

UNIVERSIDADE FEDERAL DE VIÇOSA

SAULO HENRIQUE BARROSO

**MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DE SOLOS MAGNÉTICOS
DESENVOLVIDOS DE ROCHAS TUFÍTIAS DE MINAS GERAIS**

**VIÇOSA – MINAS GERAIS
2021**

SAULO HENRIQUE BARROSO

**MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DE SOLOS MAGNÉTICOS
DESENVOLVIDOS DE ROCHAS TUFÍTIAS 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*.

Orientador: João Carlos Ker

Coorientador: João José Lelis Leal de Souza

**VIÇOSA - MINAS GERAIS
2021**

**Ficha catalográfica elaborada pela Biblioteca Central da Universidade
Federal de Viçosa - Campus Viçosa**

T

B277m
2021 Barroso, Saulo Henrique, 1990-
Mineralogia e geoquímica de solos magnéticos
desenvolvidos de rochas tufíticas de Minas Gerais / Saulo
Henrique Barroso. – Viçosa, MG, 2021.
122 f. : il. (algumas color.) ; 29 cm.

Inclui apêndices.

Orientador: João Carlos Ker.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Viçosa.

Referências bibliográficas: f. 95-114.

1. Solos - Formação. 2. Susceptibilidade magnética.
3. Mineralogia do solo. 4. Solos - Análise. 5. Argila. 6. Triângulo
Mineiro/Alto Paranaíba (MG : Mesorregião). I. Universidade
Federal de Viçosa. Departamento de Solos. Programa de
Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas. II. Título.

CDD 22. ed. 631.41098151

SAULO HENRIQUE BARROSO

**MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DE SOLOS MAGNÉTICOS
DESENVOLVIDOS DE ROCHAS TUFÍTIAS DE MINAS GERAIS**

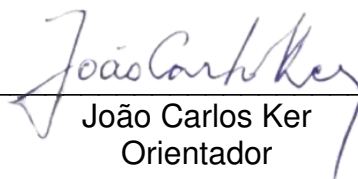
Dissertação apresentada à Universidade Federal de Viçosa, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, para obtenção do título de *Magister Scientiae*.

APROVADA: 01 de março de 2021.

Assentimento:



Saulo Henrique Barroso
Autor



João Carlos Ker
Orientador

OFEREÇO,

Aos meus pais, **Maria José Barroso** e **Luiz M. Teixeira**, e
ao meu filho, **Henrique Corrêa Barroso**, por todo apoio.

AGRADECIMENTOS

À minha família, por incentivar e contribuir na finalização de mais uma etapa.

Ao meu filho Henrique, por ser meu maior motivador nas horas difíceis, sendo o principal responsável pela conclusão deste trabalho. A ele peço desculpas pela minha ausência.

Ao professor Dr. João Carlos Ker, pela confiança, orientação, ensinamentos, apoio e preocupação. A nossa amizade e os seus conselhos foram fundamentais.

A Universidade Federal de Viçosa – UFV e ao Departamento de Solos que proporcionou a realização deste curso, fornecendo boas condições de estudo e pesquisa.

Ao Professor Dr. Maurício Paulo Ferreira Fontes, pela disponibilidade, ensinamento e apoio na realização deste trabalho.

Aos funcionários e amigos do Departamento de solos, em especial José Mauricio, Carlinhos, Claudinho, Evandro e Júlio, pela valiosa contribuição e disponibilidade para realização das análises.

Aos funcionários da secretária da Pós-graduação Carol e Nayan, por sempre nos ajudar e auxiliar com as questões burocráticas.

Aos professores do Departamento de solos pela valiosa contribuição na minha formação pessoal e profissional.

Aos meus amigos que foram importantes nas conversas, debates e momentos de lazer, em especial, David Lukas (baiano) pela contribuição na fase de campo, Matheus Ferreira, Matheus Fernandes e Ésio Paes, pelo apoio e ajuda nas análises.

Aos meus amigos.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de financiamento 001.

“Sabe qual a única coisa que posso te dar, e que ninguém
vai conseguir tirar de você, meu filho? **É a educação.**”

(Maria José Barroso – minha mãe)

RESUMO

BARROSO, Saulo Henrique, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, março de 2021. **Mineralogia e geoquímica de solos magnéticos desenvolvidos de rochas tufíticas de Minas Gerais.** Orientador: João Carlos Ker. Coorientador: João José Lelis Leal de Souza.

A região do Alto Paranaíba é um importante divisor de águas entre duas grandes bacias hidrográfica brasileiras, bacia do Paraná e bacia Rio São Francisco, sendo um importante polo de produção agrícola no estado de Minas Gerais. Os estudos voltados a gênese de solos em Minas Gerais são amplos, porém, existem poucos estudos que buscam compreender a gênese de solos derivados das rochas ultramáficas do grupo Mata da Corda na região do Alto Paranaíba, em especial aos solos com argilas de atividade alta e caráter magnético. Diante do exposto, a presente pesquisa buscou i) caracterizar a mineralogia dos solos do Alto Paranaíba, com ênfase na difração de raio-x e suscetibilidade magnética, ii) identificar a influência do material de origem ultramáfico por meio da caracterização geoquímica de elementos principais, traço e Elementos Terras Raras. Os principais resultados obtidos por meio das análises realizadas foram: a) os Latossolos Vermelhos sobre influência de tufito possuem teores de elementos terras raras, até 100 vezes superiores aos Latossolos de diabásio e basalto b) os solos de argilas 2:1 apresentaram elevada suscetibilidade magnética na fração areia e silte, enquanto os Latossolos, todas as frações apresentaram elevada suscetibilidade magnética, indicando que o avanço pedogenético promove aumento da suscetibilidade magnética na fração argila c) os dados geoquímicos indicam a presença de argilas silicatadas 2:1 ricas em Fe d) os solos com ocorrência de argilas de alta atividade apresentaram elevados teores de P disponível por mehlich -1. Tais resultados poderão auxiliar no refinamento taxonômico do Sistema Brasileiro de Classificação de solos, fornecendo mais informações sobre manejo e capacidade suporte do solo.

Palavras-chave: Pedogênese. Suscetibilidade Magnética. Argilas de Alta Atividade.

ABSTRACT

BARROSO, Saulo Henrique, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, March, 2021. **Mineralogy and geochemistry of magnetic soil developed from tuffitic rocks of Minas Gerais.** Adviser: João Carlos Ker. Co-adviser: João José Lelis Leal de Souza.

The Alto Paranaíba region is an important watershed between two large Brazilian hydrographic basins, Paraná basin and Rio São Francisco basin, being an important agricultural production hub in the State of Minas Gerais. The studies about soil genesis in Minas Gerais are extensive, however, there are few studies that seek to understand the genesis of soils derived from the ultramafic rocks of the Mata da Corda group in the Alto Paranaíba region, especially soils with high activity clays and magnetic character. Given the above, the present research aimed i) to characterize the mineralogy of the soils of Alto Paranaíba, with emphasis on x-ray diffraction and magnetic susceptibility, ii) to identify the influence of the material of ultramafic origin through the geochemical characterization of main elements, trace and Rare Earth Elements. The main results obtained through the analyzes carried out were: a) Rhodic Ferralsols under tufite influence have levels of rare earth elements, up to 100 times higher than diabase and basalt Ferralsols b) 2:1 clay soils showed high magnetic susceptibility in the sand and silt fraction, while the Ferralsols, all the fractions showed high magnetic susceptibility c) the geochemical data indicate the presence of silica clays 2:1 rich in Fe d) the soils with the occurrence of high activity clays presented high levels of P available by mehlich -1. Such results may assist in the taxonomic refinement of the Brazilian Soil Classification System, providing more information on soil management and support capacity.

Keywords: Pedogenesis. Magnetic Susceptibility. High-Activity Clay.

SUMÁRIO

1. Introdução geral	10
2. Revisão de literatura	11
2.1. Contexto geológico da área de estudo	11
2.2. Geomorfologia e solos da área de estudo	13
2.3. Elementos traço.....	14
2.4. Elemento terras raras (ETRs).....	15
2.5. Mineralogia	17
2.6. Suscetibilidade Magnética	20
2.7. Índices de intemperismo Ki, Kr e WIP	21
3. Material e métodos.....	22
3.1. Área de estudo	22
3.2. Descrição e amostragem em campo	23
3.3. Caracterização química dos solos.....	27
3.3.1. Análise química de rotina	27
3.3.2. Digestão sulfúrica	27
3.3.3. Fe, Al, Mn extraídos por DCB e OAA	28
3.3.4. Digestão ácida.....	28
3.3.5. Composição química por microfluorescência de raios-X por energia dispersiva (μ -EDX)	29
3.4. Caracterização física dos solos	30
3.5. Caracterização mineralógica	30
3.5.1. Difração de raios-X.....	30
3.5.2. Suscetibilidade magnética	31
3.6. Análise estatística.....	31
4. Resultados e discussão	31
4.1. Características morfológicas	31

4.2. Características físicas dos perfis estudados.....	34
4.3. Mineralogia por difração de raio-x (DRX)	37
4.4. Suscetibilidade magnética	50
4.5. Características químicas dos perfis estudados	55
4.5.1. Características químicas para avaliação da fertilidade do solo .	55
4.5.2. Digestão sulfúrica	60
4.5.3. Extração de Fe e Al por ditionito citrato bicarbonato de sódio (DCB) e Oxalato ácido de amônio (OAA)	64
4.5.4. Geoquímica por fluorescência de raios – X (μ -EDX)	68
4.5.5. Análise química semi total (EPA 3051A)	72
4.5.6. Análise química total	78
4.5.6.1. Geoquímica dos elementos maiores e menores	78
4.5.6.2. Geoquímica dos elementos traço	86
4.5.6.3. Geoquímica de Elementos Terras Raras (ETR)	91
5. Conclusões	95
6. Referências	95
Apêndices	115

1. Introdução geral

Inserida no bioma dos Cerrados, a região do Alto Paranaíba, compreende 33 municípios mineiros, representando 7,5 % da área do território estadual. Além de ser um importante divisor de águas entre as bacias do Paraná e São Francisco, é, também, um importante centro de produção agrícola do estado, principalmente com agricultura de alta tecnologia, onde se destacam os cultivos de café, milho, soja, trigo, batata, cenoura, algodão, pastagens, entre outros. Juntamente com o Triângulo Mineiro, é tida como uma das regiões mais desenvolvidas do estado em termos de agricultura para o agronegócio.

O relevo da região é composto por extensos chapadões, relíquias da antiga superfície Sul-americana de Lester King, com cotas altimétricas variando de 1.100 a 1.200 metros, onde é amplo o domínio de Latossolos Vermelhos Amarelos Distróficos mesoférricos sob Cerrado.

Verificam-se, ainda, áreas dissecadas pela incisão da drenagem (Ciclo Velhas, de Lester King), onde observa-se também expressiva ocorrência de Latossolos Vermelhos Distróficos férricos e perférricos. Em menor expressão, são constatados também Neossolos Litólicos Chernossólicos fragmentários, Chernossolos e Vertissolos Ebânicos, todos eutróficos com teores muito elevados de Ca^{2+} . Nestas áreas dissecadas são comuns a exposição das rochas tuffíticas, provenientes do vulcanismo alcalino da província Minas – Goiás. Nestas áreas, a vegetação é de floresta tropical subperenifólia.

Nas áreas dissecadas, o arcabouço geológico é peculiar, com ocorrências de rochas ultramáficas ricas em elementos traço e minerais magnéticos, em que a mineralogia das rochas e das frações argila, silte e areia dos solos são pouco comuns em solos brasileiros, destacando-se a atração magnética (constatada por magneto de mão) em todos os solos, indicando a presença de minerais ferrimagnéticos, além da suspeita da presença de nontronita, argila silicatada de estrutura 2:1, no caso dos Vertissolos, Chernossolos e Neossolos Litólicos Chernossólicos.

Desta forma, as seguintes hipóteses foram formuladas: i) Os solos originados por rochas da formação Mata da Corda possuem composição geoquímica diferenciada quanto aos teores de elementos traço (ETs) e elementos terras raras (ETRs), sobretudo em comparação aos solos de diabásio

e basalto, incluídos para fins de comparação; ii) alta plasticidade e pegajosidade e ocorrência de fendilhamento, indicam a presença expressiva de minerais 2:1 expansivos, possivelmente a nontronita, nos Neossolos, Vertissolos e Chernossolos; iii) a suscetibilidade magnética (X_{bf}) nos solos menos intemperizados é mais elevada nas frações areia e silte, enquanto que nos Latossolos Vermelhos a fração argila apresenta os maiores valores de X_{bf}, podendo essa ser utilizada como indicador pedogenético.

Diante do exposto, a presente pesquisa teve como objetivo identificar a assinatura geoquímica de alguns solos das áreas dos municípios de Lagoa Formosa e Patos de Minas, por meio da quantificação dos elementos maiores, menores, traço e terras raras, extraídos por diferentes métodos, assim como, realizar caracterização mineralógica dos solos, utilizando a suscetibilidade magnética e difração de raios – X.

Para tanto, foram coletados 10 solos em diferentes posições na paisagem, sendo eles: 3 Neossolos Litólico Chernossólico fragmentário, em encosta íngreme, 1 Chernossolo Háptico Órtico, na meia encosta, 1 Vertissolo Ebânico Órtico chernossólico, terço inferior da encosta, 1 Latossolo Vermelho-Amarelo distroférico, no topo da paisagem, 1 Latossolos Vermelhos distroférico e 4 Latossolos Vermelhos Perférico em encosta suave ondulada.

2. Revisão de literatura

2.1. Contexto geológico da área de estudo

A província ígnea da região formou-se entre o Jurássico Superior e o Cretáceo, possuindo uma forma alongada de direção NW-SE, denominada de Arco do Alto Paranaíba (Ladeira et al., 1971; Fuck et al., 1993). As anomalias magnéticas desta província permitem a diferenciação entre os derrames da Formação Serra Geral, na bacia do Paraná, e da Formação Patos sobre o grupo Bambuí. O Arco no Alto Paranaíba constitui-se um divisor de águas entre duas importantes bacias hidrográficas brasileiras, a do Paraná e bacia Sanfranciscana (Melfi et al., 1988).

Sgarbi & Gaspar (2002) agruparam a província alcalina do Alto Paranaíba e Rio Verde-Ibiporã, atribuindo o nome de Província Alcalina Minas-Goiás, compostas por quatro subprovíncias/grupos: Mata da Corda, Alto Paranaíba,

Santo Antônio da Barra e Iporá, constituindo umas das províncias potássicas de maior volume do mundo, com aproximadamente 15.000 km³ de rochas de composição máfica e ultramáfica (Gibson et al., 1995).

Além de elevados teores de K, as rochas do Grupo Mata da Corda, apresentam teores expressivos de P₂O₅, podendo atingir 27 %, possuindo importante valor econômico para a mineração/agricultura. Segundo Melo (2012), os elevados teores de P₂O₅ no Grupo Mata da Corda são restritos a formação Patos que constitui a base da Grupo Mata da Corda, estando associados a injeções clásticas e micro veios com elevados teores de P₂O₅.

O grupo Mata da Corda foi promovido de formação para grupo por Campos & Dardenne (1997), e dividido em duas formações: Patos e Capacete.

Os solos do presente estudo foram coletados sobre rochas da Formação Patos, portanto de maior interesse para o presente trabalho, brevemente tratado a seguir.

A Formação Patos é composta de rochas ígneas de origem efusiva e piroclástica. Constitui a base do Grupo Mata da Corda, possuindo espessura máxima de 150 m sendo recoberta por rochas da Formação Capacete e uma espessa cobertura laterítica, onde se encontram os LVAs das chapadas (Seer et al., 1989; Campos & Dardenne, 1997).

Estas rochas têm sido objeto de estudo desde o início do século XX, com intuito de entender os eventos geológicos ocorridos para sua formação e também devido à potencialidade de ocorrência de depósitos minerais com viabilidade econômica, como por exemplo, rochas fosfatadas e potássicas para fabricação de fertilizantes, jazidas de ETRs e diamantes, conforme destacam Araújo e Ilchenco (s.d)

A composição mineral inclui, olivina, micas, clinopixênios, espinélios de Fe (magnetita, maghemita e titano-magnetita), magnesioferrita, ilmenita e feldpatoides (Fabris et al., 1995 e 1997; Silva et al., 2005).

Em relação a textura das rochas são encontradas desde derrames de lava, até rochas ígneas de origem explosiva com granulação variando desde cinzas (tufito) até blocos e bombas (Moraes et al., 1986), As rochas são ultrabásicas, subsaturada em SiO₂, com teores elevados de Ca, Fe, Ti e Ba e baixos teores de Mg (Sgarbi & Sgarbi, 2003).

As cinzas vulcânicas foram depositadas nas áreas mais dissecadas do relevo, ocasionando entupimento das calhas de drenagem, formando um ambiente de deposição sedimentar lacustres, sobre as rochas tufíticas. Desta forma, as rochas tufíticas estariam assentadas ora sobre o Grupo Bambuí, outrora sobre a formação Areado, sendo recoberta pela formação Bauru (Seer et al., 1989).

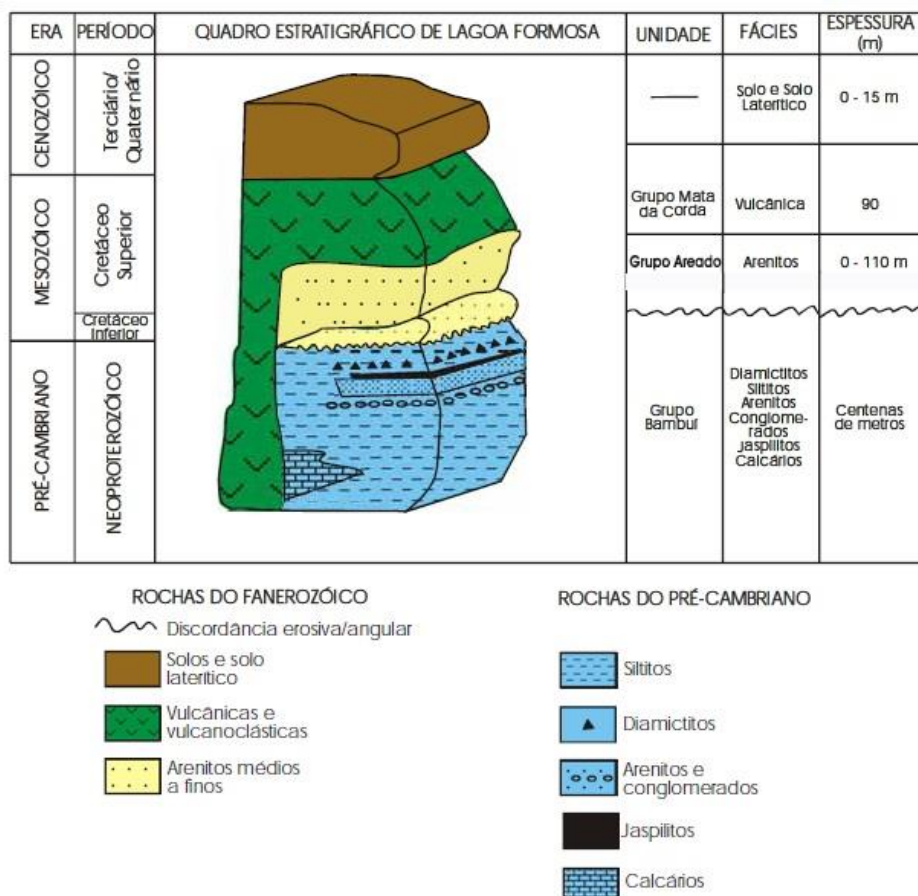


Figura 1. Coluna estratigráfica da Região de Lagoa Formosa – MG. (Baptista, 2004).

2.2. Geomorfologia e solos da área de estudo

A geomorfologia da região é composta por extensas áreas aplainadas, resquícios da antiga superfície Sulamericana, com altitude variando de 1100 a 1200 m, onde predominam Latossolos Vermelho-Amarelos distróficos.

Abaixo da superfície Sulamericana ocorrem planaltos rebaixados e dissecados provenientes do ciclo de erosão Velhas, que na região de Lagoa Formosa, encontra-se mais aplainados com altitude aproximada de 900 m (King, 1956; Braun, 1971; Motta et al., 2004). Nestas áreas são comuns os Latossolos

Vermelhos Distróficos férricos e perférricos (outrora classificados como Latossolos Roxos (Carmo et al., 1984; Ferreira et al., 1994; Ker, 1997; Motta et al., 2004), de expressiva magnetização.

Nas encostas íngremes, provenientes de processos recentes de erosão, onde as rochas tuffíticas do grupo Mata da Corda foram expostas mais recentemente, ocorrem Neossolos Litólicos chernossólicos. Nas partes menos íngremes das encostas ocorrem Chernossolos Háplico Órtico e Vertissolos Ebânicos órticos chernossólicos. Todos esses solos são altamente magnéticos e com argilas de alta atividade (Ta), elevada saturação por bases, coloração escura e horizonte A chernozêmico. (Ker et al., 2005; Silva et al., 2005; Rolim Neto et al., 2009 Silva et al., 2009). Estes solos ainda são muito poucos estudados em relação à mineralogia, susceptibilidade magnética e características química, sobretudo quanto ao conteúdo de ETs e ETRs.

2.3. Elementos traço

O termo elementos traço (ET) abrange um conjunto de elementos químicos de diferentes grupos da tabela periódica. Em termos geoquímicos estes elementos possuem teores de ocorrência em rochas e solos normalmente inferior a 1000 mg kg^{-1} , exceto quando trata-se de reservas minerais (Alloway, 2013). Alguns destes ETs podem ser essenciais para o metabolismo de plantas e animais, denominados na agricultura como micronutrientes (exemplo: Zn, Cu, Co, Ni, Mo), outros são elementos tóxicos, sem nenhuma função biológica (exemplo: As, Pb, Hg,). É necessário ressaltar que mesmos os elementos essenciais em teores elevados, trazem problemas a saúde e complicações ambientais (Kabata-Pendias, 2001).

O teor de ET possui ampla variação de distribuição no planeta. Seus teores naturais em solos, estão diretamente relacionados com o material de origem em questão e aos processos pedogenéticos atuantes. Tem-se que solos derivados de rochas máficas e ultramáficas tendem a possuir teores de ET mais elevados, sendo que os representantes máficos possuem maiores teores de Cu, Mn, V e Zn, enquanto que os ultramáficos possuem maiores valores para Co, Cr e Ni (Alloway, 2013).

A afinidade geoquímica entre Fe, Ti e ET, tem sido postulada há algum tempo (Deer et al., 1992; Kämpf & Curi, 2000). Diversos estudos encontraram

correlação positiva entre esses elementos em solos do Brasil, corroborando com afinidade geoquímica (Ferreira et al., 1994; Ker, 1995; Camêlo et al., 2018, Silva Filho et al., 2019). A utilização da suscetibilidade magnética é uma importante ferramenta para esses tipos de estudo, pois os espinélios de Fe são uns dos principais reservatórios de ETs em rochas e solos (Fabris et al., 1994; Fabris et al., 1995; Costa 1999; Ayoubi et al., 2019; Mello et al., 2020).

O solo é considerado um sistema aberto, pois existem constantes fluxos de matéria e energia entre as “esferas”. Com isso, alteração das condições pedológicas como variação do pH, do potencial redox, eluviação/iluviação de argila e matéria orgânica, alteração mineral e erosão, podem alterar os teores de ET no solo, promovendo enriquecimento ou depleção em relação ao material de origem. Por outro lado, mesmo em solos altamente intemperizados, a influência do material de origem no teor de ET ainda é observada (Curi & Franzmeier 1984).

Apesar da preocupação com os elevados teores de ET, relacionado à poluição ambiental, risco à saúde humana e ambiental, na última década, pesquisas buscam alternativas de biofortificação de alimentos com ET essenciais para o metabolismo animal, principalmente Zn. Esses estudos de biofortificação tem como objetivo suprir a necessidade alimentar, principalmente de populações carentes de países subdesenvolvidos, que podem apresentar deficiência desses elementos e que implicam também em problemas graves de saúde (Cakmak, 2008; White et al., 2017; Cakmak & Kutman, 2018).

2.4. Elemento terras raras (ETRs)

Dos 17 elementos terras raras (ETRs), 15 são da série dos Lantanídeos (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu), mais o Y e Sc, divididos em dois subgrupos, leves (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm e Eu) e pesados (Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y e Sc), sendo separados em função de sua solubilidade e massa atômica. O adjetivo “raro” a estes elementos, inicialmente foi empregado por limitações tecnológicas para suas identificações, porém sabe-se atualmente de suas ocorrências em mais de 270 minerais, tanto nos primários como nos secundários. (Khan et al., 2017; Ramos et al., 2016).

A abundância dos ETRs obedece a regra de Oddon-Harkins, em que os elementos de número atômico par possuem maior abundância que seu vizinho próximo de número atômico ímpar, refletindo um decréscimo das concentrações

em forma de “serra” na medida em que a massa atômica aumenta (Nikanorov, 2009; Albarède, 2016; Aide e Aide, 2012). Hu et al. (2006) mostram o seguinte decréscimo da concentração dos ETRs em rochas: granitos > basaltos > arenitos. Os kimberlitos da Formação Mata da Corda apresentam balanço entre ETR leves (ETRL) / ETR pesados (ETRP), semelhantes aos balanços identificados para grande parte das rochas ultramáficas do grupo (Kazmers, 2001; Sgarbi & Sgarbi, 2003). Porém, por se tratar de rochas ígneas, esperava-se maior contribuição de ETRP, que possuem afinidade com a fase mineral.

Desta forma tem-se que o enriquecimento das rochas em ETRL que são incompatíveis com a estrutura cristalina dos minerais, devido seu elevado raio iônico e/ou elevada carga, possui relação com processos metassomáticos durante a formação das rochas do grupo Mata da Corda (Brod et al., 2000; Brod et al., 2005)

A posição dos ETRs na estrutura cristalina é relacionada com o raio iônico e, conseqüentemente, com o número de coordenação, sendo que os ETRL ocupam as posições de maior número de coordenação e os ETRP as menores (Tyler, 2004). Em relação a dinâmica dos subgrupos dos ETRs (leves e pesados), os leves estão associados aos solos argilosos, enquanto os pesados a solos de textura mais grosseira, devido à presença de minerais mais resistentes ao intemperismo na fração areia (Ramos et al., 2016).

A dinâmica dos ETRs, como de qualquer outro elemento químico presente no solo, depende do comportamento físico-químico das fases que compõem os solos (mineral, orgânica e líquida). Cao et al. (2001) e Jones (1997), afirmam que mudanças no pH da solução e da CTC afetam diretamente a capacidade de adsorção de La, Y, Pr e Gd, e que a redução do pH e do potencial redox aumenta a disponibilidade de La, Ce, Gd e Y. O conteúdo de argila e as características mineralógicas destas também afeta a dinâmica dos ETRs no solo (Bao & Zhao, 2008; Aide & Aide, 2012).

Os estudos dos ETRs e seu comportamento geoquímico em solos torna-se importante para o melhor entendimento sobre a gênese de solos, pois estes podem servir como marcadores de processos pedogenéticos, como eluviação/iluviação de argila, mudanças no potencial redox e descontinuidades litológicas (Laveuf et al., 2008). Em um trabalho de revisão sobre a utilização dos ETRs associados com pedogênese, Aide & Aide (2012) levantaram estudos de

casos que utilizaram as assinaturas dos ETRs e seus comportamentos geoquímicos na identificação e quantificação de processos pedogenéticos. Porém é necessário ressaltar que grande parte destes estudos faz-se em solos provenientes de climas subtropicais.

2.5. Mineralogia

A mineralogia, dos solos de maior ocorrência no Alto Paranaíba são condizentes com a mineralogia encontrada em solos intemperizados em ambiente tropical, ressaltando as peculiaridades em relação ao material de origem desses solos.

Desta forma, tem-se que para os solos mais intemperizados, a mineralogia da fração argila possui uma composição relativamente simples, composta por caulinita, hematita, goethita e gibbsita, em diferentes proporções (Curi & Franzmaier, 1984; Ker, 1995; 1997). Por outro lado, a ressalva realizada se faz válida, pois em alguns Latossolos do Alto Paranaíba, espinélios de Fe (magnetita/maghemita) e anatásio são encontrados com frequência, devido a origem ultramáfica da rocha (Curi & Franzmaier, 1984; Ferreira et al., 1994; Fabris et., 1994; 1997; Goulart et al., 1997).

A caulinita é um argilomineral silicatado secundário com estrutura 1:1 (Dixon 1989). Em ambientes tropicais, ela provavelmente é o mineral mais abundante nos solos, podendo ser originada através do intemperismo de vários minerais primários, tanto por rearranjo estrutural via neoformação, como por exemplo nos intemperismos dos feldspatos, como por transformação direta de argilas do tipo 2:1. O espaçamento característico $d(001)$ é de 0,72 nm, devido a ligação por meio de pontes de hidrogênio entre as lâminas. A gênese da caulinita está relacionada a condições de perdas de cátions básicos e Si em condições de drenagem livre em ambientes tropicais, monossilitização (Dixon 1989; Velde 1992).

Os óxidos de Fe (termo que engloba óxidos, hidróxidos e oxi-hidróxidos), em solos tropicais, sem impedimento significativo de drenagem são principalmente goethita e hematita. A liberação do Fe no solo ocorre principalmente com o intemperismo de minerais ferromagnesianos (olivina, piroxênios hornblendas, biotita), comuns em vários tipos de rocha, principalmente nas máficas e ultramáficas. O Fe^{2+} pode ser liberado por meio de

protólise, e o Fe^{3+} por oxidação dos minerais primários. No solo, o Fe^{2+} é rapidamente oxidado a Fe^{3+} na presença de O_2 . (Schwertmann & Taylor, 1989; Kämpf & Curi, 2000; Cornell & Schwertmann, 2003).

A formação da hematita é favorecida por altas taxas de liberação de Fe via intemperismo, temperatura elevada e solos bem drenados. A formação da goethita é favorecida em ambientes de menor atividade de Fe, temperaturas amenas, drenagem menos eficiente e presença de teores significativos de matéria orgânica (Kämpf e Schwertmann, 1983; Curi & Franzmeier, 1984; Kämpf & Curi, 2000; Cornell & Schwertmann, 2003). Além de outras propriedades, estes óxidos possuem grande importância para a fixação de P, em formas não lábeis em Latossolos, porém esse mérito não será abordado.

A goethita confere aos solos coloração amarela e possui maior estabilidade em relação a hematita que confere coloração vermelha (Kämpf & Curi, 2012). Mesmo solos de matiz vermelha possuem presença de goethita, que possui sua coloração mascarada pelo elevado caráter pigmentaste da hematita.

A gibbsita é um óxido de Al, sendo um dos representantes finais do processo de evolução do intemperismo, caracterizado por perdas expressivas de cátions básicos e sílica, ocasionada pelo processo de alitização. A presença de gibbsita nos solos está relacionada com formação e estabilidade de microagregados, característicos de solos oxídicos (Kämpf & Curi, 2012).

Além dos minerais comuns mencionados, Rolim Neto et al. (2009) encontram nos solos do Alto Paranaíba, ocorrência de esmectitas, illita caulinita, gibbsita e anatásio, em horizontes Bi e para horizontes Bw, além dos argilominerais anteriormente citados, vermiculita com hidrox entrecamadas (VHE). A ocorrência de argilominerais característicos de fases iniciais do intemperismo (esmectitas), junto a elementos de fase final de intemperismo (gibbsita), pode estar relacionado com a possibilidade de minerais primários de alta temperatura de cristalização sofrerem intemperismo acelerado, passando direto para gibbsita (Menegotto, 1983; Ibraimo 2000).

Na fração grosseira dos Latossolos derivados de rochas máficas e ultramáfica como os LV da área de estudo, a magnetita e ilmenita são os minerais mais frequentes nas frações grosseira (Schaefer et al., 2008).

A mineralogia dos solos menos intemperizados, localizados em superfícies geomorfológicas jovens e conseqüentemente com maior influência

do material de origem, possui composição mineralógica diferenciada para ambiente tropical. As argilas silicatadas possuem estrutura 2:1, conferindo aos solos maior CTC. A gênese desse mineral está relacionada à riqueza química do material de origem e com ambientes de pouca lixiviação, mantendo os cátions básicos no sistema com pouca perda de sílica, e pH elevado (> 5), caracterizando bissialitização (Douglas, 1989; Borchardt, 1989; Righi & Meunier, 1995).

A ocorrência de nontronita nos solos magnéticos de argilas Ta é possível. A nontronita é um representante do grupo das esmectitas, que teve sua estrutura identificada por Hoffmann et al. (1933, apud Stucki, 1987). A gênese da nontronita, normalmente, possui relação com intemperismo de rochas máficas e ultramáficas com elevados teores de Fe. Sua presença é mais marcante em saprolitos que possuem menor grau de intemperismo/lixiviação (Stucki, 1987).

A depender do número de oxidação (Fe^{2+} ou Fe^{3+}), podem ocorrer argilas dioctaédricas ou trioctaédricas. A nontronita pedogenética, normalmente apresenta Fe^{3+} , na posição octaédrica. Mesmo com a presença de Fe na estrutura cristalina, a nontronita não apresenta suscetibilidade magnética (Stucki, 1987).

A nontronita é tida como um membro final, com composição química definida [$\text{Fe}^{3+}(\text{VI})_4$ (Al_2, Si_6) (IV)], porém em condições naturais de formação, essas tendem a apresentarem composições químicas transicionais entre os membros do grupo, como por exemplo, a montmorilonita. (Stucki, 1987; Menegotto, 1988).

Em relação a difração de raios – X, a nontronita apresenta expansão típica das esmectitas em 1,7 nm com saturação por etileno glicol e colapso a 1,00 nm após saturação com K e aquecimento a 350° C. A sua identificação pode ser realizada com interpretação do pico referente ao plano d (060) de aproximadamente 0,152 nm, onde a dimensão b de (060), possui boa correlação com o conteúdo de Fe (Borchardt, 1989).

A fração grosseira desses solos é composta por minerais primários facilmente intemperizáveis (MPFI), ilmenita, rutilo, anatásio, magnetita/maghemita, Ti-magnetita (Fabris et., 1994; 1997; Goulart et al., 1997). Silva et al. (2005) identificaram a magnesioferrita, pela primeira vez no Brasil, na fração grosseira de um Chernossolo com atração magnética do Alto Paranaíba.

2.6. Suscetibilidade Magnética

A manifestação da característica magnética do solo está diretamente relacionada com a mineralogia do mesmo. Dos elementos químicos, apenas Fe, Co e Ni são magnetizáveis, portanto, a suscetibilidade magnética de rochas e solos são diretamente relacionadas ao teor de Fe, visto que ele é o quarto elemento mais abundante da terra, e que sua concentração nos solos é normalmente superior a 40 vezes a soma de Co e Ni (Coey, 1987).

Os minerais são classificados quanto ao seu comportamento magnético, em função do momento magnético que apresentam, possuindo relação com elétrons e organização de seus spins que orbitam o núcleo. Sendo assim, os minerais são classificados em ferromagnéticos, ferrimagnéticos, paramagnéticos, diamagnéticos e antiferromagnéticos (Dearing, 1999).

Os principais minerais responsáveis pela suscetibilidade magnética em rochas e solos são magnetita e maghemita, que são classificadas como ferrimagnéticos, e possuem uma elevada suscetibilidade magnética (Quadro 1). É importante ressaltar que todos os materiais possuem um comportamento magnético, seja ele elevado, baixo, negativo ou nulo (Dearing, 1999).

Alguns processos foram postulados para a formação de minerais ferromagnéticos no sistema solo, como por exemplo, ocorrência de fogo em "topsoil" contendo matéria orgânica, justificaria a ocorrência de maghemita em horizontes superficiais (Schwertmann & Fechter, 1984). Porém, para o presente trabalho será considerada apenas ocorrência de minerais ferrimagnéticos (magnetita) no material de origem, visto que são minerais comuns nas rochas do grupo Mata da Corda (Ferreira et al., 1994; Fabris et., 1994, 1997).

Quadro 1. Suscetibilidade magnética de alguns constituintes no solo. (Van Dam et al., 2004; Maher, 1998).

Material	Composição química	Classificação	Suscetibilidade magnética ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)
Água	H ₂ O	Diamagnético	-0,9
Quartzo	SiO ₂	Diamagnético	-0,6
Pirita	FeS ₂	Paramagnético	30
Ferrihidrita	5Fe ₂ O ₃ .9H ₂ O	Paramagnético	40
Lepdocrocita	δ -FeO.OH	Paramagnético	70
Ilmenita	FeTiO ₃	Superparamagnético	200
Hematita	α-Fe ₂ O ₃	Anti-ferrimagnético	60
Goethita	α -FeO.OH	Anti-ferrimagnético	70
Pirrotita	Fe ₇ S ₈ /Fe ₈ S ₉ /Fe ₉ S ₁₀	Ferrimagnético	5000
Maghemita	δ -Fe ₂ O ₃	Ferrimagnético	40000
Magnetita	Fe ₃ O ₄	Ferrimagnético	50000

O processo de transformação via oxidação gradual da magnetita daria origem a sistemas mineralógicos compostos por magnetita, maghemita e hematita, a depender do grau de evolução (Santana et al., 2001). E o grau de evolução do solo, ou desenvolvimento pedogenético, poderia ser avaliado pela predominância de tais minerais.

O estudo da assinatura magnética dos solos possuem diversas aplicações no campo das ciências ambientais, podendo ser usado em estudos mineralógicos, identificação de processos pedogenéticos, auxílio no mapeamento, predição de atributos do solo, caracterização de áreas com diferentes potenciais de produtividade agrícola, estudos geoquímicos de rochas, solos e sedimentos, poluição ambiental entre outros (Dearing 1999; Santana et al., 2001; Aydin et al., 2007; Peluco et al., 2013; Ayoubi et al., 2019; Cervi et al., 2019; Mello et al., 2020). Com isso, a assinatura magnética do solo é uma importante ferramenta nos estudos ambientais, independentes da área.

2.7. Índices de intemperismo Ki, Kr e WIP

Uma forma de avaliar o grau de evolução pedológica do solo é por meio das relações moleculares Ki e Kr. Para o Ki ($\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3 \times 1,7$), a relação molecular leva em consideração apenas Si e Al. Como o Al é um elemento pouco móvel e tende a se acumular de forma residual com o avanço do intemperismo, quanto menor o valor de Ki, maior será o grau de intemperismo.

O índice Kr $[(\text{SiO}_2 / 0,6) / (\text{Al}_2\text{O}_3 / 1,02) + (\text{Fe}_2\text{O}_3 / 1,6)]$ avalia a concentração residual de Al e Fe na forma de óxidos em detrimento da diminuição dos teores de Si presentes nas camadas tetraedrais das argilas silicatadas.

Desta forma tem-se que solos com K_i e $K_r \geq 0,75$ são caulíníticos, $K_i > 0,75$ e $K_r \leq 0,75$ são caulíníticos-oxídicos e solos oxídicos com K_i e $K_r < 0,75$ (EMBRAPA, 2018).

Outro índice de intemperismo utilizado para avaliar o grau de evolução pedológica dos solos foi o Weathering Index of Parker (WIP). Este índice avalia o grau de intemperismo por meio das relações moleculares dos metais alcalinos e alcalinos terrosos, juntamente com a força de ligação de cada um dos metais com o O, indicando a facilidade de remoção deste elemento. Quando maior for o valor de WIP menor será o grau de intemperismo do solo (Parker 1970).

3. Material e métodos

3.1. Área de estudo

A área de estudo localiza-se no centro-oeste mineiro, compreendendo os municípios de Patos de Minas e Lagoa Formosa. A altitude média da área é 900 m, sendo os solos coletados entre as cotas altimétricas de 870 m a 1100 m. A região de Lagoa Formosa é divisor de água das bacias Alto Paranaíba e São Francisco (Melfi, 1988)

O clima é classificado com Aw, segundo classificação de Köppen. A precipitação média anual para a região é de aproximadamente 1400 mm (Novais, 2011), com chuvas concentradas no verão. A temperatura média anual de 22,5°C.

O relevo é classificado como plano a suave ondulado (Motta et al., 2004). As partes mais elevadas são caracterizadas por uma superfície mais plana característica do planalto central, favorecendo a utilização de maquinário agrícola.

Os Latossolos Vermelhos distróficos férricos e perférricos são os solos que ocorrem nas encostas menos íngremes, enquanto que nas áreas mais dissecadas e próximas ao pé das encostas ocorrem os Neossolos e Cambissolos com predomínio de argilas Ta (Ferreira et al., 1994; Rolim Neto et al., 2009).

O bioma cerrado representa a vegetação natural da área, incluindo as fitofisionomias florestal, savânica e campestre (Flauzino et al., 2010). Devido ao intenso uso agrícola, estima-se que apenas 20 % da região que engloba a área de estudo, possui cobertura de vegetação natural (IBAMA, 2015).

A geologia da área de estudo é dominada por rochas do Grupo Mata da Corda, do Neocretáceo, estando relacionadas aos eventos tectônicos da bacia hidrográfica Sanfranciscana (Campos & Dardenne, 1997; Baggio et al., 2007; Fragoso et al., 2011). As formações Patos e Capacete são os litotipos pertencentes ao Grupo Mata da Corda, que devido a sua variabilidade estratigráfica e interdigitação torna-se difícil sua individualização em escalas menores (Fragoso et al., 2011).

A formação Patos é tida como a unidade basal do Grupo Mata da Corda, caracterizando-se por magmas alcalinos máficos e ultramáficos da província alcalina Minas-Goiás (Campos e Dardenne, 1997; Baggio et al., 2007). As rochas da formação Patos são classificadas quanto sua composição química como kamáfugitos, altamente dessaturadas em sílica, com afinidade ultrapotássica (Sgarbi & Valença, 1991, Sgarbi & Sgarbi, 2003).

A área foi selecionada devido a ocorrência de rochas de composição ultramáfica que confere aos solos do Alto Paranaíba composição mineralógica diferenciada, em especial os solos de argilas Ta, com caráter magnético.

3.2. Descrição e amostragem em campo

A área de estudo foi intensamente percorrida e observada, com auxílio de mapas geológicos e pedológicos, com objetivo de selecionar solos representativos da área. A descrição do perfil foi realizada em cortes de estradas, com abertura de trincheira quando necessário. As descrições morfológicas e coletas de amostras foram realizada conforme Santos et al. (2015).

Foram realizadas descrição e amostragem de cinco solos, sendo eles: 3 Neossolo Litólico Chenossólico; 1 Vertissolo Êbanico Órtico chernossólico; 1 Chenossólico Háplico Órtico típico (Quadro 2).

Amostras de cinco horizonte Bw de Latossolos foram coletadas com auxílio de trado holandês a uma profundidade variando de 60 a 100 cm, sendo: 1 Latossolo Vermelho-Amarelo distroférico, 1 Latossolo Vermelho distroférico e 3 Latossolos Vermelhos Distrófico Peférico (Quadro 2).

Foram coletadas amostras de rocha pouco alterada na base do perfil e petroplintita para análises químicas e mineralógicas.

Quadro 2. Classificação, altitude, material de origem e atração magnética dos solos estudados.

Perfil	Classificação	Altitude (m)	Mat. Origem	Atração Magnética¹	Uso atual
P1	RLm fragmentário	1050	Tufito	Moderada	Pastagem
P2	VEo chernossólico	900	Tufito	Fraca	Pastagem
P3	MXo típico	870	Tufito	Moderada	Milho
P4	RLm fragmentário	990	Tufito	Moderada	Pastagem
P5	RLm fragmentário	1000	Tufito	Moderada	Pastagem
P6	LVd férrico	930	Tufito	Moderada	Milho
P7	LVd perférrico	950	Tufito	Forte	Milho
P8	LVd perférrico	970	Tufito	Forte	Milho
P9	LVd perférrico	1000	Tufito	Forte	Milho
P10	LVAAd férrico	1100	Cobertura Laterítica	Fraca	Milho

1/ atração da TFSA por um magneto de mão

Foram incluídos 2 solos para efeito de comparação, sendo estes: 1 Latossolo Vermelho Distroférico típico, derivado de diabásio (Piracicaba – SP) e 1 Latossolo Vermelho Acriférico típico, derivado de basalto (Uberlândia – MG).

Os solos foram classificados conforme Sistema Brasileiro de Classificação de Solos – SiBCS (EMBRAPA, 2018) (Quadro 2). As amostras coletadas foram secas ao ar, cuidadosamente destorroadas para evitar a quebra de fragmentos de rocha com mais de 2 mm de diâmetro e passadas em peneira de abertura de malha de 2 mm, para obtenção da TFSA, utilizadas nas análises seguinte.

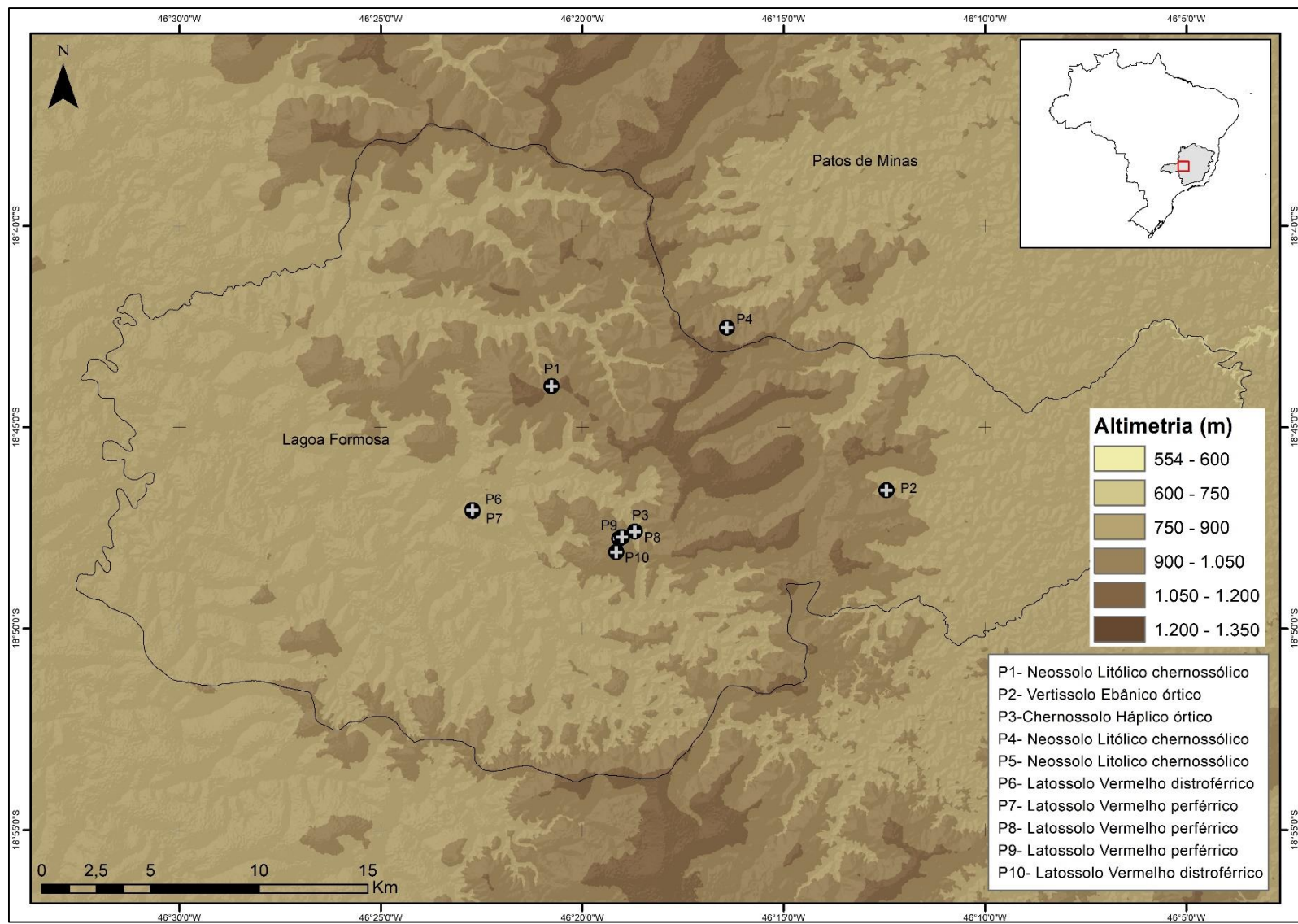


Figura 2. Mapa de localização dos solos estudados e variação da altitude.

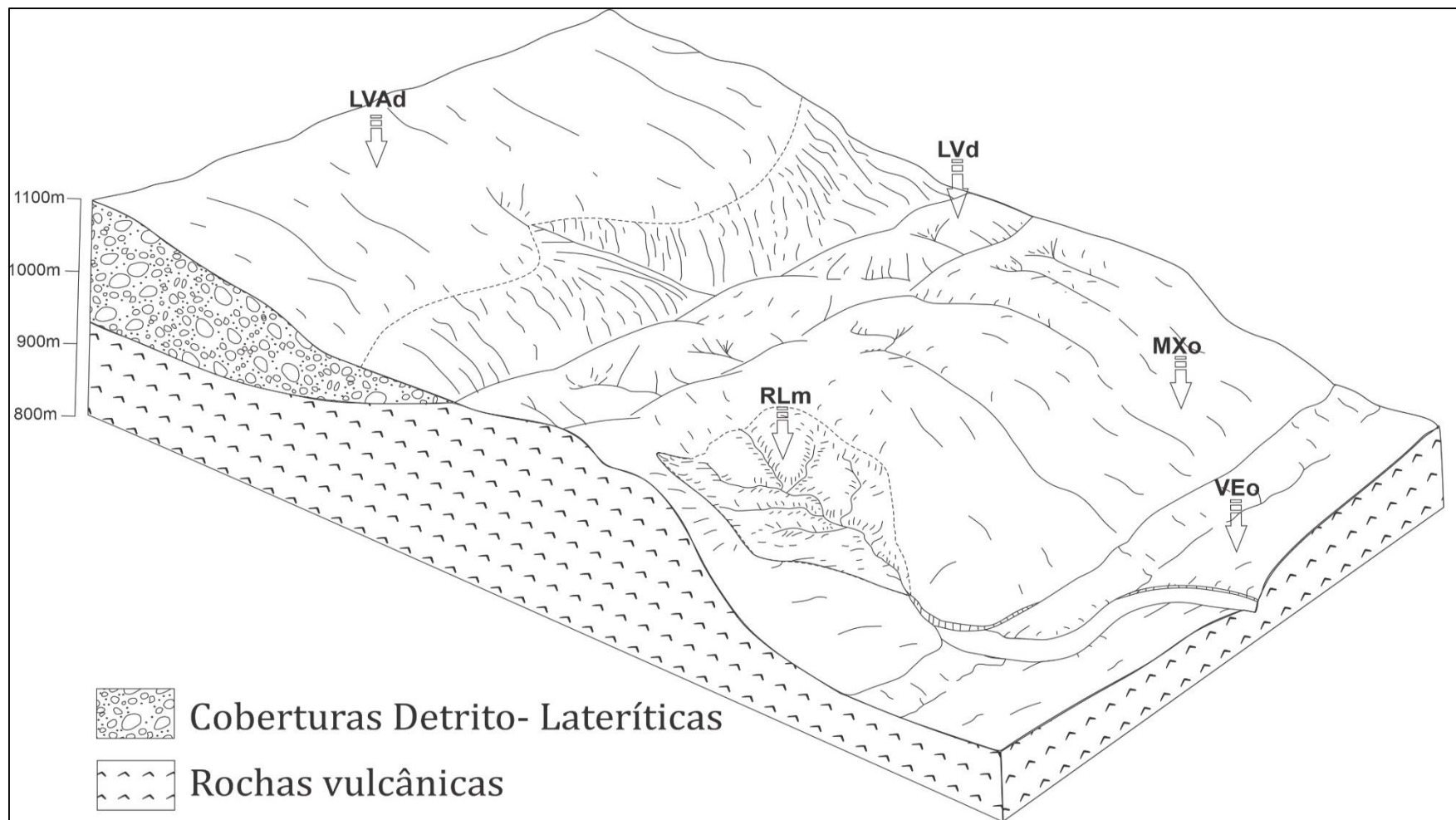


Figura 3. Bloco diagrama representativo do relevo da área de estudo e localização esquemática dos solos.

3.3. Caracterização química dos solos

3.3.1. Análise química de rotina

A caracterização química dos solos foi realizada no laboratório de rotina, DPS – UFV, seguindo metodologias da EMBRAPA (2017). O pH foi determinado em água e KCl (1 mol L⁻¹), na relação 1:2,5 (sólido/líquido). Para a determinação dos teores de P disponível, K⁺ e os micronutrientes Mn, Fe e Cu, utilizou-se o extrator Mehlich-1 (HCl 0,05 mol L⁻¹ e H₂SO₄ 0,0125 mol L⁻¹). Os teores de P foram determinados por colorimetria, seguindo metodologia de Braga e Defelipo (1974), teor de K⁺ determinado por fotometria de chama e os micronutrientes por espectrofotometria de absorção atômica. Para extração de Ca²⁺, Mg²⁺ e Al³⁺ foi utilizado KCl 1 mol L⁻¹, sendo os teores de Ca²⁺ e Mg²⁺ determinados por espectrofotometria de absorção atômica e Al³⁺ por titulometria. Acidez potencial (H+Al) foi determinada por titulometria, utilizando o extrator acetato de Ca 0,5 mol a pH 7,0. A determinação do carbono orgânico (C-org) foi realizada em via úmida com oxidação do C-org pelo dicromato de potássio (Walkley-Black).

Após tais determinações, os dados foram utilizados para cálculos de soma de base (SB), capacidade de troca catiônica efetiva e potencial ($t = SB + Al^{3+} + T = SB + (H + Al)$), saturação por base e por Al (V% e m%) e atividade da argila ($CTCr = T \times 100 / \% \text{ argila}$).

3.3.2. Digestão sulfúrica

A digestão sulfúrica (H₂SO₄ 9 mol L⁻¹) foi realizada conforme procedimento adotado por EMBRAPA (2017). Os teores de Fe, Al, Si, Ti e Mn, expressos na forma de óxidos são importantes para estudos de gênese e classificação. Os teores de Si, Al e Fe foram utilizados para calcular as relações moleculares k_i e k_r (Resende & Santana, 1988).

A digestão sulfúrica foi realizada em 1 g de TFSA em 20 mL de H₂SO₄ 9 mol L⁻¹, deixando em fervura por 30 min. Após o tempo de fervura e resfriamento da solução, adiciona-se 50 mL de água destilada. A amostra então é filtrada em papel-filtro. O resíduo retido no filtro é utilizado para determinar o teor de sílica por meio da digestão básica (NaOH 7,5 mol L⁻¹), aquecidas em banho de areia.

Os teores dos elementos foram determinados por espectrofotometria de absorção atômica.

3.3.3. Fe, Al, Mn extraídos por DCB e OAA

A extração de Fe, Al e Mn foi realizada apenas da fração argila dos solos. Para tal foram pesadas amostras de 0,5 g de argila em triplicata, para ambos os métodos. Para a extração dos elementos presentes nos minerais bem e mal cristalizados foi utilizado o método do ditionito citrato bicarbonato (DCB) Mehra e Jackson (1960), enquanto que para a extração dos elementos apenas dos minerais mal cristalizados foi utilizado o método do oxalato ácido de amônio (OAA), McKeague e Day, (1966).

O método DCB, consiste em aquecer as amostras, durante 15 min em banho-maria (75 °C), em uma solução com 40 mL de citrato de sódio 0,3 mol L⁻¹ e 5 mL de bicarbonato de sódio 1 mol L⁻¹, adicionando 1 g de ditionito ao início do aquecimento e mais 1 g de ditionito após 5 min em banho-maria. Após o término do aquecimento, as amostras foram centrifugadas a 3000 rpm e o sobrenadante transferido para balão volumétrico. O procedimento anterior é repetido com a mesma amostra, de modo que se obtenho um sobrenadante translúcido. A determinação da concentração dos elementos no extrato foi realizada por espectrometria de absorção atômica, com eventuais diluições dos extratos se necessário. A argila residual foi utilizada para confecção de lâmina de argila desferrificada, conforme item 4.5 (análise mineralógica).

Para a extração por OAA, as amostras serão colocadas em tubos tipo Falcon, envoltos em papel-alumínio, para garantir que a reação proceda no escuro. Adiciona-se 20 mL da solução (oxalato de amônio 0,2 mol L⁻¹ + ácido oxálico 0,2 mol L⁻¹ a pH 3,0), seguindo de agitação por 2 h a 50 rpm. Após a agitação, o extrato foi transferido para potes plásticos de 50 mL e refrigerados no escuro. A determinação dos elementos foi realizada por espectrometria de absorção atômica.

3.3.4. Digestão ácida

Para a extração dos elementos principais, menores e traço e ETRs utilizou-se as digestões EPA 3051a e EPA 3052, metodologias adotadas pelos órgãos ambientais brasileiro e estadunidense (US EPA 2007; CONAMA 2009).

A digestão conforme método EPA3051a foi realizada em 500 mg de TFSA, previamente macerada e peneirada a 200 mesh (0,074 mm). Como reagentes ácidos para a digestão, foram utilizados 9 mL de HNO₃ e 3 mL de HCl. Em seguida, a digestão foi conduzida em forno micro-ondas (Marca Anton Paar® - Modelo Mutiwave ECO), o tempo de digestão foi de 75 min a temperatura máxima de 150° C. Findado o processo de digestão as amostras foram filtradas em papel filtro (filtração rápida), transferidas para balões volumétricos 50 mL, previamente aferido e avolumados com água ultrapura (Milli-Q). Algumas amostras, representativas dos horizontes dos solos, foram selecionadas para obtenção dos teores totais utilizando, 9 mL de HNO₃ + 3 mL de HCl + 4 mL de HF (EPA 3052).

A leitura dos conteúdos dos elementos foi realizada por espectrometria de emissão atômica com plasma induzido acoplado (ICP – OES) para os elementos principais menores e traço, no DPS – UFV. E para os ETR a leitura foi realizada por espectrometria de massa com plasma induzido acoplado (ICP – MS), no Laboratório da SGS GEOSOL. Os elementos maiores e menores foram convertidos para óxidos.

O controle de qualidade da extração EPA 3051a foi realizado solo de referência (San Joaquim SRM 2709) certificados pelo Instituto Nacional de Padrões e tecnologia (NIST, Gaithersburg, MD, EUA). O apêndice A apresenta a taxa de recuperação e o limite de detecção e limite de quantificação para os elementos dosados.

3.3.5. Composição química por microfluorescência de raios-X por energia dispersiva (μ-EDX)

A análise semi-quantitativa por μ-EDX (μ-EDX, 1300 Shimadzu) foi realizada na TFSA e na argila, utilizando metodologia de Alves et al., (2015). A TFSA e argila foram maceradas em almofariz de ágata e passadas em peneira 200 mesh (0,074 mm). Para a construção das pastilhas, pesou-se 1 g de amostras que foi prensada (5 t por 2 min).

Para realizar a análise semi-quantitativa dos elementos químicos, o aparelho μ-EDX 1300 foi previamente calibrado, utilizando técnica de parâmetros fundamentais, juntamente com amostra de referência Montana Soil II (NIST 2711a) para obter o coeficiente de sensibilidade referente a cada elemento

químico. Os elementos foram determinados por meio do valor médio de 4800 pontos de leitura.

3.4. Caracterização física dos solos

Após a obtenção da TFSA, foi determinada a densidade de partícula, pesando-se 20 g de TFSE, para aferição de seu volume em balão volumétrico de 50 ml, conforme metodologia (EMBRAPA, 2017). A quantificação da areia, silte e argila dos solos foram realizadas pelo método da peneira - pipeta. Os solos com elevada saturação por base (valor V) foram dispersos com hexametáfosfato de sódio e, solos com baixa saturação por base com hidróxido de sódio.

A separação da fração areia é feita por peneiramento, enquanto que a separação entre silte e argila é feita por diferença no tempo de sedimentação das partículas (Lei de Stokes), utilizando os valores de Dp anteriormente obtidos. Todas as análises físicas seguiram as metodologias propostas por EMBRAPA (2017).

3.5. Caracterização mineralógica

3.5.1. Difração de raios-X

A caracterização mineralogia foi realizada nas três frações (areia, silte e argila) dos solos, utilizando o difratômetro de raios-X Panalytical X'Pert Pro PW 3040/60, equipado com 1800W, tubo de cobalto (CoK α) de 60 kV e um detector X'Celerator, do laboratório de mineralogia do DPS-UFV.

A análise da areia e silte foram realizadas em lâminas escavadas. A fração argila foi analisada em lâminas orientadas. Para identificação de argilas 2:1 foram realizados tratamentos nas lâminas orientadas, com saturação por Mg²⁺, saturação por Mg + glicerol e saturação por K⁺, seguido de tratamentos térmicos a 350 e 550 °C, conforme consta em EMBRAPA (2017). Desta forma, os difratogramas das argilas foram separados conforme o tratamento realizado pré-leitura em, argilas naturais (sem tratamento), K 25 °C, K 350 °C, K 550 °C, Mg, Mg + glicerol e argilas desferrificadas.

A identificação dos minerais foi realizada com base no espaçamento interplanar (d) para cada pico de difração, utilizando valores de espaçamento presentes na literatura (Chen, 1977; Jackson, 1975; Moore e Reynolds, 1997).

3.5.2. Suscetibilidade magnética

A avaliação da suscetibilidade magnética dos solos foi realizada na TFSA e nas diferentes frações separadas (areia, silte e argila), utilizando o Bartington MS2 System (Bartington Instruments LTD, Oxford, England), acoplado com sensor MS2B, que possibilita a mensuração da suscetibilidade magnética em baixa (kbf) (0,47 kHz) e alta frequência (kaf) (4,7 kHz), indicando desta forma a suscetibilidade magnética volumétrica (adimensional). Para medição da suscetibilidade magnética, as amostras foram acondicionadas em recipiente de 10 cm³ e posteriormente pesadas. A massa em gramas foi utilizada para calcular a suscetibilidade magnética por unidade de massa ($X_{bf} = 10 \times kbf / m$) expressa em ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$). A dependência da frequência em relação a suscetibilidade magnética $X_{fd} = 100 \times [(X_{bf} - X_{af}) / X_{bf}]$, expressa em (%), conforme Dearing (1999).

3.6. Análise estatística

Os resultados obtidos foram submetidos a análises estatísticas, possibilitando a caracterização e distinção dos elementos amostrados. Para isso, a estatística descritiva foi utilizada para obter uma visão geral dos valores referentes as variáveis.

Posteriormente, os teores dos elementos extraídos nos diferentes métodos e as características físicas, químicas e mineralógicas dos solos foram submetidos a correlação de Pearson ($p < 0,05$).

4. Resultados e discussão

4.1. Características morfológicas

As características morfológicas dos solos são condizentes com solos de argilas Ta (Quadro 3). Todos os horizontes A foram enquadrados como A chernozêmico, devido a elevada saturação por bases, teor de carbono orgânico e croma igual ou inferior a 3 (EMBRAPA, 2018).

O P1 apresenta estrutura granular pequena a média, fortemente desenvolvida. O P4 e P5 apresentaram estrutura pequena blocos angulares, fortemente desenvolvida. A consistência variou de ligeiramente dura a dura, friável a firme, plástica e pegajosa a muito plástica e muito pegajosa.

O P2 apresentou nos primeiros cm de solos (0 – 3 cm) uma camada de autogranulação (self-mulching), provavelmente resultado dos ciclos de umedecimento e secagem em argilas de alta atividade. Para Cv1, Cv2 e Cv3 a estrutura variou entre pequena a média blocos angulares e média colunar, fortemente desenvolvida. A consistências para Cv1, Cv2 e Cv3 foram extremamente dura, muito firme e muito plástica e muito pegajosa. O P2 também apresentou feições vérticas como fendas e slickensides, típicas de movimentos de expansão e contração das argilas de alta atividade.

Quadro 3. Características morfológicas dos solos estudados.

Horiz.	Profundidade (cm)	Cor (Munsell)		Estrutura	Consistência (seca, úmida e molhada)	Transição
		Seca	úmido			
P1 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico fragmentário (1050 m)						
A	0 – 20	-	7,5 YR 2,5/2	3 P/M g	Ligeiramente dura, friável, plástica e pegajosa	C e D
AC	20 – 40	-	10 YR 3/4	2,5 P bls	Dura, firme, plástica e pegajosa	C e D
C1	40 – 70	-	2,5 YR 5/3	2 P bls	Dura, firme, ligeiramente plástica e pegajosa	C e O
P2 – VERTISSOLO EBÂNICO Órtico chernossólico (900 m)						
Ap	0 – 3	-	10 YR 2/2	3 P g	Ligeiramente dura, friável, plástica e pegajosa	C e P
A	3 – 8	-	10 YR 2/2	3 P bla/bls	Ligeiramente dura, firme, plástica e pegajosa	C e P
Cv1	8 – 20	-	10 YR 3,5/1	3 P bla	Extremamente dura, muito firme, muito plástica e pegajosa	G e P
Cv2	20 – 40	-	10 YR 4/1	3 M col/P bla	Extremamente dura, muito firme, muito plástica e pegajosa	G e P
Ckv3	40 – 80+	-	10 YR 3/2,5	3 M col/P bla	Extremamente dura, muito firme, muito plástica e pegajosa	-
P3 – CHERNOSSOLO HÁPLICHO Órtico típico (870 m)						
Ap	0 – 20	-	7,5 YR 2,5/2	3 P/M g	Macia, muito friável, plástica e pegajosa	C e P
B	20 – 60	-	7,5 YR 3/2	3 M bla	Ligeiramente dura, firme, muito plástica e pegajosa	G e P
C	60 – 90 +	-	7,5 YR 3/3	2 M bla	Ligeiramente dura, firme, plástica e pegajosa	-
P4 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico fragmentário (1050 m)						
A	0 – 30	-	10 YR 3/2,5	3 P/M bla	Dura, firme, muito plástica e pegajosa	C e O
P5 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico fragmentário (1050 m)						
A	0 – 30	-	10 YR 3/2	3 P bla	Dura, firme, muito plástica e pegajosa	C e P
P6 – LATOSSOLO VERMELHO Distrófico férrico (930 m)						
Bw	60 - 100	-	2,5 YR 3/6	-	Macia, muito friável, plástica e pegajosa	-
P7 – LATOSSOLO VERMELHO Perférrico típico (950 m)						
Bw	60 - 100	-	10 R 3/5	-	Macia, muito friável, plástica e pegajosa	-
P8 – LATOSSOLO VERMELHO Perférrico típico (970 m)						
Bw	60 - 100	-	10 R 3/6	-	Macia, muito friável, plástica e pegajosa	-
P9 – LATOSSOLO VERMELHO Perférrico típico (1000 m)						
Bw	60 - 100	-	10 R 3/6	-	Macia, muito friável, plástica e pegajosa	-
P10 – LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distroférrico (1100 m)						
Bw	60 - 100	-	4 YR 5/6	-	Macia, muito friável, plástica e pegajosa	-

Estrutura: 1 –fraca; 2 – moderada; 3 –forte; P: pequena; M: média; G: grande; g: granular; bls: blocos subangulares; blsA blocos angulares; col: colunar. Transição: C: clara; G: gradual; D: descontínua; O: ondulada; P: plana.

O P3 apresentou para o horizonte A, estrutura pequena/média granular, fortemente desenvolvida e para Bi e C estrutura média blocos angulares, moderada a fortemente desenvolvida. Em relação a consistência, o P3 foi o solo que apresentou menor resistência aos esforços manuais quando seco e úmido, muito provavelmente pelo teor de carbono orgânico mais elevado em relação aos demais solos.

Todos os solos apresentaram coloração escura, com valor inferior a 3 para os horizontes, exceto para C1 de P1. A coloração escura com valores de carbono orgânico não muito elevados indica a virtual ausência de óxidos de Fe que competem na pigmentação do solo com a matéria orgânica (Campos & Demattê, 2004).

Os Latossolos Vermelhos e Latossolo Vermelho-Amarelo (P6, P7, P8, P9, P10) apresentaram consistência macia, muito friável, plástica e pegajosa, característica de solos com argila de atividade baixa. A cor indica sempre matiz avermelhada, exceto para P10, que possui maior contribuição de matiz amarela.

4.2. Características físicas dos perfis estudados

Os teores de argila nos solos P1, P2, P3, P4 e P5 variaram entre 25,7 a 48,6 dag kg⁻¹, sendo enquadrados nas classes texturais franco argilosa a muito argilosa (Quadro 4). O material de origem pobre em sílica, favorece a formação de solos argilosos, devido a presença de minerais de fácil intemperismo. A relação silte/argila elevada em P1, P2, P3, P4 e P5 indica baixo grau de intemperismo (EMBRAPA, 2018).

Os teores de areia grossa e areia fina para os solos Ta variaram de 3,2 a 29,9 dag kg⁻¹ e 4,8 a 17,3 dag kg⁻¹ respectivamente. Os horizontes mais profundos apresentaram maiores valores de areia total (Quadro 4). Os teores de silte para solos Ta variaram de 19,0 a 47,8 dag kg⁻¹ (Quadro 4), sendo os maiores valores observados no P1.

Os Latossolos P6, P7, P8, P9 e P10 apresentaram os maiores teores de argila nos horizontes diagnósticos, variando entre 58,9 a 84,9 dag kg⁻¹. A classe textural de todos os Latossolos foi muito argilosa, exceto para o P8 que apresentou classe textural argila, conforme (EMBRAPA 2018) (Quadro 4).

Os valores de densidade de partícula (Dp) variaram de 2,70 a 2,99 g cm³ (Quadro 4), corroborando com outros trabalhos em solos com elevado teor de

Fe (Rolim Neto et al., 2009), indicando a contribuição de minerais mais densos no aumento dos valores de D_p , principalmente nos Latossolos Vermelhos. Este fato, evidencia a importância da D_p para análise textural, principalmente em solos com mineralogia mais oxídicas, com dominância de hematita e, presença de minerais ferromagnéticos como Magnetita e Maghemita.

Para os teores de argila dispersa em água (ADA) e grau de floculação (GF), foram observados valores variando de 1,7 a 33,3 dag kg^{-1} e 25 a 98 %, respectivamente. Os elevados valores de ADA para P1, P2, P3, P4 e P5, está relacionado a predominância de cargas negativas nos solos, conforme observado no valor ΔpH (Quadro 6), aumentando a força de repulsão entre argilas.

Nos P6, P7, P8, P9 e P10 observa-se valores elevados de GF superiores a 86 %, sugerindo alta estabilidade dos agregados. Nestes solos, o ΔpH nos horizontes Bw está próximo de zero (Quadro 6), indicando que o solo está em condição próxima ao ponto de carga zero (PCZ), ocasionando menor força de repulsão eletrostática entre os colóides do solo, favorecendo a floculação.

Quadro 4. Características físicas dos solos estudados.

Horizontes	Prof. (cm)	Composição da TFSA				ADA	GF	Silte	Dp	Classe textural
		Areia Grossa	Areia fina	Silte	Argila			Argila		
		-----dag kg ⁻¹ -----				%		g cm ³		
<u>P1 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico</u>										
A	0-20	10,6	9,1	44,6	35,6	23,0	35	1,3	2,70	Franco argilo siltosa
AC	20-40	16,3	6,8	42,2	34,7	25,9	25	1,2	2,75	Franco argilosa
C1	40-70	10,3	17,3	46,7	25,7	18,2	29	1,8	2,80	Franco argilosa
C2	70-110 ⁺	7,5	17,1	47,8	27,5	15,8	43	1,7	2,83	Franca
<u>P2 – VERTISSOLO EBÂNICO Órtico chernossólico</u>										
A	0-8	12,4	6,7	36,5	44,4	28,4	36	0,8	2,74	Argiloso
Cv1	8-20	23,7	6,3	25,2	44,8	33,3	26	0,6	2,81	Argiloso
Cv2	20-40	29,9	4,8	19,0	46,3	27,0	42	0,4	2,85	Argiloso
Ckv3	40-80 ⁺	16,3	8,0	27,2	48,4	35,1	27	0,6	2,85	Argiloso
<u>P3 – CHERNOSSOLO HÁPLICO Órtico típico</u>										
A	0-20	8,5	12,8	39,4	39,2	22,6	42	1,0	2,70	Franco argilosa
B	20-60	6,0	9,5	38,0	46,5	31,3	33	0,8	2,77	Argila
C	60-90 ⁺	11,2	14,2	30,5	44,0	30,1	32	0,7	2,81	Argila
<u>P4 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico</u>										
A	0-30	3,2	8,3	45,1	43,3	22,1	49	1,0	2,75	Argilo siltosa
Cr	30-50 ⁺	14,4	8,7	39,1	37,8	20,1	47	1,0	2,83	Franco argilosa
<u>P5 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico</u>										
A	0-25	9,5	8,5	39,0	43,0	296,7	31	0,9	2,73	Franco argilosa
<u>LATOSSOLO VERMELHO Horizonte diagnostico</u>										
P6	-	4,2	4,4	22,6	68,8	1,7	98	0,32	2,81	Muito argilosa
P7	-	7,5	10,4	14,3	67,7	8,0	88	0,21	2,98	Muito argilosa
P8	-	11,3	12,0	17,8	58,9	3,0	95	0,30	2,97	Argiloso
P9	-	8,5	9,6	13,9	68,0	9,3	86	0,20	2,99	Muito argilosa
P10	-	2,9	3,1	9,1	84,9	8,5	90	0,10	2,73	Muito Argilosa

4.3. Mineralogia por difração de raio-x (DRX)

Os principais minerais identificados na fração areia dos solos P1, P2, P3, P4 e P5 (Figura 4 e 5) foram magnetita/maghemita (0,253 nm), esmectitas-clorita (1,51 nm), ilmenita (0,272 nm) e anatásio (0,353 nm). O quartzo foi identificado em todos os solos, exceto em P1.

É possível notar que a ocorrência de minerais silicatados 2:1 (Es;Ch 1,51 nm), começa a ser evidente ainda que na fração grosseira, principalmente em P1 e P4 (Figura 4 e 5). O intemperismo dos minerais máficos na rocha, libera cátions básicos, sílica, $Al(OH)_n$ e Fe, para a solução, possibilitando a neoformação de minerais silicatados 2:1, contidos em matriz de minerais primários, conforme destacado por Menegotto (1983) em solos do Rio Grande do Sul.

A formação dos silicatos 2:1 pode ocorrer por transformação direta, via rearranjo estrutural dos filossilicatos primários, conforme identificado por Vidal-Torrado et al., (2006) em solos derivados de rochas ultramáficas de Minas Gerais. De maneira geral, magnetita e maghemita foram presentes na fração areia em todos os solos, esmectitas-clorita foram presentes em P1 e P4 (Figura 4 e 5). A ilmenita ($FeTiO_3$) aparece em todos os horizontes de P2 e P4 (Figura 4). O anatásio foi identificado em P5, tendo como possíveis fontes de Ti, a ilmenita e a magnetita (Ti-magnetita), conforme destacado por Fabris et al., (1994, 1997) em solos magnéticos de Minas Gerais. O Qz apresentou picos poucos intensos.

Os difratogramas do silte indicam mineralogia semelhante à areia, com predomínio de minerais primários mais resistentes e filossilicatos 2:1, provavelmente interestratificados. De maneira geral, os horizontes apresentaram esmectita-clorita em P1, P3 e P4 (1,50 nm), acompanhada de picos de illita (1,01 nm) em P1 e P3 (Figura 6 e 7).

O anatásio (0,353 nm) foi identificado na fração silte em todos os perfis, exceto em P3, enquanto que rutilo foi identificado apenas no P1, na presença do pico referente ao plano d (110) (0,325 nm).

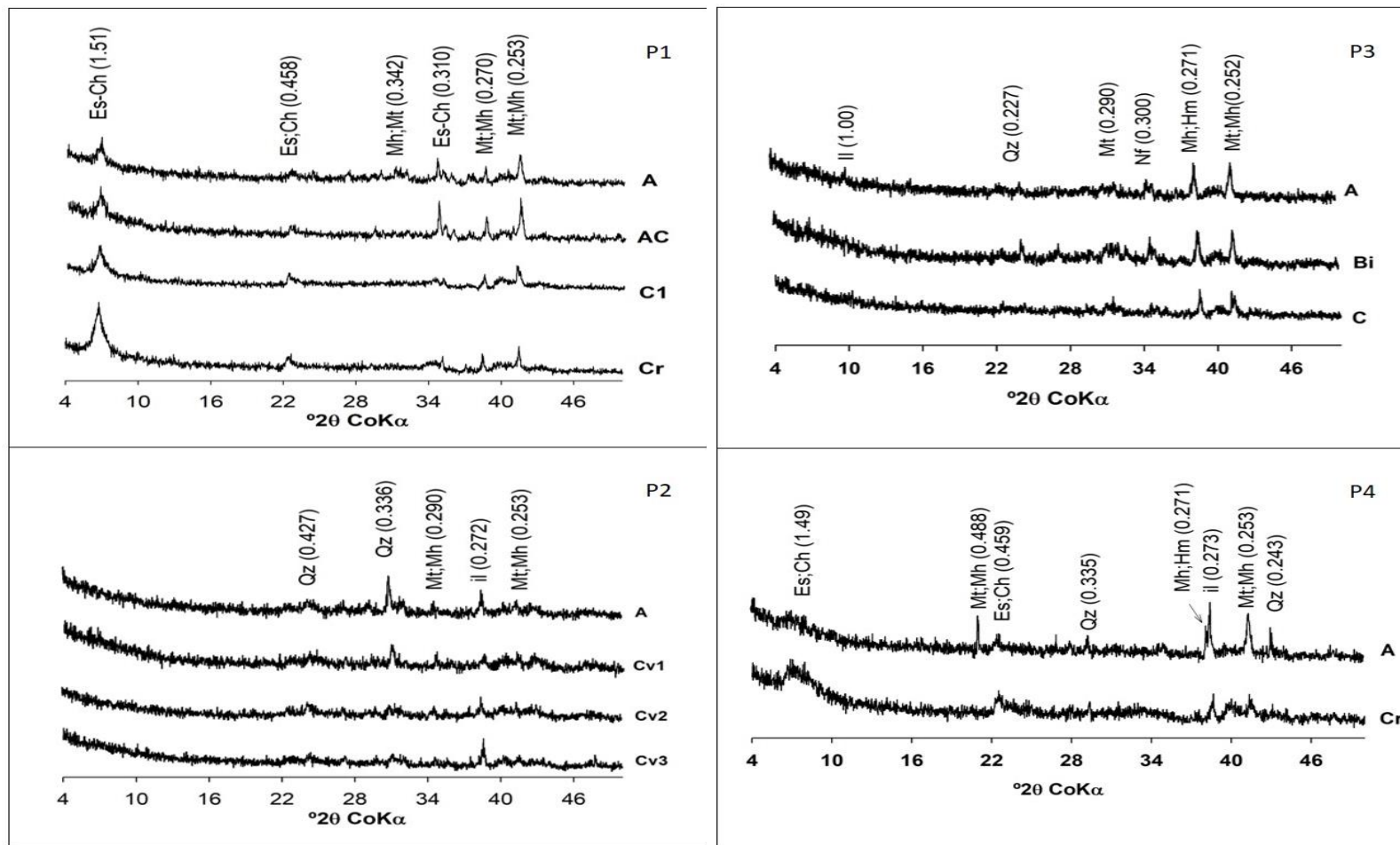


Figura 4. Difratogramas de raios X da fração areia de P1, P2, P3 e P4. Es-Ch – esmectitas-clorita; Il – ilita; Mt – magnetita; Mh–maghemita; Nf – nefelina; Qz – quartzo; il – ilmenita. Os números entre parênteses correspondem a distância interplanar d em nanômetros.

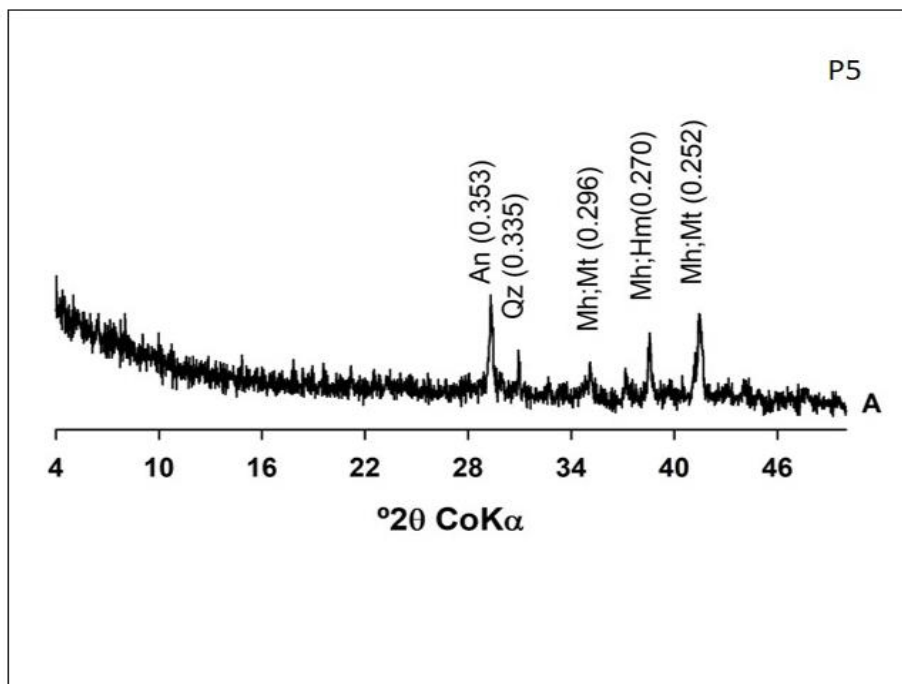


Figura 5. Difractogramas de raios X da fração areia de P5. An – anatásio; Hm – hematita; Mt – magnetita; Mh – maghemita; Qz – quartzo. Os números entre parênteses correspondem a distância interplanar d em nanômetros.

Em relação aos minerais relacionados aos espinélios de Fe (magnetita e maghemita), é interessante observar picos mais intensos no silte em relação a fração areia, indicando que existe a ocorrência concomitante das fases de alteração magnetita-maghemita via oxidação da primeira, podendo estar relacionada a solução sólida de transformação da magnetita (Goulart et al., 1997; Santana et al., 2001; Silva Filho et al., 2019).

A fração argila apresentou uma mineralogia relativamente simples, como ocorrência de argilominerais 2:1 (esmectitas-clorita) (1, 54 nm), illita (1,00 nm), caulinita (0,726 nm) e maghemita (0,293 nm) (Figura 8 e 9).

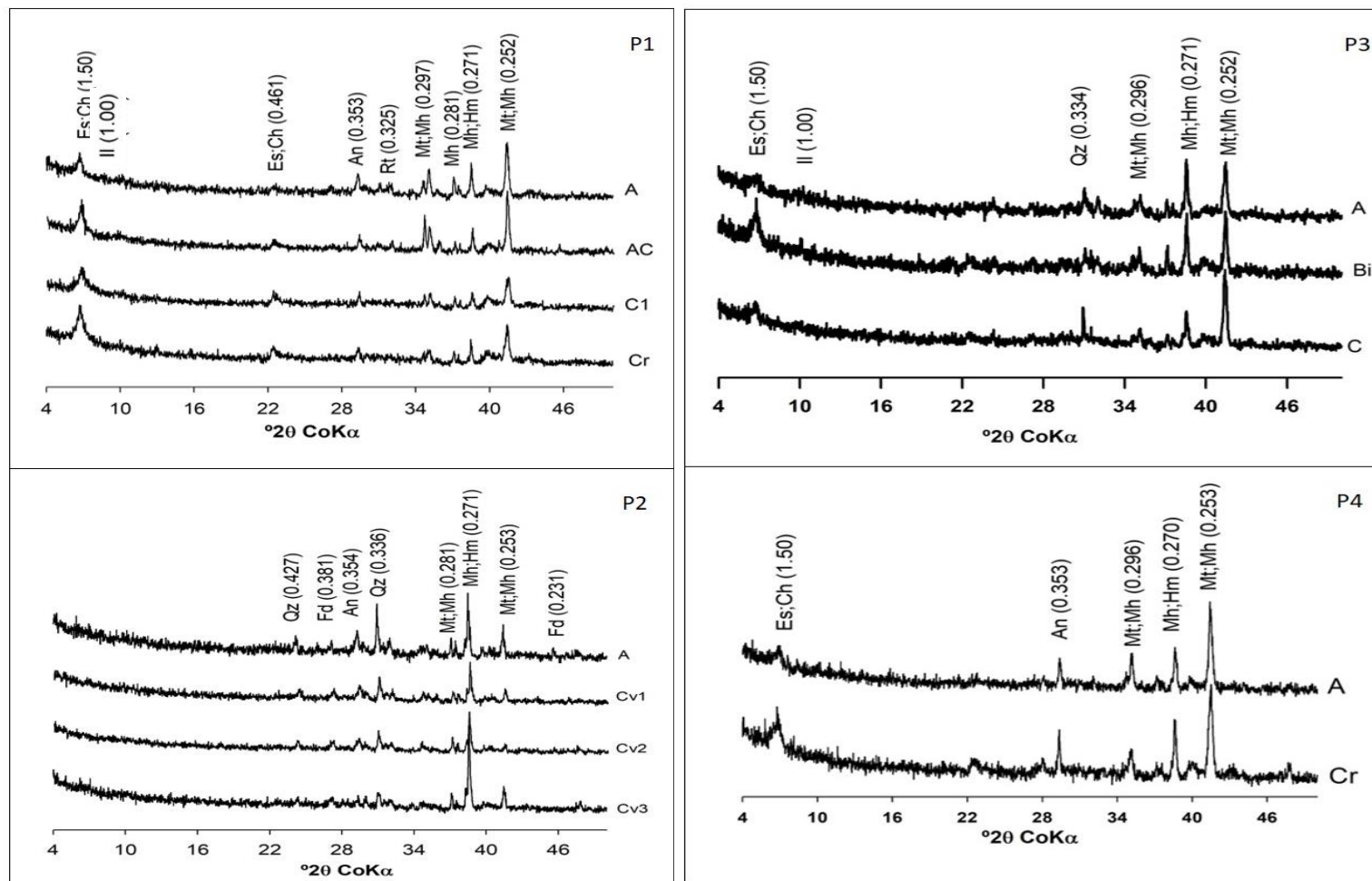


Figura 6. Difratogramas de raios X da fração silte de P1, P2, P3 e P4. An – anatásio; Es-Ch – esmectitas-clorita; Fd; feldspato; Il – ilita; Mt – magnetita; Mh – maghemita; Qz – quartzo; Rt - rutilo. Os números entre parênteses correspondem a distância interplanar d em nanômetros.

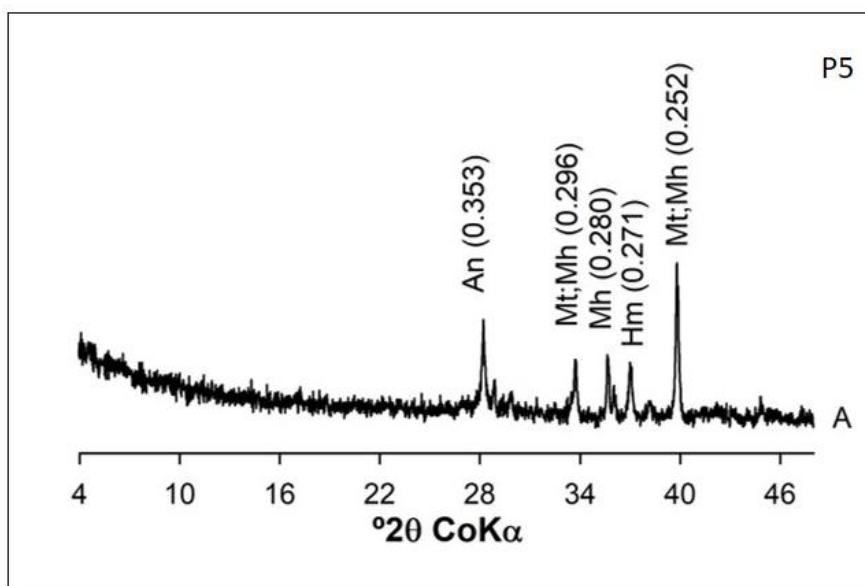


Figura 7. Difratoformas de raios X da fração silte de P5. An – anatásio; Mt – magnetita; Mh – maghemita. Os números entre parênteses correspondem a distância interplanar d em nanômetros.

A ocorrência da interestratificação pode ser observada de forma mais simplista na variação da relação de d (001), que apresentou valores entre (1,45 a 1,71 nm) na argila natural (Figuras 8 e 9).

A ocorrência de caulinita foi mais expressiva em P2, indicando grau mais avançado de intemperismo em relação aos P1, P3, P4 e P5. A baixa intensidade do pico da caulinita, referente ao plano (001) com d (0,726), sugere ocorrência de caulinita mal cristalizada em P2 (Figura 8).

Em P2 é possível notar que o avanço do intemperismo promove a desorganização estrutural das argilas 2:1, pois a definição dos picos (001) não é nítida como em P1, P3, P4 e P5. Desta forma, a formação da caulinita pode estar relacionada com a perda estrutural das folhas tetraedrais de Si das argilas 2:1, ou neoformação de caulinita por processos de dissolução e precipitação (Barnhisel & Bertsch, 1989).

Os outros minerais secundários identificados na argila foram anatásio e maghemita (Figura 8 e 9), com baixa intensidade dos picos de reflexão, indicando evolução pedogenética incipiente dos solos Ta, pois não houve transformação da magnetita na fração grosseira em maghemita na argila.

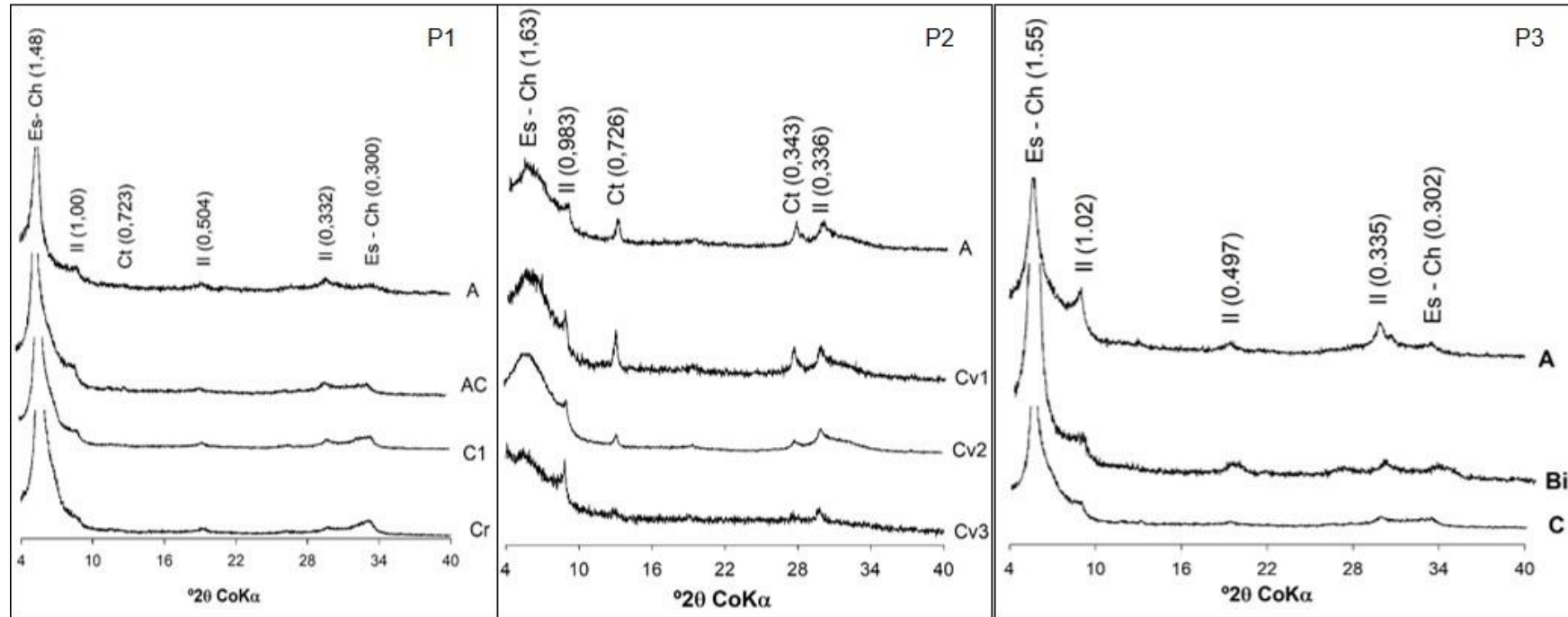


Figura 8. Difratomogramas de raios X da argila natural de P1, P2, P3. Es-Ch – esmectitas-clorita; Il – illita; Mh – maghemita. Ct – caulinita. Os números entre parênteses correspondem a distância interplanar d em nanômetros.

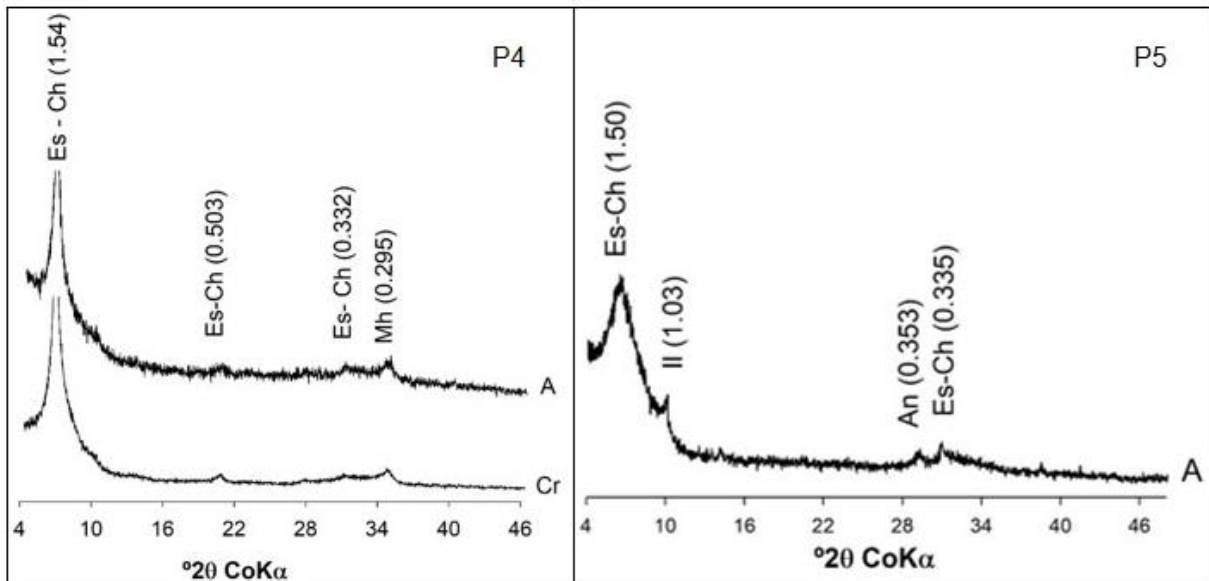


Figura 9. Difratogramas de raios X da argila natural de P4 e P5. Es-Ch – esmectitas-clorita; II – illita; Mh – maghemita. Ct – caulinita. Os números entre parênteses correspondem a distância interplanar d em nanômetros.

O difratograma das argilas tratadas (Figura 10 e 11), indica variações das reflexões referentes aos planos (001) e (002). Como existem reflexões com espaçamentos d semelhantes para argilas dos grupos das esmectitas, vermiculitas, cloritas e interestratificadas, os tratamentos com saturação por Mg, Mg+glicerol e K (25, 350 e 550° C) são opções na tentativa de diferenciação.

Observando os difratogramas das argilas orientadas e tratadas (Figura 10 e 11) é possível descartar a presença de clorita *strito senso*, pois houve variação dos picos de reflexão em relação ao d (001) de 1,4 nm, sendo que os tratamentos não alteram a reflexão deste plano para a clorita; (Barnhisel & Bertsch, 1989).

O tratamento com Mg promoveu expansão de d (001) em P1, P3 e P4 para 1,53 nm (Figura 10 e 11). Os solos P2 não apresentaram variação. A pouca expansão neste tratamento sugere a ocorrência de argila interestratificada, dificultando a expansão (Borchardt, 1989).

O tratamento com Mg + glicerol, promoveu a expansão de d (001) em aproximadamente 1,90 nm em P1, P2, P3 e P4 (Figura 10 e 11). A permanência de picos de reflexão em d 1,00 nm após o tratamento com Mg + glicerol, indica a presença de illita em P1, P2, P3 e P4.

Os tratamentos com saturação de K, seguido de aquecimento em diferentes temperaturas, são mais apropriados para identificar a presença de interestratificação. Os tratamentos com K 25° C não foram capazes de colapsar o plano (001) em d 1,00 nm (Figura 10 e 11), indicando, portanto, maior probabilidade de esmectitas, pois conforme Douglas (1989), a vermiculita colapsa para d 1,00 nm com saturação de K 25° C, devido a sua maior densidade de cargas superficiais. O tratamento para K 25° C apresentou para todas as amostras espaçamento d (001) entre 1,21 e 1,28 nm.

O tratamento de K 350° C foi capaz de colapsar o plano (001) para 1,00 nm, porém é possível notar uma menor resolução do pico d (001) de K 350 °C em relação ao K 550° C (Figura 10 e 11), indicando possível presença de hidróxi entre camadas com um preenchimento moderado (Barnhisel & Bertsch, 1989).

Desta forma, a composição mineralógica da fração argila tem maior probabilidade de ocorrência de esmectitas-clorita.

A composição mineralógica da fração argila dos solos P1, P2, P3, P4 e P5 condiz com condições de intemperismo incipiente, fazendo com que, a elevada atividade de cátions básicos em solução, pH entre 5,8 e 7,1, proporcione condições de equilíbrio dos minerais 2:1 nos solos (Lindsay 1979; Rai & Kittrick 1989). O P2 que apresenta indícios de caulinita mais evidente, é o solo que apresenta os menores valores de bases trocáveis e ki (Quadro 6 e 8), confirmando estágio mais avançado de intemperismo.

As argilas tratadas com NaOH (5 mol L⁻¹) não apresentaram picos intensos de óxidos de Fe nos solos P1, P2, P3, P4 e P5. Em todos os solos os picos de minerais silicatados 2:1 continuam evidentes, mesmo após o tratamento com NaOH (5 mol L⁻¹), indicando dificuldade de ataque nestas argilas. Pico de goethita (0,420 nm) foi observado apenas em P2, enquanto que anatásio (0,353 nm) foi identificado apenas em P5 (Apêndice B).

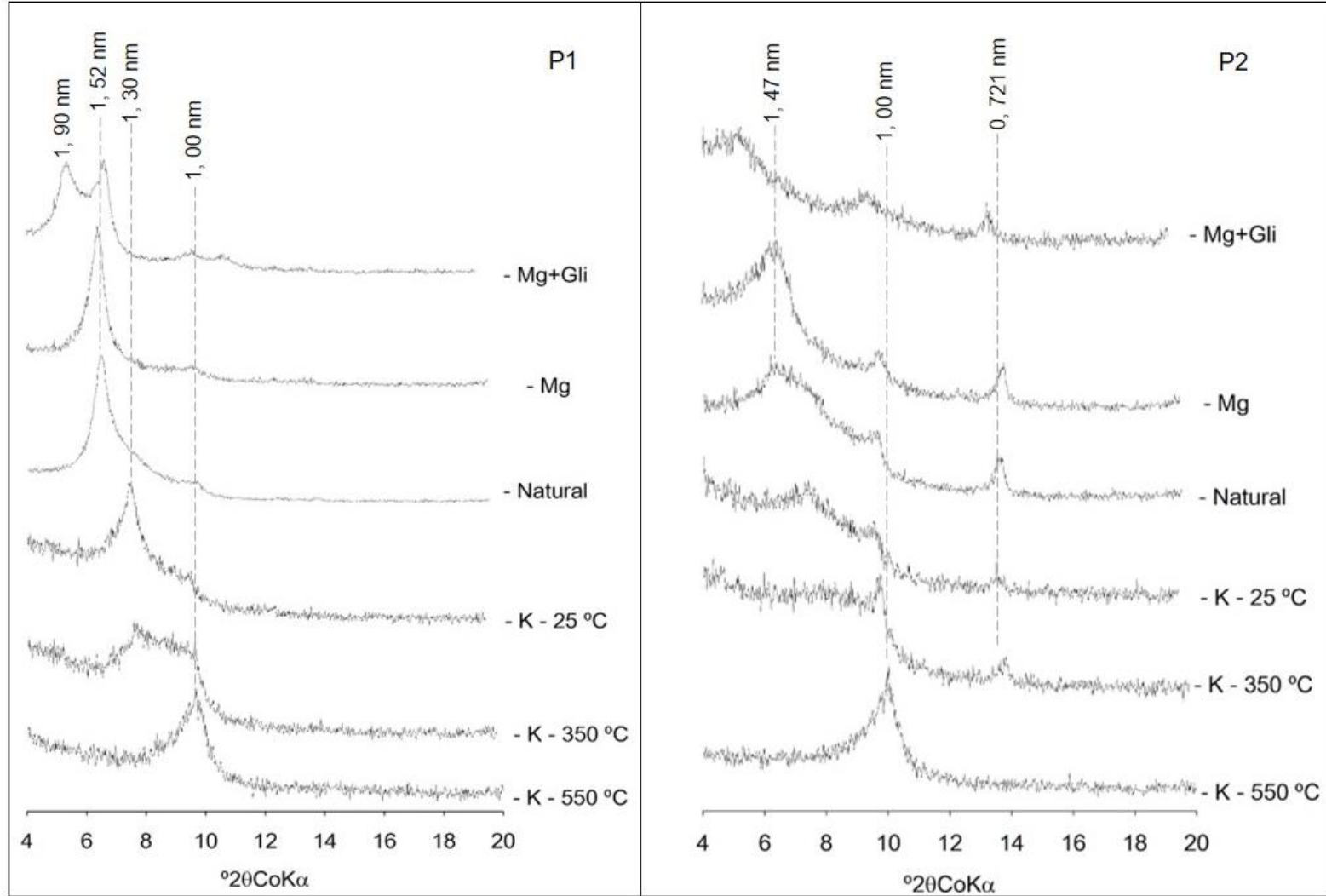


Figura 10. Difractogramas de raios X da argila saturadas tratadas com Mg, Mg + glicerol e K de P1, P2. Variação da distância $d(001)$ de acordo com o tratamento.

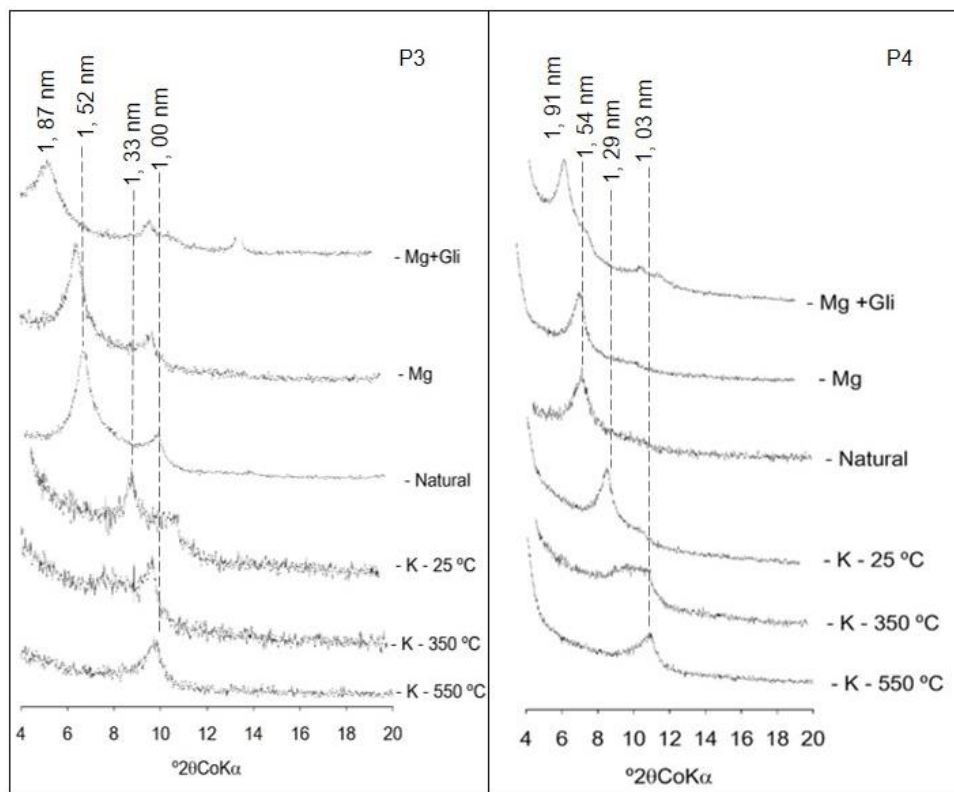


Figura 11. Difratoogramas de raios X da argila saturadas tratadas com Mg, Mg + glicerol e K em P3 e P4. Variação das distancia d (001), conforme tratamento.

A mineralogia dos Latossolos para as frações areia, silte e argila indica uma mineralogia homogênea, típica de solos com maior grau de intemperismo. Os principais minerais identificados foram caulinita (0,727 nm), gibbsita (0,483 nm), hematita (0,270 nm), espinélio de Fe (0,250 nm; 0,229 nm) e quartzo (0,335 nm).

Na fração areia e silte (Figura 12 e 13) foram identificados os picos característicos de quartzo (d 0,335 nm). Os picos localizados na região de ocorrência dos espinélios de Fe (d 0,297, 0,270 e 0,251 nm). Caulinita (0,727 nm) em P10, gibbsita (0,483 nm) e anatásio (0,353 nm), que são minerais secundários típicos da fração argila, indicam grande estabilidade dos agregados, principalmente em Latossolos com elevados teores de óxidos (Donagemma et al., 2003).

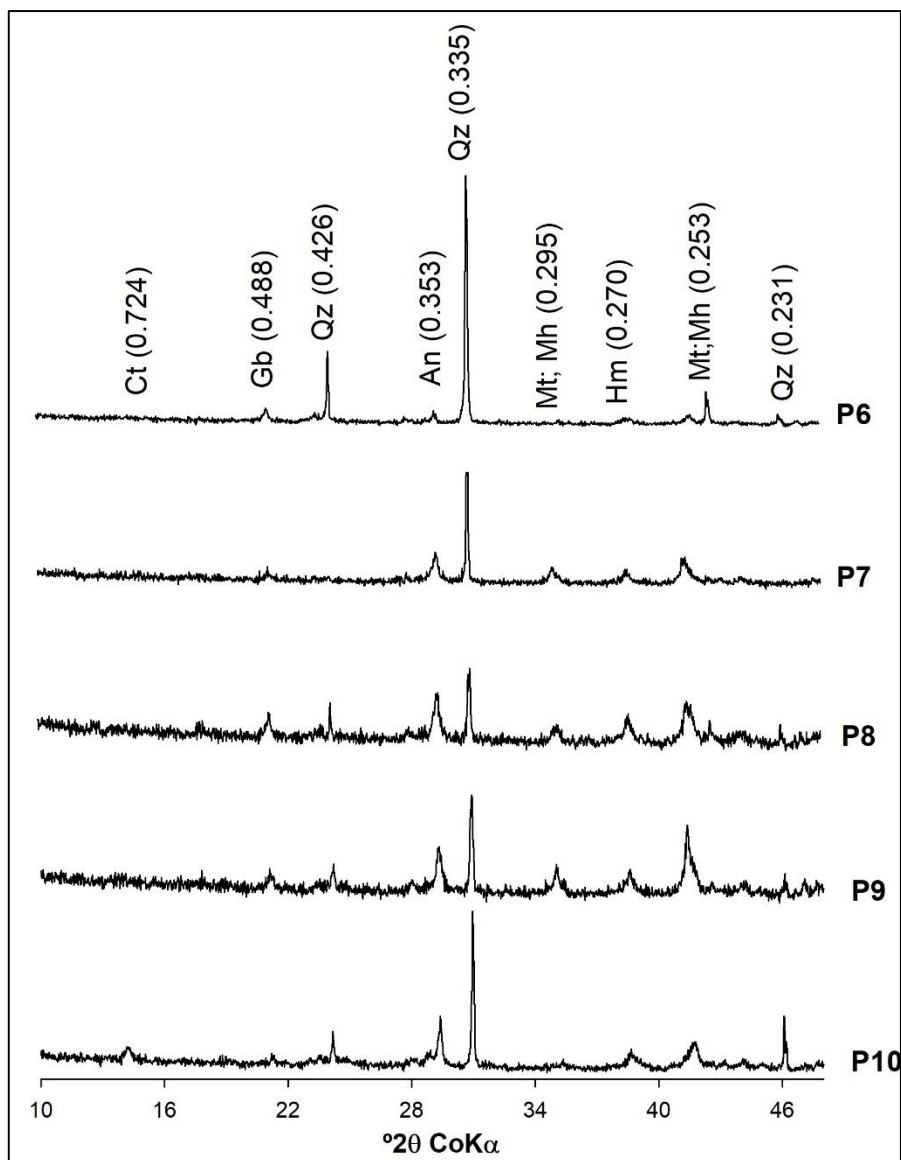


Figura 12. Difractogramas de raios X da fração areia dos Latossolos. An – anatásio; Ct; caulinita; Mt – magnetita; Mh – maghemita; Gb – gibbssita Qz - quartz.

Os espinélios de Fe (magnetita e maghemita) foram mais expressivos em P7, P8 e P9. A intensidade do pico d 0,253 nm do plano (311) em relação ao pico d 0,295 nm do plano (220), indica prevalência de magnetita na fração areia (Figura 12). Porém, a ocorrência de maghemita na fração grosseira não deve ser descartada, principalmente na fração silte, pois o pico d 0,295 nm, aumenta de intensidade, provavelmente pela sobreposição das reflexões de magnetita e maghemita, ocasionando um somatório das intensidades (Figura 13).

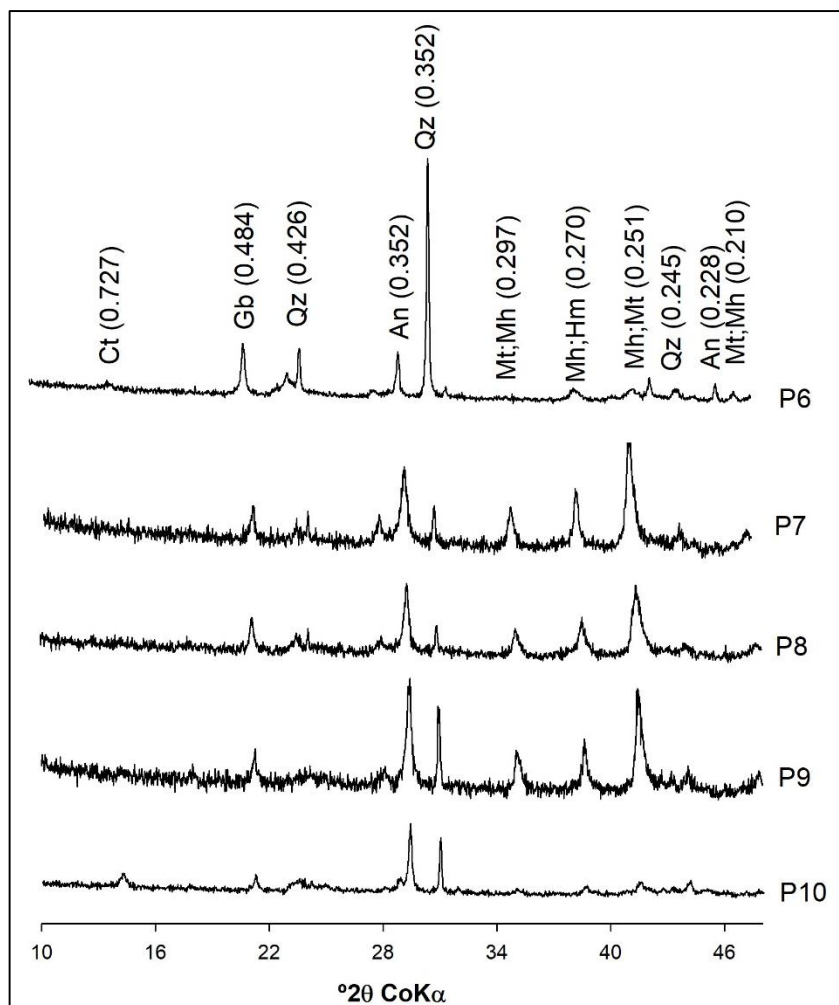


Figura 13. Difractogramas de raios X da fração silte dos Latossolos. An – anatásio; Ct; caulinita; Mt – magnetita; Mh – maghemita; Gb – gibbsita Qz - quartzo.

A fração argila apresentou picos de caulinita, gibbsita, hematita, maghemita, com indícios de ilita, referente aos picos 1,02 nm (Figura 14). A gibbsita foi identificada em todos os Latossolos, com menor intensidade em P10, indicando dessilicificação elevada, contrastando, porém, com a presença de ilita, o que indica elevada estabilidade pedológica desse mineral. A gibbsita pode ser formada diretamente do intemperismo dos minerais máficos, conforme identificado por Ibraimo (2000). O anatásio foi identificado com maior nitidez na fração argila de P8 e P9 (Figura 14).

Assim como observado por Camêlo et al., (2018), a caulinita apresentou pouca intensidade dos picos característicos (001, 002 e 003) nas lâminas de argila natural, indicando baixos conteúdos em solos derivados de rocha

máfica/ultramáfica, ou, possíveis interferências dos óxidos associados aos cristais de caulinita (Fontes, 1992).

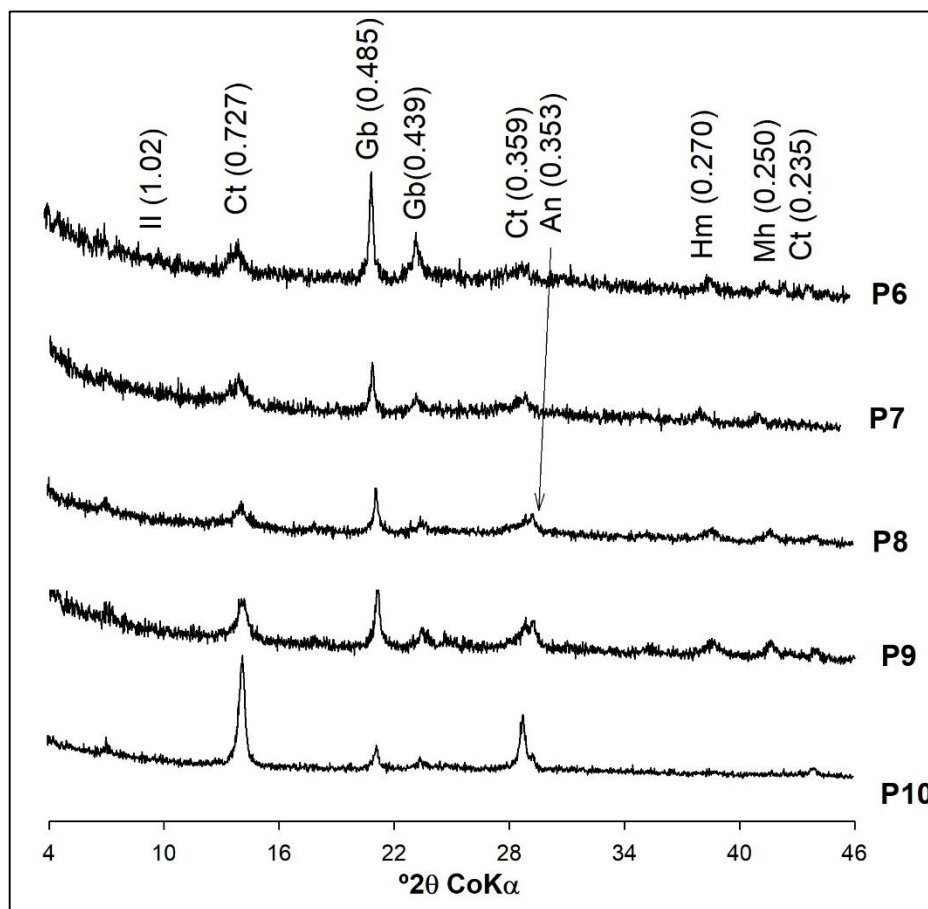


Figura 14. Difratoogramas de raios X da fração argila natural dos Latossolos. An – anatásio; Ct; caulinita; Il – Ilita; Mt – magnetita; Mh – maghemita; Gb – gibbsita; Qz – quartzo.

Com isso, tem-se que no P10 os picos da caulinita possuem melhor resolução em relação aos demais, pois esse solo, dentre os Latossolos analisados, é o que possui menor teor de Fe. Foram identificados pico de hematita em todos os solos. A goethita (0,420 nm) foi identificada na argila tratada com NaOH, com maior expressividade em P10 (Figura 15), justificando sua coloração mais amarelada.

Em relação a área de ocorrência dos picos de espinélio de Fe foram identificados os picos d (0,295 nm e 0,250 nm) (Figura 14), relacionado a predominância de maghemita formada por meio da oxidação da magnetita/magnesioferrita (Fabris et al., 1994, 1997; Santana et al., 2001; Silva et al., 2005, 2009), confirmando aos elevados valores de X_{bf}, vide (quadro 3).

Os picos referentes aos planos (001, 002, 003) da caulinita, indicam ocorrência de caulinita de menor cristalinidade, pois a neoformação deste mineral em solos com elevados teores de Fe, ocasiona sua desorganização da estrutura cristalina (Dixon, 1989).

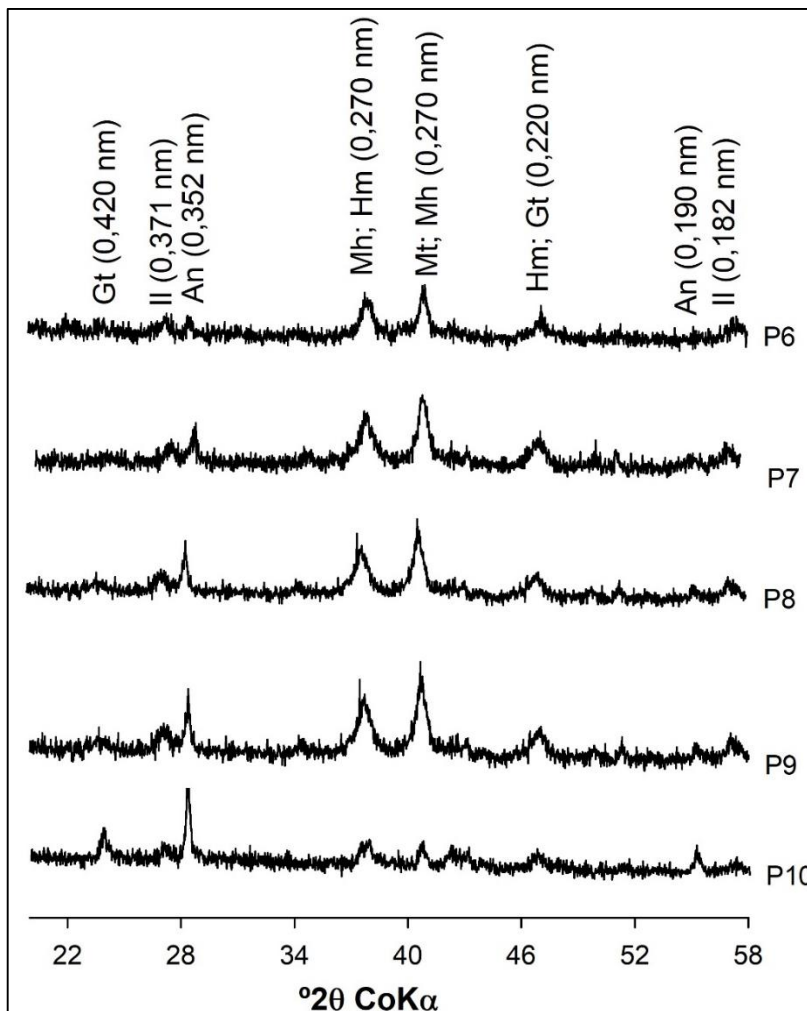


Figura 15. Difratomogramas de raios X da concentração de óxidos da fração argila dos Latossolos. Gb –gibbsita; Gt – goethita; An – anatásio; Il – ilmenita – Mt – magnetita; Mh – maghemita; Hm – hematita.

4.4. Suscetibilidade magnética

As amostras apresentaram considerável variação dos valores de (Quadro 5), indicando variação do material de origem como observado por Ayoubi & Adman (2019) em solos derivados de rochas basálticas, ultramáficas e sedimentares do Iran, sendo os maiores valores observados em solos derivados de rochas ultramáficas.

A TFSA dos solos estudados apresentou valores de Xbf entre 462 a 5682 x 10⁻⁸ m³ kg⁻¹ sendo os maiores valores encontrados para os Latossolos, com exceção do P10, que apresentou uma Xbf consideravelmente baixa. Valores estes consonantes com os teores de Fe₂O₃ (digestão sulfúrica). Isto sugere provável diferença no material de origem desses solos. Valores semelhantes para Latossolos Vermelhos foram encontrados por Bognola (1995) Ker (1995), Camêlo et al. (2017) e Silva Filho et al. (2019).

Em relação aos solos P1, P2, P3, P4 e P5, os menores valores foram observados nos horizontes subsuperficiais do P2, onde a posição deste na paisagem (Figura 3) e condições de drenagem limitada, possivelmente ocasiona períodos de condição redutora, provocando a diminuição da Xbf, visto que a variação do potencial redox promove a redução do Fe³⁺ na estrutura da magnetita e maghemita, interferindo nos valores na Xbf (Jong et al., 2000). Os P1, P3, P4 e P5, não apresentaram variação significantes nos valores de Xbf na TFSA.

Considerando as frações do solo, o comportamento foi semelhante ao verificado na TFSA, com os Latossolos apresentando os maiores valores de Xbf em todas as frações (areia, silte e argila), condizente com seu maior grau de evolução pedológica.

Nos solos P1, P2, P3, P4 e P5, a Xbf foi elevada na areia e silte. Alta Xbf é comumente associada a solos Tb (Camêlo et al., 2018 e Silva Filho et al., 2019). O P2 apresentou diminuição da Xbf, mais evidente no silte, principalmente nos horizontes subsuperficiais (Cv1, Cv2 e Cv3), corroborando com a hipótese de condições redutoras sazonais. Valores elevados da Xbf na fração areia e silte em P1, P2, P3, P4 e P5 ocorre devido a presença de magnetita. Os baixos valores de Xbf na argila possuem relação com a pouca transformação da magnetita em maghemita.

Considerando solos derivados de um mesmo material de origem, a posição deste na paisagem reflete diretamente na Xbf, solos localizados no sopé da encosta tendem a apresentar menores valores de Xbf em relação aos solos das áreas elevadas, pois em ambientes de drenagem mais restrita e de transporte de sedimentos, a assinatura magnética do solo é alterada (Mathé & Lévêque, 2003; Rahimi et al., 2013).

Quadro 5. Suscetibilidade magnética dos solos estudados.

Horizonte	Xbf^{1/}				Xdf^{2/}			
	TFSA	Areia	Silte	Argila	TFSA	Areia	Silte	Argila
	-----10 ⁻⁸ m ³ kg ⁻¹ -----				-----%-----			
P1 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico (1050 m)								
A	3808	4526	10488	66	0,4	0,4	1,5	4,3
AC	3050	3840	7757	44	0,3	0,7	0,7	10,0
C1	4579	4586	7120	38	0,1	0,5	0,9	15,8
Cr	3035	6113	5931	28	0,1	0,3	0,9	16,7
P2 – VERTISSOLO EBÂNICO Órtico chernossólico (900 m)								
A	1035	1676	3044	50	0,4	1,3	1,0	10,3
Cv1	719	1217	1879	34	1,0	0,3	1,0	27,8
Cv2	462	1039	1764	21	1,6	2,6	1,0	8,3
Cv3	792	1610	1953	64	0,9	1,5	1,2	24,1
P3 – CHERNOSSOLO HÁPLICO Órtico (870 m)								
A	3595	6274	7912	234	0,5	1,1	0,7	12,4
Bi	2788	1597	6162	97	0,5	1,9	0,8	15,2
C	3680	8190	6700	123	1,3	1,3	0,5	12,1
P4 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico (990 m)								
A	5538	5625	10415	125	0,5	0,9	1,0	13,6
Cr	3965	1875	6676	74	0,5	0,5	0,8	12,1
P5 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico (1000 m)								
A	2345	12127	13705	161,5	0,5	0,8	0,8	10,7
LATOSSOLOS VERMELHOS - horizonte diagnóstico								
P6	4060	2671	3238	3923	18,9	9,4	13,3	14,9
P7	5330	11200	14995	13230	11,8	1,8	3,8	12,3
P8	3728	12330	13700	11837	11,1	2,4	5,2	13,6
P9	5682	11017	13889	10932	10,3	2,2	5,2	12,7
P10	531	2358	1839	317	8,7	7,5	9,2	13,4

^{1/}Xbf; suscetibilidade magnética em baixa frequência. ^{2/}Xdf; Dependência de frequência

A fração grosseira dos Latossolos P7, P8 e P9 possui maior proporção de magnetita (areia) e magnetita/maghemita (silte) em comparação com a fração grosseira dos solos Ta, justificando a diferença nos valores de Xbf. Da mesma forma que os valores encontrados no presente trabalho, os maiores valores de Xbf foram identificados por Curi & Franzmeier (1987) em solos com maior teor de magnetita na fração grosseira.

Como observado por Camêlo et al. (2018), os Latossolos apresentaram correlação positiva ($r = 0,96$) para Xbf areia e argila, indicando que a maghemita na fração argila é originada pela oxidação da magnetita. Silva Filho et al. (2019), identificaram a ocorrência mútua de Mt, Mh e Hm em um único grão na fração

areia, indicando que a magnetita é herdada do material de origem e o processo de oxidação a transforma gradativamente em Mh e Hm.

Os solos Ta também apresentaram correlação positiva ($r = 0,67$, $p < 0,05$) para Xbf areia e argila, porém não é possível afirmar que existe ocorrência significativa de minerais ferrimagnéticos na fração argila, devido aos baixos valores de Xbf (Quadro 5), indicando que o grau de intemperismo não foi suficiente para ocasionar a formação de minerais ferrimagnéticos na fração argila.

A dependência de frequência (Xdf) é um valor relacionado ao comportamento magnético das partículas na ação de campos magnéticos de baixa e alta frequência, respectivamente (Dearing 1999).

A utilização de Xdf fornece informação sobre o tipo de partículas ferrimagnéticas que ocorrem no solo (multidomínios e superparamagnética), possuindo relação direta com o tamanho das partículas, onde partículas maiores são denominadas multidomínios (magnetita) e partículas menores são superparamagnética (maghemita) (Dearing 1999).

Com isso, a utilização da Xdf, fornece informação sobre processo de intemperismo, estabilidade de partículas ferrimagnética e proporção relativa dos tipos de partículas ferrimagnéticas presente nas diferentes frações.

Conforme proposto por Dearing (1999), a variação de Xdf é de 0 a 14 %, onde valores $Xdf < 2$ % indica predomínio de Mt ($Mh < 10$ %), entre 2 e 10 % ocorrência mútua de Mt e Mh, variando suas proporções em função do valor e $Xdf > 10$ % predomínio de Mh ($Mh > 75$ %). Valores superiores a 14 % são tidos como erro analítico.

A Xdf apresentou ampla variação nos valores (Quadro 5). De maneira geral os solos Ta apresentaram os menores valores de Xdf em todas as frações, desconsiderando os valores da argila. Os valores de Xdf, da areia dos solos Ta (P1, P2, P3, P4 e P5), menores que 2 %, indicam a predominância de magnetita em relação a maghemita. Para os solos P7, P8 e P9 os valores próximos de 2 % mostram o predomínio de magnetita com pequena expressão de maghemita, enquanto que os LV (P6 e P10) apresentaram valores 9,4 e 7,5 %, indicando ocorrência mútua de magnetita e maghemita com predomínio de maghemita. Valores semelhantes de Xdf foram reportados por Camêlo et al., (2018) e Silva Filho et al., (2019), em solos derivados de Tufito.

O processo de oxidação progressiva da magnetita, transformando-a em maghemita e hematita com o avanço do intemperismo, foi reportado por diversos autores em solos de diferentes materiais de origem (Fabris et al., 1994, Fabris et al., 1995; Goulart et al., 1997; Pinto et al., 1998; Santana et al., 2001).

A coexistência de solução sólida Mt-Mh-Hm na fração areia (separada magneticamente), foi reportada por Silva Filho et al., (2019), em LV derivados de tufito, contrariando Fabris et al. (1994) e Silva et al., (2005) que não encontraram evidência de magnetita em Latossolos derivados de tufito e horizonte Cr de Chernossolo derivado de tufito, respectivamente. Por se tratar de horizonte menos alterado (Cr), existe maior possibilidade de ocorrência de Mt.

A Xdf fração silte apresentou comportamento similar ao da fração areia. Os menores valores foram identificados nos solos Ta, não apresentaram aumento significativo nos valores, indicando semelhança na composição de minerais ferrimagnéticos (Mt, Mh) em relação a areia. Por outro lado, os LV apresentaram aumento mais expressivo para os valores de Xdf do silte em relação a areia, indicando um possível avanço na oxidação da magnetita. Valores semelhantes de Xdf silte, foram encontrados por Silva Filho et al., (2019).

Os valores próximos a 14 %, indica o predomínio de Mh sobre Mt, pois Dearing (1999), propõe que valores de Xdf entre 10 e 14 % representa teores de partículas superparamagnéticos superiores a 75 %. Valores semelhante de Xfd para LV derivados de tufito foram encontrados por Camêlo et al. (2018) e Silva Filho et al. (2019).

A dinâmica da solução sólida Mt-Mh-Hm possui relevância na geoquímica de ET em solos derivados de rochas máficas e ultramáficas. Frequentemente o Fe é substituído por ET na estrutura de espinélios de Fe (Curi & Franzmeier, 1987). Desta forma, com o processo progressivo de oxidação e transformação de magnetita em maghemita e posteriormente em hematita, tem-se que na primeira etapa Mt → Mh, ocorre a preservação do conteúdo dos ET inicialmente na magnetita. Posteriormente, com avanço da oxidação e formação de hematita, os ET com valência diferente de +3 são liberados (Sidhu et al., 1978, Sidhu et al., 1980).

Desta forma, os estudos de suscetibilidade magnética em conjunto com outras informações pedológicas e aquisição de dados por sensoriamento remoto, têm se tornado uma importante ferramenta para a pedologia,

promovendo avanços no processo de mapeamento digital, planejamento e monitoramento do recurso solo em escalas maiores (Sarmast et al., 2017; Ayoubi et al., 2018; Ayoubi et al., 2019, Cervi et al., 2019; Mello et al., 2020).

4.5. Características químicas dos perfis estudados

4.5.1. Características químicas para avaliação da fertilidade do solo

O pH em água variou de 4,8 a 7,1 (Quadro 6). Os valores de pH observados nos solos P1, P2, P3, P4 e P5 estão relacionados à riqueza do material de origem e baixo grau de intemperismos dos solos, possibilitado pela a baixa lixiviação dos cátions básicos.

Os valores de P extraídos por Melich – 1 foram elevados para P1, P2, P3, P4 e P5, variando de 764,5 a 3989,2 mg kg⁻¹ (Quadro 6). Este fato está relacionado com o caráter ácido da solução extratora, que é capaz de extrair formas não lábeis de P. Os elevados teores de P e Ca, indica que a atividade de fosfato em solução é controlada pela atividade de Ca, em sistemas com pH elevado.

Os valores de soma de base (SB) foram elevados para os solos P1, P2, P3, P4 e P5 (Quadro 6). A contribuição do K⁺, no valor de SB é pequeno, não sendo superior a 1 cmol_c kg⁻¹ para os solos P1, P2, P3, P4 e P5. A elevada atividade de Ca²⁺ e Mg²⁺ em solos desta natureza, promove a troca catiônica entre estes por K⁺, favorecendo a lixiviação de K⁺ (Novais et al., 2007).

Corroborando com os valores de SB e V, a capacidade de troca catiônica a pH 7 (valor T) foi elevada nos solos P1, P2, P3, P4 e P5 (Quadro 6), indicando tratar-se de solos com argila de atividade alta (Ta), fato este que foi observado durante a descrição morfológica dos perfis, devido à presença de feições típicas de argilas 2:1 tais como fendilhamento ao longo do perfil, alta plasticidade e pegajosidade (Apêndice C).

Em relação aos solos P6, P7, P8, P9 e P10 (somente horizonte Bw), os valores de pH condizem com condições intensa de intemperismo em clima quente e úmido, provocando expressiva lixiviação das bases e sílica, corroborando com os trabalhos de Ker et al., (2005), Rolim Neto et al. (2009), Camêlo et al. (2018).

Essa característica é mais evidente em P10 que ocupa a superfície mais elevada e antiga da paisagem, tendo pouca ou nenhuma influência de materiais ultramáficos. Os valores de ΔpH foram negativos para todos os solos, exceto para P6, P7 e P9, indicando o predomínio de cargas negativas nos solos. Os solos com ΔpH positivo tendem a apresentar uma maior dominância de óxidos de Fe e Al em detrimento de argilas silicatadas, produzindo um balanço de cargas positivas, devido ao elevado valor de PCZ para os óxidos. Condição eletropositivas, como as observadas em P6, P7 e P9 são comuns para Latossolos brasileiros (Barreto, 1986; Ker, 1997; Ker et al., 2005), principalmente os Latossolos com menores valores de K_i e K_r .

Os valores de P disponível nos Latossolos Vermelhos, variaram de 0 a $34,7 \text{ mg kg}^{-1}$. Os maiores valores nos Latossolos P7, P8 e P9, indica a influência das rochas máficas e ultramáfica do Grupo Mata da Corda (Barbosa et al., 1970). Esta diminuição do P disponível com o avanço do intemperismo, quando se compara esse mesmo teor com os solos menos intemperizados (P1 a P5) está relacionada com a fixação do P com óxidos de Fe (Novais et al., 1991; Motta et al., 2002).

Para os solos P6, P7, P8, P9 e P10, os valores de SB variaram de 0,32 a $4,18 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$, evidenciando o avançado desenvolvimento pedogenético induzido pela lixiviação ao longo do tempo. Todos os Latossolos se mostraram distróficos ($V < 50\%$) com baixos valores de capacidade de troca catiônica efetiva (t), característica comum para a classe de Latossolos (Resende, 1976; Rezende 1980; Resende et al., 1987). A saturação de Al^{3+} (m) foi expressiva apenas no P10 (Quadro 6), porém com conteúdo de Al^{3+} de $0,4 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ solo. Os demais solos apresentaram m igual a zero pois em condições de pH maior que 5,5 ocorre reação de polimerização dos íons Al^{3+} com as hidroxilas, favorecendo sua precipitação (Marion et al., 1976).

Os valores de T variaram de 3,89 a $10,67 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ para os horizontes diagnóstico dos Latossolos Vermelho (Quadro 6), corroborando com trabalhos anteriormente realizados (Rezende, 1980; Ker 1995; Camêlo et al., 2018; Silva Filho 2019).

Os teores de micronutrientes metálicos, extraídos por Melich – 1, estão todos nas classes de disponibilidade boa e alta (Quadro 7), conforme (Alvarez et al. 1999), refletindo a influência do material de origem. Para solos com minerais

magnéticos, a disponibilidade de micronutrientes, que são em sua maioria considerados como ET está relacionada com liberação desses da estrutura de espinélios de Fe, durante a oxidação da magnetita, (Sidhu et al., 1980).

Quadro 6. Características químicas dos solos estudados.

Horiz,	Prof, cm	pH		Δ pH	P	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H+Al	SB	t	T	Tr	V	m	C-org
		H ₂ O	KCl														
					-----mg kg ⁻¹ -----					-----cmol _c kg ⁻¹ -----					-----%-----		
<u>P1 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico fragmentário (1050 m)</u>																	
A	0-20	6,9	4,9	-1,95	3203,2	270,6	22,90	12,39	0	6,8	35,99	35,99	42,78	120,17	84	0	2,42
AC	20-40	6,7	4,8	-1,91	2347,2	262,7	24,29	14,21	0	5,1	39,17	39,17	44,30	127,52	88	0	2,15
C1	40-70	7,0	4,7	-2,27	2460,3	294,1	23,97	17,39	0	4,7	42,11	42,11	46,79	182,01	90	0	-
Cr	70-110 ⁺	7,0	4,9	-2,1	2309,6	309,8	24,75	17,46	0	4,4	43,00	43,00	47,38	172,24	91	0	-
<u>P2 – VERTISSOLO EBÂNICO Órtico chernossólico (900 m)</u>																	
A	0-8	6,2	5,1	-1,08	764,5	215,7	17,08	10,66	0	7,8	28,30	28,30	36,15	81,50	78	0	3,24
Cv1	8-20	7,0	5,5	-1,52	1593,5	121,6	19,55	12,19	0	3,9	32,05	32,05	35,97	79,93	89	0	3,21
Cv2	20-40	6,0	5,7	-0,33	1943,5	109,8	14,68	10,44	0	3,3	25,40	25,40	28,72	62,04	88	0	-
Cv3	40-80 ⁺	7,1	5,7	-1,39	1502,0	105,9	13,90	11,49	0	3,5	25,67	25,67	29,14	60,20	88	0	-
<u>P3 – CHERNOSSOLO HÁPLICO Órtico (870 m)</u>																	
A	0-20	6,0	4,7	-1,29	1292,1	325,5	16,85	8,64	0	10,7	26,33	26,33	37,04	94,38	71	0	3,86
Bi	20-60	6,6	5,1	-1,56	2347,2	239,2	21,12	11,51	0	4,8	33,24	33,24	38,07	81,75	87	0	2,47
C	60-90 ⁺	6,7	5,2	-1,52	2745,6	254,9	15,75	10,60	0	4,5	27,00	27,00	31,53	71,57	86	0	-
<u>P4 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico fragmentário (990 m)</u>																	
A	0-30	6,4	5,0	-1,37	2045,8	151,0	23,31	13,76	0	8,3	37,45	37,45	45,76	105,69	82	0	1,62
Cr	30-50 ⁺	6,4	4,9	-1,55	3989,2	166,7	19,91	15,37	0	5,9	35,70	35,70	41,59	110,07	86	0	0,39
<u>P5 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico fragmentário (1000 m)</u>																	
A	0-25	5,8	4,8	-0,98	1981,2	158,8	23,58	7,85	0	13,6	31,94	31,94	45,42	105,60	70	0	3,16

Quadro 6. Características químicas dos solos estudados (continuação).

Horiz.	pH		Δ pH	P	K	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H+Al	SB	t	T	Tr	V	m	C-org
	H ₂ O	KCl														
				mg kg ⁻¹				-----cmol _c kg ⁻¹ -----				-----%-----				
<u>P6 – LATOSSOLO VERMELHO Distrófico férrico (930 m)</u>																
P6	5,6	5,7	0,13	0,0	27,5	0,27	0,23	0	3,3	0,57	0,57	3,89	8.23	15	0	0,45
<u>P7 – LATOSSOLO VERMELHO Perférrico típico (950 m)</u>																
P7	5,3	5,8	0,46	5,3	7,8	0,18	0,19	0	4,7	0,39	0,39	5,07	11.05	8	0	0,71
<u>P8 – LATOSSOLO VERMELHO Perférrico típico (970 m)</u>																
P8	6,0	5,9	-0,08	34,7	186,3	1,85	0,86	0	3,5	4,18	4,18	6,67	16.83	39	0	0,63
<u>P9 – LATOSSOLO VERMELHO Perférrico típico (1000 m)</u>																
P9	5,1	5,4	0,32	12,6	9,8	0,08	0,24	0	6,2	0,35	0,35	6,54	14.13	5	0	0,52
<u>P10 – LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distroférrico (1100 m)</u>																
P10	4,8	4,5	-0,27	0,3	2,0	0,20	0,12	0,4	9,4	0,32	0,72	9,68	13.46	3	55	0,31

Quadro 7. Micronutrientes extraídos por Melich-1 dos solos estudados.

Horiz.	Prof.	Fe	Cu	Mn	Zn	Ni	Cr
	cm	-----dag kg ⁻¹ -----					
<u>P1 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico (1050 m)</u>							
A	0-20	45,8	2,9	60,3	3,1	23,3	1,1
AC	20-40	56,5	7,3	25,4	4,4	13,4	1,2
C1	40-70	49,2	5,3	13,1	2,6	14,5	1,2
Cr	70-110 ⁺	44,5	4,2	11,5	2,6	13,3	1,1
<u>P2 – VERTISSOLO EBÂNICO Órtico chernossólico (900 m)</u>							
A	0-8	36,1	8,1	146,1	5,3	35,4	1,4
Cv1	8-20	21,2	5,2	43,2	3,9	16,5	1,3
Cv2	20-40	20,6	4,2	17,1	3,8	12,7	1,6
Cv3	40-80 ⁺	16,0	3,7	13,8	2,7	12,2	1,3
<u>P3 – CHERNOSSOLO HÁPLICO Órtico (870 m)</u>							
A	0-20	35,9	4,7	84,6	4,1	37,3	1,3
Bi	20-60	33,2	3,3	24,1	1,6	18,8	1,2
C	60-90 ⁺	27,3	3,2	33,0	2,4	16,2	1,2
<u>P4 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico (990 m)</u>							
A	0-30	25,1	1,7	76,3	2,0	35,2	1,2
Cr	30-50 ⁺	25,4	1,9	21,1	2,2	19,9	1,2
<u>P5 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico (1000 m)</u>							
A	0-25	29,7	1,8	123,4	5,4	30,7	1,2
<u>LATOSSOLOS VERMELHOS</u>							
P6	60 – 100	63,9	2,5	18,8	1,5	2,4	0,9
P7	60 – 100	101,4	18,2	150,0	1,9	2,8	0,8
P8	60 – 100	55,9	13,2	145,4	5,7	4,0	1,0
P9	60 – 100	76,0	19,4	143,2	1,7	2,8	0,8
P10	60 – 100	70,9	2,0	4,2	1,4	2,5	1,0

4.5.2. Digestão sulfúrica

Os teores de Fe₂O₃ variaram de 15,43 a 40,40 dag kg⁻¹ (Quadro 8), mostrando composição heterogênea do material de origem. Os teores de Fe₂O₃ nos solos Ta (P1, P2, P3, P4 e P5) foram considerados elevados (16,43 a 23,58 dag kg⁻¹) (Quadro 7). Sendo assim, P1, P2, P4 e P5 são férricos e P3 mesoférrico, no limite da classe para férrico (EMBRAPA, 2018). Os elevados valores de Fe₂O₃ é devido ao material de origem rico em minerais máficos e menor grau de intemperismo.

Os elevados teores de Ti para P1, P2, P3, P4 e P5 (Quadro 8), pode estar relacionado com presença de minerais com elevados teores de Ti na fração grosseira, como ilmenita, Ti-magnetita. Ocorrência destes minerais na fração grosseira de solos derivados de rochas do Grupo Mata da Corda foram observados (Ferreira et al., 1994; Fabris et al. 1994, 1997 Goulart et al., 1997; Silva et al., 2005). A superestimação dos teores de Fe e Ti da digestão sulfúrica é aceitável quando, os solos não apresentam fração grosseira composta majoritariamente por quartzo (Resende 1976; Resende et al. 1987). Valores semelhantes de Ti para solos derivados de rochas ultramáficas foram encontrados por Silva et al. (2005).

Os teores de SiO_2 e Al_2O_3 para os solos P1, P2, P3, P4 e P5 variaram de 13,77 a 23,48 dag kg^{-1} e 6,63 a 8,49 dag kg^{-1} respectivamente (Quadro 8). As relações Ki para os solos P1, P2, P3, P4 e P5 são elevadas, indicando pouco intemperismo e baixa taxa de lixiviação, em solos desenvolvidos de material de origem rico, permitindo condições de formação e equilíbrio de minerais 2:1. Desta forma, tem-se a suspeita de ocorrência de nontronita, devido a elevados teores de Fe em condições de bissialitização (Walters, 1983; Prudêncio et al., 2002).

Para os Latossolos, P6, P7, P8, P9 e P10 os teores de Fe_2O_3 variaram de 20,25 a 40,40 dag kg^{-1} (Quadro 8), sendo P6 e P10 classificados como férricos e P7, P8 e P9 como perférricos. Valores semelhantes de F_2O_3 foram encontrados por outros pesquisadores (Ferreira et al., 1994; Ker, 1995, Camêlo et al., 2018; Silva Filho et al., 2019).

Os teores de Ti foram elevados em P7, P8 e P9 (Quadro 8), novamente pelo motivo destes solos apresentaram fração grosseira composta por minerais como magnetita, Ti-magnetita, maghemita e ilmenita, que provavelmente é solubilizada durante o processo de digestão.

Quadro 8. Teores da digestão sulfúrica na TFSA dos solos estudados.

Horiz	Prof	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	Ki	Kr
<u>Cm</u>		----- dag kg ⁻¹ -----						
<u>P1 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico (1050 m)</u>								
A	0-20	20,62	6,76	20,56	12,05	2,67	5,18	1.76
AC	20-40	19,89	6,63	17,91	11,30	2,28	5,10	1.87
C1	40-70	23,48	6,67	16,43	12,12	1,93	5,99	2.32
Cr	70-110 ⁺	22,24	6,64	15,89	11,99	1,86	5,69	2.25
<u>P2 – VERTISSOLO EBÂNICO Órtico chernossólico (900 m)</u>								
Ap	0-8	16,84	7,88	17,57	10,28	2,32	3,63	1.50
Cv1	8-20	15,53	7,58	19,14	7,66	2,80	3,48	1.33
Cv2	20-40	13,77	7,50	20,29	8,56	2,35	3,12	1.14
Cv3	40-80 ⁺	16,06	8,49	18,81	8,84	2,00	3,21	1.33
<u>P3 – CHERNOSSOLO HÁPLICO Órtico típico (870 m)</u>								
Ap	0-20	14,28	6,82	17,92	11,40	3,10	3,56	1.33
Bi	20-60	16,38	6,61	16,80	9,72	2,54	4,21	1.60
C	60-90 ⁺	17,07	6,87	23,58	11,75	2,78	4,22	1.32
<u>P4 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico (990 m)</u>								
A	0-30	16,96	6,95	22,52	9,88	3,04	4,15	1.35
Cr	30-50 ⁺	19,09	7,52	22,27	8,11	2,73	4,32	1.49
<u>P5 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico (1000 m)</u>								
A	0-25	17,63	6,72	23,38	11,38	3,98	4,46	1,38
<u>LATOSSOLOS VERMELHOS (horizonte diagnóstico)</u>								
P6	60 - 100	7,85	31,26	21,42	6,52	0,04	0,43	0.30
P7	60 – 100	3,98	18,93	40,40	12,35	0,33	0,36	0.15
P8	60 – 100	3,06	17,49	37,24	12,40	0,34	0,30	0.13
P9	60 – 100	4,57	19,59	38,57	11,75	0,29	0,40	0.18
P10	60 – 100	11,67	32,45	20,25	4,16	0,03	0,61	0.44
P11*	60 – 100	7,60	26,72	31,67	7,20	0,18	0,48	0,27
P12*	60 – 100	16,40	21,11	21,56	4,70	0,09	1,32	0,80

Os teores de SiO_2 e Al_2O_3 para os Latossolos P6, P7, P8, P9 e P10 variaram de 3,06 a 11,67 dag kg^{-1} e 17,49 a 32,45 dag kg^{-1} . Com isso, tem-se que as relações K_i e K_r (Quadro 8), indicam solos com elevado grau de intemperismo, com predominância de mineralogia oxídica (K_i e $K_r < 0,75$). Devido características geoquímicas do material de origem, subsaturado em sílica, os valores de K_i e K_r devem ser analisados com cautela, pois em ambientes ricos em Fe pode ocorrer a dissolução seletiva de sílica, durante o processo de laterização (Melfi et al., 1979).

Inseriu-se, para fins de comparação os Latossolos Vermelhos P11* (Uberlândia – MG) e P12* (Piracicaba – SP) originados de basalto e diabásio, respectivamente. Neste caso, verifica-se que os Latossolos da região do Alto Paranaíba derivados de rochas do Grupo Mata da Corda P6, P7, P8 e P9, diferem-se dos Latossolos P11* e P12* nos teores de TiO_2 , refletindo a natureza ultramáfica do material de origem.

Porém, especialmente em relação aos solos P1, P2, P3, P4 e P5, cabe um questionamento. Não estaria os valores de K_i elevados? Mesmo para solos Ta? O mesmo questionamento é válido para o K_r , porém de forma inversa. Como existe a possibilidade de solubilização de Fe das camadas octaedrais das nontronitas, este Fe que substituiu o Al não é considerado no cálculo de K_i , causando uma superestimação desses valores.

Em relação ao K_r , tem-se que o Fe é considerado como elemento extraídos dos óxidos (hematita e goethita), porém, não necessariamente o Fe foi extraído destes, ocasionando uma subestimação dos valores. Os horizontes Latossólicos apresentaram valores de K_i e K_r inferiores a 0,75 (Quadro 8), sendo considerados oxídicos (Resende et al., 1988), condizentes com trabalhos anteriores (Ker 1995; Camêlo et al., 2018; Silva Filho, 2019). Por outro lado é válido ressaltar que solos provenientes de rochas pobres em sílica, mesmo com pouco grau de desenvolvimento já apresentam baixos valores de K_i e K_r .

Portanto, no item 4.5.4 será apresentado outros índices de intemperismo, poucos utilizados em estudos de solos brasileiros, para avaliar pertinência dos questionamentos levantados sobre o uso das relações moleculares K_i e K_r , principalmente em relação aos solos Ta.

4.5.3. Extração de Fe e Al por ditonito citrato bicarbonato de sódio (DCB) e Oxalato ácido de amônio (OAA)

Os valores de Fe e Al extraídos por DCB e OAA são apresentados no quadro 8 e 9. Os valores de Fe_{DCB} e Fe_o para P1, P2, P3, P4 e P5 variaram de 36,27 a 109,45 g kg⁻¹, respectivamente. Os teores de Al_{DCB} e Al_o variaram de 18,41 a 34,98 dag kg⁻¹ e 23,65 a 43,98 g kg⁻¹ respectivamente (Quadro 8).

O valor médio de Fe_{DCB} foi aproximadamente 3 vezes menor em comparação ao valor do Fe extraído pela digestão sulfúrica (Fe_s). Tal resultado corrobora com a sugestão que o H₂SO₄ é capaz de solubilizar a fração grosseira quando essa não é composta predominantemente por quartzo (Resende, 1976; Resende et al., 1987), como é o caso dos solos magnéticos do Alto Paranaíba.

Os Neossolos apresentaram menor relação Fe_{DCB}/Fe_s . Tal resultado é atribuído a mineralogia da fração grosseira dominada por minerais ferromagnéticos. Desta forma, o teor de Fe₂O₃ do ataque sulfúrico em solos com fração grosseira com elevada quantidade de minerais ferromagnéticos, não poderia ser considerado como representativos para avaliar o índice de intemperismo e o caráter caulinitico, gibbitico/oxidicos desses solos.

Já as relações Fe_o/Fe_{DCB} para os solos Ta apresentaram média de 0,58 confirmando a maior representatividade de formas mal cristalizadas de óxidos de Fe (Cornell e Schwertmann, 2003), revelando o baixo grau de intemperismo. Porém, novamente não deve ser descartado a contribuição do Fe de argilas silicatadas, visto que o elevado poder de redução do DCB pode desestabilizar tais argilas liberando Fe(II) para a solução (Pansu e Gautheryrou, 2007; Ye & Fu, 2019; Liu et al., 2020; Guo et al., 2020.)

Os valores de Al_{DCB} e Al_o para os solos Ta variaram de 18,41 a 34,98 g kg⁻¹ e 22,92 a 43,98 g kg⁻¹ de argila, respectivamente (Quadro 8). Os valores de Al extraídos por OAA, superiores ao Al_{DCB} indica a ocorrência de formas de Al de baixa cristalinidade nos solos Ta.

Quadro 9. Teores de Fe e Al extraídos por DCB e OAA dos solos Ta estudados.

Horizonte	Profundidade cm	$^1/\Sigma Fe_d$	$^2/Fe_o$	$^3/\Sigma Al_d$	$^4/Al_o$	DCB		OAA		
						Fe_o	Fe_d	Fe_o	Fe_d	
						-----g kg ⁻¹ -----				
P1- NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico fragmentário										
A	0 – 20	44,79	34,48	22,35	25,55	0,77	0,22			1,14
AC	20 – 40	39,63	33,54	23,26	27,06	0,85	0,22			1,16
C1	40 – 70	36,27	26,78	21,05	23,81	0,74	0,22			1,13
Cr	70 – 110 ⁺	35,74	28,72	21,58	28,49	0,80	0,22			1,32
P2 - VERTISSOLO EBÂNICO Órtico chernossólico										
A	0 – 8	73,57	42,74	25,11	24,53	0,58	0,42			0,98
Cv1	8 – 20	79,48	35,90	21,48	24,87	0,45	0,42			1,16
Cv2	20 – 40	67,19	25,48	25,80	24,30	0,38	0,33			0,94
Ckv3	40 – 80 ⁺	109,45	44,41	34,98	43,98	0,41	0,58			1,26
P3 - CHERNOSSOLO HÁPLICO Órtico										
Ap	0 – 20	94,49	47,00	29,30	30,82	0,50	0,53			1,05
B	20 – 60	52,28	39,23	23,69	28,25	0,75	0,31			1,19
C	60 – 90 ⁺	75,00	34,63	20,54	22,92	0,46	0,32			1,12
P4- NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico fragmentário										
A	0 – 30	59,47	32,09	23,82	27,71	0,54	0,26			1,16
Cr	30 – 50 ⁺	43,37	25,09	27,90	31,21	0,58	0,19			1,12
P5 - NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico fragmentário										
A	0 – 30	66,99	29,43	18,41	23,65	0,44	0,29			1,28

Quadro 10. Teores de Fe e Al extraídos por DCB e OAA dos Latossolos estudados.

Horiz	DCB						OAA				
	Fe_2O_3		$\Sigma^{1/}$	Al_2O_3		$\Sigma^{3/}$	$Fe_2O_3^{2/}$		$Al_2O_3^{4/}$		Al_d
1° ext	2° ext	1° ext		2° ext	Fe _o		Fe _d	Fe _o	Fe _d		
-----dag kg ⁻¹ -----											
LATOSSOLOS VERMELHOS (horizonte diagnóstico)											
P6	87,13	59,22	161,46	9,87	9,34	22,89	4,47	9,34	0,03	0,75	0,41
P7	115,13	87,61	228,53	20,40	11,03	33,67	15,35	10,89	0,07	0,57	0,32
P8	129,10	91,33	257,12	23,47	8,86	38,39	13,53	14,79	0,05	0,69	0,39
P9	180,34	82,89	297,28	23,61	10,94	40,35	16,64	12,61	0,06	0,77	0,31
P10	114,58	50,86	184,79	19,09	7,54	30,29	4,08	8,89	0,02	0,91	0,29

1/ somatório das extrações de Fe por ditionio, 2/ Fe extraído por Oxalato, 3/ Somatório de Al extraídos por ditionio, 4/ Al extraído por Oxalato 5/ Fe da digestão sulfúrica.

A presença de Al de baixa cristalinidade é corroborada por meio da relação Al_o/Al_{DCB} . Valores de relação inferiores a 1 indicam alta substituição de Al nos óxidos de Fe, valores próximos da 1 indicam pouca substituição de Al e, valores maiores que 1 indicam presença de Al de baixa cristalinidade (Corrêa et al., 2015). Valores de Al_o superiores a de Al_{DCB} são atribuídos à maior eficiência de extração de Al por OAA de minerais pouco cristalinos em comparação com o DCB (Pansu e Gautheryrou, 2007).

Para os solos P6, P7, P8, P9 e P10 os valores da soma das extração de Fe_{DCB} e Al_{DCB} variaram de 161,46 a 297,98 g kg^{-1} de argila e 22,89 a 40,35 g kg^{-1} de argila respectivamente (Quadro 9), sendo condizentes com valores encontrados por Curi e Franzmeier (1987), Camêlo et al., (2017) e Silva Filho (2019) em solos desenvolvidos de tufito. Os menores valores de Fe_{DCB} foram encontrados em P6 e P10, corroborando com os valores encontrados de Fe da digestão com H_2SO_4 (Quadro 7) e suscetibilidade magnética, vide (Quadro 18). Os valores de Fe_{DCB} extraídos na primeira extração representou em média 55 % do Fe_{DCB} total. Considerando os valores de Fe_{DCB} das duas primeiras extrações, a média foi de 88 % em relação ao Fe_{DCB} total, sendo inferior ao mencionado por Inda Júnior e Kampf (2003). A presença de substituição isomórfica de Fe^{3+} por Al^{3+} em óxidos de Fe (principalmente na goethita), confere maior estabilidade ao processo de redução (Schwertmann & Taylor, 1989; Kampf & Curi, 2000), justificando a extração média de 88 % na duas primeiras extrações.

Os teores de Fe_o apresentaram valores na ordem de 4,08 g kg^{-1} de argila a 16, 64 g kg^{-1} de argila, sendo os horizontes P6 e P10 possuindo os menores valores (Quadro 8), enquanto que para os P7, P8 e P9 com maior influência de tufito os valores foram os mais elevados (Quadro 9). Portanto, a relação Fe_o/Fe_{DCB} 0,02 e 0,03 para P6 e P10, respectivamente, indica maior cristalinidade conforme proposto por Kampf et al. (1986). Para P7, P8 e P9 a relação Fe_o/Fe_{DCB} indica ocorrência de formas de óxidos de Fe ligeiramente menos cristalinos que as encontradas em P6 e P10, relações semelhantes para solos derivados de rochas ultramáficas foram encontradas por Camêlo et al. (2017) e Silva Filho et al. (2019).

A figura 16 apresenta apenas as correlações de Pearson significativas, positivas ou negativas ($p < 0,05$; $n = 19$) e, quanto maior e mais escura a elipse maior a significância.

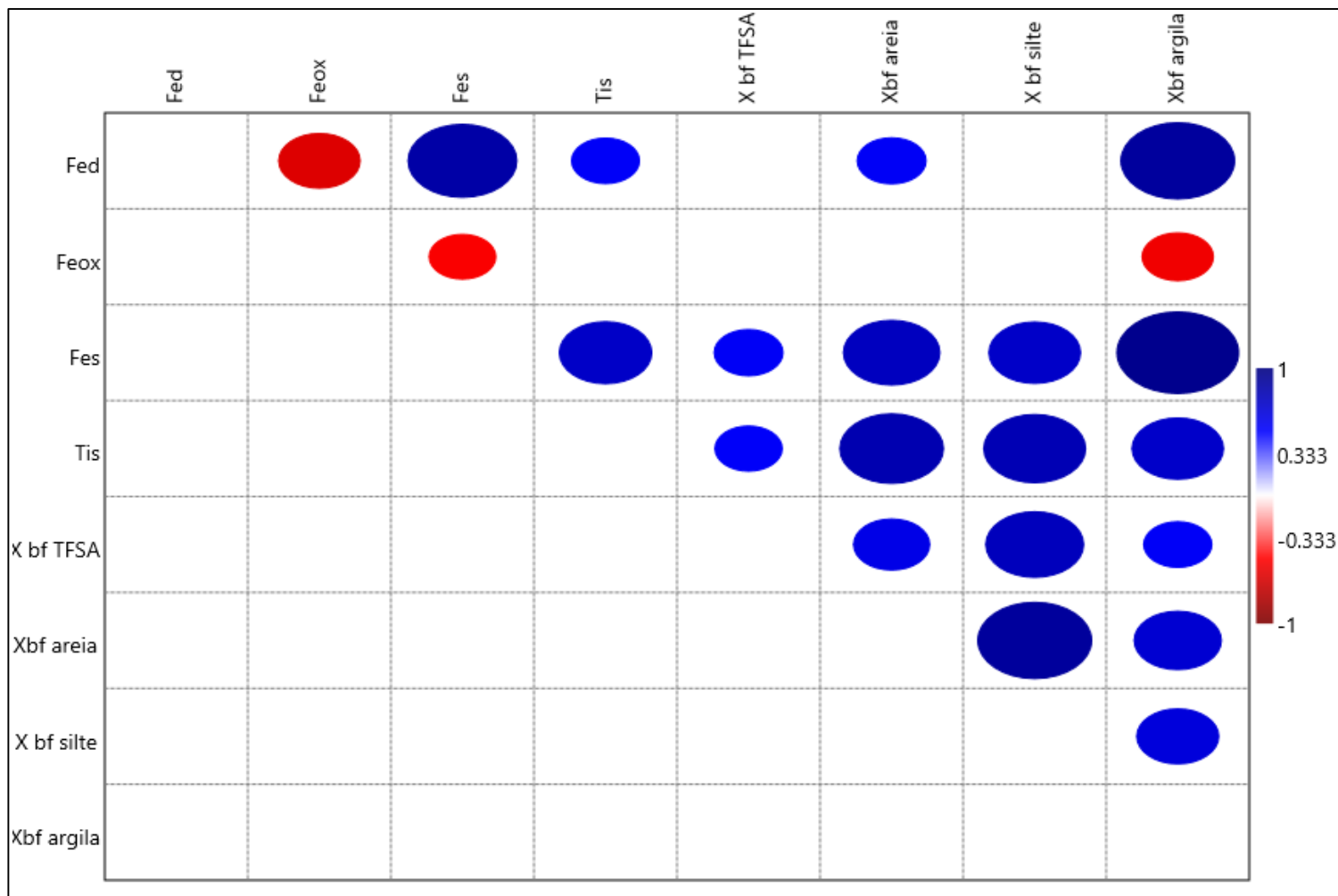


Figura 16. Correlação de Pearson entre suscetibilidade magnética e Fe, Ti extraídos por DCB, OAA e H₂SO₄.

Analisando as correlações ($p < 0,05$; $n = 19$) entre Fe_{DCB} , Fe_o , Fe_s , Ti_s e suscetibilidade magnética (TFSA, areia, silte e argila) é possível identificar correlação positiva e significativas entre Fe_{DCB} e Fe_s ($r = 0,84$), (Figura 16), refletindo a influência máfica da rocha no teor de Fe.

4.5.4. Geoquímica por fluorescência de raios – X (μ -EDX)

Os valores obtidos por μ -EDX para elementos principais e elementos traço são apresentados nos quadros 11 e 12. Para os elementos maiores, os solos P1, P2, P3, P4 e P5 apresentaram valores médios entre 1,5 a 7,5 vezes superior em relação aos Latossolos Vermelhos para P, Ca, K, Si, Mg, (Apêndice D).

Os valores de Al, Si, Fe, Ti e Mn obtidos por digestão sulfúrica (Quadro 8) foram comparados com os teores da μ -EDX (Quadro 11). Os teores dosados por μ -EDX de todos os elementos foi até 5 vezes inferior ao teor obtido por ataque sulfúrico, exceto por Si e Mn.

A correlação entre estes valores mostra que mesmo com divergência nos valores encontrados, Si, Al e Mn apresentaram correlação positiva e significativa entre μ -EDX e digestão sulfúrica ($p < 0,05$; $n = 19$) (Figura 17).

Os maiores teores dos metais alcalinos e alcalino terrosos nos solos Ta em comparação com os Latossolos possui relação com o menor grau de intemperismo e lixiviação desses solos (Rolim Neto et al., 2009).

Os teores obtidos por μ -EDX foram utilizados para calcular os índices de intemperismo (Quadro 11). Os valores de K_i , utilizando os teores obtidos por μ -EDX, foram em média duas vezes mais elevados que o K_i pela digestão sulfúrica para todos os solos, pois a μ -EDX estimou teores mais elevados de Si e menores teores de Al em comparação à digestão sulfúrica. O índice de intemperismo (WIP) utilizado, que consideram Al_2O_3 e metais alcalinos e alcalinos terrosos, segue um padrão condizente, indicando os maiores valores para os solos P1, P2, P3, P4 e P5, pois conforme WIP, quanto maior o teor de metais alcalinos e alcalinos terrosos, menor o grau de intemperismo (Parker, 1970).

Desta forma, tem-se que o WIP é mais adequado para avaliar o grau de intemperismos de solos com argilas silicatadas ricas em Fe, pois mitiga interpretações errôneas sobre a ocorrência de Fe nos octaedros de Al.

Quadro 11. Teores de elementos maiores e menores obtidos por μ - EDX e índice de intemperismo dos solos.

horiz	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	WIP	Ki
-----dag kg-1-----												
<u>P1 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico (1050 m)</u>												
A	3,39	10,46	21,34	3,17	2,12	1,82	1,03	3,71	0,20	1,07	2720,8	10,70
AC	3,01	9,42	23,95	3,71	3,42	1,58	0,63	2,79	0,17	0,81	2516,9	13,53
C1	2,50	7,28	18,73	2,34	3,36	1,13	0,86	2,42	0,12	0,59	2063,0	12,74
Cr	3,31	9,53	24,73	2,63	4,53	1,43	1,21	2,94	0,15	0,72	2714,5	12,70
<u>P2 – VERTISSOLO EBÂNICO Órtico chernossólico (900 m)</u>												
A	5,62	15,85	27,13	2,98	1,46	1,79	1,13	5,89	0,29	1,06	2659,0	8,21
Cv1	4,35	11,89	20,76	2,42	0,61	1,38	1,18	4,56	0,21	0,95	2127,8	8,11
Cv2	5,87	17,69	26,95	3,31	1,43	1,97	1,43	6,02	0,28	1,12	2965,6	7,80
Cv3	4,89	15,82	22,87	2,83	1,04	1,72	0,84	4,85	0,21	0,90	2375,8	7,95
<u>P3 – CHERNOSSOLO HÁPLICO Órtico típico (870 m)</u>												
A	3,41	11,35	20,19	3,12	1,66	1,78	1,09	4,11	0,25	0,82	2674,2	10,07
Bi	3,17	8,63	19,87	2,6	2,44	1,78	1,01	2,78	0,16	0,73	2643,7	10,66
C	3,35	9,95	19,32	2,53	1,38	1,85	0,28	3,37	0,19	0,65	2109,0	9,79
<u>P4 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico (990 m)</u>												
A	3,52	12,66	22,42	3,22	2,92	1,02	0	3,79	0,28	0,92	1600,4	10,83
Cr	2,48	6,94	16,22	2,04	2,33	0,86	0	2,07	0,13	0,73	1238,3	11,12
<u>P5 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico (1000 m)</u>												
A	4,15	15,58	21,23	3,54	0,66	1,14	0,96	6,34	0,40	2,18	2033,0	8,70
<u>LATOSSOLO VERMELHO (horizonte diagnóstico)</u>												
P6	23,21	13,36	12,69	0,03	1,04	0,31	1,46	2,85	0,03	0,04	1202,1	0,93
P7	5,64	10,77	3,54	0,03	0,41	0,03	1,24	4,62	0,13	0,31	781,3	1,07
P8	7,04	14,16	3,66	0,15	0,26	0,04	0,27	5,76	0,20	0,50	236,6	0,88
P9	8,06	16,45	4,21	0,56	0,36	0,03	0	6,64	0,19	0,47	71,1	0,89
P10	20,62	10,53	14,81	0,02	0,48	0,02	1,53	5,51	0,03	0,15	954,5	1,22

Quadro 12. Teores de elementos traço obtidos por μ - EDX dos solos estudados.

Hori	Cu	Cr	Ni	Co	Zn	Pb	Th	V	Zr
-----mg kg ⁻¹ -----									
P1 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico – Pastagem (1050 m)									
A	117,69	209,84	73,65	41,64	92,31	176,66	8,84	385,54	363,04
Ac	88,99	247,47	75,78	35,92	61,09	173,54	11,29	273,69	314,62
C1	76,12	265,42	54,72	20,04	44,20	78,43	8,79	247,44	227,41
Cr	107,42	264,37	95,08	21,55	75,92	104,09	18,01	304,78	321,78
P2 – VERTISSOLO EBÂNICO Órtico chernossólico – Pastagem (900 m)									
A	148,99	426,00	106,80	41,16	112,56	179,38	32,77	623,49	728,63
Cv1	105,09	382,90	41,54	28,10	85,57	154,73	28,88	497,73	479,04
Cv2	171,24	350,81	105,24	43,15	159,09	219,69	38,82	660,51	762,22
Cv3	138,45	384,15	85,68	34,94	105,50	233,50	44,60	519,38	549,02
P3 – CHERNOSSOLO HÁPLICO Órtico típico – Milho (870 m)									
A	107,14	417,92	67,53	26,99	55,94	110,37	28,96	415,86	374,17
Bi	78,36	264,81	61,95	18,83	61,21	107,66	18,47	288,45	319,19
C	93,70	339,81	52,89	24,00	48,27	65,27	7,75	342,26	321,58
P4 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico - Pastagem (990 m)									
A	126,39	398,71	105,50	24,90	73,14	145,45	37,64	387,60	505,51
Cr	58,49	286,29	53,11	14,80	47,03	64,36	14,27	212,84	269,22
P5 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico – Pastagem (1000 m)									
A	146,51	268,89	62,21	34,61	109,13	225,10	48,62	675,30	747,59
LATOSSOLOS VERMELHOS (horizonte diagnóstico)									
P6	99,14	295,96	0,00	27,46	26,97	186,44	49,83	291,25	325,12
P7	42,78	327,80	13,00	23,34	23,44	185,12	21,74	463,85	305,57
P8	61,08	393,18	23,61	31,34	34,69	177,79	51,03	588,42	467,53
P9	91,93	439,60	26,76	36,19	32,86	176,45	57,73	692,86	563,90
P10	85,41	336,61	8,34	24,82	24,60	184,24	30,67	548,18	570,60

A estatística descritiva dos elementos traço é apresentada no apêndice D. Os elementos que apresentaram as maiores médias foram Zr, V e Cr, sendo que estes elementos podem ser enriquecidos de forma residual no solo em relação ao material de origem devido sua estabilidade físico-química (Young, 2013).

Os valores dos elementos traço foram superiores à média dos valores encontrados para horizontes superficiais de solos de Minas Gerais por Souza et al. (2015). Essa divergência de valores pode estar relacionada com a natureza do material de origem, visto que as rochas ultramáficas de afinidade kamafugítica possui composição peculiar (Araújo et al., 2001; Kazmers et al., 2001).

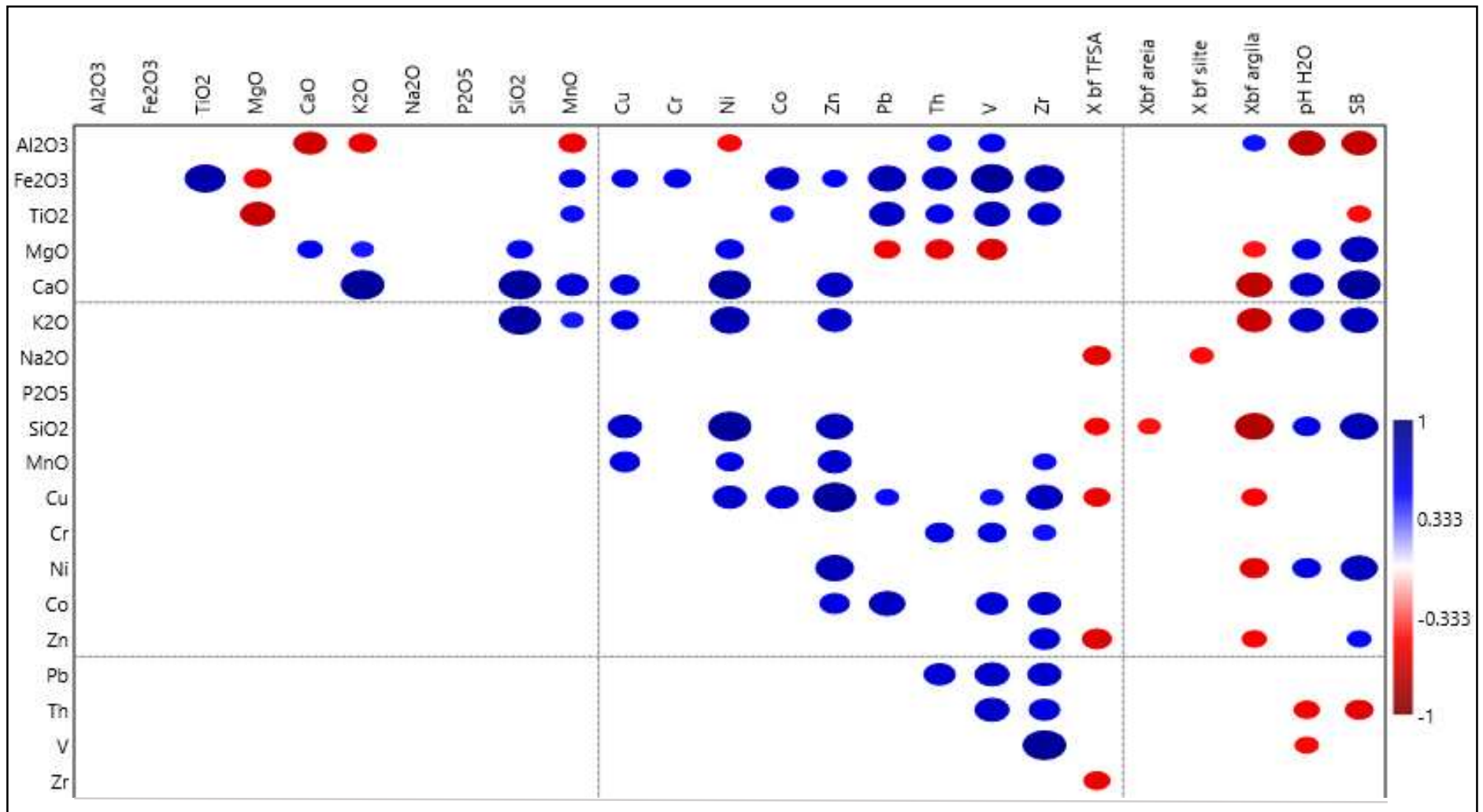


Figura 17. Correlação de Pearson entre elementos via μ -EDX, suscetibilidade magnética, pH e soma de base.

A figura 17 representa a correlação entre a geoquímica via μ -EDX e outros atributos químicos e mineralógicos dos solos. A correlação positiva entre Fe_2O_3 , e TiO_2 ($r = 0,84$) a ($p < 0,05$; $n = 19$) nos remete a possibilidade de ocorrência de Ti-magnetita, conforme observado em solos derivados de rocha tuífticas do Grupo Mata da Corda (Fabris et al., 1994, 1997).

4.5.5. Análise química semi total (EPA 3051A)

Os valores obtidos pela digestão semi total não refletem os teores absoluto do solo, mas é um importante indicador referente a bioacessibilidade de elementos para animais e plantas (Davidson, 2013).

Os valores de Al_2O_3 e Fe_2O_3 foram superiores para os Latossolos P6, P7, P8, P9 e P10, com exceção aos teores de Fe_2O_3 de P6 e P10, que foram inferiores aos solos Ta, indicando composição mineralógica oxídicas dos Latossolos Vermelhos P7, P8 e P9 e caulínica do P6 e P10, corroborando o valor de Ki (Resende & Santana, 1988). Os teores de CaO e P_2O_5 foram superiores para P1, P2, P3, P4 e P5 (Quadro 13).

Os valores dos elementos maiores e traço são apresentados no quadro 13. Os valores de média dos ET (Ni, Co e Cu), foram superiores em 3,7, 1,3 e 1,2 vezes em relação à média desses por μ -EDX, enquanto que a média do valor de Cr foi 2,5 vezes menor para a extração semi total.

A diferença entre as duas extrações possivelmente está relacionada com a capacidade de extração do método EPA 3051A, que representa aproximadamente 80 % do valor total (Davidson, 2013). Desta forma, minerais resistentes a dissolução não são quantificados, como por exemplo o anatásio, explicando a diferença entre as média para TiO_2 .

Observando a figura 20 é possível observar as correlações significativas, positivas e negativas, entre os elementos dosados por digestão semi total e μ -EDX, por outro lado, Guevara et al. (2018) encontraram correlação positiva entre os elementos analisados por μ -EDX e EPA 3051A na bacia hidrográfica do Rio Doce.

Quadro 13. Teores semi totais (EPA 3051A) do solos estudados.

horiz	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	P ₂ O ₅	MnO	TiO ₂	Ni	Cu	Cr	Co	Σ ¹
	-----dag kg ⁻¹ -----						-----mg kg ⁻¹ -----				
P1 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico – Pastagem (1050 m)											
A	4.38	25.26	3.86	1.41	0.26	0.13	215.05	130.45	65.27	34.84	3237.5
AC	4.13	15.88	3.01	0.95	0.22	0.13	237.47	112.95	62.88	27.54	2867.3
C1	4.43	18.47	3.10	0.89	0.19	0.15	225.44	102.51	101.11	18.73	2845.3
Cr	4.72	15.41	2.79	0.85	0.16	0.11	238.07	104.61	114.15	20.57	2402.4
P2 – VERTISSOLO EBÂNICO Órtico chernossólico – Pastagem (900 m)											
A	5.68	16.15	2.25	0.88	0.25	0.19	245.00	127.36	140.90	44.67	3610.4
Cv1	5.91	27.12	2.62	1.21	0.28	0.19	273.48	148.13	133.11	57.91	3931.3
Cv2	6.10	20.46	2.58	1.13	0.22	0.16	262.00	140.34	130.93	43.29	3242.3
Cv3	7.02	25.87	2.44	0.80	0.19	0.27	317.77	168.39	165.12	41.23	3804.6
P3 – CHERNOSSOLO HÁPLICO Órtico típico – Milho (870 m)											
A	5.68	20.30	2.84	0.66	0.23	0.38	312.91	137.91	254.09	64.42	4814.3
Bi	5.40	20.97	3.89	0.91	0.20	0.20	293.14	135.24	129.04	37.50	3329.8
C	5.57	21.24	3.30	0.85	0.26	0.18	291.05	139.34	156.78	48.82	3687.5
P4 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico - Pastagem (990 m)											
A	5.83	19.21	3.50	0.82	0.28	0.20	347.90	156.16	160.19	53.77	4099.1
Cr	5.93	19.36	4.09	1.31	0.22	0.08	331.49	113.75	58.43	32.72	2781.8
P5 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico – Pastagem (1000 m)											
A	5.94	20.01	5.49	2.36	0.36	0.04	175.30	139.81	83.86	59.05	3509.2
LATOSSOLO VERMELHO (horizonte diagnóstico)											
P6	24.88	13.60	0.10	0.06	0.02	0.06	<LD	31.50	73.50	<LD	594.4
P7	13.43	31.96	0.15	0.39	0.26	0.59	153.91	191.15	202.35	68.04	6222.7
P8	13.36	31.67	0.37	0.50	0.27	0.52	114.71	140.00	212.30	45.82	5723.0
P9	13.86	29.35	0.12	0.52	0.23	0.41	96.02	175.76	196.71	34.88	4713.4
P10	17.22	12.46	0.03	0.17	<LD	0.03	<LD	2.16	120.75	<LD	327.7

A análise de correlação entre Fe_2O_3 e TiO_2 (digestão sulfúrica), suscetibilidade magnética e digestão semi total (Figura 18) indicou correlações positivas e negativas esperadas. O Al_2O_3 apresentou correlação negativa ($p < 0,05$) com CaO , P_2O_5 , MnO , Ni e Cu , possivelmente devido a influência dos elevados teores de Al_2O_3 nos Latossolos.

O Fe_2O_3 , extraído pelo método EPA 3051A, apresentou correlação positiva ($p < 0,05$) para MnO , TiO_2 , elementos traço, $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{sulf})$ e $\text{TiO}_2(\text{sulf})$ e suscetibilidade magnética (areia, silte e argila) (Figura 18), indicando a afinidade geoquímica entre Fe e elementos traço (Kampf & Curi, 2000; Alloway, 2013) e ocorrência de substituição isomórfica de Fe por Ti e Fe por elementos traços em espinélios ricos em Fe (magnetita e maghemita) (Fabris et al., 1997; Silva et al., 2005; Silva et al., 2009).

Foi observado correlação positiva entre os teores de Fe_2O_3 e TiO_2 (digestão sulfúrica e semi total) com somatório de elementos traço (Figura 18). Porém, não foi observado correlação positiva, exceto para (Cu e Xbf silte) e (Cr e Xbf argila), entre elementos traço, somatório de elementos traço e suscetibilidade magnética (Figura 18).

Existem trabalhos que relatam a correlação positiva entre elementos traço e suscetibilidade magnética, principalmente para Latossolos desenvolvidos de rocha básica e ultrabásica (Curi e Franzmeier, 1987; Ker, 1995; Camêlo et al., 2017; Silva Filho, 2019). A ausência de correlação entre essas variáveis, quando analisados os 19 horizontes em conjunto, possivelmente mostra a influência mineralógica da fração grosseira dos solos Ta (P1, P2, P3, P4 e P5), pois esta é composta por minerais magnéticos, sendo estes o principal reservatório de elementos traço passíveis de serem liberados por intemperismo, que provavelmente não foram solubilizados pela digestão semi total.

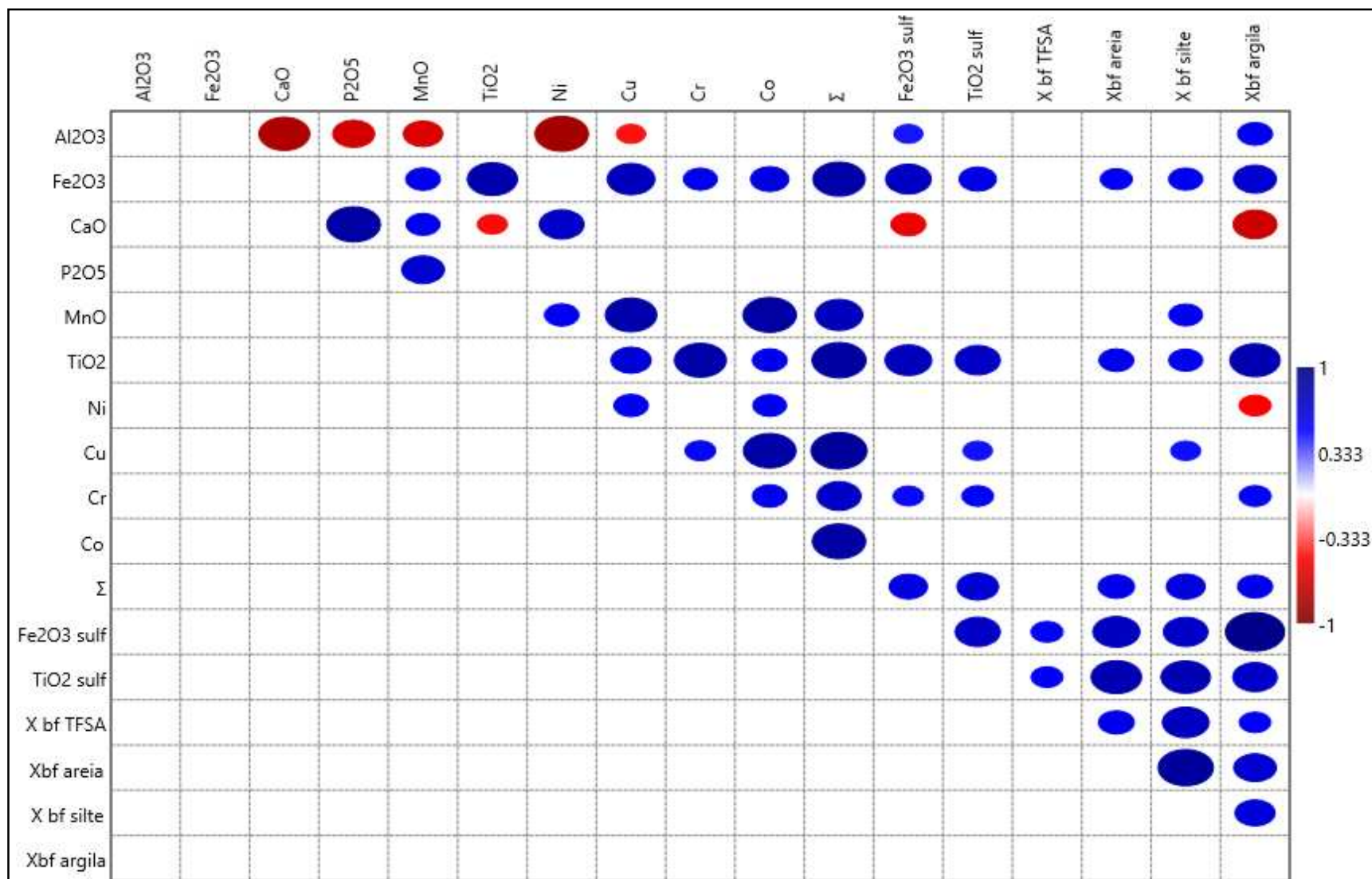


Figura 18. Correlação de Pearson entre teores semi total, susceptibilidade magnética e Fe e Ti (H₂SO₄).

Na figura 19 é possível observar a dispersão das amostra em relação a Σ ET e $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{sulf}}$ ($r = 0,61$; $p < 0,05$). Por outro lado é interessante observar a formação de três agrupamentos distintos. No primeiro grupo encontra-se os Latossolos Vermelhos derivados das rochas da Formação Patos, com os maiores valores de Σ ET e $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{sulf}}$. Os elevados valores de Σ ET, associados aos altos teores de $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{sulf}}$, podem estar relacionados: i) co-precipitação de ET durante o processo de formação dos óxidos de Fe pedogenéticos (Jenkins e Jones 1980). ii) enriquecimento geoquímico do solo em relação ao material de origem, por processos geogênicos (Alloway, 2013; Barbieri, 2016); iii) ET tri e tetravalentes são menos lixiviados do que elementos bivalentes e tentem a se concentrar em ambientes de drenagem livre.

O segundo grupo, representado por todos dos horizontes dos solos Ta, indicando a similaridade do material de origem, mostrando que a pedogênese não foi suficiente para promover diferenciação geoquímica entre as classes de solo. Neste grupo destaca-se, com um Σ ET ligeiramente superior aos demais, o horizonte A chernozêmico do P3, provavelmente relacionado com processo de complexação dos ET pela MOS (Mello & Perez, 2009; Alloway, 2013). A extração sequencial seria necessário para confirmar essa hipótese.

O terceiro grupo, composto pelos Latossolos P6 e P10 com menor influência de rochas da Formação Patos e menores valores de ET. Essa diferenciação do material de origem é corroborada por teor de $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{sulf}}$, $\text{TiO}_{2\text{sulf}}$ e Xbf, indicando material de origem menos máficos.

O $\text{TiO}_{2\text{sulf}}$ apresentou correlação positiva ($r = 0,68$; $p < 0,05$) em relação ao Σ ET. Valores de correlação positiva foram encontrados em trabalhos anteriores para solos brasileiros (Curi e Franzmeier, 1987; Ferreira et al., 1994 Ker, 1995; Camêlo et al., 2018; Silva Filho, 2019), indicando a afinidade geoquímica entre Ti e ET, quando os minerais são de origem ultramáfica.

De maneira geral, a dispersão dos valores de Σ ET em relação ao $\text{TiO}_{2\text{sulf}}$ foram semelhantes ao verificado para o $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{sulf}}$, podendo este também ser separados nos mesmo três grupos. Os minerais contendo Fe e Ti em especial os espinélios de Fe, contendo Ti e Mg, nas rochas máficas e ultramáficas são uma importante fonte natural de elementos traço nos solos, sendo desta forma um possível indicador de fertilidade natural dos solos (Sidhu et al., 1977; Fabris et al., 1995, 1997).

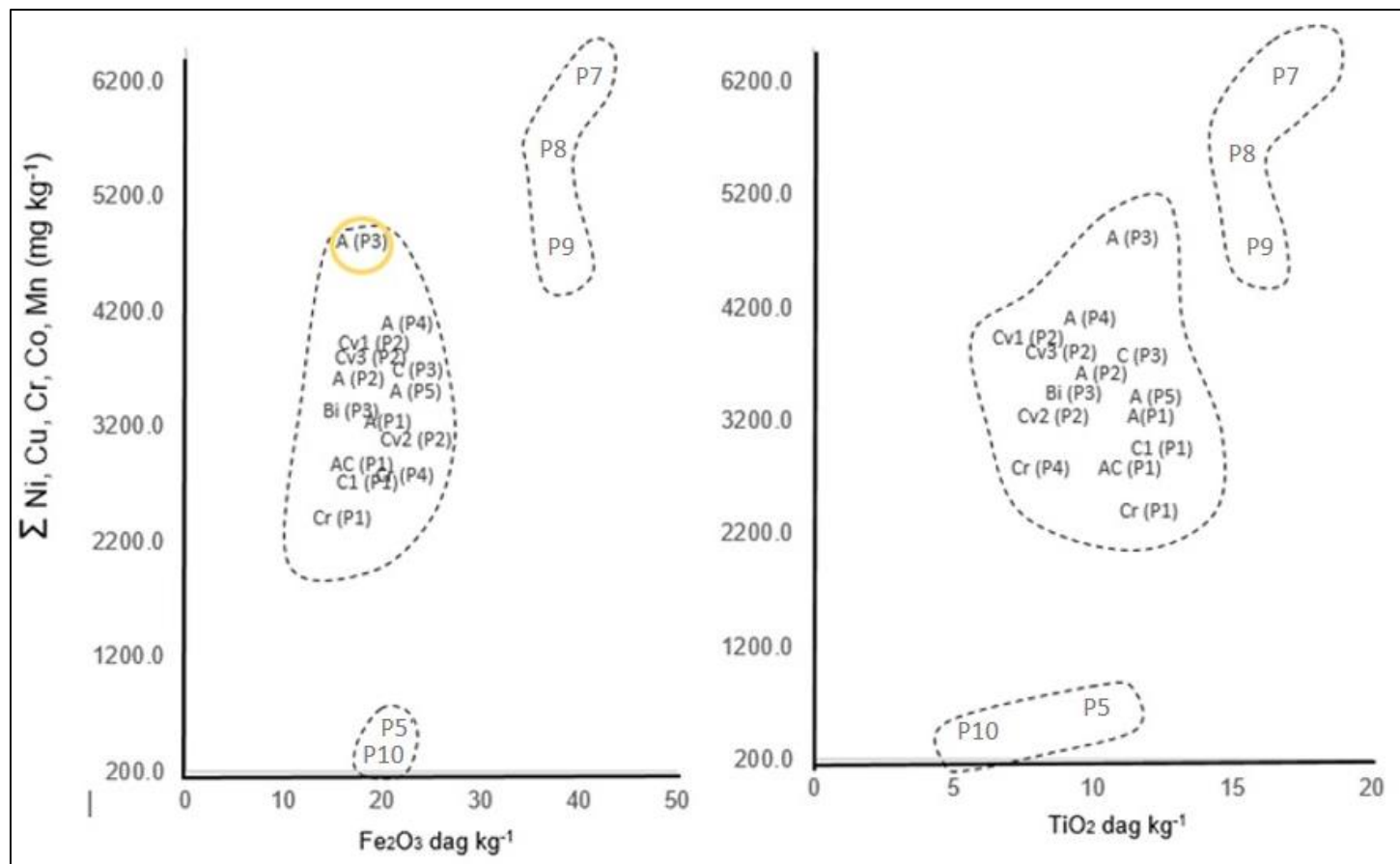


Figura 19. dispersão dos teores de ET em relação a Fe e Ti (H2SO4) dos solos estudados.

Os teores médios encontrados para ET (Ni, Cu, Cr e Co) foram superiores à média global (Alloway, 2013) e superiores a valores encontrados em solos do Brasil (Fadigas et al., 2006). Para solos de Minas Gerais, Souza et al. (2015) encontrou valores semelhantes para Cr e Co, considerando o intervalo (média, +- Desvio Padrão).

4.5.6. Análise química total

A digestão total na TFSA foi realizada em amostras selecionadas de alguns horizontes coletados, com inclusão de três amostras para fins comparativos, sendo estas identificadas com R*, P11 e P12 que são: i) fragmento de tufito inalterado do P3 ii) Latossolo Vermelho distroférico (diabásio) iii) Latossolo Vermelho acriférico (basalto). As amostras foram analisadas para elementos maiores, menores, ET e ETR's (Quadro 14, 17 e 18).

4.5.6.1. Geoquímica dos elementos maiores e menores

Os teores totais dos elementos maiores e menores são apresentados no quadro 13. Considerando que a μ -EDX (Quadro 11), também representa os valores totais é possível observar nas amostras contidas em ambas análises, que a digestão total apresentou valores de média mais elevados para Al, Ca, Mg, K, Ti e Mn, enquanto que para Na e P os maiores valores foram na μ -EDX. Os valores de Fe foram mais elevados na digestão total (Quadro 14).

A figura 20 mostra que mesmo com diferenças entre valores das análises totais e μ -EDX, existem correlações positivas ($p < 0,05$) para Al, Ca, Mg, K e Mn ($r = 0,77; 0,85; 0,94; 0,92; 0,63$), enquanto que Na, Ti e P não apresentaram correlação.

Devido a diferença entre os valores, principalmente dos metais alcalinos/terrosos, o valor do índice de intemperismo WIP foi diferente e divergente principalmente para os solos P1 P2, P3, P4 e P5.

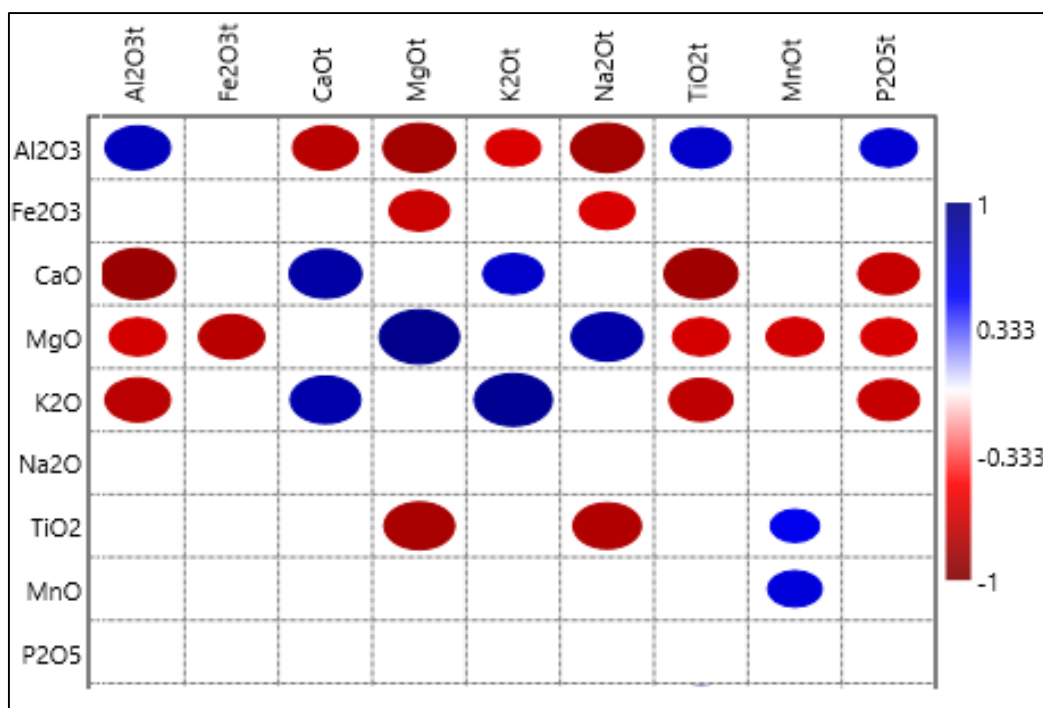


Figura 20. Correlação de Pearson entre teores totais e μ -EDX.

O WIP, que considera apenas os teores dos metais alcalinos/terrosos, indica que os solos são menos intemperizados em relação ao WIP por μ - EDX. Os Latossolos (P7 e P8) tiveram o mesmo comportamento, porém com uma menor variação. Como esperado, a amostra de rocha (R^*) apresentou o menor grau de intemperismo para os dois índices.

Considerando R^* como representante do material de origem para todos os solos, submetidos a análise total, exceto para P11 e P12, observa-se comportamento geoquímico referente a mobilidade dos elementos no processo de intemperismo por meio do balanço geoquímico (isoquímico), utilizando Al como referência devido sua baixa mobilidade para essas classes de solos (Quadro 15).

Para os solos Ta (P1, P2, P3, P4 e P5) é possível notar um considerável acúmulo de Fe (Quadro 15), visto que o teor de Fe_2O_3 normalmente é superior a 20 %, porém os elevados teores de Fe possuem relação com a presença de espínélios de Fe na fração grosseira do solo e não com predominância de oxihidroxidos de Fe pedogenéticos. Para os representantes alcalinos, o Ca e K apresentaram depleção nos solos Ta.

Quadro 14. Teores totais dos elementos maiores e índice de intemperismo solos estudados.

horiz	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	WIP
-----dag kg ⁻¹ -----										
P1 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico – Pastagem (1050 m)										
A	7,35	>21,45 ^{/1}	5,08	7,82	3,71	0,16	4,36	0,30	0,76	7652,8
C1	6,31	19,03	4,90	12,70	2,56	0,18	3,74	0,22	0,58	7355,6
Cr	6,52	18,88	4,37	13,45	2,75	0,16	3,41	0,21	0,52	6618,5
P2 – VERTISSOLO EBÂNICO Órtico chernossólico – Pastagem (900 m)										
A	8,60	>21,45 ^{/1}	4,20	3,09	2,54	0,09	4,69	0,27	0,45	6243,2
Cv2	8,16	>21,45 ^{/1}	3,84	2,77	2,59	0,08	5,18	0,26	1,03	5722,8
P3 – CHERNOSSOLO HÁPLICO Órtico típico – Milho (870 m)										
A	7,48	>21,45 ^{/1}	5,95	5,86	3,28	0,14	5,61	0,35	0,60	8834,9
Bi	7,20	20,91	5,45	8,17	3,95	0,12	5,11	0,27	0,69	8193,5
C	7,56	>21,45 ^{/1}	5,89	6,11	3,70	0,12	5,24	0,28	0,67	8790,5
R*	9,68	13,51	8,41	7,87	6,36	0,61	3,66	0,25	0,70	12650,9
P4 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico - Pastagem (990 m)										
A	6,58	>21,45 ^{/1}	5,01	8,68	1,79	0,14	4,74	0,35	0,69	7407,2
Cr	7,18	21,38	4,52	9,98	2,28	0,16	3,87	0,28	0,86	6762,5
P5 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico – Pastagem (1000 m)										
A	7,41	>21,45 ^{/1}	4,59	3,55	1,76	0,05	4,54	0,48	0,83	6743,7
LATOSSOLO VERMELHO (horizonte diagnóstico)										
P7	17,01	>21,45 ^{/1}	0,18	0,88	0,12	0,03	13,21	0,35	1,23	280,9
P8	16,69	>21,45 ^{/1}	0,31	0,66	0,11	0,03	12,01	0,37	1,43	457,6
P11	20,15	>21,45 ^{/1}	0,04	0,10	0,04	<LD	4,44	0,10	0,13	64,0
P12	25,14	>21,45 ^{/1}	0,08	0,17	0,06	<LD	6,41	0,19	0,30	126,6

Magnésio que é um bom indicador da filiação ultramáfica do material de origem, ora acumulou, outrora não. Acúmulo de Mg, considerado um elemento móvel no solo, pode estar relacionado com ocorrência em espinélios de Fe ricos em Mg com relativa estabilidade, como observado por Fabris et al. (1995; 1997) e Silva et al. (2005; 2009) em solos desenvolvidos de tufito. O Sódio apresentou decréscimo de seu valor a partir do horizonte C, indicando sua elevada mobilidade. Teores semelhantes de metais alcalino/terroso, para solos Ta do Alto Paranaíba foram encontrados por Rolim Neto et al. (2009).

Devido a menor solubilidade do Ti, sua ocorrência se dá principalmente em minerais residuais dos solos (Milnes & Fitzpatrick 1989). Portanto o Ti é acumulado tanto nos solos Ta como nos LV, com maior acúmulo neste último (Quadro 15).

De maneira geral o Mn sofreu acúmulo, visto que em ambiente oxidante o Mn é considerado elemento imóvel (Perel'man, 1967). O P apresentou leve acúmulo, mesmo possuindo mobilidade fraca, porém esse elemento possui bastante influência da acumulação biogênica (Perel'man, 1967).

Para os Latossolos Vermelhos derivado de tufito (P7 e P8), a tendência de depleção/acumulação dos elementos são mais evidentes principalmente para os elementos alcalinos (Ca, Mg, K e Na), visto que esses solos estão associados a superfícies geomorfológicas mais antigas em relação aos solos Ta, possuindo tempo para desenvolvimento dos processos geoquímicos, enquanto que solos pouco intemperizados, desenvolvidos de rochas ultramáficas em ambiente tropical normalmente ocorre em superfícies rejuvenescidas pela erosão (Vidal-Torrado et al., 2006).

Para os horizontes latossólicos, o P11 e P12 apresentaram os maiores teores de Al_2O_3 (20,15 dag kg^{-1} e 25,14 dag kg^{-1}), e os menores teores para o restante dos elementos, desconsiderando Fe (Quadro 14), mostrando que tanto os solos desenvolvidos de diabásio como de basalto possuem uma origem menos máfica, em relação aos Latossolos desenvolvidos de tufito (Curi & Franzmeier, 1987, 1988; Ker, 1997).

Quadro 15. Balanço geoquímico dos elementos principais dos solos estudados.

1/ referência de imobilidade no solo. Valores menor que 1 indica perda, valores maior que 1

Horiz	Al ₂ O ₃ ^{1/}	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅
P1 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico – Pastagem (1050 m)									
A	1,00	2,48	0,79	1,31	0,77	0,35	1,57	1,59	1,42
C1	1,00	2,16	0,89	2,47	0,62	0,44	1,57	1,37	1,27
Cr	1,00	2,07	0,77	2,54	0,64	0,40	1,38	1,25	1,10
P2 – VERTISSOLO EBÂNICO Órtico chernossólico – Pastagem (900 m)									
A	1,00	1,79	0,56	0,44	0,45	0,18	1,44	1,24	0,72
Cv2	1,00	2,23	0,54	0,42	0,48	0,16	1,68	1,25	1,74
P3 – CHERNOSSOLO HÁPLICO Órtico típico – Milho (870 m)									
A	1,00	2,05	0,91	0,96	0,67	0,29	1,98	1,84	1,10
Bi	1,00	2,08	0,87	1,39	0,83	0,27	1,88	1,49	1,32
C	1,00	2,03	0,90	0,99	0,74	0,26	1,84	1,48	1,22
R*	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P4 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico - Pastagem (990 m)									
A	1,00	2,34	0,88	1,62	0,41	0,33	1,91	2,09	1,44
Cr	1,00	2,13	0,72	1,71	0,48	0,36	1,43	1,56	1,64
P5 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico – Pastagem (1000 m)									
A	1,00	2,07	0,71	0,59	0,36	0,12	1,62	2,54	1,55
LATOSSOLO VERMELHO (horizonte diagnóstico)									
P7	1,00	1,35	0,01	0,06	0,01	0,03	2,05	0,81	1,00
P8	1,00	1,36	0,02	0,05	0,01	0,03	1,90	0,89	1,18

indica acumulo. R* utilizado como background geoquímico.

Como esperado, o teor elevado de K₂O para a R* (6,36 %), indica a afinidade Kamafugítica do material de origem, como apontado por (Sgarbi & Sgarbi, 2003), justificando os baixos teores de Si, pois este material apresenta-se subsaturado em SiO₂. A razão TiO₂/Al₂O₃ é utilizada para indicar a origem das rochas derivadas de cinzas vulcânicas, e valores menores que 0,02 indicam origem silícica, entre 0,02 e 0,08 alcalina e maior que 0,08 máfica/ultramáfica (Addison et al., 1983; Dai et al., 2012). A razão TiO₂/Al₂O₃ encontrada em R* é 0,37, valor superior ao encontrado por Zou et al. (2016), em tufitos da China, indicando a origem ultramáfica dos tufitos do grupo Mata da Corda.

O baixo grau de evolução geoquímica indicada pela baixo valor de depleção dos elementos alcalinos é observado principalmente nos solos Ta. Observando a distribuição das amostras em relação ao diagrama de Chesworth (Figura 21) é possível notar tendência em direção ao sistema residual Si-Fe-Al durante a evolução pedológica, principalmente para o P7 e P8, que possuem suas composições químicas quase que totalmente de Si, Al e Fe, estando dentro da zona comum de horizontes ferralíticos em ambientes tropicais.

localizados principalmente em minerais primários da fração grosseira desses solos. Em relação as argilas Tb dos Latossolos P6, P7, P8, P9, P10 é interessante observar que não existe diferença em relação a TFSA, indicando avançado grau de evolução geoquímica, sendo compostas por quase 100 % da fase residual.

Considerando os constituintes da fase residual, Si, Al e Fe é possível notar processo de dessilicificação da rocha em relação os horizontes dos solos Ta (Figura 22). Essa perda de Si está relacionado ao intemperismo de minerais silicatados de menor estabilidade e sua maior mobilidade em relação ao Al e Fe.

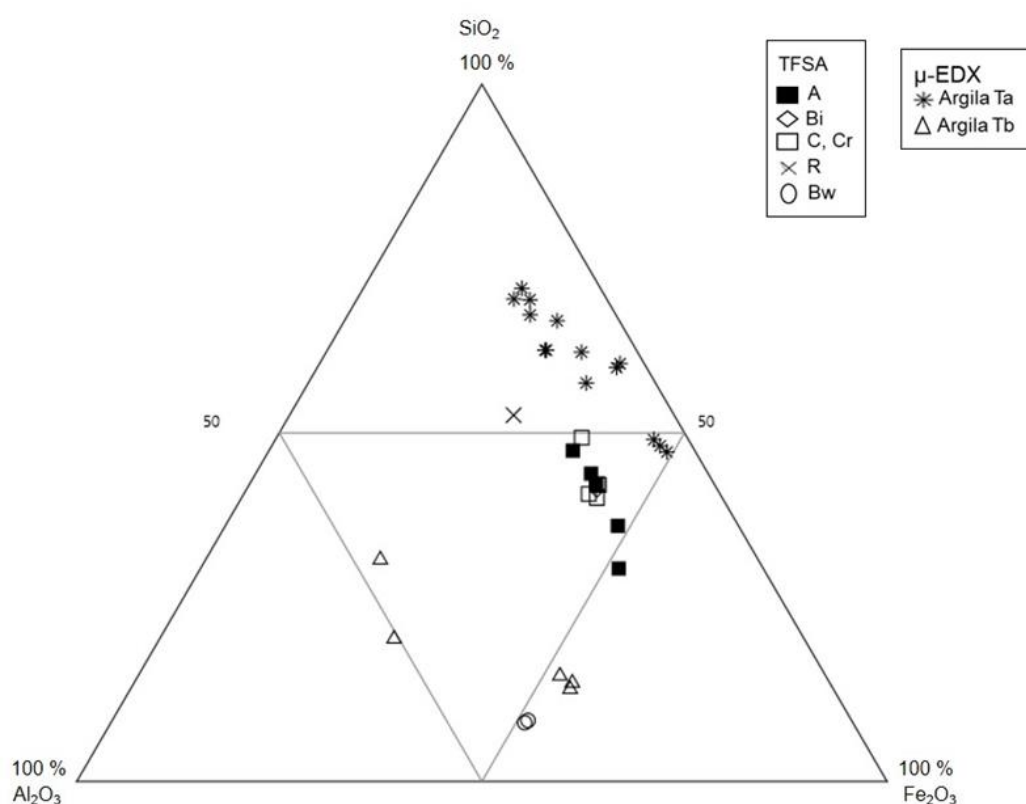


Figura 22. Diagrama ternário dos elementos residuais dos solos estudados.

Tendência semelhante de dessilicificação foram reportadas por Menegotto, (1983) e Vidal-Torrado et al. (2007) em solos Ta derivados de rochas ultramáficas do Rio Grande do Sul e Minas Gerais, respectivamente. E para Latossolos derivados de rocha ultramáfica de Goiás e Minas Gerais por Oliveira & Trescases (1980).

Mesmo com a perda de Si evidente, as argilas Ta possuem o Si como principal componente da fração residual, indicando predomínio de argilas silicatadas em detrimento dos óxidos. Para os Latossolos, os constituintes principais do sistema residual são Al e Fe, observando tanto na TFSA, como nas argilas, indicando a natureza oxídica dos Latossolos, como evidenciado pelos valores de k_i da digestão sulfúrica.

Considerando os teores obtidos por digestão total (TFSA) e μ - EDX (argila), para Mg, Al e Fe, que são os principais elementos de ocorrências em sítios octaedrais nas argilas, tem-se o diagrama de probabilidade de ocorrência de minerais proposto por Righi & Meunier (1995). Observando a figura 25, nota-se que a R* apresenta uma mineralogia composta por vermiculita trioctaedral – nontronita.

A composição da TFSA de P1, P2, P3, P4 e P5 indica ocorrência de uma mineralogia composta por vermiculita trioctaedral – vermiculita dioctaedral – nontronitas, com a possibilidade de ocorrência de saponita apenas em dois horizontes C, enquanto que para o P7 e P8, a indicação é de uma mineralogia composta por óxidos de Fe e caulinita (Figura 23).

Por outro lado, observando apenas a fração argila (P1, P2, P3, P4 e P5), nota-se a ocorrência típica de mineralogia 2:1, com possibilidade de ocorrência de vermiculitas dioctaedrais e trioctaédrais, nontronitas e possibilidade de ocorrência de óxidos de Fe, possivelmente de baixa cristalinidade, devido ao incipiente grau de intemperismo.

Para o grupo das esmectitas, representado pela nontronitas, a ocorrência de Fe principalmente em sítios octaédricos, faz com que o Al ocupe posições tetraédricas, diminuindo o teor de Si (Borchardt, 1989), podendo ocorrer a formação de argilominerais com composição intermediária, caracterizado com nontronita aluminosa e montmorilonita férrica (Menegotto, 1983). A ocorrência de minerais interestratificados e cloritizados não pode ser descartada.

Para as argilas Tb dos Latossolos a probabilidade de ocorrência é majoritariamente de óxidos de Fe e caulinita, de acordo com o diagrama, visto que o sistema residual é predominante, porém caracterização mineralógica mais detalhada (item 4.5), indica ocorrência de uma assembleia mineralógica mas diversificada.

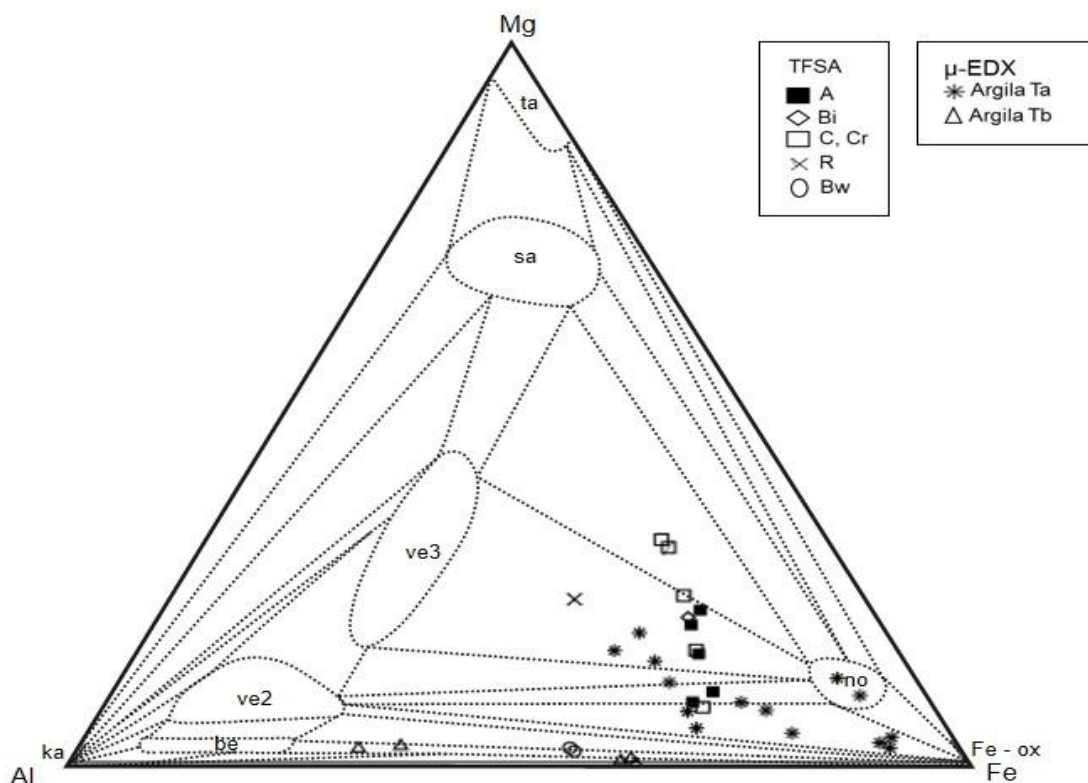


Figura 23. Diagrama ternário e ocorrência de argilominerais Righi & Meunier (1995). Ta: talco; no: nontronita; sa: saponita; ve3: vermiculita trioctaedral; ve2: vermiculita dioctaedral; Fe-ox: óxidos de Fe; Ka: caulinita; be: bendelita..

4.5.6.2. Geoquímica dos elementos traço

Os teores ET para os solos são condizentes com aos valores médios globais apresentados por Alloway (2013) e Wedepohl (1995) quadro 16. Os Valores médios (n=14) (Apêndice D), dos ET foram superiores aos encontrados por Ker (1995) em Latossolos do Brasil, Pérez et al. (1997), para solos do Brasil, Caires (2009), em solos de Minas Gerais, Camêlo et al. (2018) em Latossolos de Minas Gerais. Em estudo de sedimentos da represa de Três Marias – MG, Lima (2020) aponta a contribuição dos solos desenvolvidos das rochas ultramáficas do grupo Mata da Corda no aporte de sedimentos, no setor oeste da represa, com teores significativos de Cr, Ti e Ba.

Os teores de ET para os solos são superiores em relação a rocha para todos os elementos, exceto para Cu e Ba. Observando os valores de ET, com ênfase em Cr e Ni, em relação aos solos inseridos na digestão total (P11 e P12), para fins de comparação é possível observar que os teores mais elevados de Cr e Ni, possui relação direta com a natureza ultramáfica da rocha, corroborando

trabalhos anteriores (Oliveira & Trescases, 1980; Menegotto, 1983; Pinto & Kampf, 1997; Vidal-Torrado, 2007; Rolim Neto et al., 2009).

Pérez et al. (1997) observaram que os maiores teores dos elementos radionuclídeos foram encontrados em solos derivados de tufito. Os valores médios de Th foram até 4 vezes superiores à média dos valores de U. Para solos brasileiros, Pérez et al. (1997) encontraram média de Th até 18 vezes superiores em relação à média de U. A menor diferença entre as médias para os solos analisados, indica menor grau de intemperismo dos solos desenvolvidos de rochas tufíticas em relação aos solos brasileiros.

A figura 24 indica a correlação ($p < 0,05$), entre ET, Fe_2O_3 , TiO_2 (digestão sulfúrica e suscetibilidade magnética (TFSA, areia, silte e argila). Considerando os ET, observa-se a correlação positiva de vários ET entre si, além de estarem correlacionados com Fe_2O_3 e TiO_2 (digestão sulfúrica), indicando afinidade geoquímica.

Pérez et al. (1997) identificou correlação positiva apenas para Cu e Pb e teor de argila, levando em consideração que o teor de argila tende a aumentar em solos mais intemperizados. Faria Júnior et al. (2018) relataram comportamento semelhante entre Th, Zr, U e CIA em solo de rocha ultramáfica.

A correlação positiva, entre teores de ET e suscetibilidade magnética, tem sido reportada por diversos trabalhos (Ferreira et al., 1994; Ker, 1995; Oliveira et al., 2000; Cervi et al., 2019; Silva Filho et al., 2019; Ayoubi et al., 2019). Porém, observando a figura 24, observa-se a ausência de correlação entre a suscetibilidade magnética da TFSA e Σ ET totais. Uma possível explicação para esta constatação está relacionada com a ínfima contribuição da suscetibilidade magnética da fração argila dos solos Ta (Quadro 5), promovendo redução relativa dos valores de suscetibilidade da TFSA.

Observando as correlações entre suscetibilidade magnética e Σ ET para cada fração, tem-se correlação positiva para areia e silte, $r = 0,67$ e $0,73$ respectivamente, indicando relação entre minerais ferrimagnéticos e ET (Fabris et al., 1997; Curi & Franzmeier, 1987; Oliveira et al., 2000).

Quadro 16. Teores totais de elementos traço dos solos estudados.

horiz	Cu	Cr	Ni	Co	Zn	Pb	Th	V	Zr	Cd	U	Ba
-----mg kg ⁻¹ -----												
P1 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico – Pastagem (1050 m)												
A	223,2	160	296,3	88,5	133	18,7	23,9	221	873,6	0,17	8	2830
C1	186,8	117	336	76,1	110	14,9	22,1	176	664,3	0,07	5,1	1125
Cr	199,8	151	346,9	78	108	14,1	20,3	175	611,9	0,07	5,2	1923
P2 – VERTISSOLO EBÂNICO Órtico chernossólico – Pastagem (900 m)												
A	201,3	238	278,7	81,2	142	24,5	32,3	236	865,9	0,15	8,7	3863
Cv2	229,8	157	293,3	82,3	137	22,8	23,7	338	903,9	0,12	7,4	4537
P3 – CHERNOSSOLO HÁPLICÓ Órtico típico – Milho (870 m)												
A	192,2	453	329,6	102,3	135	21,6	41	234	825,3	0,14	8,7	2024
Bi	202,3	194	331,8	80,7	124	19,5	24,8	236	914,6	0,11	6,2	2053
C	188,2	225	293	91,4	118	20,3	42,7	212	738,5	0,13	8,6	2049
R*	275,9	101	222,5	56,1	82	10,1	11,6	92	637,2	0,07	4	12597
P4 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico - Pastagem (990 m)												
A	227,2	315	426,4	99,8	133	24,6	31,1	191	951,5	0,18	8,1	1916
Cr	196,8	173	480,2	91,5	127	20,1	21,7	164	1012,3	0,12	7,1	1841
P5 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico – Pastagem (1000 m)												
A	223,8	129	244,7	111,2	179	32,7	32,2	281	1158,9	0,46	10,9	4812
LATOSSOLO VERMELHO (horizonte diagnóstico)												
P7	283	361	273,4	109,9	99	44,9	62,9	460	1903,1	0,1	15,8	3552
P8	221	377	198,3	97,4	101	48,5	56,8	475	1739,5	0,11	14,2	3282
P11*	94,9	31	16,3	13,6	48	22,5	10,9	413	393,9	0,02	4,2	93
P12*	167,9	38	39,9	60,1	109	13,7	7,4	733	509,2	0,06	1,9	110

O Mg apresentou correlação negativa para quase todos os ET, apenas o Ni correlacionou-se positivamente ($r = 0,68$) com teores de Mg, podendo indicar substituição isomórfica em minerais máficos de alta temperatura (Wilson & Berrow, 1978). Não foi observada correlação entre Mg e suscetibilidade magnética nas diferentes frações. Este fato contradiz Camêlo et al. (2018), que observou correlação em Latossolos de Minas Gerais, porém cabe ressaltar que a presença de MPFI nas frações grosseiras dos solos Ta, pode colaborar para a ausência de correlação, visto que, minerais silicatados máficos e ultramáficos possuem teores consideráveis de Mg, porém não apresentam suscetibilidade magnética elevada.

O comportamento geoquímico dos ET, após sua liberação dos minerais são semelhantes aos dos elementos principais, podendo estes, serem lixiviados, adsorvidos nas cargas dos colóides, complexados pela matéria orgânica, precipitados em minerais neoformados entre outros (Alloway, 2013; Kabata-Pendias, 2001; Marques et al., 2004). Desta forma, o quadro 17 apresenta o comportamento geoquímico dos ET e os valores de depleção/acumulação.

Os ET possuem tendência de acumulação (Quadro 17). Os processos de depleção mais evidentes foram identificados para Cu em P7 e P8, e Ba em todos horizontes analisados. A tendência de acumulação pode estar relacionado com a generalização realizada dos teores de R^* para os solos, mas por outro lado, tem-se que a própria perda de elementos principais mais solúveis, ocasiona naturalmente processo de acumulação de ET, que tendem a estarem presentes em minerais residuais do solo (Oliveira & Trescases, 1980).

O cromo apresentou maior acumulação nos horizontes A de P3 e P4. O Pb apresentou maior acumulação no horizonte A do P4. O Th acumulou em P3, P4, P5, P7 e P8. Para o Cd as maiores acumulações foram nos horizontes A de P1, P4 e P5, destacando-se acúmulo de Cd no horizonte A do P5.

Os demais ET tiveram valores de acumulações semelhantes para os solos Ta (Quadro 17). Os horizontes Bw de P7 e P8 apresentaram os menores valores de acumulação para ET. Mesmo o Ba apresentando os maiores teores nos solos (média 2754 mg kg^{-1}), ele apresenta condições de depleção evidente, pois existe uma forte diminuição dos teores encontrados nos solos em relação a rocha (Quadro 17).

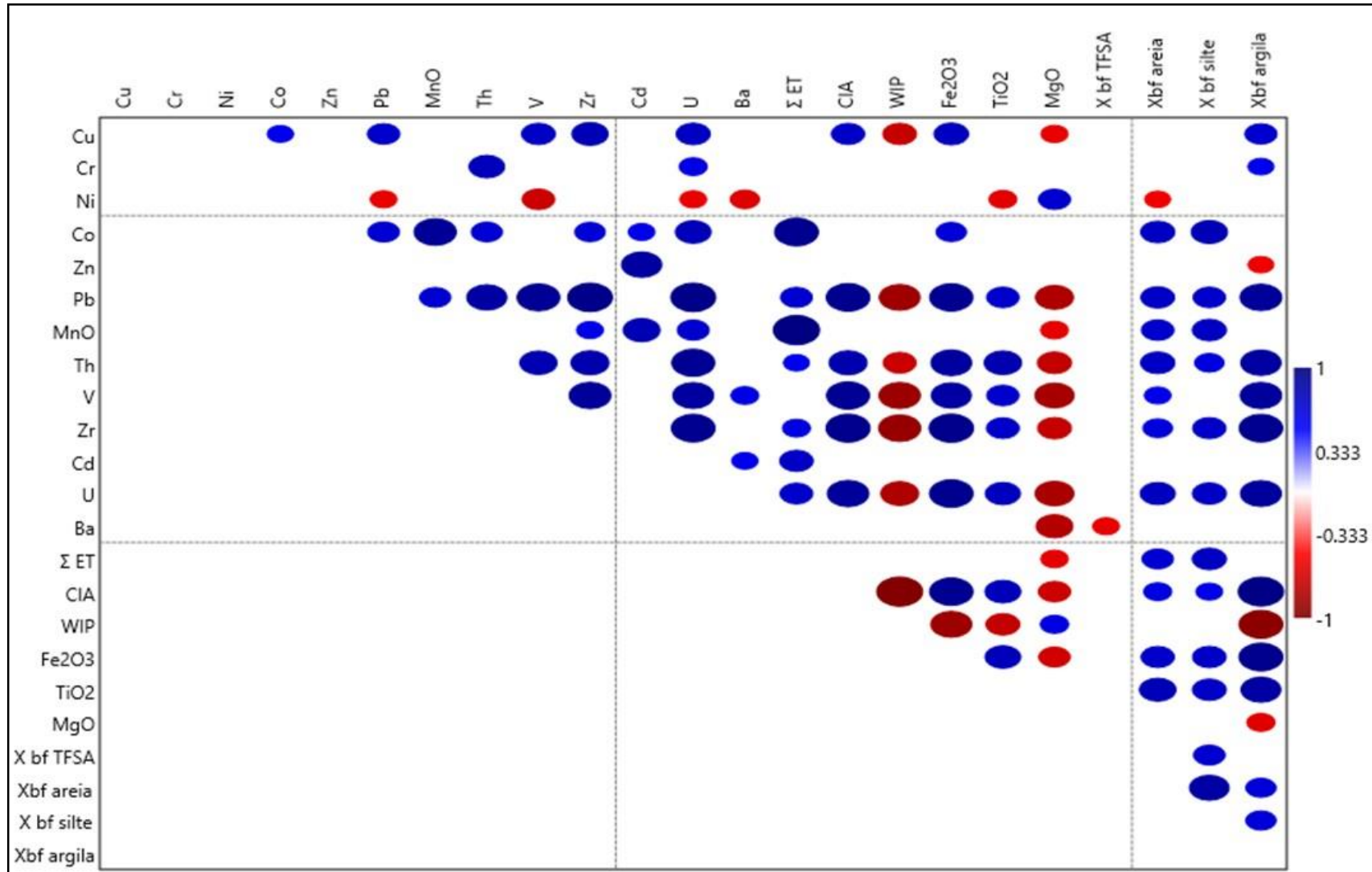


Figura 24. Correlação de Pearson entre ET total, Fe e Ti (digestão sulfúrica e suscetibilidade magnética dos solos).

Quadro 17. Balanço geoquímico de ET dos solos estudados.

hori	Cu	Cr	Ni	Co	Zn	Pb	Th	V	Zr	Cd	U	Ba
P1 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico – Pastagem (1050 m)												
A	1.06	2.09	1.75	2.08	2.13	2.44	2.71	3.16	1.80	3.20	2.63	0.30
C1	1.04	1.78	2.31	2.08	2.06	2.26	2.92	2.93	1.60	1.53	1.95	0.14
Cr	1.07	2.22	2.31	2.06	1.95	2.07	2.60	2.82	1.43	1.48	1.93	0.23
P2 – VERTISSOLO EBÂNICO Órtico chernossólico – Pastagem (900 m)												
A	0.82	2.65	1.41	1.63	1.95	2.73	3.13	2.89	1.53	2.41	2.45	0.35
Cv2	0.99	1.84	1.56	1.74	1.98	2.68	2.42	4.35	1.68	2.03	2.19	0.43
P3 – CHERNOSSOLO HÁPLICO Órtico típico – Milho (870 m)												
A	0.90	5.80	1.92	2.36	2.13	2.77	4.57	3.29	1.67	2.59	2.81	0.21
Bi	0.99	2.58	2.00	1.93	2.03	2.59	2.87	3.45	1.93	2.11	2.08	0.22
C	0.87	2.85	1.69	2.09	1.84	2.57	4.71	2.95	1.48	2.38	2.75	0.21
R*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P4 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico - Pastagem (990 m)												
A	1.21	4.59	2.82	2.62	2.39	3.58	3.94	3.05	2.20	3.78	2.98	0.22
Cr	0.96	2.31	2.91	2.20	2.09	2.68	2.52	2.40	2.14	2.31	2.39	0.20
P5 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico – Pastagem (1000 m)												
A	1.06	1.67	1.44	2.59	2.85	4.23	3.63	3.99	2.38	8.58	3.56	0.50
LATOSSOLO VERMELHO (horizonte diagnóstico)												
P7	0.58	2.03	0.70	1.11	0.69	2.53	3.08	2.84	1.70	0.81	2.25	0.16
P8	0.46	2.16	0.52	1.01	0.71	2.78	2.84	2.99	1.58	0.91	2.06	0.15

4.5.6.3. Geoquímica de Elementos Terras Raras (ETR)

Os teores totais de ETR apresentaram um intervalo de variação de 0,25 a 10000 mg kg⁻¹ (Quadro 18). Esses teores apresentaram médias superiores aos valores mencionados por Pérez et al. (1997) em solos brasileiros. Por outro lado, tem-se que, considerando os valores médios das rochas ultramáficas das províncias alcalinas do Alto Paranaíba e Goiás os teores de ETR dos solos e rocha estão dentro do limite (média, +- desvio padrão) dos valores encontrados por Brod et al. (2000) e Sgarbi & Sgarbi (2003).

Mesmo não analisando toda a série dos ETR, observa-se que o padrão de distribuição não normalizada segue a regra de Hoddo-Harkins, onde a distribuição natural dos elementos segue um padrão “zig-zag” (Figura 25). Os elementos com número atômico par possuem teores mais elevados que seus vizinhos de número atômico ímpar (Kabata-Pendias, 2001).

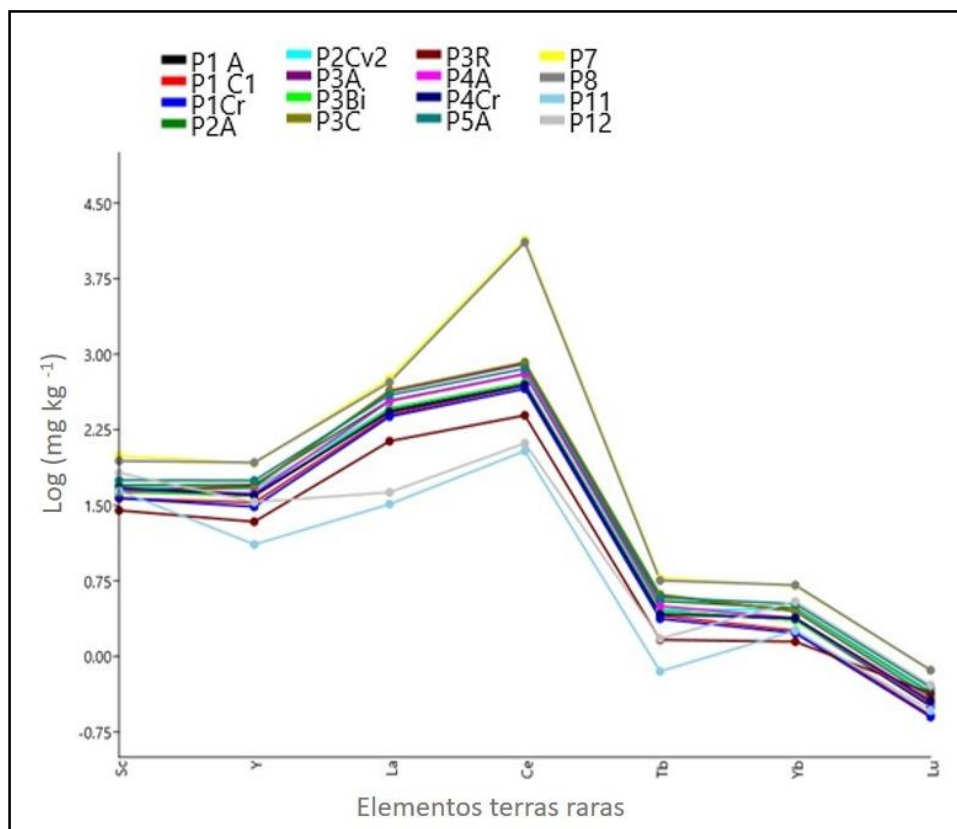


Figura 25. Distribuição não normalizada dos ETRs dos solos estudados.

Por outro lado, a distribuição dos ETR normalizada em relação a amostras de condritos (Figura 26) pode-se identificar anomalias positivas ou negativas dos teores dos ETR, que possuem relações com ambientes e processos pedogenéticos (Aide & Aide, 2012).

Os solos apresentam balanços geoquímicos La/Yb, condizentes com valores apresentados para rochas ultramáficas (Kazmers et al., 2001). Pérez et al. (1997), encontraram os maiores valores de ETRL em solos derivados de basalto, migmatito e tufito. Os valores médios de La/Yb superiores aos encontrados por Pérez et al. (1997) em solos brasileiros, indica que os solos derivados das rochas ultramáfica da Formação Patos possuem maior contribuição de ETRL.

É possível observar que os solos P11 e P12 (diabásio e basalto) apresentam os menores teores de Σ ETR e La/Yb (Quadro 18). Essa diferença entre ETRL e pesados corrobora os trabalhos de (Aide & Aide, 2012; Ramos et al., 2016), que afirmam que os ETRP possuem mais afinidade com a fase mineral primária, enquanto que os ETRL em sua maioria possuem afinidade aos

argilominerais silicatados, podendo interagir como complexo de esfera externa em ambiente de pH ácido e esfera interna em pH > 5.

A figura 28 representa os teores de ETR normalizados, onde a distribuição normal seria uma reta decrescente de La a Lu. Desta forma, observa-se anomalia positiva de Ce.

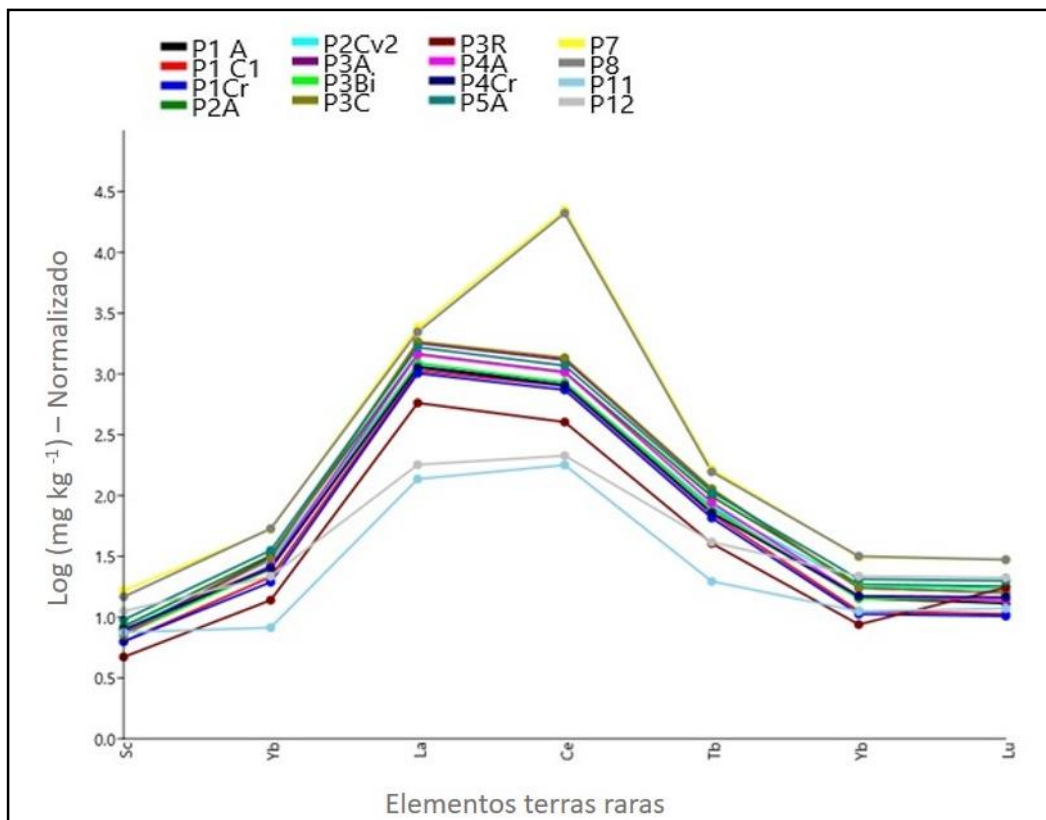


Figura 26. Distribuição normalizada dos ETRs dos solos estudados.

A similaridade da assinatura geoquímica entre os horizontes Ta indica processos pedogenéticos similares (Laveuf et al., 2008). Considerando que esses horizontes registram processos ainda incipientes, credita-se o teor de ETR ao material parental. Os Latossolos P7 e P8 possuem uma forte anomalia positiva para Ce (Figura 26).

Faria Júnior et al. (2018) observaram anomalias positivas de Ce em perfil de intemperismo sobre rocha ultramáfica, indicando que esse acúmulo de Ce possui relação com condições oxidantes e presença de oxihidróxidos de Fe e Mn.

Quadro 18. Teores totais de ETR e relação La/Yb dos solos estudados.

horiz	La	Ce	Tb	Yb	Lu	Sc	Y	Σ	La/Yb
-----mg kg ⁻¹ -----									
P1 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico – Pastagem (1050 m)									
P1 A	272,0	517,65	2,83	2,3	0,32	44,7	39,1	795.10	118.26
P1 C1	252,3	486,15	2,54	1,8	0,26	37,1	33,6	743.05	140.17
P1 Cr	239,7	453,07	2,36	1,7	0,25	37,2	30,5	697.08	141.00
P2 – VERTISSOLO EBÂNICO Órtico chernossólico – Pastagem (900 m)									
P2 A	346,5	638,07	3,55	3,0	0,44	49,8	50,6	991.56	115.50
P2 Cv2	290,8	517,99	2,93	2,9	0,42	47	45,8	815.04	100.28
P3 – CHERNOSSOLO HÁPLICO Órtico típico – Milho (870 m)									
P3 A	425,3	800,78	4,04	2,8	0,39	44,0	48,8	1233.31	151.89
P3 Bi	289,9	524,30	2,82	2,3	0,34	42,6	39,5	819.66	126.04
P3 C	437,0	832,24	4,11	2,8	0,39	42,3	47,5	1276.54	156.07
P3 R*	136,9	246,52	1,46	1,4	0,43	28,1	21,7	386.71	97.79
P4 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico - Pastagem (990 m)									
P4 A	341,7	631,45	3,16	2,4	0,34	45,3	41,5	979.05	142.38
P4Cr	267,7	494,83	2,61	2,4	0,36	46,9	40,0	767.90	111.54
P5 – NEOSSOLO LITÓLICO Chernossólico – Pastagem (1000 m)									
P5 A	392,2	718,09	3,85	3,3	0,49	56,1	55,6	1117.93	118.85
LATOSSOLO VERMELHO (horizonte diagnóstico)									
P7	571,5	13680	5,94	5,0	0,73	97,7	82,4	14263.17	114.30
P8	525,8	12873	5,66	5,1	0,73	87,0	84,0	13410.29	103.10
P11	32,4	109,25	0,71	1,8	0,29	44,2	12,9	144.45	18.00
P12	42,5	130,43	1,50	3,5	0,52	66,2	34,0	178.45	12.14

Por outro lado, Laveuf et al (2018) associa a anomalia de Ce, com variação do potencial redox, no qual o Ce na estrutura de minerais primários é liberado, e posteriormente precipitado junto as concreções de Fe e Mn. Neste caso, a anomalia positiva de Ce para P7 e P8 está relacionada a condições oxidantes no processo de gênese dos Latossolos.

O fato é que a presença de oxihidroxidos de Fe e Mn faz-se necessária, independente do processo de acumulação de Ce, e que P7 e P8 possuem elevados teores de óxidos. A R* é que apresenta os menores teores de ETR, indicando enriquecimento geoquímico de ETR através do intemperismo.

O enriquecimento de ETRL pode estar relacionado à processos de alteração metassômica associados a complexos carbonáticos em profundidade, enriquecendo a rocha em K e ETRL, conforme identificado por (Brod et al., 2000) nas rochas ultramáficas da provincial ígnea Minas-Goiás da qual incluem o Grupo Mata da Corda.

A utilização do ETR, faz-se uma importante ferramenta para estudos pedológicos, podendo representar uma nova fronteira para os estudos e interpretações de processos geoquímicos de superfícies. Com isso, seria importante uma caracterização mais detalhada dos solos, analisando as frações de forma separada, em especial, areia, argila e fração magnética, além de uma maior quantidade de amostras de material de origem (kamafugito e tufito), podendo contribuir no conhecimento geoquímico, de um importante e peculiar contexto pedológico de Minas Gerais.

5. Conclusões

O presente estudo concluiu que os Latossolos formados sobre tufito possuem teores totais de Σ ETR até 100 vezes mais elevados em relação os Latossolos Vermelhos desenvolvidos de basalto e diabásio. A relação La/Yb foi mais elevada nos solos do Grupo Mata da Corda em relação aos Latossolos de basalto e diabásio, indicando enriquecimento de ETRL nas rochas do Grupo Mata da Corda.

A elevada susceptibilidade magnética em solos de mineralogia 2:1, até então inédita em ambientes tropicais úmidos, é consequência da natureza ultrabásica do seu material de origem.

Os dados geoquímicos apontam para a presença de argila silicatada rica e Fe, possivelmente nontronita, em P1, P2, P3, P4 e P5.

Os valores de P disponível para os solos P1, P2, P3, P4 e P5 foram elevados.

Os teores dos elementos obtidos por μ - EDX superestimaram os valores de Ki em relação à digestão sulfúrica.

6. Referências

- ADDISON, R., HARRISON, R. K., LAND, D. H., YOUNG, B. R., DAVIS, A. E., & SMITH, T. K. VOLCANOGENIC tonsteins from tertiary coal measures, East Kalimantan, Indonesia. **International Journal of Coal Geology**, v. 3, n. 1, p. 1-30, 1983.
- AIDE M.T., AIDE C. Rare Earth Elements: Their Importance in Understanding Soil Genesis. **Soil Science**. 2012. 1–11.

ALBARÈDE, F. Geoquímica: uma introdução. **São Paulo: Oficina de textos**, p. 167-192, 2011. Ramos, S. J., Dinali, G. S., Oliveira, C., Martins, G. C., Moreira, C. G., Siqueira, J. O., Guilherme, L. R. G. Rare Earth Elements in the Soil Environment. *Curr Pollut Reports*. 2016; 2: 28–50.

ALLOWAY, B. J. Sources of Heavy Metals and Metalloids in Soils. IN: ALLOWAY, B. J (ed). **Heavy Metals in Soils: Trace Metals and Metalloids in Soils and their Bioavailability**. 3° ed. Spring, p.11-51, 2013.

ALVAREZ V. V. H.; NOVAIS, R. F.; BARROS, N. F.; CANTARUTTI, R. B.; LOPES, A. S. Interpretação dos resultados das análises de solos. In: RIBEIRO, A. C.; GUIMARAES, P. T. G.; ALVAREZ V., V. H. (eds.). **Recomendação para o uso de corretivos e fertilizantes em Minas Gerais: 5º Aproximação**. Viçosa: Comissão de Fertilidade do Solo do Estado de Minas Gerais, 1999.

ALVES, E. E. N.; ROCHA, P. A.; SIEBENEICHLER, E. A.; COSTA, L. M.; VERGÜTZ, L.; SCHAEFER, C. E. G. R. Determinação da massa por área mínima de amostras de solo e vegetal para análise no μ -EDX. In: III Simpósio Mineiro de Solos. Viçosa, **Anais**, p. 28-30, 2015.

ARAÚJO, A. L. N.; CARLSON, R. W.; GASPAR, J. C.; BIZZI, L. A. Petrology of kamafugites and kimberlites from Alto Paranaíba alkaline province, Minas Gerais, Brazil. **Contrib. Minera Petrol**. 142:163-177, 2001.

AYOUBI, S.; ABAZARI, P.; ZERAATPISHEH, M. Soil great groups discrimination using magnetic susceptibility technique in a semi-arid region, central Iran. **Arabian Journal of Geosciences**, v. 11, n. 20, p. 1-12, 2018.

AYOUBI, S., ADMAN, V., & YOUSEFIFARD, M. Use of magnetic susceptibility to assess metals concentration in soils developed on a range of parent materials. **Ecotoxicology and environmental safety**, v. 168, p. 138-145, 2019.

AYDIN, A.; FERRÉ, E. C.; ASLAN, Z. The magnetic susceptibility of granitic rocks as a proxy for geochemical composition: Example from the Saruhan granitoids, NE Turkey. **Tectonophysics**, v. 441, n. 1-4, p. 85-95, 2007.

BAGGIO, H., HORN, A. H., TRINDADE, W., RIBEIRO, E., O Grupo Mata da Corda na bacia hidrográfica do rio Formoso e suas feições morfológicas correlatas. **UNIMONTES CIENTÍFICA**. Montes Claros, V.9, n.1 – jan/jun. 2007

BAO, Z; ZHAO, Z. Geochemistry of mineralization with exchangeable REY in the weathering crusts of granitic rocks in South China. **Ore Geology Reviews**, v. 33, n. 3-4, p. 519-535, 2008.

BARBIERI, M. The Importance of Enrichment Factor (EF) and Geoaccumulation Index (Igeo) to Evaluate the Soil Contamination. **Journal of Geology & Geophysics**, v. 5, n. 1, p. 1–4, 2016.

BARBOSA, O., BRAUN, O. P. G., DYER, R. C., CUNHA, C. A. B. R. **Geologia da região do Triângulo Mineiro**. Rio de Janeiro, Div. Geol. Min. DNPM. 140p. 1970. (Boletim. 136).

BARNHISEL, R. I. & BERTSHC, P. M. Chlorites and Hydroxy-Interlayered Vermiculite and Smectite. In: DIXON, J. B.; WEED, S. B. (eds.) **Minerals in soil environments**. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p. 467-526.

BARRETO, W. O. **Eletroquímica de solos tropicais de carga variável: capacidade da dupla camada elétrica**. Itaguaí, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 1986. 273p. (Tese de Doutorado)

BAPTISTA, M. C. Estratigrafia e evolução geológica da região de Lagoa Formosa, MG. Belo Horizonte, UFMG. 2004, 116p. (Dissertação de Mestrado)

BOGNOLA, I.A. Caracterização química, física e mineralógica de solos intermediários entre Latossolos Brunos e Latossolos Roxos. Viçosa, MG, UFV, 1996. 205p. (Tese M.S.)

BORCHARDT, G. Smectites In: DIXON, J. B.; WEED, S. B. (eds.) **Minerals in soil environments**. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p. 467-526.

BOSUM W. O levantamento aeromagnético de Minas Gerais e Espírito Santo e sua sequência quanto a estrutura geológica. **Revista Brasileira Geociência**. v. 3 p. 149-159, 1973.

BRAGA, J. M.; DEFELIPO, B. V. Determinação espectrofotométrica de fósforo em extratos de solos de plantas. **Revista Ceres**, v. 21, p.73-85, 1974.

BRAUN, O. P. G. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. **Revista de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 32, n. 3, p.3-39, 1971.

BROD, J.A., GIBSON, S.A., THOMPSON, R.N., JUNQUEIRA-BROD, T.C., SEER, H.J., DE MORAES, L.C., BOAVENTURA, J.R. The Kamafugite-Carbonatite Association in the Alto Paranaíba Igneous Province (APIP) – Southeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 3, 2000, p. 408-412.

BROD, J.A., BARBOSA, E.S.R., JUNQUEIRA – BROD, T.C., GASPAR, J.C., DINIZ – PINTO, H.S., SGARBI, P.B.A., PETRINOVIC, I.A. The Late – Cretaceous Goiás Alkaline Province (GAP), Central Brazil. In: **Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform**. COMIN-CHIARAMONTI, P and C.B. GOMES C.B. (editors) – São Paulo: Editora Universidade de São Paulo: Fapesp 2005, p. 261-316.

CAIRES, S. M. de. Determinação dos teores naturais de metais pesados em solos do estado de Minas Gerais como subsídio ao estabelecimento dos valores de referência de qualidade. Viçosa – MG. UFV. 2009.

CAKMAK, I. Enrichment of cereal grains with zinc: agronomic or genetic biofortification? **Plant and soil**, v. 302, n. 1, p. 1-17, 2008.

CAKMAK, I.; KUTMAN, U. áB. Agronomic biofortification of cereals with zinc: a review. **European Journal of Soil Science**, v. 69, n. 1, p. 172-180, 2018.

CAMÊLO, D. D. L., KER, J. C., FONTES, M. P. F., CORRÊA, M. M., COSTA, A. C. S. D., & MELO, V. F. Pedogenic iron oxides in iron-rich Oxisols developed from mafic rocks. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 41, 2017.

CAMÊLO, D.L.; KER, J.C.; FONTES, M. P F.; COSTA, A. C. S.; CORRÊA, M. M.; LEOPOLD, M. Minerology, magnetic susceptibility and geochemistry of Fe-rich Oxisols developed from several parent materials. **Scinc. Agric.** 2018.

CAMPOS, R.C.; DEMATTÊ, J.A.M. Cor do solo: uma abordagem da forma convencional de obtenção em oposição à automatização do método para fins de classificação de solos. **Revista Brasileira Ciência do Solo**, Viçosa, v. 28, n. 5, p. 853-863, 2004.

CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A. Estratigrafia E Sedimentação Da Bacia Sanfranciscana: Uma Revisão. **Revista Brasileira de Geociências**. 1997, 27, p. 269–282.

CAO, X., CHEN, Y., WANG, X., & DENG, X. Effects of redox potential and pH value on the release of rare earth elements from soil. **Chemosphere**. 2001, 44, 55–61.

CARMO, D. N., CURI, N., & RESENDE, M. Caracterização e gênese de Latossolos da Região do Alto Paranaíba (MG). **Revista Brasileira de Ciência Solo**, 1984, v. 8, p. 235-240.

CHEN, P.Y. Table of key lines in X-ray powder diffraction patterns of minerals in clays and associated rocks. **Department of natural resources geological survey, occasional paper 21**. State of Indiana. Bloomington, Indiana, 1977.

CERVI, E. C., MAHER, B., POLISELI, P. C., DE SOUZA JUNIOR, I. G., & DA COSTA, A. C. S. Magnetic susceptibility as a pedogenic proxy for grouping of geochemical transects in landscapes. **Journal of Applied Geophysics**, v. 169, p. 109-117, 2019.

COEY, J. M. D. Magnetic order in trioctahedral sheet silicates: A review, In: Proceedings of the International Clay Conference, Denver, 1995, The Clay Minerals Society Bloomington. 1987. p. 261-266.

CONSELHO NACIONAL DO MEIO AMBIENTE (CONAMA); MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE. Resolução n.º 420, de 28 de dezembro de 2009. Dispõe sobre critérios e valores orientadores de qualidade do solo quanto à presença de substâncias químicas e estabelece diretrizes para o gerenciamento ambiental de áreas contaminadas por essas substâncias em decorrência de atividades antrópicas.

CORNELL, R. M.; SCHWERTMANN, U. **The iron oxides: structure, properties, reactions, occurrences and uses.** John Wiley & Sons, 2003.

CORRÊA, M. M., KER, J. C., ARAÚJO FILHO, J. C. D., & CAMÊLO, D. D. L. Formas de ferro, silício e, ou, alumínio na gênese de fragipãs e horizontes coesos dos tabuleiros costeiros. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 39, n. 4, p. 940-949, 2015.

COSTA, A. C. da.; BICHAM, J. M.; RHOTON, F. E. & TRAINA, S. J. Quantification and characterization of maghemite in soils derived from volcanic rock in southern Brazil. **Clays and Clays Minerals**. v. 4., n. 4, p. 466-473, 1999.

CURI, N.; FRANZMEIER, D. P. Effect of parent rocks on chemical and mineralogical properties of some Oxisols in Brazil. **Soil Science Society of America Journal**, v. 51, n. 1, p. 153-158, 1987.

CURI, N.; FRANZMEIER, D. P. Toposequence os Oxisols from the Central Plateau of Brazil. **Soil Science Society of America Journal** 48:341-346, 1984.

DAI, S., ZOU, J., JIANG, Y., WARD, C. R., WANG, X., LI, T., & ZHOU, D. Mineralogical and geochemical compositions of the Pennsylvanian coal in the Adaohai Mine, Daqingshan Coalfield, Inner Mongolia, China: Modes of occurrence and origin of diasporite, gorjeite, and ammonian illite. **International Journal of Coal Geology**, v. 94, p. 250-270, 2012.

DAVIDSON, C. M. Methods for the Determination of Heavy Metals and Metalloids in Soils IN: ALLOWAY, B. J (ed). **Heavy Metals in Soils: Trace Metals and Metalloids in Soils and their Bioavailability**. 3° ed. Springer, p. 11-51, 2013

DEER, W. A., HOWIE, R. A., ZUSSMAN, J. An Introduction to the rock-forming minerals. 2 ed. Longman, London, 1992. 306 p.

DEARING, J. A. **Environmental magnetic susceptibility: using the Bartington MS2 system**. 2°ed. Chi Publishing. 1999.

DIXON, J. B. Kaolinite and serpentine group minerals. In: DIXON, J. B.; WEED, S. B. (eds.) **Minerals in soil environments**. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p. 467-526.

DONAGEMMA, G. K., RUIZ, H. A., FONTES, M. P. F., KER, J. C., SCHAEFER, C. E. G. R. Dispersão de Latossolos em resposta à utilização de pré-tratamentos na análise textural. **Revista Brasileira Ciência do Solo**, v. 27, p. 765-772, 2003.

DOUGLAS, L. A. Vermiculites. In: DIXON, J. B.; WEED, S. B. (eds.) **Minerals in soil environments**. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p. 467-526.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de Métodos de Análise de Solo**. 3. ed. Brasília, DF: EMBRAPA, 2017.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 5. ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 590 p., 2018.

FABRIS, J. P.; COEY J. M. D.; JESUS FILHO, M. F.; SANTANA, D. P.; GOULART, A. T.; FONTES, M. P. F.; CURI, N. Mineralogical analysis of a weathering mantle derived from tuffite. **Hyperfine Interaction**. 91: 751-757, 1994.

FABRIS, J. P.; COEY J. M. D.; QINIAN QI, MUSSEL, W. N. Characterization of Mg-rich maghemite from tuffite. **American Mineralogist**. V. 80, p. 664-669, 1995.

FABRIS, J. P.; JESUS FILHO, M. F.; COEY J. M. D.; MUSSEL, W. N.; GOULART, A. T. Iron-rich spinels from Brazilian soils. *Hyperfine Interactions*. V. 110, 1997, p. 23-32.

FADIGAS, F. S.; AMARAL SOBRINHO, N. M. B.; MAZUR, N.; ANJOS, L. H. C.; FREIXO, A. A. Proposição de valores de referência para a concentração natural de metais pesados em solos brasileiros. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.10, p. 699-705, 2006.

FANNING, D. S.; KERAMIDAS, V. Z AND EL-DESOKY, M. A. Micas. In: DIXON, J. B.; WEED, S. B. (eds.) **Minerals in soil environments**. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p. 467-526

FARIA JÚNIOR, I. R.; LUVIZOTTO, G. L.; ROSOLEN, V. S. Concentração de elementos traços, terras raras e escândio em perfil de intemperismo de rocha metaultramáfica (Bom Jesus da Penha, Minas Gerais). **Geologia USP. Série Científica**, v. 18, n. 2, p. 3-17, 2018.

FERREIRA, S. A. D.; SANTANA, D. P.; FABRIS, J. D.; CURI, N.; NUNES FILHO, E. & COEY, J. M. D. Relações entre magnetização, elementos traços e litologia de duas sequências de solos do Estado de Minas Gerais. **Revista Brasileira Ciência dos Solo**, 18:167-174, 1994.

FONTES, M. P. F. Iron oxide-clay mineral association in Brazilian Oxisols: A magnetic separation study. **Clays and Clay Minerals**, v. 40, n. 2, p. 175-179, 1992.

FLAUZINO, F. S., SILVA, M. K. A., NISHIYAMA, L., & ROSA, R. Geotecnologias aplicadas à gestão dos recursos naturais da bacia hidrográfica do rio Paranaíba no cerrado mineiro. **Sociedade & Natureza**, v. 22, n. 1, p. 75-91, 2010.

FRAGOSO, D.G.C.; UHLEIN, A.; SANGIARD, J.C.D.; SUCKAU, G.L.; GUERZONI, H.T.G.; FARIA, P.H. Geologia dos grupos Bambuí, Areado e Mata da Corda na folha presidente olegário (1:100.000), MG: Registro deposicional do Neoproterozóico ao Neocretáceo da Bacia do São Francisco. **Geonomos**. 2011;v. 19: p.28–38

FUCK, R. A., JARDIM, de SÁ E. F., PIMENTEL, M. M., DARDENNE, M. A., SOARES, A. C. P. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: síntese dos conhecimentos. In: DOMINGUEZ J. M. L. & MISA A. (Eds.). **O Cráton do São Francisco**. Salvador, SBG-SGM-CNPq. p.161-185. 1993.

GUEVARA, Y. Z. C., SOUZA, J. J. L. L. D., VELOSO, G. V., VELOSO, R. W., ROCHA, P. A., ABRAHÃO, W. A. P., & FERNANDES FILHO, E. I. Reference

values of soil quality for the Rio Doce basin. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 42, 2018.

GIBSON, S. A.; THOMPSON, R. N.; LEONARDOS, O. H.; DICKIN A. P.; MITCHELL, J. G. The late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume – evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. **Journal of Petrology**, v. 36 n. 1, p. 189-229, 1995.

GOULART, A. T., JESUS FILHO, M. D., FABRIS, J. D., & COEY, J. M. D. Multiple iron-rich spinel phases and hematite in a magnetic soil developing on tuffite. **Physics and chemistry of minerals**, v. 25, n. 1, p. 63-69, 1997.

GUO, J., ZHANG, X., HU, Q., & GAO, X. Roles of aqueous Fe (III) in oxidation of partially reduced nontronite under sub-acidic conditions. **Applied Clay Science**, v. 195, p. 105-689, 2020.

HU, Z., HANEKLAUS, S., SPAROVEK, G. and SCHNUG, E. Rare earth elements in soils. **Communications in Soil Science and Plant Analysis**, 37(9-10), p.1381-1420, 2006.

IBAMA. INSTITUTO BRASILEIRO DO MEIO AMBIENTE E DOS RECURSOS NATURAIS RENOVÁVEIS. Ecossistemas brasileiros: Cerrado. Disponível em: <<http://www.ibama.gov.br/ecossistemas/cerrado.htm>> - acesso em 06/10/2020.

IBRAIMO, M. M. **Solos sob caatinga da região dos lagos, RJ: gênese e relações geomorfológicas**. Viçosa, UFV, 2000. 82p. (Dissertação de Mestrado)

INDA JUNIOR, A. V.; KÄMPF, N. Avaliação de procedimentos de extração dos óxidos de ferro pedogênicos com ditionito-citrato-bicarbonato de sódio. **Revista Brasileira de Ciência do solo**, v. 27, n. 6, p. 1139-1147, 2003.

JACKSON, M. L. **Soil chemical analysis: advance Course**. 29. ed. Madison, 1975. 895 p.

JENKINS, D. A.; JONES, R. G W. Trace elements in rocks, soils, plants, and animals: Introduction. **Applied soil trace elements**. edited by Brian E. Davies, 1980. Chichester: Jonh wiley & Sons, p. 1-20.

JONES, D. L. Trivalent metal (Cr, Y, Rh, La, Pr, Gd) sorption in two acid soils and its consequences for bioremediation. *Eur J Soil Sci.* 1997;697–702.

JONG, E. de.; PENNOCK, D. J.; NESTOR, P. A. Magnetic susceptibility of soils in different slope positions in Saskatchewan, Canada. **Catena**, v. 40, n. 3, p. 291-305, 2000.

KABATA-PENDIAS, A. **Trace elements in soils and plants** (3rd ed.). Boca Raton: CRC Press. 2001.

KHAN, A. M., BEHKAMI, S., YUSOFF, I., ZAIN, S. B. M., BAKAR, N. K. A., BAKAR, A. F. A., & ALIAS, Y. Geochemical characteristics of rare earth elements in different types of soil: A chemometric approach. **Chemosphere**, v.184, p. 673-678, 2017.

KÄMPF, N.; CURI, N. **Óxidos de ferro: indicadores de ambientes pedogênicos e geoquímicos**. *Tópicos em ciência do solo*, v. 1, p. 107-138, 2000.

KÄMPF, N.; CURI, N. Formação e evolução do solo (pedogênese). In: KER, J. C.; CURI, N.; SCHAEFER, C. E. G. R.; VIDAL-TORRADO, P. **Pedologia: fundamentos**. Viçosa: SBCS, 2012. p. 207-302.

KÄMPF, N.; RESENDE, M.; CURI, N. Iron oxides in brazilian oxisols. In: **International Soil Classification Workshop**. 1986.

KÄMPF, N.; SCHWERTMANN, U. Goethite and hematite in a climosequence in Southern Brazil and their application in classification of kaolinitic soils. **Geoderma**, 29:27-39, 1983.

KAZMERS, A., STRIPLIN, D., JACOBS, L. A., WELSH, D. E., PERKINS, A. J. Petrology of kamafugites and kimberlites from the Alto Paranaíba Alkaline Province, Minas Gerais, Brazil. *Contrib to Mineral Petrol.* 2001;142:163–177.

KER, J. C. **Mineralogia, sorção e dessorção de fosfato, magnetização e elementos traços de Latossolos do Brasil**. Viçosa, Universidade Federal de Viçosa, 1995. 181p. (Tese de Doutorado).

KER, J. C. Latossolos do Brasil: uma revisão. **Revista Geonomos**, v. 5, n. 1, p. 17-40, 1997.

KER, J. C.; CARVALHO FILHO, A.; OLIVEIRA, C. V. Guia de excursão da VII Reunião Nacional de Correlação e Classificação de solos, Minas Gerais, Brasil. Viçosa, Viçosa, MG, UFV/Embrapa Solos/ UFMG, 2005. v.1. 153p.

KING, L. C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro. v. 18, n. 2, p. 147-266. 1956.

LADEIRA, E. A., BRAUN O. P. G., Cardoso R. N., Hasui Y. **O Cretáceo em Minas Gerais**. In: Congr. Bras. Geol., 25, São Paulo, *Anais*, 1:15-31. 1971

LAVEUF, C.; CORNU, S.; JUILLLOT, F. Rare earth elements as tracers of pedogenetic processes. **Comptes Rendus Geoscience**, v. 340, n. 8, p. 523-532, 2008.

LIMA, G. F. C. Análise geoquímica de metais pesados em sedimentos de corrente na represa da CEMIG-Três Marias/MG: distribuição e influência dos processos naturais e antropogênicos. Belo Horizonte. UFMG. 140p. 2020. (Dissertação de Mestrado)

LINDSAY, W. L. **Chemical equilibria in soils**. New York: J. Wiley & Sons, 1979. 449p.

LIU, X., YUAN, S., ZHANG, P., ZHU, J., & TONG, M. Reduced nontronite-activated H₂O₂ for contaminants degradation: The beneficial role of clayed fractions in ISCO treatments. **Journal of hazardous materials**, v. 386, p. 121945, 2020.

LU, S. G., XUE, Q. F., ZHU, L., & YU, J. Y. Mineral magnetic properties of a weathering sequence of soils derived from basalt in Eastern China. **Catena**, v. 73, n. 1, p. 23-33, 2008.

MACKEY, E. A., CHRISTOPHER, S. J., LINDSTROM, R. M., LONG, S. E., MARLOW, A. F., MURPHY, K. E., & NEBELSICK, J. Certification of three NIST renewal soil standard reference materials for element content: SRM 2709a San

Joaquin Soil, SRM 2710a Montana Soil I, and SRM 2711a Montana Soil II. **NIST Special Publication**, v. 260, n. 172, p. 1-39, 2010.

MARION, G. M.; HENDRICKS, D. M.; DULL, G. R.; FULLER, W. H. Aluminum and silica solubility in soils. **Soil Science**, v.121, p.76-85, 1976.

MARQUES, J. J.; SCHULZE, D. G.; CURI, N.; MERTZMAN, S. A. Trace element geochemistry in Brazilian Cerrado soils. **Geoderma**, v. 121, p.31-43. 2004.

MATHÉ, V.; LÉVÊQUE, F. High resolution magnetic survey for soil monitoring: detection of drainage and soil tillage effects. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 212, n. 1-2, p. 241-251, 2003.

MCKEAGUE, J. A.; DAY, J. H. Dithionite-and oxalate-extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. **Canadian journal of soil science**, v. 46, n. 1, p. 13-22, 1966.

MEHRA, O. P.; JACKSON, M. L. Iron oxide removal from soils and clay by a dithionite–citrate system buffered with sodium bicarbonate. **Clays and clay minerals**, v. 7, p. 317-327, 1960.

MELFI, A. J.; PICCIRILLO, E. M.; NARDY, A. J. R. Geological and magmatic aspects of the Paraná basin: an introduction. In: PICCIRILLO E. M. & MELFI A. J. (coord). **The Mesozoic flood volcanism from the Paraná Basin (Brazil): petrogenetic and geophysical aspects**. São Paulo, Edusp, p.1-13, 1988.

MELO, M. G. de. **A origem do fosfato nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas do grupo mata da corda nas regiões de Patos de Minas e Presidente Olegário, MG**. 2012. 170 f. Dissertação (Mestrado em Evolução Crustal e Recursos Naturais) - Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2012.

MELLO, J. W. V.; PEREZ, D. V. Equilíbrio químico das reações no solo. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. (eds). **Química e mineralogia do solo: Parte I - Conceitos Básicos**. Viçosa, MG: SBCS, p. 151-249, 2009.

MELLO, D. C.; DEMATTE, J. A. M.; SILVERO, N. E. Q.; DI RAIMO, L. A. D. L.; POPPIEL, R. R.; MELLO, F. A. O. SOUZA, A. B. JOSE L. SAFANELLI, J. L.; RESENDE, M. E. B. & RIZZO, R, Soil magnetic susceptibility and its relationship with naturally occurring processes and soil attributes in pedosphere, in a tropical environment. **Geoderma**, v. 372, p. 114364, 2020.

MENEGOTTO, E. Intemperização de rochas ultrabásicas no Rio Grande do Sul, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 13, n. 3, p. 178-189, 1983.

MILNES, A.R. & FITZPATRICK, R.W. Titanium and zirconium minerals. In: DIXON, J.B. & WEED, S.B., eds. **Minerals in soil environments**. Madison, Soil Science Society of America, 1989. p.1131-1194.

MOORE, D. M.; REYNOLDS, R.C. **X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals**. 2^a ed., Oxford: Oxford University Press, 1997. 320p.

MORAES, L. C., SEER, H. J., FOGAÇA, A. C. C., SGARBI, P. B. A., SGARBI, G. N. C. **Geologia das unidades cretácicas da área compreendida entre Lagoa Formosa e Carmo do Paranaíba - MG**. In: Congr. Bras. Geol., 34, Goiânia, *Anais*, v.1, 1986, p. 337-344.

MORAES, L. C.; SEER, H. J. & KATTAH, S. S. Aspectos petroquímicos das rochas vulcânicas cretáceas da porção meridional da Bacia Sanfranciscana, MG. In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, 1, Porto Alegre, 1987. v. 1 p. 315-318.

MOTTA, P. E. F., CURI, N., SIQUEIRA, J. O., VAN RAIJ, B., FURTINI NETO, A. E., & LIMA, J. M. Adsorção e formas de fósforo em Latossolos: influência da mineralogia e histórico de uso. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 26, n. 2, p. 349-359, 2002.

MOTTA, P. E. F.; BARUQUI, A. M.; DOS SANTOS, H. G. Levantamento de reconhecimento de média intensidade dos solos da região do Alto Paranaíba, Minas Gerais. **Embrapa Solos-Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento (INFOTECA-E)**, 2004.

NIKANOROV, A. M. The Oddo-Harkins rule and distribution of chemical elements in freshwater ecosystems. In: **Doklady Earth Sciences**. Springer Science & Business Media, p. 600. 2009.

NOVAIS, G.T. **Caracterização climática da mesorregião do Triângulo Mineiro/Alto Paranaíba e do entorno da Serra da Canastra, MG**. Dissertação (mestrado). Universidade Federal de Uberlândia. Programa de Pós-Graduação em Geografia. Uberlândia. 175 p. 2011

NOVAIS, R. F.; ALVAREZ, V. V. H.; BARROS, N. F.; FONTES, R. L. F.; CANTARUTTI, R. B.; LIMA, J. C (Eds.). **Fertilidade do solo**. Viçosa: SBCS, 2007.

NOVAIS. R.F.; NEVES, J.C.L.; BARROS, N.F. Aspectos físicoquímicos envolvidos na fixação de fósforo no solo. In: ENCONTRO NACIONAL DE ROCHA FOSFÁTICA, 5, São Paulo, 1991. Anais..., São Paulo, 1991. p. 133-177

OLIVEIRA, T. S., FONTES, M. P. F., DA COSTA, L. M., & HORN, A. H. Relationship between magnetization and trace elements content of brazilian soils from different parent materials. **Soil science**, v. 165, n. 10, p. 825-834, 2000.

OLIVEIRA, S. M. B., & TRESCASES, J. J. Geoquímica da alteração supérgena das rochas ultramáficas de Santa Fé (Goiás, Brasil). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 10, n. 4, p. 244-257, 1980.

PANSU, M.; GAUTHEYROU, J. **Handbook of soil analysis: mineralogical, organic and inorganic methods**. Springer Science & Business Media, 2007.

PARKER, A. An index of weathering for silicate rocks. **Geological Magazine**, v. 107, n. 6, p. 501-504, 1970.

PELUCO, R. G., MARQUES JÚNIOR, J., SIQUEIRA, D. S., CORTEZ, L. A., & PEREIRA, G. T. Magnetic susceptibility in the prediction of soil attributes in two sugarcane harvesting management systems. **Engenharia Agrícola**, v. 33, n. 6, p. 1134-1143, 2013.

PEREL'MAN A.I. **Geochemistry of epigenesis**. Kohanowski N.N. (trad.) New York, Planun Press, 266 p. 1967.

PÉREZ, D. V., SALDANHA, M. D. C., MENEGUELLI, N. D. A., MOREIRA, J. C., & VAITSMAN, D. S. **Geoquímica de alguns solos brasileiros**. EMBRAPA-CNPS. 1997.

PINTO, M. C. F., FABRIS, J. D., GOULART, A. T., & SANTANA, G. P. Pedogenetic instability of magnetite in mafic lithology. **Hyperfine Interactions C**, v. 3, p. 325-327, 1998.

PINTO, L. F. S., & KAMPF, N. Balanço geoquímico de solos derivados de rochas básico-ultrabásicas no ambiente subtropical do Rio Grande do Sul. **Revista brasileira de ciencia do solo**. Campinas. v. 21, n. 4, p. 651-658, 1997.

PRUDÊNCIO, M. I.; SEQUEIRA BRAGA, M. A.; PAQUET, H.; WAERENBORGH, J. C.; PEREIRA, L. C. J. & GOUVEIA, M. A. Clay mineral assemblages in eathered basalt profiles from central and southern Portugal: Climatic significance. **Catena**, 49:77-89, 2002

RAHIMI, M. R., AYOUBI, S., & ABDI, M. R. Magnetic susceptibility and Cs-137 inventory variability as influenced by land use change and slope positions in a hilly, semiarid region of west-central Iran. **Journal of Applied Geophysics**, v. 89, p. 68-75, 2013.

RAI, D.; KITTRICK, J. A. Mineral equilibria and the soil system. In: DIXON, J.B.; WEED, S.B. (Eds.). **Minerals in soil environments**. 2.ed. Madison: Soil Science Society of America Journal. 1989. p. 161-198.

RAMOS, S. J., DINALI, G. S., OLIVEIRA, C., MARTINS, G. C., MOREIRA, C. G., SIQUEIRA, J. O., GUILHERME, L. R. G. Rare Earth Elements in the Soil Environment. **Curr Pollut Reports**. 2: 28–50, 2016.

RESENDE, M. **Mineralogy, chemistry, morphology and geomorphology of some soils of the Central Plateau of Brazil**. Lafayette, Purdue University, 1976. 237 p. (Tese Ph. D.).

RESENDE, M.; BAHIA FILHO, A. F. C.; BRAGA, J. M. Mineralogia da argila de Latossolos estimada por alocação a partir do teor total de óxidos do ataque sulfúrico. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 11:17-23, 1987.

RESENDE, M.; CURTI, N.; KER, J. C.; REZENDE, S. B. **Mineralogia de solos brasileiro**: interpretações e aplicações. 2 ed. Lavras: UFLA, 2011. 206p.

RESENDE, M.; SANTANA, D. P.; REZENDE S. B. Suscetibilidade magnética em Latossolos do Sul e do Sudeste 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)- SNLS/SBCS, p.233-258, 1988.

RESENDE, M.; SANTANA, D. P. Uso das relações K_i e K_r na estimativa da mineralogia para classificação dos latossolos. In: REUNIÃO DE CLASSIFICAÇÃO, CORRELAÇÃO DE SOLOS E INTERPRETAÇÃO DE APTIDÃO AGRÍCOLA, 3., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: EMBRAPA-SNLCS, 1988. p. 225-232.

REZENDE, S. B. **Geomorphology, mineralogy and genesis of four soils on gneiss in southeastern Brazil**. West Lafayette, Purdue University, 1980. 143p. (Tese de Doutorado)

RIGHI, D. & MEUNIER, A. Origins of clays by rock weathering and soil formation. In: VELDE, B., ed. **Origin and mineralogy of clays**. Clays and the environment. New York, Springer Verlag, 1995. p.43-161.

RIS, C. US EPA health assessment for diesel engine exhaust: a review. **Inhalation toxicology**, v. 19, n. sup1, p. 229-239, 2007.

ROLIM NETO, F. C., SCHAEFER, C. E. G., FERNANDES FILHO, E. I., CORRÊA, M. M., COSTA, L. M. D., PARAHYBA, R. D. B. V., ... & HECK, R. Topolitossequências de solos do Alto Paranaíba: atributos físicos, químicos e mineralógicos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 33, n. 6, p. 1795-1809, 2009.

SANTANA, G. P., FABRIS, J. D., GOULART, A. T., & SANTANA, D. P. Magnetite and its transformation to hematite in a soil derived from steatite. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 25:33-42, 2001.

SANTOS, R. D.; SANTOS, H. G.; KER, J. C.; ANJOS, L. H. C.; SHIMIZU, S. H. **Manual de Descrição e coleta de solo no campo**. 7. ed. Viçosa: SBCS, 2015. 102p.

SARMAST, M., FARPOOR, M. H., & BOROUJENI, I. E. Magnetic susceptibility of soils along a lithotoposequence in southeast Iran. **Catena**, v. 156, p. 252-262, 2017.

SCHAEFER, C. E. G. R.; FABRIS, J. D.; KER, J. C. Minerals in the clay fraction of Brazilian Latosols (Oxisols): a review. **Clay Minerals**, v. 43, n. 1, p. 137-154, 2008.

SCHWERTMANN, U. & FECHTER, H. The influence of aluminum in iron oxides> XI Aluminum – substituted maghemite in soils and its formation. *Soil Sci. Soc. Am J.* 48:1462-1463, 1984.

SCHWERTMANN, U.; TAYLOR, R.M. Iron oxides. In: DIXON, J.B.; WEED, S.B. (Eds.). **Minerals in soil environments**. 2. ed. Madison: Soil Science Society of America Journal. 1989. p. 379-438.

SEER, H. J.; MORAES, L. C. Estudo petrográfico das rochas ígneas alcalinas da região de Lagoa Formosa, MG. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 18, n. 2, p. 134-140, 1988.

SEER, H. J., MORAES, L. C., FOGAÇA, A. C. C. **Roteiro Geológico para a Região de Lagoa Formosa – Chumbo – Carmo do Paranaíba – MG**. Belo Horizonte: SBG/MG. 58p, 1989.

SGARBI, P. B. A. & GASPAR, J. C. Geochemistry of Santo Antônio da Barra Kamafugites, Goiás, Brazil. **Jour. South Amer. Earth Scienc.** 2002 p. 889-901.

SGARBI, P. B, SGARBI G. N. Kamafugite volcanism in Brazil. **Periodico di Mineralogia**. 2003, p. 41–50.

SGARBI, P. B. A. & VALENÇA J. G. **Petrography and general chemical features of potassic mafic to ultramafic alkaline volcanic rocks of Mata da Corda formation, Minas Gerais state, Brazil.** 5th international Kimberlite Conference. Extended abstracts. Brazil. 1991. p. 359-360.

SIDHU, P. S.; GILKES, R. J.; POSNER, A. M. The behavior of Co, Ni, Zn, Cu, Mn, and Cr in magnetite during alteration to maghemite and hematite. **Soil Science Society of America Journal**, v. 44, n. 1, p. 135-138, 1980.

SIDHU, P. S.; GILKES, R. J.; POSNER, A. M. The synthesis and some properties of Co, Ni, Zn, Cu, Mn and Cd substituted magnetites. **Journal of Inorganic and Nuclear Chemistry**, v. 40, n. 3, p. 429-435, 1978.

SILVA, F. D. D., GOULART, A. T., COUCEIRO, P. R. D. C., & FABRIS, J. D. Mecanismos químicos e mineralógicos de transformação da magnesioferrita de solo derivado de tufito, da região do Alto Paranaíba, MG. **Química Nova**, v. 32, n. 7, p. 1850-1855, 2009.

SILVA, F. D. D., COUCEIRO, P. R. D. C., FABRIS, J. D., GOULART, A. T., & KER, J. C. Óxidos de ferro magnéticos de um tufito da região do Alto Paranaíba, MG. **Química Nova**, v. 28, n. 1, p. 5-9, 2005.

SILVA, F. D. D., GOULART, A. T., COUCEIRO, P. R. D. C., & FABRIS, J. D. Mecanismos químicos e mineralógicos de transformação da magnesioferrita de solo derivado de tufito, da região do Alto Paranaíba, MG. **Química Nova**, v. 32, n. 7, p. 1850-1855, 2009.

SILVA, F. D.; GOULART, A. T.; FABRIS, J. D.; KER, J. C.; COUCEIRO, P. R. C.; Magnesioferrita e caminho pedogenético da transformação de óxidos de Ferro magnético de dois perfis de solo derivados de tufito do Alto Paranaíba (MG). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. v. 29, 763-775, 2005.

SILVA FILHO, L. A.; KER, J. C.; FONTES, M. P. F.; CAMÊLO, D. L.; MARCELO, M. M.; CAVALCANTE, L. C. D. & GUIMARÃES, L. M. Mineralogical evolution of magnetic rhodic oxisols under different lithological influences in Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. 2019; 43:0190065.

SOUZA, J. J. L. L., ABRAHÃO, W. A. P., DE MELLO, J. W. V., DA SILVA, J., DA COSTA, L. M., & DE OLIVEIRA, T. S. Geochemistry and spatial variability of metal (loid) concentrations in soils of the state of Minas Gerais, Brazil. **Science of The Total Environment**, v. 505, p. 338-349, 2015.

STUCKI, Joseph W.; KOMADEL, Peter; WILKINSON, Henry T. Microbial reduction of structural iron (III) in smectites. **Soil Science Society of America Journal**, v. 51, n. 6, p. 1663-1665, 1987.

TALLARICO, F. H. B.; LEONARDOS, O. H.; GIBSON, S. A.; MEYER, H. O. A.; MITCHELL, J. C. Química mineral da intrusão da Mata do Lenço (IML), Abadia dos Dourados, MG. In: Simposio Geologia dos diamantes, 1. Anais. Cuiabá UFMT, publicação Especial. 1993, p. 114-128.

TYLER, G. Rare earth elements in soil and plant systems - A review. **Plant and soil**, v. 267, n. 1-2, p. 191-206, 2004.

VALADÃO, R. C.; DE OLIVEIRA, C. V.; KER, J. C. Compartimentação regional do relevo e cobertura pedológica do centro-norte de Minas Gerais. **Revista Geografias**, p. 93-100, 2008

VELDE, B. **Introduction to clay minerals**: chemistry, origins, uses and environmental significance. Chapman and Hall Ltd, 1992.

VIDAL-TORRADO, P., CALVO, R., MACIAS, F., CARVALHO, S. G., & SILVA, A. C. Evolução geoquímica e mineralógica em perfis de alteração sobre rochas serpentizadas no sudoeste de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 31, n. 5, p. 1069-1083, 2007.

VIDAL-TORRADO, P., MACIAS, F., CALVO, R., CARVALHO, S. G. D., & SILVA, A. C. Gênese de solos derivados de rochas ultramáficas serpentizadas no sudoeste de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 30, n. 3, p. 523-541, 2006.

WALTERS, S.G. Clay minerals in the basalts of the South Pennines. **Mineralogical Magazine**. 47:21-26, 1983.

WEDEPOHL, K. H. The composition of the continental crust. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 59, n. 7, p. 1217–1232, 1995.

WILSON, M. J.; ML, BERROW. The mineralogy and heavy metal content of some serpentinite soils in North-East Scotland. *Chemie Erde* v. 37, p.181-205, 1978.

WHITE, P. J., THOMPSON, J. A., WRIGHT, G., & RASMUSSEN, S. K. Biofortifying Scottish potatoes with zinc. **Plant and soil**, v. 411, n. 1-2, p. 151-165, 2017.

YE, C., & FU, F. Behaviors of Structural Fe (II) of Nontronite and Aqueous Fe (II) on Cr (VI) Removal in the Presence of Citrate. **Water, Air, & Soil Pollution**, v. 230, n. 12, p. 1-11, 2019.

YOUNG, S. D. Chemistry of Heavy Metals and Metalloids in SoilsIN: ALLOWAY, B. J (ed). **Heavy Metals in Soils: Trace Metals and Metalloids in Soils and their Bioavailability**. 3° ed. Springer, p. 11-51, 2013.

ZOU, J.; TIAN, H.; LI, T. Geochemistry and mineralogy of tuff in Zhongliangshan mine, Chongqing, southwestern China. **Minerals**, v. 6, n. 2, p. 47, 2016.

Apêndices

Apêndice A – Limite de detecção, Limite de Quantificação e Taxa de recuperação.

	Fe	Al	Ti	Cu	Cr	Ni	Co	P	Ca
slope da curva	13705	23675	127516	31365	29701	14322	31801	778	52099
Des.P	8.191780	0.276361	0.013538	0.002732	0.001878	0.002399	0.000938	0.029470	0.378191
LD	0.001973	0.000035	0.000000	0.000000	0.000000	0.000001	0.000000	0.000114	0.000022
LQ	0.005977	0.000117	0.000001	0.000001	0.000001	0.000002	0.000000	0.000379	0.000073

Desvio padrão (des. P); Limite de detecção (LD); Limite de quantificação (LQ)

Taxa e recuperação do material de referência

	Fe	Al	Ti	Cu	Cr	Ni	Co	P	Ca
	----- % -----								
SRM 2709a	90	88	93	81	87	87	88	102	92
SS-1	99	101	84	88	109	96	91		

Amostras	Sc	Y	La	Ce	Tb	Yb
Branco	0.000	0.006	0.005	0.006	0.010	0.000
Branco	0.000	0.006	0.010	0.013	0.010	0.000
Branco	0.000	0.007	0.012	0.017	0.010	0.000
Branco	0.000	0.007	0.011	0.016	0.011	0.000
Branco	0.000	0.007	0.008	0.012	0.010	0.000
Branco	0.000	0.007	0.009	0.015	0.010	0.000
Branco	0.048	0.010	0.028	0.043	0.014	0.036
Branco	0.034	0.006	0.020	0.028	0.013	0.035
Branco	0.033	0.006	0.020	0.029	0.012	0.035
Branco	0.025	0.009	0.017	0.023	0.012	0.035
Des. P	0.019	0.001	0.007	0.011	0.001	0.018
ILC	1.0032	1.0215	1.0737	1.0727	1.0728	1.0045
LD	0.057	0.004	0.019	0.030	0.004	0.054

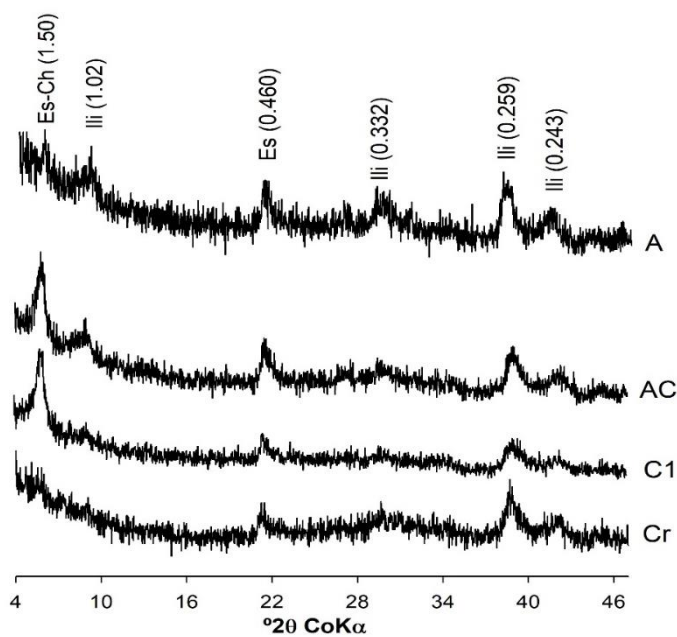
Desvio padrão (des. P); Limite de detecção (LD); Inclinação linear da curva (ILC)

Taxa de recuperação do material de referência

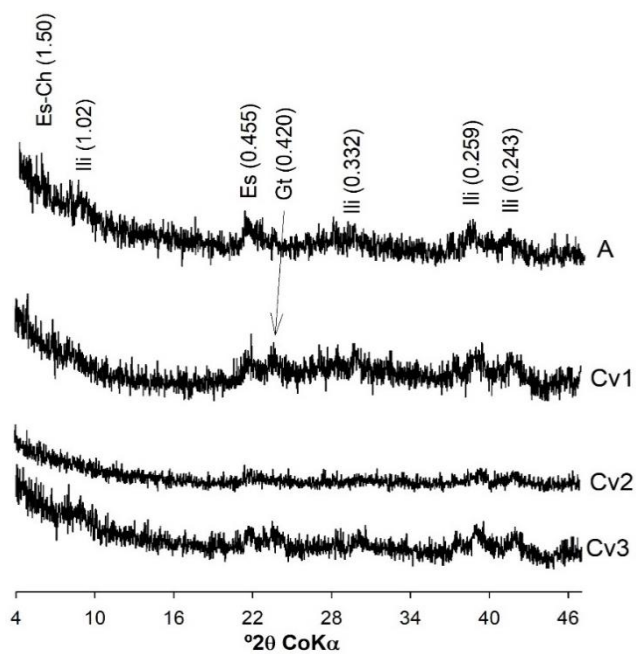
ETR	SRM	SRM
	2709a	2710a
%		
Sc	102	105
Y	95	98
La	95	99
Ce	90	99
Tb	93	100
Yb	96	93

Apêndice B -Difratogramas das argilas tratadas com NaOH 5 mol L⁻¹

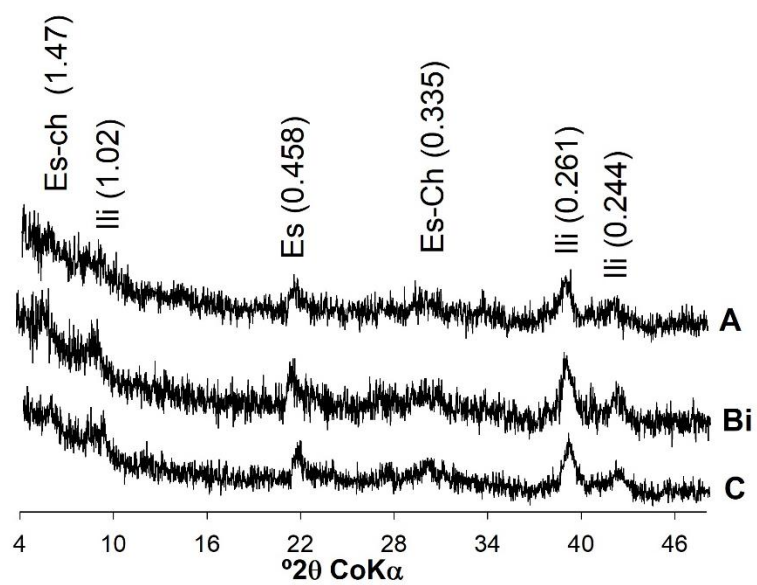
P1 – Neossolos Litólico chernossólico



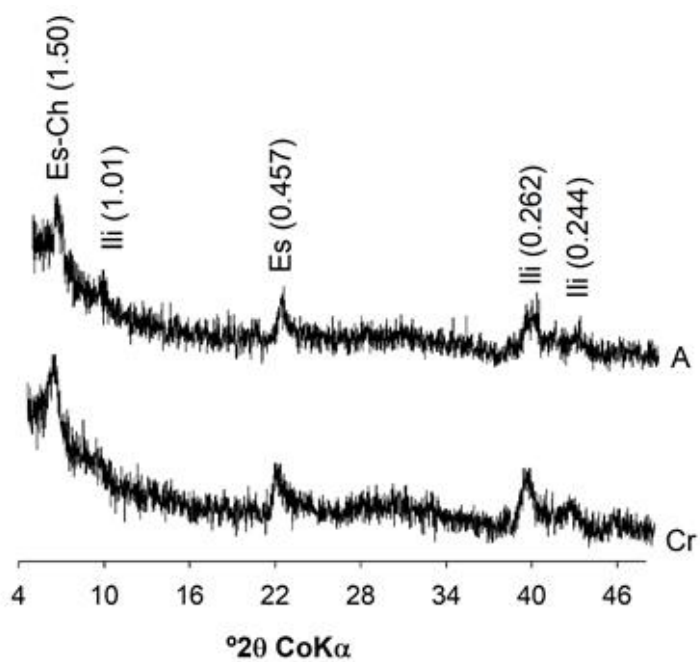
P2 – Vertissolo Ebânico órtico chernossólico



P3 - Chernossolo Háplico órtico



P4 – Neossolo Litólico chernossólico



Apêndice C – Feições típicas de argilas de alta atividade



Apêndice D – Estatísticas descritivas dos elementos principais, traço e ETR

Estatística descritiva dos teores de elementos principais e ET obtidos por μ - EDX.

	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅
	-----dag kg ⁻¹ -----									
Min	2,48	6,94	3,54	0,02	0,26	0,02	0,00	2,07	0,03	0,04
Max	23,21	17,69	27,13	3,71	4,53	1,97	1,53	6,64	0,40	2,18
Média	6,19	12,02	18,14	2,17	1,68	1,14	0,85	4,26	0,19	0,77
Desvio padrão	5,76	3,20	7,35	1,31	1,22	0,72	0,51	1,45	0,09	0,45
1° Quartil	3,31	9,53	14,81	0,56	0,61	0,31	0,28	2,85	0,13	0,50
3° quartil	5,87	15,58	22,87	3,17	2,44	1,78	1,21	5,76	0,25	0,95
Coef, Var	93,11	26,61	40,54	60,22	72,55	62,92	59,76	33,95	46,47	58,56

	Cu	Cr	Ni	Co	Zn	Pb	Th	V	Zr
	-----dag kg ⁻¹ -----								
Min	42,78	209,84	0,00	14,80	23,44	64,36	7,75	212,84	227,41
Max	171,24	439,60	106,80	43,15	159,09	233,50	57,73	692,86	762,22
Média	102,36	331,61	58,60	29,15	67,03	155,17	29,41	443,13	448,20
Desvio padrão	33,45	68,60	33,36	8,23	36,43	52,41	16,05	156,51	167,59
1° Quartil	78,36	265,42	26,76	23,34	34,69	107,66	14,27	291,25	319,19
3° quartil	126,39	393,18	85,68	35,92	92,31	185,12	44,60	588,42	563,90
Coef, Var	32,68	20,69	56,93	28,23	54,35	33,78	54,60	35,32	37,39

Estatística descritiva dos teores extraídos por EPA 3051a.

	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	P ₂ O ₅	MnO	TiO ₂	Ni	Cu	Cr	Co
	-----dag kg ⁻¹ -----									
Min	4,13	12,46	0,03	0,06	0,00	0,03	0,00	2,16	58,43	0,00
Max	24,88	31,96	5,49	2,36	0,36	0,59	347,90	191,15	254,09	68,04
Média	8,39	21,30	2,45	0,88	0,22	0,21	217,41	126,19	134,81	38,62
Desvio padrão	5,56	5,79	1,59	0,50	0,08	0,16	103,50	45,05	55,14	19,24
1° Quartil	5,40	16,15	0,37	0,52	0,19	0,11	153,91	112,95	83,86	27,54
3° quartil	13,36	25,87	3,50	1,13	0,26	0,27	293,14	148,13	165,12	53,77
Coef, Var	66,26	27,19	64,80	57,52	39,24	74,27	47,61	35,70	40,90	49,82

Estatística descritiva dos elementos traços extraídos por digestão total.

	Cu	Cr	Ni	Co	Zn	Pb	Th	V	Zr	Cd	U	Ba
	-----dag kg ⁻¹ -----											
Min	186,80	101,00	198,30	56,10	82,00	10,10	11,60	92,00	611,90	0,07	4,00	1125,00
Max	283,00	453,00	480,20	111,20	179,00	48,50	62,90	475,00	1903,10	0,46	15,80	12597,00
Média	217,95	225,07	310,79	89,03	123,43	24,09	31,94	249,36	985,75	0,14	8,43	3457,43
Desvio padrão	30,01	109,58	74,87	14,81	23,55	11,00	14,44	108,59	385,48	0,10	3,32	2854,48
1° Quartil	195,65	145,50	266,23	80,03	106,25	17,75	22,00	175,75	719,95	0,09	5,95	1921,25
3° quartil	227,85	326,50	338,73	100,43	135,50	26,63	41,43	295,25	1048,95	0,16	9,25	4031,50
Coef, Var	13,77	48,69	24,09	16,63	19,08	45,64	45,21	43,55	39,10	68,33	39,37	82,56

	La	Ce	Tb	Yb	Lu	Sc	Y	La/Yb
	-----dag kg ⁻¹ -----							
Min	136,90	246,52	1,46	1,40	0,25	28,10	21,70	97,79
Max	571,50	13680,00	5,94	5,10	0,73	97,70	84,00	156,07
Mean	342,09	2386,72	3,42	2,80	0,42	50,41	47,19	124,08
Desvio padrão	118,09	4618,69	1,24	1,09	0,15	19,03	17,55	19,15
1° Quartil	263,85	492,66	2,59	2,18	0,34	41,03	37,73	109,43
3° quartil	428,23	808,65	4,06	3,08	0,45	51,38	51,85	141,35
Coef, Var	34,52	193,52	36,14	38,90	34,90	37,75	37,19	15,43