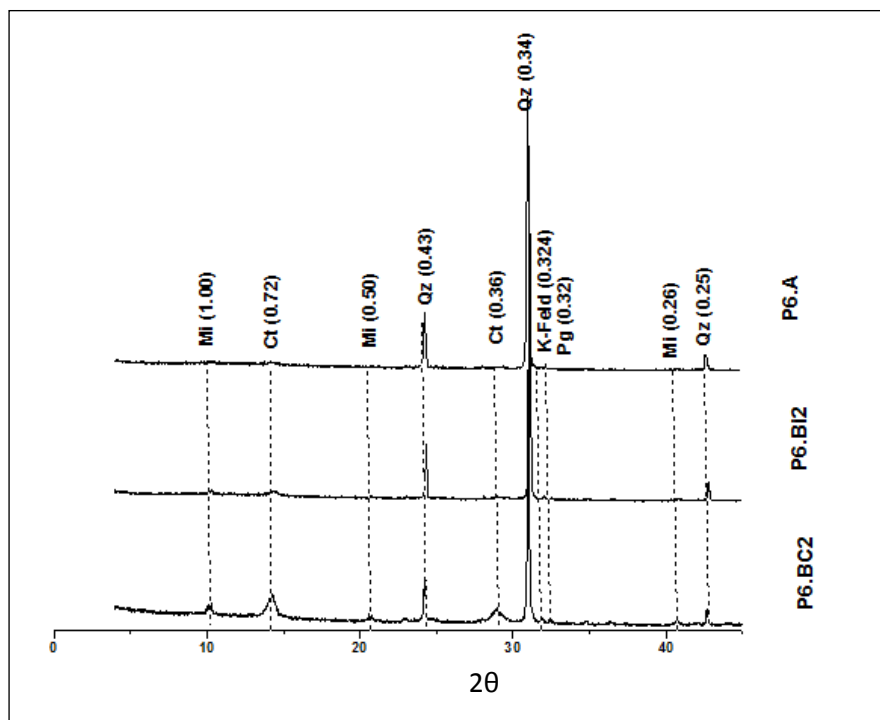
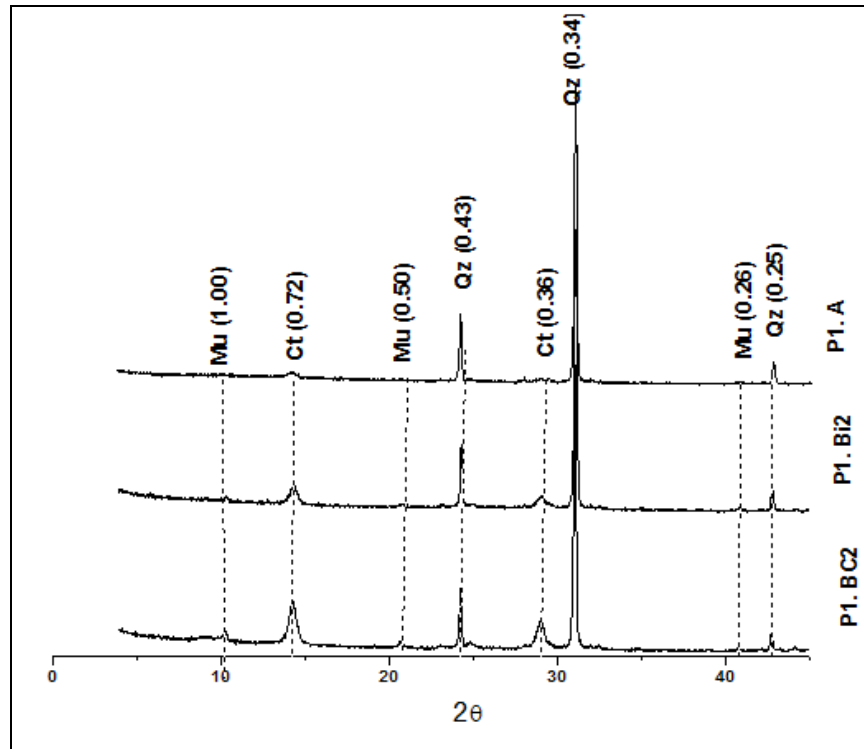


Figura 27 e 28. DRX silte dos Cambissolos Háplicos (Perfis 1 e 6): Mu: muscovita; Ct: caulinita; Qz: quartzo; K-feld: fedspato potássico; Pg: plagioclásio.

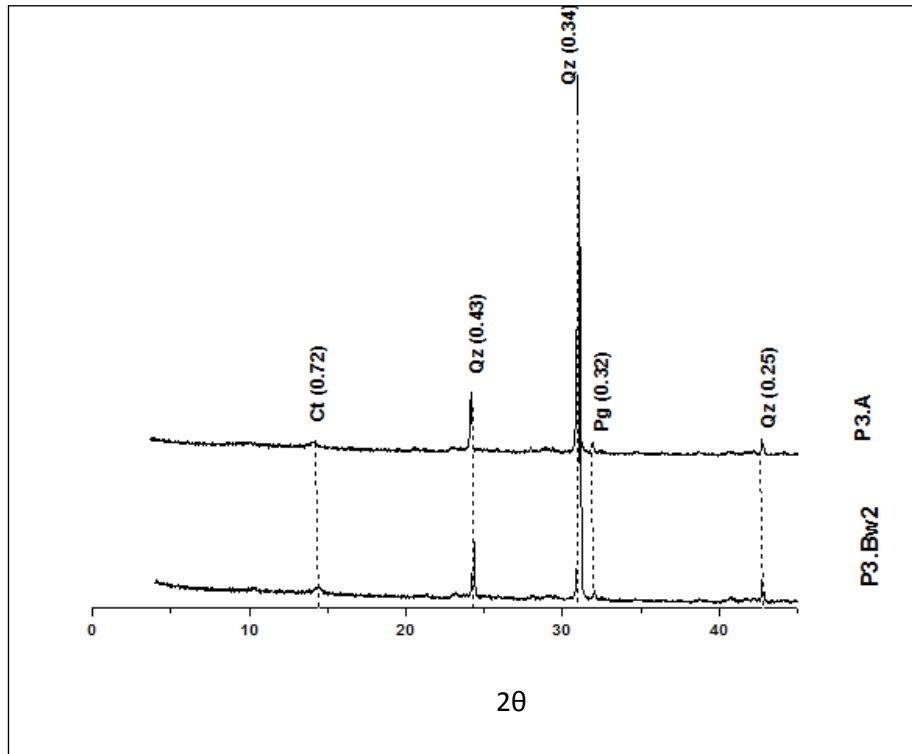


Figura 29. DRX representativo da fração silte do Latossolo Vermelho (Perfil 3): Ct: caulinita; Qz: quartzo; Pg: plagioclásio.

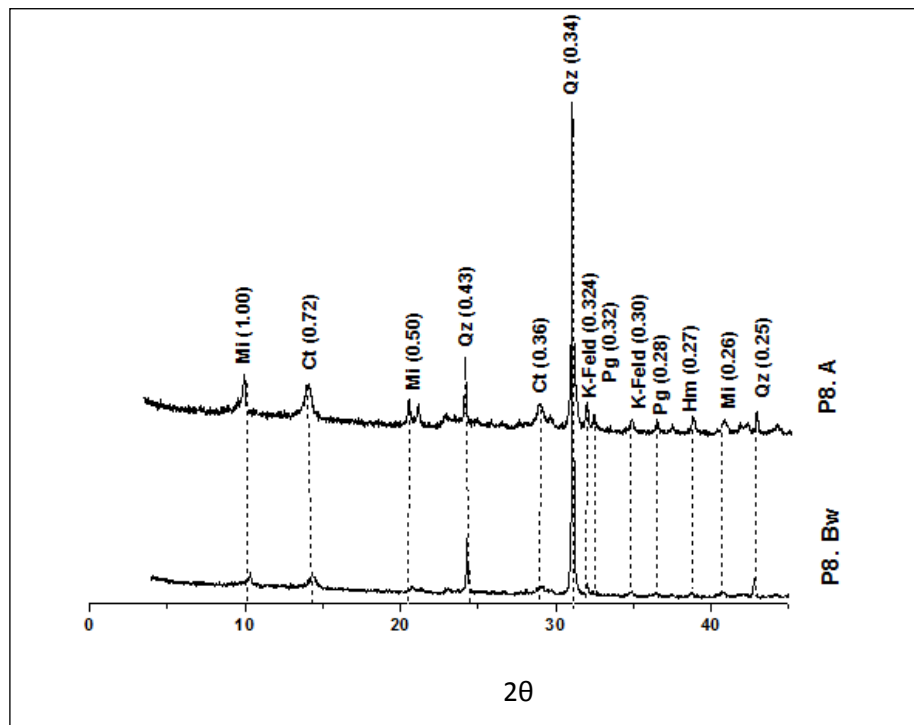


Figura 30. DRX representativos da fração silte do Latossolo Vermelho (Perfil 8): Ct: caulinita; Qz: quartzo; Pg: plagioclásio; Hm: hematita; Mu: muscovita; K-feld: k-feldspato.

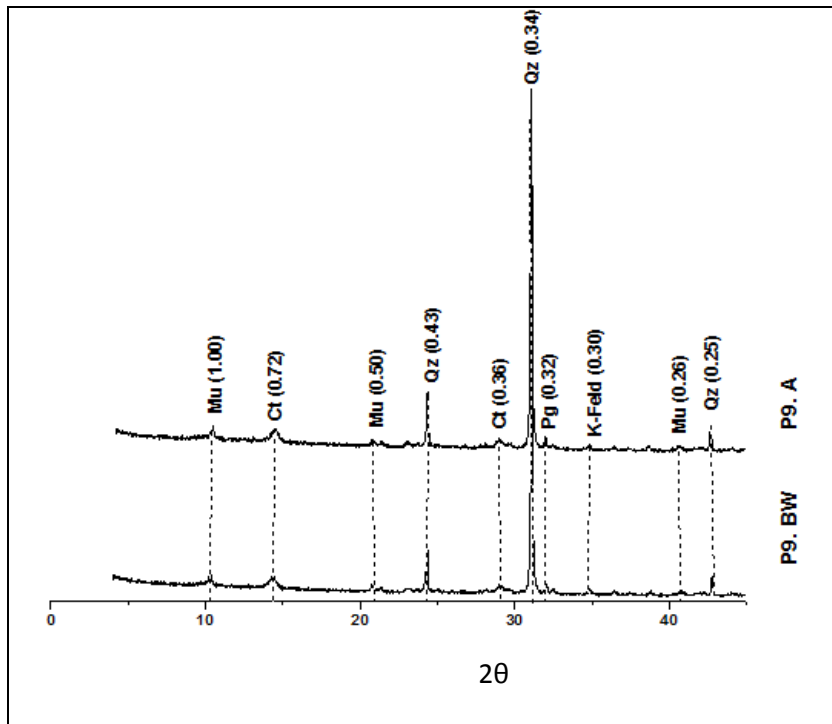


Figura 31. DRX representativo da fração silte do Latossolo Vermelho-Amarelo (Perfil 9) Ct: caulinita; Mu: muscovita; Pg: plagioclásio; K-feld: K-feldspato; Qz: quartzo.

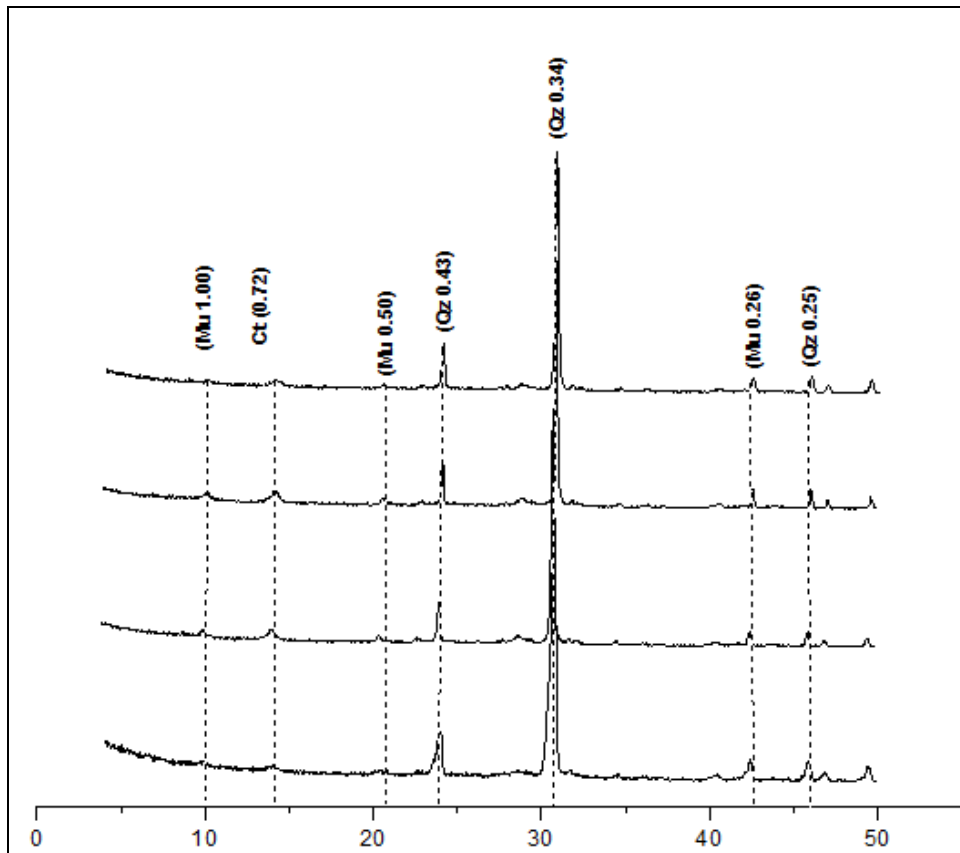


Figura 32. DRX representativo da fração silte do Neossolo Flúvico (Perfil 14) Ct: caulinita; Mu: muscovita; Qz: quartzo.

A fração areia dos solos estudados foi dominada pelo quartzo, detectado pelos picos 0,43, 0,34 e 0,25 nm, a predominância deste mineral na fração areia destes solos deve-se ao material de origem, cuja composição mineralógica é destituída de outros minerais primários resistentes ao intemperismo para existir nesta fração grosseira. (Figuras 33, 34, 35, 36 e 37).

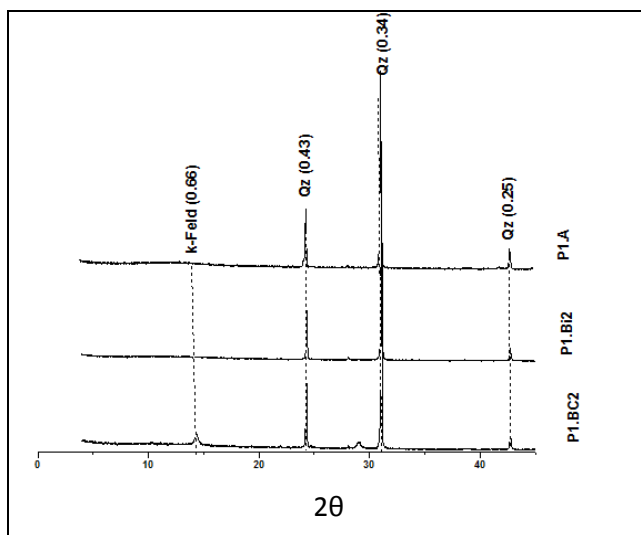


Figura 33. DRX representativos da fração areia de Cambissolo (Perfil 1): Qz: quartzo; K-Feld: feldspato potássico.

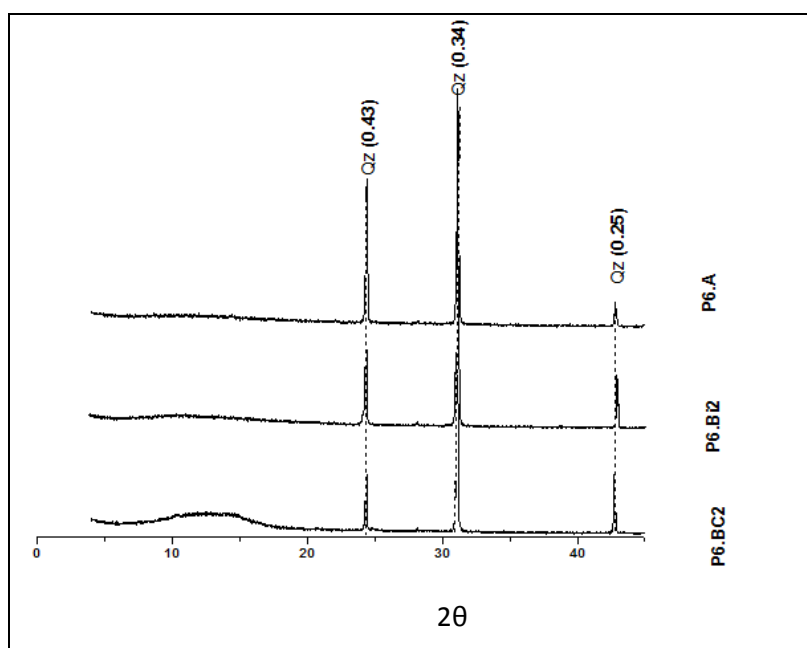


Figura 34. DRX representativos da fração areia de Cambissolo (Perfil 6): Qz: quartzo.

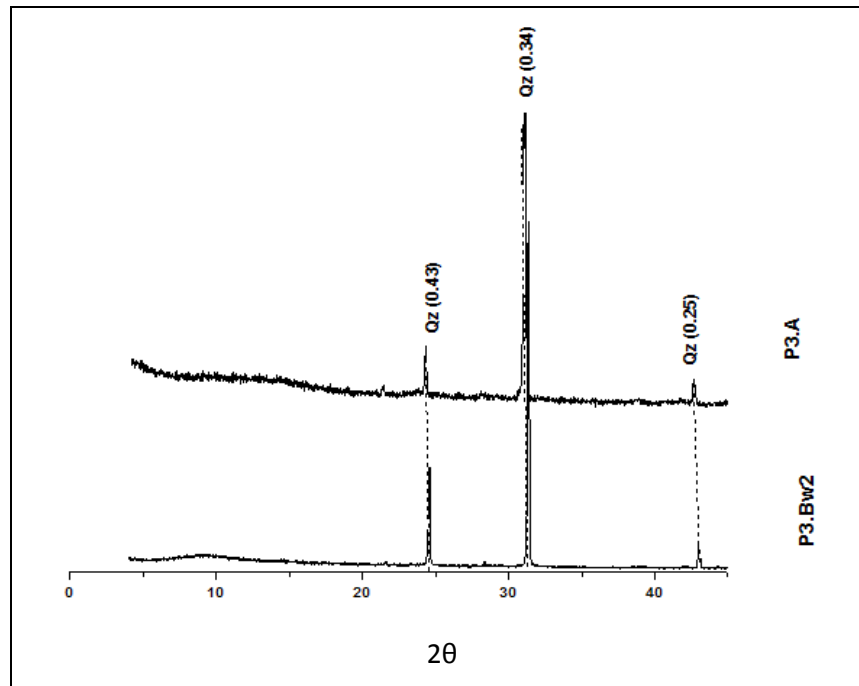


Figura 35. DRX representativos da fração areia do Latossolo Vermelho (Perfil 3) Qz: quartzo.

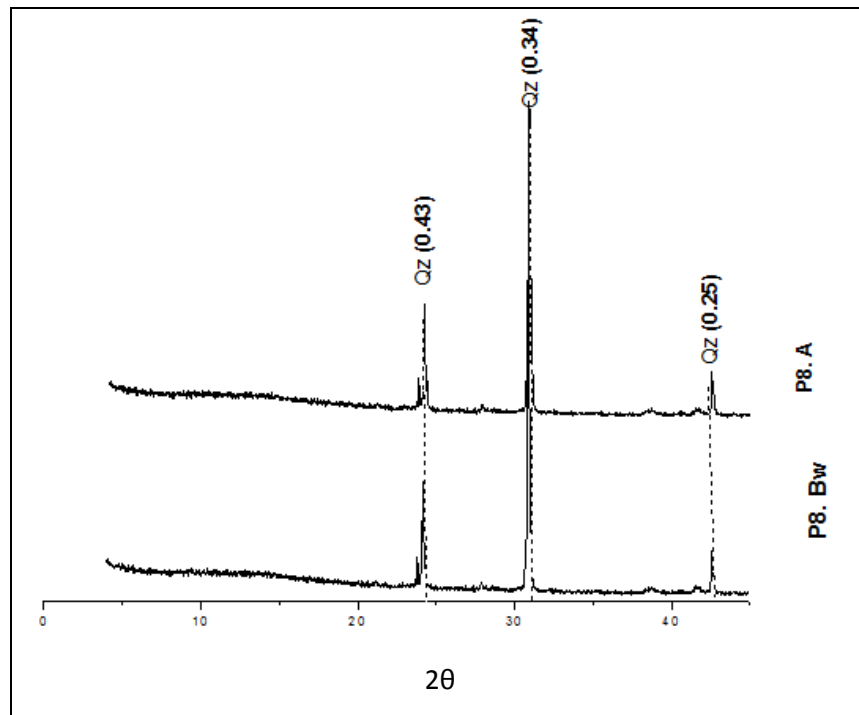


Figura 36. DRX representativos da fração areia do Latossolo Vermelho (Perfil 8) Qz: quartzo.

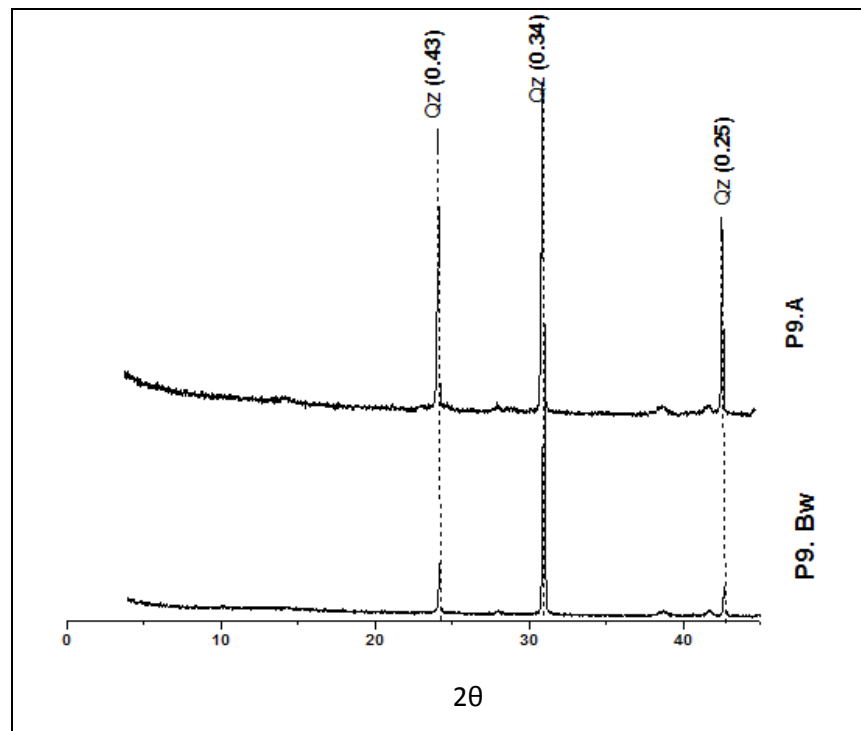


Figura 37. DRX representativos da fração areia do Latossolo Vermelho (Perfil 9) Qz: quartzo.

4.3.1. Proporção de caulinita e gibbsita na fração argila

O processo de intemperismo impõe aos minerais inúmeras transformações químicas e físicas de forma que nos solos tropicais de modo geral, permanecem aqueles que passaram por este processo e são mais equilibrados com as condições do meio, como a caulinita e gibbsita. A presença da caulinita (Ct) e gibbsita (Gb) na fração argila foi estimada pela análise termogravimétrica (TG) (Quadro 7) confirmando os dados obtidos com a técnica DRX.

Constatou-se a predominância da caulinita em todos os perfis de solos estudados. Este fato deve-se a variedade de processos que podem resultar na formação deste mineral, podendo este ser produto do intemperismo tanto das micas quanto dos feldspatos. Além disso, constatou-se a presença mais expressiva de gibbsita nos Latossolos Vermelhos, refletindo a herança do material de origem, associado ao processo de intemperismo avançado (Figuras 38, 39 e 40), corroborando as análises dos difratogramas de argilas desferrificadas nos quais menores picos de caulinita ocorrem onde a presença da gibbsita é mais expressiva indicando que nestes solos a gibbsita é

proveniente diretamente da intemperização da caulinita (Jackson,1969; Sherman, 1953).

A presença ainda que menos expressiva da gibbsita nos Cambissolos pode ser atribuída à natureza química do material de origem, ou seja, a rocha pelítica, sendo esta capaz de manter altas concentrações de alumínio em solução (Almeida, 1979). Os resultados analíticos encontrados corroboram a afirmação de Almeida (1979) de que apesar da estabilidade da vermiculita e do tamanho da mica ocasionarem lenta reposição de sílica em solução, a riqueza em alumínio das rochas pelíticas colaboram para formação da gibbsita mesmo frente ao efeito anti-gibbsítico.

Quadro 7. Proporção de caulinita e gibbsita na fração argila

Perfis	Gibbsita	Caulinita
	%	
P1 - CX	2,96	63,79
P4 - LVA	4,12	63,66
P11 - CX	4,17	61,56
P 3 - LV	6,24	66,13
P8 - LV	18,74	48,45
P9 - LV	13,77	59,60
P12 - LV	9,85	69,02
P10 - LVA	3,87	55,35
P13 - LV	7,26	65,94

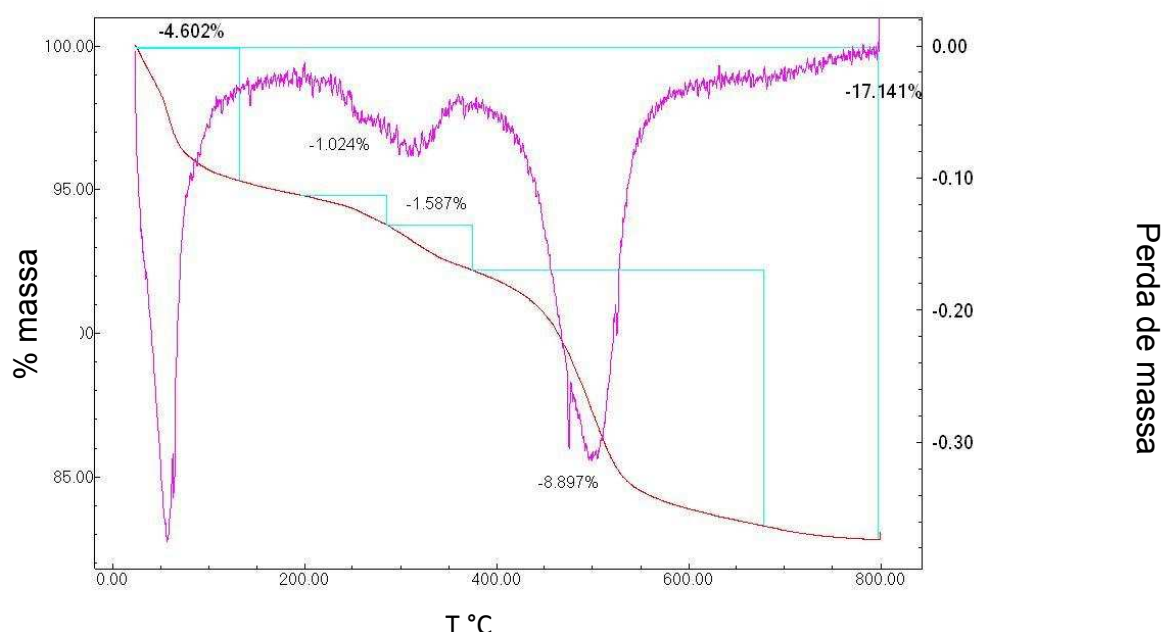


Figura 38. Resultado da análise termogravimétrica no horizonte Bi do P1 – Cambissolo.

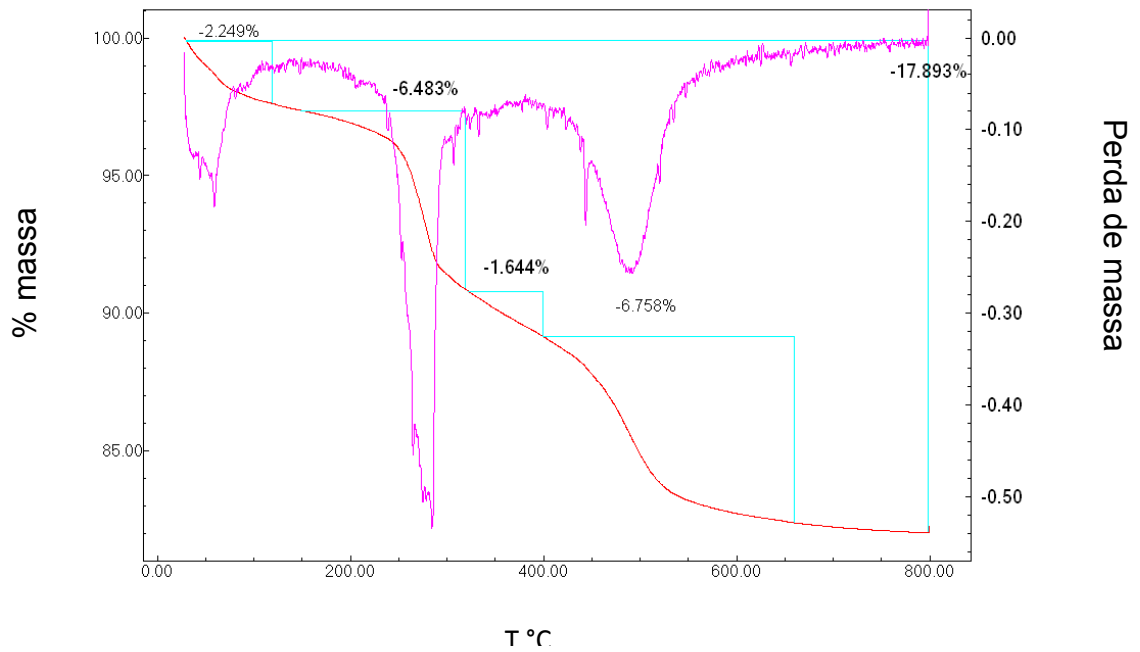


Figura 39. Resultado da análise térmogravimétrica no horizonte Bw do P8 – Latossolo Vermelho.

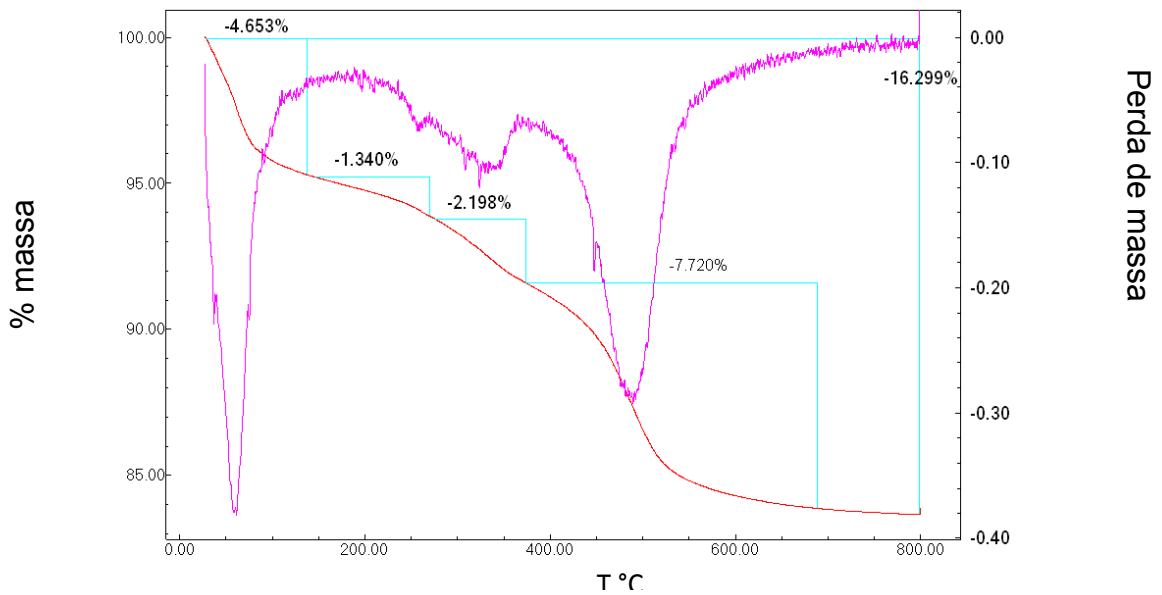


Figura 40. Resultado da análise termogravimétrica no horizonte Bw do P10 – Latossolo Vermelho-Amarelo.

4.3.2. Ferro e alumínio extraídos com ditionito e com oxalato de amônio

A relação entre os teores de Fe_2O_3 , obtidos com uma extração com ditionito-citrato-bicarbonato (Fed) e uma extração com oxalato ácido de amônio (Feo) foram consideradas baixas, uma vez que apresentaram valores inferiores a $0,05 \text{ dag kg}^{-1}$ nas amostras do horizonte diagnóstico de todos os perfis de solos estudados, evidenciando que nestes há predominância de óxidos de ferro com formas mais cristalinas (Fontes, 1991; Melo et al., 2001).

Os teores de Fe e Al amorfos variaram de $0,04$ a $0,20 \text{ dag kg}^{-1}$ e de $0,01$ a $0,25 \text{ dag kg}^{-1}$, respectivamente (Quadro 8). Em todos os perfis, os maiores valores foram observados nos horizontes superficiais, fato que pode ser atribuído à influência da matéria orgânica (Kämpf, 1981), devido à forte afinidade entre grupamentos carboxílicos e hidroxílicos desta por átomos de ferro da superfície dos óxidos, complexando-os e conseqüentemente tendendo a inibir a cristalização dos óxidos de ferro (Schwertman e Taylor, 1988).

Ainda que em média, os teores de Fe extraídos pelo DCB foram menores para os Cambissolos ($3,69 \text{ dag kg}^{-1}$) em comparação aos Latossolos Vermelhos ($4,16 \text{ dag kg}^{-1}$). De acordo com Schwertmann & Kämpf (1983), a cristalinidade destes óxidos de ferro esta não pode ser relacionada ao índice de intemperismo, uma vez que a formação dos óxidos varia em função do ambiente assim, estes solos podem ser rejuvenescidos por processos de erosão e redeposição que resultam a formação de um ambiente propício a formação de óxidos de ferro amorfos.

Quadro 8. Teores de Fe e Al extraídos na fração argila extração com ditionito-citrato-bicarbonato e com oxalato de amônio

Horiz.	Fe _{DCB}	Al _{DCB}	Fe _{ox}	Al _{ox}	Fe _{ox} /Fe _{DCB}	Al _{ox} /Fe _{DCB}
dag kg⁻¹						
P1- Cambissolo háplico Tb Distrófico típico						
A	2,66	0,93	0,14	0,06	0,05	0,06
B2	4,21	0,78	0,05	0,01	0,01	0,01
BC2	4,44	0,49	0,04	0,02	0,01	0,04
P2 - Cambissolo háplico Tb Distrófico típico						
A	3,65	1,21	0,13	0,05	0,04	0,04
B1	4,14	1,15	0,06	0,03	0,01	0,03
2BC2	4,41	0,79	0,17	0,04	0,04	0,05
P3 - Latossolo Vermelho Distrófico típico						
A	3,04	0,69	0,2	0,06	0,07	0,09
BW2	4,01	0,66	0,13	0,08	0,03	0,12
P4 – Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico						
A	2,19	1,25	0,09	0,14	0,04	0,11
Bw2	3,85	1,3	0,08	0,12	0,02	0,09
Bw3	3,16	0,79	0,07	0,02	0,02	0,03
P5 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico						
A	4,08	1,14	0,16	0,03	0,04	0,03
B2	4,66	1,25	0,07	0,01	0,02	0,01
2B3	4,16	1,29	0,07	0,14	0,02	0,11
C	5,04	0,12	0,08	0,13	0,02	1,08
P6 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico						
A	2,45	1,1	0,07	0,25	0,03	0,23
Bi2	2,79	0,17	0,11	0,15	0,04	0,88
BC2	3,77	0,68	0,08	0,17	0,02	0,25
P7- Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico						
A	2,69	1,13	0,10	0,18	0,04	0,16
B	2,82	1,11	0,07	0,18	0,02	0,16
BC	2,77	0,94	0,05	0,19	0,02	0,25
P8 - Latossolo Vermelho Distrófico típico						
A	4,39	0,65	0,19	0,19	0,04	0,29
Bw	4,61	0,44	0,17	0,2	0,04	0,45
P9- Latossolo Vermelho Distrófico típico						
A	3,99	0,68	0,19	0,2	0,05	0,29
Bw	4,21	0,51	0,16	0,21	0,04	0,41
P10- Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico Típico						
Bw	2,31	0,93	0,05	0,22	0,02	0,24
P11 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico						
A	3,31	1,16	0,13	0,23	0,04	0,2
Bw	3,42	0,9	0,07	0,23	0,02	0,26
P12 - Latossolo Vermelho Distrófico típico						
Bw	4,02	0,61	0,11	0,24	0,03	0,39
P13 - Latossolo Vermelho Distrófico típico						
Bw	4,04	0,58	0,14	0,24	0,03	0,41

4.3.3. Substituição Isomórfica nos perfis de solos estudados

A substituição isomórfica (SI) é decorrente do ambiente de formação dos óxidos de ferro e hidróxidos de alumínio, ou seja, solos altamente intemperizados, ácidos, álicos e com baixa concentração de silício disponível para se combinar com o alumínio na solução do solo (Fitzpatrick & Schwertmann, 1982; Curi & Franzmeier, 1984; Fontes & Weed, 1991; Ker, 1995).

Em razão do menor raio iônico do Al em relação ao Fe, o tamanho da cela unitária, principalmente na direção do eixo Z (Fitzpatrick & Schwertmann, 1982; Schwertmann & Taylor, 1989) e o grau de cristalinidade do mineral são reduzidos com a SI.

Todos os perfis de solos estudados apresentaram substituição isomórfica (SI) de Fe por Al em goethitas e hematitas (Quadro 9), corroborando a afirmação de que esta substituição representa mais uma regra do que uma exceção conforme (Schwertmann & Taylor, 1989).

Em todos os perfis dos solos estudados os valores da SI nos óxidos de ferro variaram de 11,33 a 44,49 cmol mol⁻¹ de Al nas goethitas e de 3,84 a 14,22 cmol mol⁻¹ de Al nas hematitas pela técnica da difratometria de raios X (DRX) (Quadro 9). Esses resultados estão de acordo com os observados por outros autores em solos brasileiros (Ker, 1995; Melo et al., 2001; Ghidin, 2006).

Entretanto, os perfis de Cambissolos (P1, P2, P5 e P6) apresentaram valores de substituição entre 13,10 e 23,38 cmol mol⁻¹ de Al, ou seja, valores abaixo do que era esperado para estes solos devido ao material de origem “pelíticas aluminosas”. Provavelmente pelo fato destes solos apresentarem menor pedogênese, o intemperismo de minerais primários contribui com a reposição de sílica no ambiente em que os óxidos estão sendo formados. Sendo assim, há possibilidade de recombinação entre Si e Al e formação da caulinita.

O perfil de Cambissolo (P7) apresentou valor de substituição isomórfica em goethitas (SI) mais elevado no horizonte subsuperficial (37,52 cmol mol⁻¹ de Al).

Quadro 9. Valores de Substituição isomórfica do Fe por Al em Goethitas e Hematitas

Horiz.	Goethita DRX	Hematita DRX
	cmol mol ⁻¹	
	P1- Cambissolo háplico Tb Distrófico típico	
A	16,86	nd
Bi2	13,10	nd
BC2	11,33	nd
	P2 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico	
A	27,81	nd
Bi	23,38	nd
2BC2	nd	nd
	P3 - Latossolo Vermelho Distrófico típico	
A	nd	nd
Bw2	nd	12,67
	P4 – Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico	
A	18,76	nd
Bw2	37,52	nd
Bw3	33,17	nd
	P5 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico	
A	19,67	nd
Bi2	14,96	nd
2B3		nd
C	13,32	3,84
	P6 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico	
A	21,5	nd
Bi2		nd
BC2	22,35	nd
	P7- Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico	
A	11,35	nd
Bi		nd
BC	31,03	nd
	P8 - Latossolo Vermelho Distrófico típico	
A	nd	6,46
Bw	nd	7,53
	P9- Latossolo Vermelho Distrófico típico	
A	nd	10,38
Bw	nd	14,22
	P10- Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico	
Bw	44,49	nd
	P11 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico	
A	25,91	nd
Bw	26,34	nd
	P12 - Latossolo Vermelho Distrófico típico	
Bw	15,39	6,67
	P13 - Latossolo Vermelho Distrófico típico	
Bw	19,50	7,81

⁽¹⁾De Schulze (1984): Al cmol mol⁻¹ = 1.730-572c. ⁽²⁾De Schwertmann et al, (1979): Al cmol mol⁻¹ = 647(5,0376-a). nd: não detectado.

Normalmente, a avaliação da variação entre os valores de substituição isomórfica apresentados por diferentes perfis de solos deve partir do entendimento do processo de formação destes solos, tendo em vista que o tempo da pedogênese pode ser associado a diferentes circunstâncias climáticas, geológicas, geomorfológicas, resultando na formação de solos poligenéticos (Almeida, 1997; Muggler, 2001; Inda Júnior, 2005).

Os valores de substituição isomórfica em goethitas no horizonte Bw de LVA (perfis 4 e 10 respectivamente) foram 37,5 e 44,49 cmol mol⁻¹, mais elevados do que os comentados citados na literatura. Normalmente, os valores máximos de SI em óxidos de ferro sintéticos são 33 e 17 cmol mol⁻¹ na goethita e Hematita, respectivamente (Schwertmann et al., 1979; Schwertmann, 1985). Valores próximos a estes limites máximos para SI têm sido reportados para Gt e Hm de diferentes solos do Brasil (Schwertmann, 1985; Fontes e Weed, 1991). Geralmente observa-se maior grau de SI em solos mais desenvolvidos, onde a atividade de Al³⁺ é maior (Melo et al., 2001), caso dos solos deste estudo.

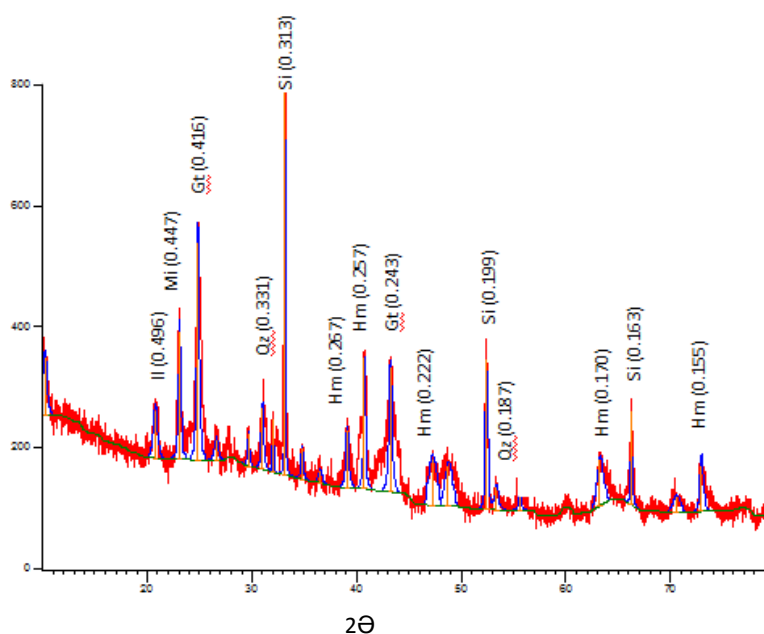


Figura 41. Difratograma da fração argila após concentração de óxidos Perfil 10 LVA.

A substituição por alumínio na goethita foi superior a observada para a hematita (Quadro 9) (Schwertmann & Kämpf, 1985; Melo et al., 2001). Esta

diferenciação confirma a menor capacidade de incorporação de alumínio na estrutura da hematita, em relação à goethita. A presença do Al^{3+} na goethita apresenta melhor relação com o ambiente pedogenético do que a hematita. O processo de dissolução através do qual a goethita é formada contribuí para o maior contato desta com as impurezas do meio, enquanto a hematita por ter a ferrihidrita como mineral precursor fica menos exposta à tais impurezas (Kämpf & Curi, 2000).

Os Latossolos Vermelhos (LV) apresentaram elevados valores de SI nas hematitas. Nestes solos esta ocorrência pode estar associada à presença expressiva de gibbsita detectada pelas análises dos difratogramas de argilas desferrificadas e análises termogravimétricas. Há um indicativo de que elevados teores de alumínio em solução favorecendo a incorporação deste nos óxidos de ferro e concomitantemente a formação da gibbsita. Há exceções, mas de forma geral, vários autores relataram a estreita relação entre presença de gibbsita e substituição isomórfica em goethitas e hematitas (Almeida, 1979; Schwertmann & Taylor, 1989; Fontes & Weed, 1991; Ker, 1995 e Melo et al., 2001).

A gibbsita é um mineral indicador da maturidade dos perfis, pois esta ocorre em maior proporção em perfis de solos intemperizados (Horbe & Costa, 1995).

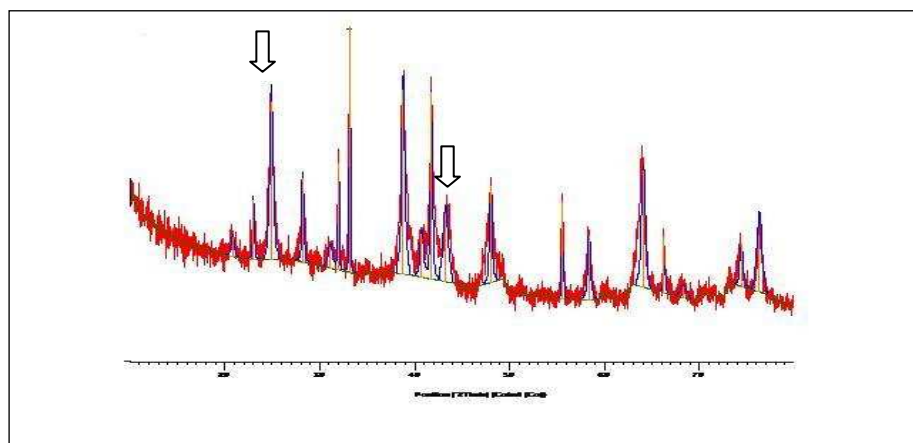


Figura 42. Expressividades dos picos utilizados para o cálculo de SI em goethita d_{110} e d_{111} nos Latossolos Vermelhos (Perfis 12 e P13).

Nos perfis de Latossolos Vermelhos (P3 e P8) não foi possível calcular a substituição para goethitas, uma vez que este mineral existe em pequenas quantidades, não sendo identificada a difração do pico (d_{111}) da goethita, necessária para os cálculos. Nos perfis (P1, P2, P4, P6, P7, P10 e P11) não foi

possível avaliar a substituição isomórfica na hematita devido à pequena intensidade que acarretaria um grande erro na medida do ângulo $^{\circ}2\theta$, problema também identificado por Moller (1991).

No entanto, nos perfis de Latossolos Vermelhos P12 e P13 (Figura 36) apesar do matiz 10 R, apresentou difração expressiva da goethita (Gt) o que facilitou o cálculo da substituição tanto na hematita (Hm) quanto na goethita (d_{111}), possibilitando o cálculo da SI para ambos os minerais. Dois fatores podem explicar este comportamento, a baixa relação hematita goethita para este perfil e o alto poder de pigmentação da hematita (Almeida et al., 2003). Além disso, as goethitas em solos intemperizados como os Latossolos tiveram mais tempo para se recristalizarem e por isso formaram cristais menos defeituosos (Schwertmann & Carlson, 1994). A cor amarela da goethita manifesta-se no solo unicamente quando o teor em hematita finamente pulverizada é inferior a 1 % em massa (Resende et al., 1987).

4.3.4. Índice de cristalinidade das caulinitas

Os valores obtidos a partir do índice de cristalinidade de Hughes & Brown (1979) para as caulinitas dos solos estudados variaram entre 15,0 e 18,0 nos Latossolos Vermelhos; 23,2 no Latossolo Vermelho-Amarelo e 24,6 e 42,5 nos Cambissolos Háplicos (Quadro 10).

Os valores mais elevados de cristalinidade das caulinitas apresentados pelos Cambissolos podem ser explicados por ser um solo mais jovem, ou seja, menos intemperizado. De acordo com Fernandes (2000), o avanço do intemperismo provoca a diminuição do tamanho e da cristalinidade da caulinita.

Muitos estudos realizados procuram relacionar a simples presença de óxidos de ferro com a cristalinidade das caulinitas, ao observarem redução do tamanho de partículas do mineral e aumento em sua desorganização estrutural com o aumento do conteúdo de Fe_2O_3 (Möller, 1991).

Entre os solos estudados, os Cambissolos apresentaram os menores teores de Fe_2O_3 extraídos pelo ataque sulfúrico. Tal fato, associado à maior proporção de caulinita determinada pelo ATD podem ser responsáveis pela melhor cristalinidade da caulinita.

Além disso, considerando que os Cambissolos apresentam a muscovita como um mineral primário que ocorre em relativa abundância

comparativamente aos Latossolos sugere-se a possibilidade da caulinita presentes nesta classe ser em maior parte produto do intemperismo direto da muscovita. Dessa forma, partículas de mica que atuariam como um molde estrutural para a formação da caulinita, originando caulinitas de melhor cristalinidade (Quadro 10).

Quadro 10. Valores de Índice de Cristalinidade de Caulinitas dos Horizontes A, B e C de Latossolos e Cambissolos de acordo com Hughes & Brown (1979)

Horiz.	Índice de Cristalinidade	Horiz.	Índice de Cristalinidade
P1- Cambissolo Háptico Tb Distrófico típico		P3 - Latossolo Vermelho Distrófico típico	
A	31,52	A	15,65
Bi2	27,99	Bw2	15,20
BC2	21,23		
P2 - Cambissolo Háptico Tb Distrófico típico		P8 - Latossolo Vermelho Distrófico típico	
A	21,23	A	19,30
Bi1	33,29	Bw	16,73
2BC2	20,59		
P4 – Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico		P9- Latossolo Vermelho Distrófico típico	
A	26,06	A	20,07
Bw2	24,61	Bw	18,14
P5 - Cambissolo Háptico Tb Distrófico típico		P10- Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico	
A	25,09	Bw	23,16
Bi2	26,06		
2Bi3	20,75		
C	29,59		
P6 - Cambissolo Háptico Tb Distrófico típico		P11 - Cambissolo Háptico Tb Distrófico típico	
A	19,69	A	22,20
Bi2	42,46	Bi	36,67
BC2	28,31		
P7- Cambissolo Háptico Tb Distrófico típico		P12 - Latossolo Vermelho Distrófico típico	
Ap	27,02	Bw	17,2
Bi	36,67		
BC	32,04		
Caulinitas de depósito geológico		P13 - Latossolo Vermelho Distrófico típico	
Kg-1 (bem cristalizada) ¹	83,8	Bw	15,01
Ka-Ba (bem cristalizada) ²	86,0		

1/ Caulinita proveniente da Geórgia e 2/ Caulinita proveniente da Bahia

4.4. Classificação e mapeamento dos solos

Para grande parte do Brasil as informações sobre os solos encontram-se disponíveis em mapas elaborados em escalas pequenas, sendo, portanto, inadequadas ao planejamento agrícola e ambiental. Em Minas Gerais, tais informações encontram-se disponíveis no mapa de solos produzido pela Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais (CETEC) na escala de 1:600.000 produzido através da compilação de levantamentos de solos realizados por alguns órgãos e instituições de pesquisa.

A realização de levantamentos de solos visando à produção de mapas em escala mais detalhada é uma iniciativa ainda incipiente devido às restrições orçamentárias dos órgãos públicos ocorrendo de forma pontual em alguns órgãos públicos e empresas privadas.

Com o avanço da tecnologia, houve um aumento expressivo das informações espaciais cada vez mais precisas, devido à maior disponibilidade de imagens de satélite de alta resolução espacial e espectral e dados altimétricos confiáveis.

As análises realizadas por meio do geoprocessamento, ou seja, geração e manipulação de mapas temáticos da distribuição dos recursos naturais, particularmente modelo digital de elevação e classes de declividade (Figura 43 e 44), aliadas às observações de campo, contribuíram para a realização do levantamento de solos.

Entretanto, a inexpressiva variabilidade altimétrica e de declividade da área de estudo, onde o relevo varia de plano a ondulado (0 – 20 %) (Figura 44), dificulta o estabelecimento de um padrão ambiental que possibilite a correlação entre solos e superfícies geomórficas. Constatou-se que os Cambissolos podem ocorrer em diferentes classes de declividade. Já os Latossolos estão concentrados nas áreas aplainadas cuja declividade variou de plano a suave ondulado conforme EMBRAPA (1996).

Diante disso, o estabelecimento da distribuição cartográfica das classes de solos presentes foi realizado a partir do método convencional, ou seja, método do caminhamento livre EMBRAPA (1997). A partir do delineamento das manchas de solos obtidas e da associação com informações ambientais foram definidas as unidades de mapeamento dos solos das áreas plantadas das Fazendas Buenos Aires e Pindaíbas (Quadro 13).

A classificação e composição das unidades de mapeamento de solos das fazendas Pindaíbas e Buenos Aires encontram-se nos quadros 13 e 14. Estas fazendas são contínuas, portanto as unidades mapeadas agrupam a área das duas fazendas, as unidades de mapeamento de solos foram: 11,7 % de Cambissolo Háplico Tb Distrófico (CXbd), 17,4 % de Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico (LVAd), e 21,01 % de Latossolo Vermelho Distrófico (LVd), representando 49,5 % do total da área das fazendas (Figura 46). Os Neossolos Flúvicos (RYbd) ocorrem como inclusão, nas áreas de várzeas, associados aos cursos d'água. As áreas restantes (50,5 %) estão divididas em Áreas de Preservação Permanente (APP), Reserva Florestal Legal, área inaproveitada e área de utilização limitada.

A presença de solos vermelhos indica que existe maior concentração de materiais com maior teor de ferro, apresentam boa drenagem no perfil, uma vez que se encontram em áreas mais planas e outras características que conferem a estes boa aptidão física.

De acordo com o mapa de solos compilado para o Estado de Minas Gerais escala 1:600.000, constatou-se a ocorrência nesta área de Cambissolos (28,4%) e Latossolos Vermelho-Amarelos (71,6%) (Quadro 12). A partir deste mapa constatou-se a inexistência da representação da classe dos Latossolos Vermelhos (Figura 45) esta classe foi omitida devido ao processo de generalização realizados, visando a simplificação das unidades de mapeamento.. Entretanto, no mapa de solos que compõe este trabalho, a elaboração em escala mais detalhada 1:20.000, ou seja, em maior escala permitiu a identificação e representação de uma mancha expressiva desta classe de solos (Figura 46), constituindo uma unidade de mapeamento que apresenta as melhores características físicas para o manejo da atividade agrícola florestal é mais vantajosa comparativamente aos Cambissolos, devido as melhores condições físicas apresentadas.

Quadro 12. Classificação e unidades de mapeamento de solos CETEC (2008)

Unidade de mapeamento	Classificação	Área (%)
		%
CXbd13	CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico textura argilo-siltosa A moderado fase endopedregosa	28,4
LVAd1	LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico textura muito argilosa A moderado cerrado relevo plano a suave ondulado	71,6

Quadro 13. Classificação e unidades de mapeamento de solos elaborado.

Unidade de Mapeamento	Classificação	Área (%)
CXbd1	CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico, textura argilo-siltosa A moderado campo cerrado relevo suave ondulado a ondulado	9,87
CXbd2	CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico, textura argilo-siltosa A moderado fase endopedregosa campo cerrado relevo suave ondulado a ondulado.	0,23
CXbd3	Assoc. de: CAMBISSOLOS HÁPLICOS Tb Distróficos textura argilo-siltosa + LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico A moderado textura muito argilosa ambos cerrado suave ondulado a ondulado.	0,30
LVAd1	LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico textura muito argilosa A moderado cerrado relevo plano a suave ondulado	16,14
LVAd2	Assoc. de: LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico A moderado textura muito argilosa + CAMBISSOLOS HÁPLICOS Tb Distróficos A moderado textura argilo-siltosa ambos fase endopedregosa cerrado relevo plano a suave ondulado	0,45
LVAd3	LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico textura argilo-siltosa A moderado + CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distróficos latossólicos textura argilo-siltosa cerrado relevo plano a suave ondulado ambos endopedregosos	1,03
LVd1	LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico textura muito argilosa A moderado cerrado relevo plano	20,77
LVd2	Assoc. de: LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico textura muito argilosa A moderado + LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO textura muito argilosa A moderado cerrado relevo plano a suave ondulado.	0,25
Cascalheiras		0,47

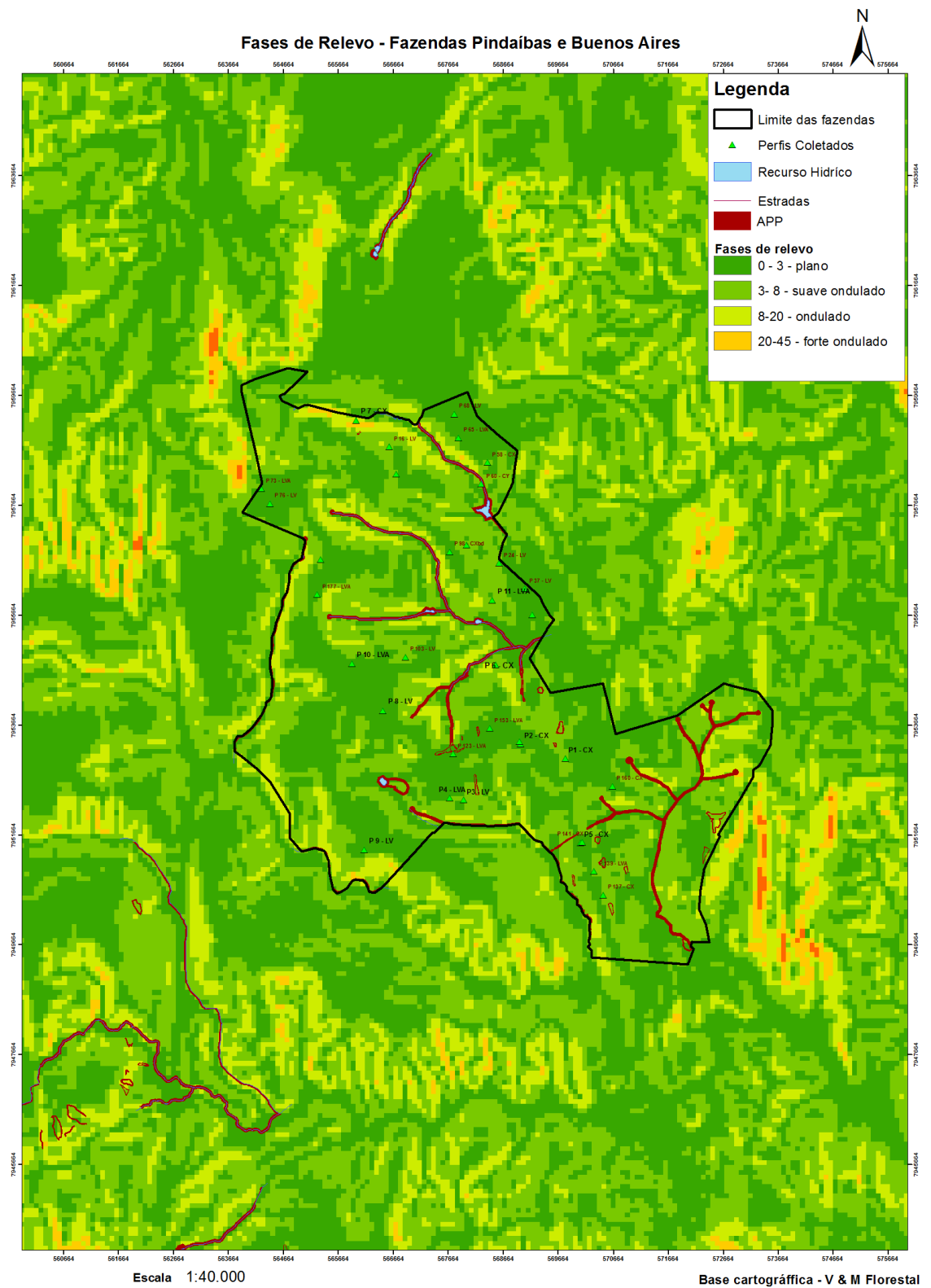


Figura 43. Classes de declividade e perfis coletados.

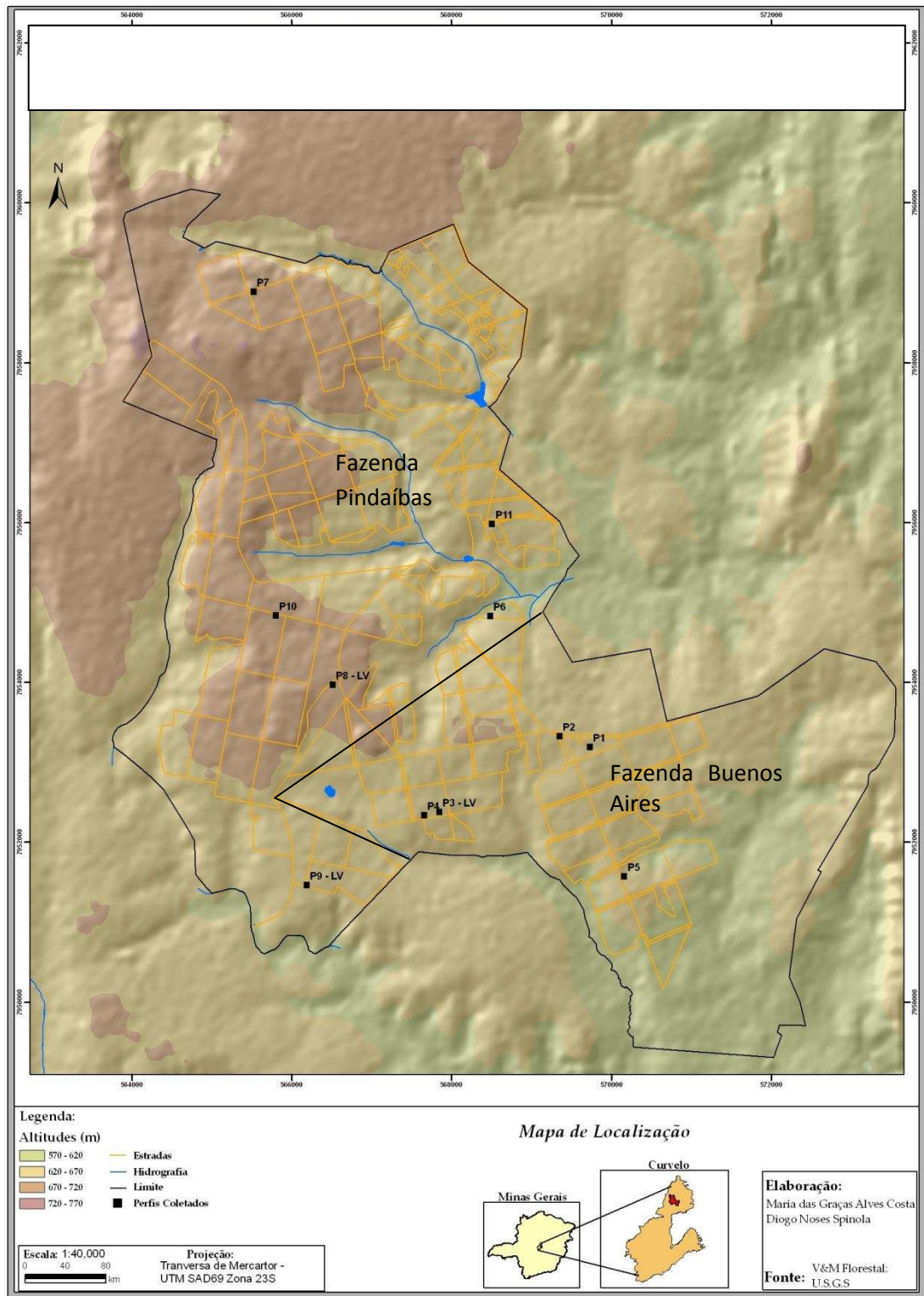


Figura 44. Modelo digital de elevação e perfis coletados.

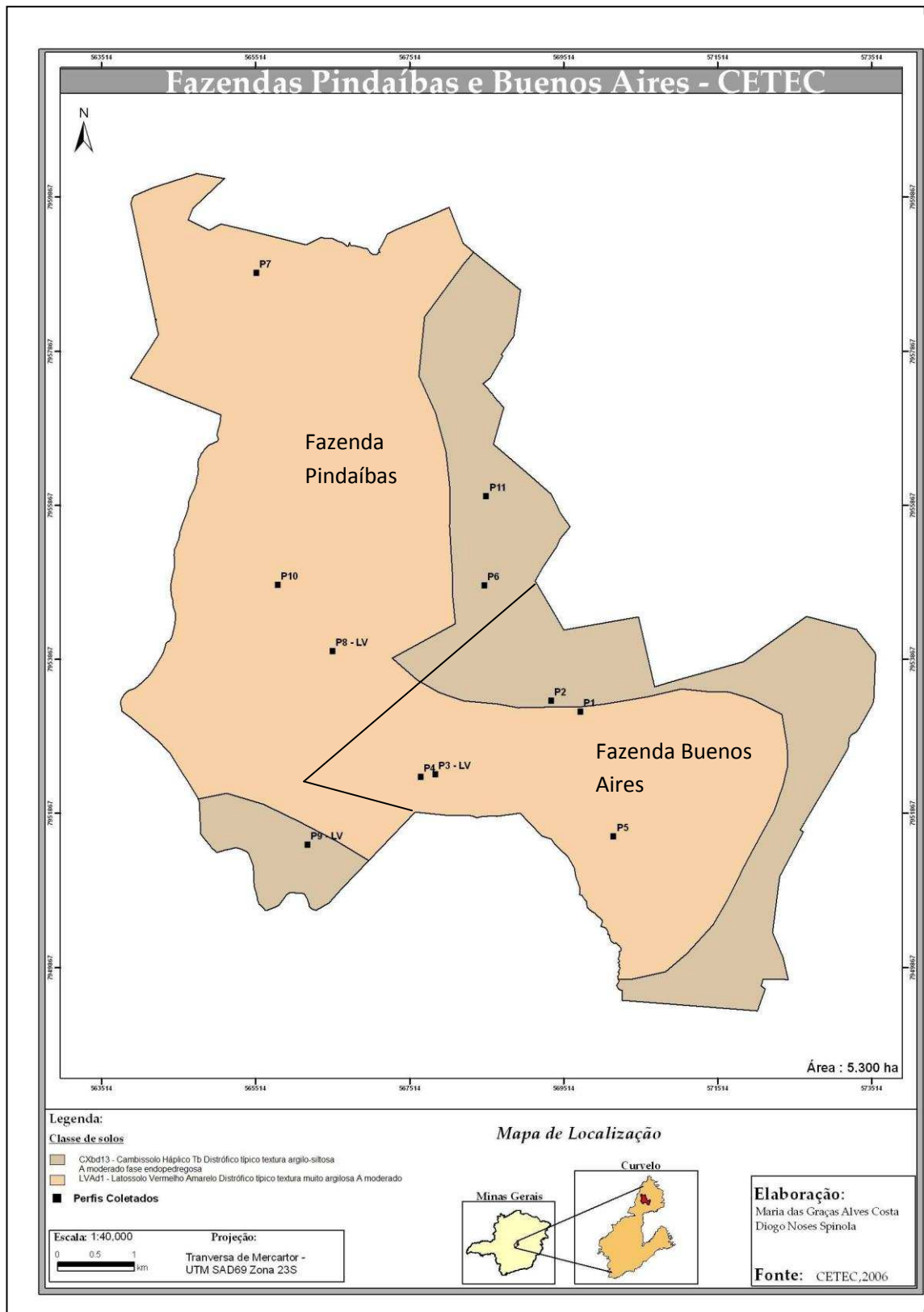


Figura 45: Mapa de solos compilado pelo CETEC (2008).

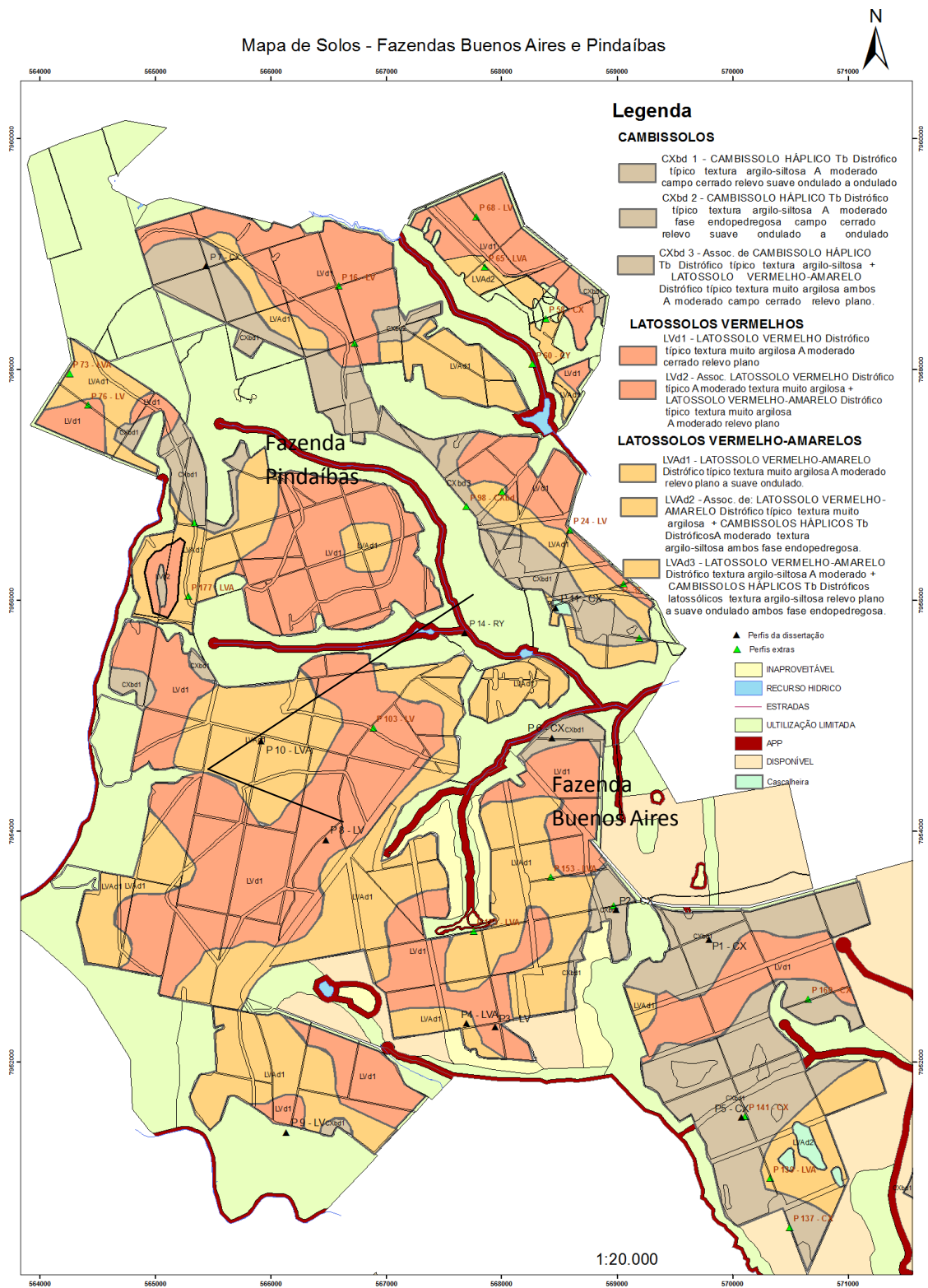


Figura 46: Mapa de solos da área de estudo na escala de 1:20.000

6. CONCLUSÕES

- Todos os solos são distróficos e álicos, associados à textura argilosa ou muito argilosa nos Latossolos e argila a argila-siltosa nos Cambissolos resultados condizentes com a natureza pelítico-aluminosa do material de origem.
- Os valores de SI para goethitas em LVA foram mais elevados, em relação àqueles citados na literatura como mais elevados em óxidos sintéticos, o que pode estar relacionado à maior atividade de alumínio em solução.
- Solos mais jovens tendem a ter menos SI devido à reposição de sílica no sistema, o que diminuiria a atividade do Al em solução pela formação da caulinita.
- A maior cristalinidade das caulinitas nos Cambissolos pode estar associada à estreita interação caulinita-ilita. Pode-se inferir que quando a caulinita é produto do intemperismo da muscovita sua estrutura apresenta-se mais ordenada por não haver mudança estrutural.
- A quantificação mineralógica por termogravimetria revelou amplo predomínio de caulinita na fração argila tanto nos Latossolos como nos Cambissolos estudados. Apenas o horizonte Bw do Latossolo Vermelho (P8) apresentou cerca de 49 % de caulinita, os demais apresentaram teores de caulinita acima de 60 %. Illita e traços de vermiculita com hidróxi de alumínio entrecamadas, constatados por difratometria de raios-X também são componentes da fração argila dos solos estudados;

- A gibbsita também foi mineral comum na fração argila de todos os solos, com valores inferiores a 5% nos Cambissolos e entre 6 e 19 % nos Latossolos. Os Latossolos Vermelhos apresentaram os maiores valores de gibbsita, confirmando sua maior intemperização. A origem da gibbsita é, também, a partir da mica, segundo a seqüência: mica – caulinita – gibbsita;
- A área de estudo apresenta predominantemente Latossolos Vermelhos e estes não eram mapeados na escala de 1:600.000 nem como inclusão. O que permite constatar que o mapeamento em escala pequena é inadequado ao planejamento agrícola e ambiental porque omite informações importantes em relação às diferenciações existentes entre as classes de solos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACHÁ PANOSO, L. et al. Levantamento de reconhecimento detalhado dos solos da área sob a influência do reservatório de Três Marias. Belo Horizonte, MG: EPAMIG, 1978, 236 p. (Boletim Técnico SNLCS, 57).
- ALLOWAY, B.J. HEAVY METALS IN SOILS. New York, John Wiley, 1990.
- ALMEIDA, F.F.M. O cráton do São Francisco. R. Bras. Geociências, 7:349-364, 1977.
- ALMEIDA, J.A.; TORRENT, J. & BARRÓN, V. Cor de solo, formas do fósforo e adsorção de fosfatos em Latossolos desenvolvidos de basalto do extremo-sul do Brasil. R. Bras. Ci. Solo, 27: 985-1002, 2003.
- ALMEIDA, J.A.; KÄMPF, N. & ALMEIDA, R. Caracterização Mineralógica de Cambissolos originados de rochas pelíticas nos patamares do alto rio Itajaí e no Planalto de Lages. R. Bras. Ci. Solo, 21:181-190,1997.
- ALMEIDA, J.R. Cronocromossequência de solos originários de rochas pelíticas do Grupo Bambuí. Viçosa, MG: UFV, 1979. 150 p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição Vegetal) – Universidade Federal de Viçosa, 1979.
- ALVAREZ V., V.H.; NOVAIS, R.F.; BARROS, N.F.; CANTARUTTI, R.B.; LOPES, A.S. Interpretação dos resultados das análises de solos. In: RIBEIRO, A.C.; GUIMARÃES, P.T.G.; ALVAREZ V., V.H. (Ed.). Recomendação para o uso de corretivos e fertilizantes em Minas Gerais: 5a. aproximação. Viçosa: Comissão de Fertilidade do Solo do Estado de Minas Gerais. Viçosa, 1999. p.25-42.
- AMARAL, F.C.S. Aptidão Agrícola das Terras do Estado de Minas Gerais: Avaliação e Adequação. Piracicaba: ESALQ/USP, 1993. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz - Universidade de São Paulo.

- ARAÚJO, J.C., ASSIS, J.T., MONINE, V.I., BERTOLINO, L.C., Caracterização da Microestrutura de Caulinitas pela Difração de Raios X. Revista Matéria, v. 11, n. 3, pp. 361 – 371, 2006.
- ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE PRODUTORES DE FLORESTAS PLANTADAS – ABRAF. Anuário estatístico da ABRAF: ano base 2006. Brasília, 2007. 80p.
- BARBOSA, L.C.A.; FABRIS, J.D.; RESENDE, M.; COEY, J.M.D.; GOULART, A.T.; CADOGAN, J. & SILVA, E. G. Mineralogia e química de um Latossolo Câmbico desenvolvido de rocha pelítica do Grupo Bambuí, MG, SP. R. Bras. Ci. Solo, 15: 259-266, 1991.
- BARNHISEL, R. I.; BERTSCH, P.M. Chlorites and Hidroxy-Interlayered Vermiculite and Smectite. In: DIXON, J. B. e WEED, S. B. (eds.) Minerals in soil environments. Soil Sci. Soc. Am., Madison, USA, p.729-779, 1989.
- BÁRRON, V. & TORRENT, J. Use of the Kubelka-Munk theory to study the influence of iron on soil colour. J.Soil.Sci, 37:499-510,1986.
- BRAGA, L.L. Avaliação do impacto ambiental da usina de beneficiamento de Fe e Si, Várzea da Palma, MG, Brasil – Distribuição e transporte dos contaminantes. Belo Horizonte, MG, Universidade Federal de Minas Gerais, 2007. 120p. (Dissertação de Mestrado).
- BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria-Geral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SD23 Brasília. Rio de Janeiro, 1982. 660 p.
- BRAUN, O. P. G. Contribuição à estratigrafia do Grupo Bambuí. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22, 1968, Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, 1968 p. 155-166.
- BRINDLEY, G.W.; KAO, C.; HARRISON, J.L.; LIPSICAS, M.& RAYTHATHA, R. The relation between structural disorder and other characteristics of kaolinite and dickite. Clays Clay Miner., 34:239-249, 1986
- BUOL, S.W.; HOLE, F.D.; McCracken, R.J.; SOUTHARD, R.J. Soil genesis and classification. 4ª ed. Iowa State University Press / Ames, 1997. 527 p.
- CÂMARA, G.; Davis.C.; Monteiro, A.M.; D'Alge, J.C. Introdução à Ciência da Geoinformação. São José dos Campos, INPE, 2001 (on-line, 2a. edição, revista e ampliada)
- CASARINI, D.C.P.; DIAS, C.L. & LEMOS, M.M.G. Relatório de estabelecimento de valores orientadores para solos e águas subterrâneas no estado de São Paulo. IV Série. São Paulo, CETESB, 2001. 73p. (Série Relatórios Ambientais)
- CENTRO TECNOLÓGICO DE MINAS GERAIS – CETEC. Mapa de solos do Estado de Minas Gerais. Convênio CETEC/FEAM/UFV – Dep. de Solos. 2008. (<http://cetec.gov.mg.br>).
- CETESB. Relatório de qualidade das águas interiores no Estado de São Paulo 2004. São Paulo: CETESB, 2005.

- CHAVES, M.L.S.C.; BENITEZ, L.; ANDRADE, K.W. & QUEIROGA, G. N. Estratigrafia e Evolução Geomorfológica do Grupo Bambuí na Região de Morro da Garça (MG). *Geonomos*, 15:43-52, 2007.
- COELHO, M.R. & VIDAL-TORRADO, P. Caracterização e gênese de perfis plínticos desenvolvidos de arenito do Grupo Bauru. *R. Bras. Ci. Solo*, 27:495-507, 2003.
- CORREA, M. M. Óxidos de Ferro e Tipificação de Caulinitas na gênese de solos coesos do ambiente dos tabuleiros costeiros. Viçosa, MG, Universidade Federal de Viçosa, 2005. (Tese de doutorado).
- CORRÊA, M.M.; KER, J.C.; BARRON, V.; TORRENT, J.; FONTES, M.P.F. & CURI, N. Propriedades cristalográficas de caulinitas de solos do ambiente Tabuleiros Costeiros, Amazônia e Recôncavo Baiano. *R. Bras. Ci. Solo*, 32:1857-1872, 2008.
- CURI, N. & FRANZMEIER, D. P. Toposequence of Oxisols from the Central Plateau of Brazil. *Soil Science Society of America Journal*, 48: 341-346, 1984.
- CURI, N. & KÄMPF. Argilominerais em solos brasileiros. In: N. Curi; J.J. Marques; L.R.G. Guilherme. (Org.). *Tópicos em Ciência do Solo*. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2003, v. 3, p. 1-54.
- DEFELIPO, B.V.; RIBEIRO, A.C. Análise química do solo. Viçosa: Universidade Federal de Viçosa, 1981. 17p. (Boletim Extensão, 29).
- DEFELIPO, B.V. & RIBEIRO, A.C. Análise química do solo, metodologia. 2.ed. Viçosa, Universidade Federal de Viçosa, 1997. 26p
- DIXON, J.B. Kaolin and sepeptine group minerals. In: DIXON, J.B. & WEED, S.B., eds. *Minerals in soil environments*. 2ª ed. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p.467-526.
- DONAGEMMA, G. K.; RUIZ, H. A.; FONTES, M. P. F.; KER, J. C. & SCHAEFER, C. E. G. R. Dispersão de Latossolos em resposta à utilização de pré-tratamentos na análise textural. *R. Bras.C. Solo*, 27:765-772, 2003.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. Manual de métodos de análise de solo. 2ª Ed.rev.atual. Rio de Janeiro, 1997. 212 p.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solo. Procedimentos normativos de levantamentos pedológicos. / Santos, H.G. et al.. Brasília: Embrapa – SPI, 1995. 116 p.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Sistema brasileiro de classificação de solos. 2ª ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2006. 306 p
- ESTADOS UNIDOS. Department of Agriculture. Soil Conservation Service. Soil Survey Staff. *Soil Taxonomy: A Basic System of Soil Classification for*

- Making and Interpreting Soil Surveys. 2ª Ed. United States Department of Agricultura. Agriculture Handbook 436. 870p. 1999.
- FERNANDES, R.B.A. Atributos mineralógicos, cor, adsorção e dessorção de fosfatos em Latossolos do Sudeste Brasileiro. Viçosa, MG: UFV, 2000. 265p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) – Universidade Federal de Viçosa, 2000.
- FITZPATRICK, R.W. & SCHWERTMANN, U. Al-substituted goethite – an indicator of pedogenic and other weathering environments in South Africa. *Geoderma*, 27:335-347, 1982.
- FONTES, M.P.F. Iron oxide mineralogy in some Brazilian Oxisols. Raleigh, North Carolina State University, 1988.175p. (Tese de Doutorado)
- FONTES, M.P.F.; WEED, S.B. Iron Oxides in Selected brazilian Oxisols: I. Mineralogy. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55:1143-1149, 1991.
- FONTES, M.P.F.; CAMARGO, O.A. & SPOSITO, G. Eletroquímica das partículas coloidais e sua relação com a mineralogia de solos altamente intemperizados. *Scientia Agrícola*, v.58: p.627-646, 2001.
- FUNDAÇÃO CETEC. O mapa de solos do Estado de Minas Gerais – 3a aproximação. Fundação Centro Tecnológico de Minas Gerais. Escala de 1:500.000. 1982. (não publicado)
- FUNDAÇÃO CETEC. Estudos Integrados de Recursos Naturais: Bacia do Alto São Francisco e parte central da área mineira da Sudene. 1983.
- GHIDIN, A.A.; MELO, V.F.; LIMA, V.C. & LIMA, J.M.J.C. Toposseqüência de Latossolos originados de rochas basálticas no Paraná. I – Mineralogia da fração argila. *R. Bras. Ci. Solo.* 30:293-306, 2006.
- GOMES, J.B.V. CURI, N.; MOTTA, P.E.F.; KER, J.C.; MARQUES, J.J.G.S.M. & SCHULZE, D.G. Análise de componentes principais de atributos físicos, químicos e mineralógicos de solos do bioma Cerrado. *R. Bras. Ci. Solo*, 28: 137-153, 2004.
- HORBE, A.C. & COSTA, M.L. Alumino-Goethita em Latossolos Amazônicos. *Cad. Geoc*, Rio de Janeiro, 16: 107-111, 1995.
- HUGHES, J.C & BROWN, G. A crystallinity index for soil kaolinite and its relation to parent rock, climate and soil maturity. *J. Soil Sci*, 30:557-563, 1979.
- INDA JUNIOR, A.V. & KAMPF, N. Avaliação de procedimentos de extração dos óxidos de ferro pedogênicos com Ditionito-Citrato-Bicarbonato de Sódio. *R. Bras. Ci. Solo*, 27: 1139-1147, 2003.
- INDA JUNIOR, A.V. & KAMPF, N. Variabilidade de goethita e hematita via dissolução redutiva em solos de região tropical e subtropical. *R. Bras. Ci. Solo*, 29: 851-866, 2005.
- INDA JUNIOR, A.V. & KAMPF, N. Cinética da dissolução redutiva da goethita e hematita em solos poligenéticos. *C.Rural*, 35: 553-561, 2005.

- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. Manual Técnico de pedologia. 2ªed. Rio de Janeiro: IBGE, 2007. 323p.
- INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA – INMET. , (<http://inmet.gov.br>).
- JACKSON, M. L.; SHERMAN, G. D. Chemical weathering of minerals in soil. Adv. Agron. v. 5, p. 219-318, 1953.
- JACKSON M.L. Clay transformation in soil genesis during the quaternary. Soil Science, v. 99, p. 15 – 22, 1964.
- JACKSON, M. L. Soil Chemical Analysis: Advanced Course, 2. ed., Madison, Univ. of Wisconsin. 1969. 835 p.
- KABATA-PENDIAS, A.; PENDIAS, H. Trace elements in soils and plants. 3 ed. Boca Raton, Flórida, CRC Press, 2001. 331 p.
- KAMPF, N. Die Eisenoxidmineralogie einer Klimasequenz von Boden aus Eruptiva in Rio Grande do Sul, Brasilien. 1981. 217 f. Tese (Doutorado) - Freising-Weihenstepfan, Technische Universität München, República Federal da Alemanha.
- KÄMPF, N; CURI, N. Óxidos de ferro: indicadores de ambientes pedogênicos e geoquímicos. In: R F NOVAIS; V H ALVAREZ V; C E SCHAEFER. (Org.). Tópicos em Ciência do Solo. Viçosa(MG): Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2000, v. 1, p. 107-138.
- KÄMPF, N.; RESENDE, M. & CURI, N. Iron oxides in Brazilian Oxisols. In : BEINRO TH, F.H. ; CAMARGO, M.N. & ESWARAN, H., eds. INTERNATIONAL SOIL CLASSIFICATION WORKSHOP, 8., Rio de Janeiro, 1988. Proceedings. Rio de Janeiro, EMBRAPA-SNLCS/USDA/UPR, 1988. p.71-77.
- KÄMPF, N. & SCHWERTMANN, U. The 5m-Naoh Concentration Treatment For Iron Oxides in Soils. Clay Miner, 30:401-408, 1982.
- KÄMPF, N. & SCWERTMANN, U. Goethitas na interface solo-rocha em amostras do Rio Grande do Sul e Minas Gerais. R. Bras. Ci. Solo, 19: 359-366, 1995.
- KÄMPF, N. & SCWERTMANN, U. Avaliação da estimativa de substituição de Fe por Al em hematitas de solos. R. Bras. Ci. Solo, 22: 209-213, 1998.
- KER, J.C. Mineralogia, sorção e dessorção de fosfato, magnetização e elementos traços de Latossolos do Brasil. Viçosa, MG: UFV, 1995. 181p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) – Universidade Federal de Viçosa, 1995.
- KER, J.C. Latossolos do Brasil: uma revisão. Geonomos, 5:17-40, 1998.
- KER, J.C. Reflexões sobre levantamentos pedológicos no país. Boletim Informativo da Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 32:19-20, 2007.

- LEE S.Y.; JACKSON, M. L. & BROWN, J. L. Micaceous occlusions in kaolinite observed by ultramicrotomy and high resolution electron microscopy *Clays Clay Minerals* 23, 125-129. 1975.
- MALAVOLTA, E. Elementos de nutrição mineral de plantas. Piracicaba: Ceres, 1980. 215p.
- MALAVOLTA, E. Fertilizantes e seu impacto ambiental: micronutrientes e metais pesados, mito, mistificação e fatos. São Paulo, Produquímica, 1994. 153 p.
- MCKEAGUE, J.A. & DAY, J.H. Dithionite and oxalate extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. *Canadian Journal of Soil Science*, 46:13 – 22, 1966.
- MEHRA, J.P. & JACKSON, M.L. Iron oxides removal from soils and clays by a dithionite-citrate-bicarbonate system buffered with sodium bicarbonate. *Clay Clay Miner*, 7:317-327, 1960.
- MELO, V.DE F.; FONTES, M.P.F.; NOVAIS, R.F.; SINGH, B. & SCHAEFER, C.E.G.R. Caracterização dos óxidos de ferro e de alumínio de diferentes classes de solos. *R. Bras. Ci. Solo*, 25:19-32, 2001
- MELO, V.DE F.; SCHAEFER, C. E. G. R.; SINGH, B.; NOVAIS, R. F. & M. P. F. FONTES: Propriedades químicas e cristalográficas da caulinita e dos óxidos de ferro em sedimentos do Grupo Barreiras, no Município de Aracruz, Estado do Espírito Santo. *R. Bras. Ci. Solo*, 26:53-64, 2002.
- MELO, V.F. & WYPYCH, F. Caulinita e Halosita. In: MELO, V.F. & ALLEONI, L.R.F., eds. *Química e mineralogia do solo (Parte I – Conceitos básicos)*. Viçosa, MG, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v.1., p.427-504, 2009
- MENEZES, A.A. Produtividade do eucalipto e sua relação com a qualidade e a classe de solo. Viçosa, MG, Universidade Federal de Viçosa, 2005. Tese (Doutorado em Agronomia. Solos e Nutrição de Plantas).
- MENEZES Filho N.R., Mattos G.M.M., Ferrari P.G. 1977. Projeto Três Marias. Belo Horizonte, Convênio DNPM/CPRM, Relatório Final, vol.1, 546p.
- MENGEL, K. & RAHMATULLAH, R. Exploitation of potassium by various crop species from primary minerals in soils rich in micas. *Biology and Fertility of Soils*, Berlin, 17:75-79, 1994.
- 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.
- MÖLLER, M. R. F. Substituição isomórfica em óxidos de ferro de latossolos da Amazonia e suas implicações na sorção de fósforo. Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, SP: ESALQ, 1991. 70 p. Dissertação (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - , Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, 1991.

- MUGGLER, C. C.; LOEF, V.; BUURMAN, P. & DOESBURG, V. Mineralogical and (sub)microscopic aspects of iron oxides in polygenetic Oxisols from Minas Gerais, Brazil. *Geoderma (Amsterdam)*, 100:147-171, 2001.
- NACHTIGAL, G.R. & VAHL, L.C. Formas de potássio em solos da região sul do Estado do Rio Grande do Sul. *R. Bras. C. Solo*, 13:7-12, 1989.
- NETTO, A.R. Influência da mineralogia da fração argila sobre as propriedades físico-químicas de solos brasileiros. Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG: UFV, 1996. 144p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade Federal de Viçosa, 1996.
- NUNES, W.A.G.A. Caracterização física, química, mineralógica e micromorfológica e espectral de alguns solos da Zona da Mata Mineira. Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG: UFV, 1999. 120 p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade Federal de Viçosa, 1999.
- NOBRE-LOPES J. 1995. Faciologia e gênese aos carbonatos do grupo Bambuí na região de Arcos, Estado de Minas Gerais. São Paulo, 166p. (Dissertação de Mestrado-Instituto de Geociências/Universidade de São Paulo).
- NORRISH, K; PICKERING, J.G. Clay minerals. In *Soils: An Australia Viewpoint*. Division of Soils, CSIRO pp. 281-308, 1983. CSIRO: Melbourne/Academic Press: London).
- NORRISH, K. & TAYLOR, R.M. The isomorphous replacement of iron by aluminium in soil goethites. *J. Soil Sci.*, 12:294-306, 1961.
- PEREIRA, T.C.C. Gênese, Classificação e Mapeamento de Solos desenvolvidos de rochas pelíticas no município de Curvelo - MG. Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG: UFV, 2008. 83p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade Federal de Viçosa, 2008.
- PEREIRA, T.T.P; KER, J.C; SCHAEFER, C.E.G.R; BARROS, N.F; NEVES, J.C.L; ALMEIDA, C.C. Gênese de Latossolos e Cambissolos desenvolvidos de rochas pelíticas do Grupo Bambuí – Minas Gerais. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v. 34, p. 1283-1295, 2010.
- RESENDE , M . Mineralogy, chemistry, morphology and geomorphology of some soils of the Central Plateau of Brazil. West Lafayette, Purdue University, 1976. 237p. (Tese de Doutorado)
- RESENDE, M.; BAHIA FILHO, A.F.C. & BRAGA, J.M. Mineralogia da argila de Latossolos estimada por alocação a partir do teor total de óxidos do ataque sulfúrico. *R. Bras. Ci. Solo*, 11:17-23, 1987.
- RESENDE, M.; CURI, N.; KER, J.C. & REZENDE, S.B. Mineralogia de solos brasileiros: Interpretação e aplicações. Lavras, Universidade Federal de Lavras, 2005. 192 p.

- RIZZINI, C.T. Tratado de fitogeografia do Brasil. 2ª ed. Rio de Janeiro: Âmbito Cultural Edições Ltda, 1997. 747 p.
- RUIZ, H.A. Incremento da exatidão da análise granulométrica do solo por meio da coleta da suspensão (site + argila). R. Bras. Ci. Solo, 29:297-300, 2005.
- SAD, J.H.G; QUADE, H. Revisão Estratigráfica do Grupo Bambuí (Bloco Oriental. In: 3º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 5., 1985. Belo Horizonte. Anais. Belo Horizonte, SBG. p. 66-79, 1985.
- SADUSKY, M.C.; SPARKS, D.L.; NOLL, M.R. & HENDRICKS, G.J. Kinetics and mechanisms of potassium release from sandy middle Atlantic Coastal Plain soils. Soil Science Society American Journal, 51:1460-1465, 1987
- SANTOS, R.D. dos.; LEMOS, R.C.de; SANTOS, H.G. dos; KER, J.C.; ANJOS, L.H.C.dos. Manual de descrição e coleta de solo no campo. 5ª ed. revisada e ampliada. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2005. 100 p.
- SCHULZE, D.G.I. The Influence Of Aluminum On Iron Oxides. Viii. Unit-Cell Dimensions Of Al-Substituted Goethites And Estimation Of Al From Them. Clay and clay Minerals, 32:36-44, 1984.
- SCHWERTMANN, U. The effect of pedogenic environments on iron oxides minerals. Adv. Soil Sci, 1:171-200, 1985.
- SCHWERTMANN, U. Goethita and hematite formation in the presence of clay minerals and gibbsite at 25 °C. Soil Sci. Soc. Am. J, 52: 288-291,1988.
- SCHWERTMANN, U. & CARLSON, L. Aluminum Influence on Iron Oxides:XVII. Unit-Cell Parameters and Aluminum Substitution of Natural Goethites. Soil Sci. Soc.Am. J. 58:256-261, 1994.
- SCHWERTMANN, U.; FITZPATRICK, R.W.; TAYLOR, R.M. & LEWIS, D.G. The influence of aluminum on iron oxides. Part II. Preparation and properties of Al-substituted hematites. Clays Clay Miner, 27:105-112, 1979.
- SCHWERTMANN, U. & KÄMPF, N. Óxidos de ferro jovens em ambientes pedogenéticos brasileiros. R. Bras. Ci. Solo, 7:251-255, 1983.
- SCHWERTMANN, U. & KÄMPF, N. Goethitas na interface solo-rocha em amostras do Rio Grande do Sul e Minas Gerais. R. Bras. Ci. Solo, 19:359-366, 1995.
- SCHWERTMANN, U. & PFAB, G. Structural vanadium and chromium in lateritic iron oxides. Genetic implications, Geochim. Cosmochim, Acta. 60: 4279-4283, 1996.
- SCHWERTMANN, U. & TAYLOR, R.M. Iron Oxides. In: DIXON, J.B., ed. Minerals in soil environments. Madison, Soil Science Society of America, 1977. 948p
- SCHWERTMANN, U. & TAYLOR, R.M. Iron oxides. In: DIXON, J.B. & WEED, S.B., eds. Minerals in soil environments. Madison, Soil Science Society of America, 1989. p.379-438.

- SINGH, B. & GILKES, R.J. Properties of soil kaolinites from south-western Australia. *J. Soil Sci*, 43:645-667, 1992.
- TORRENT, J. & CABEDO, A. Sources of iron oxides in reddish brown soil profiles from calcarenites in Southern Spain. *Geoderma*, 37:5766, 1986.
- VARAJÃO, A.F.D.C.; GILKES, R.J. & HART, R.D. The Relationships Between Kaolinite Crystal Properties and the Origin of Materials for a Brazilian Kaolin Deposit. *Clays and Clay Minerals*, 49:44-59, 2001.
- VIANA, J.H.M; COUCEIRO, P.R.C; PEREIRA, M.C; FABRIS, J.D; FERNANDES FILHO, E. I; SCHAEFER, C.G. RECHEMBERG, HERCÍLIO R; MANTOVANI, E. C. Occurrence of magnetite in the sand fraction of an Oxisol in the Brazilian savanna ecosystem, developed from a magnetite-free lithology. *Australian Journal of Soil Research*, Austrália, v. 44, p. 1-13, 2006.
- USEPA (United States Environmental Protection Agency). Method 3052 – Microwave assisted acid digestion of siliceous and organically based matrices. 1996. Disponível em: <<http://www.epa.gov/SW-846/pdfs/3052.pdf>>. Acesso em: 20 de junho de 2009.

APÊNDICE

Perfis extras coletados para confirmação do delineamento das unidades de mapeamento

Horiz.	Prof.	AG ^{1/}	AF ^{2/}	Silte	Argila	ADA ^{3/}	GF ^{4/}	Silte/Argila	Classe textural
	cm	dag kg ⁻¹				%			
P97 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico									
A	0-15								
Bi1	15-38	5	4	53	38	16	58	1,39	Franco-argilo-siltosa
Bi2	38-72	4	4	43	49	2	96	0,88	Argila-Siltosa
Bi3	72-95	2	2	54	42	1	98	1,29	Argila-Siltosa
BC	130-150 ⁺	1	1	66	32	1	97	2,06	Franco-argilo-siltosa
P58 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico									
Bi	30-50	8	3	48	41	1	98	1,17	Argila-Siltosa
P70 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico									
A	0-12	9	8	46	37	15	59	1,24	Franco-argilo-siltosa
AB	12-27	8	5	47	40	14	65	1,18	Franco-argilo-siltosa
Bi1	27-50	6	4	44	46	1	98	0,96	Argila-Siltosa
Bi2	50-90	6	7	43	44	1	98	0,98	Argila-Siltosa
C	120-140	8	6	46	40	1	98	1,15	Franco-argilo-siltosa
P137 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico									
A	0-12	5	11	55	29	9	69	1,90	Franco-argilo-siltosa
Bi1	20-40	3	6	53	38	5	87	1,39	Franco-argilo-siltosa
Bi2	60-80	3	3	33	61	10	84	0,54	Muito argilosa
Bi3	100-120	4	8	54	34	1	97	1,59	Franco-argilo-siltosa
P141 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico									
A	0-10	7	8	39	46	1	98	0,85	Argila
Bi	12-60	3	6	51	40	1	98	1,28	Franco-argilo-siltosa
2BC	60-70	4	4	50	42	1	98	1,19	Argila-Siltosa
CR	70 ⁺	0	18	65	17	1	94	3,82	Franco-Siltosa
P160 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico									
A	0-12	8	12	53	27	9	67	1,96	Franco-argilo-siltosa
Bi	20-40	5	10	44	41	1	98	1,07	Argila-Siltosa
BC	60-70	13	13	25	49	1	98	0,51	Argila
P60 - Cambissolo Flúvico Tb Distrófico									
A	0-20	3	5	57	35	15	57	1,63	Franco-argilo-siltosa
2Bi1	20-40	3	3	52	42	17	60	1,24	Argila-Siltosa
2Bi2	40-60	4	4	36	56	13	77	0,64	Argila

Horiz.	Prof. cm	AG ^{1/}	AF ^{2/}	Silte		Argila		ADA ^{3/}	GF ^{4/}	Silte/Argila	Classe textural
				dag kg ⁻¹		%					
P65 - Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico											
A	0-15	3	2	41	54	23	57	0,76			Argila-Siltosa
Bw2	100-120	2	2	31	65	1	98	0,48			Muito argilosa
P98 - Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico											
Ap	0 - 10	10	10	53	27	10	63	1,96			Franco-argilo-siltosa
Bw1	10-28	5	7	54	34	11	68	1,59			Franco-argilo-siltosa
Bw2	28-53	5	6	52	37	12	68	1,41			Franco-argilo-siltosa
Bw3	53-90	8	8	34	50	1	98	0,68			Argila
BC	120-140	8	8	33	51	1	98	0,65			Argila
P123 - Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico											
A	0-12	5	3	32	60	22	63	0,53			Muito argilosa
Bw	60-80	3	2	26	69	1	99	0,38			Muito argilosa
P132 - Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico											
A	0-15	6	6	47	41	17	59	1,15			Argila-Siltosa
Bw	50-70	4	5	43	48	1	98	0,90			Argila-Siltosa
P139 - Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico											
A	0-15	4	4	35	57	21	63	0,61			Franco-argilo-siltosa
Bw	50-70	5	9	46	40	1	98	1,15			Franco-argilo-siltosa
P153 - Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico											
A	0-12	9	2	26	63	26	59	0,41			Muito argilosa
Bw	30-50	8	1	19	72	1	99	0,26			Muito argilosa
BC	70-90	5	1	11	83	1	99	0,13			Muito argilosa
P120 - Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico											
A	0-15	8	2	27	63	22	65	0,43			Muito argilosa
Bw1	60-80	5	2	26	67	1	99	0,39			Muito argilosa
Bw2	140-160	5	1	23	71	1	99	0,32			Muito argilosa
P167 - Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico											
A	0-12	4	2	32	62	23	63	0,52			Muito argilosa
Bw1	40-60	4	2	29	65	1	98	0,45			Muito argilosa
Bw2	80-100	3	1	29	67	1	99	0,43			Muito argilosa
P177 - Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico											
A	0-15	7	2	32	59	22	63	0,54			Argila
Bw1	15-41	10	2	26	62	1	98	0,42			Muito argilosa
2Bc	150-170	7	2	28	63	1	98	0,44			Muito argilosa

Horiz.	Prof.	AG ^{1/}	AF ^{2/}	Silte	Argila	ADA ^{3/}	GF ^{4/}	Silte/Argila	Classe textural
	cm	dag kg ⁻¹				%			
		P16 - LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico							
Bw	40-60	2	1	21	76	2	97	0,28	Muito argilosa
		P24 - LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico							
A	0-15	6	5	36	53		64	0,68	Argila
Bw	60-90	4	3	34	59		98	0,58	Argila
		P37 - LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico							
A	0-15	5	4	27	64	19	61	0,42	Muito argilosa
Bw	40-60	3	2	22	73	1	86	0,30	Muito argilosa
		P68 - LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico							
Bw	40-60	8	2	19	71	1	99	0,27	Muito argilosa
		P76 - LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico							
Bw	40-60	1	1	20	78	3	96	0,26	Muito argilosa
		P94 - LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico							
A	0-15	2	1	18	79	21	73	0,23	Muito argilosa
Bw	50-70	2	1	17	80	1	99	0,21	Muito argilosa
		P103 - LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico							
A	0-18	2	1	24	73	29	60	0,33	Muito argilosa
Bw2	35-67	2	1	21	76	1	99	0,28	Muito argilosa
Bw3	67-130	2	1	15	82	1	99	0,18	Muito argilosa

Quadro 1: Características químicas dos solos estudados

Horiz.	Prof. cm	pH		Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Al ³⁺	H + Al	S ^{1/}	t ^{2/}	T ^{3/}	V ^{4/}	m ^{5/} %	P mg dm ⁻³	CO dag kg ⁻¹
		H ₂ O	KCl												
P97 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico															
A	0-15														
Bi1	15-38	4,41	3,75	0,14	0,1	0,14	2,2	4,9	0,38	2,58	5,28	7,2	85,3	0,5	0,67
Bi2	38-72	4,65	3,82	0,03	0,04	0,03	2,4	4,5	0,1	2,5	4,6	2,2	96	0,4	0,45
Bi3	72-95	4,85	3,83	0,03	0,03	0,02	2,6	5,1	0,08	2,68	5,18	1,5	97	0,4	0,38
BC	130-150 ⁺	4,76	3,87	0,04	0,04	0,02	3,4	4,8	0,1	3,5	4,9	2	97,1	0,2	0,15
P58 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico															
Bi	30-50	4,74	3,92	0,05	0,07	0,04	1,8	4,3	0,16	1,96	4,46	3,6	91,8	0,4	0,52
P70 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico															
A	0-12	4,72	3,7	0,12	0,15	0,14	2,4	5,8	0,41	2,81	6,21	6,6	85,4	3,2	1,35
AB	12-27	4,84	3,97	0,00	0,05	0,07	1,8	4,8	0,12	1,92	4,92	2,4	93,8	1,3	1,05
Bi1	27-50	5,08	4,2	0,01	0,05	0,05	1,3	3,1	0,11	1,41	3,21	3,4	92,2	1,2	0,52
Bi2	50-90	5,24	4,3	0,00	0,03	0,02	0,7	2,8	0,05	0,75	2,85	1,8	93,3	1	0,30
C	120-140	5,25	3,98	0,01	0,03	0,02	2,2	3,8	0,06	2,26	3,86	1,6	97,3	0,9	0,15
P137 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico															
A	0-12	4,95	3,92	0,09	0,97	0,25	0,9	5,1	2,51	3,41	7,61	33	92,1	2,3	1,28
Bi1	20-40	4,72	3,84	0,07	0,06	0,03	2,4	3,8	0,16	2,56	3,96	4	93,8	1,2	0,38
Bi2	60-80	4,7	3,83	0,06	0,1	0,05	2,1	4,6	0,21	2,31	4,81	4,4	90,9	1,3	0,67
Bi3	100-120	4,93	3,93	0,06	0,06	0,03	1,9	4,1	0,15	2,05	4,25	3,5	92,7	1,2	0,23
P141 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico															
A	0-10	4,33	4	0,01	0,03	0,02	1,3	2,5	0,06	1,36	2,56	2,3	95,6	1,1	0,45
Bi	12-60	4,99	3,91	0,00	0,03	0,02	2,8	4	0,05	2,85	4,05	1,2	98,2	1,1	0,08
2BC	60-70	4,31	3,89	0,00	0,04	0,03	2,2	3,5	0,07	2,27	3,57	2	96,9	1,3	0,15
CR	70 ⁺	5,26	0	0,15	0,11	0,03	1,3	2,5	0,29	1,59	2,79	10,4	81,8	1,2	0,02

Quadro 1: Características químicas dos solos estudados

Horiz.	Prof.	pH		Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Al ³⁺	H + Al	S ^{1/}	t ^{2/}	T ^{3/}	V ^{4/}	m ^{5/}	P	CO
		H ₂ O	KCl												
cm		cmol _c dm ⁻³										%	mg dm ⁻³	dag kg ⁻¹	
P160 - Cambissolo Háplico Tb Distrófico típico															
A	0-12	4,43	3,64	0,18	0,52	0,08	1,7	5,1	0,78	2,48	5,88	13,3	68,5	2,1	1,13
Bi	20-40	4,79	4,05	0,16	0,08	0,02	1,2	2,8	0,26	1,46	3,06	8,5	82,2	1,7	0,52
BC	60-70	5,07	4,02	0,00	0,02	0,02	1,5	3,3	0,04	1,54	3,34	1,2	97,4	1,4	0,15
P60 – Cambissolo Flúvico Tb Distrófico															
A	0-20	5,03	4,07	2,42	1,25	0,33	0,7	6,6	4	4,7	10,6	37,7	14,9	2	2,25
2Bi1	20-40	5,29	3,99	1,81	1,26	0,15	0,6	4,1	3,22	3,82	7,32	44	15,7	0,5	0,82
2Bi2	40-60	5,25	3,98	1,21	1,91	0,13	0,8	3,8	3,25	4,05	7,05	46,1	19,8	0,5	0,38

Quadro 1: Características químicas dos solos estudados

Horiz.	Prof. cm	pH		Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Al ³⁺	H + Al	S ^{1/}	t ^{2/}	T ^{3/}	V ^{4/}	m ^{5/} %	P mg dm ⁻³	CO dag kg ⁻¹
		H ₂ O	KCl												
P16 - Latossolo Vermelho Distrófico típico															
Bw	40-60	5,18	4,08	0,05	0,05	0,23	1,00	4,3	0,33	1,33	4,63	7,1	75,2	5,6	0,90
P24 - Latossolo Vermelho Distrófico típico															
A	0-15	4,66	3,71	0,57	0,58	0,14	1,7	7,4	1,29	2,99	8,69	14,8	56,9	1,8	1,80
Bw	60-90	4,81	4,04	0	0,05	0,04	1,3	4,1	0,09	1,39	4,19	2,1	93,5	0,5	0,45
P37 - Latossolo Vermelho Distrófico típico															
A	0-15	5,85	5,03	0,06	0,41	0,52	1,9	4,5	0,99	7,89	12,39	7,9	88,9	2,8	2,85
Bw	40-60	4,59	3,86	0,05	0,17	0,12	2,4	5,8	0,34	2,74	6,14	5,5	87,6	0,5	0,97
P68 - Latossolo Vermelho Distrófico típico															
Bw	40-60	4,76	4,01	0,03	0,09	0,05	1,1	4,6	0,17	1,27	4,77	3,6	86,6	0,5	0,90
P76 - Latossolo Vermelho Distrófico típico															
Bw	40-60	4,98	4,11	0,04	0,11	0,13	1,9	5,8	0,28	2,18	6,08	4,6	87,2	0,5	1,28
P94 - Latossolo Vermelho Distrófico típico															
A	0-15	4,44	3,9	0,29	0,4	0,15	1,9	7,6	0,84	2,74	8,44	10	69,3	1,8	2,02
Bw	50-70	4,98	4,13	0,01	0,07	0,13	1,6	4,5	0,21	1,81	4,71	4,5	88,4	0,6	0,90
P103 - Latossolo Vermelho Distrófico típico															
A	0-18	5,05	4,07	0,38	0,54	0,38	0,19	4,8	1,3	2,4	6,1	21,3	45,8	1,2	1,35
Bw2	35-67	5,07	4,28	0,02	0,09	0,07	0,6	3,5	0,18	0,78	3,68	4,9	76,9	0,7	0,67
Bw3	67-130	5,26	4,44	0,02	0,19	0,04	0,5	2,5	0,25	0,75	2,75	9,1	66,7	0,9	0,30

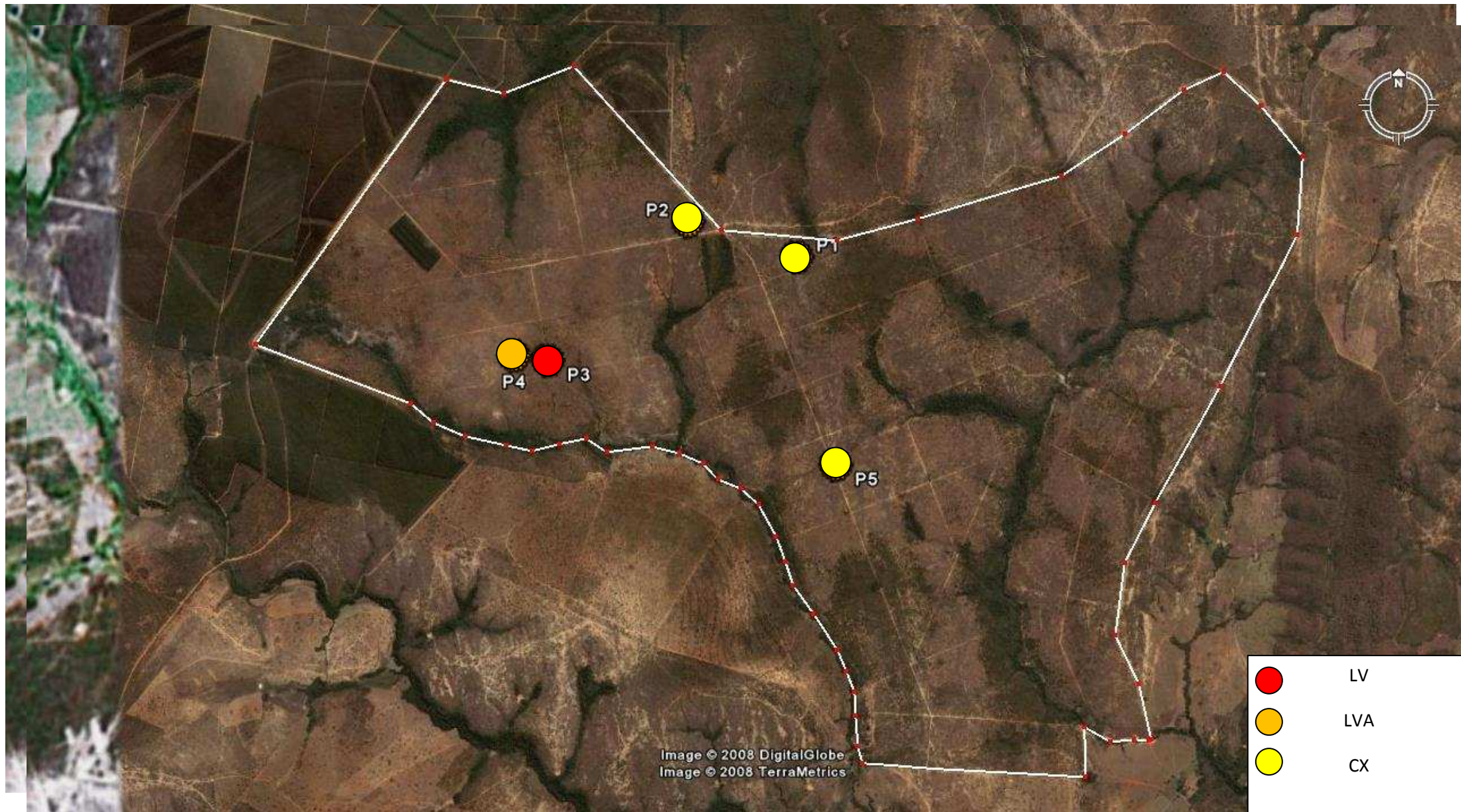
Quadro 1: Características químicas dos solos estudados

Horiz.	Prof. cm	pH		Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Al ³⁺	H + Al	S ^{1/}	t ^{2/}	T ^{3/}	V ^{4/}	m ^{5/}	P	CO	
		H ₂ O	KCl													
													cmol _c dm ⁻³	%	mg dm ⁻³	dag kg ⁻¹
P65 - Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico																
A	0-15	4,56	3,87	0,03	0,14	0,14	1,4	6,8	0,31	3,02	8,42	3,7	87	1,1	1,80	
Bw2	100-120	5,19	4,25	0,01	0,07	0,02	0,9	2,6	0,1	1	2,7	3,7	90	0,5	0,30	
P28 - Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico																
Bw	40-60	4,65	3,99	0,01	0,07	0,09	1,3	4,6	0,17	1,47	4,77	3,6	88,4	0,6	0,52	
P123 - Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico																
A	0-12	4,62	3,76	0,03	0,2	0,14	2,5	6,6	0,37	2,87	6,97	5,3	87,1	1,3	1,42	
Bw	60-80	5,05	4,25	0	0,06	0,03	0,9	3,1	0,09	0,99	3,19	2,8	90,9	0,9	0,52	
P132 - Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico																
A	0-15	4,5	3,67	0,31	0,3	0,07	1,9	5,8	0,68	2,58	6,48	10,5	73,6	1,4	1,13	
Bw	50-70	4,67	4,14	0,06	0,07	0,04	0,9	2,8	0,17	1,07	2,97	5,7	84,1	1,1	0,30	
P139 - Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico																
A	0-15	5,1	3,96	0,08	0,09	0,27	1,1	5,4	0,44	3,73	8,03	5,5	88,5	1,8	1,50	
Bw	50-70	4,72	3,94	0,09	0,09	0,06	2,3	4,8	0,24	2,54	5,04	4,8	90,6	1,2	0,67	
P153 - Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico																
A	0-12	4,64	3,64	0,42	0,68	0,24	1,8	5,8	1,34	3,14	7,14	18,8	57,3	1,8	1,42	
Bw	30-50	4,94	4,02	0,04	0,12	0,10	1,7	4,1	0,26	1,96	4,36	6	86,7	1,3	0,67	
BC	70-90	5,26	4,18	0	0,08	0,09	0,7	3,3	0,17	0,87	3,47	4,9	80,5	1,4	0,38	

Quadro X: Características químicas dos solos estudados

Horiz.	Prof. cm	pH		Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Al ³⁺	H + Al	S ^{1/}	t ^{2/}	T ^{3/}	V ^{4/}	m ^{5/}	P	CO
		H ₂ O	KCl												
				cmol _c dm ⁻³								%	mg dm ⁻³	dag kg ⁻¹	
P120 - LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico															
A	0-15	4,28	3,75	0,26	0,32	0,23	2,2	6,4	0,81	3,01	7,21	11,2	73,1	2,1	1,42
Bw1	60-80	4,79	4,19	0,01	0,09	0,04	1,4	3,8	0,14	1,54	3,94	3,6	90,9	1,5	0,45
Bw2	140-160	5,14	4,25	0,08	0,17	0,05	0,8	3,3	0,3	1,1	3,6	8,3	72,7	1,8	0,30
P167 - LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico															
A	0-12	4,32	3,78	0,29	0,31	0,16	2,3	6,8	0,76	3,06	7,56	10,1	75,2	1,9	1,35
Bw1	40-60	4,81	4,25	0,00	0,06	0,05	1,1	3,6	0,11	1,21	3,71	3	90,9	1,4	0,67
Bw2	80-100	5,06	4,43	0,00	0,04	0,06	0,5	2,5	0,1	0,6	2,6	3,8	83,3	1,4	0,15
P177 - LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico															
A	0-15	4,65	3,81	0,01	0,12	0,22	2,9	6,4	0,35	3,25	6,75	5,2	89,2	1,7	1,28
Bw1	15-41	4,95	4,24	0,00	0,04	0,04	1,1	3,3	0,08	1,18	3,38	2,4	93,2	1,4	0,45
2Bc	150-170	5,1	4,15	0,00	0,06	0,05	1,6	3,3	0,11	1,71	3,41	3,2	93,6	2,2	0,30

FAZENDA BUENOS AIRES



FAZENDA PINDAÍBAS

