

LUIZ ANÍBAL DA SILVA FILHO

**MORFOLOGIA, FÍSICA, QUÍMICA E MINERALOGIA DE SOLOS
FORMADOS EM DIFERENTES LITOSSISTEMAS DAS MESORREGIÕES
CENTRAL E DO ALTO PARANAÍBA DE MINAS GERAIS**

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
2015

**Ficha catalográfica preparada pela Biblioteca Central da Universidade
Federal de Viçosa - Câmpus Viçosa**

T

S586m
2015

Silva Filho, Luiz Aníbal da, 1990-
Morfologia, física, química e mineralogia de solos
formados em diferentes litossistemas das Mesorregiões Central e
do Alto Paranaíba de Minas Gerais / Luiz Aníbal da Silva Filho.
– Viçosa, MG, 2015.
xiii, 104f. : il. (algumas color.) ; 29 cm.

Orientador: João Carlos Ker.
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Viçosa.
Inclui bibliografia.

1. Ciência do solo. 2. Pedologia. 3. Latossolos.
I. Universidade Federal de Viçosa. Departamento de Solos.
Programa de Pós-graduação em Solos e Nutrição de Plantas.
II. Título.

CDD 22. ed. 631.4

LUIZ ANÍBAL DA SILVA FILHO

**MORFOLOGIA, FÍSICA, QUÍMICA E MINERALOGIA DE SOLOS
FORMADOS EM DIFERENTES LITOSSISTEMAS DAS MESORREGIÕES
CENTRAL E DO ALTO PARANAÍBA DE MINAS GERAIS**

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: 29 de junho de 2015.



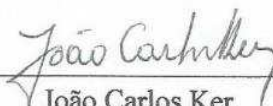
Maurício Paulo Ferreira Fontes
(Coorientador)



Márcio Rocha Francelino



Felipe Vaz Andrade



João Carlos Ker
(Orientador)

Se não puder voar, corra. Se não puder correr, ande. Se não puder andar, rasteje, mas continue em frente de qualquer jeito. (Martin Luther King Jr.)

OFEREÇO,

Aos meus pais, **Luiz Aníbal** e **Helena Gomes**, e aos meus irmãos, **Leandro Aníbal** e **Vanessa Helena**, por todo carinho e união.

DEDICO,

À **Kerollayne Freire** pelo amor, paciência, apoio e companheirismo.

AGRADECIMENTOS

A Deus, pelo dom da vida, saúde e força para conquistar meus objetivos.

À minha família, em especial aos meus pais, pelo amor incondicional, incentivo e apoio.

À Kerollayne Freire, pela compreensão e por tornar especial os meus dias. Além de auxiliar nas análises mineralógicas realizadas na UFRPE-UAG.

À Universidade Federal de Viçosa – UFV que através do Departamento de Solos ofereceu a oportunidade de realização deste curso.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão da bolsa de mestrado.

Ao professor Dr. João Carlos Ker, pela orientação, ensinamentos, amizade e incentivo, os quais foram fundamentais no meu processo de formação profissional e pessoal.

Ao professor Dr. Maurício Paulo Ferreira Fontes, pela orientação, disponibilidade e apoio na realização desta pesquisa.

Ao professor Dr. Marcelo Metri Corrêa, pelo suporte nas análises mineralógicas na UFRPE-UAG, orientação de longa data, amizade, apoio e confiança transmitidos no decorrer de minha carreira profissional. E principalmente por despertar minha vocação pela Ciência do Solo, em especial, no ramo da Pedologia.

Aos professores do Departamento de Solos pela contribuição na minha formação profissional.

Ao Professor Dr. Ricardo Augusto Scholz Cipriano (UFOP), pelo apoio nas análises de microscopia de varredura – MEV e espectroscopia de infravermelho.

Aos funcionários do Departamento de Solos, em particular a Luciana Freitas, Carlos Fonseca, Paulo, Jorge Orlando, Luiz (Lula), Cláudio Brustolini, Luiz, José Francisco (Chico), Pablo e Carlinhos.

Ao Daniel Vieira de Sousa pelo auxílio no trabalho realizado na fase de campo.

A Uemeson José pelo apoio nas análises de difratometria de raios-x na UFRPE-UAG.

Ao Danilo Camêlo e Anderson Pacheco pela troca de experiências as quais foram fundamentais para meu amadurecimento teórico e prático.

A todos que se tornaram amigos durante o curso de pós-graduação, em especial, Valéria Cavalcante, Michele Tidisco, Gustavo Vieira, Thaís Pessoa, Nathalie Sena e José Furtado (Miranda).

Aos amigos de república estudantil, Alex Junior, Amauri Alves, Ayrton Pereira, Diego Balestrin, Ricardo Costa, Ricardo Vander e Altair Carrasco.

A todos que direta ou indiretamente contribuíram e incentivaram a realização deste trabalho.

BIBLIOGRAFIA

LUIZ ANÍBAL DA SILVA FILHO, primogênito de Luiz Aníbal da Silva e Helena Gomes da Silva, nasceu em 30 de julho de 1990 no município de Nazaré da Mata, Pernambuco.

Concluiu em 2004 o ensino fundamental na Unidade Educacional da Prefeitura da Aliança – UEPA. No período de 2005 a 2007 realizou o curso Técnico em Agropecuária integrado ao ensino médio na Escola Agrotécnica Federal da Vitória de Santo Antão – Pernambuco (Atual Instituto Federal de Pernambuco – Campus Vitória).

Iniciou em 2008 o curso de Agronomia na Universidade Federal Rural de Pernambuco – Unidade Acadêmica de Garanhuns (UFRPE-UAG), vindo a graduar-se em julho de 2013.

Em agosto de 2013 ingressou no Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas da Universidade Federal de Viçosa (UFV), defendendo sua dissertação em junho de 2015.

SUMÁRIO

RESUMO	x
ABSTRACT	xii
INTRODUÇÃO GERAL	1
CAPITULO 1	3
1. REVISÃO DE LITERATURA	3
1.1. Solos derivados de rochas pelíticas	3
1.2. Grupo das Micas: aspectos gerais	4
1.3. Glauconita	6
1.4. Latossolos	8
2. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	11
CAPÍTULO 2 - Pedogênese em domínio de rochas glauconíticas na região Central de Minas Gerais - Brasil	
RESUMO	16
ABSTRACT	18
1. INTRODUÇÃO	20
2. MATERIAL E MÉTODOS	22
2.1. Caracterização do Meio Físico.....	22

2.1.1. Descrição dos locais de coleta das amostras de solo.....	22
2.1.2. Vegetação	24
2.1.3. Clima	25
2.1.4. Geologia	26
2.1.5. Geomorfologia	26
2.2. Coleta e preparo das amostras de solo	26
2.3. Análises físicas	27
2.4. Análises químicas.....	27
2.4.1. Avaliação da fertilidade	27
2.4.2. Ataque sulfúrico	28
2.4.3. Ataque Triácido.....	28
2.4.4. Extração de Fe e Al por DCB e OAA	28
2.5. Análises Mineralógicas	28
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO	30
3.1. Morfologia dos perfis de solos estudados	30
3.2. Propriedades físicas dos perfis de solos estudados	35
3.3. Atributos Químicos	38
3.4. Composição química do solo	42
3.5. Formas de Fe e Al extraídos com DCB e OAA	46
3.6. Composição química total.....	48
3.7. Composição mineralógica das frações areia, silte e argila dos solos.....	51
4. CONCLUSÕES	63
5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	64
CAPÍTULO 3 - Aspectos físicos, químicos e mineralógicos de Latossolos formados em litossequência de rochas tufíticas e pelíticas	
RESUMO	71
ABSTRACT.....	73
1. INTRODUÇÃO	74
2. MATERIAL E MÉTODOS	76

2.1. Descrição dos locais de coleta das amostras de solo.....	76
2.2. Análises físicas.....	78
2.3. Análises químicas.....	78
2.4. Ataque Triácido.....	79
2.5. Extração de Fe e Al de óxidos pedogênicos.....	79
2.6. Análises Mineralógicas	79
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO	80
3.1. Características físicas	80
3.2. Caracterização química	82
3.3. Composição química do solo	84
3.3.1. Elementos determinados no ataque sulfúrico.....	84
3.3.2. Elementos determinados no ataque total	86
3.3.3. Óxidos de Fe e Al presentes na fração argila	87
3.4. Composição mineralógica das frações do solo	90
4. CONCLUSÕES	98
5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	99

RESUMO

SILVA FILHO, Luiz Aníbal, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, junho de 2015. **Morfologia, física, química e mineralogia de solos formados em diferentes litossistemas das mesorregiões Central e do Alto Paranaíba de Minas Gerais.** Orientador: João Carlos Ker. Coorientador: Maurício Paulo Ferreira.

Vários têm sido os trabalhos contemplando a gênese de solos no estado de Minas Gerais, entretanto, são escassos os estudos sobre solos derivados de rochas glauconíticas (verdetes), principalmente com ênfase em sua composição química e mineralógica. Além disso, os Latossolos formados no território mineiro ainda necessitam de investigações sobre suas características, especialmente os derivados de rochas máficas, isto para auxiliar no refinamento taxonômico e manejo sustentável. Diante da necessidade de gerar informações sobre esses solos, o presente trabalho teve duas linhas distintas de investigação: 1) avaliar as relações entre a composição mineralógica e atributos morfológicos, físicos e químicos de solos derivados de rochas pelíticas, sobretudo as glauconíticas, da Formação Serra da Saudade, membro estratigráfico do Grupo Bambuí; 2) efetuar a caracterização morfológica, física, química e mineralógica de Latossolos dispostos em uma litossequência entre as regiões do Alto Paranaíba e Central Mineira. Com base nas análises realizadas, os principais resultados foram: a) os solos derivados de rochas glauconíticas apresentam diferenças marcantes em função dos fatores e processos de formação; b) a principal limitação na fertilidade de solos glauconíticos é a elevada saturação por alumínio e baixa soma de bases; c) o caráter eutrófico em solos formados em domínio de rochas glauconíticas ocorre mediante influência de rochas carbonáticas; d) a fração argila com predomínio de micas e presença de interestratificados justifica o aumento da CTC dos solos eutróficos; e) Latossolo Vermelho-Amarelo Distrófico possui elevada

substituição isomórfica de Fe^{3+} por Al^{3+} na estrutura das goethitas; f) o Latossolo Vermelho Acriférico (LV1) apresenta teor de P_2O_5 (digestão sulfúrica) proveniente do fosfato secundário miniulita. Além disso, a composição mineralógica com presença de magnetita, magnesioferrita e maghemita; g) os Latossolos derivados de rochas pelíticas apresentam elevada saturação por alumínio e fração argila caulinítica.

ABSTRACT

SILVA FILHO, Luiz Aníbal, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, June, 2015. **Morphology, physics, chemistry and mineralogy of soils formed in different lithosystems of the Central and the Alto Paranaíba mesoregions of Minas Gerais.** Adviser: João Carlos Ker. Co-adviser: Maurício Paulo Ferreira Fontes.

There have been several works contemplating the pedogenesis in the state of Minas Gerais, however, there are few studies on soils derived from glauconitic rocks (verdete), especially focusing its chemical and mineralogical composition. In addition, Oxisol formed in this state's territory still require research on its characteristics, especially those derived from mafic rocks, to provide assistance in taxonomic refinement and sustainable management. Faced with the need to generate information on these soils, this study has two distinct lines of research: 1) assess the relationship between mineralogical composition and morphological, physical and chemical properties of soils derived from pelitic rocks, especially the glauconite ones, from the Serra da Saudade Formation, stratigraphic member of the Bambuí Group; 2) make the morphological, physical, chemical and mineralogical characterization of Oxisol arranged in a lithosequence between the Alto Paranaíba and Central regions of Minas Gerais. Based on the analyses carried out, the main results were: a) the soils derived from glauconitic rocks exhibit marking differences depending on the factors and processes of formation; b) the main limitation on the fertility of glauconitic soils is the high saturation by aluminum and low sum of bases; c) The eutrophic character in soils formed in field of glauconitic rocks occurs through carbonate influence; d) the clay fraction with predominance of micas and

presence of interstratified minerals justifies the increase in the CTC of eutrophic soils; e) The Dystrophic Red Yellow Oxisol has high isomorphic substitution of Fe^{3+} by Al^{3+} in the structure of goethites; f) the oxisol (LV1) has P_2O_5 content (sulfuric digestion) from the miniulita secondary phosphate. In addition, the mineralogical composition with the presence of magnetite, and maghemite magnesioferrite; g) the Oxisol derived from pelitic rocks feature high saturation by aluminum and kaolinitic clay fraction.

INTRODUÇÃO GERAL

Minas Gerais é um dos maiores estados do Brasil em termos de área territorial e produção agrícola. Sua diversidade litológica é grande e responsável pela formação de solos com características morfológicas, físicas, químicas e mineralógicas também diversas. Assim, constitui um ambiente privilegiado para estudos pedogenéticos os quais contribuem para conhecer a gênese dos solos e estabelecer práticas de manejo e exploração agrícola.

Dentre as unidades litoestratigráficas que ocorrem no território mineiro, os Grupos Bambuí e Mata da Corda representam ambientes constituídos por diversos tipos de rochas sedimentares e máficas, respectivamente. A investigação da ação do processo de intemperismo sobre estas matrizes rochosas e seu efeito nas propriedades dos solos formados ainda não foram completamente relatadas nos trabalhos pedológicos. Neste sentido, destaca-se a necessidade de estudos sobre a fertilidade física, química e composição mineralógica os quais são fundamentais para estabelecer tendências de evolução pedogenética.

Na mesorregião Central Mineira, no domínio da Formação Serra da Saudade (Grupo Bambuí), ocorrem ritmitos areno-pelíticos verdes comumente chamados de verdetes. Este tipo de rocha apresenta influência marcante de glauconita e, em alguns casos, enriquecida com material carbonático. Os trabalhos de mapeamentos de solos, de caráter generalizado existentes na área, permitem identificar os Neossolos Litólicos e Cambissolos Háplicos distróficos, como as classes de maior domínio neste local. Porém, as características detalhadas dos solos formados nesse litossistema, até o momento, ainda são pouco conhecidas na literatura científica.

Em outra região, sobre domínio dos Grupos Mata da Corda e Bambuí, constatou ao longo de uma litossequência (cobertura sobre tufito – tufito – sedimentos pelíticos) a ocorrência de Latossolos com características interessantes. Dentre estes, destaca-se na parte superior da paisagem, formado sobre material tufítico, a presença de Latossolo Vermelho Acriférrico com forte atração magnética, além de possível peculiaridade nos teores de P_2O_5 , TiO_2 e elementos traço. Essas propriedades tem sido objeto de estudo ao longo dos anos para subsidiar na taxonomia, estratificação de ambiente e inferências sobre a dinâmica de nutrientes. Contudo, diante a extensa área ocupada por Latossolos no Brasil, em especial no Estado de Minas Gerais, ainda se fazem necessários estudos intensivos sobre aspectos físicos, químicos e mineralógicos desta classe de solos a fim de refinar informações e direcionar estudos futuros.

Com o propósito de contribuir para o maior conhecimento dos solos do estado de Minas Gerais, o presente trabalho objetivou produzir informações sobre a pedogênese em rochas glauconíticas, pelíticas e tufíticas. Para isso, foram realizadas investigações sobre características morfológicas, físicas, químicas e mineralógicas para dar suporte na identificação de processos pedogenéticos atuantes.

CAPITULO 1

1. REVISÃO DE LITERATURA

1.1. Solos derivados de rochas pelíticas

É ampla a área coberta por solos derivados de sedimentos pelíticos no estado de Minas Gerais, dentre os quais destaca-se os Latossolos Amarelos e Cambissolos Háplicos (Almeida, 1979). Em razão da expressividade destes solos e sua importância na agricultura, diversos estudos foram conduzidos visando o mapeamento e caracterização das propriedades físicas, químicas e mineralógicas (Achá Panoso et al., 1978; Almeida, 1979; Oliveira et al., 1998; Pereira et al., 2010). Entretanto, os efeitos dos processos pedogenéticos sob os diferentes tipos de rochas pelíticas ainda apresenta lacunas relacionadas com os mecanismos de evolução mineralógica e sua relação com o comportamento físico e químico dos solos formados.

No território mineiro o domínio geológico que apresenta maior ocorrência é o Grupo Bambuí. Nesse local encontra-se uma ampla variedade de rochas pelíticas horizontalizadas de idade Neoproterozoica (Neves & Alkimin, 1993). Em relação aos aspectos químicos de tais rochas, pode-se destacar a expressividade de minerais potássicos, possibilidade de influência carbonática e fosfática (Oliveira et al., 1998; Lima et al., 2007). Sendo assim, a atuação dos processos pedogenéticos pode culminar em solos com características diversas.

Em estudos relacionados com pedogênese em área de rochas pelíticas do Grupo Bambuí, Almeida (1979) relatou o predomínio de solos amarelados com o caráter distrófico, elevada saturação por alumínio e baixo desenvolvimento pedogenético. De acordo com o mesmo autor, fatores como horizontalidade do material de origem e composição mineralógica predominantemente constituída por caulinita e illita contribuem para limitação química e física (adensamento) dos solos estudados. Características semelhantes foram observadas por Achá Panoso et al., (1978) e Pereira et al., (2010) em solos formados sob mesma litologia. Assim, torna-se evidente a tendência de formação de solos com limitação para o uso agrícola.

Com relação as propriedades químicas, embora os solos derivados de substrato pelítico apresentem predomínio de minerais fonte de K (principalmente micas), verifica-se baixo teor de K disponível. Além disso, a baixa disponibilidade de P contribui para a limitação nutricional desses solos (Achá Panoso et al., 1978; Almeida, 1979; Pereira et al., 2010). Entretanto, situação peculiar pode ser evidenciada em determinadas áreas de rochas pelíticas, isto é, formação de solos eutróficos. Esse caráter geralmente é associado a influência carbonática (Oliveira et al., 1998). Neste caso, as condições climáticas, caracterizada pela baixa precipitação pluviométrica, favorece a permanência dos cátions de reação básica no complexo sortivo. Em estudos relacionados com características químicas de rochas pelíticas denominadas de verdetes, Lima et al., (2007) relata a possibilidade de influência de material fosfático como principal fator responsável pela elevada fertilidade natural de solos formados no domínio dessas rochas.

Assim, o padrão edáfico de solos derivados de rochas pelíticas, de modo geral, depende do tipo de material de origem. Contudo, a presença de minerais de baixa atividade e pobreza química se mostra como as principais características dos solos formados nessa área.

1.2. Grupo das Micas: aspectos gerais

As micas são filossilicatos constituídos por duas lâminas tetraédricas intercaladas por uma lâmina octaédrica, formadas mediante os processos de cristalização do magma ou diagênese. Esses minerais compõem diversos litotipos, porém, destaca-se sua expressividade nas rochas sedimentares. Em relação à composição química e aspectos mineralógicos, observam-se variações em função da

espécie mineral e ambiente de formação (Sparks, 1987; Odin, 1988; Fanning et al., 1989).

No solo, os principais tipos de micas apresentam estrutura dioctaedral com K entrecamadas. Nesses minerais, a ocorrência de substituição isomórfica nos tetraedros (Si por Al) resulta em deficiência de carga estrutural. Assim, favorecido pelo seu raio iônico, o K^+ se ajusta ao poro ditrigonal proporcionando elevada estabilidade estrutural e, como consequência, propriedade não expansiva e maior resistência ao intemperismo (Sparks, 1987; Fanning et al., 1989).

Embora os minerais micáceos representem considerável reserva de K no solo, a dinâmica de sua disponibilidade relaciona-se com o tipo do mineral, tamanho de partícula, quantidade e desordem estrutural (Giese, 1977; Sparks, 1987; Fanning et al., 1989). Neste contexto, dentre as espécies dioctaedrais, é possível que aquelas formadas por processo autigênico sejam mais susceptíveis ao intemperismo em razão de sua maior concentração na fração argila e composição química com maior substituição isomórfica (Abudalgawad et al., 1975; Thompson & Hower, 1975; Courber et al. 1981; Lima et al., 2007). As micas trioctaedrais, por sua vez, apresentam ocorrência limitada no solo e são menos resistentes ao intemperismo (Kämpf et al., 2012).

O processo de intemperismo das micas geralmente se inicia com a perda de K nas entrecamadas. Neste caso, como esse elemento está retido por ligação eletrostática devido à carga negativa gerada por substituição isomórfica ou posições octaedrais vazias na estrutura da mica, pode favorecer a troca por outros cátions hidratados. Assim, ocasionado pela abertura preferencial dos planos de K, inicia-se o processo de desestabilização estrutural. Nesse aspecto, quando parcialmente afetadas, as micas podem gerar minerais interstratificados (mica-esmectita ou mica-vermiculita) (Sparks, 1987; Fanning et al., 1989).

Além da perda de K, a hidrólise proporciona a incorporação de prótons (H^+) na estrutura, favorecendo a perda de cátions alcalinos. Assim, ocasiona a dissolução da mica e conseqüentemente a formação dos produtos de intemperismo (geralmente minerais 2:1 expansíveis, interstratificados e caulinita). Todavia, a redução de carga estrutural das micas pode ser através de outros processos, tais como, a destruição de tetraedros contendo Al, devido à sua menor força de atração eletrostática ou

substituição do Al por Si durante o intemperismo, gerando carga positiva adicional (Sparks, 1987; Fanning et al., 1989).

Outro aspecto importante relacionado com as micas é sua contribuição na dinâmica de Fe no solo. Determinados minerais deste grupo podem apresentar 25 % de Fe em sua estrutura. Esta peculiaridade além de favorecer a susceptibilidade ao intemperismo mediante reação de oxidação, representa uma importante via de formação de minerais secundários e óxidos de Fe (Abudelgawad et al., 1975; Srasra & Trabelsi-Ayedi, 2000).

Portanto, em ambientes com predomínio de minerais do grupo das micas, é provável que a evolução pedogenética ocasione solos com características diversas, porém, com tendências para uma composição mineralógica influenciada por minerais expansíveis.

1.3. Glauconita

A glauconita é um filossilicato, do grupo das micas dioctaedrais, rico em Fe (Fe^{3+} e Fe^{2+}) geralmente formado por processo de diagênese em área de sedimentação marinha (Thompson & Hower, 1975; Odin, 1988). Este mineral raramente é um importante componente do solo, porém, quando derivados de determinadas rochas sedimentares, podem potencialmente influenciados em aspectos morfológicos, químicos e mineralógicos, dos solos formados sob sua presença.

Embora não existam critérios estabelecidos, comumente utiliza-se o termo “glauconítico” para designar a influência marcante da glauconita nos atributos de rochas e solos. Dentre os principais aspectos relacionados com a presença expressiva desse mineral destaca-se a coloração esverdeada (Tedrow, 2002; Lima et al., 2007). Contudo, a semelhança cristalográfica deste mineral com a illita dificulta a diferenciação dessas espécies por difratometria de raios-X (Moore & Reynolds, 1997). Entretanto, mediante o conhecimento do processo de formação litológica e avaliação das propriedades químicas e mineralógicas é possível evitar equívocos na diferenciação dessas espécies mineral.

O material de origem glauconítico é denominado de ritmito areno-pelítico (vulgarmente conhecido como verdete), que é uma rocha bem estratificada, com base arenosa e topo silto-argiloso, com estratos planos ou ligeiramente ondulados. Aflora preferencialmente na parte superior da Formação Serra da Saudade, membro do

Grupo Bambuí, onde ocorrem siltitos e argilitos de coloração verde intensa (Lima, 2005). Na composição química do verdete destaca-se a presença de SiO_2 , Al_2O_3 e K_2O , este último podendo alcançar valores de 7 a 14 dag kg^{-1} . Além do K_2O , outros constituintes são de importância na nutrição de plantas, tais como: MgO , CaO e P_2O_5 . Esses elementos são oriundos de minerais como o quartzo, feldspatos-K, albita, clorita, ilita e glauconita, sendo este último mineral o responsável por 40 % da composição da rocha. Além disso, os verdetes podem apresentar variação na composição química, sobretudo quando associado com material carbonático e fosfático, comum na região de estudo (Lima et al., 2007; Martins et al., 2015).

No solo, a glauconita apresenta elevada susceptibilidade ao intemperismo. Neste caso, além da maior concentração desse mineral na fração argila, especula-se que a remoção de Fe na estrutura octaedral promova aumento da perda de K e, como consequência, formação de outros minerais (Abudelgawad et al., 1975; Courber et al., 1981; El-Amamy et al., 1882; Fanning et al., 1989; Lima et al., 2007).

Outro aspecto importante sobre a dinâmica de espécies químicas no solo glauconítico refere-se à disponibilidade de elementos traço. Embora não façam parte da estrutura da glauconita, durante o processo de formação do litotipo ou desenvolvimento pedogenético, pode ocorrer reações de co-precipitação, complexação orgânica, troca catiônica, adsorção específica com As, Be, Cd, Ba entre outros elementos (Dooley, 1998; Tedrow, 2002).

Em relação ao processo de evolução mineralógica da glauconita no perfil de intemperismo, ainda se verifica lacunas sobre as tendências de formação de espécies secundárias. Porém, Courber et al., (1981) e Loveland (1981) relatam que independente do clima, o efeito do intemperismo será formar minerais de maior atividade. Assim, possivelmente, em condições de clima tropical ocorre diferenciação na velocidade de disponibilidade de K, teor de Al^{3+} e formação das espécies minerais.

De acordo com Tardy & Duplay (1995) é provável que no início do processo de intemperismo, a glauconita seja transformada em ilita. Esse efeito baseia-se principalmente na remoção de Fe, visto que ambas as espécies apresentam estrutura semelhante, porém, a ilita não apresenta Fe em sua composição (Moore & Reynolds, 1997). Mediante desestabilização inicial, a glauconita pode apresentar propriedades expansivas (Manghnani & Hower, 1964), assim, o predomínio de ambas as espécies,

glaucionita e illita, na fração argila pode proporcionar aumento da capacidade de troca catiônica do solo (Srodon et al., 1986; Muller-Vonmoos et al., 1994).

Em diferentes minerais do grupo das micas, a ocorrência de Fe representa uma importante via de formação de óxidos de Fe. Na glauconita, este elemento apresenta um teor de 25 % da composição química (Thompson & Hower, 1975; Srasra & Trabelsi-Aye-Ayedi, 2000). Contudo, a ocorrência de Fe^{2+} no espaço octaedral possivelmente relacione-se com a principal via de perda deste elemento e formação de óxidos de Fe e outros minerais.

1.4. Latossolos

Os Latossolos encontram-se amplamente distribuídos em quase todas as regiões do Brasil. Como classe de solo dominante, ocupam aproximadamente 40 % da área do território nacional, ocorrendo em diferentes condições climáticas, materiais de origem e, preferencialmente, na parte mais estável da paisagem (Resende, 1976; Camargo et al., 1987; Ker, 1997).

De acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos - SiBCS (Embrapa, 2013), a ordem dos Latossolos compreende solos constituídos de material mineral, com horizonte B latossólico (Bw) imediatamente abaixo de qualquer um dos tipos de horizontes diagnósticos superficiais, exceto o hístico. Apresentam elevado estágio de intemperização e, no geral, são fortemente ácidos, com baixa saturação por bases distróficos e álicos, ainda que estróficos em alguns casos. Baseado nos critérios que caracterizam o horizonte Bw e mediante a diferenciação da cor, os Latossolos são divididos em quatro subordens: Brunos (LB), Amarelos (LA), Vermelhos (LV) e Vermelho-Amarelos (LVA).

De modo geral, as características morfológicas, físicas, químicas e mineralógicas dos Latossolos tendem a ser homogêneas. Assim, apresentam uma composição mineralógica relativamente simples. Nas frações areia e silte ocorre predominantemente quartzo, com exceção daqueles derivados de rochas máficas que além do menor teor de quartzo, apresentam magnetita e ilmenita (Resende, 1976; Ker, 1995). Na fração argila, identifica-se em quantidade variada a presença de caulinita, gibbsita, goethita, hematita e maghemita, a depender do tipo de material de origem, intensidade do intemperismo e drenagem do sistema, entre outros fatores. Em menor proporção, pode-se observar a ocorrência de vermiculita com hidróxi entre camadas, illita, anatásio, rutilo e haloisita (Resende, 1976; Ker, 1995).

Vale destacar que estes solos quando derivados de tufito, além do expressivo teor de óxidos de Fe, podem apresentar elevada densidade de partículas, atração magnética (magnetita e maghemita) e disponibilidade de elementos traço. Estas propriedades são comumente observadas nos Latossolos Vermelhos férricos e perférricos, que ocupam extensas áreas nas regiões centro-oeste, sudeste e sul do país (Ker, 1995; Fabris et al., 1997; Ferreira et al., 1999).

Devido ao avançado estágio de intemperismo, os Latossolos apresentam comportamento eletroquímico fortemente influenciado por minerais de atividade baixa. Todavia, variações nos fatores e processos de formação do solo podem proporcionar efeitos diversos nos componentes mineralógicos (Alves, 2002).

Os Latossolos, em sua maioria, apresentam baixa fertilidade natural. Em geral, esta limitação relaciona-se com o ponto de efeito salino nulo e com a baixa capacidade de troca catiônica. Estas propriedades eletroquímicas refletem o elevado grau de intemperismo e demonstra uma composição mineralógica constituída por minerais silicatados 1:1 e óxidos de ferro e alumínio (Fontes e Weed, 1991; Ker, 1995; Alves, 2002).

Embora os Latossolos apresentem assembleia mineralógica relativamente simples, variações dentro deste grupo podem influenciar o comportamento desses solos (Schwertmann & Herbilon, 1992; Netto, 1996). Contudo, a atuação expressiva do processo de ferralitização (Buol, 2011; Kämpf & Curi, 2012) contribui para que os óxidos de Fe e Al se tornem os principais componentes desta classe de solos. Assim, estes minerais estão intimamente relacionados com atributos morfológicos, físicos e químicos (Fontes, 1992).

Diante de sua importância, o grupo dos óxidos, hidróxidos e oxihidróxidos de Fe tornou-se principal objeto de estudo na classe dos Latossolos. Assim, características como tipificação, quantificação, substituição isomórfica de Fe por Al, susceptibilidade magnética, teor de elementos traço e sorção de P foram amplamente estudadas e relacionadas com estes minerais (Schulze, 1984; Curi & Franzmeier, 1984; Fontes et al., 1991; Cornell & Schwertmann, 1996; Ker, 1995).

Dentre os fatores de formação do solo, o material de origem permite inferir de forma qualitativa e quantitativa sobre os tipos de óxidos de Fe presentes nos Latossolos. Desta forma, em solos derivados de rochas máficas, além do teor expressivo de óxidos de Fe, observam-se propriedades magnéticas, ocorrência de

elementos traço entre outras peculiaridades (Mullis, 1977; Resende et al., 1988; Ker, 1995; Fabris et al., 1997; Costa, 2003; Camêlo, 2013).

Quando formados sobre áreas de sedimentação, os Latossolos tendem a apresentar maior diversidade mineralógica. Nas frações areia e silte destacam-se, além do quartzo, a ocorrência, em pequena quantidade, de micas e feldspatos potássico. Na fração argila, minerais como caulinita, gibbsita e óxidos de Fe são os principais minerais componentes. Todavia, os teores de óxidos de Fe não atingem níveis expressivos e sua tipificação resume-se, de modo geral, em goethita e hematita (Oliveira et al., 1998).

Mesmo que ao longo dos anos as propriedades dos Latossolos tenham sido investigadas de forma intensiva, diversos aspectos relacionados principalmente com sua taxonomia e dinâmica de nutrientes permanecem com lacunas. Neste contexto, a avaliação constante das propriedades de Latossolos formados em diferentes litossistemas torna-se um fator fundamental para o refinamento de informações sobre esta classe de solos.

2. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abudelgawad, G., Page, A.L., Lund, L.J. Chemical weathering of glauconite. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 39, 567–571, 1975.
- Achá Panoso, L.; Santana, D.P.; Baruqui, A.M.; Baruqui, F.M.; Almeida, J.R.; Ferreira, M.B. & Souza, C.C. Levantamento de reconhecimento detalhado dos solos da área sob a influência do reservatório de Três Marias. Belo Horizonte, EPAMIG, 1978. 236p.(Boletim Técnico SNLCS, 57).
- Almeida, J.R. Cronocromossequência de solos originários de rochas pelíticas do Grupo Bambuí. Viçosa, MG, Universidade Federal de Viçosa, 1979. 150p. (Tese de Mestrado).
- Alves, M.E. Atributos mineralógicos e eletroquímicos, adsorção e dessorção de sulfato em solos paulistas. Piracicaba, Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, 2002. 154p. (Tese de Doutorado).
- Buol, S.W.; Southard, R.J.; Graham, R.C.; McDaniel, P.A. *Soil genesis and classification*. 6th ed. Wiley-Blackwell, ISBN-13: 978-0-8138-0769-0, p. 543, 2011.

- Camargo, M.N.; Klamt, E.; Kauffman, J.H. Classificação de solos usada em levantamento pedológico no Brasil. *Boletim Informativo da Sociedade Brasileira de Ciência de Solo*, 12 (1): 11-33, 1987.
- Camêlo, D.L. Mineralogia, susceptibilidade magnética e teores de fósforo e de elementos traços em Latossolos férricos e perférricos de Minas Gerais. Viçosa, MG: 2013, 108f. Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Viçosa, 2013.
- Cornell, R.M. & Schwertmann, U. *The iron oxides: structure, properties, reactions, occurrence and uses*. Weinheim: VHC, 1996, 573p.
- Costa, S.A.D. Caracterização química, física, mineralógica e classificação de solos ricos em ferro do Quadrilátero Ferrífero. Viçosa: UFV, 2003. 71p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) – Universidade Federal de Viçosa, 2003.
- Courber, C.; Velde, B.; Meunier, A. Wethering of glauconites: reversal of the glauconitization process in a soil profile in western France. *Clay Minerals*, 16: 231-243, 1981.
- Curi, N. & Franzmeier, D.P. Toposequence of Oxisols from the Central Plateau of Brazil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48:341-346, 1984.
- Dooley, J.H. Baseline Concentrations of Arsenic, Beryllium and Associated Elements in Glauconite and Glauconite Soils in the New Jersey Coastal Plain. N.J. Geol. Survey. Trenton. p.238, 2001.
- El-Amamy, M.M.; Page, A.L.; Abudelgawad, D., Chemical and mineralogical properties of glauconitic soil as related to potassium depletion. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 46, 426–430, 1982.
- Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – EMBRAPA. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Brasília, DF: EMBRAPA, 2013. 353p.
- Fabris, J.D.; Mussel, W.N.; Coey, J.M.D.; Jesus Filho, M.F.; Goulart, A.T. Mg-rich iron oxide spinels from tuffite. *Hyperfine Interactions*, 10:30-40, 1997.
- Fanning, D.S., et al., Micas. In: Dixon, J.B.; Weed, S.B. (Eds.). *Minerals in soil environments*. 2^a ed. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p.551-634.

- Ferreira, M.N.; Fernandes, B.; Curi, N. Influência da mineralogia da fração argila nas propriedades físicas de Latossolos da região Sudeste do Brasil. *R. Bras. Ci. Solo*, 23:515-523, 1999.
- 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. Iron oxide-clay mineral association in Brazilian Oxisols: a magnetic separation study. *Clay Clay Miner.* 40:175-179, 1992.
- Giese, Jr., R.F. The influence of hydroxyl orientation, stacking sequence and ionic substitutions on the interlayer bonding of micas. *Clays Clay Miner.*, v.25, p.102-104, 1977.
- Kämpf, N.; Curi, N. Formação e evolução do solo (Pedogênese). In: Ker, J.; Schaefer, C.E.G.R.; Vidal-Torrado, P. eds. *Pedologia; Fundamentos*. Viçosa, MG, SBCS, 2012.343p.
- Kämpf, N.; Marques, J.J.; Curi, N. Mineralogia de solos brasileiros. In: Ker, J.; Schaefer, C.E.G.R.; Vidal-Torrado, P. eds. *Pedologia; Fundamentos*. Viçosa, MG, SBCS, 2012.343p.
- Ker, J.C. Mineralogia, sorção e dessorção de fosfatos, magnetização e elementos traços de Latossolos do Brasil. Viçosa: 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(1): 17-40, 1997.
- Lima, O.N.B. Grupo Bambuí: Estratigrafia regional no Alto Rio São Francisco e geologia dos depósitos fosfáticos da Serra da Saudade – MG. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 142p., 2005.
- Lima, O.N.B.; Uhlein, A.; Brito, W. Estratigrafia do Grupo Bambuí na Serra da Saudade e geologia do depósito fosfático de Cedro do Abaeté, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 37 (4-suplemento): 204-215, 2007.
- Loveland, P.J. weathering of a soil glauconite in southern England. *Geoderma*, 25: 35-54, 1981.

- Manghnani, M.H.; Hower, J. Glauconites: Cation exchange capacities and infrared spectra Part II. Infrared absorption characteristics of glauconites. *The American mineralogist*, vol. 49, 1964.
- Martins, V.; Gonçalves, A.S.F.; Marchi, G.; Guilherme, L.R.; Martins, E.S. Solubilização de potássio em misturas de verdete e calcário tratadas termoquimicamente. *Pesq. Agropec. Trop.* V.45, n.1, p.66-72, 2015.
- Moore, D.M.; Reynolds, R.C. X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. 2^a ed. Oxford: Oxford University Press, 378p. 1997.
- Muller-Vonmoos, M.; Kahr, G.; Madsen, F.T. Intracrystalline swelling of mixed-layer-smectite in K-Bentonites. *Clay Minerals*, 1994, 29: 205-213.
- Mullins, C.E. Magnetic susceptibility of the soil and its significance in soil science: a review. *J. Soil Sci*, 28:223-246, 1977.
- Netto, R.A. Influência da mineralogia da fração argila sobre propriedades físico-químicas de solos brasileiros. Viçosa: UFV, 1996. 144p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) – Universidade Federal de Viçosa, 1996.
- Neves, B.B.B. & Alkimin, F.F. Cráton: Evolução de um conceito. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2., Salvador, 1993. Anais. Salvador, SBG/SGM/CNPq, 1993. p.1-10.
- Odin, G.S. Green marine clays. *Developments in Sedimentol* 45, Elsevier, Amsterdam; 1988.
- Oliveira, C.V.; Ker, J.C.; Fontes, L.E.F.; Curi, N.; Pinheiro, J.C. Química e mineralogia de solos derivados do Grupo Bambuí no Norte de Minas Gerais. *R. Bras. Ci. Solo.* 22:583-593, 1998.
- Pereira, T.T.C.; 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. *R. Bras. Ci. Solo*, 34: 1283-1295, 2010.
- Resende, M.; Santana, D. P.; Rezande, S.B. Susceptibilidade magnética em Latossolos do Sudeste e do Sul do Brasil. In: REUNIÃO DE CLASSIFICAÇÃO, CORRELAÇÃO DE SOLOS E INTERPRETAÇÃO DE APTIDÃO AGRÍCOLA,

- 3., Rio de Janeiro, 1988. Anais... Rio de Janeiro, Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA) – SNLCS/SBCSS, p.223-258, 1988.
- Resende, M. Mineralogy, chemistry, morphology and geomorphology of some soils of the Central Plateau of Brazil. West Lafayette, Purdue University, 1976. 237p. (Tese Doutorado).
- Schulze, D.G., Schwertmann, U., The influence of aluminum on iron-oxides. 10. Properties of Al-substituted goethites. *Clay Miner.* 19, 521–539, 1984.
- Schwertmann, U.; Herbillon, A.J. Some aspects of fertility associated with the mineralogy of highly weathered tropical soils. In: LAL, R.; Sanchez, P.A. (Eds.). *Myths and science of the tropics*. Madison: Soil Science Society of America, 1992, cap.2, p.47-59.
- Sparks, D.L. Potassium dynamics in soil. New York, Springer-Verlag, 1987. 63p. (Advances in Soil Science, 6).
- Srasra, E.; Trabelsi-Ayedi, M. Textural properties of acid activated glauconite. *Applied Clay Science*, 17: 71-84, 2000.
- Srodon, J.; Morgan, D.J.; Esling, E.V.; Eberl, D.D.; Karlinger, M.R. Chemistry of illite/ smectite and end-member illite. *Clays and Clay Minerals*, vol. 34, No.4: 368-378, 1986.

CAPÍTULO 2

PEDOGÊNESE EM DOMÍNIO DE ROCHAS GLAUCONÍTICAS NA REGIÃO CENTRAL DE MINAS GERAIS - BRASIL

RESUMO

FILHO, Luiz Aníbal da Silva, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, junho de 2015. **PEDOGÊNESE EM DOMÍNIO DE ROCHAS GLAUCONÍTICAS NA REGIÃO CENTRAL DE MINAS GERAIS - BRASIL**. Orientador: João Carlos Ker. Coorientador: Maurício Paulo Ferreira Fontes.

A gênese de solos glauconíticos no território brasileiro era desconhecida até o momento. Caracterizados por apresentarem influência marcante da glauconita em sua composição mineralógica, estes solos podem possuir características diferenciadas em regiões de clima tropical as quais necessitam de investigação. O objetivo deste trabalho foi estudar a evolução pedogenética de solos formados no domínio de rochas glauconíticas. Para isso, efetuou a caracterização morfológica, física, química e mineralógica de amostras de perfis derivados de ritmito areno-pelítico verde (verdete), argilitos e siltitos representativos da Formação Serra da Saudade – Grupo Bambuí. Os resultados obtidos sugerem que os solos estudados apresentam diferenças relacionadas principalmente com a composição do material de origem e atividade biológica. Entre os aspectos morfológicos destacam-se, em alguns solos, a ocorrência de coloração esverdeada e a presença de horizonte A chernozêmico. As

análises físicas mostram similaridade em todos os solos e revela expressivos teores de silte. A análise química demonstra limitação na fertilidade do solo ocasionada pelo elevado teor de alumínio trocável (Al^{3+}) e baixa soma de bases (SB). Contudo, observam-se também solos derivados do verdete, argilito e siltito com caráter eutrófico devido ao elevado teor de Ca^{2+} e Mg^{2+} no complexo sortivo (influência de material carbonático) e considerável contribuição das frações argila e silte na CTC do solo. A avaliação das diferentes formas de Fe, determinadas por ataque sulfúrico, ditionito citrato bicarbonato (DCB) e oxalato ácido de amônio (OAA), indica mineral silicatado, glauconita, como principal fonte desse elemento nos solos derivados do verdete. A forma de Al predominante em todos os solos apresenta baixa cristalinidade (Al_0), possivelmente relacionada com a matéria orgânica. Os teores de SiO_2 e Al_2O_3 determinados no extrato do ataque sulfúrico proporcionou uma relação molecular Ki superior a 2,2 em todos os solos, sugerindo a presença expressiva de glauconita, illita e caulinita. O ataque triácido demonstra potencial na disponibilidade de bário (Ba) em solos derivados do verdete (teor elevado). A composição mineralógica das frações areia e silte apresentaram quartzo, micas e feldspatos. A fração argila predomina micas, caulinita e goethita. Dentre estes minerais, especula-se que o elevado teor de glauconita e illita, juntamente com a presença de possíveis minerais interestratificados, justifique a elevada CTCr dos solos eutróficos.

ABSTRACT

FILHO, Luiz Aníbal da Silva, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, June, 2015. **Pedogenesis in a field of glauconitic rocks in the central region of Minas Gerais - Brazil.** Adviser: João Carlos Ker. Co-adviser: Maurício Paulo Ferreira Fontes.

The genesis of glauconitic soils in Brazilian territory was unknown so far. Characterized by remarkable influence of glauconite in their mineralogical composition, these soils can have differentiated features in tropical regions, which require investigation. The aim of this work was to study the pedogenetic evolution of soils formed in the field of glauconitic rocks. With this end, was made the morphological, physical, chemical and mineralogical characterization of samples of profiles derived from green sandy-pelitic rhythmite (verdigris), siltstones and claystones from the Serra da Saudade Formation - Bambuí Group. The results suggest that the studied soils present differences related mainly to the composition of the source material, the relief and the biological activity. Among the morphological aspects stand out, in some soils, the occurrence of greenish coloration and the presence of chernozemic A horizon. Physical analyses show similarities in all soils and reveal significant levels of silt. The chemical analysis demonstrates limitation on soil fertility caused by the high content of exchangeable aluminium (Al^{3+}) and low sum of bases (SB). However, there are also soils derived from the verdigris, claystone and siltstone with eutrophic character due to the high content of Ca^{2+} and Mg^{2+} in the sorption complex (influence of carbonate material) and considerable contribution of the clay and silt fractions in CTC. The evaluation of the different forms of Fe, determined by sulfuric attack, DCB and OAA, indicates silicate mineral, glauconite, as the main source of this element in soils derived from the verdigris. The

predominant Al form in all the soils has low crystallinity (Al_0), possibly related to the organic matter. The SiO_2 and Al_2O_3 levels determined in the sulfuric attack extract provided a molecular relationship K_i greater than 2.2 in all soils, suggesting a significant presence of glauconite, illite and kaolinite. The triacid attack demonstrates potential in the availability of barium (Ba) in soils derived from verdigris. The mineralogical composition of the sand and silt fractions showed quartz, mica and feldspar. In the clay fraction, mica, kaolinite and goethite predominate. Among these minerals, it is speculated that the high content of illite and glauconite, along with the presence of possible interstratified minerals, justifies the high CTC of the eutrophic soils.

1. INTRODUÇÃO

Solos derivados de rochas glauconíticas ocorrem em regiões limitadas da superfície terrestre. Formado mediante o processo de sedimentação marinha, este litotipo possui composição rica em minerais potássicos. A glauconita, principal constituinte desse tipo de rocha, pertence ao grupo das micas dioctaedrais com elevado teor de Fe na sua estrutura. Este filossilicato desempenha papel importante nos atributos do solo, entretanto, os efeitos dos fatores de formação e processos pedogenéticos proporcionam mecanismos de evolução química e mineralógica com características diversas.

Em condições de clima temperado, o processo de alteração do perfil de solo glauconítico geralmente apresenta morfologia com cor esverdeada, horizonte diagnóstico subsuperficial bem desenvolvido, boa fertilidade natural e composição mineralógica de atividade alta. Porém, a dinâmica de elementos traço vinculados a glauconita pode ser um fator limitante desses solos. De modo geral, o efeito do intemperismo sobre a rocha glauconítica tende a disponibilizar Fe, K, Mg, Ca e P na solução do solo. Além disso, os aspectos mineralógicos da glauconita favorecem a formação de diferentes minerais secundários. Dentre estes, destaca-se ilita e óxidos de Fe. Em regiões de clima tropical, possivelmente em razão da ocorrência restrita, o padrão edáfico de solos glauconíticos e as tendências químicas e mineralógicas ainda são poucos conhecidos.

No Brasil, identifica-se a ocorrência de rochas glauconíticas (verdetes) na região central do estado de Minas Gerais. Os trabalhos realizados sobre este litotipo foram dedicados à sua geologia e viabilidade econômica na produção de fertilizantes.

Contudo, até o momento era desconhecida as propriedades de solos derivados desse tipo de rocha, fato que limita o manejo agrícola e ambiental em uma ampla região do estado de Minas Gerais.

Diante do exposto, espera-se que os solos derivados de verdete apresentem propriedades contrastantes com outros tipos de solos glauconíticos. Dente as quais, destaca-se a limitação química ao desenvolvimento de plantas, composição mineralógica com predomínio de minerais de baixa atividade e pouca expressividade da glauconita no solo.

Desta forma, este trabalho teve por objetivo a ampliar os conhecimentos sobre os solos formados no estado de Minas Gerais e produzir informações sobre solos glauconíticos. Assim, os objetivos específicos foram:

- i) avaliar as propriedades morfológicas, físicas, químicas e mineralógicas dos solos derivados do verdete;
- ii) identificar os principais fatores de formação e processos pedogenéticos responsáveis pela evolução dos solos;
- iii) determinar tendências de evolução química e mineralógica no solo derivados de verdete;

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1. Caracterização do Meio Físico

2.1.1. Descrição dos locais de coleta das amostras de solo

A área de estudo localiza-se no Estado de Minas Gerais, especificamente na mesorregião Central Mineira, e engloba os municípios de Paineiras, Abaeté, Cedro do Abaeté, Quartel Geral e Serra da Saudade (Figura 1 e Quadro 1).

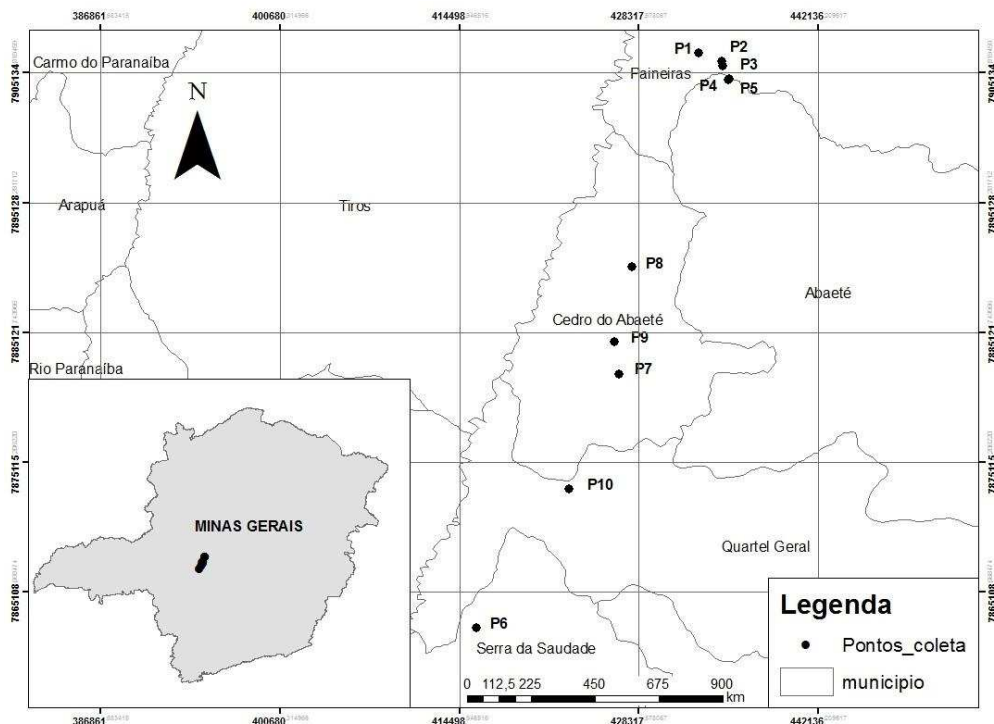


Figura 1. Localização dos solos estudados.

Quadro 1. Classificação, localização, material de origem e altitude dos solos estudados.

Perfil	Classificação ^{1/}	Local de coleta	Material de Origem	Altitude (metros)	Coordenadas UTM ^{3/}	
					Lat./X	Lat./Y
TOPOSSEQUÊNCIA^{2/}						
P1	Neossolo Litólico distrófico fragmentário	Paineiras-MG	Verdete	837	432961	7906603
P2	Cambissolo Háptico Ta eutrófico típico	Paineiras-MG	Argilito/Siltito	777	434675	7905974
P3	Neossolo Litólico eutrófico fragmentário	Paineiras-MG	Argilito/Siltito	721	434771	7905656
P4	Argissolo Vermelho-Amarelo distrófico abrupto	Abaeté-MG	Argilito/Siltito	623	435252	7904649
P5	Neossolo Flúvico Ta eutrófico típico	Abaeté-MG	Argilito/Siltito	620	435239	7904543
SOLOS COLETADOS EM DIVERSOS PONTOS DA ÁREA						
P6	Cambissolo Háptico Tb distrófico típico	Serra da Saudade-MG	Argilito/Siltito	924	415776	7862340
P7	Neossolo Litólico eutrófico fragmentário	Cedro do Abaeté-MG	Verdete	847	426766	7881857
P8	Argissolo Acinzentado distrófico abrupto	Cedro do Abaeté-MG	Verdete	872	427800	7890162
P9	Neossolo Litólico chernossólico fragmentário	Cedro do Abaeté-MG	Verdete	863	426420	7884350
P10	Neossolo Litólico distrófico fragmentário	Quartel Geral-MG	Verdete	914	422918	7873036

^{1/} Sistema Brasileiro de Classificação de Solos - SiBCS (Embrapa, 2013); ^{2/} Detalhes nas figuras 2 e 3; ^{3/} Datum: SAD69, 23K



Figura 2. Paisagem da área de coleta dos perfis em topossequência.

2.1.2. Vegetação

Na área de coleta dos solos ocorre o bioma cerrado (Figura 4), representado por um padrão fitofisionômico característico de vegetação florestal e campestre (Ribeiro & Walter, 2008).



(a)



Figura 3. Padrão fitofisionômico da área de coleta dos solos estudados: vegetação florestal (a) e campestre (b).

A vegetação florestal corresponde a floresta tropical caducifólia ou subcaducifólia, onde predomina espécies eretas e de porte elevado. Dentre estas, identificou o cedro (*Cedrela fissilis*), aroeira (*Myracrodruon urundeuva*) e ipê (*Tabebuia* spp). A cobertura savânica e campestre ocorrem associadas, geralmente com elevada densidade de macaúba (*Acrocomia aculeata* (Jacq.) Lodd. ex Martius) e poaceas de porte rasteiro.

2.1.3. Clima

A região possui um clima tropical de savanas com estação seca de inverno (Aw) (Sá Júnior et al., 2012). A precipitação pluviométrica anual corresponde a 1.350 mm e a temperatura média atinge 22 °C. De acordo com dados de balanço hídrico climatológico e armazenamento de água no solo, o período de maior precipitação pluviométrica situa-se entre os meses de novembro e fevereiro, e a temperatura mais elevada ocorre nos meses de agosto e outubro (INMET, 2015).

2.1.4. Geologia

A área situa-se na Formação Serra da Saudade, unidade geológica constituída por rochas pelíticas de idade neoproterozóica e fanerozóica formadas em ambiente de sedimentação marinha. O pacote litológico apresenta espessura estimada entre 25 a 200 metros, formado principalmente por siltitos e argilitos, que em alguns locais, recebem influência marcante de material glauconítico (ritmito areno-pelítico verde ou verdete), carbonático e fosfático (ritmito fosfático). O material glauconítico encontra-se principalmente na parte superior da unidade geológica, onde atinge uma espessura máxima de 80 metros. Neste tipo de rocha verifica-se a presença de minerais como quartzo, glauconita, feldspato-K, albita e clorita (Guimarães, 1967; Chaves et al., 1971; Dardenne et al., 1986; Uhlein et al., 2004; Lima, 2005; Lima et al., 2007).

2.1.5. Geomorfologia

De acordo com Lima (2005) e Lima et al. (2007) a conformação do relevo local apresenta três domínios geomórficos, enumerados a seguir: (1) superfície superior, situada em altitudes que variam de 1.000 a 1.100 metros, caracteriza uma geoforma formado através do processo de aplainamento com provável idade terciária; (2) superfície intermediária, possui possivelmente de idade mio-pliocênica, ocorre em altitude entre 850 a 750 metros e foi formada mediante um processo de dissecação da superfície anterior. Este domínio geomórfico abrange a maior área de ocorrência dos ritmitos pelito-arenoso verde (verdete) e também possui influência do ritmito fosfático; (3) superfície basal, abrange a maior parte do relevo local e desenvolve entre as cotas de 570 a 630 metros de altitude. Nesta nova superfície de aplanamento verificam-se expressivos afloramentos de rochas pelíticas, com destaque para os siltitos argilosos, argilitos e influência carbonática.

2.2. Coleta e preparo das amostras de solo

Baseado em trabalhos geológicos (Guimarães, 1967; Chaves et al., 1971; Dardenne et al., 1986; COMIG/CPRM, 2002; Lima, 2005; Lima et al, 2007; CPRM, 2009) e de campo (percorrimto da área), foram selecionados dez pontos de coleta de amostras de perfis representativos de solos derivados de diferentes materiais de

origem, os quais foram identificados como P1, P2, P3, P4, P5, P6, P7, P8, P9 e P10 (Quadro 1). Dentre estes, alguns foram coletados em topossequência (Figura 3).

Após descrição morfológica, efetuou coleta das amostras dos horizontes de cada perfil de solo de acordo com recomendações estabelecidas por Santos et al., (2013). O material foi submetido a secagem ao ar e posteriormente efetuou os procedimentos para obter a terra fina seca ao ar – TFSA, utilizada nas análises físicas, químicas e mineralógicas.

2.3. Análises físicas

A caracterização física foi efetuada através da determinação da composição granulométrica (método da pipeta), argila dispersa em água (método da pipeta) e densidade de partículas (método do balão volumétrico) conforme Embrapa (2011).

2.4. Análises químicas

2.4.1. Avaliação da fertilidade

Utilizou métodos preconizados pela Embrapa (2011) para determinar: pH em água e em KCl 1 mol L⁻¹ (relação solo:líquido de 1:2,5); Ca²⁺ e Mg²⁺ trocáveis extraídos com KCl 1 mol L⁻¹ e determinados por espectrofotometria de absorção atômica; Na, K e P disponíveis extraídos com Mehlich-1 (HCl 0,05 mol L⁻¹ e H₂SO₄ 0,0125 mol L⁻¹), onde Na e K foram determinados por fotometria de chama e o P determinado por colorimetria conforme Braga e Defelipo (1974); Acidez trocável (Al³⁺) determinada por titulometria após extração com KCl 1 mol L⁻¹; Acidez potencial (Al + H) determinada por titulometria após extração com Ca(OAc)₂ 0,5 mol L⁻¹ a pH 7,0. O carbono presente em compostos orgânicos no solo (C.O) foi determinado pelo processo de Walkley-Black. A determinação do fósforo remanescente (P-rem) foi realizada conforme Alvarez et al., (2000). Para avaliar a contribuição da fração silte na CTC total do solo, determinou o valor S e teor de Al³⁺ nesta fração do solo.

Posteriormente foi calculada a soma de cátions trocáveis (Valor S) = (Ca²⁺ + Mg²⁺ + Na⁺ + K⁺); CTC a pH 7,0 (Valor T) = Valor S + (H + Al); Saturação por bases (V%) = Valor S x 100 / Valor T; Saturação por Al³⁺ (m%) = (Al³⁺ x 100) / (Valor S + Al³⁺); CTCr = (CTC a pH 7,0 x 100) / % argila.

2.4.2. Ataque sulfúrico

Conforme Embrapa (2011) as amostras de TFSA foram submetidas à extração de Al, Fe, Mn, Ti, P e K pelo método do ataque sulfúrico (H_2SO_4) diluído na proporção 1:1. A sílica retida no papel filtro após o ataque sulfúrico foi solubilizada mediante um ataque alcalino com NaOH a 30% para obter um extrato com Si. Todos estes elementos citados foram determinados por espectrofotometria de emissão ótica em plasma induzido.

2.4.3. Ataque Triácido

Efetuuou a solubilização dos constituintes da TFSA por meio do ataque triácido (nitríco-fluorídrico-perclórico) conforme Embrapa (2011). Posteriormente determinou-se por espectroscopia de emissão ótica em plasma induzido os teores dos elementos Ca, K, Mg, Ti, P, Mn, Ba, Cr, Pb e Zn.

2.4.4. Extração de Fe e Al por DCB e OAA

Submeteu a fração argila a extrações com ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) obtendo assim um extrato com formas de Fe e Al proveniente de óxidos cristalinos, baixa cristalinidade e materiais não cristalinos (amorfos) (Mehra & Jackson, 1960). Na fração argila, para extrair apenas as formas Fe e Al oriundo de óxidos de baixa cristalinidade e de materiais não cristalinos, utilizou oxalato de amônio ácido (OAA) (Mckeague & Day, 1966). A determinação dos teores de Fe e Al no extrato foram realizados por espectrofotometria de absorção atômica.

2.5. Análises Mineralógicas

Após remoção da matéria orgânica (Anderson, 1963) as amostras de TFSA foram submetidas à separação das frações areia, silte e argila (Embrapa, 2011). As lâminas das frações areia e silte foram montadas em pó. A fração argila natural foi montada em lâminas orientadas (esfregaço). Além da leitura sem tratamento (argila natural), algumas amostras foram submetidas à desferrificação com ditionito-citrato-bicarbonato (Mehra & Jackson, 1960) e posteriormente saturadas com K^+ (KCl 1 mol L^{-1}) e Mg^{2+} (MgCl_2 0,5 mol L^{-1}), conforme recomendação de Harris & White (2008).

Assim os seguintes tratamentos foram analisados: argila natural, argila desferrificada saturada com K^+ a temperatura ambiente (25 °C), argila desferrificada saturada com K^+ e aquecida a 350 °C, argila desferrificada saturada com K^+ e aquecida a 550 °C, argila saturada Mg^{2+} e seca ao ar e argila desferrificada saturada com Mg^{2+} seguida de solvatação com glicerol a 10% (v/v).

O equipamento utilizado foi o difratômetro de raios-X Shimadzu XRD-6100 do laboratório de mineralogia da Universidade Federal Rural de Pernambuco (UFRPE/UAG), com anodo de Cu (radiação $CuK\alpha$), monocromador de grafite e configurado na tensão de 30 kV e corrente de 30 mA. O equipamento operou com uma velocidade de varredura de 0,01 °2θ para cada segundo e faixa de varredura de 4 a 45 °2θ (argila natural) e 5 a 30 °2θ (tratamentos).

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1. Morfologia dos perfis de solos estudados

As características morfológicas avaliadas (Quadro 2) apresentam variações nos horizontes e entre os solos estudados (Figuras 5 e 6). De modo geral, verificam-se solos rasos (estratificação horizontalizada do material de origem), principalmente quando derivados do verdete, refletindo baixa evolução pedogenética. Em relação à cor, observou-se que a maioria dos solos estão entre os matizes 7,5 YR e 5 Y. Esta característica sugere baixa atividade de Fe^{3+} no sistema, possivelmente relacionada com a pobreza do material de origem (Quadro 6).

Diante da boa drenagem da área de estudo inferida pelo relevo, é provável que a tonalidade esverdeada observada nos perfis derivados de verdete relacione-se com a presença da glauconita (Tedrow, 2002; Hechman, 2004; Lima et al., 2007; Skiba et al., 2014), identificada por DRX. De acordo com Grossi-Sad (1998) e Chiodi Filho et al., (2003) este padrão de cor associa-se com a diminuição da relação Fe^{2+}/Fe^{3+} na estrutura da glauconita. Neste sentido, o processo de intemperismo promove a perda do aspecto esverdeado mediante a reação de oxidação do Fe^{2+} e consequente remoção do Fe da estrutura desse mineral.

Com exceção dos perfis P1 e P9, todos os solos apresentaram horizonte superficial A moderado (Embrapa, 2013). No caso do P1, devido a espessura inferior a 5 cm e baixo teor de carbono orgânico (Quadro 4) enquadra-se como A fraco. Para o P9, é possível que a elevada deposição de matéria orgânica, considerável reserva de

Quadro 2. Características morfológicas dos solos estudados.

Horizontes	Profundidade (cm)	Cor (Munsell)		Estrutura	Consistência (seca, úmida e molhada)	Transição
		Seca	Úmida			
P1-NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico fragmentário						
A	0-3	-	10 YR 4/4	2 P e G g	Macia, Friável, Plástica e Pegajosa	C e P
Cr1	0-15	-	7,5 YR 5/6	-	-	-
Cr2	15-40	-	5 Y 5/3	-	-	-
P2-CAMBISSOLO HÁPLICO Ta Eutrófico típico						
A1	0-29	10 YR 5/3	10 YR 3/3	2 P e M g; 2 P bls	Ligeiramente dura, Friável, ligeiramente Plástica e Pegajosa	G e P
A2	29-47	10 YR 5/4	10 YR 3/4	2 P e M g; 2 P bls	Ligeiramente dura, Friável, ligeiramente Plástica e Pegajosa	C e P
Bi1	47-67	-	7,5 YR 3/4	2 M e G bls	Dura, Firme, Muito Plástica e Muito Pegajosa	G e P
Bi2	67-83	-	7,5 YR 4/6	2 M e G bls	Dura, Firme, Muito Plástica e Muito Pegajosa	C e P
Cr1	83-103	-	7,5 YR 5/8	-	-	-
Cr2	103-130+	-	7,5 YR 5/8	-	-	-
P3-NEOSSOLO LITÓLICO Eutrófico fragmentário						
A1	0-13	10 YR 5/2	10 YR 3/3	2 P e M g; 2 M bls	Ligeiramente dura, Friável, Plástica e Pegajosa	G e P
A2	13-45	-	10 YR 3/4	2 P e M g; 2 M bls	Ligeiramente dura, Friável, Plástica e Pegajosa	G e P
P4-ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico abrupto						
Ap	0-20	10 YR 4/4	10 YR 3/4	2 P e M g; 2 P bls	Ligeiramente dura, Friável, Plástica e Pegajosa	C e P
Bt1	30-50	-	10 YR 4/6	2 M e G bls	Dura, Friável, Muito Plástica e Muito Pegajosa	G e P
Bt2	60-80+	-	10 YR 4/6	2 M e G bls	Dura, Friável, Muito Plástica e Muito Pegajosa	-
P5-NEOSSOLO FLÚVICO Ta Eutrófico típico						
A	0-18	-	10 YR 3/4	2 P g; 2 P bls	Macia, Friável, Plástica e Pegajosa	C e P
C1	40-60	-	10 YR 4/4	1 M e G bls	Macia, Friável, Plástica e Pegajosa	-
C2	90-110	-	-	1 M e G bls	Macia, Friável, Plástica e Pegajosa	-

Estrutura: 1 – fraca; 2 – moderada; 3 – forte; P: pequena; M: média; G: grande; g: granular; bls: blocos subangulares. Transição: C: clara; G: gradual; P: plana.

Quadro 2. Características morfológicas dos solos estudados (Continuação).

Horizontes	Profundidade (cm)	Cor (Munsell)		Estrutura	Consistência (seca, úmida e molhada)	Transição
		Seca	Úmida			
P6-CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico						
Ap	0-15	10 YR 5/4	10 YR 4/4	2 P e M g; 2 P bls	Ligeiramente dura, Friável, Ligeiramente Plástica e Pegajosa	C e P
Bi	15-30	-	10 YR 5/6	2 P e M g; 2 P bls	Dura, Friável, ligeiramente Plástica e Ligeiramente Pegajosa	C e P
BC	30-50	-	10 YR 5/6	2 P e M bls	Dura, Friável, ligeiramente Plástica e Ligeiramente Pegajosa	C e P
C	50-70	-	-	-	-	-
P7-NEOSSOLO LITÓLICO Eutrófico fragmentário						
Ap	0-20	10 YR 5/2	10 YR 3/2	3 P e M g	Ligeiramente Dura, Friável, Plástica e Pegajosa	-
P8-ARGISSOLO ACINZENTADO Distrófico abrupto						
A1	0-14	2,5 Y 5/2	10 YR 3/2	2 P e M g; 2 P bls	Ligeiramente dura, Friável, Plástica e Pegajosa	C e P
A2	14-35	-	10 YR 4/2	2 P e M g; 2 P bls	Ligeiramente dura, Friável, Plástica e Pegajosa	C e P
Bt	52-113	-	5 Y 4/3	3 M e G bls	Dura, Firme, Plástica e Pegajosa	C e P
BC	113-140+	-	-	3 M e G bls	Muito Dura, Firme, Plástica e Pegajosa	-
P9-NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico fragmentário						
A	0-40	10 YR 5/2	10 YR 3/2	2 P e M g; 2 P bls	Ligeiramente dura, Friável, Plástica e Pegajosa	-
P10-NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico fragmentário						
Ap	0-10	Gley 1 5/5GY	Gley 1 4/5G	2 P e M g; 2 P bls	Ligeiramente dura, Friável, Plástica e Pegajosa	-
R/C	15-30	-	-	-	-	-

Estrutura: 1 – fraca; 2 – moderada; 3 – forte; P: pequena; M: média; G: grande; g: granular; bls: blocos subangulares. Transição: C: clara; G: gradual; P: plana.



Figura 4. Solos derivados de siltito/argilito: a) P1 – Neossolo Litólico Distrófico fragmentário; b) P2 – Cambissolo Háptico Ta Eutrófico típico; c) P3 – Neossolo Litólico Eutrófico fragmentário; d) P4 – Argissolo Vermelho-Amarelo Distrófico abrupto.

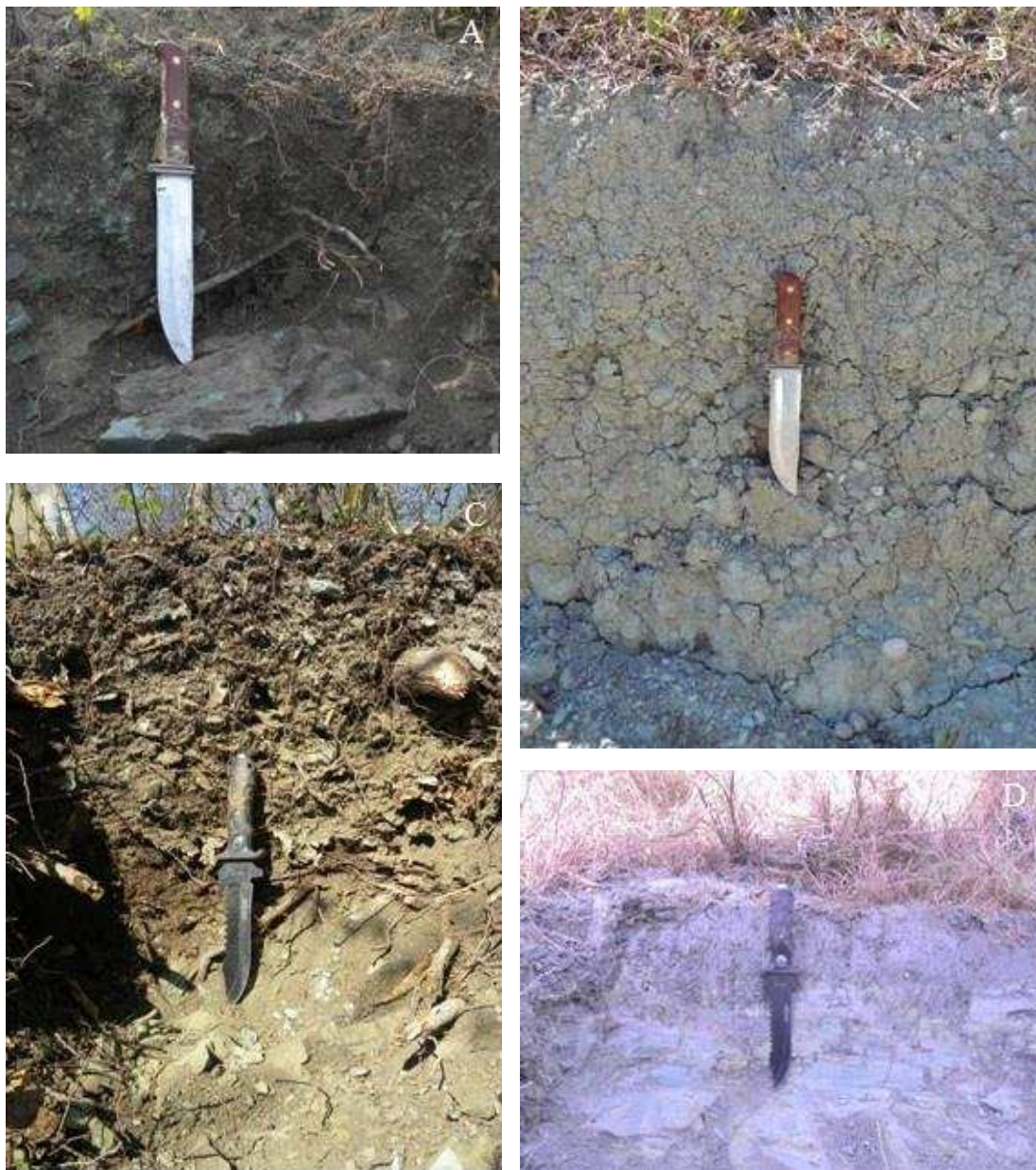


Figura 5. Solos derivados de verdete: a) P7 – Neossolo Litólico Eutrófico fragmentário; b) P8 – Argissolo Acinzentado Distrófico abruptico; c) P9 – Neossolo Litólico Chernossólico fragmentário; d) P10 – Neossolo Litólico Distrófico fragmentário.

nutriente, relacionada principalmente com materiais carbonáticos, e a baixa lixiviação favoreceu o processo de melanização e aumento da fertilidade (Erlich, 1990; Bockheim & Gennadiyev, 2000; Buol et al., 2011).

Embora não definidos como A chernozêmico, a presença de horizonte superficial escurecido dos perfis P2 e P3 relaciona-se com elevada fertilidade (Quadro 4), fato que explica a preferência de uso agrícola desses solos pelos agricultores locais (“terra de cultura”).

Com relação à estrutura, observa-se nos horizontes superficiais e subsuperficiais dos perfis P2, P3, P5 P7 e P9, a ocorrência de estrutura granular e blocos subangulares com grau de desenvolvimento moderado relacionam-se provavelmente com o efeito da matéria orgânica e presença de ilitas, respectivamente. Neste último caso, especula-se que o elevado teor desses minerais e o processo de intemperismo proporcionem agregação das frações do solo. Embora não relatado no quadro 2, identificou outros aspectos morfológicos importantes no entendimento da evolução dos solos estudados. Alguns mosqueados relacionados com Mn foram identificados no P1 e P2, possivelmente vinculadas ao material de origem.

3.2. Propriedades físicas dos perfis de solos estudados

Em todos os solos estudados, a fração areia representa a menor contribuição na composição TFSA (Quadro 3). A natureza pelítica do material de origem, favoreceu o predomínio das frações silte e argila, as quais apresentaram variação de 170 a 660 g kg⁻¹ e 160 a 800 g kg⁻¹, respectivamente. Como consequência destes valores, verificou-se na maioria dos solos a ocorrência de textura franco-argilo-siltosa, argila e muito argilosa nos horizontes.

O expressivo teor de silte na maioria dos solos, exceção dos perfis P4 e P8 (Quadro 3), ocasiona uma relação silte/argila elevada, refletindo o baixo grau de desenvolvimento pedogenético (Camargo et al., 1987; Embrapa, 2013). Além disso, justifica a ocorrência de selamento superficial evidenciada em campo e condizente com predominância de ilitas e caulinita na fração argila, fato também constatado em Cambissolos distróficos (Pereira et al., 2010).

Quadro 3. Características físicas dos solos estudados.

Horizontes	Prof. ^{1/} (cm)	Composição da TFSA ^{2/}				ADA ^{3/}	GF ^{4/} %	Silte		Dp ^{5/} kg dm ³	Classe Textural
		Areia grossa	Areia fina	Silte	Argila			Argila	Argila		
P1- Neossolo Litólico distrófico fragmentário											
A	0-3	30	70	570	330	15	55	1,7	2,44	Franco-Argilo-Siltosa	
Cr1	3-15	20	100	650	230	10	57	2,8	2,54	Franco-Siltosa	
Cr2	15-40	150	60	480	310	1	97	1,5	2,48	Franco-Argilosa	
P2- Cambissolo Háplico Ta eutrófico típico											
A1	0-29	40	30	540	390	13	67	1,4	2,44	Franco-Argilo-Siltosa	
A2	29-47	30	20	590	360	15	58	1,6	2,43	Franco-Argilo-Siltosa	
B11	47-67	60	30	360	550	24	56	0,7	2,44	Argila	
B12	67-83	20	20	530	430	28	35	1,2	2,44	Argila-Siltosa	
Cr1	83-103	60	20	540	380	20	47	1,4	2,53	Franco-Argilo-Siltosa	
Cr2	103-130+	50	40	550	360	16	56	1,5	2,56	Franco-Argilo-Siltosa	
P3- Neossolo Litólico eutrófico fragmentário											
A1	0-13	130	30	400	440	12	73	0,9	2,44	Argila-Siltosa	
A2	13-45	120	10	520	350	16	54	1,5	2,59	Franco-Argilo-Siltosa	
P4- Argissolo Vermelho-Amarelo distrófico abruptico											
Ap	0-20	20	70	410	500	10	80	0,8	2,52	Argilo-Siltosa	
Bt1	30-50	00	30	270	700	23	67	0,4	2,52	Muito Argilosa	
Bt2	60-80+	00	30	170	800	25	69	0,2	2,50	Muito Argilosa	
P5- Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico											
A	0-18	30	240	440	290	7	76	1,5	2,60	Franco-Argilosa	
C1	40-60	10	270	430	290	9	69	1,5	2,62	Franco-Argilosa	
C2	90-110	360	70	340	230	9	61	1,5	2,64	Franco	

^{1/}Profundidade; ^{2/}Sociedade Brasileira de Ciência do Solo (SBCS); ^{3/}Argila Dispersa em Água; ^{4/} Grau de Flocculação (Embrapa, 2011); ^{5/}Densidade de Partículas.

Quadro 3. Características físicas dos solos estudados (continuação).

Horizontes	Prof. ^{1/} (cm)	Composição da TFSA ^{2/}				ADA ^{3/}	GF ^{4/}	Silte Argila	Dp ^{5/} kg dm ³	Classe Textural
		Areia grossa	Areia fina	Silte	Argila					
----- g kg ⁻¹ -----										
----- % -----										
----- kg dm ³ -----										
P6- Cambissolo Háptico Tb distrófico típico										
Ap	0-15	00	310	330	360	11	69	0,9	2,56	Franco-Argilosa
Bi	15-30	00	260	380	360	14	61	1,1	2,63	Franco-Argilosa
BC	30-50	10	390	350	250	8	68	1,4	2,44	Franco
C	50-70	00	420	420	160	1	94	2,6	2,60	Franco
P7- Neossolo Litólico eutrófico fragmentário										
Ap	0-20	250	40	290	420	15	64	0,7	2,56	Argila
P8- Argissolo Acinzentado distrófico abrupto										
A1	0-14	60	70	340	530	24	55	0,6	2,60	Argila
A2	14-35	100	70	320	510	22	57	0,6	2,57	Argila
Bt	52-113	20	60	190	730	25	66	0,3	2,60	Muito Argilosa
BC	113-140+	10	20	230	740	26	65	0,3	2,54	Muito Argilosa
P9- Neossolo Litólico chernossólico fragmentário										
A	0-40	200	20	260	520	17	67	0,5	2,55	Argila
P10- Neossolo Litólico distrófico fragmentário										
Ap	0-10	60	30	470	440	22	50	1,1	2,40	Argila-Siltosa
RC	10-30	130	20	570	280	14	50	2,0	2,50	Franco-Argilo-Siltosa

^{1/}Profundidade; ^{2/}Sociedade Brasileira de Ciência do Solo (SBCS); ^{3/}Argila Dispersa em Água; ^{4/} Grau de Flocculação (Embrapa, 2011); ^{5/}Densidade de Partículas.

No Neossolo Flúvico (base da topossequência) observou a menor contribuição da fração argila na textura do solo e aumento nos teores de areia, com destaque para fração areia grossa, justificada principalmente pelo acúmulo de argila no Argissolo (perfil P4) e pela ação flúvica que atua na remoção de partículas finas.

De modo geral, todos os solos apresentam elevados valores de argila dispersa em água (ADA) e baixo grau de floculação (GF). Esse comportamento reflete a presença de illita e glauconita na fração coloidal promovendo aumento de cargas negativas no meio. Além disso, a presença de cálcio e magnésio no complexo sortivo, especialmente nos perfis P2, P3, P5 e P9, pode estar relacionado com a dispersão das argilas (Corrêa et al., 2003).

Os valores da densidade de partículas (D_p) foi praticamente uniforme em todos os perfis, apresentando um valor médio de $2,53 \text{ kg dm}^{-3}$, condizente com a natureza siliciclásticas das rochas da área de estudo (Lima et al., 2007).

3.3. Atributos Químicos

Os solos da área apresentam características químicas diferentes, relacionadas principalmente com a variação do material de origem, cobertura vegetal e influência do relevo (Quadro 4).

O pH em água variou de 4,69 a 6,34, correspondendo a uma acidez ativa média ou fraca. No P6 foi observado o menor valor de pH, que juntamente com a soma de cátions trocáveis (Valor S) e percentagem de saturação de bases (V%) revela baixa fertilidade natural. Todos os solos apresentaram predomínio de cargas negativas no complexo sortivo (ΔpH negativo), e sugere contribuição efetiva dos argilominerais e matéria orgânica na capacidade de troca catiônica (CTC).

A soma de cátions trocáveis (Valor S) variou de 0,10 a $13,78 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$, com destaque para os perfis P2, P3, P5, P7 e P9 os quais apresentaram maiores valores. Para estes casos, verifica-se expressiva contribuição do cálcio e magnésio no aumento da saturação por bases (V%), sugerindo influência carbonática na unidade geológica (Lima et al., 2007). O sódio é o cátion que menos contribui na saturação da superfície coloidal devido à baixa ocorrência no material de origem (Lima et al., 2007; Martins et al., 2015).

Quadro 4. Características químicas dos solos estudados.

Horizontes	Prof. ^{1/} (cm)	pH		Δ pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	Valor S	Al ³⁺	H+Al	Valor T	CTCr ^{2/}	V	m	P	P-rem	C.O
		H ₂ O	KCl															
					----- cmol _c kg ⁻¹ -----								---- % ----		mg kg ⁻¹	mg L ⁻¹	g kg ⁻¹	
P1- Neossolo Litólico distrófico fragmentário																		
A	0-3	5,06	3,95	-1,1	0,17	0,23	0,12	0,02	0,55	2,50	4,26	4,81	14,58	11,44	81,95	1,32	27,63	5,8
Cr1	3-15	5,16	4,02	-1,1	0,08	0,07	0,05	0,02	0,21	2,91	4,41	4,63	20,11	4,64	93,13	0,74	20,05	2,7
Cr2	15-40	5,44	4,09	-1,3	0,03	0,16	0,06	0,01	0,27	3,10	4,41	4,68	15,08	5,68	92,11	1,32	17,90	1,9
P2- Cambissolo Háplico Ta eutrófico típico																		
A1	0-29	5,42	4,37	-1,1	9,74	1,27	0,09	0,04	11,14	0,00	7,51	18,64	47,81	59,74	0,00	1,90	38,50	13,0
A2	29-47	5,69	4,55	-1,1	9,22	1,03	0,06	0,03	10,34	0,00	7,35	17,69	49,15	58,45	0,00	1,25	43,07	11,6
Bi1	47-67	5,97	4,69	-1,3	8,97	1,49	0,09	0,04	10,60	0,00	6,81	17,40	31,65	60,87	0,00	2,05	44,22	5,7
Bi2	67-83	5,88	4,75	-1,1	7,35	1,33	0,10	0,07	8,86	0,00	6,42	15,28	35,53	57,96	0,00	2,82	43,79	4,1
Cr1	83-103	5,67	4,42	-1,3	8,61	1,90	0,09	0,09	10,68	0,00	5,96	16,64	43,80	64,20	0,00	3,26	42,07	1,8
Cr2	103-130+	6,08	4,82	-1,3	7,39	2,40	0,06	0,10	9,95	0,00	5,49	15,45	42,90	64,43	0,00	1,51	39,78	1,0
P3- Neossolo Litólico eutrófico fragmentário																		
A1	0-13	6,34	5,11	-1,2	5,47	3,12	0,52	0,02	9,13	0,00	7,35	16,48	37,45	55,38	0,00	3,74	42,22	13,9
A2	13-45	5,79	4,32	-1,5	5,63	1,09	0,17	0,01	6,91	0,00	6,80	13,71	39,16	50,39	0,00	1,29	34,06	4,9
P4- Argissolo Vermelho-Amarelo distrófico abruptico																		
Ap	0-20	5,10	3,81	-1,3	1,62	0,21	0,05	0,00	1,88	1,55	4,71	6,59	13,17	28,52	45,24	2,75	26,91	15,5
Bt1	30-50	5,19	3,77	-1,4	2,76	0,38	0,03	0,01	3,17	2,57	4,11	7,29	10,41	43,54	44,77	2,24	29,34	10,8
Bt2	60-80+	5,02	3,75	-1,3	2,00	0,50	0,03	0,01	2,54	2,96	3,25	5,79	7,23	43,84	53,83	1,44	22,91	7,9
P5- Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico																		
A	0-18	6,08	4,86	-1,2	5,65	1,11	0,06	0,01	6,83	0,00	6,66	13,49	46,51	50,66	0,00	3,79	41,64	7,9
C1	40-60	5,99	4,45	-1,5	4,97	0,85	0,03	0,02	5,86	0,00	6,11	11,97	41,29	48,94	0,00	2,34	39,93	6,3
C2	90-110	6,27	4,59	-1,7	5,43	0,94	0,05	0,03	6,45	0,00	5,57	12,02	52,26	53,65	0,00	3,74	44,36	4,0

^{1/} Profundidade; ^{2/} Embrapa (2013).

Quadro 4. Características químicas dos solos estudados (Continuação).

Horizontes	Prof ^{1/} (cm)	pH		Δ pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	Valor S	Al ³⁺	H+Al	Valor T	CTCr ^{2/}	V	m	P	P-rem	C.O
		H ₂ O	KCl															
					----- cmol _c kg ⁻¹ -----								---- % ----		mg kg ⁻¹	mg L ⁻¹	dag kg ⁻¹	
P6- Cambissolo Háplico Tb distrófico típico																		
Ap	0-15	4,84	3,89	-1,0	0,28	0,34	0,12	0,03	0,76	2,81	5,03	5,79	16,09	13,17	78,66	1,34	18,62	15,6
Bi	15-30	4,90	3,94	-1,0	0,07	0,07	0,04	0,03	0,22	2,43	5,15	5,37	14,91	4,02	91,82	0,91	16,04	11,7
BC	30-50	4,69	4,11	-0,6	0,03	0,03	0,03	0,02	0,11	2,28	4,02	4,14	16,55	2,72	95,29	0,62	24,77	6,6
C	50-70	5,26	4,26	-1,0	0,03	0,02	0,03	0,02	0,10	1,88	3,17	3,27	20,43	2,95	95,12	0,62	21,62	2,7
P7- Neossolo Litólico eutrófico fragmentário																		
Ap	0-20	6,04	4,87	-1,2	5,53	1,35	0,41	0,02	7,31	0,00	5,96	13,27	31,60	55,10	0,00	3,67	38,50	18,0
P8- Argissolo Acinzentado distrófico abrupto																		
A1	0-14	5,11	3,90	-1,2	2,61	1,12	0,20	0,00	3,93	1,56	4,49	8,42	15,89	46,71	28,42	5,49	29,49	15,6
A2	14-35	5,04	3,88	-1,2	2,38	0,42	0,14	0,01	2,96	1,88	3,87	6,83	13,39	43,34	38,78	4,52	26,91	11,8
Bt	52-113	5,11	3,88	-1,2	0,83	0,11	0,06	0,00	1,01	1,99	3,17	4,18	5,73	24,16	66,30	1,83	16,76	5,4
BC	113-140+	5,05	3,82	-1,2	0,45	0,17	0,07	0,01	0,69	2,91	4,18	4,87	6,59	14,25	80,74	1,20	12,61	4,7
P9- Neossolo Litólico chernossólico fragmentário																		
A	0-40	6,33	5,46	-0,9	9,90	3,13	0,71	0,05	13,78	0,00	6,19	19,97	38,40	69,00	0,00	5,50	36,78	15,8
P10- Neossolo Litólico distrófico fragmentário																		
Ap	0-10	5,10	3,97	-1,1	0,29	0,40	0,09	0,00	0,78	2,13	5,88	6,66	15,15	11,75	73,15	3,62	27,06	14,6
RC	10-30	5,66	4,09	-1,6	0,17	0,05	0,11	0,01	0,34	1,84	3,56	3,90	13,92	8,69	84,48	0,98	21,62	5,8

^{1/} Profundidade; ^{2/} Embrapa (2013).

Os teores de K disponível, de modo geral, são classificados como baixo e médio, com exceção dos perfis P3, P7 e P9 que apresentaram nível muito bom de disponibilidade (Ribeiro et al., 1999). Nestes perfis, provavelmente a vegetação de porte mais elevado e os organismos do solo promoveram microambientes de acidificação responsáveis pela solubilização do K presente nos filossilicatos potássios (Santos, 2012).

Em relação ao processo de acidificação dos solos estudados, observa-se mediante valores de acidez trocável (Al^{3+}) que mesmo em solos com pouco desenvolvimento pedogenético a disponibilidade de alumínio atinge níveis elevados (P1, P4, P6, P8 e P10). Embora não se enquadram no caráter alítico ou alumínico (Embrapa, 2013), observam-se saturação por alumínio superior a 50 % nos perfis P1, P6, P8 e P10, fato comumente observado em solos derivados de rochas pelíticas (Achá Panoso et al., 1978; Almeida, 1979; Pereira et al., 2010). A acidez potencial (H+Al) confirma a capacidade de todos os solos estudados em promover a acidificação. Esta característica condiz com a composição do material de origem (Lima et al., 2007) e formas de alumínio presente no solo (Quadro 6).

Em relação aos teores de P disponível, todos os perfis apresentaram níveis muito baixos no solo. Esta constatação descarta a possibilidade de influência expressiva de fosfato no material de origem dos solos estudados. Os valores de P-rem, na maioria dos solos, foram elevados e condizentes com a mineralogia da fração argila (ilita, glauconita e caulinita).

A dinâmica de resíduo vegetal na área de coleta dos solos proporcionou níveis de carbono orgânico (C.O) classificado como médio na maioria dos horizontes superficiais, exceto no P1. Neste perfil, o teor muito baixo de carbono orgânico e espessura inferior a 5 cm justifica a ocorrência do horizonte A fraco (Embrapa, 2013). Em relação à influência da matéria orgânica na capacidade de retenção de cátions nos solos estudados, observa-se variação nos valores, possivelmente em função da composição mineralógica e conteúdo de compostos orgânicos. Contudo, torna-se evidente a influência de elevada densidade de cargas negativas nos perfis P2, P3, P5, P7 e P9, possivelmente relacionada com o predomínio de micas.

A CTCr nos perfis P2, P3, P5, P7 e P9 é superior a 27 $cmol_c kg^{-1}$ de argila sugerindo participação minerais do grupo das esmectitas, fato não confirmado na identificação mineralógica por difratometria de raios-x. Porém, os valores da CTC efetiva da fração silte (Quadro 5) indicam contribuição na CTC total do solo. Assim,

a interpretação dos valores de CTCr pode sugerir uma composição mineralógica com maior contribuição de micas.

Quadro 5. Valores de CTC efetiva do solo, silte e argila de horizontes superficiais dos perfis selecionados.

Perfis	CTC efetiva		
	Solo	Silte	Argila ^{1/}
	----- cmol _c kg ⁻¹ -----		
P2	11,14	0,47	10,67
P3	9,13	0,58	8,55
P5	6,83	0,82	6,01
P7	7,31	1,05	6,26
P9	13,77	1,56	12,21
P10	2,92	0,75	2,17

^{1/}Estimada mediante a diferença entre os valores de CTC efetiva do solo e silte.

A fração silte dos solos avaliados, de modo geral, contribui com cerca de 1/8 da CTC do solo. Embora estes valores sejam baixos, ao levar em consideração o teor igual ou superior à fração argila, faz com que esta constatação torna-se um fator importante na disponibilidade de cargas no solo.

A influência da fração silte na CTC total é comumente relatada em solos com composição mineralógica semelhante aos perfis estudados (Morrás, 1995; Stewart & Hossner, 2001; Oliveira et al., 2008). De acordo com estes autores, maior teor da fração silte fino e presença de argilominerais podem contribuir para aumento da capacidade de troca catiônica. Ao verificar que no P10 a fração silte contribui com 1/4 da CTC solo, especula-se que o extrator, Mehlich-1, acessou formas não trocáveis de K no solo (Ernani et al., 2007).

3.4. Composição química do solo

A soma dos teores de Si, Al, Fe, Mn, Ti, P e K expressos na forma de óxidos (Quadro 6), determinado no extrato da digestão sulfúrica da TFSA dos solos estudados, tendem a ser superiores ao teor de argila. Esta característica demonstra a capacidade da digestão sulfúrica em promover a dissolução de minerais primários e secundários alteráveis (Kehrig, 1949), além de refletir o potencial das frações silte e areia como reserva de nutrientes.

Em todos os solos verificou teores de SiO_2 maiores que Al_2O_3 , resultando na relação molecular K_i superior a 2,2. Para os solos estudados, isto indica uma mineralogia com expressiva contribuição de minerais 2:1 (micas) e um ambiente de menor lixiviação. A variação do teor de SiO_2 em todos os perfis apresenta uma tendência de aumento nos valores em profundidade, sugerindo o predomínio de minerais 2:1 no material de origem e intemperismo mais intenso na superfície.

Os teores de Fe_2O_3 nos horizontes apresentaram variação de 4,57 a 9,40 dag kg^{-1} . Esses valores indicam baixo conteúdo de Fe na composição do solo estudados e corrobora os valores encontrados em solos com pouco desenvolvimento pedogenético formados de rochas pelíticas no domínio do Grupo Bambuí (Almeida, 1979; Pereira et al., 2010).

A presença de MnO , TiO_2 e P_2O_5 ocorre de forma pouco expressiva, o que reflete pobreza do material de origem (Lima et al., 2007). Em áreas de sedimentação marinha, elementos como Mn e Ti podem estar presentes principalmente pela afinidade geoquímica com o Fe. Embora Lima et al., (2007) relatem a possibilidade de ocorrência de rochas glauconíticas com influência de material fosfático, em nenhum dos solos estudados verificou expressivos teores de P.

A ocorrência expressiva de fontes de K no solo contribuiu para valores com variação de 0,98 a 4,14 dag kg^{-1} . Nos perfis P7, P8, P9 e P10 observam-se elevados teores de K_2O , os quais sugerem a influência marcante de minerais potássicos na composição do solo, visto que os valores tendem a aumentar em profundidade. Em solos derivados de sedimentos pelíticos do Grupo Bambuí, a dinâmica de K é relacionada com a presença de minerais como muscovita, feldspatos e illita (Almeida, 1979; Pereira et al., 2010). Contudo, em pedoambiente dominado por verdetes, a glauconita pode representar a principal reserva de K no solo (Lima et al., 2007; Skiba et al., 2014). Esta constatação ganha importância devido à susceptibilidade deste mineral em sofrer alterações estruturais, quando comparado com outros tipos de micas, e sua relação com a liberação de K no solo (Abudelgawad et al., 1975; El-Amamy et al., 1982; Tedrow, 2002; Hechman, 2004).

Quadro 6. Teores de óxidos obtidos na digestão sulfúrica da TFSA e relações moleculares dos solos estudados.

Horizontes	Profundidade (cm)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	∑ óxidos	^{1/} Ki	^{2/} Al ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃
----- dag kg ⁻¹ -----											
P1- Neossolo Litólico distrófico fragmentário											
A	0-3	17,53	10,66	6,70	nd	0,17	0,18	2,30	37,54	2,80	2,50
Cr1	3-15	21,51	13,04	5,85	nd	0,21	0,11	2,66	43,37	2,80	3,50
Cr2	15-40	22,48	13,68	8,89	0,61	0,29	0,34	3,47	49,77	2,79	2,42
P2- Cambissolo Háplico Ta eutrófico típico											
A1	0-29	16,02	12,19	5,91	0,07	0,22	0,31	1,76	36,49	2,23	3,24
A2	29-47	12,66	8,92	4,72	0,09	0,22	0,26	1,32	28,19	2,41	2,97
Bi1	47-67	18,12	12,06	5,97	0,05	0,31	0,19	1,71	38,41	2,56	3,17
Bi2	67-83	17,45	14,13	6,77	0,02	0,28	0,21	1,93	40,78	2,10	3,28
Cr1	83-103	22,52	14,53	7,24	nd	0,27	0,19	2,25	47,00	2,64	3,15
Cr2	103-130+	18,38	7,76	3,96	0,02	0,14	0,16	1,12	31,55	4,03	3,08
P3- Neossolo Litólico eutrófico fragmentário											
A1	0-13	17,38	10,37	6,07	0,05	0,25	0,32	1,84	36,28	2,85	2,68
A2	13-45	15,54	10,53	8,41	0,07	0,18	0,29	1,70	36,71	2,51	1,97
P4- Argissolo Vermelho-Amarelo distrófico abrupção											
Ap	0-20	16,34	12,88	5,71	nd	0,18	0,17	0,98	36,26	2,16	3,54
Bt1	30-50	26,78	21,25	6,99	nd	0,26	0,11	1,25	56,65	2,14	4,77
Bt2	60-80+	31,18	25,89	9,40	nd	0,24	0,12	1,62	68,45	2,05	4,32
P5- Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico											
A	0-18	14,56	8,85	5,27	0,05	0,19	0,20	1,84	30,95	2,80	2,64
C1	40-60	14,90	9,09	5,43	0,05	0,18	0,23	1,91	31,78	2,79	2,63
C2	90-110	19,48	11,14	8,88	0,11	0,23	0,38	2,82	43,05	2,97	1,97

^{1/} Ki = 1,7 x (SiO₂/Al₂O₃); ^{2/} Al₂O₃/Fe₂O₃ = [(Al₂O₃/Fe₂O₃) x 1,57]; nd = não detectado

Quadro 6. Teores de óxidos obtidos na digestão sulfúrica da TFSA e relações moleculares dos solos estudados (Continuação).

Horizontes	Profundidade (cm)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	∑ óxidos	^{1/} Ki	^{2/} Al ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃
		----- dag kg ⁻¹ -----									
P6- Cambissolo Háplico Tb distrófico típico											
Ap	0-15	16,14	11,35	4,95	nd	0,16	0,14	1,43	34,18	2,42	3,60
Bi	15-30	18,07	12,10	5,30	nd	0,18	0,09	1,55	37,29	2,54	3,58
BC	30-50	16,98	11,16	4,57	nd	0,14	0,07	1,50	34,43	2,59	3,83
C	50-70	15,93	12,01	4,45	nd	0,14	0,13	1,60	34,27	2,26	4,24
P7- Neossolo Litólico eutrófico fragmentário											
Ap	0-20	25,05	10,38	6,93	0,13	0,24	0,51	4,14	47,39	4,10	2,35
P8- Argissolo Acinzentado distrófico abruptico											
A1	0-14	21,06	9,23	5,21	0,01	0,24	0,31	2,59	38,66	3,88	2,78
A2	14-35	21,02	10,23	5,96	0,03	0,33	0,28	2,97	40,82	3,49	2,70
Bi	52-113	27,33	13,32	7,04	nd	0,34	0,15	3,29	51,47	3,49	2,97
BC	113-140+	30,60	14,98	7,80	nd	0,30	0,28	3,87	57,82	3,47	3,02
P9- Neossolo Litólico chernossólico fragmentário											
A	0-40	24,45	9,83	6,13	0,15	0,17	0,65	3,61	44,99	4,23	2,52
P10- Neossolo Litólico distrófico fragmentário											
Ap	0-10	23,09	9,92	5,36	0,01	0,31	0,14	3,26	42,09	3,96	2,91
RC	10-30	27,05	13,63	6,84	nd	0,28	0,09	4,01	51,91	3,37	3,13

^{1/} Ki = 1,7 x (SiO₂/Al₂O₃); ^{2/} Al₂O₃/Fe₂O₃ = [(Al₂O₃/Fe₂O₃) x 1,57]; nd = não detectado.

A relação molecular $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ sugere o predomínio de minerais com alumínio na composição química. Diante dos baixos teores de Fe_2O_3 , pode-se alocar a maior parte do Al em minerais silicatados. Dentre estes, sugere predomínio de micas, visto que a presença destes minerais corrobora as observações sobre o aumento da CTCr.

3.5. Formas de Fe e Al extraídos com DCB e OAA

Os teores de Fe_d apresentaram valores situados entre 0,25 e 38,68 g kg^{-1} de argila (Quadro 7), seguindo a mesma tendência de outros solos derivados de rochas pelíticas do Grupo Bambuí (Achá Panoso et al., 1978; Almeida, 1979; Pereira et al., 2010). Embora os solos estudados sejam derivados de diferentes materiais de origem (siltitos e argilitos), os teores de Fe_2O_3 (Quadro 6) são similares entre eles, assim, é provável que a variação nos valores de Fe_d relacione-se com a diferença no grau de desenvolvimento pedogenético e influência da matéria orgânica na redução da cristalinidade dos óxidos de Fe (Pereira & Anjos, 1999).

Os teores de Fe atribuídos a formas de baixa cristalinidade (Fe_o) apresentaram valores entre 0,69 e 11,5 g kg^{-1} . Esses resultados ocasionam uma relação $\text{Fe}_o/\text{Fe}_d > 0,07$ em todos os solos, indicando predomínio de formas de baixa cristalinidade de óxidos de Fe (Kämpf et al., 1988; Souza et al., 2010). Isso demonstra o efeito da matéria orgânica como principal fator determinante na redução da cristalinidade de óxidos de Fe devido os maiores valores da relação Fe_o/Fe_d serem encontrados nos horizontes superficiais e os perfis P7 e P9, onde o processo de melanização foi expressivo, apresentarem valores maiores que 1.

Embora o Fe_s corresponda a valores de Fe na TFSA, a relação Fe_d/Fe_s nos perfis P1, P2, P3, P4, P5 e P6 apresentam valores superiores a 1, o que indica que quase todo o teor de Fe está na forma de óxidos extraíveis pelo DCB. Ao analisar a mesma relação nos perfis P7, P8, P9 e P10, observam-se valores com variação entre 0,01 e 0,33. Esses resultados indicam que o Fe está presente sob outra forma mineral além de óxidos, sendo esta, a glauconita.

Quadro 7. Teores de Fe e Al proveniente extraídos com ditionito-citrato-bicarbonato - DCB (Fe_d e Al_d) e oxalato de amônio ácido – OAA (Fe_o e Al_o)

Horizontes	Profundidade (cm)	¹ Fe _d	Fe _o	g kg ⁻¹		¹ Al _d	Al _o
				$\frac{Fe_d}{^{2}Fe_t}$	$\frac{Fe_o}{Fe_d}$		
P1- Neossolo Litólico distrófico fragmentário							
A	0-3	37,16	4,80	7,62	0,12	0,83	6,37
Cr1	3-15	20,89	3,83	1,29	0,18	2,49	5,08
Cr2	15-40	36,32	4,93	1,73	0,13	3,42	4,04
P2- Cambissolo Háplico Ta eutrófico típico							
A1	0-29	19,13	9,76	1,53	0,51	2,49	4,25
A2	29-47	20,05	8,68	4,71	0,43	3,49	1,87
Bi1	47-67	27,72	5,85	3,38	0,21	0,26	5,77
Bi2	67-83	38,09	5,23	9,51	0,13	3,18	3,28
Cr1	83-103	38,68	4,93	5,52	0,12	3,38	5,19
Cr2	103-130+	23,98	3,72	2,37	0,15	0,75	7,83
P3- Neossolo Litólico eutrófico fragmentário							
A1	0-13	11,91	6,82	5,03	0,57	4,03	2,27
A2	13-45	32,18	5,27	1,51	0,16	2,69	5,51
P4- Argissolo Vermelho-Amarelo distrófico abrupto							
Ap	0-20	15,87	10,13	2,88	0,64	4,27	8,22
Bt1	30-50	17,74	6,06	1,59	0,34	0,16	7,69
Bt2	60-80+	23,53	4,09	0,97	0,17	1,41	7,88
P5- Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico							
A	0-18	12,49	11,05	0,94	0,88	0,13	7,35
C1	40-60	27,35	10,65	3,18	0,39	2,49	4,63
C2	90-110	19,85	10,58	0,62	0,53	2,06	6,39
P6- Cambissolo Háplico Tb distrófico típico							
Ap	0-15	20,48	8,43	3,58	0,41	0,88	8,31
Bi	15-30	29,96	7,14	9,66	0,23	1,05	7,82
BC	30-50	19,52	4,12	2,34	0,21	0,78	7,35
C	50-70	28,26	2,84	0,98	0,10	0,22	2,97
P7- Neossolo Litólico eutrófico fragmentário							
Ap	0-20	0,65	2,18	0,01	3,34	4,33	2,35
P8- Argissolo Acinzentado distrófico abrupto							
A1	0-14	1,99	1,64	0,06	0,82	3,87	2,58
A2	14-35	6,34	2,12	0,19	0,33	3,88	3,58
B	52-113	11,92	1,63	0,33	0,13	2,57	3,88
BC	113-140+	7,59	0,88	0,16	0,11	4,81	3,56
P9- Neossolo Litólico chernossólico fragmentário							
A	0-40	0,25	1,18	0,01	4,72	3,85	1,91
P10- Neossolo Litólico distrófico fragmentário							
Ap	0-10	1,10	0,69	0,03	0,62	0,72	6,49
RC	10-30	2,34	0,72	0,05	0,30	0,03	7,67

¹Somatório de 4 extrações sucessivas; ²Fe_t = determinado no extrato do ataque sulfúrico da TFSA

De modo geral, os valores de Al_o foram maiores que Al_d , assim, predominantemente ocorre formas aluminosas de baixa cristalinidade nos solos estudados, possivelmente complexadas pela matéria orgânica (Sposito, 1989; Vence et al., 1996). Contudo, verificam-se em alguns perfis glauconíticos, P7 e P9, teores elevados de Al_d . Assim, especula-se que o processo de redução do Fe pelo DCB afetou a estrutura da glauconita (Mehra & Jackson, 1960; Komadel et al., 1995). Esse fato corrobora a especulação de Skiba et al., (2014) sobre a susceptibilidade deste mineral a perda de Fe e como consequência desestabilização estrutural.

3.6. Composição química total

Os teores totais dos elementos Ca, Mg, K, Ti, P, Mn, Ba, Cr, Pb e Zn extraídos da TFSA encontram-se no Quadro 8. Embora com variações, o comportamento nos teores do Ca, Mg, K e P seguem a mesma tendência de maiores valores nos perfis P2, P3, P5, P7 e P9.

Com base nos valores de Ca e Mg, a diferenciação nos teores destes elementos entre os perfis derivados do verdete sugere variação na composição química do material de origem (Lima et al., 2007). Baseado na uniformidade dos teores de Ti nos horizontes de todos os solos descarta-se a hipótese de eventual descontinuidade litológica em todos os perfis.

O comportamento dos teores de K sugere a influência marcante de minerais potássicos. Em geral, nos perfis derivados diretamente do verdete os maiores valores deste elemento relacionam-se com o maior teor de micas e feldspatos-K. Os teores de P se mostraram com pouca variação entre os solos que compõem a topossequência (P1, P2, P3, P4 e P5). Para estes solos, o conteúdo de P não sugere influência ocorrência marcante de rocha fosfática na área como apontado por Lima et al., (2007).

Analisando-se o teor de elementos traço em todos os solos, alguns aspectos relacionam-se com a ocorrência da glauconita, e provavelmente, explica a diferenciação em termos de composição química dos solos. Os valores encontrados são semelhantes aos resultados demonstrados em solos glauconíticos de New Jersey – USA (Dooley, 2001; Tedrow, 2002). Porém, de acordo com CONAMA (2009) apenas os teores de Ba estão acima do valor orientado para solos.

Quadro 8. Teores de elementos obtidos no ataque triácido da TFSA dos solos estudados.

Horizontes	Profundidade (cm)	Ca	K	Mg	Ti	P	Mn	Ba	Cr	Pb	Zn
		----- g/kg -----									
P1- Neossolo Litólico distrófico fragmentário											
A	0-3	0,063	24,862	7,373	4,169	1,328	0,044	0,337	0,078	0,009	0,032
Cr1	3-15	0,043	29,328	8,740	4,736	0,865	nd	0,369	0,097	0,010	0,059
Cr2	15-40	nd	34,869	9,816	5,422	2,223	0,036	0,434	0,100	0,037	0,040
P2- Cambissolo Háplico Ta eutrófico típico											
A1	0-29	2,656	14,332	4,045	4,156	2,077	0,881	0,265	0,061	0,016	0,060
A2	29-47	2,408	14,445	3,743	4,874	1,659	0,814	0,254	0,062	0,024	0,081
Bi1	47-67	1,893	15,171	4,178	4,325	1,681	0,495	0,247	0,072	0,013	0,028
Bi2	67-83	2,852	19,537	5,717	4,517	1,321	0,303	0,308	0,086	0,019	0,039
Cr1	83-103	2,120	22,869	7,291	4,736	1,380	0,131	0,341	0,096	0,015	0,070
Cr2	103-130+	1,748	19,207	6,209	4,240	0,773	0,090	0,277	0,080	0,004	0,056
P3- Neossolo Litólico eutrófico fragmentário											
A1	0-13	1,713	19,244	6,452	4,833	1,930	0,500	0,300	0,086	0,015	0,051
A2	13-45	1,254	19,674	5,778	5,237	1,586	0,803	0,310	0,108	0,023	0,035
P4- Argissolo Vermelho-Amarelo distrófico abrupto											
Ap	0-20	0,508	11,188	2,673	6,062	1,265	0,122	0,187	0,068	Nd	nd
Bt1	30-50	0,548	13,197	3,822	5,663	1,159	nd	0,225	0,074	0,007	nd
Bt2	60-80+	0,448	15,758	4,418	5,482	1,150	nd	0,250	0,090	0,008	nd
P5- Neossolo Flúvico Ta Eutrófico típico											
A	0-18	1,619	21,328	6,448	4,129	1,643	0,625	0,311	0,068	0,016	0,039
C1	40-60	1,282	21,017	6,394	4,391	1,297	0,629	0,309	0,066	0,016	0,040
C2	90-110	1,551	31,955	10,153	4,912	2,572	1,136	0,436	0,101	0,033	0,090

Quadro 8. Teores de elementos obtidos no ataque triácido da TFSA dos solos estudados (Continuação)

Horizontes	Profundidade (cm)	Ca	K	Mg	Ti	P	Mn	Ba	Cr	Pb	Zn
		----- g/kg -----									
P6- Cambissolo Háplico Tb distrófico típico											
Ap	0-15	0,222	14,515	4,401	3,934	0,670	0,027	0,262	0,065	0,008	0,031
Bi	15-30	0,027	13,710	4,249	3,545	0,469	0,021	0,290	0,058	0,006	nd
BC	30-50	0,021	14,018	3,821	3,080	0,589	nd	0,202	0,057	0,007	nd
C	50-70	0,001	19,117	4,444	3,890	1,055	nd	0,327	0,056	0,012	0,002
P7- Neossolo Litólico eutrófico fragmentário											
Ap	0-20	1,074	42,230	13,094	4,797	3,288	0,864	0,311	0,110	0,012	0,126
P8- Argissolo Acinzentado distrófico abrupto											
A1	0-14	0,809	30,301	10,253	5,904	1,852	0,305	0,458	0,090	0,009	0,035
A2	14-35	0,787	34,414	11,383	5,708	2,139	0,480	0,486	0,092	0,009	0,040
Bt	52-113	0,466	33,920	12,397	6,023	1,267	nd	0,462	0,121	0,013	0,006
BC	113-140+	0,125	39,905	14,787	5,991	1,707	nd	0,502	0,091	0,012	0,039
P9- Neossolo Litólico chernossólico fragmentário											
A	0-40	3,536	51,437	14,921	5,297	4,383	1,386	0,567	0,090	0,006	0,098
P10- Neossolo Litólico distrófico fragmentário											
Ap	0-10	0,119	44,184	12,811	5,183	0,830	0,292	0,439	0,090	0,001	0,043
RC	10-30	0,013	50,169	15,426	5,581	1,181	nd	0,563	0,096	0,022	0,085

Em observação inicial, a presença desse elemento nos solos estudados pode ser vinculada a possibilidade de substituto isomórfico de elementos como o K e Ca em minerais (Vásquez & Anta, 2009). Esta constatação está em concordância com a tendência do aumento nos teores de Ba nos perfis com expressiva contribuição da glauconita. Além disso, pode sinalizar a eventual influência carbonatos nos perfis com maiores teores de Ca^{2+} (P2, P3, P5, P7 e P9) (Vásquez & Anta, 2009).

A presença de Mn relaciona-se com o processo de sedimentação responsável pela formação do litossistema e afinidade geoquímica com Fe e P em solos glauconíticos (Jordan & Rippey, 2003; Wigley & Compton, 2007). A baixa variabilidade dos teores de Mn e Zn nos perfis confirma sua forte relação com o material de origem. Desta forma, mesmo em solos de origem sedimentar, a presença de elementos traço pode representar papel importante no aspecto ambiental. Em especial para solos glauconíticos, cuidado maior deve ser tomado diante os efeitos do Ba em plantas e vertebrados.

3.7. Composição mineralógica das frações areia, silte e argila dos solos

Os difratogramas de raios-x das frações areia (Figuras 7 e 8) e silte (Figuras 9 e 10) de todos os solos indicam similaridade na composição mineralógica. Em observação geral, estas frações apresentam reflexos característicos do quartzo (0,43; 0,34; 0,25 nm), micas (1,00; 0,500; 0,46; 0,33; 0,26 nm) e feldspatos-K (0,318; 0,298; 0,290 nm). Contudo, verifica-se que apenas os perfis P4 e P8, apresentam pouca expressividade de micas e feldspatos-K. Nestes casos, provavelmente relaciona-se com o maior grau de desenvolvimento pedogenético dos Argissolos.

Em relação aos aspectos cristalográficos do quartzo, a maior intensidade observada no reflexo d_{101} demonstra sua origem autigênica (Drees et al., 1989). Esta característica, juntamente com a presença da glauconita, reforça o modelo de formação litológica na Formação Serra da Saudade através de eventos de deposição em plataforma relativamente (Lima et al., 2007).

A mica predominante na fração areia dos perfis P1, P2, P3, P4, P5, P6 e P8 corresponde a muscovita. Baseado nos difratogramas e em aspectos morfológicos (cor esverdeada) desta fração, sugere que nos perfis P7, P9 e P10 ocorre predomínio da glauconita.

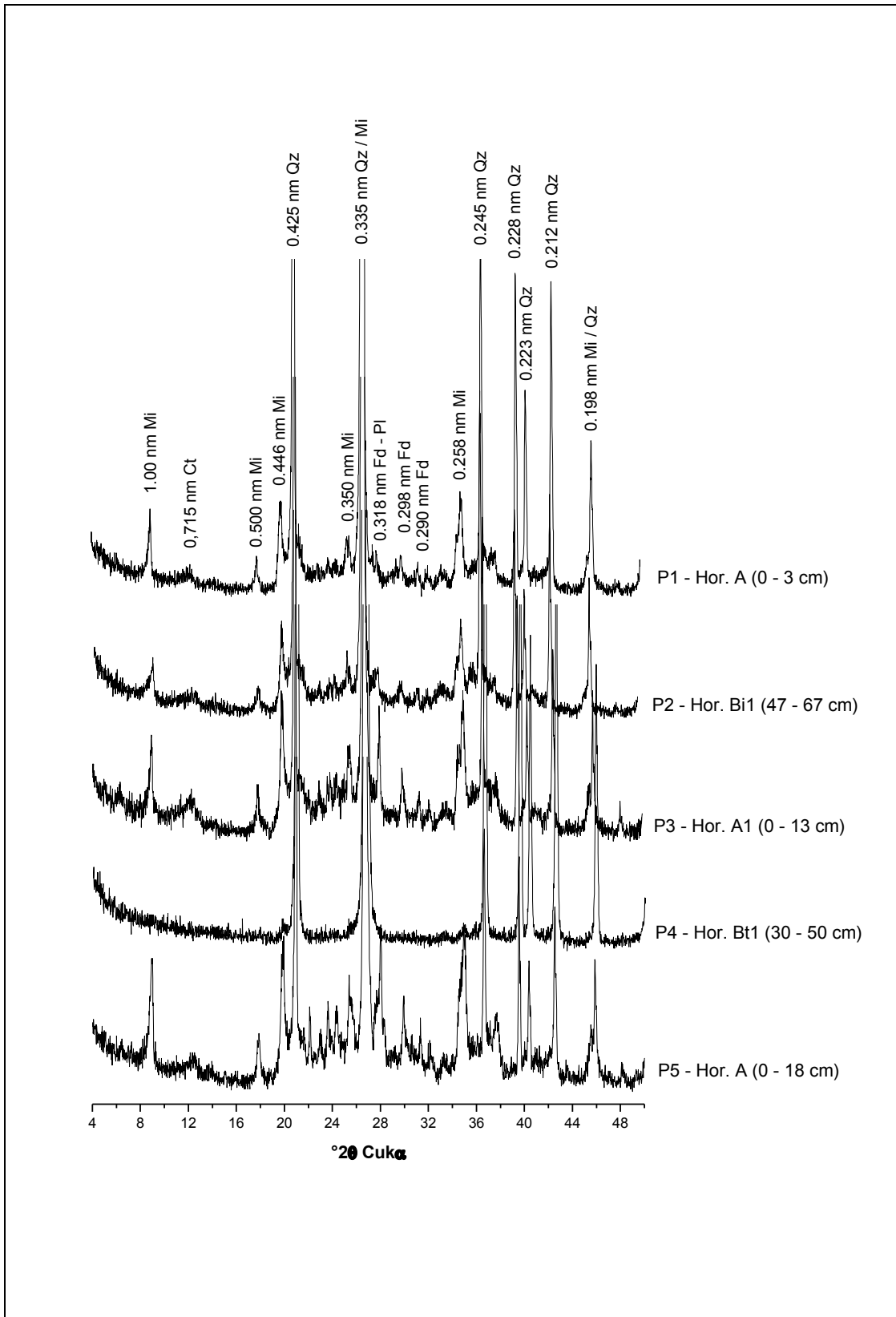


Figura 6. Difratoformas de raios-x da fração areia de horizontes representativos dos perfis que compõem a topossequência (P1, P2, P3, P4 e P5): Mi = mica; Qz = quartzo; Fd = feldspatos; Ct = caulinita.

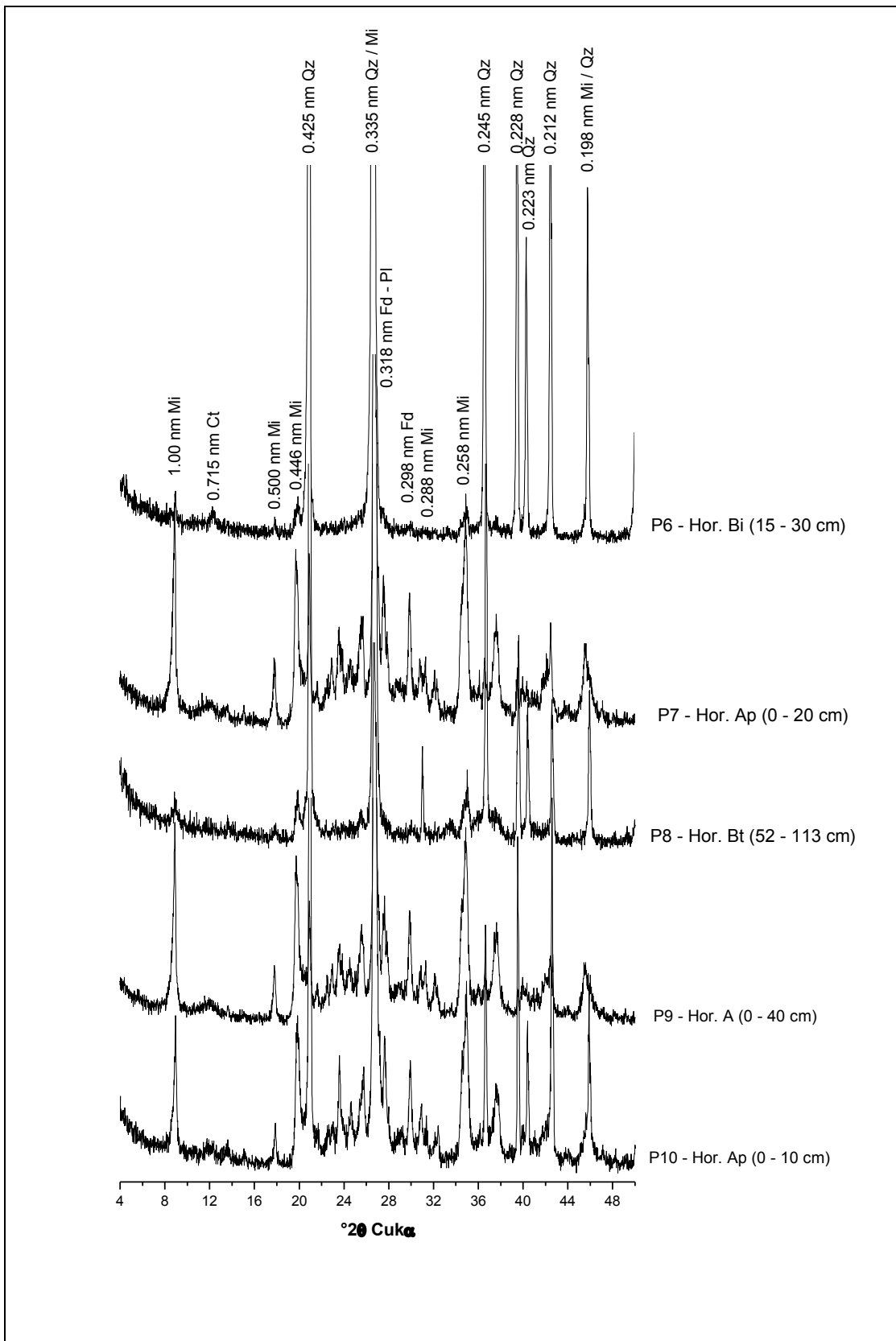


Figura 7. Difratoformas de raios-x da fração areia de horizontes representativos de P6, P7, P8, P9 e P10: Mi = mica; Qz = quartzo; Fd = feldspatos; Ct = caulinita.

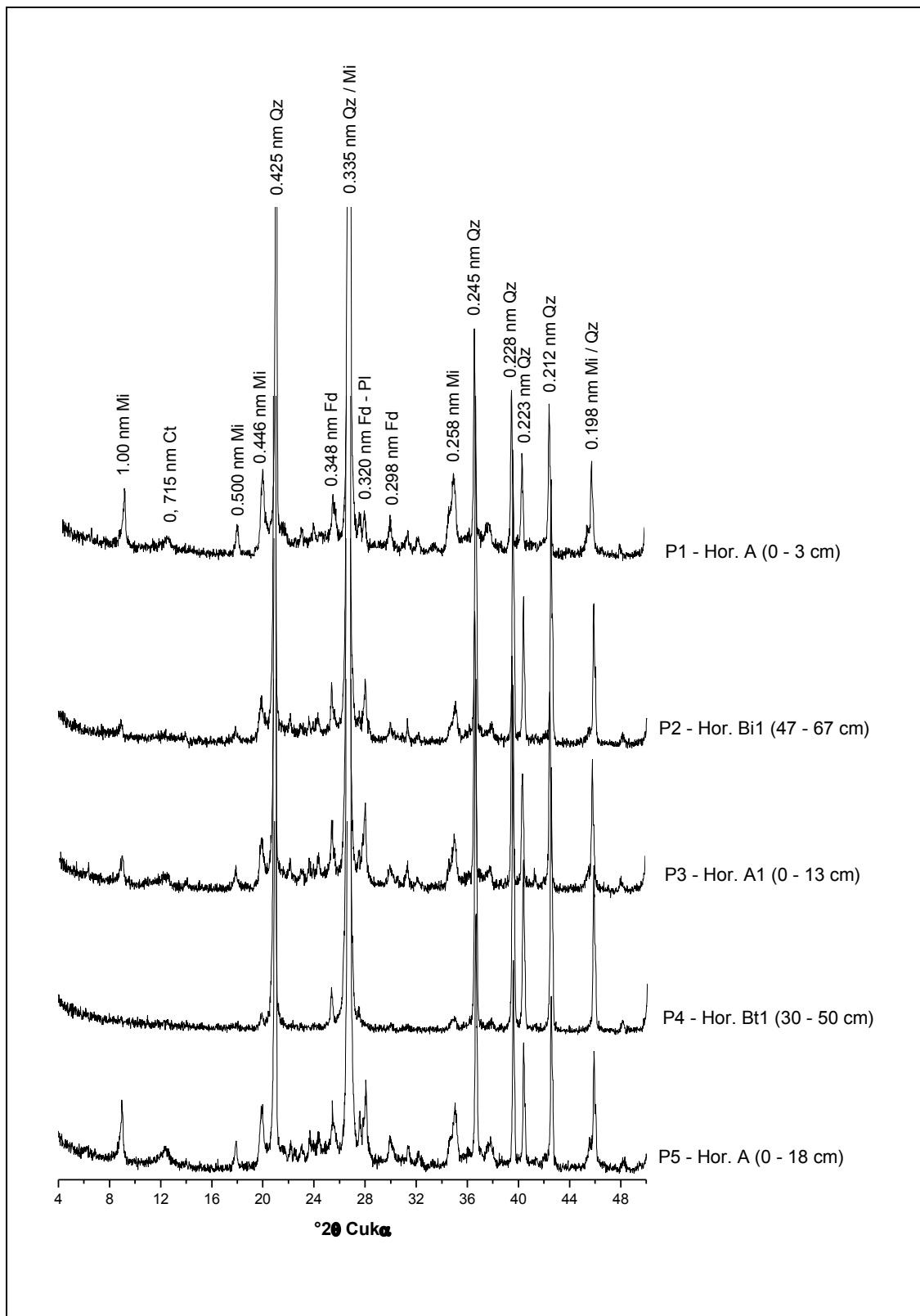


Figura 8. Difratomogramas de raios-x da fração silte de horizontes representativos dos perfis que compõem a topossequência (P1, P2, P3, P4 e P5): Mi = mica; Qz = quartzo; Fd = feldspatos; Pl = plagioclásios; Ct = caulinita.

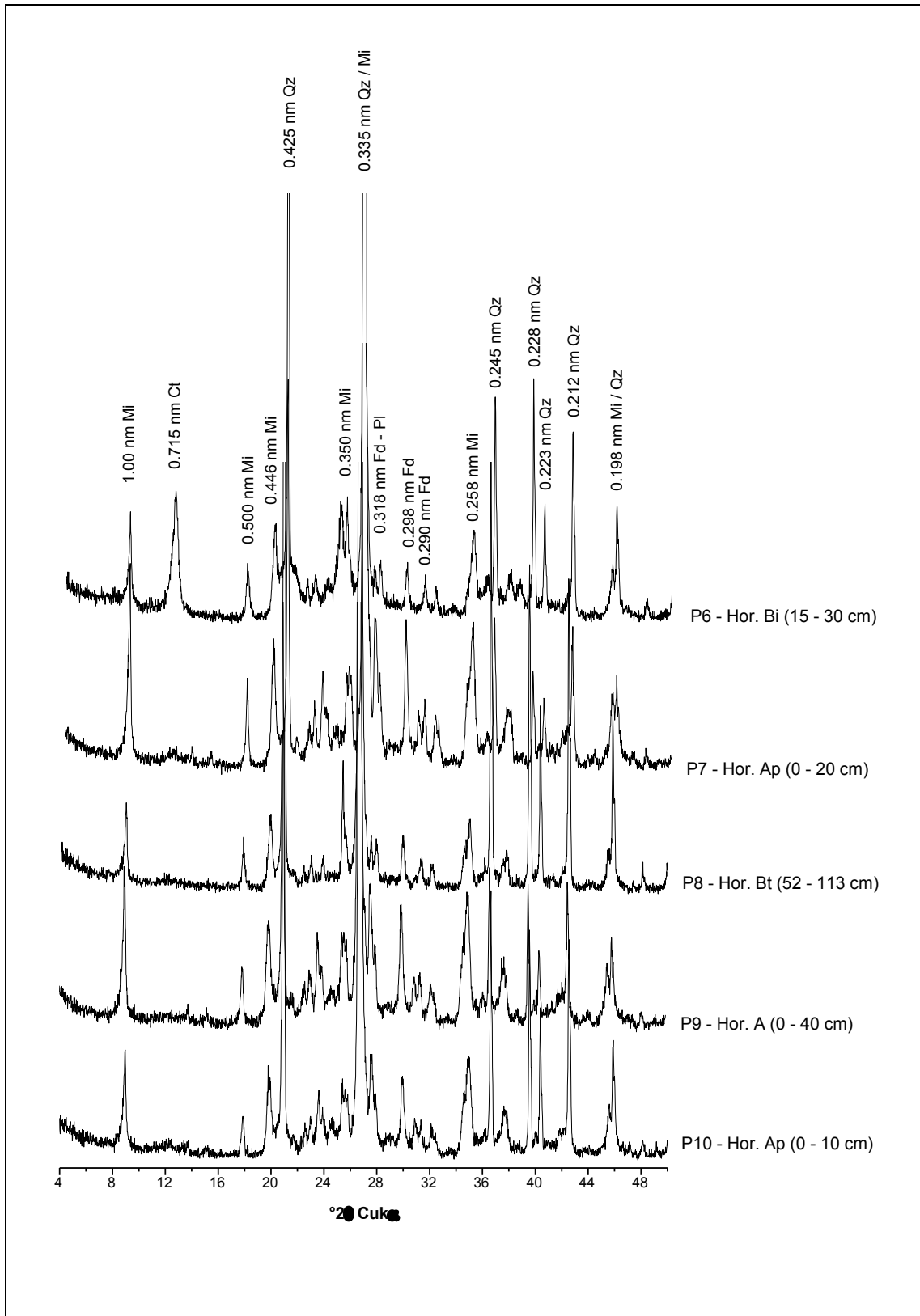


Figura 9. Difratoqramas de raios-x da fração silte de horizontes representativos de P6, P7, P8, P9 e P10: Mi = mica; Qz = quartzo; Fd = feldspatos; Pl = plagioclásios; Ct = caulinita.

A presença deste mineral nas frações grosseiras (areia e silte) também foi relatada por Tedrow (2002). Assim, para esses perfis, é possível maior susceptibilidade ao intemperismo e ocorrência de micas com maior disponibilidade de cargas superficiais (perda de K).

Ainda na fração areia e silte, constatou a presença da caulinita em todos os perfis. A ocorrência desse mineral possivelmente relaciona-se com seu elevado teor das frações finas e, como consequência, dificulta uma eficiente separação das frações por sedimentação. Além disso, corrobora inferências sobre o ajuste face a face da caulinita e micas proporcionando o selamento superficial nos solos estudados (Pereira et al., 2010).

Os minerais do grupo dos feldspatos identificados correspondem ao microclínio e anortita ($d_{004} = 0,318$ nm). Esses minerais potássicos e cálcicos, respectivamente, são comumente relacionados com a composição mineralógica do verdete (Martins et al., 2015). A presença da anortita poderia justificar em parte o aumento dos teores totais de Ca em alguns perfis. Porém, além da possibilidade de influência de materiais carbonáticos na área (Lima et al., 2007), é possível que o Ca^{2+} ocupe o espaço interlaminar na estrutura da glauconita (Fanning et al., 1989; Srasra & Trabelsi-Ayedi, 2000).

A interpretação dos difratogramas de raios-x da fração argila (Figuras 11, 12, 13, 14 e 15) demonstra diferenciação na evolução pedogenética dos solos estudados. De modo geral, os padrões de reflexão correspondem a glauconita, illita, caulinita, goethita e hematita. Vale ressaltar que baseado na semelhança em observações realizadas por Tardy & Duply (1994) e Moore & Reynolds (1997) adotou o termo illita para se referir aos minerais glauconita e illita na identificação dos difratogramas.

A presença do reflexo d_{002} (0,503 nm) sugere a coexistência de glauconita e illita em todos os perfis (Moore & Reynolds, 1997). Esta última espécie mineral relaciona-se com a composição do material de origem e, ou indicar evolução mineralógica da glauconita para espécies de maior reatividade (Tardy & Duply, 1994).

Embora os dados de CTC indiquem ocorrência de minerais de atividade alta em alguns perfis, os reflexos identificados não correspondem a nenhum mineral de caráter expansivo. Porém, os tratamentos aplicados nos perfis P2, P3, P5, P7 e P9 sugerem alguma variação de intensidade e deformação nos picos das micas. Esse fato pode ser atribuído ao caráter expansivo da glauconita (Manghnani & Hower, 1964;

Eberl & Srodón, 1986; Fanning et al., 1989) ou indicar algum grau de interestratificação com minerais de caráter expansivo, possivelmente esmectitas. Nesse contexto, sugere a possibilidade de presença de interestratificado glauconita-nontronita nos solos com CTC elevada.

A presença do reflexo característico do plano (001) da caulinita na maioria dos solos apresenta baixa intensidade, exceto no perfil P6. Esse fato relaciona-se possivelmente com a desordem estrutural desse mineral nos solos estudados ocasionada pelo processo de neoformação durante o desenvolvimento dos perfis. Esse fato justifica-se principalmente pela expressiva presença de minerais como feldspatos e micas os quais favorecem a liberação lenta de sílica.

Outro aspecto importante relacionado com a caulinita é a possibilidade de coexistência com clorita herdada do material de origem (Lima et al., 2007). Contudo, ao observar os difratogramas da fração argila submetida a tratamentos (P2, P3, P5, P7 e P9), verifica-se que o pico de primeira ordem da caulinita sofre colapso mediante o aquecimento a 550 °C, assim, descarta a possibilidade da presença da clorita.

Em relação aos óxidos de Fe, os reflexos de raios-x demonstram pouca dominância destes minerais nos solos estudados e indica predomínio da goethita em relação à hematita em todos os solos. Assim, confirma um ambiente pobre em Fe na forma de óxidos sinalizado pelos teores de Fe_d em todos os perfis.

Em síntese, os minerais identificados nas frações areia, silte e argila condizem e seguem a mesma tendência de evolução mineralógica descrita em solos do Grupo Bambuí e glauconíticos (Courber et al., 1981; Loveland, 1981; Tedrow, 2002; Baioumy & Boulis, 2012; Pereira et al., 2010; Skiba et al., 2014), porém, não confirmou a especulação de contribuição marcante de fosfatos na constituição do solo não foi evidenciada nos difratogramas de raios-x.

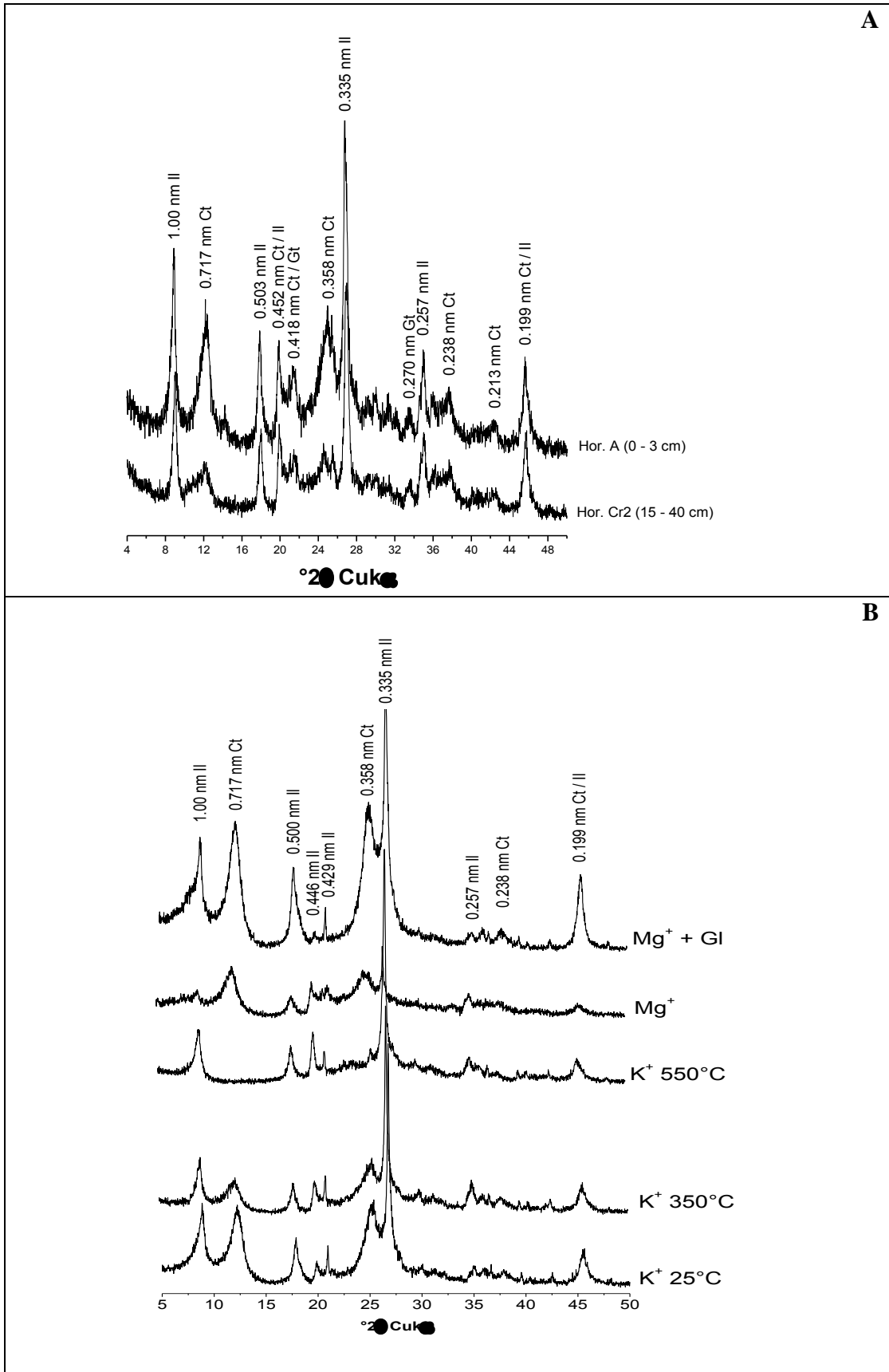


Figura 10. Difratomogramas de raios-x da fração argila de horizontes representativos do P1 (A) e sequência de tratamentos aplicados na fração argila do horizonte Bi1 do P2 (B): Il = ilita; Ct = caulinita; Gt = goethita.

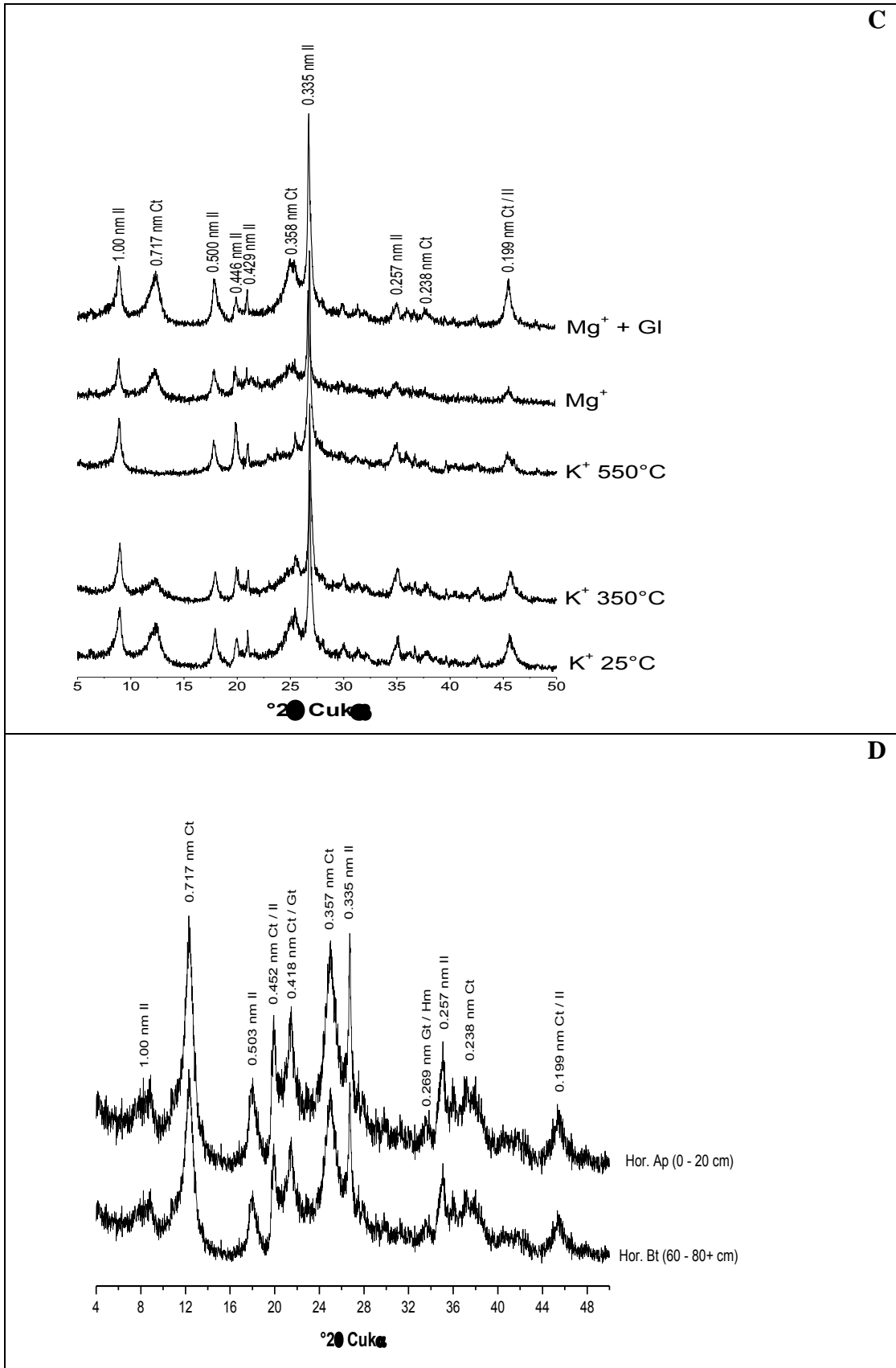


Figura 11. Difratogramas de raios-x da sequência de tratamentos aplicados na fração argila do horizonte A1 do P3 (C) e da fração argila de horizontes representativos do P4 (D): Il = Ilita; Ct = caulinita; Hm = hematita; Gt = goethita.

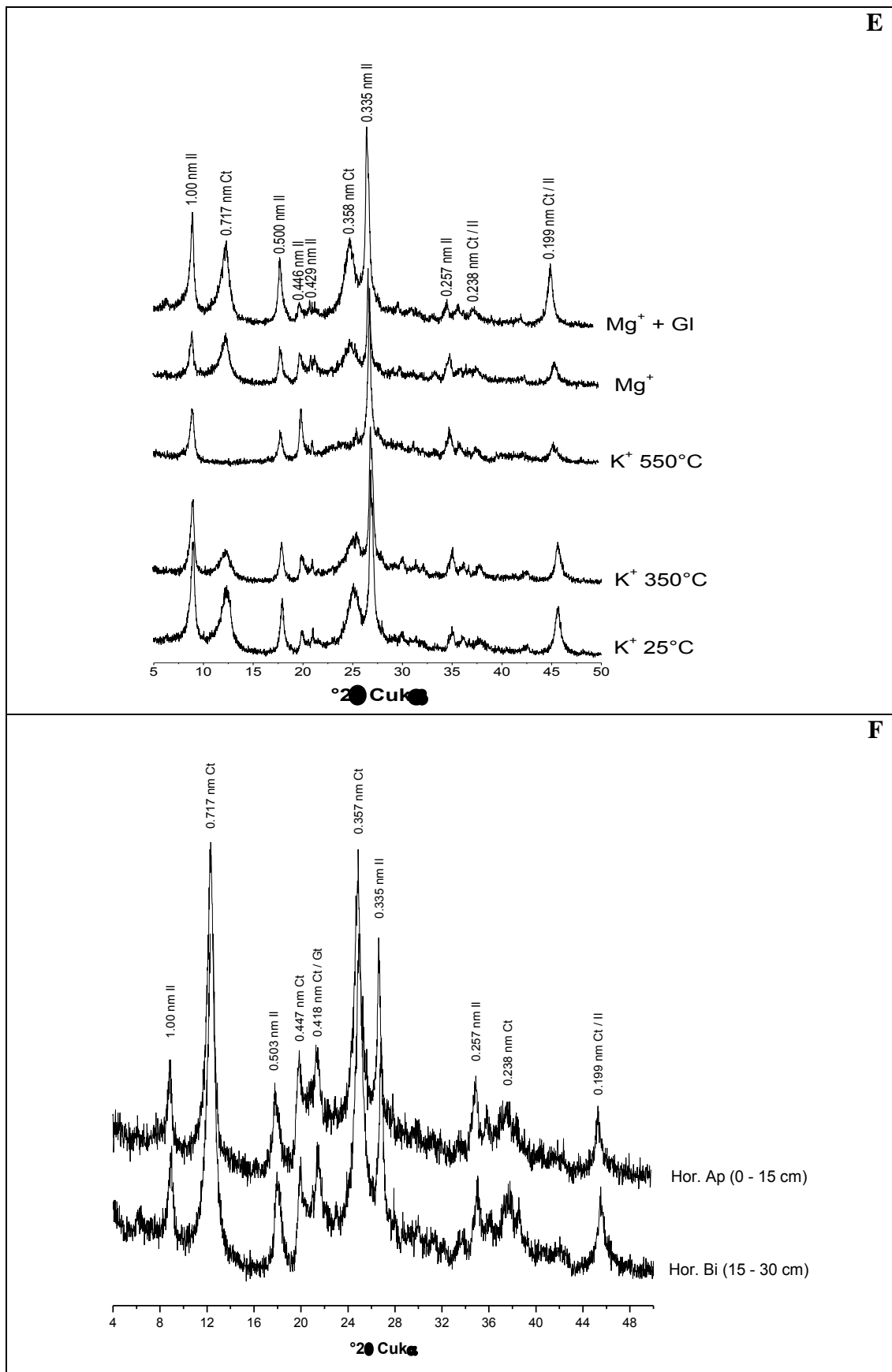


Figura 12. Difratogramas de raios-x da sequência de tratamentos aplicados na fração argila do horizonte A do P5 (E) e fração argila do perfil P6 (F): Il = ilita; Ct = caulinita; Gt = goethita.

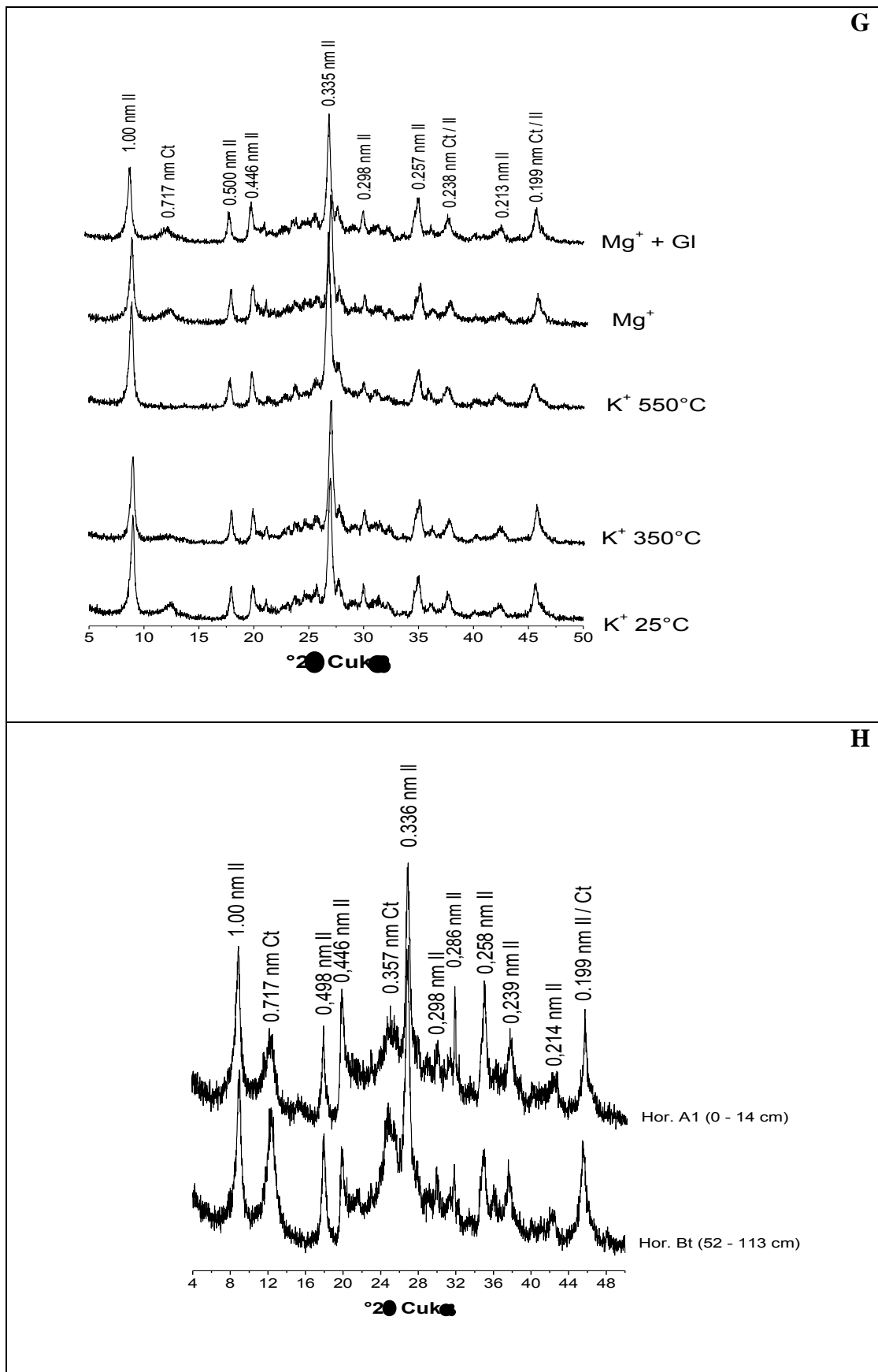


Figura 13. Difratogramas de raios-x da sequência de tratamentos aplicados na fração argila do horizonte A do P7 (G) e fração argila de horizontes representativos do P8 (H): Il = Ilita; Ct = caulinita; Gt = goethita.

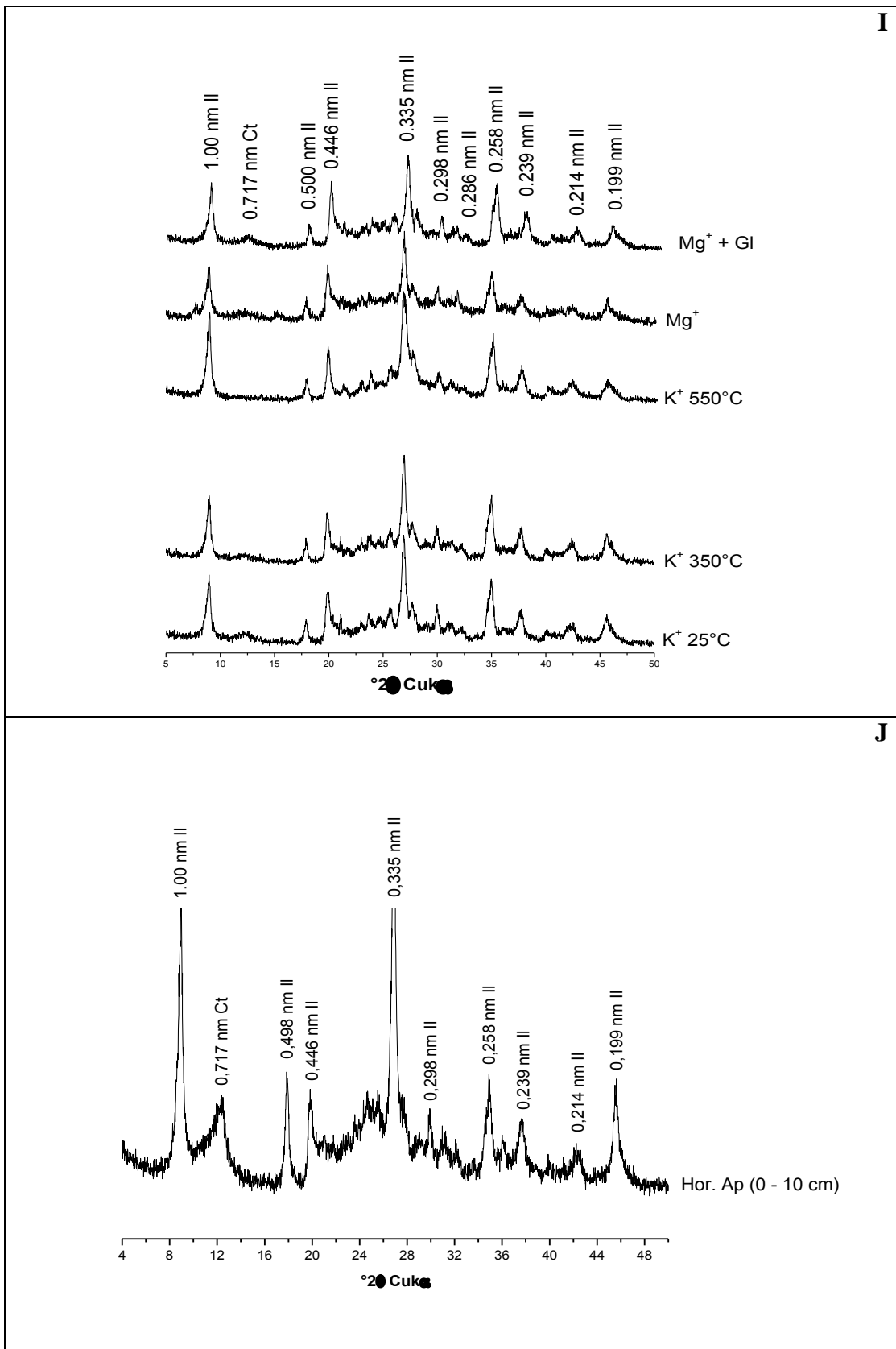


Figura 14. Difratomogramas de raios-x da sequência de tratamentos aplicados na fração argila do horizonte A do P9 (I) e horizontes representativos do P10 (J): Il = illita; Ct = caulinita; Gt = goethita.

4. CONCLUSÕES

Os dados apresentados e discutidos possibilitam estabelecer as seguintes conclusões:

1. Em ambientes de rochas glauconíticas predomina solos com pouco desenvolvimento pedogenético, baixa fertilidade natural e expressiva presença de alumínio trocável. Em alguns casos, observa-se solos com caráter eutrófico devido a elevada saturação por Ca^{2+} e Mg^{2+} no complexo de troca.
2. Sugere que a variação na composição química do material de origem e cobertura vegetal sejam os principais fatores de formação responsáveis pela diferenciação dos solos glauconíticos estudados. Assim, a tendência é encontrar horizontes superficiais caracterizados como chernozêmico ou moderado em áreas de influência de carbonática e maior deposição de biomassa. Em locais com verdete de baixa reserva química e vegetação campestre é comum a presença de solos com horizonte A fraco.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abudelgawad, G.; Page, A.L., Lund, L.J. Chemical weathering of glauconite. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 39, 567–571, 1975.
- 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.
- Almeida, J.R. Cronocromossequência de solos originários de rochas pelíticas do Grupo Bambuí. Viçosa, MG: UFV, 1979. 150p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição Vegetal) – Universidade Federal de Viçosa, 1979
- Alvarez V ., V.H.; Novais, R.F.; Dias, L.E.; Oliveira, J.A. Determinação e uso do fósforo remanescente. *B. Inf. Soc. Bras. Ci. Solo*, 52:27-32, 2000.
- Anderson, J. U. An improved pretreatment for mineralogical analysis of samples containing organic matter. *Clay and Clays Minerals*, 10: 380-388, 1963.
- Baioumy, H.M.; Boulis, S.N. Glauconites from the Bahariya Oasis: An evidence for Cenomanian marine transgression in Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 70:1-7, 2012.
- Bockheim, J.G.; Gennadiyev, A.N. The role of soil-forming process in the definition of taxa in soil taxonomy and the world soil reference base. *Geoderma*, 95:53-72, 2000.
- Braga, J.M.; Defelipo, B.V. Determinação espectrofotométrica de fósforo em extratos de solos e planta. *Revista Ceres*, Viçosa, v.21, n.113, p.73-85, 1974.

- Brauner, J.L.; Catani, R.A. Variação do teor de alumínio trocável do solo, influência pela aplicação de carbonato de cálcio. Anais da E.S.A. “Luiz de Queiroz”, Vol. XXIV, 1967.
- Buol, S.W.; Southard, R.J.; Graham, R.C.; McDaniel, P.A. Soil genesis and classification. 6th ed. Wiley-Blackwell, ISBN-13: 978-0-8138-0769-0, p. 543, 2011.
- Chaves A.G.; Heineck, C.A.; Tavares W.P. *Projeto Cedro do Abaeté*. Belo Horizonte. Convênio DNPM/CPRM 1971, 2v. (Rel. Final), 1971.
- Chiodi Filho, C.; Rodrigues, E.P.; Artur, A. C. Ardósias de Minas Gerais, Brasil: características geológicas, petrográficas e químicas. *Geociências*, v. 22, n.2, p.119-127, 2003.
- Camargo, M.N.; Klamt, E.; Kauffman, J.H Classificação de solos usada em levantamento pedológico no Brasil. *Boletim Informativo da Sociedade Brasileira de Ciência de Solo*, 12 (1): 11-33, 1987.
- COMIG/CPRM, Projeto São Francisco. Módulo 1, Belo Horizonte, CD-Room, 2002;
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil – CPRM. Projeto Sete Lagoas-Abaeté, Estado de Minas Gerais: Texto explicativo./ TULLER, M.P.; RIBEIRO, J.H.; SIGNORELLI, N., FÉBOLI, W. L.; PINHO, J.M.M. Orgs.-Belo Horizonte: CPRM-BH, 2009.
- CONSELHO NACIONAL DO MEIO AMBIENTE - CONAMA. Resolução no 420, de 28 de dezembro de 2009. Diário Oficial [da] República Federativa do Brasil, Brasília, DF, nº 249, de 30 de dez. 2009. p.81-84. Disponível em <<http://www.mma.gov.br/port/conama/legiano1>>. Acesso em 22 maio. de 2015.
- Courber, C.; Velde, B. Meunier, A. Wethering of glauconites: reversal of the glauconitization process in a soil profile in western France. *Clay Minerals*, 16: 231-243, 1981.
- Dardenne, M.A., Trompette, R., Magalhães, L.F. & Soares, L.A. Proterozoic and Cambrian phosphorites -regional review: Brazil. *In*: P.J. Cook & J.H. Shergold (eds.) *Phosphate deposits of the World. Proterozoic and Cambrian Phosphorites*, Cambridge University Press, Cambridge, p. 116-131, 1986.

- Dooley, J.H. Baseline Concentrations of Arsenic, Beryllium and Associated Elements in Glauconite and Glauconite Soils in the New Jersey Coastal Plain. N.J. Geol. Survey. Trenton. p.238, 2001.
- Dong, D.; Ramsey, M.H.; Thornton, I. Effect of soil pH on Al availability in soils and its uptake by the soybean plant (*Glycine max*). Journal of Geochemical Exploration 55: 223-230, 1995.
- Drees, L.R.; Wilding, L.P.; Smeck, N.E.; Senkayi, A.L Silica in soils: quartz and disordered silica polymorphs. In: DIXON, J.; WEED, S.B. Minerals in soil environments. Madison: Soil Science Society of America, 1989. Chap. 19, p.913-974. (SSSA. Book Series, 1).
- El-Amamy, M.M.; Page, A.L.; Abudelgawad, D., Chemical and mineralogical properties of glauconitic soil as related to potassium depletion. Soil Sci. Soc. Am. J. 46, 426-430, 1982.
- EMBRAPA – CENTRO NACIONAL DE PESQUISA DE SOLO. Manual de método e análise de solo. 2.ed. Rio de Janeiro, RJ: EMBRAPA Solos, 2011. 230p. - (Documentos /Embrapa Solos, ISSN 1517-2627;132)
- EMBRAPA – EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Rio de Janeiro, Centro Nacional de Pesquisa de Solos. 2013. 353p.
- Eerl, D.D.; Srodón, J.; Northrop, H.R. Potassium fixation in smectite by wetting and drying. In: DAVIS, J.A.; HAYES, K.F.(Ed.). Geochemical processes at mineral surface. Washington: American Chemical Society 1986. P. 296-326. (American Chemical Society Symposium Series, 323).
- Ernani, P. R.; Almeida, J.A.; SANTOS, F.C. Potássio. In; Novais et al., 2007. Fertilidade do Solo. Viçosa, MG: SBCS, 2007. 1017p.
- Fanning, D.S. et al. Micas. In: Dixon, J.B.; WEED, S.B. (Eds.). Minerals in soil environments. 2ª ed. Madison: Soil Science Society of America, p. 551-634, 1989a.
- Guimarães, D. Ocorrência de fosforita no município de Abaeté, Minas Gerais. DNPM-DGM. Notas Preliminares e estudos, n.144, 18p., 1967.

- Grossi-Sad, J. H.; Chiodi Filho, C.; Chiodi, D.K. Panorama do setor de ardósias do Estado de Minas Gerais, Brasil. Belo Horizonte: Cia. Mineradora de Minas Gerais - COMIG, 1998. v. 2, (versão em CD-ROM, 2002).
- Hechman, J.R.; Tedrow, J.C.F. Greensand as a soil Amendment. Better Crops, p. 16-17, vol.88, n.2, 2004.
- Harris, W.; Norman White, G. Methods of Soil Analysis. Part 5. Mineralogical Methods. WI 53711-1086, 2008.p. 81-113.
- INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA – INMET. Balanço hídrico climatológico e armazenamento de água no solo na localidade de Pompéu-MG no período de 1961 – 1990. Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/portal/>> Acesso em 18 de Janeiro de 2015.
- Jackson, M. L. Soil Chemical Analysis. 498 pp — Prentice-Hall, Inc., N. Jersey, 1958,
- Jordan, P.; Rippey, B. Lake sedimentary evidence of phosphorus, iron and manganese mobilisation from intensively fertilised soils. Water Research, 37: 1426-1432, 2003.
- Juchsch, I.; Costa, L.M.; Moura Filho, W.; Ribeiro, A.C.; Soprano, E. Efeito da calagem na dispersão de um Latossolo Vermelho-Escuro. Revista Ceres, Viçosa, v.33, n.189, p. 456-460, 1986.
- Kämpf, N.; Resende, M.; Curi, N. Iron oxides in Brazilian Oxisols. In: INTERNATIONAL SOIL CLASSIFICATION WORKSHOP: CLASSIFICATION, CHARACTERIZATION AND UTILIZATION OF OXISOLS, 8., 1986, Rio de Janeiro, Proceedings. Rio de Janeiro, Embraspa, SMSS, AID, UPB, 1988. Part 1. P.71-77.
- Kämpf, N. & Curi, N. Óxidos de ferro: indicadores de ambientes pedogenéticos e geoquímicos. In: Novaies, R.F.; ALVAREZ V., V.H. & SCHAEFER, C.E.G.R., Eds. Tópicos em ciência do solo. Viçosa, MG, SBCS, 1:107-138, 2000.
- Köppen, W. Klassifikation der klimate nach temperature, niederschlag und jahreslauf. Petermanns Geographische Mitteilungen, Gotha, v. 64, p. 193-203, 1918.

- Kehrig, A.G. As relações Ki e Kr no solo. Rio de Janeiro: IQA, 1949. 64 p. (Boletim do instituto de Química Agrícola n. 13).
- Komadel, P., Madejova, J., Stucki, J.W., Reduction and reoxidation of nontronite: questions of reversibility. *Clay Clay Miner.* 43, 105–110, 1995.
- Lima, O.N.B. Grupo Bambuí: Estratigrafia regional no Alto Rio São Francisco e geologia dos depósitos fosfáticos da Serra da Saudade – MG. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 142p., 2005.
- Lima, O.N.B.; Uhlein, A.; Brito, W. Estratigrafia do Grupo Bambuí na Serra da Saudade e geologia do depósito fosfático de Cedro do Abaeté, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 37 (4-suplemento): 204-215, 2007
- Loveland, P.J. Weathering of a soil glauconite in southern England. *Geoderma*, 25: 35-54, 1981.
- Manghnani, M.H.; Hower, J. Glauconites: Cation exchange capacities and infrared spectra Part II. Infrared absorption characteristics of glauconites. *The American mineralogist*, vol. 49, 1964.
- McKeague, J.A.; Day, J.H. Dithionite and oxalate - extractable Fe and Al as Aids in differentiating various classes of soils. *Can. J. Soil Sci.*, v.46, p.13- 22, 1966.
- Mehra, J.P.; Jackson, M.L. Iron oxides removal from soils and clays by a dithionite-citrate-bicarbonate system buffered with bicarbonate sodium. *Clay Clay Miner.*, v.7, p.317-327, 1960.
- Martins, V.; Gonçalves, A.S.F.; Marchi, G.; Guilherme, L.R.; Martins, E.S. Solubilização de potássio em misturas de verdete e calcário tratadas termoquimicamente. *Pesq. Agropec. Trop.* V.45, n.1, p.66-72, 2015.
- Morrás, H.J.M. Mineralogy and cation exchange capacity of the fine silt fraction in two soils from the southern Chaco Region (Argentina). *Geoderma*, 64: 281-295, 1995.
- Oliveira, L.B.; Fontes, M.P.F.; Ribeiro, M.R.; Ker, J.C. Micromorfologia e Gênese de Luvisolos e Planossolos desenvolvidos de rochas metamórficas no semi-árido brasileiro. *R. Bras. Ci. Solo*, 32: 2407-2423, 2008.

- Pereira, T.T.C.; 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. *R. Bras. Ci. Solo*, 34: 1283-1295, 2010.
- Pereira, M.G. & Anjos, L.H.C. Formas extraíveis de ferro em solos do Estado do Rio de Janeiro. *R. Bras. Ci. Solo*, 23:371-382, 1999.
- Ribeiro, A.C.; Guimarães, P.T.G.; Alvarez V., V.H. (Eds.). Recomendações para o uso de corretivos e fertilizantes em Minas Gerais – 5ª aproximação. Viçosa?: UFV, 1999. 359p.
- Ribeiro, J. F; Walter, B. M. T. As principais fitofisionomias do Bioma Cerrado. In.: Sano, S. M; Almeida, S. P; Ribeiro, J. F. *Ecologia e flora*. Brasília: EMBRAPA, 2008. v. 1, p. 152-212.
- Ruiz, H.A. Incremento da exatidão da análise granulométrica do solo por meio da coleta da suspensão (silte + argila). *R. Bras. Ci. Solo*, 29:297-300, 2005.
- Sá Júnior, A.; Carvalho, L.G.; Silva, F.F.; Carvalho Alves, M. Application of the Köpper classification for climatic zoning in the state of Minas Gerais, Brazil. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 108, p. 1-7, 2012.
- Santos, W.O. Solubilização e concentração de potássio do verdete por meio de tratamentos físicos, químicos e biológicos. Tese (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) – Universidade Federal de Viçosa, 2012.
- Santos, R. D.; Lemos, R.C.; Santos, H.G.; Ker, J.C.; Anjos, L.H.C.; Shimizu, S.H. Manual de descrição e coleta de solo no campo. 6. ed. Rev. ampl. – Viçosa, MG: SBCS, 2013. 100p.
- Srasra, E.; Trabelsi-Ayedi, M. Textural properties of acid activated glauconite. *Applied Clay Science*, 17: 71-84, 2000.
- 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.

- Skiba, M.; Maj-Szeliga, K.; Szymanski, W.; Blachowski, A. Weathering of glauconite in soils of temperate climate as exemplified by a Luvisol profile from Góra Puławska, Poland. *Geoderma*, 212-226, 2014.
- Sparks, D.L.; Huang, P.M. Physical chemistry of soil potassium. In: Munson, R.D. (Ed.). *Potassium in agriculture*. Madison: Soil Science Society of America, 1985, p. 201-276.
- Sposito, G. *The chemistry of soils*. New York, Oxford University Press, 1989. 304p.
- Souza, R.V.C. et al. Caracterização de solos em uma topoclimossequência no maciço de Triunfo – Sertão de Pernambuco. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, vol.4, 2010.
- Stewart, W.M.; Hossner, L.R. Factores affecting the ratio of cation exchange capacity to clay content in lignite overburden. *Journal Environment Quality*, v.30, p.1143-1149, 2001.
- Tedrow, J.C.F. *Greensand and Greensand Soils of New Jersey: A Review*. Department of Ecology Evolution and Natural Resources, Rutgers University, New Brunswick, NJ, 2002.
- Uhlein, A.; Lima, O.N.B.de, Fantinel, L.M.; Baptista, M.C. Estratigrafia e evolução geológica do Grupo Bambuí, Minas Gerais. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Roteiro Geológico. Excursão 2, CD Room, Araxá, 33 p., 2004.
- Vázquez, F.M. & Anta, R. C. Niveles genéricos de metales pesados y otros elementos traza em suelos de Galicia. Xunta de Galicia, 2009. 229p.
- Vance, G.F.; Stevenson, F.J.; Sikora, F.J. Environmental chemistry of aluminum-organic complexes. In: SPOSITO, G. (Ed.). *The environmental chemistry of aluminum*. 2.ed. Flórida: Lewis Publishers, 1996. p.169-220.
- Wigley, R.; Comptom, J.S. Oligoceno to Holocene glauconite-phosphorite grains from the Head of cape canyon on the western margin of South Africa. *Deep-Sea Research II* 54, 1375-1395, 2007.

CAPÍTULO 3

ASPECTOS FÍSICOS, QUÍMICOS E MINERALÓGICOS DE LATOSSOLOS FORMADOS EM LITOSSEQUÊNCIA DE ROCHAS TUFÍTIAS E PELÍTIAS

RESUMO

SILVA FILHO, Luiz Aníbal, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, junho de 2015. **Aspectos físicos, químicos e mineralógicos de Latossolos formados em litossequência de rochas tufíticas e pelíticas.** Orientador: João Carlos Ker. Coorientador: Maurício Paulo Ferreira Fontes.

Os Latossolos representam amplo domínio no território do Estado de Minas Gerais. Contudo, o refinamento de informações sobre as propriedades desses solos representa avanço no manejo agrícola e taxonomia. O objetivo deste trabalho foi caracterizar física, química e mineralogicamente Latossolos em litossequência de rochas tufíticas e pelíticas buscando identificar peculiaridades que possam contribuir para refinamento da taxonomia desta classe de solos. Para tanto, foram coletadas quatro amostras de horizontes Bw de diferentes Latossolos (LVA1, LV1, LV2 e LV3) e efetuadas análises físicas e químicas de rotina, digestão sulfúrica na TFSA, digestão total, dissolução seletiva de óxidos de Fe e Al com ditionito-citrato-bicarbonato e oxalato ácido de amônio e caracterização mineralógica das frações areia, silte e argila. Os resultados obtidos demonstram que: a) elevada substituição isomórfica de Fe³⁺ por Al³⁺ na goethita e predomínio de gibbsita no LVA confirma

uma superfície geomórfica mais antiga; b) no LV1 o elevado teor de P_2O_5 (ataque sulfúrico) relaciona-se principalmente com a presença de miniulita nas frações silte e argila; c) Os elevados teores de Al^{3+} e presença de gibbsita nos Latossolos derivados de rochas pelíticas (LV2 e LV3) confirmam a influência de material pré-intemperizado na formação desses solos.

ABSTRACT

SILVA FILHO, Luiz Aníbal, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, June, 2015. **Physical, chemical and mineralogical aspects of Oxisol formed in lithosequence of tuffitic and pelitic rocks.** Adviser: João Carlos Ker. Co-adviser: Maurício Paulo Ferreira Fontes.

Oxisols domain a large territory in the State of Minas Gerais. However, the refinement of information on the properties of these soils represents progress in agricultural management and taxonomy. The objective of this study was to characterize physically, chemically and mineralogically Latosols in lithosequence of tuffitic and pelitic rocks, trying to identify peculiarities that can contribute to the refinement of the taxonomy of this type of soil. To this end, four samples of Bw horizons were collected from different Oxisol (LVA1, LV1, LV2 and LV3) and were carried out routine physical and chemical analyses, sulfuric digestion in the TFSA, total digestion, selective dissolution of oxides of Fe and Al with dithionite-citrate-bicarbonate and acid ammonium oxalate and mineralogical characterization of sand, silt and clay fractions. The results show that: a) high isomorphic substitution of Fe^{3+} Al^{3+} into the goethite and the predominance of gibbsite in the LVA confirm an earlier geomorphic surface; b) The high P_2O_5 content (sulfuric attack) relates mainly to the presence of miniulita in silt and clay fractions; c) The high contents of Al^{3+} and the presence of gibbsite in derivatives Oxisol of pelitic rocks (LV2 and LV3) confirm the influence of pre-weathered material in the formation of these soils.

1. INTRODUÇÃO

A ordem dos Latossolos abrange 50 % da área do território do Estado de Minas Gerais. Nestes solos desenvolvem-se atividade agrícola com elevado nível tecnológico, as quais constantemente necessitam de aprimoramentos em relação ao sistema de produção visando uma exploração sustentável. Neste aspecto, o conhecimento das propriedades do solo representa a base para estabelecer sistemas de manejo adequado.

Formados sobre diferentes materiais de origem, os Latossolos apresentam determinadas peculiaridades em relação as suas propriedades morfológicas, físicas, químicas e mineralógicas. Contudo, os minerais presentes no solo, tanto no que se refere aos aspectos qualitativos e quantitativos, desempenham papel importante na no comportamento físico e químico. Assim, destacam-se os componentes da fração argila e sua influência na dinâmica de nutrientes.

Em especial, os Latossolos derivados de rochas máficas, verificam-se expressivo teor de óxidos de Fe, teor de P_2O_5 , elementos traço e atração magnética. Essas propriedades foram comumente avaliadas ao longo dos anos visando aprimorar a taxonomia e, sobretudo, direcionar estudos relacionados à disponibilidade de nutrientes. Porém, em função da variabilidade da composição química do material de origem, se faz necessária avaliação desses solos, sobretudo, para auxiliar nos critérios de sua classificação.

Em relação aos Latossolos derivados de rochas pelíticas, a influência de matérias com diferentes estádios de intemperismo, tende a favorecer uma fração

argila com diferentes componentes mineralógicos. Neste sentido, os eventos responsáveis pela evolução da paisagem local representam o principal fator na determinação da composição mineralógica.

Frente aos fatores de formação do solo e as diferentes características que os Latossolos podem apresentar, este trabalho teve como objetivo ampliar o conhecimento sobre a classe dos Latossolos formando no Estado de Minas Gerais. Para isto, foram estabelecidos os seguintes objetivos:

- Investigar as propriedades físicas, químicas e mineralógicas de Latossolos em litossequência de rochas tufíticas e pelíticas;
- Avaliar os teores de P_2O_5 e elementos traço no Latossolo derivado de tufito;
- Identificar propriedades químicas e mineralógicas que possam ser avaliadas em trabalhos futuros;

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1. Descrição dos locais de coleta das amostras de solo

Foram coletadas, entre 80 a 100 cm de profundidade, amostras de horizontes diagnósticos subsuperficiais de quatro Latossolos ao longo de uma litossequência entre as microrregiões de Patos de Minas e Três Marias (Figura 1 e Quadro 1).

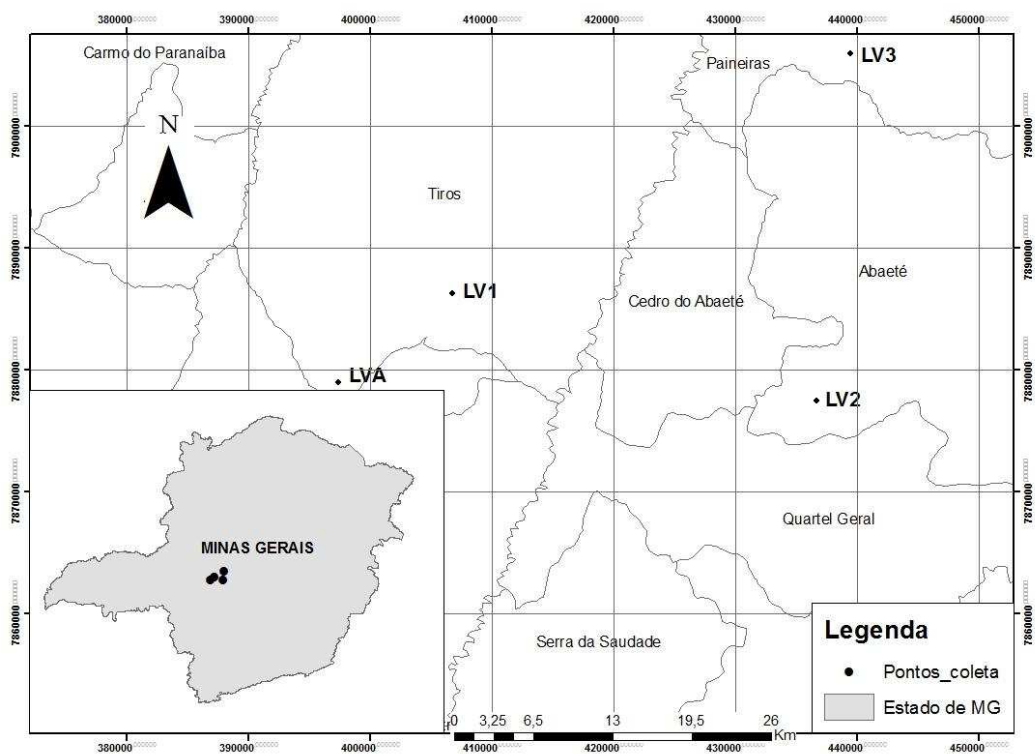


Figura 1. Localização dos solos estudados.

Quadro 1. Classificação, localização, material de origem e altitude dos solos estudados.

Perfis	Classificação ^{1/}	Local de coleta	Material de Origem	Unidade geológica	Altitude (m)
LVA	Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico	Tiros-MG	Cobertura sobre Tufito	Grupo Mata da Corda	1135
LV1	Latossolo Vermelho acriférico	Tiros-MG	Tufito	Grupo Mata da Corda	1003
LV2	Latossolo Vermelho distrófico	Abaeté-MG	Sedimentos argilo-siltosos	Grupo Bambuí	694
LV3	Latossolo Vermelho distrófico	Paineiras-MG	Sedimentos argilo-siltosos	Grupo Bambuí	647

^{1/}Sistema Brasileiro de Classificação de Solos - SiBCS (Embrapa, 2013)

Após descrição morfológica da cor, efetuou coleta da amostra de solo de cada perfil de solo de acordo com recomendações estabelecidas por Santos et al., (2013), o material foi submetido a secagem ao ar e posteriormente efetuou os procedimentos para obter a terra fina seca ao ar – TFSA (Embrapa, 2011) utilizada nas análises físicas, químicas e mineralógicas.

2.2. Análises físicas

Determinou-se a composição granulométrica de acordo com Embrapa (2011) adotando o incremento da exatidão proposta por Ruiz (2005). A argila dispersa em água (ADA), grau de flocculação (GF), densidade de partículas (Dp) e relação silte/argila foram determinadas conforme Embrapa (2011).

2.3. Análises químicas

Utilizou métodos preconizados pela Embrapa (2011) para determinar: pH em água e em KCl 1 mol L⁻¹ (relação solo:líquido de 1:2,5); Ca²⁺ e Mg²⁺ trocáveis extraídos com KCl 1 mol L⁻¹ e determinados por espectrofotometria de absorção atômica; Na, K e P disponíveis extraídos com Mehlich-1 (HCl 0,05 mol L⁻¹ e H₂SO₄ 0,0125 mol L⁻¹), onde Na e K foram determinados por fotometria de chama e o P determinado por colorimetria após dosagem recomendada por Braga e Defelipo (1974); Acidez trocável (Al³⁺) determinada por titulometria após extração com KCl 1 mol L⁻¹; Acidez potencial (Al + H) determinada por titulometria após extração com Ca(OAc)₂ 0,5 mol L⁻¹ a pH 7,0. O carbono presente em compostos orgânicos no solo (C.O) foi determinado pelo processo de Walkley-Black (1934). A determinação do fósforo remanescente (P-rem) foi realizada conforme Alvarez et al., (2000). Para avaliar a contribuição da fração silte na CTC total do solo, determinou o valor S e teor de Al³⁺ nesta fração do solo.

Posteriormente foi calculada a soma de cátions trocáveis (Valor S) = (Ca²⁺ + Mg²⁺ + Na⁺ + K⁺); CTC a pH 7,0 (Valor T) = Valor S + (H + Al); Saturação por bases (V%) = Valor S x 100 / Valor T; Saturação por Al³⁺ (m%) = (Al³⁺ x 100) / (Valor S + Al³⁺).

2.4. Ataque Triácido

Efetuiu a solubilização dos constituintes da TFSA por meio do ataque triácido (nitríco-fluorídrico-clorídrico) conforme Embrapa (2011). Posteriormente determinou por espectroscopia de emissão ótica em plasma induzido os teores dos elementos Mg, Mn, Ba, Co, Cr, Cu, Ni e Zn.

2.5. Extração de Fe e Al de óxidos pedogênicos

Submeteu a fração argila a extrações com ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) obtendo assim um extrato com formas de Fe e Al proveniente de óxidos cristalinos, baixa cristalinidade e materiais não cristalinos (amorfo) (Mehra & Jackson, 1960). Na fração argila, para extrair apenas as formas Fe e Al oriundo de óxidos de baixa cristalinidade e de materiais não cristalinos, utilizou oxalato de amônio ácido (OAA) (McKeague & Day, 1966). A determinação dos teores de Fe e Al no extrato foram realizados por espectrofotometria de absorção atômica.

2.6. Análises Mineralógicas

Após remoção da matéria orgânica (Anderson, 1963) as amostras de TFSA foram submetidas à separação das frações areia, silte e argila (Embrapa, 2011). As lâminas das frações areia e silte foram montadas em pó. A fração argila natural foi montada em lâminas orientadas (esfregaço).

O equipamento utilizado foi o difratômetro de raios-X Shimadzu XRD-6100 do laboratório de mineralogia da Universidade Federal Rural de Pernambuco (UFRPE/UAG), com anodo de Cu (radiação $\text{CuK}\alpha$), monocromador de grafite e configurado na tensão de 30 kV e corrente de 30 mA. O equipamento operou com uma velocidade de varredura de $0,01^\circ 2\theta$ para cada segundo e faixa de varredura de 4 a $50^\circ 2\theta$.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1. Características físicas

Os resultados das análises físicas dos horizontes diagnósticos subsuperficiais dos Latossolos estudados (Quadro 2) demonstram algumas variações relacionadas principalmente com o material de origem. A composição da TFSA apresentou teores de argila com variação de 546 a 886 g kg⁻¹, enquadrando todos os solos em classes texturais argila e muito argilosa. O predomínio da fração argila além de ser uma característica da classe dos Latossolos, condiz com a natureza máfica (LVA e LV1) e pelítica (LV2 e LV3) do material de origem.

Para os teores de silte, verificaram-se valores entre 60 e 147 g kg⁻¹ os quais refletem uma relação silte/argila típica de horizonte B latossólico (Embrapa, 2013). Os valores médios da argila dispersa em água (ADA) e grau de floculação (GF) foram de 8 e 89%, respectivamente. Esses resultados condizem com o elevado grau de estabilidade estrutural dos Latossolos (Ferreira et al., 1999; Donagemma et al., 2003).

A densidade de partículas apresentou valores entre 2,62 e 2,77 kg dm⁻³, condizentes com a composição do material de origem, isto é, os maiores valores foram encontrados em solos derivados de rochas máficas (LVA e LV1) e os menores em solos derivados de sedimentos (LV2 e LV3).

As cores apresentadas pelos solos estudados situam-se nos matizes entre 2,5 YR e 5 YR. Este último padrão de cor foi observado no LVA localizado na superfície geomórfica mais elevada, possivelmente, o aspecto amarelado relaciona-se com o paleoambiente favorável a formação da goethita.

Quadro 2. Características físicas dos horizontes B dos solos estudados.

Perfis	Composição da TFSA ^{1/}				ADA ^{2/}	GF ^{3/}	Silte Argila	Dp ^{4/}	Classe Textural	Cor ^{5/}
	Areia Grossa	Areia Fina	Silte	Argila						
	----- g kg ⁻¹ -----				%			kg dm ³		
LVA	11	43	60	886	10	88	0,07	2,77	Muito argilosa	5 YR 4/6
LV1	78	248	128	546	11	80	0,23	2,77	Argila	2,5 YR 3/6
LV2	6	8	147	839	8	90	0,18	2,65	Muito argilosa	2,5 YR 3/6
LV3	14	12	101	873	3	96	0,12	2,62	Muito argilosa	2,5 YR 3/6

^{1/}Sociedade Brasileira de Ciência do Solo (SBCS); ^{2/}Argila Dispersa em Água; ^{3/} Grau de Flocculação (Embrapa, 2011); ^{4/}Densidade de Partículas; ^{5/}Carta de cores Munsell.

3.2. Caracterização química

Com exceção de LV1, as amostras estudadas apresentaram acidez média e baixa fertilidade natural (Quadro 3). Esta limitação nos atributos químicos dos Latossolos relaciona-se principalmente com a intensidade dos processos gerais de seu desenvolvimento ocasionando remoção de bases (lixiviação) e formação de minerais de atividade baixa.

Os valores negativos de ΔpH em todos os solos indicam predomínio de cargas negativas no complexo sortivo. Contudo, verifica-se que LV1 apresenta valor com tendência para caráter eletropositivo. Essa característica reflete a composição oxídica da fração argila e seu comportamento eletroquímico em condições de acidez média (Raij & Peech, 1972; Gallez et al., 1977; Schwertmann & Taylor, 1989; Hsu, 1989; Alleoni & Camargo, 1994;).

De modo geral, a participação dos óxidos de Fe e Al na mineralogia dos solos estudados justifica o elevado nível de fixação de P no complexo sortivo observado mediante os valores de P-rem (Quadro 3) (Novais & Smyth, 1999; Vilar et al., 2010). Contudo, no LV1, onde o teor de óxidos de Fe apresentou maior valor (Quadro 4), verifica-se que o teor de P-rem foi superior aos demais Latossolos estudados. Neste caso, provavelmente predomine hematita em relação à goethita na composição mineralógica e, conseqüentemente, ocasione menor adsorção de P (Torrent et al., 1994).

De acordo com os valores de saturação por bases (SB) (Quadro 3), todos os solos apresentam caráter distrófico. Porém, mediante o caráter ácrico ($\text{SB} + \text{Al}^{3+}$ inferior a $1,5 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$) e teor de Fe_2O_3 elevado, apenas o LV1 enquadra-se como acriférico (Embrapa, 2013).

Os teores de Al^{3+} apresentaram variação 0,00 a $0,96 \text{ cmol}_c \text{ dm}^{-3}$. Os maiores valores foram encontrados nos LV2 e LV3. Para estes solos, verifica-se elevada saturação por alumínio no complexo sortivo (m%). Contudo, nenhum apresenta caráter alumínico (Embrapa, 2013).

Em relação à CTC pH 7,0 (Valor T), observa-se valores entre 2,06 e $4,42 \text{ cmol}_c \text{ dm}^{-3}$. Esses resultados demonstram o efeito do avançado intemperismo e lixiviação destes solos. Como consequência, ocorrem elevados teores de H+Al e composição mineralógica de atividade baixa, ambas as propriedades comumente observadas em Latossolos (Netto, 1996; Ker, 1995; Fernandes, 2000; Alves, 2002; Costa, 2003;

Quadro 3. Características químicas dos horizontes B dos solos estudados.

Horizontes	pH		Δ pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	Valor S	Al ³⁺	H+Al	Valor T	V	m	P	P-rem	C.O
	H ₂ O	KCl														
	----- cmol _c kg ⁻¹ -----											%	mg kg ⁻¹	mg L ⁻¹	g kg ⁻¹	
LVA	5,27	4,88	-0,39	0,14	0,18	0,05	0,00	0,38	0,29	4,04	4,42	8,54	43,55	0,19	4,54	7,2
LV1	5,36	5,24	-0,12	0,46	0,20	0,13	0,00	0,80	0,00	1,25	2,06	39,05	0,00	0,94	12,64	5,0
LV2	5,23	4,28	-0,95	0,10	0,02	0,09	0,00	0,21	0,94	3,67	3,87	5,31	82,01	0,24	4,54	4,6
LV3	5,54	4,45	-1,09	0,12	0,13	0,12	0,00	0,37	0,96	3,48	3,86	9,72	71,99	0,26	1,56	7,9

Rolim Neto et al., 2009; Camêlo, 2013). Neste sentido, destacam-se os teores de compostos orgânicos (C.O), valores entre 4,6 e 7,9 g kg⁻¹, como o principal responsável pelo aumento CTC desses solos (Benites & Mendonça, 1998; Corringa et al., 2008).

Os teores de P disponível foram baixos em todos os solos (Ribeiro et al., 1999). Para o LV1, solo derivado de tufito, embora apresente o maior teor de P, seu valor foi inferior aos comumente relatados para alguns Latossolos derivados da mesma rocha na região do Alto Paranaíba (Rolim Neto et al., 2009; Camêlo, 2013). Assim, a especulação de presença de apatitas como principal reserva de P em Latossolos derivados de tufito (Barbosa et al., 1970; Rolim Neto et al., 2004; Camêlo, 2013) é pouco provável, visto que este mineral contribui para maiores teores de P extraído por Mehlich-1 (Novais & Smyth, 1999). Neste sentido, corrobora a ocorrência de fosfato secundário denominado miniulita na composição mineralógica do LV1 (Figuras 4 e 6). Tal mineral apresenta P associado com Al e F, o que favorece maior estabilidade estrutural e, conseqüentemente, baixa solubilidade em solos levemente ácidos (Simpson & LeMesurier, 1933; Spencer et al., 1943; Elrashidi & Lindsay, 1985).

3.3. Composição química do solo

3.3.1. Elementos determinados no ataque sulfúrico

Os elementos determinados no extrato da digestão sulfúrica da TFSA expressos em óxidos (Quadro 4) apresentam algumas variações relacionadas com o material de origem. De modo geral, o somatório dos teores dos óxidos tende para valores próximos ao teor de argila. No entanto, verifica-se nos solos LVA, LV2 e LV3 maior afastamento entre os valores do somatório de óxidos e argila. Este efeito possivelmente relaciona-se com eventuais problemas de dispersão nas frações durante a determinação da granulometria (Donagemma et al., 2003).

Baseados nos critérios estabelecidos por Resende & Santana (1988), os valores de SiO₂ e Al₂O₃ permitem estimar uma fração argila oxídica para os solos LVA e LV1 (Ki e Kr ≤ 0,75) e caulinítica nos LV2 e LV3 (Ki e Kr > 0,75). Assim, os Latossolos situados na superfície geomórfica mais antiga (LVA e LV1), juntamente com a natureza do material de origem (tufito) sofreram maior efeito do intemperismo.

Quadro 4. Teores de óxidos obtidos na digestão sulfúrica da TFSA e relações moleculares Ki, Kr, Al₂O₃ e Fe₂O₃/TiO₂ das amostras dos horizontes B solos estudados.

Horizonte	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	∑ óxidos	Ki ^{1/}	Kr ^{1/}	^{2/} Al ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃	^{3/} Fe ₂ O ₃ /TiO ₂
	----- dag kg ⁻¹ -----											
LVA	8,34	35,82	15,15	n.d	3,87	0,37	0,05	63,60	0,40	0,31	3,71	1,96
LV1	5,35	13,01	25,20	0,17	9,42	2,62	0,56	53,99	0,70	0,31	0,81	1,34
LV2	20,30	26,27	12,52	n.d	0,45	0,23	0,90	60,67	1,31	1,01	3,29	13,76
LV3	19,03	27,01	13,01	n.d	0,41	0,25	1,73	61,44	1,20	0,92	3,26	15,85

^{1/} Relação molecular para estimativa da mineralogia de Latossolos (Resende & Santana, 1988) = $Ki = (SiO_2/Al_2O_3).1,7$; $Kr = [SiO_2/(Al_2O_3+0,64.Fe_2O_3)].1,7$;

^{2/}Al₂O₃/Fe₂O₃ = (Al₂O₃/Fe₂O₃).1,57; ^{3/}Fe₂O₃/TiO₂ = (Fe₂O₃/TiO₂).0,5

Os teores de Fe_2O_3 e a relação $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (Quadro 4) indica o predomínio de óxidos de Fe no LV1 e demonstra ocorrência expressiva de formas aluminosas nos solos LVA, LV2 e LV3. Em especial para o LV1, embora o teor de $25,20 \text{ dag kg}^{-1}$ Fe_2O_3 confirme o caráter férrico (Embrapa, 2013), sugere influência de outros materiais de origem na gênese desse solo pelo fato de apresentar valor inferior a outros Latossolos derivados de tufitos (Ferreira et al., 1994; Rolim Neto et al., 2009; Camêlo, 2013).

Os valores de TiO_2 apresentaram variação de 0,41 a $9,42 \text{ dag kg}^{-1}$. A grande amplitude observada nesses teores reflete a diferenciação do material de origem. Contudo, no solo LV1, onde foi observado o maior teor de TiO_2 , verifica semelhança entre valores obtidos em Latossolos derivados de rochas máficas (Costa, 2003; Carvalho Filho, 2008; Camêlo, 2013). Além disso, o valor da relação $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ nos solos derivados de tufito (LVA e LV1) condiz com limite proposto Camêlo (2013) para distinção de solos derivados de Itabirito e outros tipos de rochas máficas.

A maioria dos solos apresentaram teores de MnO abaixo do limite de detecção. A exceção do LV1 pode estar relacionada com a presença de óxidos de manganês juntamente com contribuição dissolução da magnetita podem estar contribuindo com os teores de Mn neste solo (Resende, 1976; Resende et al., 2011; Carvalho Filho et al., 2011).

Em análise dos teores de P_2O_5 , observa-se expressividade apenas no LV1, o qual apresentou valor de $2,62 \text{ dag kg}^{-1}$. Esse resultado é superior ao comumente relatado para Latossolos derivados do mesmo material de origem (Rolim Neto et al., 2009, Camêlo, 2013). Assim, sugere maior contribuição de apatitas no material de origem (Barbosa et al., 1970; Rolim Neto et al., 2004).

A presença de K_2O nos Latossolos relaciona-se principalmente com a presença de micas (Resende et al., 1987). Nos solos estudados, observa-se maior contribuição deste tipo de minerais no LV3. Assim, reforça a hipótese de atuação de intensos processos erosivos na formação da paisagem local (Lima, 2005; Lima et al., 2007).

3.3.2. Elementos determinados no ataque total

Os teores de Mg, Mn, Ba, Co, Cr, Cu, Ni e Zn extraídos da TFSA encontram-se no quadro 5. Observa-se que os conteúdos desses elementos apresentam forte relação com a composição do material de origem. Neste sentido, destaca-se o

Latossolo Vermelho derivado de tufito (LV1) visto que os teores de todos os elementos foram superiores aos demais solos estudados. Em observação geral, solos formados mediante rochas máficas apresentam elevado teor de óxidos de Fe, e devido à afinidade geoquímica do Fe com Ba, Co, Cr, Cu, Ni e Zn, o LV1 apresenta maior potencial na disponibilização desses elementos (Kämpf & Curi, 2000).

Do ponto de vista mineralógico, óxidos de Fe magnéticos, magnetita e maghemita, apresentam substituição isomórfica do Fe com alguns elementos traço em sua estrutura, sendo assim, a principal reserva desses elementos em Latossolos derivados de rochas máficas (Resende et al., 1988; Ker, 1995; Oliveira et al., 2000).

Quadro 5. Teores de elementos químicos determinados no extrato da digestão triácida da TFSA.

Perfis	Mg	Mn	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Zn
----- mg kg ⁻¹ -----								
LVA	98,05	n.d.	11,98	7,99	171,31	n.d.	n.d.	n.d.
LV1	8029,84	1606,93	2105,86	210,07	1211,23	72,74	185,30	60,21
LV2	2248,91	n.d.	160,11	n.d.	130,84	5,47	n.d.	n.d.
LV3	4272,11	n.d.	361,57	n.d.	125,35	9,77	n.d.	n.d.

Em relação à ocorrência expressiva de Mg em Latossolos derivados de tufito (LV1), pode estar vinculada a presença de magnesioferrita e maghemita (Fabris et al., 1997; Silva et al., 2005), visto que o difratogramas de raios-x desse solo indica espectros desses minerais (Figuras 4 e 6). Para os LV2 e LV3, a presença de Mg sugere vestígios de influência de material calcário devido sua origem poligenética em áreas de sedimentação (Grupo Bambuí).

3.3.3. Óxidos de Fe e Al presentes na fração argila

Os resultados da extração conjunta de Fe e Al vinculadas a óxidos encontram-se no quadro 6. Os teores de Fe_o e Al_o apresentaram variação de 0,26 a 0,67 dag kg⁻¹ e 0,47 a 0,92 dag kg⁻¹, respectivamente. Esses valores, juntamente com as relações Fe_o/Fe_d e Al_o/Al_d confirmam a pouca expressividade de formas de Fe e Al de baixa cristalinidade em Latossolos (Kämpf et al., 1988).

Quadro 6. Teores de Fe e Al da fração argila obtidos por extrações sucessivas com ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) e extração única com oxalato ácido de amônio (OAA).

Perfis	OAA		DCB (Fe ₂ O ₃)				Σ ^{1/}	DCB (Al ₂ O ₃)				Σ ^{1/}	Fe _o	Fe _d	Al _o	Al ^{2/a/}	Al ^{2/b/}
	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	1 ^a	2 ^a	3 ^a	4 ^a		1 ^a	2 ^a	3 ^a	4 ^a		Fe _d	Fe _s	Al _d	Al+Fe	Al+Fe
	----- dag kg ⁻¹ -----												cmol mol ⁻¹				
LVA	0,35	0,92	6,38	1,58	1,77	1,16	11,55	2,00	0,79	0,56	0,43	4,07	0,03	0,95	0,23	30,56	21,87
LV1	0,67	0,56	9,16	3,02	2,56	2,03	18,78	0,89	0,35	0,19	0,17	1,77	0,04	0,75	0,32	9,49	5,78
LV2	0,26	0,52	5,44	1,54	0,87	0,78	8,98	0,77	0,31	0,13	0,17	1,51	0,03	0,85	0,34	15,08	7,12
LV3	0,29	0,47	6,76	0,64	0,96	0,96	9,63	1,01	0,27	0,19	0,22	1,80	0,03	0,74	0,26	18,21	11,43

^{1/} Somatório de cinco extrações sucessivas; ^{2/} Estimativa da substituição isomórfica de Fe³⁺ por Al³⁺, calculada pela relação molar Al/(Al+Fe) = [Ald/(Ald+0,483.Fed)] (Cornell & Schwertmann, 1996); ^{a/} utilizou os teores de Fe e Al das cinco extrações com DCB; ^{b/} utilizou apenas a primeira extração com DCB.

Os teores de Fe_d e Al_d apresentam variação de 8,98 a 18,78 $dag\ kg^{-1}$ e 1,51 a 4,07 $dag\ kg^{-1}$, respectivamente. O predomínio de formas de óxidos de Fe e Al de maior cristalinidade relacionam-se principalmente com o avançado estágio de desenvolvimento pedogenético e composição do material de origem. Observa-se que os teores totais de Fe_d tendem para valores próximos ao obtido na digestão sulfúrica. Porém, no solo LV1 verifica-se distanciamento entre estes resultados. Esse fato, também observado por Alves (2002), demonstra a participação de formas de óxidos de Fe, magnetita e, ou magnetita, presente nas frações grosseiras deste solo.

No caso do Al_d , observou valores entre 0,17 e 4,07 $dag\ kg^{-1}$. Para o LVA, onde encontrou o maior teor, o padrão de cor do solo e o elevado valor da substituição isomórfica de Fe^{3+} por Al^{3+} indicam predomínio de goethita (Schwertmann & Taylor, 1989). Esta observação fica evidente mediante observação da curva de Fe_2O_3 cumulativo dos solos (Figura 2) em concordância com Fontes (1988).

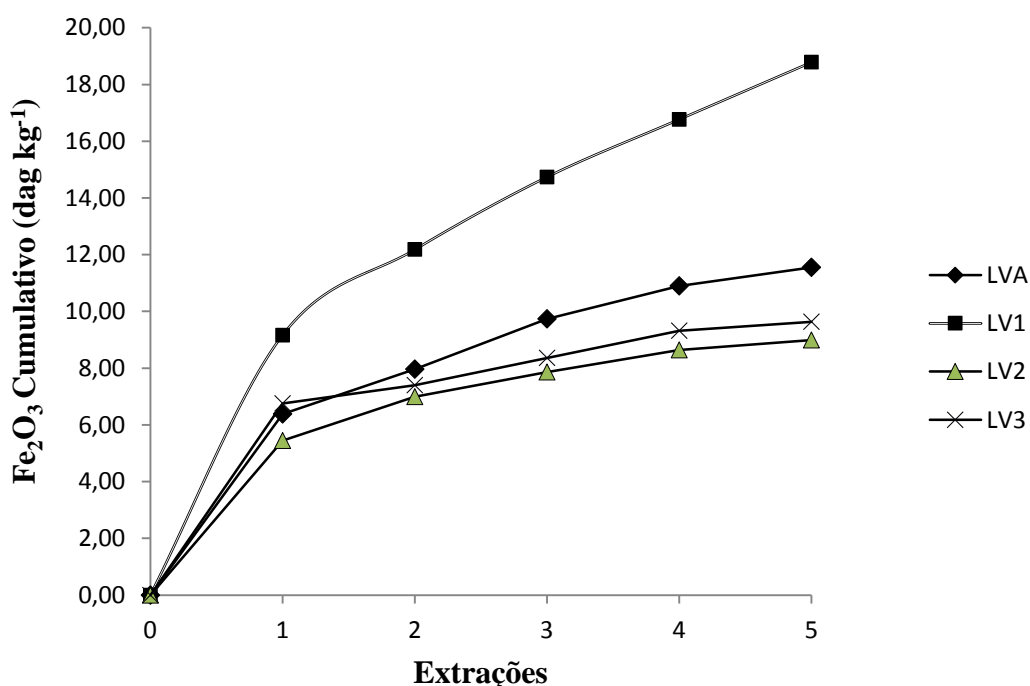


Figura 2. Teores de Fe_2O_3 ao longo de cinco extrações sucessivas com ditionito-citrato-bicarbonato (DCB) na fração argila de horizontes B dos solos estudados.

Baseado no comportamento das curvas cumulativas de Fe verifica-se menor inclinação nos solos LVA, LV2 e LV3. Porém, apenas no LVA esse comportamento

relaciona-se com maior presença de Al^{3+} na goethita (Torrent et al., 1987; Schwertmann & Taylor, 1989; Fontes, 1988; Kämpf, & Curi, 2000; Inda Júnior & Kämpf, 2005; Corrêa et al., 2008). Nos solos LV2 e LV3, a menor inclinação da curva reflete remoção da maior parte do Fe mediante duas extrações com DCB (Inda Júnior & Kämpf, 2003).

Para o LV1, a maior inclinação da curva pode sugerir a ocorrência de óxidos de Fe com elevada substituição isomórfica de Fe^{3+} por Al^{3+} (Fontes, 1988). Contudo, por se tratar de um solo com elevado teor de Fe_2O_3 (Quadro 4), o que justifica a necessidade de várias extrações com DCB, é possível que a cristalinidade seja o principal fator que dificulte a remoção do Fe dos óxidos pedogenéticos (Torrent et al., 1987; Schwertmann & Taylor, 1989; Inda Júnior & Kämpf, 2003; Corrêa et al., 2008). Esta última hipótese além de corrobora com o maior teor de P-rem do LV1, quando comparado com os demais solos estudados, reflete a presença de óxidos de Fe com baixa substituição isomórfica de Fe^{3+} por Al^{3+} .

A relação F_d/F_s segue a mesma tendência de valores próximos de 0,8 e 1,0 proposto por Kämpf, et al., (1998). Os menores valores desta relação nos solos LV1 e LV3 sugere dissolução de fontes de Fe presente nas frações grosseiras e, ou eventuais distorções entre os métodos analíticos.

3.4. Composição mineralógica das frações do solo

Os difratogramas de raios-X (Figuras 4, 5, 6, 7 e 8) indicam diferenças entre os perfis. De modo geral, na fração areia observa-se a presença de quartzo, anatásio, gibbsita, magnetita, hematita e caulinita. A eventual presença de argilominerais nas frações grosseiras dos Latossolos demonstra a elevada estabilidade dos agregados (Resende, 1985; Ferreira et al., 1999; Donagemma et al., 2003). Ressalta que apenas no solo LV1 observou minerais com propriedades magnéticas, isto, relaciona-se com a influência litológica (Resende, 1976; Resende et al., 1988; Fabris et al., 1997; Fontes et al., 2000; Lu, 2000; Lu, 2003; Silva et al., 2010).

Na fração silte, além dos minerais supracitados, observa-se reflexos de micas e feldspatos nos solos LV2 e LV3. A presença desse minerais potássicos assemelham com a mineralogia de outros Latossolos derivados de rochas do Grupo Bambuí (Achá Panoso et al., 1978; Almeida, 1979; Pereira et al., 2010) e corroboram a

diferenciação nos valores de K_2O (ataque sulfúrico) desses solos. Nos LVA e LV1, a presença de zircão ($ZrSiO_4$) e rutilo (TiO_2) relaciona-se com a composição do material de origem. Além disso, sua permanência em solos com elevado desenvolvimento pedogenético demonstra sua elevada estabilidade estrutural (Novaes Filho et al., 2012).

Em relação aos óxidos com propriedades magnéticas presentes nas frações grosseiras (areia e silte) do LV1, mediante a forte atração magnética constatada com imã de mão (Figura 3) e os espectros de raios-x (Figuras 4, 5 e 7) atribui-se essa característica aos minerais magnetita, maghemita e magnesioferrita.

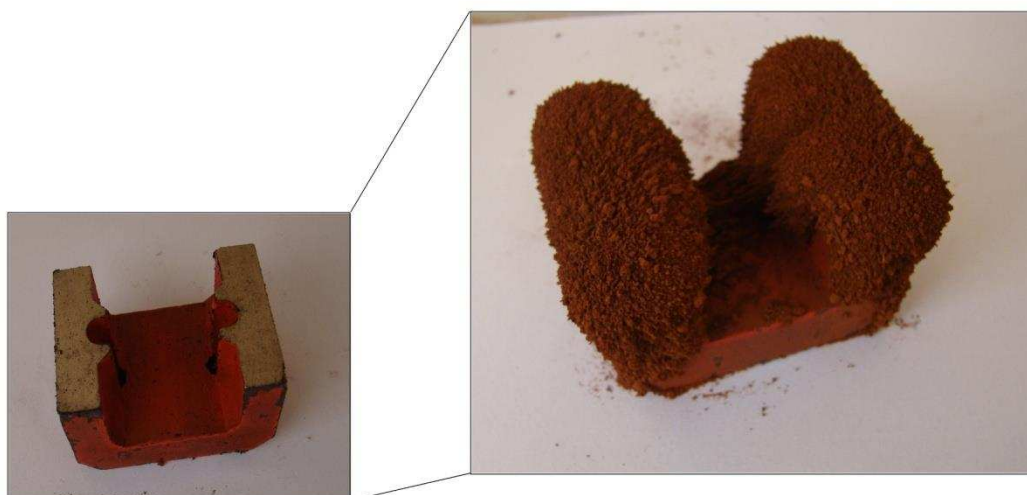


Figura 3. Atração magnética – Horizonte Bw – Latossolo Vermelho (LV1).

Na fração argila, a caulinita identificada nos solos apresenta, de modo geral, pico (001) bem definido. Contudo, no LVA, observa-se maior desordem estrutural, possivelmente relacionada com eventual substituição isomórfica de Fe^{3+} por Al^{3+} na camada octaédrica (Melo et al. 2002). Em relação ao LV1, a expressividade dos óxidos de Fe e, ou menor teor de caulinita resultou em redução da intensidade dos picos de segunda e terceira ordem (Fontes, 1992; Corrêa et al., 2008). A ocorrência dos principais picos caulinita nos LV2 e LV3 corrobora as estimativas de predomínio deste mineral e indica um ambiente com menor intensidade de dessilificação.

A elevada intensidade de intemperismo dos Latossolos justifica a presença de óxidos de Fe e Al em todos os solos estudados. Contudo, verifica-se tendência de maior ocorrência de determinadas espécies em função do material de origem e grau

de desenvolvimento pedogenético. Assim, no LVA, é provável a predominância de goethita e gibbsita relacione com maior atuação do processo de intemperismo. No LV1, o elevado teor de Fe no material de origem favorece a formação de hematita, goethita e maghemita. Nos solos formados sobre rochas pelíticas, a presença de gibbsita além indicar um ambiente de intensa lixiviação, possivelmente relaciona-se com deposição de outros materiais.

A presença de anatásio detectada em nas frações areia, silte e argila do LVA e LV1 corrobora a ideia de principal reserva de Ti nos solos derivados de tufito (Camêlo, 2013). Além disso, reforça a hipótese de formação mediante intemperismo na ilmenita.

Em especial no LV1, identificou nas frações silte e argila a presença de mineral fosfático secundário chamado miniulita (Figuras 5 e 7). Salienta-se que embora não apresentados os resultados, a fração argila deste solo foi submetida a análises¹ com microscopia de varredura – MEV e espectroscopia de espectroscopia infravermelho.

A presença da miniulita, além de representar um relato inédito em solos brasileiros, elucida os elevados teores de P₂O₅ em Latossolos derivados de tufito na região do Alto Paranaíba. Ao longo dos anos, estudos sobre a mineralogia desses solos (Barbosa et al., 1970; Rolim Neto et al., 2004; Camêlo, 2013) especulavam que a principal fonte de P era apatitas presentes em corpos ultrabásicos/alcalinos.

Por se tratar de amostra de Bw coletada em área não manejada para agricultura e de acordo com Segnit et al., (1981), a formação da miniulita no LV1 relaciona-se com a alteração de uma fonte primária de P, neste caso, provavelmente apatitas. Esta hipótese para a gênese da miniulita corrobora a imagem de MEV que demonstra a ocorrência de fosfato na forma de nódulos, possivelmente, formado mediante a precipitação. Em relação aos resultados do infravermelho, verificou-se elevada similaridade entre as bandas de maior intensidade da miniulita, isto quando comparado com Frost et al., (2014).

¹ Efetuadas e interpretadas pelo Professor Dr. Ricardo Augusto Scholz Cipriano (UFOP). Tais resultados estão em fase de organização para posterior publicação em revista científica.

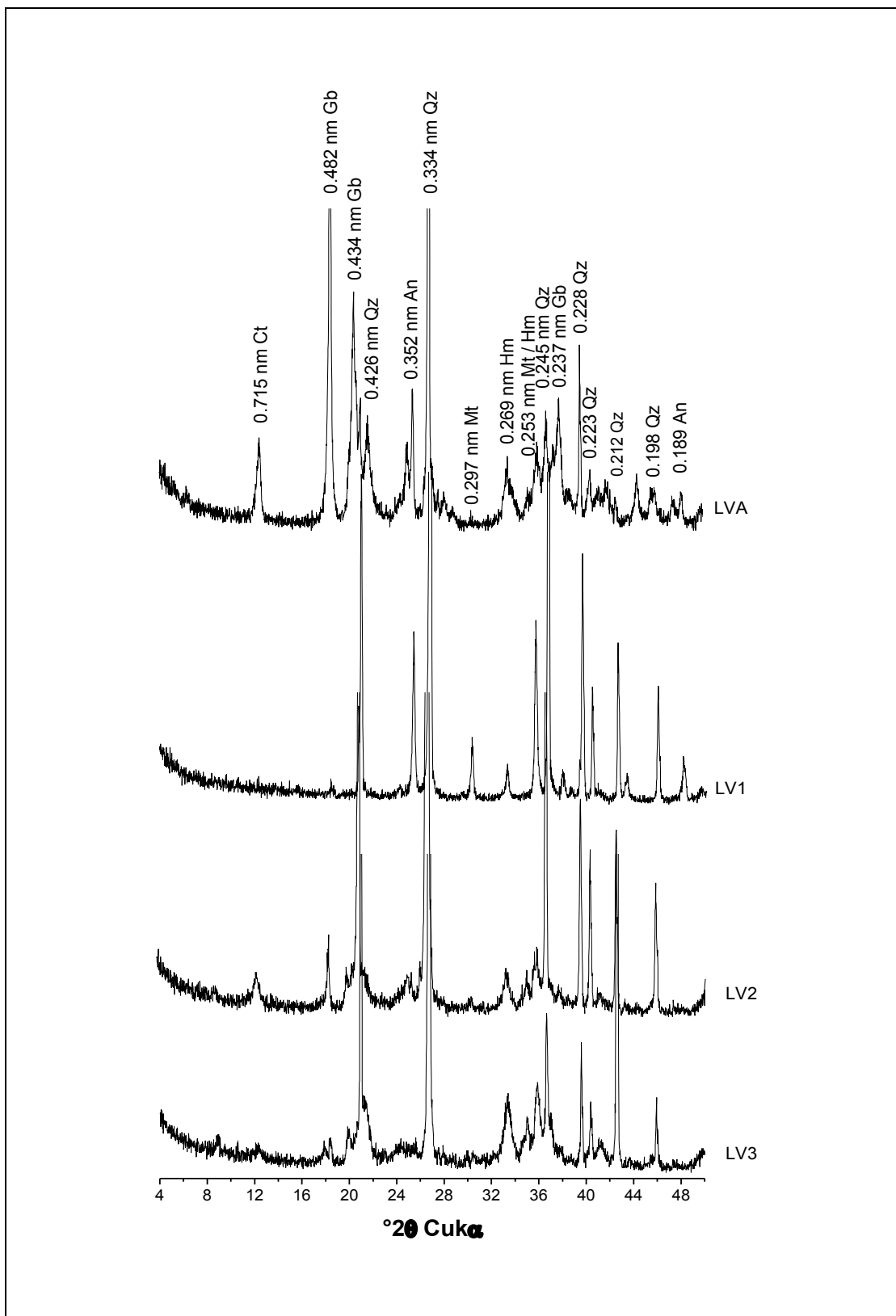


Figura 4. Difratogramas de raios-x da fração areia de horizontes representativos dos Latossolos estudados: Ct = caulinita; Gb = gibbsita; Qz = quartzo; An = anatásio; Hm = hematita; Mt = magnetita.

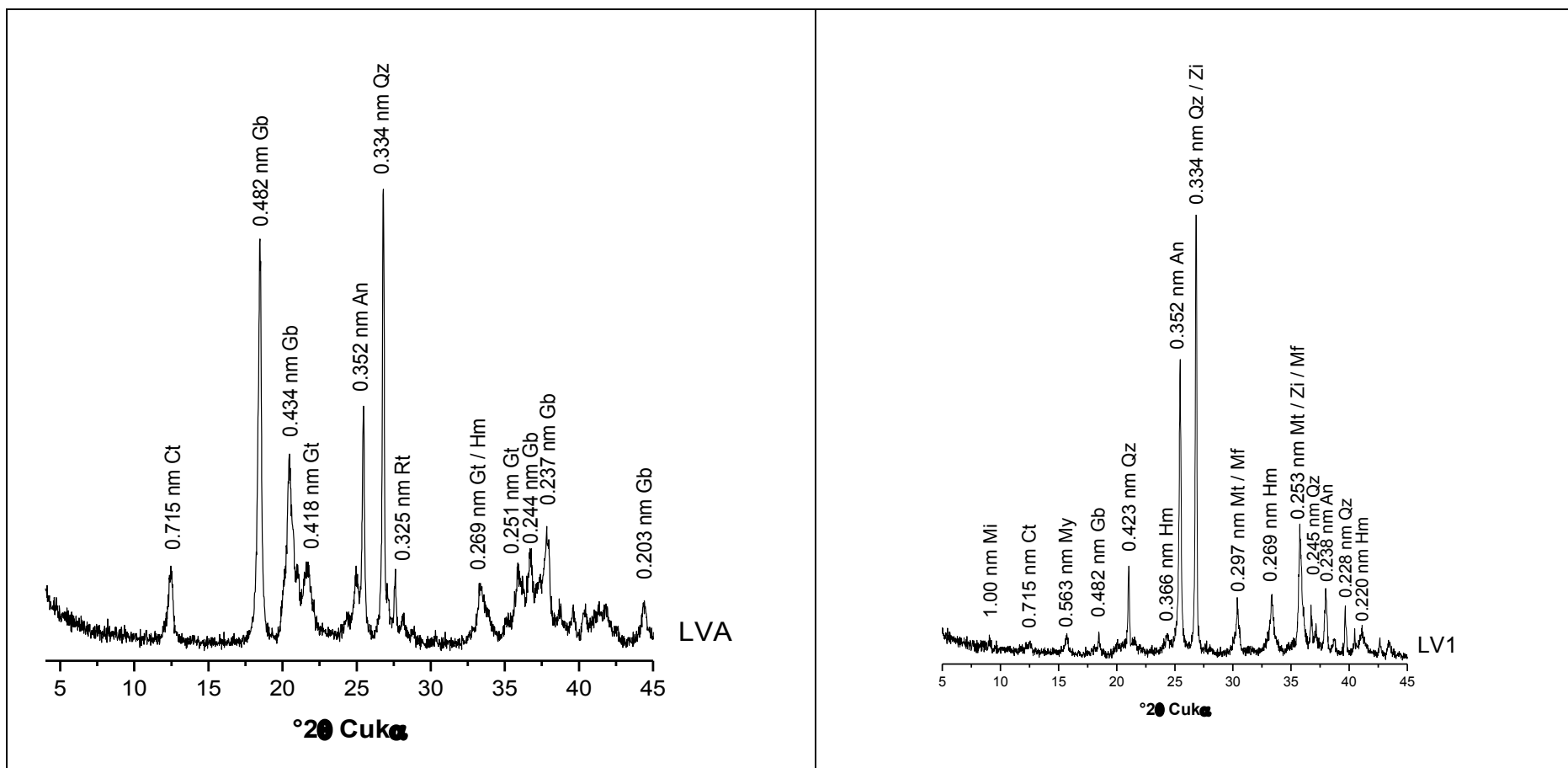


Figura 5. Difractogramas de raios-x da fração silte de horizontes representativos dos Latossolos estudados: Ct = caulinita; Gb = gibbsita; Qz = quartzo; An = anatásio; Hm = hematita; Mt = magnetita; Zi = zircão; My = miniulita.

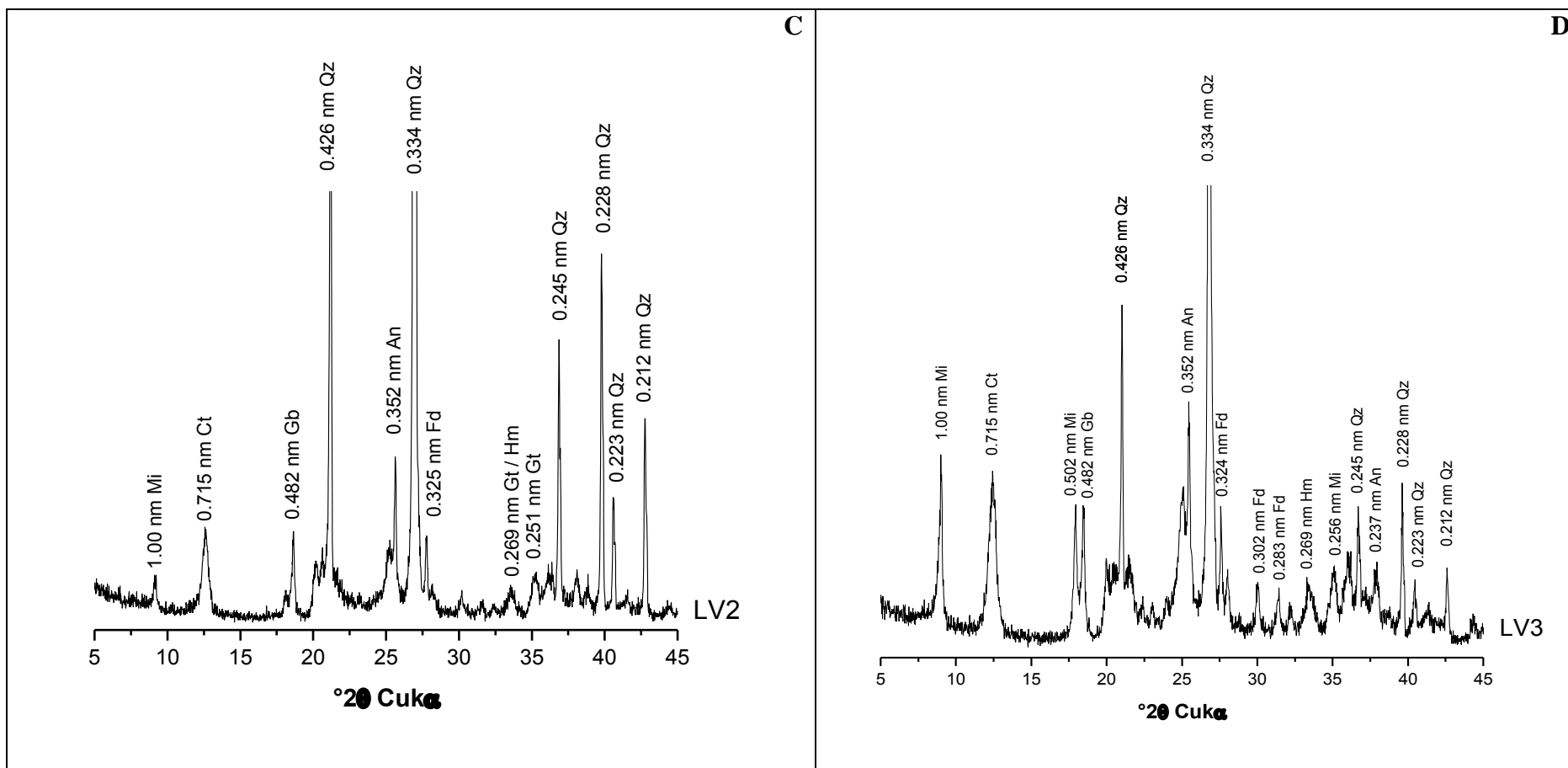


Figura 6. Difratogramas de raios-x da fração silte de horizontes representativos dos Latossolos estudados: Ct = caulinita; Gb = gibbsita; Qz = quartzo; An = anatásio; Hm = hematita; Mt = magnetita; Mi = micas; Fd = feldspatos; Rt = rutilo.

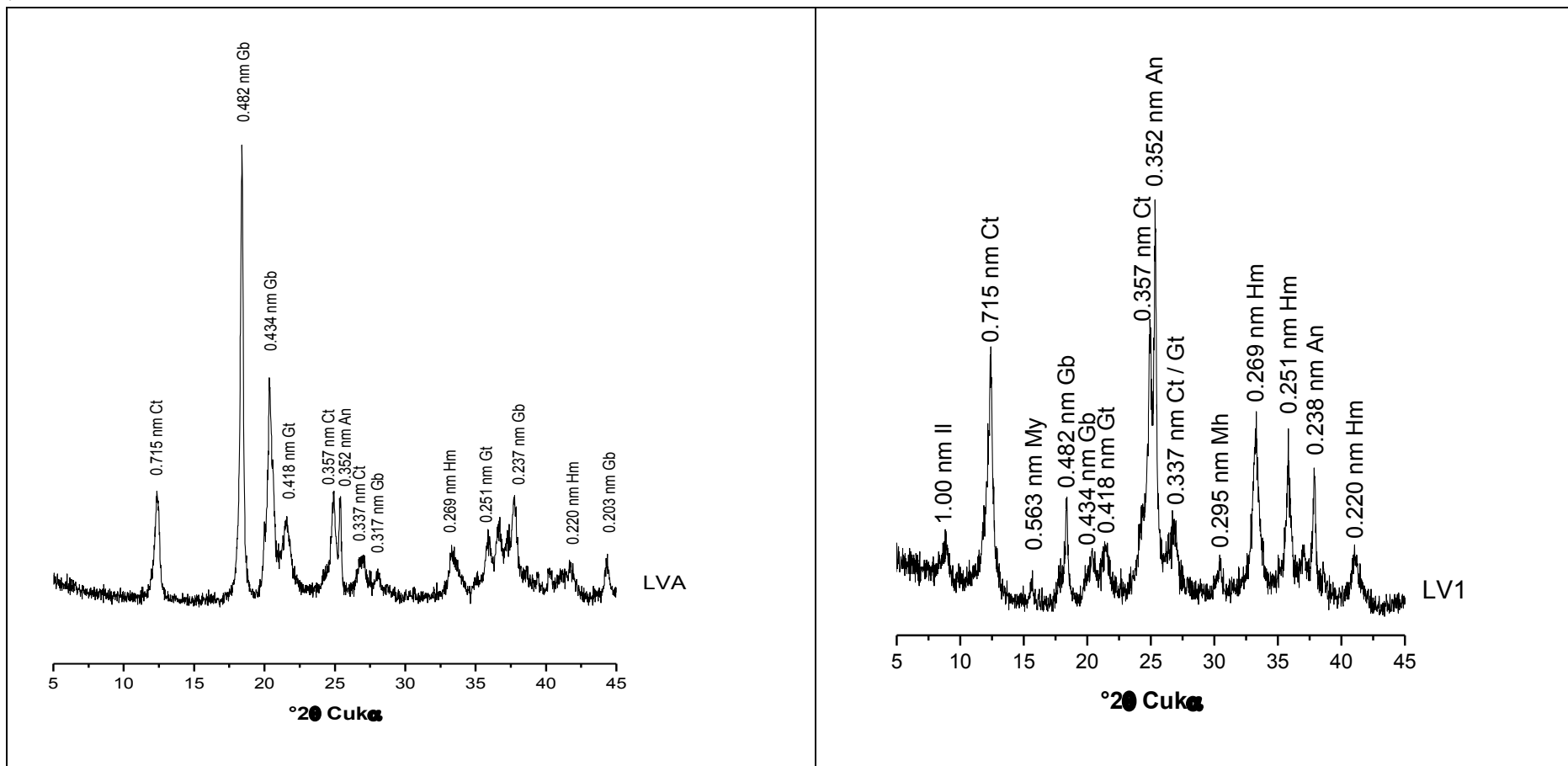


Figura 7. Difratoformas de raios-x da fração argila de horizontes representativos dos Latossolos estudados: Ct = caulinita; Gb = gibbsita; Qz = quartzo; An = anatásio; Hm = hematita; Mt = magnetita; Il = ilita; My = miniulita.

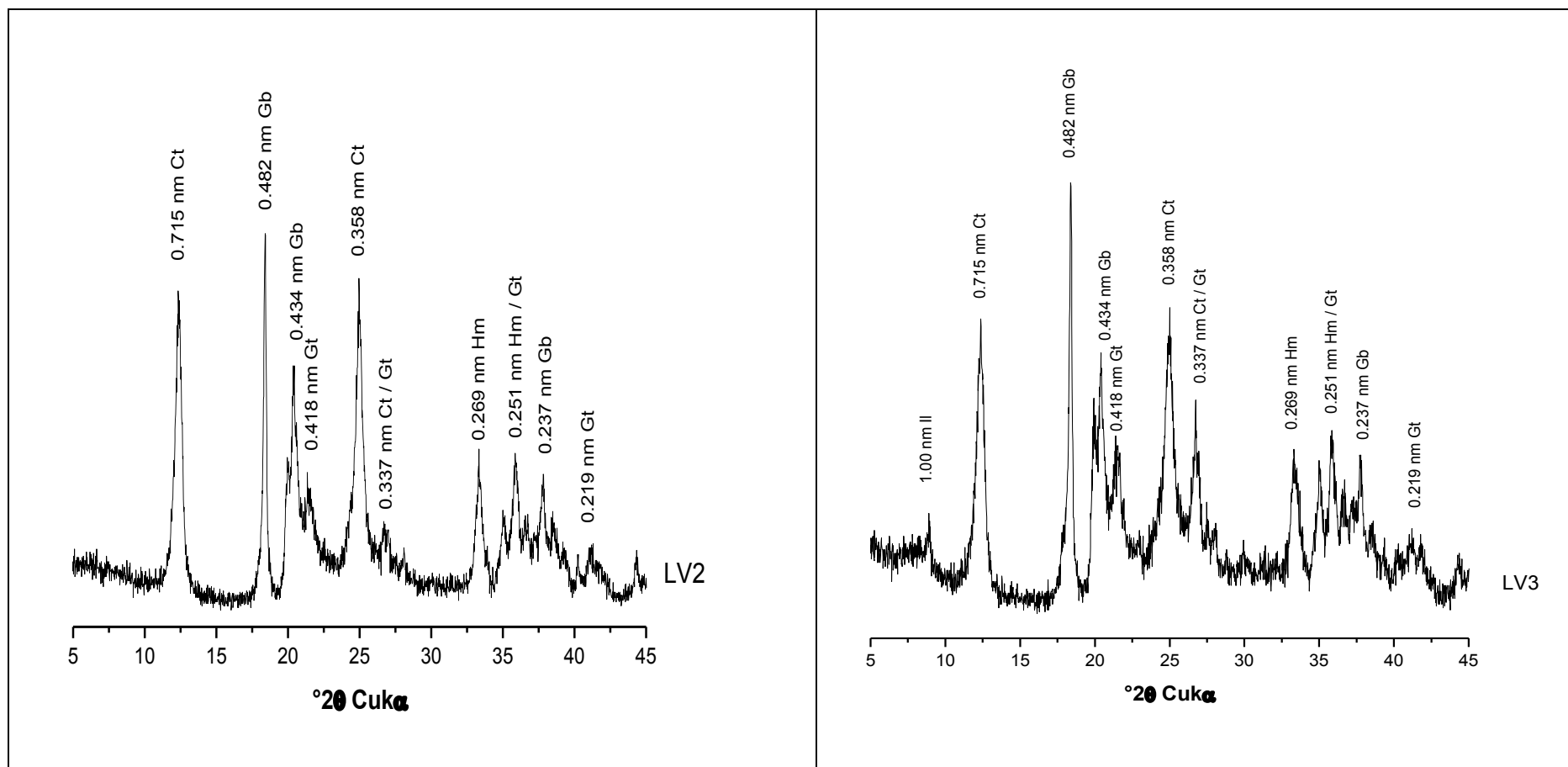


Figura 8. Difractogramas de raios-x da fração argila de horizontes representativos dos Latossolos estudados: Ct = caulinita; Gb = gibbsita; Qz = quartzo; An = anatásio; Hm = hematita; Mt = magnetita.

4. CONCLUSÕES

Os resultados das investigações das propriedades dos solos estudados permitem efetuar tais colocações:

- O valor de substituição isomórfica de Fe^{3+} por Al^{3+} , determinado pelo método químico, revela elevado teor de Al estrutural na goethita do Latossolo Vermelho-Amarelo;
- O elevado teor de P_2O_5 no Latossolo Vermelho derivado do tufito relaciona-se principalmente com a presença de miniulita na fração silte e argila;
- O teor de Fe_2O_3 inferior a outros solos derivados de tufito sugere influência de diferentes materiais na gênese do LV1;
- A forte atração magnética no LV1 é oriunda da presença de magnetita, maghemita e magnesioferrita na composição mineralógica;
- A mineralogia dos Latossolos Vermelhos derivados de rochas pelíticas revelou presença de quartzo, micas e feldspatos-K nas frações grosseiras.

5. 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.
- Alleoni, L.R.F. & Camargo, O.A. Ponto de efeito salino nulo de Latossolos ácidos. R. Bras. Ci. Solo, 18:175-180, 1994.
- Almeida, J.R. Cronocromossequência de solos originários de rochas pelíticas do Grupo Bambuí. Viçosa, MG: UFV, 1979, 150p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição Vegetal) – Universidade Federal de Viçosa, 1979.
- Alves, M.E. Atributos mineralógicos e eletroquímicos, adsorção e dessorção de sulfato em solos paulistas. Piracicaba, Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, 2002. 154p. (Tese de Doutorado).
- Barbosa, O.; Braun, O.P.G.; Dyer, R.C.; Cunha, C.A.B.R. Geologia da Região do Triângulo Mineiro. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 1970. 140p. (Boletim, 136).
- Benites, V.M.; Mendonça, E.S. Propriedades eletroquímicas de um solo eletropositivo influenciadas pela adição de diferentes fontes de matéria orgânica. R. Bras. Ci. Solo, 22:215-221, 1998.
- Camêlo, D.L. Mineralogia, susceptibilidade magnética e teores de fósforo e de elementos traços em Latossolos férricos e perférricos de Minas Gerais. Viçosa, MG: 2013, 108f. Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Viçosa, 2013.

- Carvalho Filho, A.; Curi, N.; Melo Marques, J.J.G.S.; Shizato, E.; Freitas, D.A.F.; Jesus, E.A.; Massahud, R.T.L.R. Óxidos de manganês em solos do Quadrilátero ferrífero (MG). *R. Bras. Ci. Solo*, 35:793-804, 2011.
- Corrêa, M.M.; Ker, J.C.; Barrón, V.; Torrent, J.; Fontes, M.P.F.; Curi, N. Propriedades cristalográficas de caulinitas de solos de ambiente Tabuleiros Costeiro, Amazônia e Recôncavo Baiano. *R. Bras. Ci. Solo*, 32: 1857-1872, 2008.
- Coringa, E.A.O.; Weber, O.L.S. Ponto de efeito salino nulo de Latossolos da Microbacia Chico Nunes, Mato Grosso. *R. Bras. Ci. Solo*, 32: 441-448, 2008.
- Costa, S.A.D. Caracterização química, física, mineralógica e classificação de solos ricos em ferro do Quadrilátero Ferrífero. Viçosa: UFV, 2003. 71p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) – Universidade Federal de Viçosa, 2003.
- Donagemma, G.K.; Huiz, H.A.; Fontes, M.P.F.; KER, J.C.; Schaefer, C.E.G.R. Dispersão de Latossolos em respostas à utilização de pré-tratamentos na análise textural. *R. Bras. Ci. Solo*, 27: 765-772, 2003.
- Elrashidi, M.A.; Lindsay, W.L. Solubility relationships of fluorine minerals in soils. *Soil Science Society of America Journal*, v.49, n.5, p.1133-1136, 1985.
- Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – Centro Nacional de Pesquisa de Solo. Manual de métodos e análises de solo. 2 ed. Rio de Janeiro, RJ: EMBRAPA Solos, 2011. 230p.
- Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – EMBRAPA. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Brasília, DF: EMBRAPA, 2013. 353p.
- Fabris, J.D.; Mussel, W.N.; Coey, J.M.D.; Jesus Filho, M.F.; Goulart, A.T. Mg-rich iron oxide spinels from tuffite. *Hyperfine Interactions*, 10:33-40, 1997.
- Fernandes, R.B.A. Atributos mineralógicos, cor, adsorção e dessorção de fosfatos em Latossolos do Sudeste brasileiro. Viçosa: UFV, 2000. 265p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) – Universidade Federal de Viçosa, 2000.

- Ferreira, M.N.; Fernandes, B.; Curi, N. Influência da mineralogia da fração argila nas propriedades físicas de Latossolos da região Sudeste do Brasil. R. Bras. Ci. Solo, 23:515-523, 1999.
- Fontes, M.P.F. Iron oxide mineralogy in some brazilian Oxisols. Raleigh: North Carolina State University, 1988, 175p. Tese (Ph.D.) – North Carolina State University, 1988.
- Fontes, M.P.F. Iron oxide-clay mineral association in Brazilian Oxisols: a magnetic separation study. Clays Clay Miner. 40:175-179, 1992.
- Fundação Estadual DO Meio Ambiente. Mapas de solos de Minas Gerais: legenda expandida. Belo Horizonte: Fundação Estadual do Meio Ambiente/UFV/CETEM/UFLA/FEAM, 2010. 49p
- Gallez, A.; Herbillon, A.J. & Juo, A.S.R. Characteristics of silica sorption and solubility as parameters to evaluate the surface properties of tropical soils: I. The index of silica reactivity. Soil Sci. Soc. Am. J., 41:1146-1150, 1977.
- Hsu, P.H. Aluminum hydroxides and oxyhydroxides. In: DIXON, J.B. & WEED, S.B., eds. Minerals in soil environments. Madison, Soil Science Society of America, 1989. v.7, p.331-378.
- Inda Junior, A.V. & Kämpf, N. Avaliação de procedimentos de extração dos óxidos de ferro pedogênicos com ditionitocitrato-bicarbonato de sódio. R. Bras. Ci. Solo, 27:1139-1147, 2003.
- Kämpf, N.; Resende, M.; Curi, N. Iron oxides in Brazilian Oxisols. In: INTERNATIONAL SOIL CLASSIFICATION WORKSHOP: CLASSIFICATION, CHARACTERIZATION AND UTILIZATION OF OXISOLS, 8., 1986, Rio de Janeiro, Proceedings. Rio de Janeiro, Embrapa, SMSS, AID, UPB, 1988. Part 1. P.71-77.
- Kämpf, N.; Curi, N. Óxidos de ferro: Indicadores de ambientes pedogênicos e geoquímicos. In: NOVAIS, R.F.; ALVARES V, V.H. & SHAEFER, C.E.G.R., eds. Tópicos em Ciência do Solo. Viçosa, MG, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1:107-138, 2000.

- Ker, J.C. Mineralogia, sorção e desorção de fosfatos, magnetização e elementos traços de Latossolos do Brasil. Viçosa: UFV, 1995. 181p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) – Universidade Federal de Viçosa, 1995.
- Lima, O.N.B. Grupo Bambuí: Estratigrafia regional no Alto Rio São Francisco e geologia dos depósitos fosfáticos da Serra da Saudade – MG. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 142p., 2005.
- Lima, O.N.B.; Uhlein, A.; Brito, W. Estratigrafia do Grupo Bambuí na Serra da Saudade e geologia do depósito fosfático de Cedro do Abaeté, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 37 (4-suplemento): 204-215, 2007.
- Melo, V.F.; Shaefer, C.E.G.R.; Singh, B.; Novais, R.F.; Fontes, M.P.F. 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.
- Netto, R.A. Influência da mineralogia da fração argila sobre propriedades físico-químicas de solos brasileiros. Viçosa: UFV, 1996. 144p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) – Universidade Federal de Viçosa, 1996.
- Novaes Filho, J.P.; Couto, E.G.; Rodrigues, L.C.M.; Chig, L.A.; Johnson, M. Indicadores de descontinuidade litológica de regolitos derivados de granitos em uma microbacia sob floresta amazônica, em Jurema – MT. *R. Bras. Ci. Solo*, 56:317-324, 2012.
- Novais, R.F. & Smyth, T.J. Fósforo em solo e planta em condições tropicais. Viçosa, Universidade Federal de Viçosa, 1999. 399p.
- Oliveira, C.V.; Ker, J.C.; Fontes, L.E.F.; Curi, N.; Pinheiro, J.C. Química e mineralogia de solos derivados do Grupo Bambuí no Norte de Minas Gerais. *R. Bras. Ci. Solo*. 22:583-593, 1998.
- Pereira, T.T.C.; Ker, J.C.; Schaefer, 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. *R. Bras. Ci. Solo*, 34: 1283-1295, 2010.

- Raij, B. van & Peech, M. Electrochemical properties of some Oxisols and Alfisols of the tropics. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*,36:587-593, 1972.
- Resende, M. Mineralogy, chemistry, morphology and geomorphology of some soils of the Central Plateau of Brazil. West Lafayette, Purdue University, 1976. 237p. (Tese Doutorado).
- Resende, M.; Curi, N.; Ker, J.C.; Rezende, S.B. Mineralogia de solos brasileiros: Interpretação e aplicações. Lavras, Universidade Federal de Lavras, v.2, 2011. 206p.
- Ribeiro, A.C.; Guimarães, P.T.G.; Alvarez V., V.H. (Eds.). Recomendações para o uso de corretivos e fertilizantes em Minas Gerais – 5ª aproximação. Viçosa?: UFV, 1999. 359p.
- Rolin Neto, F.C.; Schaefer, C.E.G.R.; Fernandes Filho, E.I.; Corrêa, M.M.; Costa, L.M.; Parahyba, R.B.; Gerra, S.M.S.; Heck, R. Topolitossequência de solos do Alto Paranaíba: atributos físicos, químicos e mineralógicos. *R. Bras. Ci. Solo*, 33: 1795-1809, 2009.
- 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.
- Segnit, E.R.; Watts, J.; Mater. S'ezda MMA, 11th, (1981) 273–279.
- Silva, F.D.; Couceiro, P.R.C. Fabris, J.D.; Goulart, A.T.; Ker, J.C. Magnesioferrita e caminho pedogenético de transformação de óxidos de ferro magnéticos em dois perfis de solos derivados de tufito da região do Alto Paranaíba (MG). *R. Brasil. Ci. Solo*, 29: 763-775, 2005.
- Simpson, E.S.; Lemesurier, C.R.; Roy. J. Soc. W. Aust. 19 (1933) 13–16.
- Spencer, L.J.; Bannister, F.A.; Hey, M.H.; Bennett, H. *Mineral. Mag.* 26 (1943) 309–314.
- Torrent, J.; Schwertmann, U.; Barrón, V. The reductive dissolution of synthetic goethite and hematite in ditionite. *Clay Minerals*, v.22, p.329-337, 1987.

Torrent, J.; Schwertmann, U. & Barron, V. Phosphate sorption by natural hematites. *Europ. J. SoilSci.*, 45:45-51, 1994.

Vilar, C.C.; Costa, A.S.; Hoepers, A.; Souza Junior, I.G. Capacidade máxima de adsorção de fósforo relacionada a formas de ferro e alumínio em solos subtropicais. *R. Bras. Ci. Solo*, 34:1059-1068, 2010.