

LETÍCIA ONARA SILVA RAMOS

**GÊNESE DE SOLOS COM B TEXTURAL Ta E Tb NO BAIXO CURSO DA
BACIA DO RIO JEQUITINHONHA, MINAS GERAIS**

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

VIÇOSA
MINAS GERAIS – BRASIL
2016

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

T

R175g
2016 Ramos, Leticia Onara Silva, 1992-
Gênese de solos com B textural Ta e Tb no baixo curso da
Bacia do Rio Jequitinhonha, Minas Gerais / Leticia Onara Silva
Ramos. – Viçosa, MG, 2016.
viii, 77f. : il. (algumas color.) ; 29 cm.

Inclui apêndice.

Orientador: João Carlos Ker.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Viçosa.

Referências bibliográficas: f.59-69.

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

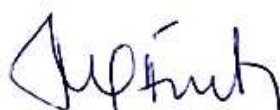
CDD 22. ed. 631.4

LETÍCIA ONARA SILVA RAMOS

**GÊNESE DE SOLOS COM B TEXTURAL Ta E Tb NO BAIXO CURSO DA
BACIA DO RIO JEQUITINHONHA, 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*.

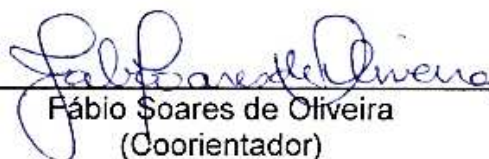
APROVADA: 18 de julho de 2016.



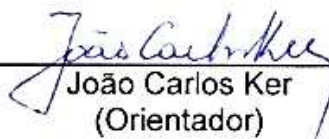
Maurício Paulo Ferreira Fontes



Anderson Almeida Pacheco



Fábio Soares de Oliveira
(Coorientador)



João Carlos Ker
(Orientador)

A Deus,

*À Nágila, minha querida irmã, por ser meu maior
exemplo de força e determinação,*

Dedico.

AGRADECIMENTOS

A Deus, pela vida.

À Universidade Federal de Viçosa e ao Departamento de Solos, pela oportunidade de realização do curso.

À Capes, pela concessão da bolsa de estudos.

Ao Professor João Carlos Ker pela orientação, paciência, incentivo, críticas, sugestões, conselhos e ensinamentos transmitidos, fundamentais para o meu crescimento acadêmico e pessoal.

Ao Professor Fábio de Oliveira pela orientação, motivação, ensinamentos e grande contribuição na realização deste trabalho.

Aos Professores Maurício Paulo Ferreira Fontes, João Carlos Ker, Raphael Bragança, Genelício Crusoé Rocha, Igor Assis, Liovando Marciano da Costa, Teógenes Sena, Márcio Francelino Rocha, Reinaldo Bertola Cantarutti, pelos ensinamentos durante as disciplinas, essenciais para o meu desenvolvimento e formação acadêmica.

Aos funcionários do Departamento de Solos: Cláudio, Luís Fernando, Carlos, Jorge Orlando, José Francisco, Carlinhos, Rafael, Luciana, pelo apoio, amizade e colaboração nos trabalhos laboratoriais.

Aos meus pais Olcemar Ramos e Rosilda Soares, pelo amor incondicional, confiança e por sempre acreditarem nos meus sonhos.

À minha irmã Nágila Ramos pelo amor, carinho, conselhos e motivação constante.

Aos meus avós, tios e primos pelo carinho e incentivo.

À “Família Ker” pela ajuda durante todo o curso, em especial ao Daniel e João pela grande ajuda na viagem de campo deste trabalho.

Aos amigos que a pós-graduação me presenteou: Roberto, Francisco Assis, Aristides, Carlos, Cássio, Izabela, Nathalie, Leiliane, Martin, Lauana, Fernanda, Valéria, Mariana, Gustavo, João, Vanêssa e tantos outros que foram essenciais para que essa caminhada fosse menos árdua.

Às integrantes da República Blogueiras: Júlia, Ana e Vitória pelo apoio e grande amizade construída.

Às amigas Laura, Rayssa, Maria Camila, Tarcila, Fernanda e Kelem pelo carinho, atenção e momentos de alegria que me proporcionaram.

Ao Vinícius por estar ao meu lado nos momentos bons e difíceis, me apoiando, incentivando e dando forças para concluir este trabalho.

Às eternas amigas Ana Paula e Talita pelo amor, carinho e por sempre me apoiarem nessa jornada.

Enfim, a todos que torceram por mim e que de alguma forma contribuíram para a conclusão deste curso.

SUMÁRIO

RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	2
2.1 Horizonte B textural	2
2.1.1 Gênese do Bt	2
2.1.2 Cerosidade.....	4
2.1.3 Micromorfologia do Bt.....	4
2.2 Solos com argila de atividade baixa	5
2.2.1 Caulinita	5
2.2.2 Óxidos de ferro.....	7
2.3 Solos com argila de atividade alta	8
2.3.1 Argilominerais 2:1 expansivos	9
2.3.2 Argilominerais 2:1 não expansivos	11
3. MATERIAL E MÉTODOS	12
3.1 Caracterização da área de estudo	12
3.1.1 Localização	12
3.1.2 Geologia	12
3.1.3 Geomorfologia	16
3.1.4 Vegetação	16
3.1.5 Clima.....	17
3.2 Seleção dos perfis e coleta das amostras de solos.....	18
3.3 Caracterização física dos solos	18
3.3.1 Análise granulométrica e argila dispersa em água (ADA).....	18
3.4 Caracterização química dos solos.....	19
3.4.1 Análises de fertilidade	19

3.4.2 Ataque sulfúrico	19
3.4.3 Ataque total	19
3.4.4 Determinação de ferro por extração com ditionito-citrato-bicarbonato de sódio e oxalato de amônio ácido	20
3.5 Caracterização mineralógica	20
3.6 Caracterização micromorfológica.....	20
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	22
4.1 Classificação, propriedades físicas e morfológicas dos solos	22
4.2 Caracterização química dos solos	24
4.2.1 Fertilidade	24
4.2.2 Ataque sulfúrico e ataque total	27
4.2.3 Ferro extraído por ditionito-citrato-bicarbonato de sódio e oxalato ácido de amônio	30
4.3 Caracterização mineralógica	31
4.4 Caracterização micromorfológica.....	48
5. CONCLUSÕES	58
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	59
APÊNDICE	70

RESUMO

RAMOS, Letícia Onara Silva, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, julho de 2016. **Gênese de solos com B textural Ta e Tb no baixo curso da Bacia do Rio Jequitinhonha, Minas Gerais.** Orientador: João Carlos Ker. Coorientador: Fábio Soares de Oliveira.

A região do baixo curso da bacia do Rio Jequitinhonha, localizada no nordeste do estado de Minas Gerais, é caracterizada por sua condição semiárida, apresentando temperaturas elevadas, irregularidades pluviométricas e altas taxas de evapotranspiração potencial. Do ponto de vista pedológico, a região apresenta predomínio de Argissolos, tendo como subcomponente os Luvisolos. Ambas as classes de solos possuem horizonte diagnóstico B textural. O objetivo deste trabalho foi caracterizar química, física, mineralógica e micromorfológicamente solos com Bt mais representativos da região, refletindo sobre sua gênese e contribuindo para a compreender a organização dos solos na paisagem. Foram estudados quatro perfis, classificados como Argissolo Vermelho (P1), Luvisolo Crômico (P2) e Argissolos Vermelho-Amarelos (P3 e P4). De acordo com os resultados constatou-se que todos estes apresentam mudança textural abrupta, com teores de argila variando de 459 a 691 g kg⁻¹ no horizonte Bt, sendo por isso argiloso ou muito argiloso. Possuem acidez média a fraca e valores altos de saturação por bases, sendo classificados como eutróficos. Os elevados teores de Na⁺ do Luvisolo permitiu classificá-lo como sódico, por possuir saturação por sódio maior que 19 %. Neste mesmo perfil foram detectados altos teores de Mg²⁺, que aliados aos teores de Na⁺ podem contribuir negativamente com características físicas dos solos, tais como dispersão de argila, redução da condutividade hidráulica e estrutura prismática. Nos Argissolos a CTC_r determinada foi menor que 27 cmol_c kg⁻¹, enquanto que no Luvisolo obteve-se CTC_r acima deste valor. Os valores de Ki foram maiores que 2,0 para todos os solos, indicando a menor remoção de sílica livre do sistema e, deixando evidente o menor desenvolvimento pedogenético dos perfis estudados. Os teores de Fe₂O₃ foram em geral baixos, permitindo classifica-los como hipoférricos. Quanto aos elementos traços presentes no solo, os maiores números encontrados foram de Ni, podendo por isso representar riscos à qualidade destes solos. Nos horizontes superficiais foram encontrados maiores teores de óxidos de ferro amorfos, demonstrando a influência da matéria orgânica na inibição da cristalinidade dos óxidos. Os difratogramas de raios-X mostraram a predominância de caulinita e illita na fração argila dos solos. Mas também foram identificados goethita e hematita, óxidos responsáveis pela coloração dos perfis estudados, seja vermelha, amarela ou intermediária entre elas. O Argissolo Vermelho e o Luvisolo Crômico ainda apresentaram nesta fração a montmorillonita, sendo de maior expressão neste último perfil, acompanhando os valores altos de CTC_r determinados. Os minerais identificados na fração silte foram a caulinita, quartzo, mica e feldspato. Semelhantes aos resultados dos difratogramas da fração areia, que têm o quartzo como mineral dominante. Os solos são micromorfológicamente semelhantes entre si, apresentando como uma das principais pedofeições os cutãs de argila. Também foi observado alteração progressiva dos minerais e a neoformação e/ou transformação para argilas, sejam elas argilominerais ou oxídicas. Logo, o gradiente textural dos solos é resultante principalmente da produção de argila no horizonte Bt, não descartando também o papel da elutriação neste aspecto.

ABSTRACT

RAMOS, Letícia Onara Silva, M.Sc., Universidade Federal de Viçosa, July, 2016. **Genesis of soils with textural B Ta and Tb in the lower course of the Jequitinhonha River Basin, Minas Gerais.** Adviser: João Carlos Ker. Co-adviser: Fábio Soares de Oliveira.

The lower site of the Jequitinhonha River in northeastern from Minas Gerais state, is characterized by its semiarid conditions, with high temperatures, rainfall irregularities and high rates of potential evapotranspiration. From the pedological point of view, the region has a predominance of Argisols, with Luvisols as subcomponent. Both soil classes have textural B diagnostic horizon. The aim of this study was to characterize chemical, physical, mineralogical and micromorphologically the most representative soils with Bt in the region, reflecting on its genesis and contributing to understand the organization of the soil in the landscape. Four soil profiles were studied, classified as Red Argisol (P1), Chromic Luvisol (P2) and Red-Yellow Argisol (P3 and P4). According to the results it was found that all of these textural feature abrupt change with varying levels of clay 459 - 691 g kg⁻¹ in Bt horizon, being classified as clayey or very clayey. The soils acidity did vary from average to low with high values of base saturation, being classified as eutrophic. The high percentages of Na⁺ in the Luvisol allowed to classify it as sodic, by having sodium saturation higher than 19 %. In this same soil profile high levels of Mg²⁺ were detected and combined with Na⁺ may contribute negatively to soil physical characteristics, such as clay dispersion, reduction of hydraulic conductivity and prismatic structure. In the Argisol the CTCr was less than 27 kg cmolc⁻¹, whereas in Luvisol the CTCr obtained was above this value. Ki values were greater than 2,0 for all soils, indicating less removal of the soluble silica from the system, showing the lowest pedogenetic development of the profiles studied. The Fe₂O₃ content was generally low, allowing classifying them as hypoferric. As regards to trace elements present in the soil, the higher numbers were found of Ni, and can therefore pose a risk to these soils quality. In the surface horizons were found higher levels of amorphous iron oxides, demonstrating the influence of organic matter in the inhibition of crystallinity of oxides. The diffraction patterns of X-ray showed the predominance of kaolinite and illite in clay fraction of soils. But it was also identified goethite and hematite, oxides responsible for the color of the soil profile, either red, yellow or intermediate between them. The Red Argisol and Chromic Luvisol still showed in this fraction the montmorillonite, with higher expression in the latter profile, following the high values of CTCr. The minerals identified in the silt fraction were kaolinite, quartz, mica and feldspar. Similar to the results of XRD patterns of the sand fraction, which have quartz as dominant mineral. The soils are micromorphologically similar to each other, with one of the main pedofeatures the clay cutanç. It was also observed progressive alteration of minerals and the new formation and / or transformation of clays, whether silicate clay or oxidic. Thus, the textural gradient of the soils is the result mainly of the clay production in the Bt horizon, not discarding also the role of elutriation in this aspect.

1. INTRODUÇÃO

O estado de Minas Gerais possui grande diversidade climática, ambiental e pedológica. A região do baixo curso da bacia do Rio Jequitinhonha, aqui denominada “Baixo Jequitinhonha”, está localizada no extremo nordeste do estado e apresenta altas temperaturas com distribuição irregular das chuvas, fazendo parte do Polígono das Secas (MALVEZZI, 2007). Nesta área a precipitação pluviométrica varia em torno de 800 mm, com período seco pronunciado que se estende de abril a setembro. A vegetação natural é de floresta estacional decidual, hoje ocupada por pastagens, sendo a pecuária a principal atividade agrícola.

Do ponto de vista pedológico, a região apresenta predomínio de Argissolos eutróficos, tendo como subcomponente os Luvisolos. Em levantamento realizado pelo CETEC na década de 1980, foi corretamente assinalada uma mancha de Brunos não Cálcicos entre os municípios de Salto da Divisa e Jordânia (CETEC, 1980), posteriormente representada como Luvisolo no Mapa de Solos de Minas Gerais (FEAM, 2010). Esta mancha, apesar da pequena extensão geográfica, é a mais representativa de solos com argila de atividade alta de Minas Gerais.

Argissolos e Luvisolos têm como horizonte diagnóstico subsuperficial o B textural (Bt), cuja formação é bastante difundida na literatura. A elutriação, dada pela erosão diferencial de argila nos horizontes superficiais, e a argiluviação (ou lessivagem), definida pela translocação (vertical e/ou lateral) de argila do horizonte A para o horizonte B são os processos mais indicados na formação deste horizonte. Em ambos os processos a característica peculiar é a relação textural elevada, normalmente maior ou igual a 1,5, a qual pode ser (ou não) acompanhada de cerosidade (TORRADO, 2001).

Ainda que reportados pela literatura, são considerados escassos os estudos que abrangem a gênese de solos com B textural no Baixo Jequitinhonha. De maneira mais ampla, há um interesse no âmbito da Pedologia pela compreensão da gênese e evolução de discontinuidades texturais em solos de domínio climático semiárido, considerando ser habitual a presença de solos caracterizados pelas mesmas neste contexto. Nesses termos, o objetivo deste trabalho é caracterizar química, física, mineralógica e micromorfológicamente solos com horizonte Bt Ta e Tb no Baixo Jequitinhonha, refletindo sobre sua gênese e contribuindo para compreender a organização dos solos na paisagem.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Horizonte B textural

O horizonte B textural (Bt) é o horizonte diagnóstico subsuperficial presente nos Argissolos e Luvisolos. O Bt requer milhares de anos para ser formado e, apesar de ocorrer normalmente na subsuperfície do solo, pode ainda ser exposto à superfície após ações erosivas (SOIL SURVEY STAFF, 2010; EMBRAPA, 2013).

A presença desse horizonte diagnóstico evidencia a diferença textural ao longo do perfil do solo, no que se refere à acumulação e redistribuição de argila (BENNEMA; JONGERIUS; LEMOS, 1970; FANNING; FANNING, 1989; BOCKHEIM; HARTEMINK, 2013b). O horizonte B textural é mais argiloso que os horizontes A e E, podendo ser ou não maior que o do horizonte C; possuindo textura franco-arenosa ou mais fina (EMBRAPA, 2013). Tal diferenciação é resultante de diversos processos de formação do solo, sejam estes de ocorrência isolada ou não (SOIL SURVEY STAFF, 2010; KÄMPF; CURI, 2012; BOCKHEIM; HARTEMINK, 2013b).

2.1.1 Gênese do Bt

Um dos processos mais comuns e importantes na gênese do horizonte B textural é a lessivagem, definida pelo movimento de partículas finas em suspensão no solo, sobretudo da fração argila. Os horizontes superficiais são eluviais, ou seja, perdem partículas, as quais são carregadas por intermédio da água para os horizontes inferiores, denominados iluviais (McKEAGUE *et al.*, 1981; FANNING; FANNING, 1989; SCHAETZL; ANDERSON, 2005; LAVKULICH; AROCENA, 2011; BRADY; WEIL, 2013; BOCKHEIM; HARTEMINK, 2013a; BOCKHEIM; HARTEMINK, 2013b).

O transporte das partículas é realizado por fendas, macro e mesoporos, ocorrendo após a separação física dos agregados em água; ou seguida da dispersão das argilas no solo (KÄMPF; CURI, 2012; IBRAHIM; BURRAS, 2013). A dispersão é um fenômeno químico, consistindo na repulsão entre os coloides em razão da expansão da dupla camada difusa, favorecida pela saturação por íons Na^+ , além de valores elevados de pH (AMEZKETA *et al.*, 2003; ALLEONI; MELLO; ROCHA, 2009).

A mobilidade das argilas é influenciada pela sua natureza. Os argilominerais expansivos de menor tamanho e carga elevada são mais móveis, como as esmectitas; sendo o

contrário verdadeiro, como as caulinitas. As micas, as vermiculitas, o quartzo e os feldspatos, quando presentes em partículas menores que um milímetro de diâmetro, também podem ser carregados para os horizontes inferiores (KEREN; SPARKS, 1995; KÄMPF; CURI, 2012).

O estabelecimento do gradiente textural ocorre porque há frequentemente a flocculação das argilas no horizonte iluvial, em função da maior concentração de Al^{3+} e baixos valores de pH. A formação de agregados estáveis evita o esboroamento e a redistribuição da argila (AMEZKETA *et al.*, 2003; LAVKULICH, AROCENA, 2011). Soma-se a isso o cessamento do fluxo d'água, fazendo com que as partículas dispersas parem de se mover e sejam depositadas nas paredes dos poros (FANNING; FANNING, 1989; IBRAHIM; BURRAS, 2013).

A destruição da argila no horizonte superior devido ao intemperismo intenso, no processo denominado ferrólise, também pode causar a diferenciação textural no solo. Este processo pedogenético, muitas vezes associado à lessivagem, é comum em solos imperfeitamente drenados, que possibilitam a redução e oxidação do ferro (BRINKMAN, 1970; van RANST; CONINCK, 2002).

Outro processo que explica o surgimento do horizonte B mais argiloso é a produção da argila *in situ*, ou seja, há a transformação mineral durante a pedogênese. Alguns minerais do tamanho de silte e areia se decompõem formando minerais do tamanho de argila. É o que ocorre, por exemplo, na formação da illita a partir do intemperismo das micas, ou da caulinita por meio da alteração de feldspatos (BRADY; WEIL, 2013; IBRAHIM; BURRAS, 2013). Os argilominerais são formados neste horizonte devido às condições de maior presença de água, possibilitando as reações de hidrólise (TOLEDO; OLIVEIRA; MELFI, 2000), grande concentração de solutos e/ou baixo teor de matéria orgânica (KÄMPF; CURI, 2012).

De outro modo, o gradiente textural entre os horizontes superficial e subsuperficial pode ocorrer devido ao processo da elutriação, no qual os horizontes superficiais perdem argila por erosão diferencial. A perda de partículas finas em suspensão dá-se por meio do fluxo superficial da água, que a longo prazo causa remoção expressiva de argila desses horizontes. Este processo ocorre de forma intensa em áreas onde as gotas de chuva caem e ocasionam rapidamente a dispersão das partículas, sobretudo em locais de cobertura vegetal esparsa (FANNING; FANNING, 1989; van BREEMEN; BUURMAN, 2002; KÄMPF; CURI, 2012).

2.1.2 Cerosidade

O horizonte B textural pode apresentar, ou não, uma característica marcante: a cerosidade. Este atributo consiste no revestimento de agregados estruturais ou partículas grosseiras e preenchimento de poros com material inorgânico, apresentando aspecto lustroso e brilho graxo (TORRADO, 2001; EMBRAPA, 2013). Estes filmes de argila são trazidos pela água dos horizontes superiores A e/ou E e se depositam lentamente no horizonte B (BUOL; HOLE, 1961); ou são resultantes do rearranjo dos colóides na superfície das unidades estruturais devido à alternância de expansão e contração do material do solo (van VLIET-LANOË, 1990; RESENDE *et al.*, 2014).

Classificada quanto ao grau de desenvolvimento, a cerosidade pode ser fraca, moderada e forte, de acordo com a maior ou menor nitidez e contraste mais ou menos evidente. Quanto à quantidade, é classificada como pouca, comum e abundante. Esta se manifesta, frequentemente, por uma cor de matriz mais intensa, e as superfícies brilhantes são usualmente livres de grãos desnudos de areia. No campo a cerosidade pode ser vista a olho nu ou com lupa de 10x ou mais aumentos (SANTOS *et al.*, 2013).

A cerosidade pode interferir na difusão de elementos no solo como o fósforo e o potássio, influenciando na sua absorção. Além disso, pode representar um obstáculo para a penetração das raízes nos agregados (KHALIFA; BUOL, 1968; RESENDE *et al.*, 2014). É importante identificar a cerosidade no campo, uma vez que é altamente relevante na definição do horizonte B nítico e mesmo o B textural. Todavia, esta deve ser conjugada com outros critérios auxiliares para caracterizar o horizonte em questão e deve estar presente em diferentes faces dos agregados estruturais (EMBRAPA, 2013).

2.1.3 Micromorfologia do Bt

A micromorfologia é uma ferramenta importante no fornecimento de mais informações sobre as propriedades morfológicas dos solos, consistindo em análise microscópica, o que contribui efetivamente na classificação destes e no estudo de sua gênese (FITZPATRICK, 1984; STOOPS, 2010; RESENDE *et al.*, 2014). Uma das principais características micromorfológicas do horizonte Bt é a presença de cutãs de argila (SCHAETZL; ANDERSON, 2005), os quais são também denominados argilãs (BREWER, 1964).

Os argilões são caracterizados pelo acúmulo de argila, o qual reveste agregados, poros ou grãos (FITZPATRICK, 1984; BULLOCK *et al.*, 1985). Estes cutões diferem-se muito quanto à morfologia, mas geralmente ocorrem de forma contínua, paralela à superfície que estão associadas, sendo resultado da iluviação de argila. Em campo, os produtos da argiluviação podem ser vistos quando formam a cerosidade na superfície dos agregados. Quando aparecem com orientação perpendicular às paredes dos poros, agregados e grãos minerais, são típicos da neoformação de argila (KÜHN; AGUILAR; MIEDEMA, 2010).

Os cutões são feições pedológicas relativamente estáveis, resistentes às alterações químicas. Contudo, podem sofrer fragmentação ou deformação devido a alguns processos físicos. Um deles é a bioturbação, que pode desorganizá-los, bem como os movimentos de contração e expansão do solo associado a ciclos de umedecimento e secagem. O transporte coluvial também é considerado um processo capaz de deformá-los, já que a erosão do solo induz à quebra do material argiloso, evidenciando fragmentos de cutões com formas angulares (KÜHN; AGUILAR; MIEDEMA, 2010).

Semelhantes aos cutões de argila, também são descritos na literatura os hipocutões e os quasicutões. Definidos pela acumulação de argila, estes se diferenciam quanto à posição que ocupam em relação à superfície as quais estão relacionadas. Considerando os poros, por exemplo, os hipocutões além de revesti-los, ocupam também o interior do plasma do solo, enquanto os quasicutões acompanham o poro totalmente pelo interior do plasma (BULLOCK *et al.*, 1985).

2.2 Solos com argila de atividade baixa

A atividade da fração argila é um importante atributo na classificação de solos, em diferentes níveis categóricos. Os solos com argila de atividade baixa (Tb) possuem capacidade de troca catiônica corrigida para argila (CTC_r) com valores inferiores a 27 cmol_c kg⁻¹ (EMBRAPA, 2013), com predomínio de argilominerais 1:1 e óxidos (SCHAEFER *et al.*, 2002; RESENDE *et al.*, 2011). Sobretudo na área de estudo deste trabalho são comuns a caulinita e os óxidos de ferro (CAMPOS *et al.*, 1997).

2.2.1 Caulinita

A caulinita é considerada um dos argilominerais de maior ocorrência em solos tropicais (MELO *et al.*, 2001; LIMA *et al.*, 2002; SATO *et al.*, 2005; KÄMPF; MARQUES;

CURI, 2012). Sua gênese pode-se dar a partir de uma grande variedade de rochas e sedimentos, como micas e feldspatos, ou até mesmo de minerais secundários como vermiculitas e esmectitas. Sua formação ocorre em condições de intemperismo químico moderado a fortemente ácido e lixiviação dos produtos da dissolução dos minerais, principalmente sílica e cátions de caráter básico, sendo então favorecida pela alta relação Al/Si (BESOAIN, 1985; DIXON, 1989; OLIVEIRA *et al.*, 2007; BAULUZ *et al.*, 2008; RESENDE *et al.*, 2011).

Filossilicato de fórmula $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$, a caulinita é a principal representante do grupo dos minerais de estrutura 1:1, os quais são formados pelo empilhamento de uma lâmina tetraédrica de silício ligada ionicamente a uma lâmina octaédrica de alumínio (BESOAIN, 1985; SCHULZE, 1989). Este mineral não possui a capacidade de expansão, uma vez que entre suas unidades cristalográficas são estabelecidas pontes de hidrogênio, fortes ligações que impedem a entrada de água e outros elementos entre as camadas (DIXON, 1989).

Com seu sistema triclinico, ou seja, cela unitária distorcida e altamente assimétrica com diferentes ângulos e lados, a caulinita exhibe crescimento preferencial no plano X-Y, largura e comprimento, em detrimento da espessura no plano Z (MELO; WYPYCH, 2009). Além disso, apresenta formato hexagonal (SINGH; GILKES, 1992) ou mesmo pseudo-hexagonal em solos fortemente intemperizados (MELO *et al.*, 2001).

A caulinita pode manifestar cargas positivas ou negativas, dependendo do pH. De acordo com as concentrações de H^+ e OH^- presentes na solução do solo, as hidroxilas das bordas deste mineral podem ser protonadas, refletindo na capacidade de troca aniônica, ou desprotonadas, exibindo a capacidade de troca catiônica (BRADY; CYGAN; NAGY, 1996; TOMBÁ CZ; SZEKERES, 2006; MELO; WYPYCH, 2009). Contudo, apresenta na grande maioria dos solos cargas de superfície negativas, refletindo na CTC, a qual varia de 3 a 15 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$ (GRIM, 1968).

A caulinita é comumente identificada por meio da difratometria de raio-X, assim como os demais minerais. Nos difratogramas apresenta reflexão basal a 0,72 nm (MELO *et al.*, 2001) e, quando saturada com magnésio ou potássio não apresenta variação. Todavia, quando tratada com potássio e aquecida a 550 °C, seu pico tende a desaparecer (RESENDE *et al.*, 2011).

2.2.2 Óxidos de ferro

Os óxidos, hidróxidos e oxidróxidos de ferro serão genericamente chamados aqui de óxidos de ferro. Seus principais representantes são lepidocrocita, goethita, hematita, maghemita e ferridrita (CORNELL; SCHWERTMANN, 2003; MOHAPRATA; ANAND, 2010), os quais podem ocorrer em vários estágios de formação dos solos (SCHWERTMANN; TAYLOR, 1989). Dentre esses, a goethita e a hematita são predominantes no ambiente (MURAD; CASHION, 2011; RESENDE *et al.*, 2011).

Os óxidos de ferro, em sua maioria, consistem em arranjos de íons O^{2-} e OH^- em empacotamentos densos, em que o Fe ocupa sítios intersticiais octaédricos (CORNELL; SCHWERTMANN, 2003). Possuem tamanhos extremamente pequenos, da ordem de 5 a 15 nm, podendo estar distribuídos de maneira uniforme na matriz do solo ou aglomerados na forma de concreções, mosqueados ou em determinados horizontes (SCHWERTMANN, 1991). Suas concentrações no solo estão relacionadas ao material de origem, ao grau de intemperização e aos processos pedogênicos de acumulação ou remoção, podendo variar entre valores menores que um a maiores que 500 g kg^{-1} (KÄMPF; MARQUES; CURI, 2012).

Assim como a caulinita, os óxidos de ferro apresentam caráter variável de suas cargas superficiais, as quais são dependentes do pH do meio. Este fator somado à sua alta superfície específica faz com que os óxidos possuam grande reatividade, sendo importantes na formação de agregados do solo (DICK; SCHWERTMANN, 1996), na adsorção de fosfato (BORGGAARD, 1983) e metais pesados (McKENZIE, 1980), além de poder conter elementos traços como Cu, Pb, Zn e As em sua estrutura (KABATA-PENDIAS, 2010).

A goethita ($\alpha\text{-FeOOH}$) é o mineral mais comum dentre os óxidos de ferro, presente em todos os solos. Possui sistema ortorrômbico, onde cada íon Fe^{3+} é coordenado com três íons O^{2-} e três íons OH^- , formando cadeias duplas de octaedros (CORNELL; SCHWERTMANN, 2003; KÄMPF; MARQUES; CURI, 2012; OLIVEIRA; FABRIS; PEREIRA, 2013). De cor amarelada a marrom, a goethita sintética possui forma de agulhas (SCHWERTMANN, 1991), mas em solos, principalmente nos mais intemperizados, são altamente distorcidas, apresentando morfologia acicular (GUO; BARNARD, 2013).

A hematita é o segundo óxido mais encontrado na natureza, sendo responsável pela coloração vermelha dos solos. No entanto, sua cor varia de acordo com o tamanho de suas partículas, de um tom vermelho vívido quando menores a violeta e cinza quando maiores (SCHWERTMANN; TAYLOR, 1989; COSTA; BIGHAM, 2009). Descrito pela fórmula $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$, este mineral é formado por lâminas de octaedros, em que apenas dois terços dos sítios

são ocupados por Fe^{3+} e o restante arranjado regularmente, formando anéis hexagonais, pertencendo, portanto, ao sistema hexagonal. (CORNELL; SCHWERTMANN, 2003; OLIVEIRA; FABRIS; PEREIRA, 2013).

A formação desses minerais depende sobretudo das condições do meio, como liberação de ferro no sistema, pH, temperatura, umidade e presença de material orgânico. Rochas com grandes concentrações de ferro propiciam a formação da hematita. Isso ocorre porque quando o teor de íons Fe^{3+} é alto, este ultrapassa o produto de solubilidade da ferridrita ($K_{ps} = 10^{-38}$), formando-a, sendo esta precursora necessária na formação da hematita. Logo, menores taxas de liberação de ferro favorecem a goethita, a qual possui menor produto de solubilidade ($K_{ps} = 10^{-42}$) (SCHWERTMANN, 1988; SCHWERTMANN; TAYLOR, 1989).

A hematita é formada em condições de altas temperaturas e menor umidade, concentrando-se em solos onde há drenagem livre, em posições mais estáveis do relevo. Contudo, a matéria orgânica possui efeito anti-hematítico, favorecendo então a formação da goethita, que tende a ser formada em locais onde a drenagem não é muito eficiente, ou seja, em posições do relevo que propiciem o acúmulo de água (SCHWERTMANN, 1988; SCHWERTMANN; TAYLOR, 1989; CORNELL; SCHWERTMANN, 2003; COSTA; BIGHAM, 2009).

Nos óxidos de ferro é comum a substituição isomórfica do ferro por outros cátions. Sendo a substituição por Al mais frequente, sobretudo nas goethitas, devido à abundância deste elemento na litosfera. Isso é possível porque o átomo de Al possui a mesma valência e tamanho similar ao átomo de Fe, podendo substituí-lo na posição octaedral (SCHULZE, 1984). Nas goethitas a substituição isomórfica reflete nas propriedades físicas do solo, uma vez que o tamanho dos agregados e a porosidade aumentam, enquanto a densidade do solo e a resistência à penetração diminuem (CAMARGO; MARQUES JÚNIOR; PEREIRA, 2013).

A identificação dos óxidos de ferro é geralmente realizada por difração de raios-X, utilizando preferencialmente radiações de cobalto ou ferro ao invés de cobre, para que não ocorra redução da intensidade dos picos (RESENDE *et al.*, 2011). Neste método a goethita exibe picos mais intensos em 0,418, 0,269 e 0,245 nm. E a hematita com reflexão basal em 0,270 e 0,252 nm (SCHWERTMANN; TAYLOR, 1989).

2.3 Solos com argila de atividade alta

Solos com argila de atividade alta são aqueles que possuem valor de CTC_r igual ou superior a $27 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$, sendo referidos como Ta (EMBRAPA, 2013). Nestes solos é comum

encontrar na fração argila, além da caulinita, minerais 2:1 expansivos e não expansivos (RESENDE *et al.*, 2011). Em geral estes solos apresentam-se fendilhados, sobretudo no horizonte Bt. São muito plásticos e muito pegajosos quando úmidos e possuem consistência variando de dura a extremamente dura quando secos (CORRÊA *et al.*, 2003; OLIVEIRA *et al.*, 2008; FERNANDES *et al.*, 2010; REBOUÇAS *et al.*, 2014).

Os minerais 2:1 são constituídos por duas lâminas tetraédricas de silício ligadas ionicamente a uma lâmina octaédrica central, sendo que as unidades 2:1 se unem por meio das forças de Van der Waals. Porém pode-se haver a substituição isomórfica nas estruturas, estabelecendo então forças eletrostáticas entre o cátion presente e a superfície das unidades (SCHULZE, 1989; KLOPROGGE; KOMARNENI; AMONETTE, 1999; MITCHELL; SOGA, 2005).

2.3.1 Argilominerais 2:1 expansivos

Os argilominerais 2:1 expansivos mais comuns nos solos são a vermiculita e a esmectita (BORCHARDT, 1989; DOUGLAS, 1989). Estes possuem a capacidade de expandir e expor o espaço entrecamadas, aumentando assim a área superficial específica (LAIRD, 1996). Logo, possuem alta reatividade e grande adesão e coesão (AZEVEDO; VIDAL-TORRADO, 2009).

A vermiculita é um mineral que pode ocorrer em todas as classes de solos, sob diferentes tipos climáticos. Todavia, é mais comum de ser encontrada em solos de regiões de clima temperado e subtropical. Este mineral é predominantemente produto da alteração das micas, podendo ser do tipo dioctaedral e trioctaedral, originadas respectivamente da transformação da muscovita e da biotita, sendo a primeira mais frequente em solos (DOUGLAS, 1989).

É considerada o mineral de CTC mais elevada, variando de 100 a 160 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$, devido à alta densidade de cargas permanentes nas lâminas de tetraedros e octaedros; apresentando carga líquida negativa de 0,6 a 0,9 por unidade de fórmula, resultantes das substituições isomórficas na estrutura (KÄMPF; MARQUES; CURI, 2012). Essa característica faz com que este mineral tenha capacidade de fixar íons como K^+ (BOUABID; BADRAOUI; BLOOM, 1991), NH_4^+ (NIEDER; BENBI; SCHERER, 2011), Cs^+ (KOGURE *et al.*, 2012), dentre outros.

Em meio aos minerais 2:1 expansíveis também se destaca o grupo das esmectitas, no qual a montmorillonita, a beidelita e a nontronita são seus principais representantes. Dentre

esses a de maior ocorrência nos solos é a montmorillonita, espécie do tipo dioctaedral. As esmectitas são tipicamente encontradas em locais com restrição de drenagem, sob condições alcalinas ricas em Mg e Ca e onde os íons de Fe, Al e Si tendem a se acumular (BORCHARDT, 1989; WILSON, 1999).

As esmectitas também possuem densidade de cargas negativas, entre 0,2 e 0,6 por unidade de fórmula, devido às substituições isomórficas em sua estrutura. Nas montmorillonitas essas substituições ocorrem predominantemente nas lâminas de octaedros (AZEVEDO; VIDAL-TORRADO, 2009). Por possuir alta reatividade e CTC elevada, variando de 47 a 162 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$ (BORCHARDT, 1989), as esmectitas favorecem a retenção de íons no solo, constituindo solos de boa fertilidade natural (AZEVEDO; VIDAL-TORRADO, 2009). Além disso, são importantes na adsorção de compostos orgânicos e pesticidas (SHENG *et al.*, 2001).

As esmectitas podem ser resultantes do intemperismo das micas. Para isso, há a perda de K presente entre as camadas das micas e a substituição de Al^{3+} por Si^{4+} nos tetraedros, acarretando na redução da densidade de cargas (BORCHARDT, 1989). Neste processo, polímeros de alumínio da solução do solo podem ser retidos eletrostaticamente pelo argilomineral 2:1, dando origem às esmectitas com hidroxil-Al entrecamadas, as chamadas EHE (HUANG; KOZAK, 1970; LOU; HUANG, 1994; CORTI; AGNELLI; UGOLINI, 1997). Na formação da esmectita ainda há a possibilidade de se ter as vermiculitas como fase intermediária na transformação das micas (FURQUIM *et al.*, 2008). A alteração de outros materiais, como a clorita, também pode dar origem a esses minerais (KLOPROGGE; KOMARNENI; AMONETTE, 1999).

De outro modo, as esmectitas podem ser formadas a partir da solução do solo, ou seja, serem neogenéticas. Para isso deve-se ter as condições ideais de pH, altas concentrações de Si e outros cátions no solo, que favoreçam a sua formação e manutenção, como já descrito anteriormente (BORCHARDT, 1989). A neoformação de argilominerais também depende de fatores do ambiente externo como temperatura e precipitação pluviométrica (WILSON, 1999). Condições de drenagem deficiente, precipitação baixa e temperatura e evapotranspiração elevadas propiciam a gênese de minerais 2:1 (CORRÊA *et al.*, 2003).

Por difratometria de raios-X é feita a identificação da esmectita nos solos. Este argilomineral se manifesta com reflexão basal a 1,4 nm, todavia, quando saturada a Mg e solvatada com glicerol tem-se a sua expansão para 1,5 e 1,8 nm, respectivamente. Saturada com K e aquecida possui contração a 1,0 nm (VALI; HESSE, 1992; FURQUIM *et al.*, 2008; YIN *et al.*, 2013).

2.3.2 Argilominerais 2:1 não expansivos

As illitas são consideradas argilominerais 2:1 não expansivos mais abundantes nos solos. Estas são do tipo dioctaedrais, apresentando grande semelhança com as micas, se diferenciando por terem maior conteúdo de água e menos potássio, além de pior grau de cristalinidade. Devido a isso, as illitas também podem ser designadas micas hidratadas (COSTA, 1979; FANNING; KERAMIDAS; EL-DESOKY, 1989).

A formação desses minerais se dá pela perda parcial de K da estrutura das micas, sobretudo das muscovitas (HUNZIKER *et al.*, 1986; RESENDE *et al.*, 2011). Por meio do intemperismo físico, as partículas maiores do tamanho de silte são fragmentadas, facilitando a retirada de K. Logo, são produzidas as illitas, aumentando a fração argila do solo (IBRAHIM; BURRAS, 2013). Os sucessivos ciclos de umedecimento e secagem favorecem o processo de quebra das partículas. Além disso, a transformação da muscovita em illita é influenciada pelas condições do meio, como precipitação e drenagem, as quais podem retardar ou acelerar a retirada de K da estrutura do mineral (FANNING; KERAMIDAS; EL-DESOKY, 1989).

A illita apresenta morfologia foliar e baixa densidade de cargas. Sua capacidade de troca catiônica tem valor médio de $40 \text{ cmol}_c \text{ kg}^{-1}$, podendo ser influenciada pela presença de vermiculita ou esmectita interstratificadas. A CTC baixa é devido à predominância do elemento potássio nas entrecamadas, o qual não é trocável (FANNING; KERAMIDAS; EL-DESOKY, 1989).

Como os demais minerais, a illita também pode ser identificada pela difratometria de raios-X. Nos difratogramas apresenta pico característico a 1,0 nm, o qual não mostra variação quando as amostras são submetidas a tratamentos com Mg, Mg mais glicerol e K com aquecimento (HUNZIKER *et al.*, 1986; RESENDE *et al.*, 2011).

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Caracterização da área de estudo

3.1.1 Localização

A área de estudo localiza-se no nordeste do estado de Minas Gerais, entre as latitudes 16° 02' 15,9'' e 16° 18' 34,8'' Sul e longitudes 40° 24' 17,2'' e 40° 48' 05,8'' Oeste. Inserida no Baixo Jequitinhonha, abrange os municípios de Jacinto, Almenara e Jequitinhonha (FIGURA 1), onde o relevo é ondulado a suave ondulado (FIGURA 2).

3.1.2 Geologia

As unidades geológicas presentes na área de estudo são o Complexo Paraíba do Sul e o Complexo Medina (FIGURA 3), com contatos transicionais ou intrusivos entre si. Ambos são datados do Proterozóico Superior, sendo o Complexo Medina composto por rochas mais recentes (ARAUJO, 2000).

O Complexo Paraíba do Sul é composto por metatexitos, cujos paleossomas são constituídos principalmente por biotita e/ou hornblenda-granada gnaisses e kinzigitos, com intercalações secundárias de calcossilicáticas, anfíbolitos e mármore. Os minerais mais encontrados são feldspato, quartzo, biotita, granada e, em menor ocorrência, sillimanita, cordierita e grafita (BRASIL, 1987; ARAUJO, 2000).

O Complexo Medina é composto por rochas graníticas, formadas no Ciclo Brasileiro por meio de processos de fusão parcial ou total de materiais provenientes do Complexo Paraíba do Sul. Assim, os principais constituintes minerais também são feldspato, quartzo e biotita, podendo ou não ocorrer granada (BRASIL, 1987).

Localmente, os solos em estudo situam-se em área de biotita-gnaiss (P1, P3 e P4) ou sobre granitos (P2). O gnaiss é caracterizado por ser uma rocha bandada, cinza-claro a escuro, com profiroclastos de biotita e eventualmente anfíbólio. Trata-se de uma rocha de granulação fina a média, com intercalações de bandas claras e escuras. Conforme Araujo (2000), em amostras coletadas nas proximidades do Rio Jequitinhonha, foi assinalada com composição modal formada por feldspato alcalino (20-45%), quartzo (20-30%), plagioclásios (traço – 20%), hornblenda (0-20%), biotita (3-15%), opacos e allanita (1- 7%), clorita e carbonatos (traços – 2 a 3%), muscovita, epidoto e monazita (0 – 1%).

Figura 1 – Localização da área de estudo

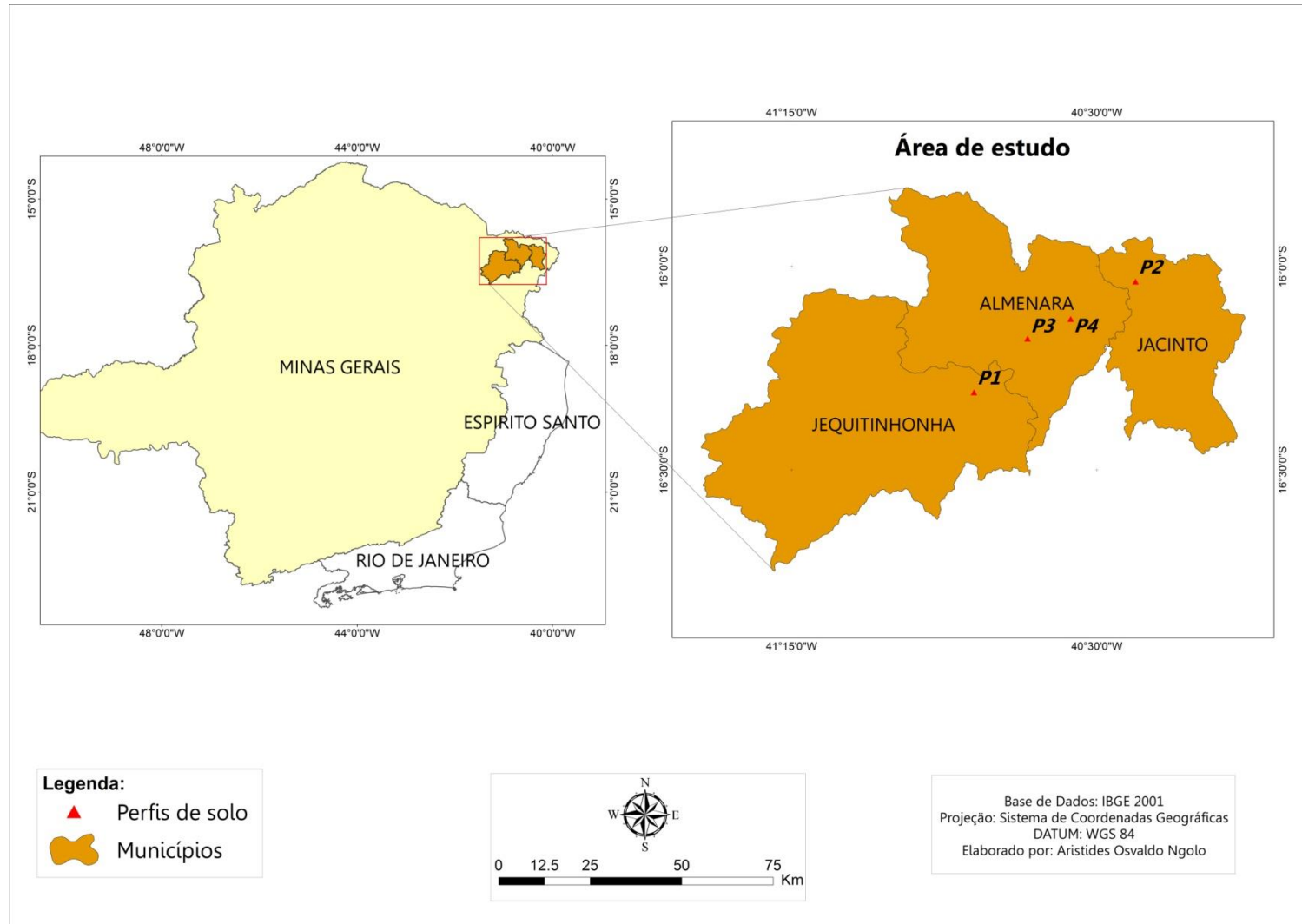
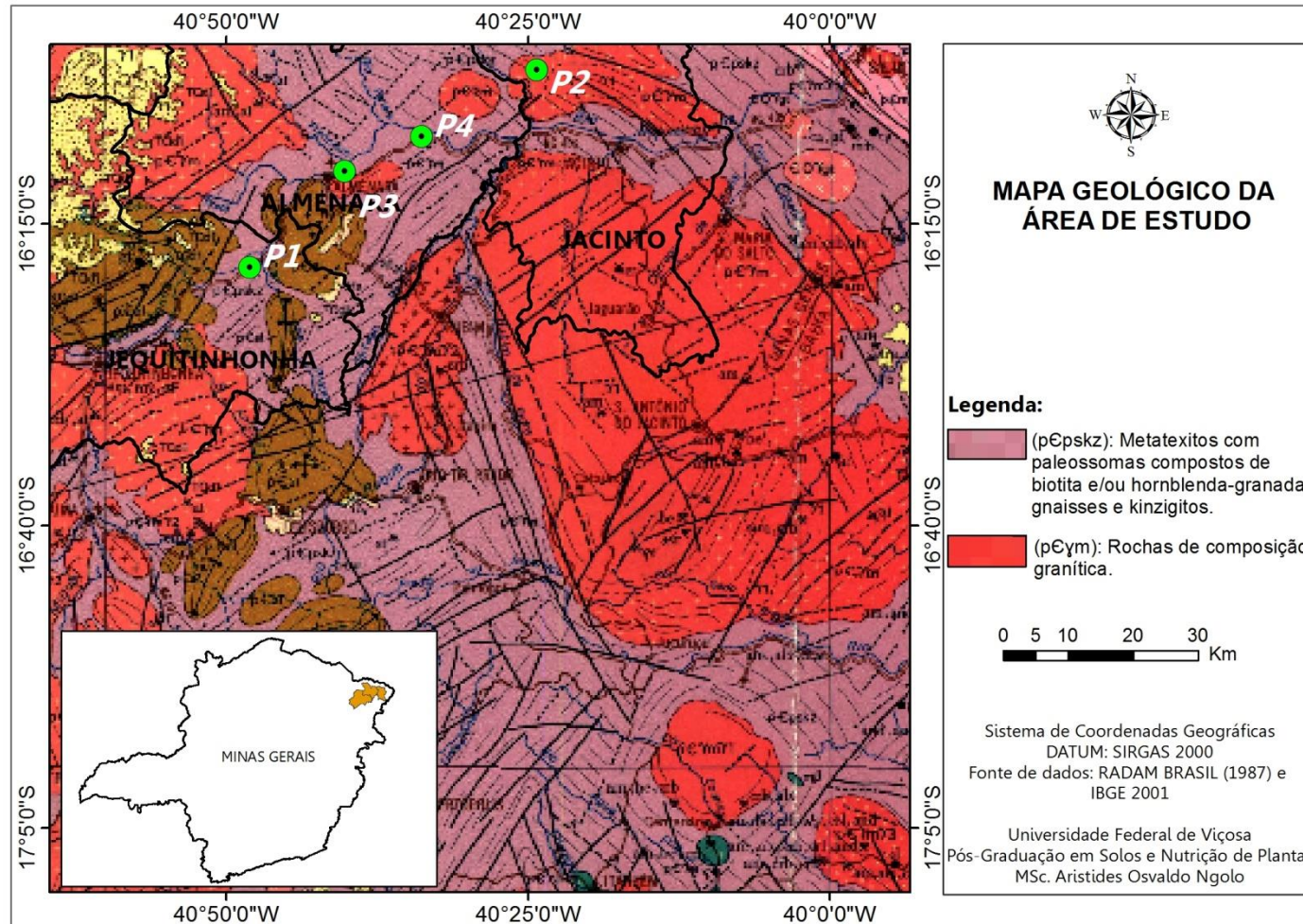


Figura 2 – Cobertura vegetal e relevo suave ondulado e ondulado da área de estudo



Figura 3 – Geologia da área de estudo



O granito da área, por sua vez, é uma rocha cinza, mesocrático, levemente foliada, com textura profirítica (ARAUJO, 2010). É composto por plagioclásio (muitas vezes como fenocristal), feldspato alcalino, quartzo, biotita, mica branca, apatita, clorita, epidoto, allanita, titanita, carbonatos e fluorita.

3.1.3 Geomorfologia

A Depressão do Médio Jequitinhonha é a unidade geomorfológica que abrange as cidades de Jacinto, Almenara e Jequitinhonha. Esta é uma depressão tectônica assimétrica de direção predominante NE/SW, na qual percorre o rio Jequitinhonha (CAMPOS *et al.*, 1997). É delimitada por escarpas alinhadas, as quais facilitam a instalação da rede de drenagem e a penetração do aplanamento. O relevo predominante é do tipo suave ondulado e ondulado.

Os vários níveis aplainados observados são resultantes de retoques sucessivos e remanejamentos de materiais coluviais provindos das encostas dos relevos adjacentes. Sobre as superfícies aplainadas é comum ter-se a pastagem em substituição à vegetação original. Nessas áreas também estão presentes as rampas coluviais, atingidas por uma dissecação incipiente formando lombas, localmente marcadas por afloramentos de rochas graníticas (BRASIL, 1987).

3.1.4 Vegetação

A vegetação da área está inserida em uma área de transição entre os domínios do Bioma Mata Atlântica e Caatinga, sob duas regiões fitogeográficas: Floresta Estacional Semidecidual e Floresta Estacional Decidual. Ambas são caracterizadas por apresentarem duas estações climáticas bem demarcadas, uma chuvosa e outra seca, fazendo com que as mesmas se adaptem à deficiência hídrica (IBGE, 2012).

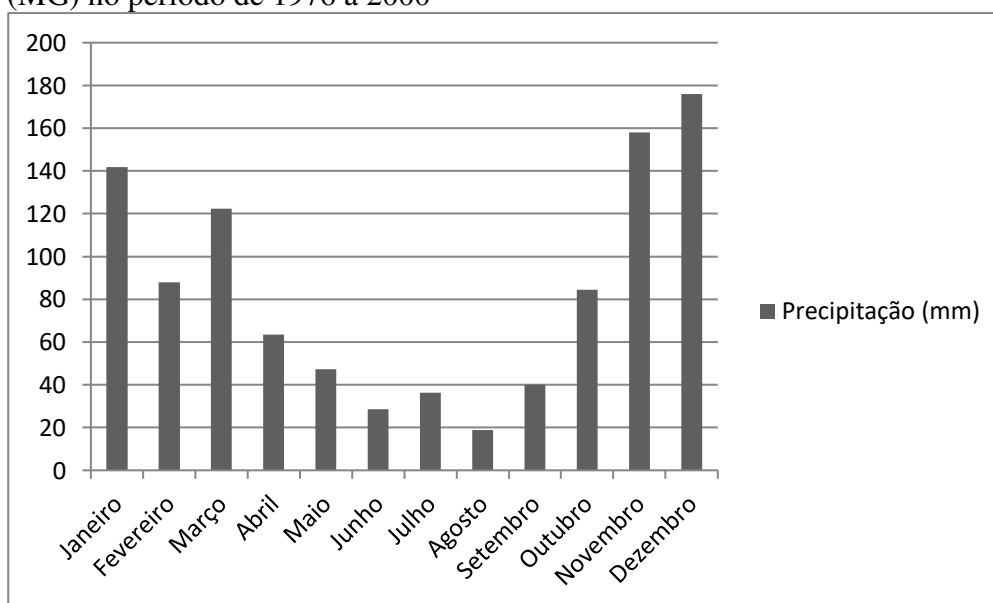
A Floresta Estacional Semidecidual (Floresta Tropical Subcaducifólia), é típica de regiões que transitam entre a zona úmida e o ambiente semiárido; apresentando de 20 a 50 % de árvores caducifólias no conjunto florestal. Já na Floresta Estacional Decidual (Floresta Tropical Caducifólia) esta taxa é maior que 50 % (IBGE, 2012). Pode-se notar também que nas Florestas Decíduas há vegetações típicas da Caatinga, como as cactáceas, o que evidencia uma invasão de plantas mais bem adaptadas às condições climáticas locais. Contudo, devido ao uso e ocupação das terras, sobretudo a implantação de pastagens (FIGURA 2) e em menor

intensidade a agricultura de subsistência, observa-se que essas formações florestais encontram-se praticamente dizimadas.

3.1.5 Clima

A região estudada enquadra-se no clima Aw pela classificação de Köppen, identificado como clima tropical úmido, apresentando estação chuvosa no verão e seca no inverno (SÁ JÚNIOR *et al.*, 2012). A pluviosidade anual da área encontra-se em torno de 800 mm (ANA, 2016) e a temperatura média anual é de aproximadamente 25 °C, com mínimas de 19 °C e máximas de 32 °C (INMET, 2016). A área de estudo faz parte do semiárido brasileiro (CECS, 2010), devido à baixa pluviosidade e a irregular distribuição das chuvas ao longo do ano (FIGURA 4).

Figura 4 – Precipitação pluviométrica mensal para o município de Almenara (MG) no período de 1976 a 2000



Fonte: Dados médios da série histórica da estação do município de Almenara, n° 1640001, do banco de dados do HidroWeb (ANA, 2016).

3.2 Seleção dos perfis e coleta das amostras de solos

A região de estudo foi amplamente percorrida para reconhecimento de seus solos e seleção dos perfis a serem estudados. A partir disso, foram selecionados quatro perfis cuja descrição e amostragem dos horizontes seguiram critérios estabelecidos por Santos *et al.* (2013). A classificação foi realizada conforme o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2013). Todos os perfis selecionados foram em cortes de estradas, devidamente preparados para descrição e coleta.

As amostras deformadas foram secas ao ar, destorroadas e passadas em peneiras de malha de 2,0 mm, com o intuito de se obter a terra fina seca ao ar (TFSA), as quais foram submetidas às análises físicas, químicas e mineralógicas. Também foram coletadas amostras indeformadas para estudos micromorfológicos conforme recomendações de Filizola e Gomes (2004).

3.3 Caracterização física dos solos

3.3.1 Análise granulométrica e argila dispersa em água (ADA)

Foi realizada na TFSA por meio de agitação e dispersão química com o uso de NaOH, com posterior quantificação das frações texturais por peneiramento e pelo método da pipeta. Foram utilizadas 10 g de TFSA em 50 mL de NaOH 0,1 mol L⁻¹ em agitador vertical do tipo Wagner a 50 rpm durante 16 h. A suspensão foi transferida para proveta de 500 mL com o auxílio de peneira de 0,053 mm, a qual propiciou a separação das frações areia grossa e fina. Completou-se o volume da proveta com água deionizada e, por meio do método da pipeta as frações silte e argila foram determinadas. A partir do peneiramento com malha de 0,210 mm a areia grossa foi separada da areia fina, para que ambas fossem quantificadas (RUIZ, 2005; EMBRAPA, 2011).

Semelhante à análise granulométrica, foi realizada a argila dispersa em água (ADA). Porém, nesta análise utilizou-se apenas água deionizada como dispersante. A partir dos resultados obtidos também foi possível calcular o grau de flocculação do solo (GF) (RUIZ, 2005; EMBRAPA, 2011).

3.4 Caracterização química dos solos

3.4.1 Análises de fertilidade

O pH do solo foi determinado em água e em KCl 1 mol L⁻¹ na relação solo:solução 1:2,5 pelo método potenciométrico. As extrações de fósforo disponível, sódio e potássio trocáveis foram feitas em HCl 0,05 mol L⁻¹ e H₂SO₄ 0,025 mol L⁻¹ (Mehlich-1), sendo o fósforo determinado por colorimetria e sódio e potássio por fotometria de chama. Cálcio, magnésio e alumínio trocáveis foram extraídos com KCl 1 mol L⁻¹, sendo o cálcio e o magnésio quantificados por espectrofotometria de absorção atômica e o alumínio por titulação com solução NaOH 0,025 mol L⁻¹. A acidez potencial (H + Al) foi extraída com Ca(C₂H₃O₂)₂ 0,5 mol L⁻¹ a pH 7,0 e titulado com NaOH 0,025 mol L⁻¹ (EMBRAPA, 2011). Com os dados obtidos calculou-se a soma de bases (valor S), a capacidade de troca catiônica (CTC) e as saturações por bases (V %), alumínio (m %) e sódio (PST %). O fósforo remanescente (P-rem) foi obtido em amostra de TFSA com solução de CaCl₂ 0,01 mol L⁻¹, contendo 60 mg L⁻¹ de P, na relação 1:10 (ALVAREZ *et al.*, 2000). O carbono orgânico total foi determinado conforme Yeomans e Bremner (1988).

3.4.2 Ataque sulfúrico

A digestão das amostras de TFSA foi realizada com H₂SO₄ 9 mol L⁻¹, com aquecimento a 170 °C durante meia hora em bloco digestor. Após o resfriamento foi feita a filtragem em papel de filtro lento e a sua posterior diluição para quantificação dos teores de Fe (Fe₂O₃), Al (Al₂O₃) e Ti (TiO₂). O resíduo contido no filtro passou por digestão alcalina com NaOH 30 %, que após ser diluído possibilitou a leitura de Si (SiO₂). Todos os elementos foram determinados por espectrofotometria de absorção atômica (EMBRAPA, 2011).

3.4.3 Ataque total

Realizou-se a dissolução total do solo por meio do ataque triácido constituído por HClO₄, HNO₃ e HF concentrados. A partir do extrato foram determinados os teores dos elementos Cu, Ni, Pb e Zn por espectrofotometria de absorção atômica (EMBRAPA, 2011).

3.4.4 Determinação de ferro por extração com ditionito-citrato-bicarbonato de sódio e oxalato de amônio ácido

Para a determinação de ferro (Fe_2O_3) utilizaram-se amostras de argila, as quais foram tratadas, no primeiro método, com solução tampão de citrato de sódio/ bicarbonato de sódio e ditionito de sódio em pó (DCB). Para tanto foi realizada apenas uma extração, onde as amostras passaram por banho-maria e centrifugação (MEHRA; JACKSON, 1960). A extração com oxalato de amônio ácido (OAA) foi realizada no escuro, no qual as amostras passaram por agitação e centrifugação, sendo realizada uma única extração com a solução tampão de oxalato de amônio/ ácido oxálico (McKEAGUE; DAY, 1966). Em ambos os métodos os teores de ferro foram obtidos por espectrofotometria de absorção atômica.

3.5 Caracterização mineralógica

Após a separação das frações areia, silte e argila a partir da TFSA foi realizada a identificação dos minerais presentes em cada fração por meio da difratometria de raio-X (EMBRAPA, 2011). Para isso foram preparadas lâminas orientadas de argila natural utilizando a técnica do esfregaço e montadas lâminas escavadas não orientadas para as frações silte e areia (WHITTIG; ALLARDICE, 1986). Com a finalidade de identificar minerais 2:1 foram preparadas lâminas de argila desferrificada com DBC (MEHRA; JACKSON, 1960), as quais receberam tratamentos com magnésio (MgCl_2) ou potássio (KCl) segundo os métodos descritos em Whittig e Allardice (1986). O aparelho utilizado para leitura das lâminas foi o Panalytical X'Pert PRO, com radiação de Co ($\text{CoK}\alpha$) na faixa de 4 a 45 $^\circ 2\theta$ em intervalos de 0,0167 $^\circ 2\theta$ a 1 passo s^{-1} , com tensão de 40 kV e corrente de 30 mA.

3.6 Caracterização micromorfológica

Para confecção das seções delgadas, as amostras indeformadas foram secas, impregnadas com resina de poliéster, cortadas, polidas e coladas em lâminas de vidro. As características micromorfológicas foram analisadas em microscópio óptico e descritas de acordo com Stoops (2003). Sítios mais representativos observados nas descrições foram selecionados para observação no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), modelo QUANTA FEI 3D acoplado com espectroscopia EDS, em que foram realizados exames microquímicos, sendo elaborado mapas dos elementos Si, Ca, Mg, P, Fe, K, Al, Ti entre

outros. Tal análise foi realizada no Centro de Microscopia da Universidade Federal de Minas Gerais. As lâminas foram recobertas com filme condutor de carbono e montadas em suporte metálico, sendo obtidas imagens de elétrons retroespalhados.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Classificação, propriedades físicas e morfológicas dos solos

Todos os solos apresentaram horizonte A pouco espesso, com teores de carbono orgânico variando de médio a bom (RIBEIRO *et al.*, 1999), permitindo classificá-los como A moderado (EMBRAPA, 2013). Além disso, os perfis apresentaram relação textural elevada, maior que 2,0, sendo, por isso, caracterizados como de mudança textural abrupta. Confirmou-se a presença de horizonte B textural, no qual os teores de argila variaram de 459 a 691 g kg⁻¹, enquadrados nas classes de argiloso ou muito argiloso, ao passo que os horizontes superficiais foram classificados como franco-argilo arenoso ou franco-arenoso (QUADRO 1). Uma vez que a granulometria do solo depende, dentre outros fatores, do material de origem e do grau de intemperização deste (RESENDE *et al.*, 2014), pode-se inferir que as rochas gnáissicas, por possuírem granulação fina a média, influenciam positivamente nos elevados teores de argila encontrados.

Nos perfis 2, 3 e 4 foram encontrados valores elevados para ADA, sobretudo no perfil 2, com valores maiores que 220 g kg⁻¹ (QUADRO 1). Estes índices estão associados aos elevados teores de sódio e magnésio trocáveis nos solos (QUADRO 2). Esta relação também foi observada por Corrêa *et al.* (2003) e por Fernandes *et al.* (2010), que confirmaram a influência do Na e o Mg na dispersão das argilas, refletindo nos altos valores para ADA e menores números para o grau de floculação.

O horizonte Bt2 do perfil 2 apresentou estrutura moderada grande prismática que se desfaz em blocos angulares e subangulares, típica de solos com altos teores de sódio. A alta saturação por sódio (PST) deste, maior que 19 % (QUADRO 2), classifica-o como sódico (EMBRAPA, 2013). Esta característica confere ao solo uma estrutura compacta, podendo refletir na dificuldade de infiltração de água e na penetração de raízes.

Contudo, no perfil 2 foram detectados teores de Mg²⁺ trocáveis bem mais elevados que os de Ca²⁺ (QUADRO 2), o que sugere que a estrutura prismática também possa ter grande influência do Mg²⁺, por este contribuir na dispersão de coloides. Da mesma forma, estudos realizados por Campos *et al.*, (1997) e Schaefer e Dalrymple, (1996) reportaram esta característica em solos cujas proporções de silte eram elevadas. Este fator também é comum ao horizonte Bt2 do Luvisolo estudado neste trabalho, o qual apresentou 219 g kg⁻¹ para esta fração (QUADRO 1).

Quadro 1 – Características físicas dos solos estudados

Hor.	Prof. (cm)	Areia Grossa	Areia Fina	Silte	Argila	ADA	GF	Classe Textural
		g kg ⁻¹					%	
P1 - Argissolo Vermelho Eutrófico abrupto								
Ap	0 - 25	348	224	215	214	60,87	71,55	franco-argilo arenosa
2Bt1	25 - 48	146	59	104	691	24,57	96,44	muito argilosa
2Bt2	48 - 90	129	48	133	690	43,92	93,63	muito argilosa
2BC	90 - 150	166	67	138	629	47,40	96,15	muito argilosa
2CR	150 - 200	225	60	122	593	82,11	86,15	argila
2RC	200+	258	101	265	376	65,81	82,50	franco-argilosa
P2 - Luvisolo Crômico Pálico abrupto								
Ap	0 - 33	527	239	83	150	38,40	74,40	franco-arenosa
Bt1	33 - 69	239	60	58	643	249,14	61,25	muito argilosa
Bt2	69 - 110	150	172	219	459	224,35	51,12	argila
RC	110+	620	148	76	156	54,00	65,39	franco-arenosa
P3 - Argissolo Vermelho-Amarelo Eutrófico abrupto								
Ap	0 - 28	472	176	117	235	59,78	74,56	franco-argilo arenosa
Bt	28 - 70	289	36	65	610	73,32	87,98	muito argilosa
BC	70 - 150	259	46	122	573	71,89	87,45	argila
CR	150+	294	61	197	448	97,39	78,26	argila
P4 - Argissolo Vermelho-Amarelo Eutrófico planossólico								
Ap	0 - 20	415	252	114	219	42,24	80,71	franco-argilo arenosa
A2	20 - 45	372	210	172	246	66,21	73,09	franco-argilo arenosa
Bt1	45 - 70	301	118	81	500	126,74	74,65	argila
Bt2	70 - 112	209	70	95	626	127,40	79,65	muito argilosa
BC	112 - 150+	268	91	182	460	169,77	63,09	argila

Morfologicamente, os quatro perfis apresentaram algumas semelhanças quanto à estrutura e consistência. Os horizontes Bt, em sua maioria, possuem estrutura em blocos subangulares a angulares, de grau moderado a forte, mas com tamanhos diferenciados, variando de pequeno a muito grande. Como característica comum dos solos da região, apresentam consistência dura a muito dura quando secos, firme quando úmidos e plásticos e pegajosos quando molhados.

Quanto às cores dos solos, o perfil 1 possui matiz 2,5 YR para os horizontes Bt, de bruno-avermelhado escuro a vermelho-escuro, sendo, portanto, classificado como Argissolo Vermelho. Já o perfil 2 possui matiz 10 YR nos horizontes subsuperficiais e foi classificado como Luvisolo Crômico. É característica comum dos perfis 1 e 2 a presença de cerosidade, a qual é moderada e comum no primeiro e pouca e fraca no segundo.

Os perfis 3 e 4 possuem a mesma ordem e subordem na classificação, Argissolos Vermelho-Amarelos. O horizonte Bt do perfil 3 apresenta matiz 5 YR, típico vermelho-amarelo, enquanto o perfil 4 possui matiz 10 YR. As cores acinzentadas e o marcante acompanhamento de mosqueados de redução, associadas às demais características do perfil 4, sugerem que este possui caráter plânico (EMBRAPA, 2013).

4.2 Caracterização química dos solos

4.2.1 Fertilidade

Para todos os perfis estudados, os resultados de pH em H₂O foram maiores que aqueles encontrados em KCl 1 mol L⁻¹, evidenciados pelos valores negativos de ΔpH (QUADRO 2), indicando o predomínio de cargas negativas nos solos. A classificação química dos solos está entre acidez média a fraca, quando observados os valores de pH em H₂O dos horizontes superficiais (RIBEIRO *et al.*, 1999).

Os perfis 1, 3 e 4 apresentaram CTC corrigida (CTC_r) abaixo de 27 cmol_c kg⁻¹, ou seja, são solos Tb. Já no perfil 2 foi evidente a atividade alta das argilas com valores altos de CTC_r nos horizontes Bt, variando de 29,17 a 56,05 cmol_c kg⁻¹ (QUADRO 2). O solo Ta conjugado com a sua saturação por bases alta (V) e horizonte B textural confirma a classificação dada ao perfil 2, na ordem dos Luvisolos.

Os perfis 3 e 4 também apresentaram valores altos de saturação por bases nos horizontes Bt, de 62,29 a 80,98 % (QUADRO 2). O perfil 1, apesar de não apresentar valor V igual ou acima de 50 % para o Bt2, possui número muito próximo, que aliado ao valor superior

a 50 % do Bt1, foi suficiente para caracterizá-lo como eutrófico. Sendo assim, todos os solos estudados foram classificados como tal. A ocorrência de solos eutróficos é comum na região de estudo (BRASIL, 1987), pois, em locais semiáridos, tem-se intemperização e lixiviação reduzidas.

Os teores de Al são baixos para os perfis 2, 3 e 4, com saturações por alumínio (m) também pouco expressivas. No perfil 1 os valores de m são maiores quando comparado aos outros perfis, chegando a 81,13 % para o horizonte RC.

Os resultados de K^+ e Ca^{2+} nos horizontes superficiais dos solos estudados (QUADRO 2) variaram de muito baixo a médio e de baixo a bom, respectivamente, conforme critérios estabelecidos pela 5ª aproximação (RIBEIRO *et al.*, 1999).

Os teores de Mg^{2+} dos horizontes superficiais também foram classificados de acordo com Ribeiro *et al.* (1999), sendo enquadrados como médio para os perfis 1 e 2 e bom para os perfis 3 e 4. Contudo, observa-se que os valores de Mg^{2+} trocáveis aumentam consideravelmente nos horizontes subsuperficiais (QUADRO 2), sobretudo no perfil 2, mostrando a influência do material de origem desses solos.

Já os valores de P obtidos foram considerados muito baixos em todos os perfis (RIBEIRO *et al.*, 1999) (QUADRO 2), representando uma grande limitação nutricional desses solos. As quantidades de P_{rem} foram altas para os horizontes superficiais devido à sua textura mais arenosa. E também foram encontrados valores elevados para os horizontes Bt, refletindo a mineralogia da fração argila.

Quadro 2 – Caracterização química dos solos estudados

Hor.	Prof. (cm)	pH		Δ pH	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H + Al	Valor S	CTC(t)	CTC(T)	CTCr	V	m	PST	CO	P	P _{rem}
		H ₂ O	KCl																	
P1 - Argissolo Vermelho Eutrófico abrupto																				
Ap	0 - 25	5,29	4,64	-0,66	0,13	0,27	1,50	0,55	0,22	2,75	2,44	2,66	5,19	24,24	47,05	8,21	5,14	2,71	4,37	31,49
2Bt1	25 - 48	4,42	4,38	-0,04	0,34	0,33	2,19	2,35	0,97	4,22	5,21	6,18	9,43	13,64	55,26	15,70	3,52	1,51	2,25	26,69
2Bt2	48 - 90	4,55	4,12	-0,43	0,48	0,31	0,59	3,54	2,93	5,42	4,93	7,86	10,34	14,99	47,63	37,33	3,00	0,97	2,43	26,29
2BC	90 - 150	4,18	3,78	-0,40	0,42	0,44	0,43	3,79	4,68	7,43	5,08	9,76	12,51	19,89	40,63	47,94	3,52	0,78	2,35	21,46
2CR	150 - 200	4,01	3,60	-0,41	0,48	0,70	0,18	3,47	6,77	9,63	4,84	11,60	14,47	24,40	33,43	58,31	4,84	0,68	2,23	22,16
2RC	200+	3,96	3,67	-0,29	0,14	0,29	0,41	0,76	6,91	8,90	1,61	8,52	10,51	27,94	15,30	81,13	2,75	0,39	2,31	31,74
P2 - Luvisolo Crômico Pálico abrupto																				
Ap	0 - 33	5,30	4,95	-0,35	0,31	0,25	0,97	0,89	0,10	1,97	2,42	2,52	4,40	29,31	55,11	3,85	5,58	1,51	9,01	37,43
Bt1	33 - 69	5,53	4,49	-1,04	0,20	2,71	1,55	11,12	0,41	3,17	15,58	15,99	18,75	29,17	83,08	2,58	14,46	1,46	4,37	29,79
Bt2	69 - 110	5,67	4,40	-1,27	0,13	5,03	1,77	16,32	0,44	2,48	23,25	23,69	25,73	56,05	90,38	1,84	19,54	1,27	5,63	33,57
RC	110+	6,59	4,58	-2,01	0,12	2,95	1,09	7,35	0,29	1,16	11,50	11,80	12,66	81,19	90,83	2,47	23,30	1,17	3,08	39,26
P3 - Argissolo Vermelho-Amarelo Eutrófico abrupto																				
Ap	0 - 28	6,19	5,83	-0,37	0,47	0,25	2,67	1,08	0,00	1,90	4,47	4,47	6,36	27,07	70,20	0,00	3,86	2,34	4,82	38,52
Bt	28 - 70	4,92	4,63	-0,30	0,32	0,25	1,61	1,72	0,58	2,36	3,90	4,48	6,26	10,26	62,29	12,99	3,92	0,29	2,65	28,95
BC	70 - 150	4,84	4,45	-0,39	0,10	0,27	0,96	2,15	1,07	3,10	3,49	4,55	6,58	11,49	52,98	23,43	4,05	0,10	2,63	28,92
CR	150+	4,41	4,15	-0,26	0,17	0,40	0,45	2,04	1,77	4,29	3,06	4,83	7,36	16,43	41,64	36,62	5,39	0,10	2,39	37,44
P4 - Argissolo Vermelho-Amarelo Eutrófico abrupto planossólico																				
Ap	0 - 20	5,60	5,17	-0,43	0,17	0,20	1,95	1,16	0,05	3,48	3,49	3,54	6,97	31,83	50,04	1,37	2,90	1,56	4,21	32,19
A2	20 - 45	6,02	5,18	-0,84	0,10	0,25	1,72	1,30	0,07	1,55	3,38	3,45	4,93	20,03	68,59	2,11	4,98	1,17	2,98	33,80
Bt1	45 - 70	6,44	5,26	-1,19	0,16	0,29	2,23	2,91	0,17	1,59	5,58	5,75	7,17	14,34	77,87	2,95	4,02	1,07	3,56	26,02
Bt2	70 - 112	6,64	5,34	-1,30	0,18	0,81	2,04	4,55	0,15	1,78	7,58	7,72	9,36	14,95	80,98	1,88	8,63	0,97	3,52	31,88
BC	112 - 150+	7,16	5,56	-1,60	0,10	1,41	0,44	6,11	0,02	1,51	8,07	8,09	9,58	20,82	84,24	0,30	14,77	0,62	2,51	31,26

4.2.2 Ataque sulfúrico e ataque total

Os resultados do ataque sulfúrico dos horizontes Bt (QUADRO 3) indicam teores de Fe_2O_3 relativamente baixos, variando de 34,3 (P3) a 80,3 g kg^{-1} (P2), indicando solos predominantemente hipoférricos.

Os menores teores dos elementos analisados nos horizontes Ap refletem seus menores teores de argila.

Os resultados de SiO_2 e Al_2O_3 no horizonte Bt apontam para a relação molecular Ki variando de 2,25 a 3,26, indicando participação expressiva de argilomineral 2:1 expansivo (montmorillonita) no perfil 2 (Luvissole) e no perfil 4 (Argissolo), além da caulinita (ver mineralogia). Os menores valores de Ki foram verificados nos perfis de Argissolos 1 e 3, mais intemperizados e mais caulínicos.

Os resultados de Ki apontam para variações locais de características químicas e mineralógicas, em que solos Ta convivem em mesmo ambiente que solos Tb, ambos desenvolvidos praticamente sobre o mesmo material de origem.

Os teores de TiO_2 foram relativamente baixos, porém maiores nos perfis 1 e 2. Estes resultados encontram-se condizentes com os teores deste elemento no material de origem.

Quadro 3 – Resultados do ataque sulfúrico na TFSA e relação molecular Ki dos solos estudados

Hor.	Prof. (cm)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Ki
		-----g kg ⁻¹ -----				
P1 - Argissolo Vermelho Eutrófico abrupto						
Ap	0 - 25	81,4	54,1	16,5	5,9	2,56
2Bt1	25 - 48	279,2	211,1	60,4	10,6	2,25
2Bt2	48 - 90	289,6	178,8	58,9	10,6	2,75
2BC	90 - 150	310,3	231,5	80,6	13,7	2,28
2CR	150 - 200	328,3	196,2	76,8	11,8	2,85
2RC	200+	231,3	146,1	34,9	6,9	2,69
P2 - Luvisolo Crômico Pálico abrupto						
Ap	0 - 33	49,6	27,9	11,2	7,9	3,03
Bt1	33 - 69	266,5	164,2	69,1	11,9	2,76
Bt2	69 - 110	285,0	149,1	80,3	12,9	3,25
RC	110+	149,3	68,5	66,9	12,7	3,70
P3 - Argissolo Vermelho-Amarelo Eutrófico abrupto						
Ap	0 - 28	86,4	56,9	13,2	3,6	2,58
Bt	28 - 70	249,5	181,1	34,3	6,8	2,34
BC	70 - 150	280,8	190,0	34,4	6,2	2,51
CR	150+	211,5	149,7	22,7	3,8	2,40
P4 - Argissolo Vermelho-Amarelo Eutrófico abrupto planossólico						
Ap	0 - 20	79,7	41,8	15,1	4,3	3,24
A2	20 - 45	100,7	48,9	19,0	5,3	3,50
Bt1	45 - 70	168,4	119,6	36,2	7,0	2,39
Bt2	70 - 112	297,6	154,5	43,7	7,5	3,28
BC	112 - 150+	163,5	131,9	28,4	5,2	2,11

Os resultados do ataque total (QUADRO 4) mostraram teores de Cu total maiores para os perfis 1 e 2, com média de 17,26 mg kg⁻¹, dentro do intervalo sugerido por Alloway (2013), que é de 2 a 50 mg kg⁻¹ para solos. Além disso, os valores encontrados para todos os perfis estudados foram menores que o valor de prevenção apresentado pelo COPAM (2011) e CONAMA (2009), equivalente a 60 mg kg⁻¹.

Os valores de Ni total encontrados foram altos para todos os perfis estudados, com máximo de 80 mg kg⁻¹ no horizonte RC do perfil 2. Considerando o valor de prevenção de 30 mg kg⁻¹ de acordo com o COPAM (2011) e o CONAMA (2009), todos os perfis apresentaram teores de Ni médio acima do valor indicado.

Os teores de Pb total foram baixos, com média de 27,40 mg kg⁻¹, não apresentando riscos à qualidade dos solos, uma vez que estão abaixo do valor de prevenção de 72 mg kg⁻¹.

Os valores de Zn total encontrados, apesar de obterem concentrações maiores nos perfis 1 e 2, também foram em geral abaixo do valor de prevenção, que é 300 mg kg⁻¹ (COPAM, 2011; CONAMA, 2009).

Quadro 4 – Resultados do ataque total em TFSA dos solos estudados

Hor.	Prof. (cm)	Cu	Ni	Pb	Zn
		-----mg kg ⁻¹ -----			
P1 - Argissolo Vermelho Eutrófico abrupto					
Ap	0 - 25	11,25	20,13	29,38	43,50
2Bt1	25 - 48	13,38	48,25	34,88	72,00
2Bt2	48 - 90	17,88	59,25	28,88	93,13
2BC	90 - 150	21,00	61,00	19,50	111,50
2CR	150 - 200	24,00	41,88	29,50	119,50
2RC	200+	18,63	40,50	41,75	72,13
P2 - Luvisolo Crômico Pálico abrupto					
Ap	0 - 33	5,25	21,13	22,88	43,25
Bt1	33 - 69	13,00	57,50	12,50	71,50
Bt2	69 - 110	19,38	79,63	8,25	89,50
RC	110+	29,75	80,00	22,88	114,25
P3 - Argissolo Vermelho-Amarelo Eutrófico abrupto					
Ap	0 - 28	4,25	14,00	31,38	33,63
Bt	28 - 70	7,13	35,63	39,25	43,00
BC	70 - 150	5,13	30,75	25,00	34,88
CR	150+	6,00	34,50	36,88	31,63
P4 - Argissolo Vermelho-Amarelo Eutrófico abrupto planossólico					
Ap	0 - 20	6,75	25,13	26,00	34,25
A2	20 - 45	7,25	27,88	26,88	37,63
Bt1	45 - 70	9,13	42,00	24,00	52,38
Bt2	70 - 112	10,25	47,00	29,88	54,00
BC	112 - 150+	12,63	37,75	31,13	50,38

4.2.3 Ferro extraído por ditionito-citrato-bicarbonato de sódio e oxalato ácido de amônio

Para a determinação dos óxidos de ferro a partir do ditionito-citrato-bicarbonato de sódio (DCB) e oxalato ácido de amônio (OAA) foi realizada apenas uma extração em ambos os métodos (QUADRO 5).

Os óxidos de ferro extraídos com DCB (Fed) incluem as formas cristalinas, de baixa cristalinidade e não-cristalinas. Os teores de Fed dos solos estudados variaram de 0,83 a 3,71 %, sendo os maiores teores encontrados no perfil 1 (QUADRO 5).

Os teores de ferro recuperados pelo OAA (Feo) foram maiores nos horizontes superficiais, os quais possuem também maior teor de carbono orgânico, comprovando a influência da matéria orgânica na inibição da cristalinidade dos óxidos de ferro (SCHWERTMANN; TAYLOR, 1989), uma vez que por este método são determinados apenas formas amorfas de ferro.

Os valores da relação Feo/Fed foram maiores nos horizontes superficiais dos perfis estudados, devido à grande atuação da matéria orgânica, como mencionado anteriormente, a qual dificulta o processo de cristalização dos óxidos de ferro. No perfil 2 também se observou maior relação na subsuperfície, apontando o predomínio de óxidos de ferro de pior cristalinidade no ambiente. Já nos perfis de Argissolos foram obtidas menores relações de Feo/Fed para os horizontes Bt, em torno de 0,08 (QUADRO 5). Estes resultados indicam a maior participação das formas cristalinas, confirmadas pelos espectros de DRX.

Quadro 5 – Teores de óxidos de Fe obtidos após extração com ditionito-citrato-bicarbonato de sódio (d) e oxalato ácido de amônio (o) na fração argila dos solos e relação Feo/Fed

Hor.	Prof. (cm)	Fed	Feo	Feo/Fed
		-----%-----		
P1 - Argissolo Vermelho Eutrófico abrupto				
Ap	0 - 25	2,34	0,42	0,18
2Bt1	25 - 48	3,54	0,20	0,06
2Bt2	48 - 90	3,18	0,27	0,09
2BC	90 - 150	3,71	0,29	0,08
2CR	150 - 200	3,35	0,32	0,10
2RC	200+	1,06	0,11	0,11
P2 - Luvisolo Crômico Pálico abrupto				
Ap	0 - 33	1,88	0,55	0,29
Bt1	33 - 69	2,11	0,56	0,26
Bt2	69 - 110	2,51	0,39	0,16
RC	110+	3,15	0,25	0,08
P3 - Argissolo Vermelho-Amarelo Eutrófico abrupto				
Ap	0 - 28	2,48	0,33	0,13
Bt	28 - 70	2,10	0,11	0,05
BC	70 - 150	1,90	0,15	0,08
CR	150+	1,28	0,16	0,12
P4 - Argissolo Vermelho-Amarelo Eutrófico abrupto planossólico				
Ap	0 - 20	2,26	0,78	0,35
A2	20 - 45	2,85	0,67	0,24
Bt1	45 - 70	2,69	0,32	0,12
Bt2	70 - 112	2,65	0,21	0,08
BC	112 - 150+	0,83	0,16	0,19

4.3 Caracterização mineralógica

Os resultados dos difratogramas (DRX) da fração argila natural (FIGURAS 5 e 6) permitiram inferir que para todos os solos a caulinita e mica são minerais comuns em todos os horizontes. A presença de montmorillonita é também expressiva no perfil 2, condizente com sua classificação como Luvisolo, portanto Ta.

Figura 5 – Difratomogramas de raios-X da fração argila natural dos perfis 1 (Argissolo Vermelho) e 2 (Luvissole Crômico). Ct: caulinita; Il: illita; Gt: goethita; Mt: montmorillonita

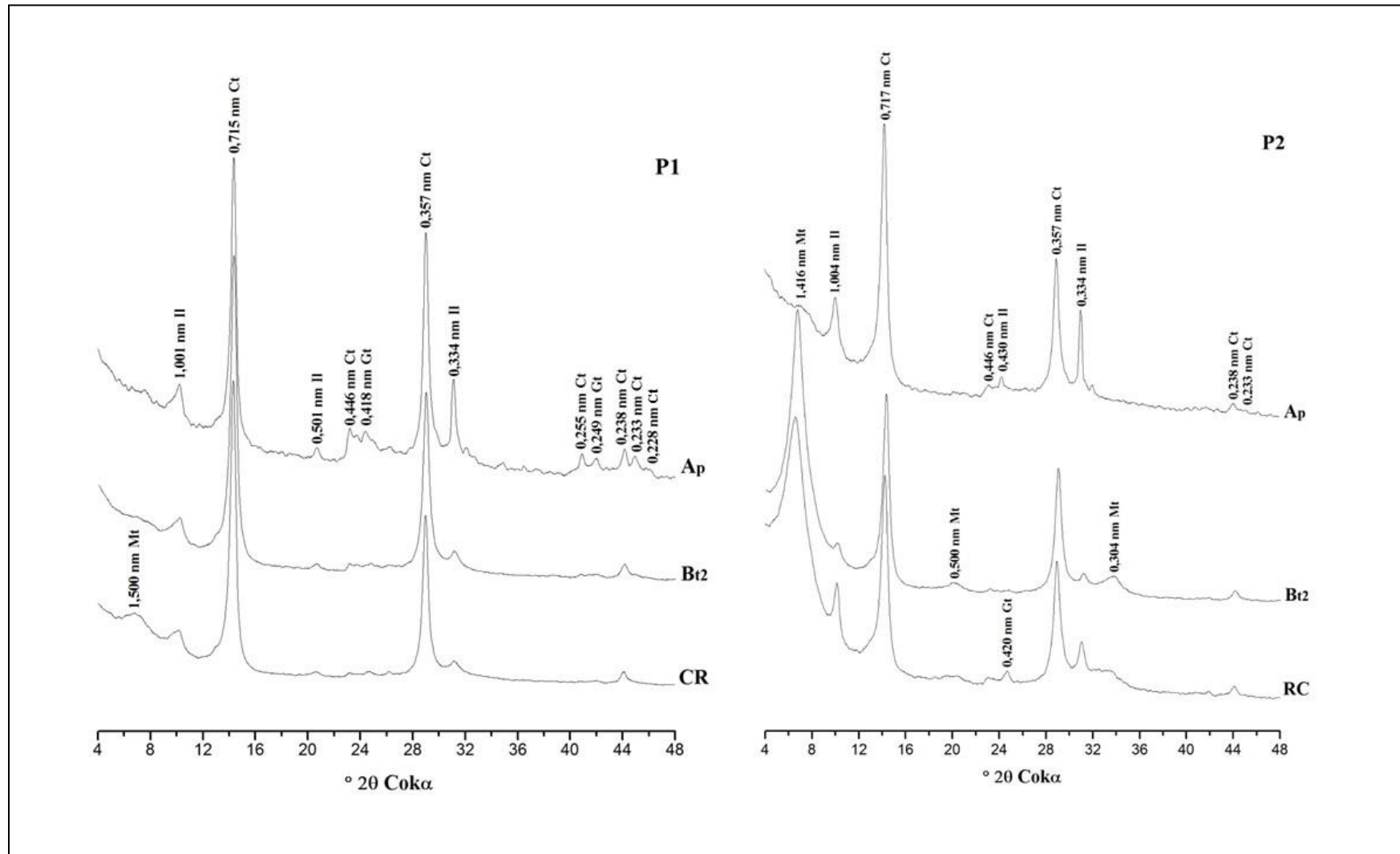
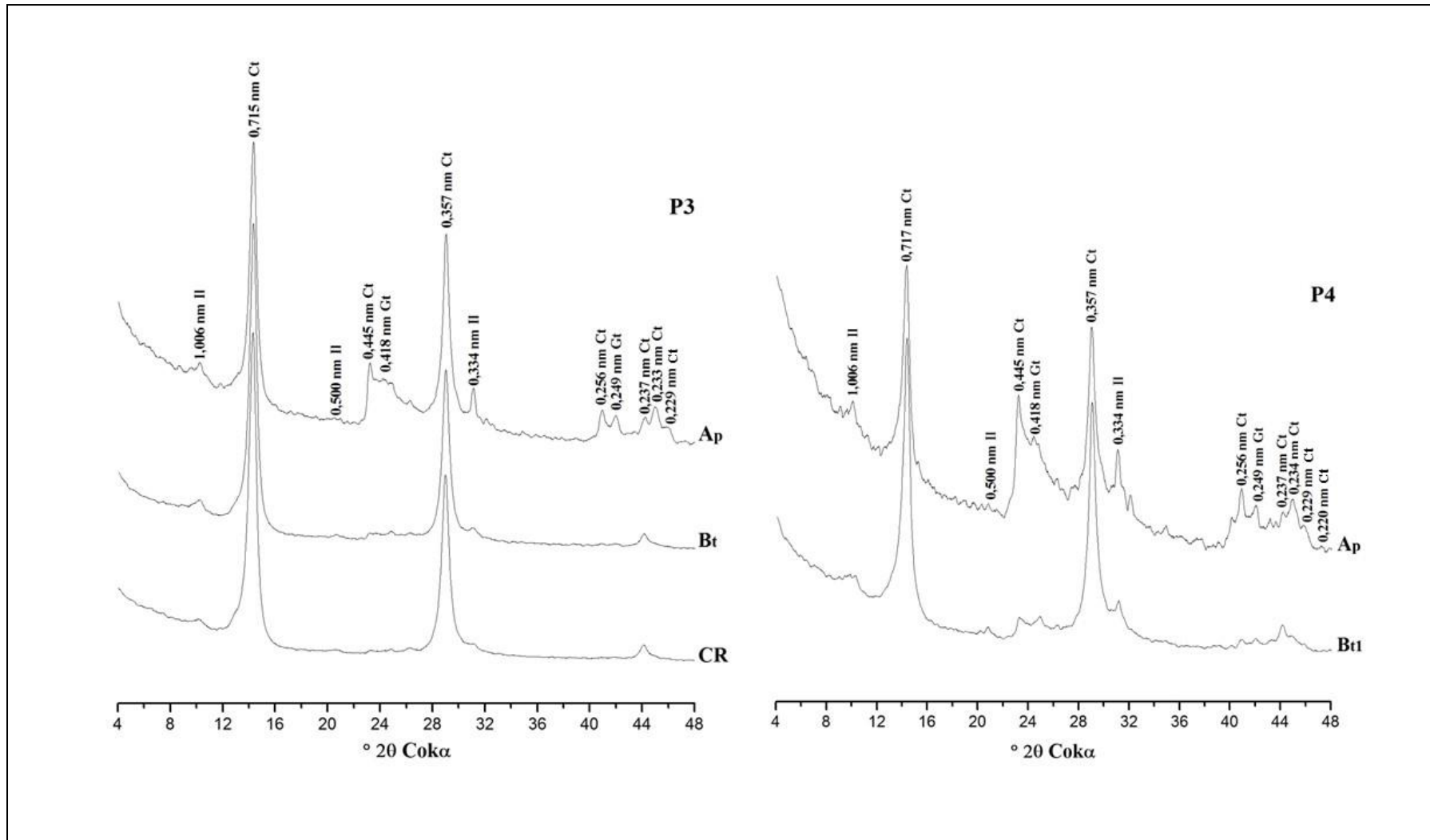


Figura 6 – Difratoformas de raios-X da fração argila natural dos perfis 3 e 4 (Argissolos Vermelho-Amarelos). Ct: caulinita; Gt: goethita; II: illita



A presença da caulinita é confirmada pelos picos 0,715, 0,446, 0,357, 0,255, 0,238 e 0,233 nm. A gênese deste argilomineral pode-se dar a partir de diversos materiais, principalmente micas e feldspatos, como mostram os DRX realizados nas frações silte e areia (FIGURAS 15, 16, 17 e 18). Logo, depreende-se que a caulinita é produto da alteração desses minerais primários observados. Além disso, deve-se considerar também que a caulinita tem sua origem em minerais primários não observados nos DRX, ou seja, que já foram completamente intemperizados, visto que as rochas originárias são granito e gnaisse.

O aparecimento de micas também justifica a manifestação da illita na fração argila, uma vez que o argilomineral 2:1 não expansivo é formado principalmente por meio da transformação simples da muscovita. Nos DRX a illita apresenta-se com reflexões basais em 1,006, 0,500, 0,430 e 0,334 nm, sendo confirmadas nas amostras de argilas desferrificadas, não apresentando contração ou expansão dos picos com os tratamentos realizados (FIGURAS 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13 e 14).

Além desses minerais, também foi identificado goethita na fração argila dos perfis. Os picos 0,418 e 0,249 nm correspondem à goethita, que por ser o oxihidróxido mais estável nos equilíbrios termodinâmicos do ferro (SCHWERTMANN; TAYLOR, 1989), está presente em todos os solos estudados.

Nos perfis 1 e 2 são exibidos picos de montmorillonita, os quais são bastante expressivos nos horizontes Bt2 e RC do Luvissole estudado (FIGURA 10). Este argilomineral apresenta reflexão basal em 1,500-1,416 e 0,500 nm nos DRX da argila natural. Sua presença é confirmada a partir dos resultados obtidos após os tratamentos feitos nas argilas desferrificadas: quando saturada a Mg e solvatada com glicerol os picos se expandem, tendo efeito contrário com a saturação com K e aquecimento, onde os picos tendem a se contrair; comportamento típico das montmorillonitas (FIGURAS 8, 9 e 10).

A presença deste argilomineral 2:1 expansivo explica os valores altos de CTCr encontrados para o perfil 2, classificando-o por isso como um solo de argila de atividade alta. Apesar de se manifestar no perfil 1, a montmorillonita ocorre somente em maiores profundidades (FIGURA 5), mais precisamente no horizonte CR, como mostra a Figura 7. É evidente a participação desse mineral quando observados os resultados de CTCr obtidos para este último perfil, pois os valores se elevam em direção ao material de origem (QUADRO 2).

Face ao exposto, o perfil 1 sugere a alteração da esmectita para a formação da caulinita, por meio de remoção de Si e/ou rearranjos estruturais associados com os

processos de dissolução e precipitação de produtos do intemperismo (MELO; WYPYCH, 2009).

A ocorrência de montmorillonita nestes perfis, além do material de origem, é devida aos baixos índices de precipitação pluviométrica dos municípios em que se encontram, aliada às altas temperaturas locais. No clima semiárido tem-se menor intemperismo e lixiviação, o que favorece a permanência de silício e bases e conseqüentemente a formação da esmectita. Apesar de ambientes com relevos suaves e drenagem restrita também propiciarem a preservação dos argilominerais 2:1 (KÄMPF; MARQUES; CURI, 2012), acredita-se que um dos principais fatores responsáveis pela sua gênese nos solos estudados seja a sazonalidade climática, com período seco muito pronunciado.

Figura 7 – Difratomogramas de raios-X dos tratamentos realizados na fração argila do horizonte Ap e Bt2 do perfil 1 (Argissolo Vermelho). Ct: caulinita; Gt: goethita; Il: illita.

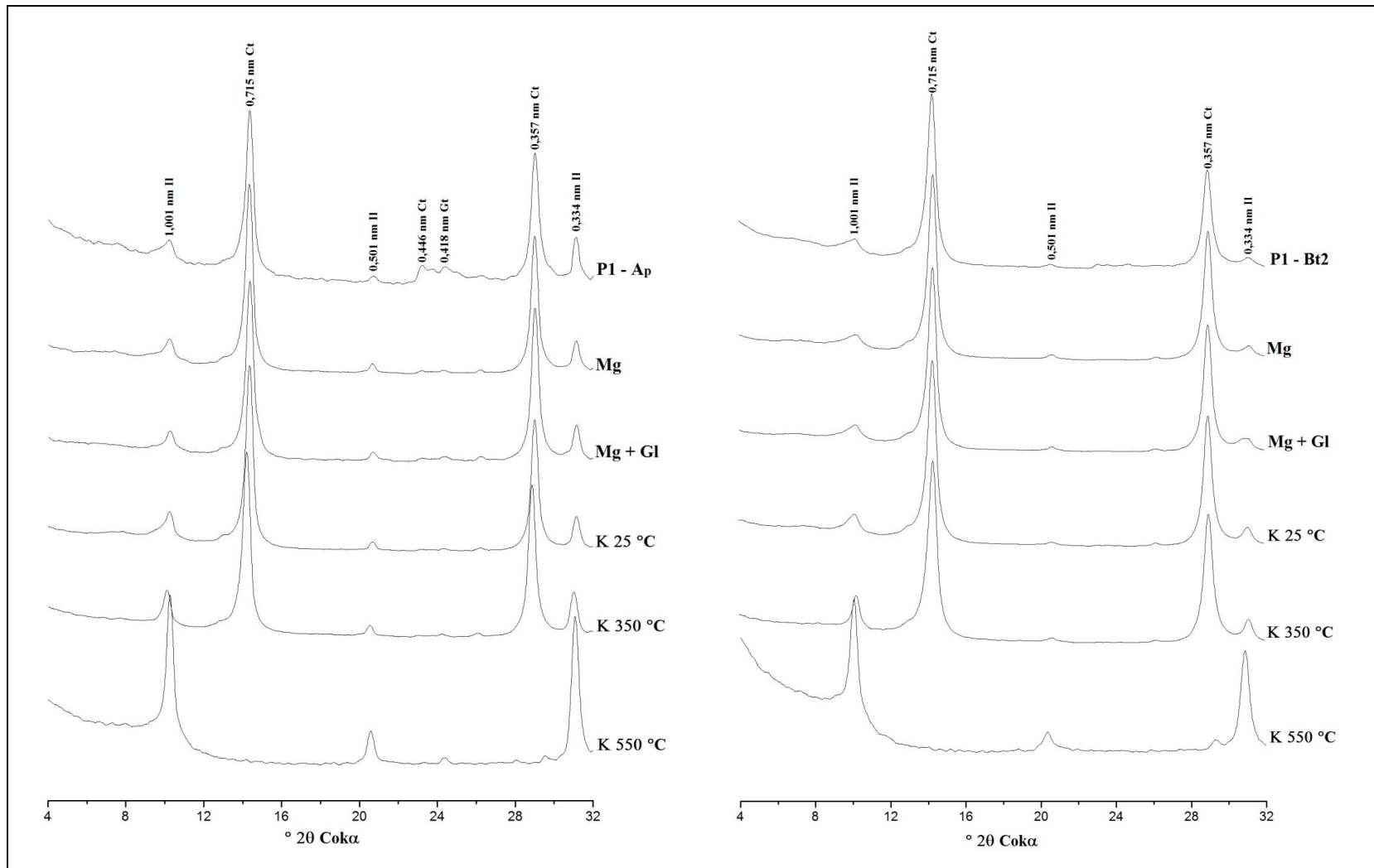


Figura 8 – Difratomogramas de raios-X dos tratamentos realizados na fração argila do horizonte Cr do perfil 1 (Argissolo Vermelho). Ct: caulinita; Il: illita; Mt: montmorillonita

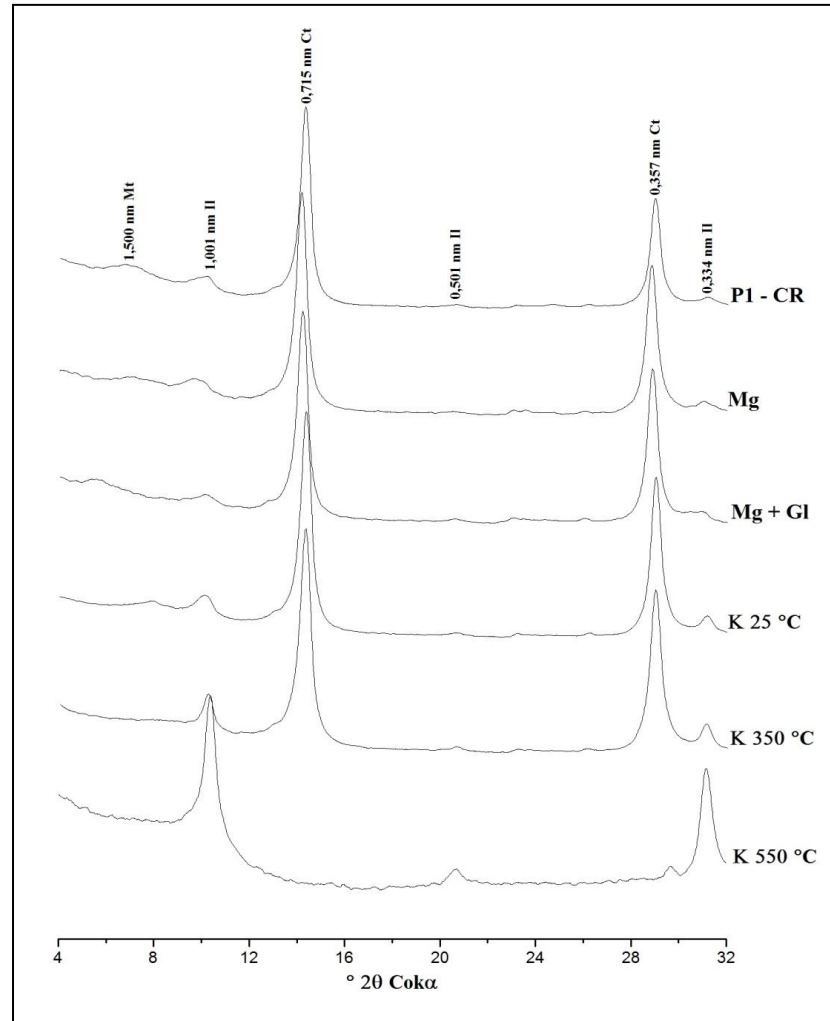


Figura 9 – Difratomogramas de raios-X dos tratamentos realizados na fração argila do horizonte Ap do perfil 2 (Luvissole Crômico). Ct: caulinita; Il: illita; Mt: montmorillonita

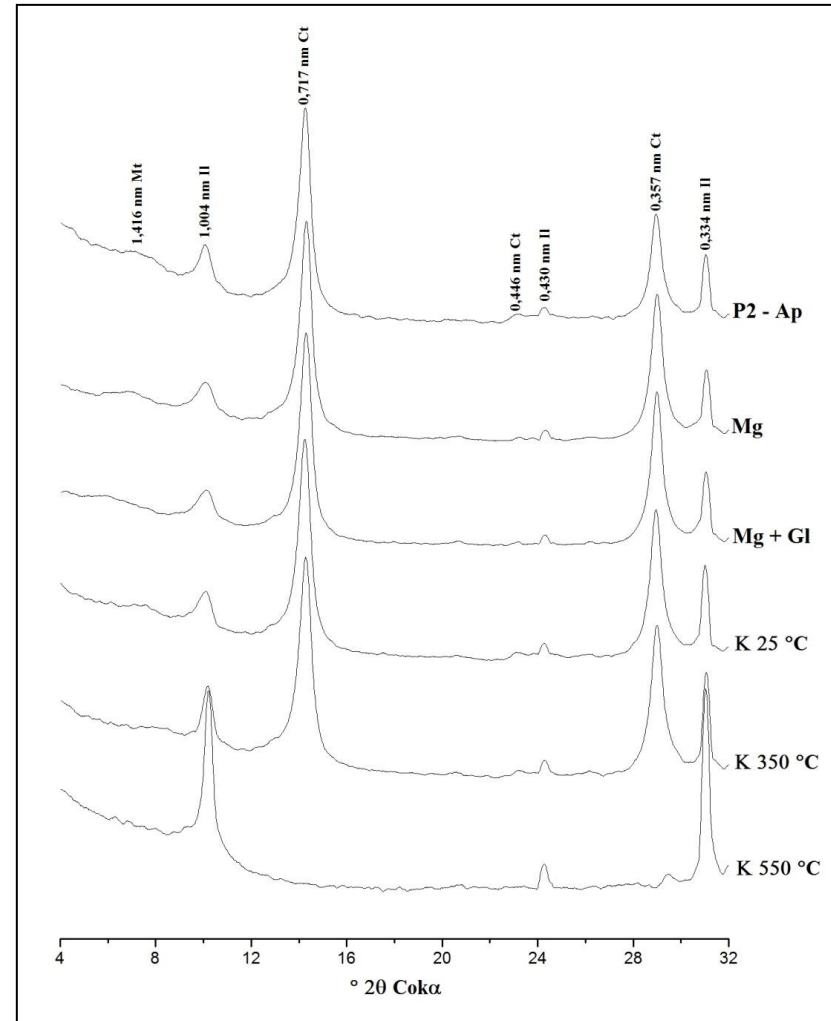


Figura 10 – Difratomogramas de raios-X dos tratamentos realizados na fração argila dos horizontes Bt2 e RC do perfil 2 (Luvissole Crômico). Ct: caulinita; Il: illita; Mt: montmorillonita

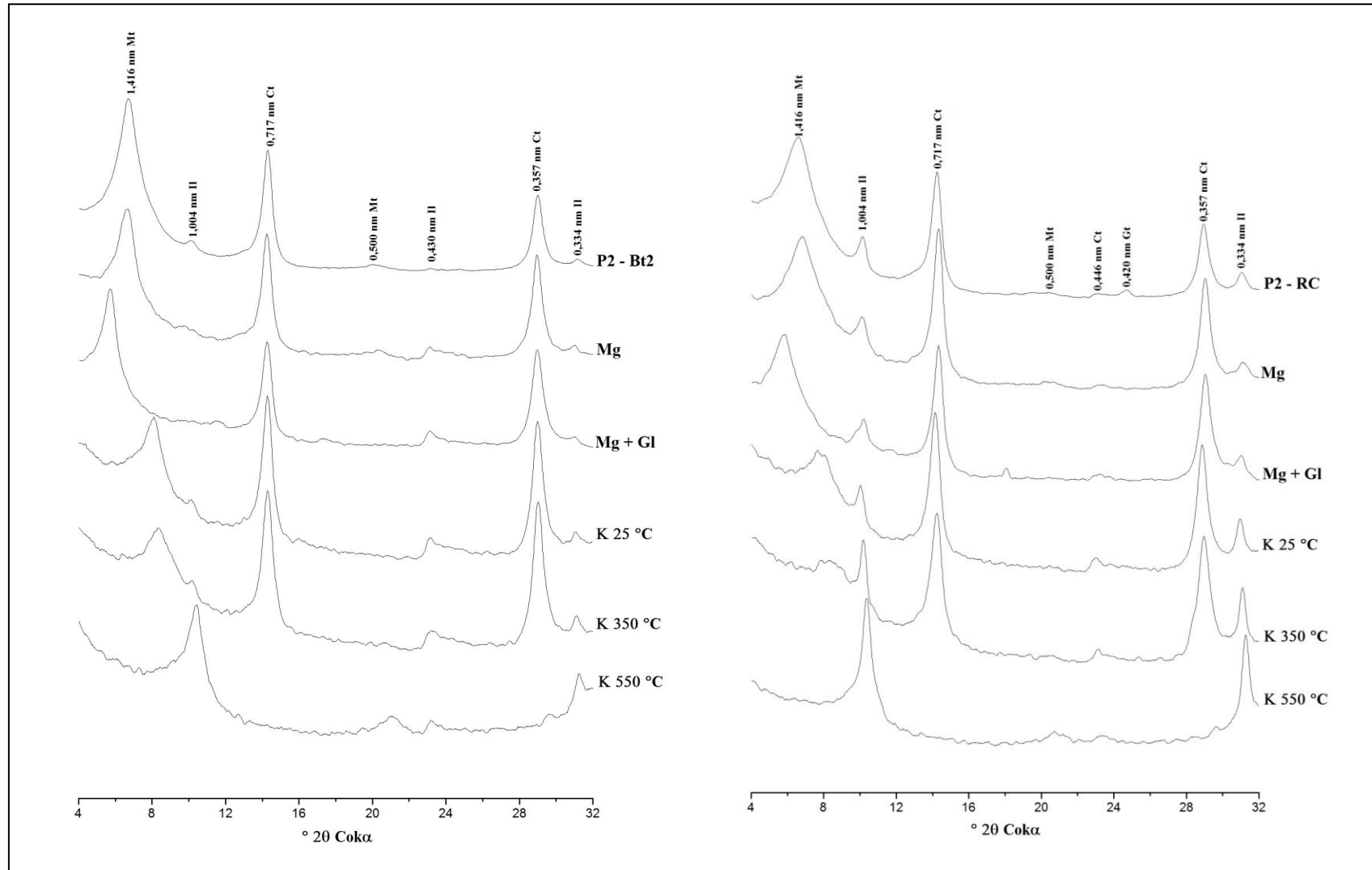


Figura 11 – Difratomogramas de raios-X dos tratamentos realizados na fração argila dos horizontes Ap e Bt do perfil 3 (Argissolo Vermelho-Amarelo). Ct: caulinita; Gt: goethita; Il: illita

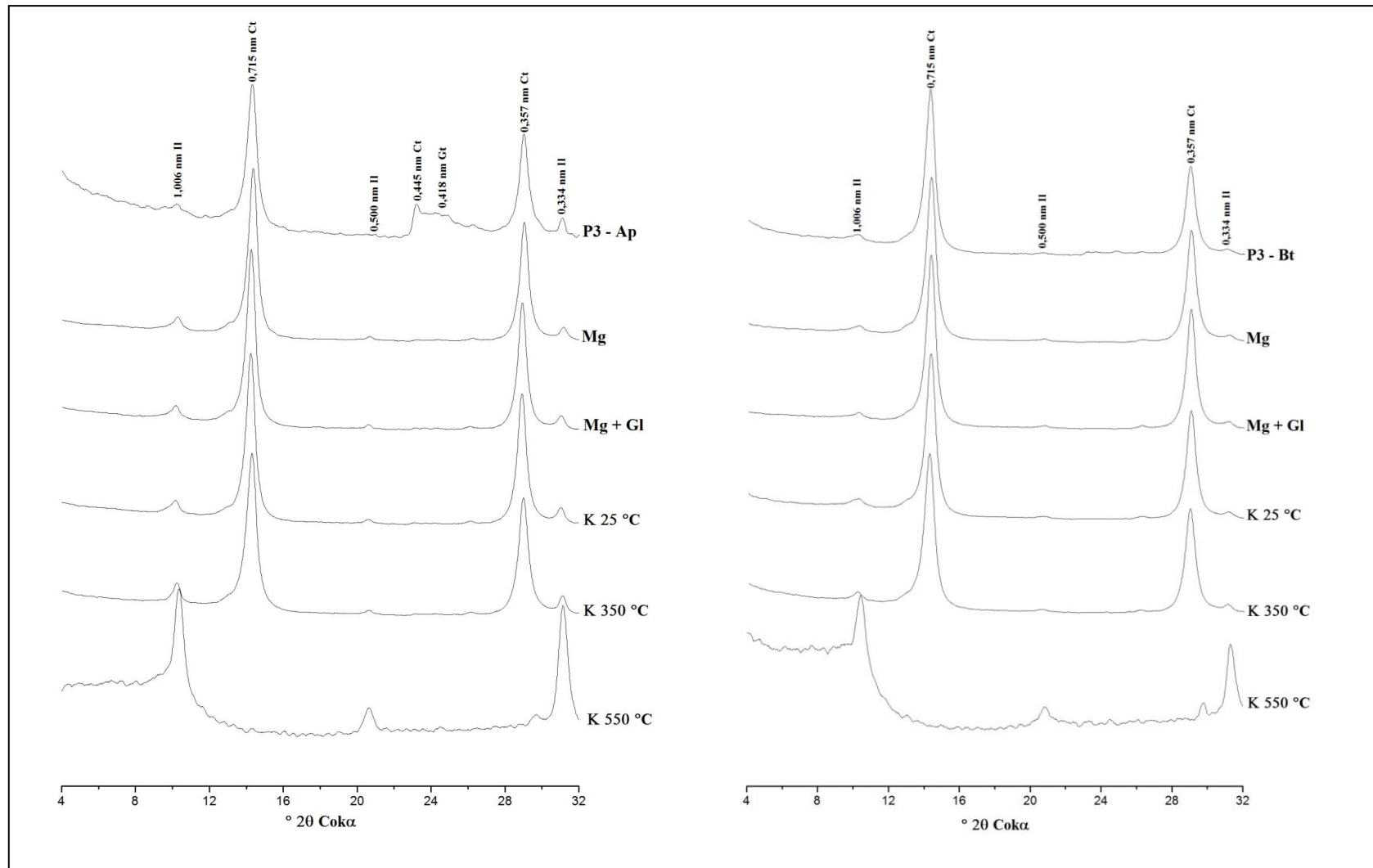


Figura 12 – Difractogramas de raios-X dos tratamentos realizados na fração argila do horizonte CR do perfil 3 (Argissolo Vermelho-Amarelo). Ct: caulinita; Il: illita

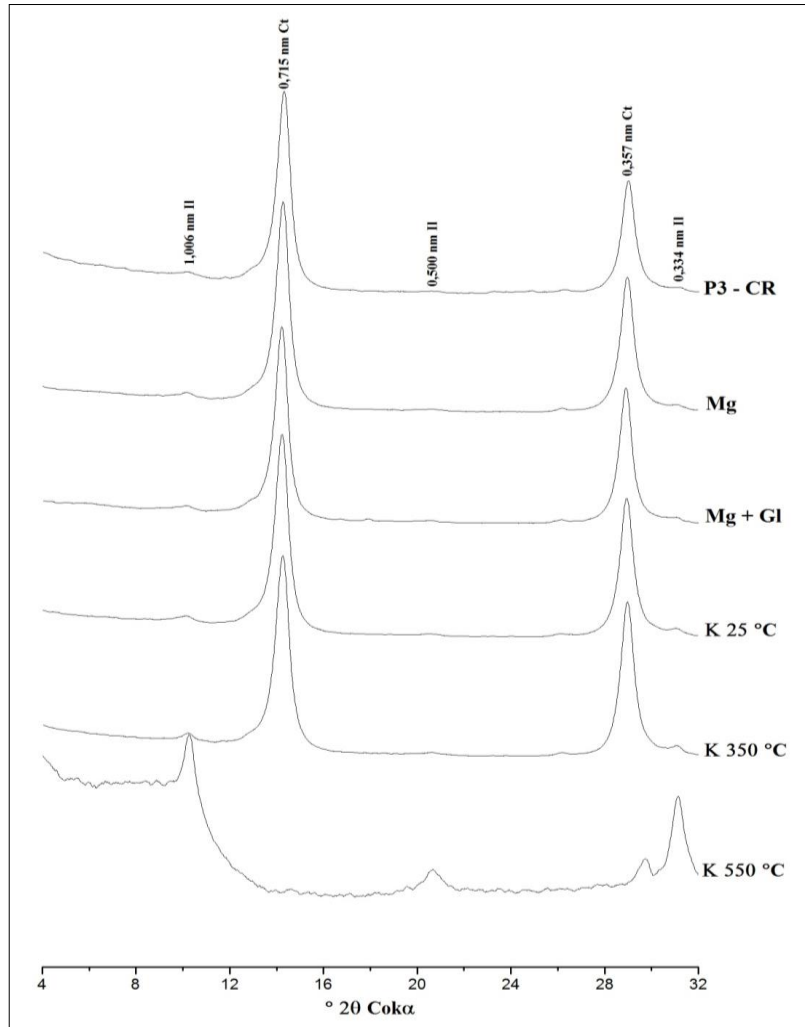


Figura 13 – Difractogramas de raios-X dos tratamentos realizados na fração argila do horizonte Ap do perfil 4 (Argissolo Vermelho-Amarelo). Ct: caulinita; Gt: goethita; Il: illita

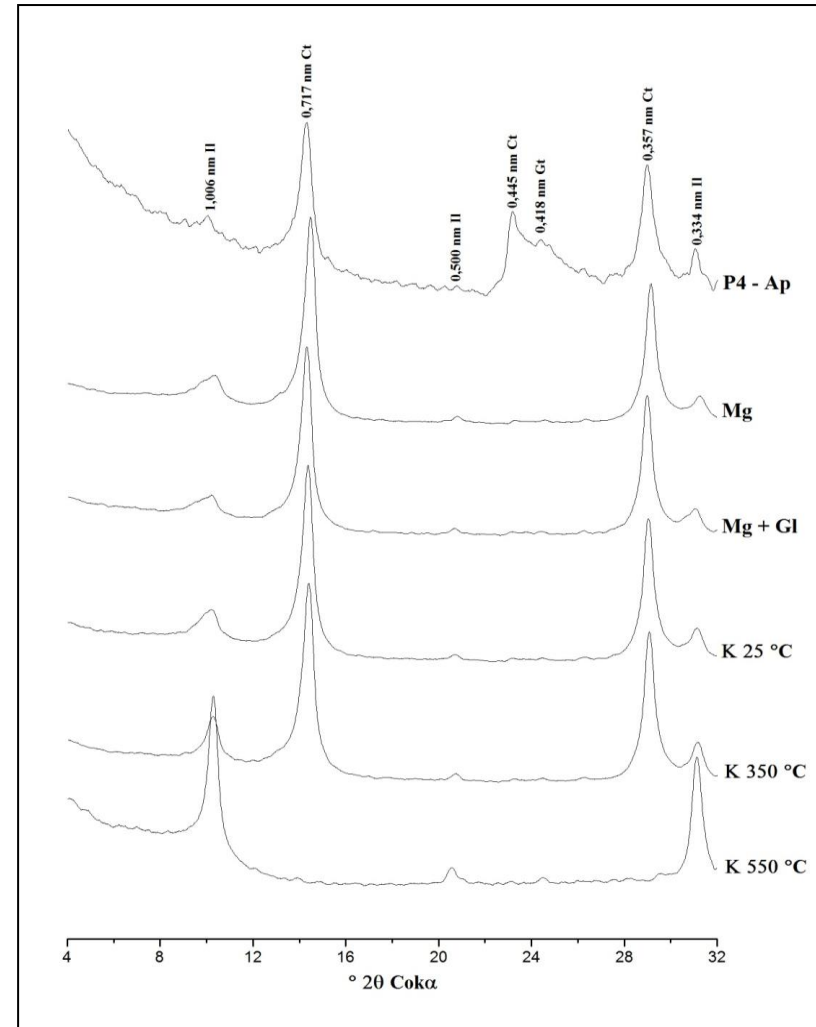
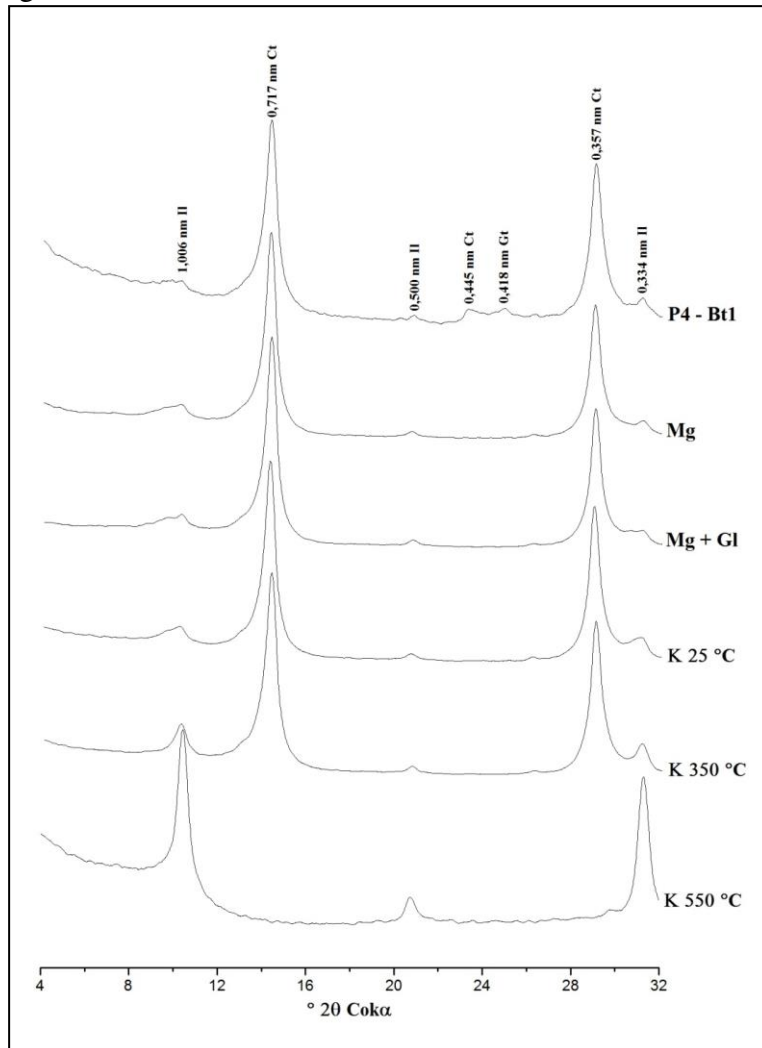


Figura 14 – Difratomogramas de raios-X dos tratamentos realizados na fração argila do horizonte Bt1 do perfil 4 (Argissolo Vermelho-Amarelo). Ct: caulinita; Gt: goethita; Il: illita



Na fração silte de todos os perfis estudados foram identificados caulinita, quartzo, mica e feldspato (FIGURAS 15 e 16), ou seja, há o predomínio de minerais silicatados. A caulinita ocorre com reflexão basal em 0,715, 0,357, 0,238 e 0,233 nm, tendo maior expressão nos perfis 1, 2 e 3. Os picos 0,425, 0,334, 0,245, 0,227 e 0,223 nm se referem ao quartzo, o qual ocorre em grande quantidade nestes solos, visto a maior intensidade de seus picos nos DRX. A presença deste mineral primário se justifica pela frequência que ocorre na rocha e por sua alta resistência ao intemperismo.

Quanto às micas, nos perfis estudados infere-se que haja tanto muscovita como biotita. Apesar das biotitas serem menos resistentes ao intemperismo que a muscovita, a

coexistência desses minerais na fração silte é possível porque estes solos possuem, de forma geral, menor grau de desenvolvimento pedogenético, bem como são derivados de rochas muito enriquecidas neste mineral, por isso chamadas de biotita-gnaisses. O intemperismo das micas pode resultar em diversos minerais secundários presentes nestes solos; não se descartando também que se formem minerais interstratificados do tipo mica-smectita. A degradação da biotita é responsável pela liberação de ferro ao sistema, necessário para a formação dos óxidos de ferro encontrados na fração argila.

Nos DRX as micas são identificadas em diversos picos, sendo os mais expressivos: 1,000, 0,500 e 0,250 nm. Nota-se que com o aumento da profundidade, os picos tendem a ser mais intensos (FIGURAS 15 e 16), sobretudo no perfil 2, confirmando a maior alteração do material do solo na superfície, uma vez que o intemperismo atua mais fortemente nesta região e aprofunda.

O feldspato (plagioclásio e feldspato alcalino) é considerado um dos principais constituintes minerais das rochas da área de estudo (BRASIL, 1987), sendo identificado pelos picos 0,376, 0,347 e 0,323 nm. É de se esperar que esse ocorra em menores quantidades na fração silte dos solos, deixando evidente a sua maior capacidade de alteração em comparação com a mica e o quartzo. Por isso é possível depreender que a caulinita é produto, principalmente, do intemperismo dos feldspatos e outros minerais facilmente intemperizáveis.

Nota-se ainda na fração silte dos perfis 1 e 2 picos a 1,500 nm (FIGURA 15), os quais foram identificados como montmorillonita. No Argissolo Vermelho tem-se um pico de menor expressão no horizonte CR, assim como na fração argila desse perfil (FIGURA 5). Já no Luvissole Crômico acredita-se que este mineral esteja em maior quantidade, visto a intensidade dos picos apresentados, estando em consonância com os resultados de DRX realizados na argila natural deste mesmo perfil (FIGURA 5).

Figura 15 – Difratomogramas de raios-X da fração silte do perfil 1 (Argissolo Vermelho) e 2 (Luvissole Crômico). Ct: caulinita; Fd: feldspato; Mi: mica; Mt: montmorillonita; Qz: quartzo

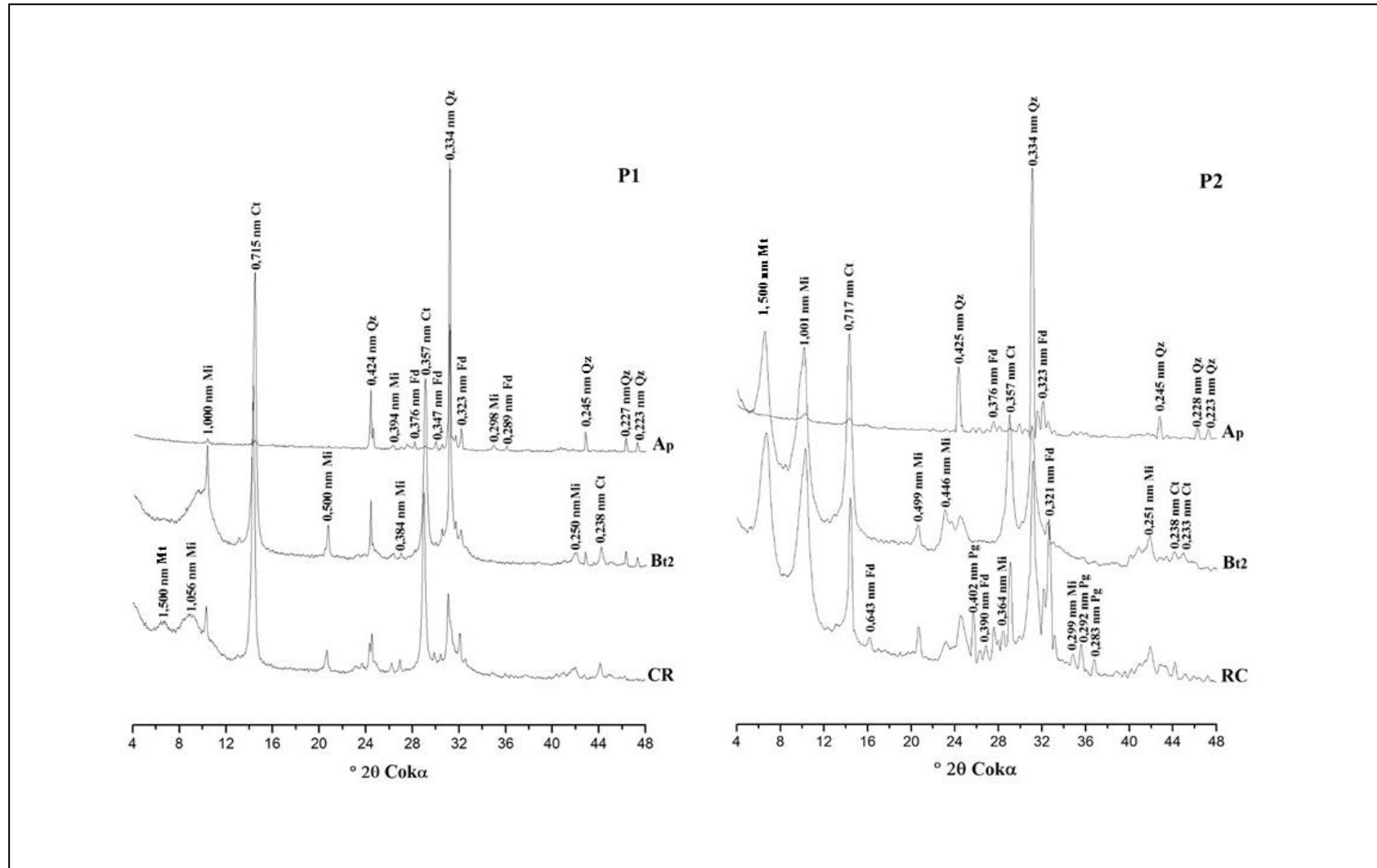
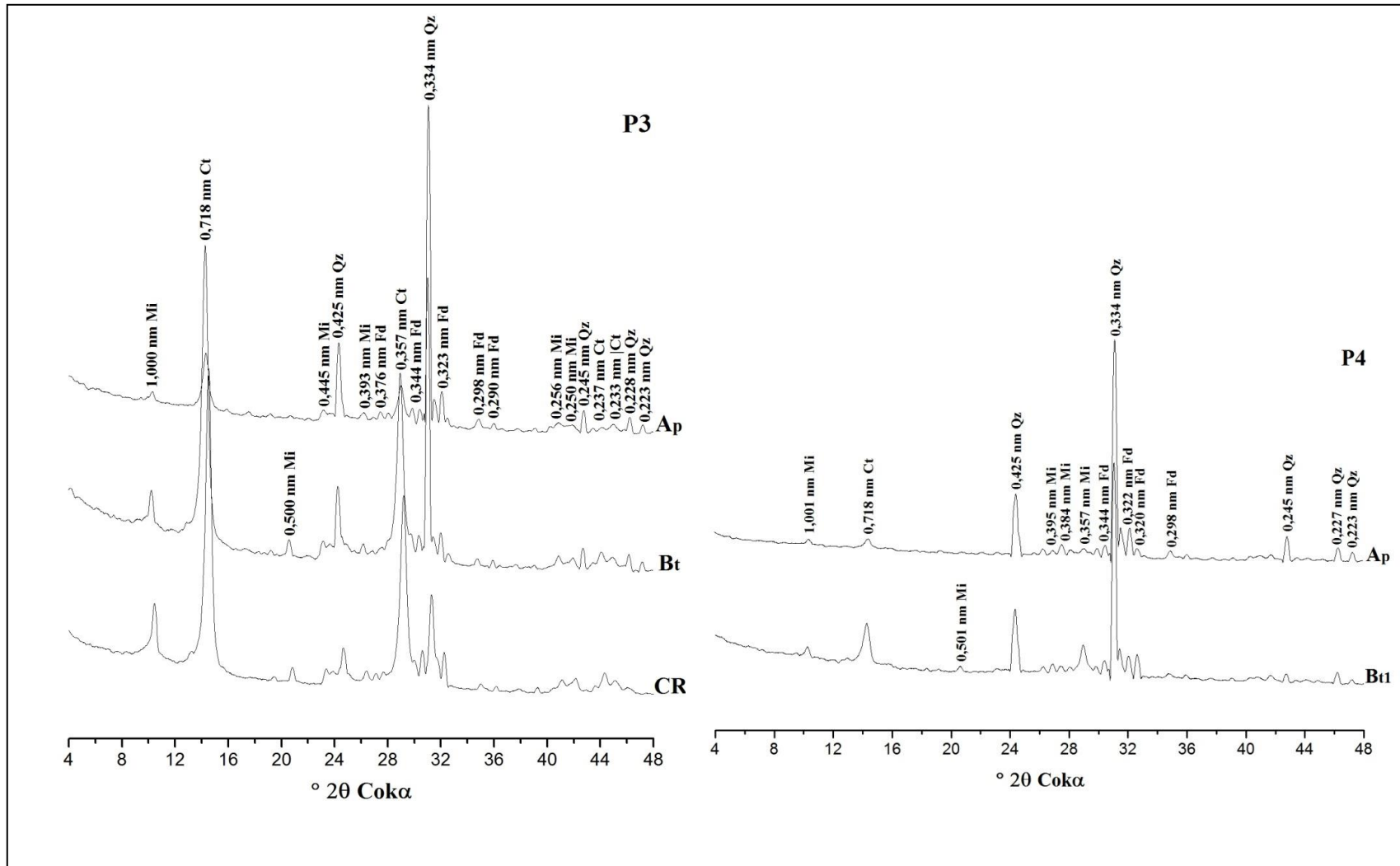


Figura 16 – Difratomogramas de raios-X da fração silte do perfil 3 e 4 (Argissolos Vermelho-Amarelos). Ct: caulinita; Fd: feldspato; Mi: mica; Qz: quartzo



Os DRX da fração areia (FIGURAS 17 e 18) mostram a predominância de quartzo para todos os solos estudados, com picos 0,421, 0,334, 0,245, 0,227 e 0,222 nm. Contudo, no perfil 2 ainda observa-se grande expressão de mica, principalmente nos horizontes mais inferiores, as quais possuem reflexão basal em 1,004, 0,490, 0,387, 0,366, 0,315, 0,259 e 0,248 nm. Estas também compõem a fração areia dos perfis 1 e 4, não sendo identificadas somente no perfil 3.

Pequenos traços de caulinita foram detectados na fração areia dos perfis 1, 2 e 3 (picos de baixa intensidade: 0,705, 0,354, 0,237 e 0,233 nm). Muggler (1998), trabalhando em Latossolos (Oxisols) de Minas Gerais, afirma que em saprólitos de rochas que contêm mica, a formação de macrocristais de caulinita é dada pela transformação pseudomórfica da biotita e da muscovita.

Já o feldspato está presente em todos os solos, com reflexão basal em 0,374, 0,321, 0,296, 0,253 e 0,245 nm, confirmando a pouca intemperização dos solos estudados.

Figura 17 – Difratoogramas de raios-X da fração areia do perfil 1 (Argissolo Vermelho) e 2 (Luvissole Crômico). Ct: caulinita; Fd: feldspato; Mi: mica; Qz: quartzo

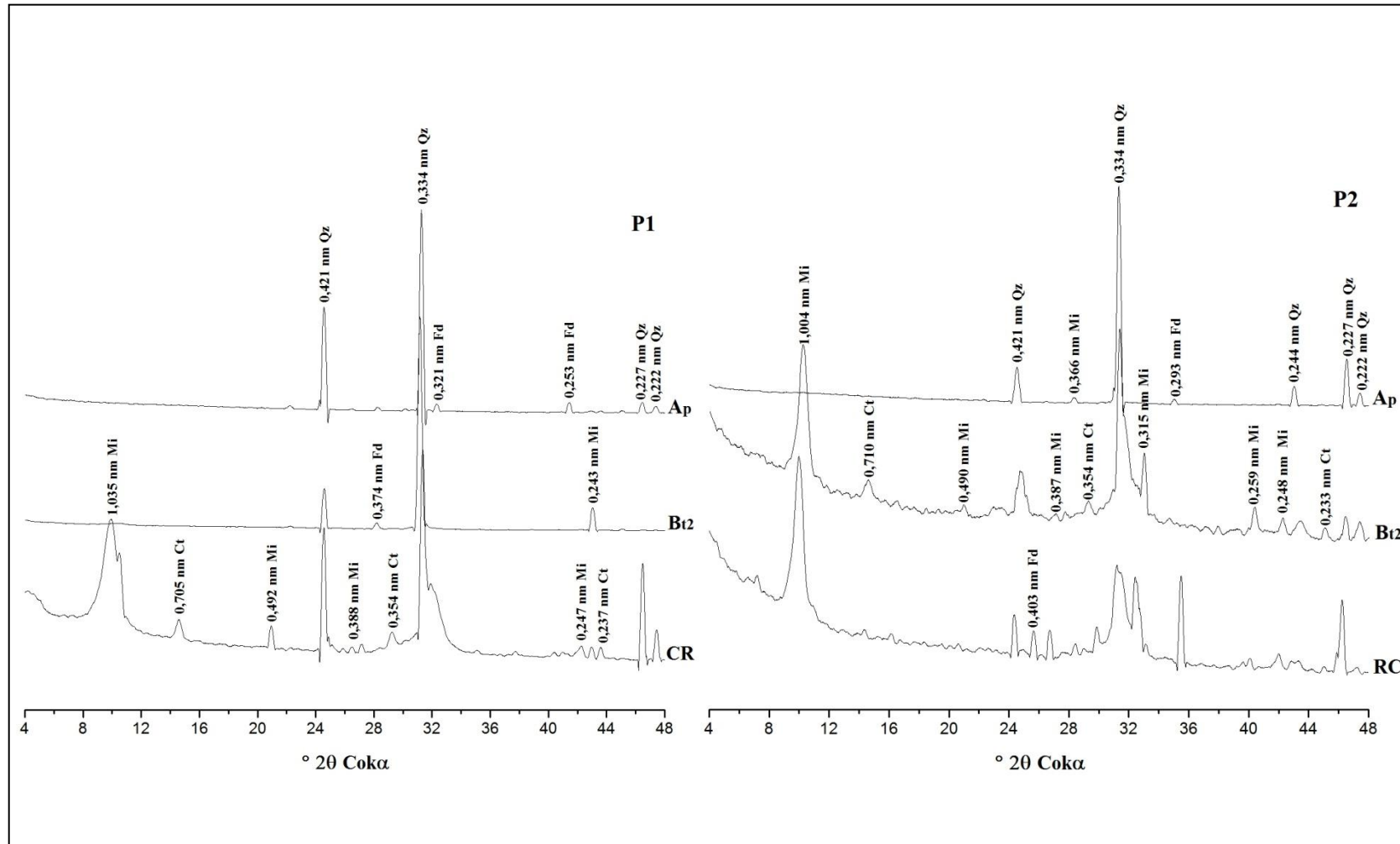
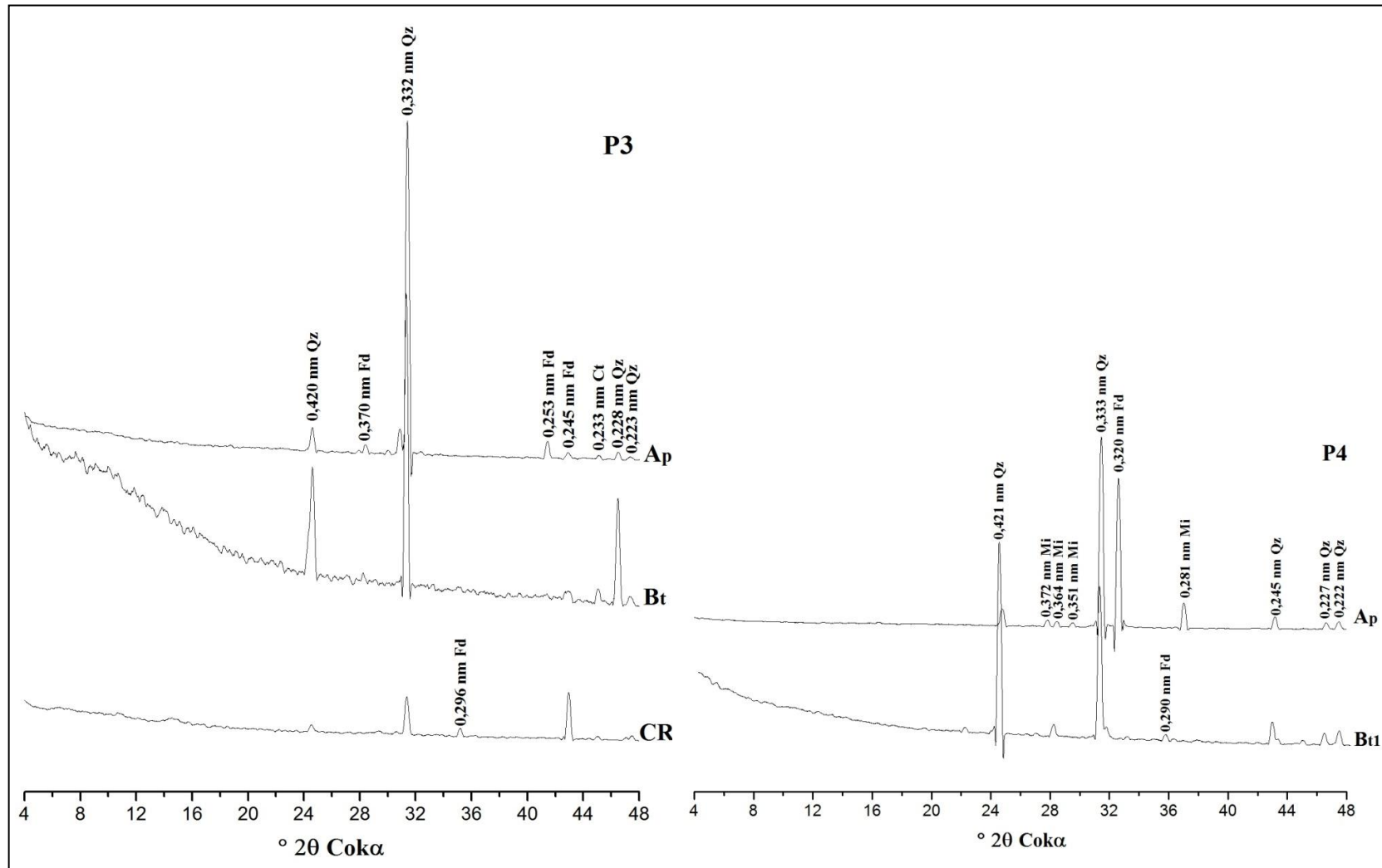


Figura 18 – Difratomogramas de raios-X da fração areia do perfil 3 e 4 (Argissolos Vermelho-Amarelos). Ct: caulinita; Fd: feldspato; Mi: mica; Qz: quartzo



4.4 Caracterização micromorfológica

Foram descritas seções delgadas dos horizontes saprolíticos, tanto em nível isalterítico (CR ou RC) quanto aloterítico (BC), e dos horizontes texturais (Bt) de todos os perfis. De maneira geral, as microestruturas, os constituintes do fundo matricial e as pedofeições são semelhantes entre si para cada tipo de horizonte, motivo pelo qual serão apresentadas em conjunto. A comparação entre eles permite fazer considerações sobre a alteração progressiva do material de origem, bem como sobre a formação dos horizontes texturais.

Os horizontes saprolíticos em nível da isalterita traduzem fielmente a alteromorfos e das estruturas do material de origem. Considerando os perfis amostrados, P1, P3 e P4 são semelhantes, todos provenientes do biotita-gnaiss, possuindo algumas diferenças em relação a P2, que é proveniente do granito. De maneira geral, há o predomínio, independente do material de origem, da microestrutura fissural (STOOPS, 2003), com cavidades não conectadas e poros planares mal a moderadamente acomodados (Figuras 19A; D; E; F). Muitos dos poros representam litoporos no interior de estruturas “box works” (Figura 21B), marcando a alteração mineral ao longo de planos de maclas, clivagens, fraturas e contatos entre grãos. No caso do biotita-gnaiss, é comum a presença de litoporos no interior de porfiroclastos de biotita (Figura 19C), onde apresentam formato linear alongado. Já no granito, como há menor presença de biotita, os poros são marcados principalmente por fraturas (Figura 19D) e planos de maclas.

O fundo matricial é diversificado para ambos os materiais de origem, reiterando a diversidade mineralógica no material grosseiro e a formação de argilominerais e argilas oxídicas na micromassa. Considerando os gnaisses, em algumas seções delgadas é possível identificar a presença de domínios de concentração de minerais mais máficos (bandas escuras) e outros mais félsicos (bandas claras). Já no granito isso não ocorre, haja vista o predomínio de uma estrutura maciça, aleatória. De qualquer maneira, a fração grossa do fundo matricial ($> 2\mu$) é formada por grãos minerais pouco alterados, com graus que variam de 1 a 3 (STOOPS; JONGERIUS, 1975). Destacam-se o quartzo, o feldspato alcalino, as biotitas, o plagioclásio e os minerais opacos (Figuras 19A; D; E; F). Nos gnaisses, a diferença principal é que nas bandas escuras a presença de biotita é maior. Para muitos minerais é possível perceber ainda algumas propriedades óticas características, como alta birrefringência da biotita (Figuras 19A; F) e extinção paralela do quartzo (Figura 19F). Esse conjunto de observações reitera o grau incipiente de alteração dessas rochas.

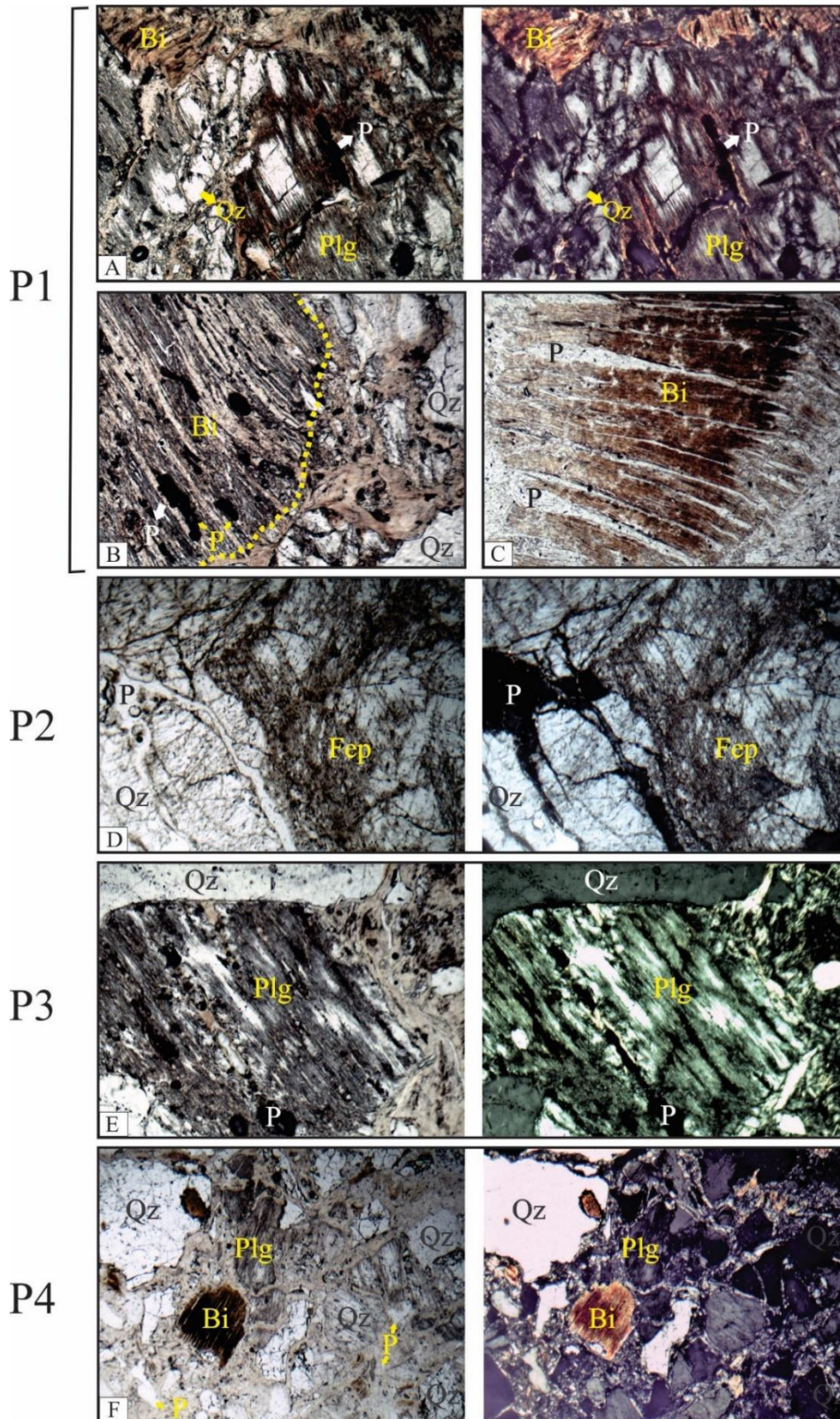


Figura 19 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico (níveis paralelos à esquerda e cruzados à direita, à exceção das imagens B e C, onde são apresentados apenas os níveis paralelos) dos horizontes saproclóricos em nível isalterítico (Horizontes RC ou CR) dos perfis P1, P2, P3 e P4, evidenciando: **A** – cristais de plagioclásio, biotita, e quartzo, respectivamente alterados nos padrões linear cruzado, linear e complexo; **B** e **C** – cristais de biotita em diferentes graus de alteração, apresentando ou não cor acastanhada característica; **D** – cristais de feldspato alcalino alterado (caulinizado?) ao longo de fraturas e planos de clivagem; **E** – cristais de plagioclásio alterados com porosidade litodependente e em contato com cristais e quartzo pouco alterados e **F** – diferentes minerais constituintes dos biotita-gnaisses, com maior alteração na sequência plagioclásio > biotita > quartzo. Qz = quartzo; Bi = biotita; Plg = plagioclásio; Fep = Feldspato alcalino; P = poro. Objetivas com aumento de 4x (A; D; F) e 10x (B; C; E).

A micromassa está fortemente associada aos minerais em alteração e apresenta coloração que varia de amarelo claro a vermelho-amarelada, com orientação relativa monoestriada a estriado-cruzada (Figuras 19A; F). Tais tramas birrefringentes dependem do plano preferencial de alteração dos minerais, sendo o primeiro caso dominante nas clivagens e fraturas e o segundo marcado pela xistosidade dos filossilicatos primários. Entre os constituintes grossos e a micromassa ocorre uma distribuição relativa do tipo porfírica, sendo a relação $c:f_{2\mu}$ marcada pelo domínio dos grãos grossos (3:1).

Em termos das pedofeições, ocorrem cutãs argilosos independente das rochas (Figuras 20A; B; C; D). Esses cutãs são de dois tipos, considerando sua cor e composição: i) cutãs mais avermelhados (dourados em nícois cruzados), sugerindo composição mais ferruginosa, tipo argiloferrã (Figuras 20A; D; F) e, ii) cutãs claros (apenas argilã), com composição argilomineral, marcados por cores mais prateadas quando observados em nícois cruzados (Figuras 20B; C; E). Seja qual for o tipo, tais cutãs preenchem principalmente os poros planares e estão dispostos paralelos às superfícies desses poros (vossépica) ou orientados de acordo com a superfícies de grãos minerais (granossépica). Diferem-se da micromassa pelas tonalidades, cores de interferência e limpidez; permitindo que não sejam confundidos com alteromorfos de biotita (KÜHN; AGUILAR; MIEDEMA, 2010).

Ainda em nível saprolítico, porém na transição para os horizontes texturais, a pedosplamação torna-se mais evidente a partir da perda de algumas estruturas e do estabelecimento de um domínio aloterítico. A microestrutura fissural permanece, marcada por poros isolados de formato planar ou em cavidades. Contudo, alguns poros encontram-se mais acomodados que nos níveis inferiores, permitindo a individualização de blocos angulosos, de tamanho pequeno a médio (Figuras 21A; D; F). Nesses blocos e no domínio fissural, o fundo matricial é constituído pelos mesmos minerais grossos e micromassa dos horizontes inferiores. Os grãos minerais encontram-se, contudo, um pouco mais alterados, com graus que vão de 2 a 4. O quartzo, por exemplo, apresenta-se bem mais fraturado (Figura 21B) e os plagioclásios com zonas ainda mais caulinitizadas (Figura 21C). A micromassa é mais abundante e em algumas porções das lâminas torna-se mais densa, alterando sua limpidez (Figura 21A). Em termo de composição, permanece a presença de argilominerais e argilas oxídicas, bem como permanecem as zonas mais avermelhadas, com concentração de biotitas, e mais claras, típicas do bandamento das rochas gnáissicas. A relação $c:f_{2\mu}$ é alterada, variando de 2:1 até 1:2, indicando que o intemperismo tem produzido mais argila e alterando a textura dos solos. A distribuição relativa permanece sendo porfírica.

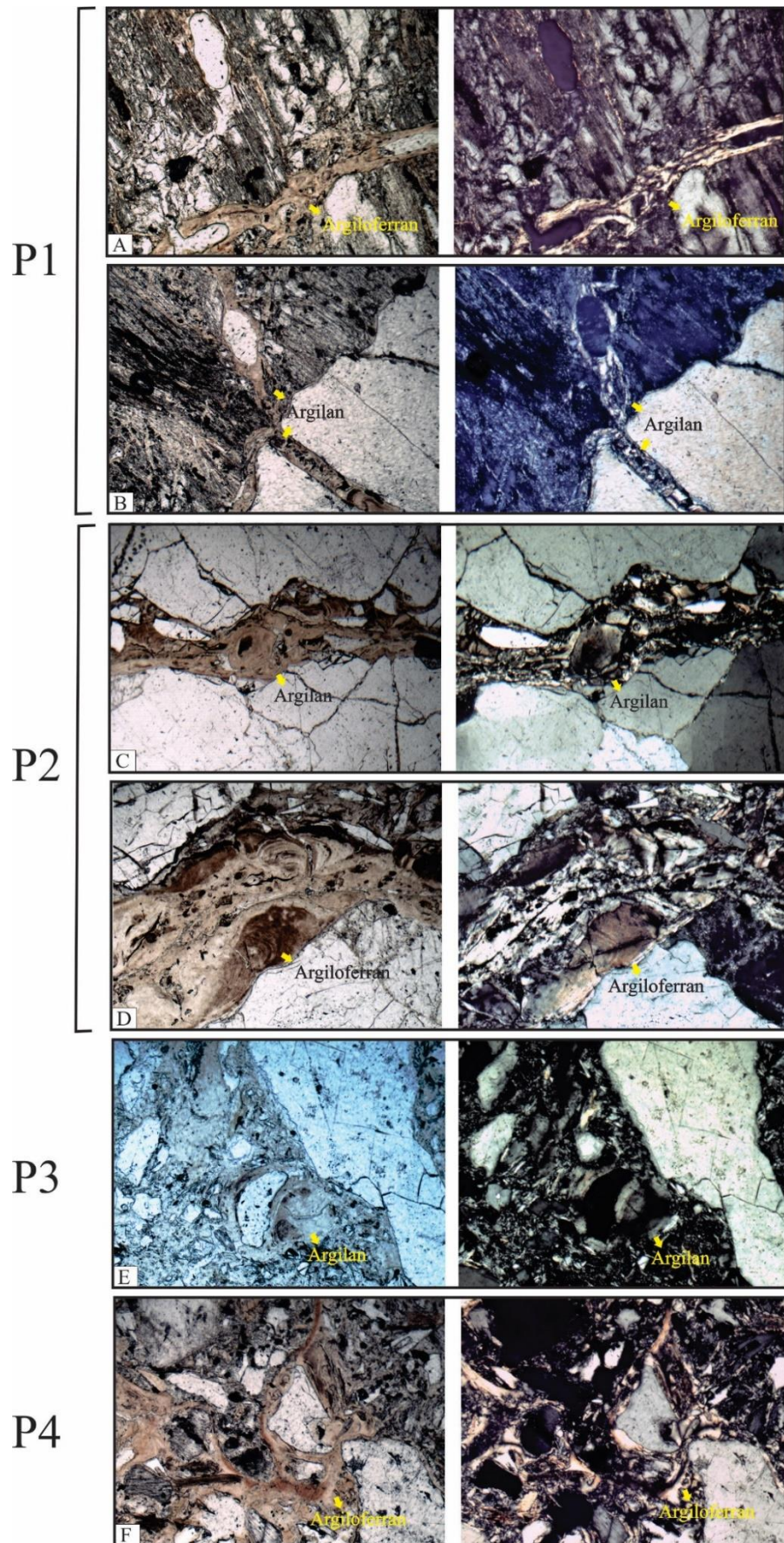


Figura 20 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico (níveis paralelos à esquerda e cruzados à direita) dos horizontes saprolíticos em nível isalterítico (Horizontes RC ou CR) dos perfis P1, P2, P3 e P4, evidenciando feições textuais associadas à acumulação de argila no interior de poros e/ou superfícies de grãos, separados pela cor em níveos cruzados em argiloferrans (A; D; F) e argilans (B; C; E). Objetivas com aumento de 4x (A; B; E; F) e 10x (C).

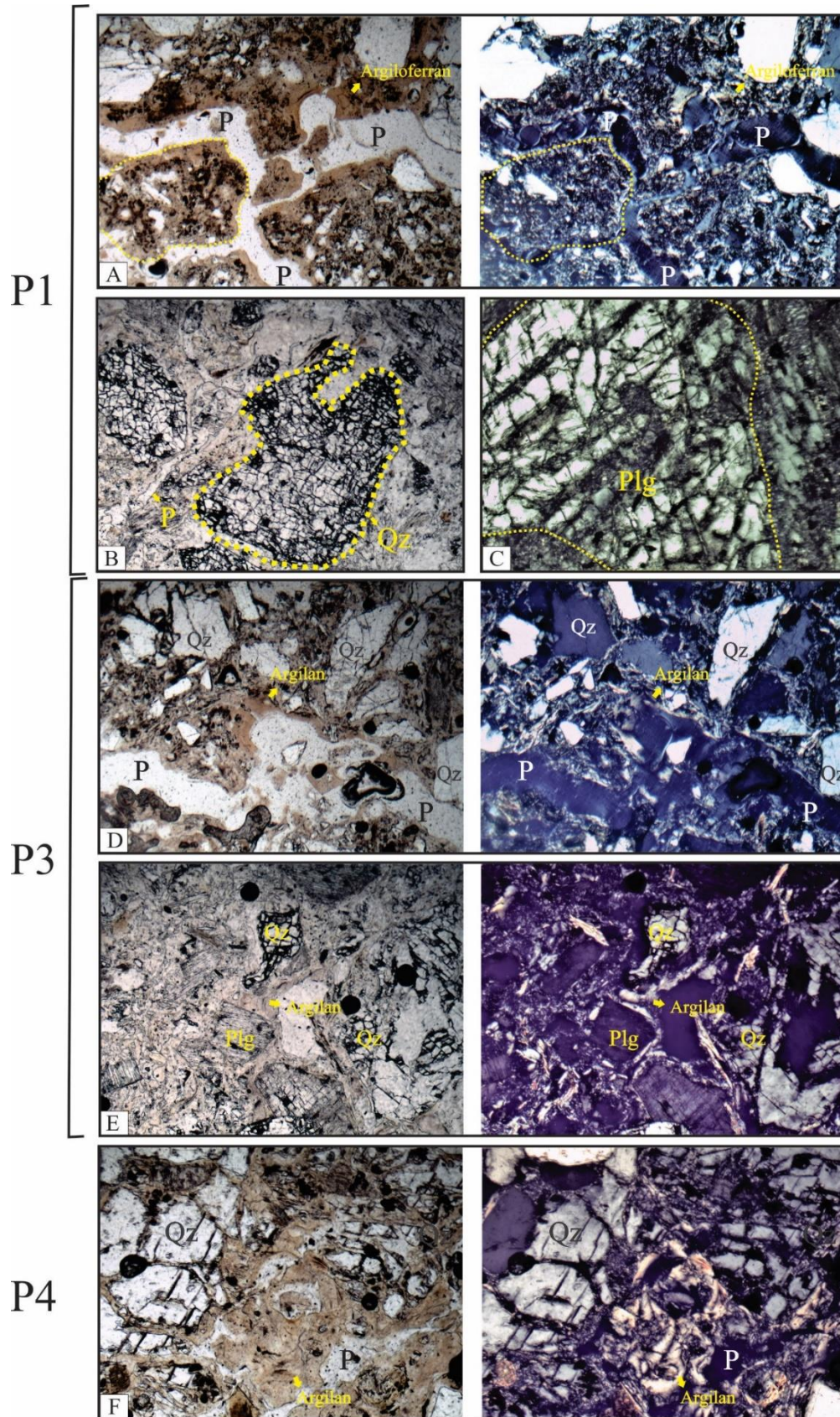


Figura 21 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico (níveis paralelos à esquerda e cruzados à direita) dos horizontes transicionais saprolito/solum em nível aloterítico (Horizontes BC) dos perfis P1, P3 e P4, evidenciando: **A** – agregado (linha amarela tracejada) separado por poros planares com eventual recobrimentos por argiloferrans **B** – grão de quartzo bastante fraturado, indicando intemperismo físico e formação de areia média a fina; **C** – box work de cristal de plagioclásio, já bastante alterado, com porosidade litodependente; **D** – superfície angular de agregados separados por poros planares e eventualmente com argilans; **E** – microestrutura fissural com alguns poros planares mal conectados apresentando revestimentos por argilans em trama vosséptica e **F** – microestrutura fissural transicionando para agregados blocos angulares com cristais de quartzo fraturados e eventual presença de argiloferrans nos poros e superfícies dos grãos minerais. Qz = quartzo; Bi = biotita; Plg = plagioclásio; Fep = Feldspato alcalino; P = poro. Objetivas com aumento de 4x (A; B; E; F) e 10x (C).

As pedofeições principais nos níveis aloteríticos permanecem como sendo cutãs argilosos, doravante marcados pela disposição de filmes de argilas ajustados às paredes dos poros e superfícies dos grãos (Figuras 21A; D; F). São mais comuns, nítidos e espessos que nos níveis inferiores. Quando em nícois cruzados, essas feições apresentam, muitas vezes, “extinção de conjunto” perpendicular à superfície em que estão acomodadas. Nesse caso, existe a possibilidade que sejam formadas pela reorganização da micromassa ou, ainda, por translocações pontuais (KÜHN; AGUILAR; MIEDEMA, 2010).

Os horizontes Bt caracterizam-se pela presença de microestruturas em blocos angulares, moderadamente acomodados, pouco desenvolvidos e com poros interagregados do tipo planares (Figuras 22A; B; E; F e 23A; C; D; E). No interior dos blocos, o fundo matricial é formado por grãos minerais grossos, com o predomínio, respectivamente, do quartzo, feldspato alcalino, biotita e opacos. Embora estejam mais alterados e ocorram em menor quantidade, ainda é possível discernir com clareza a presença de paletas de biotita (Figura 23D), que apresentam coloração acastanhada em nícois paralelos. O quartzo ocorre no formato angular, em tamanhos que variam de areia fina a média, com alguns cristais em tamanho areia grossa isolados (Figuras 22C; H).

A micromassa nos Bt possui cores que variam de amarelada a avermelhada, indicando pelos menos três situações no caso dos solos derivados de biotita-gnaisses (Figura 23A). Nas duas primeiras, ocorre uma micromassa amarelo-clara, típica das bandas mais claras (quartzo-feldspáticas). Em alguns domínios, a micromassa é bastante avermelhada, semelhante às zonas de concentração de biotitas, como reportado nos horizontes isalteríticos. Num terceiro caso, entretanto, o que se percebe é uma impregnação da micromassa por um material fino mais avermelhado. Nesse caso, ficam nítidas as diferenças de birrefringência dos domínios mais avermelhados, que assumem tons dourados quando do cruzamento do nícois. Tais diferenças sugerem que além do avanço do intemperismo dos minerais, como da biotita, estar influenciando na cor dos solos, há também a possibilidade que a evolução intempérica dos constituintes esteja contribuindo para tornar os horizontes texturais mais vermelhos que os horizontes saprolíticos sotopostos e que os horizontes organo-minerais superiores. Ainda na micromassa, as tramas birrefringentes variam de monoestriada paralela e granoestriada (Figuras 22C; G). A relação $c:f_{2\mu}$ é de 1:2, com distribuição relativa do tipo porfírica.

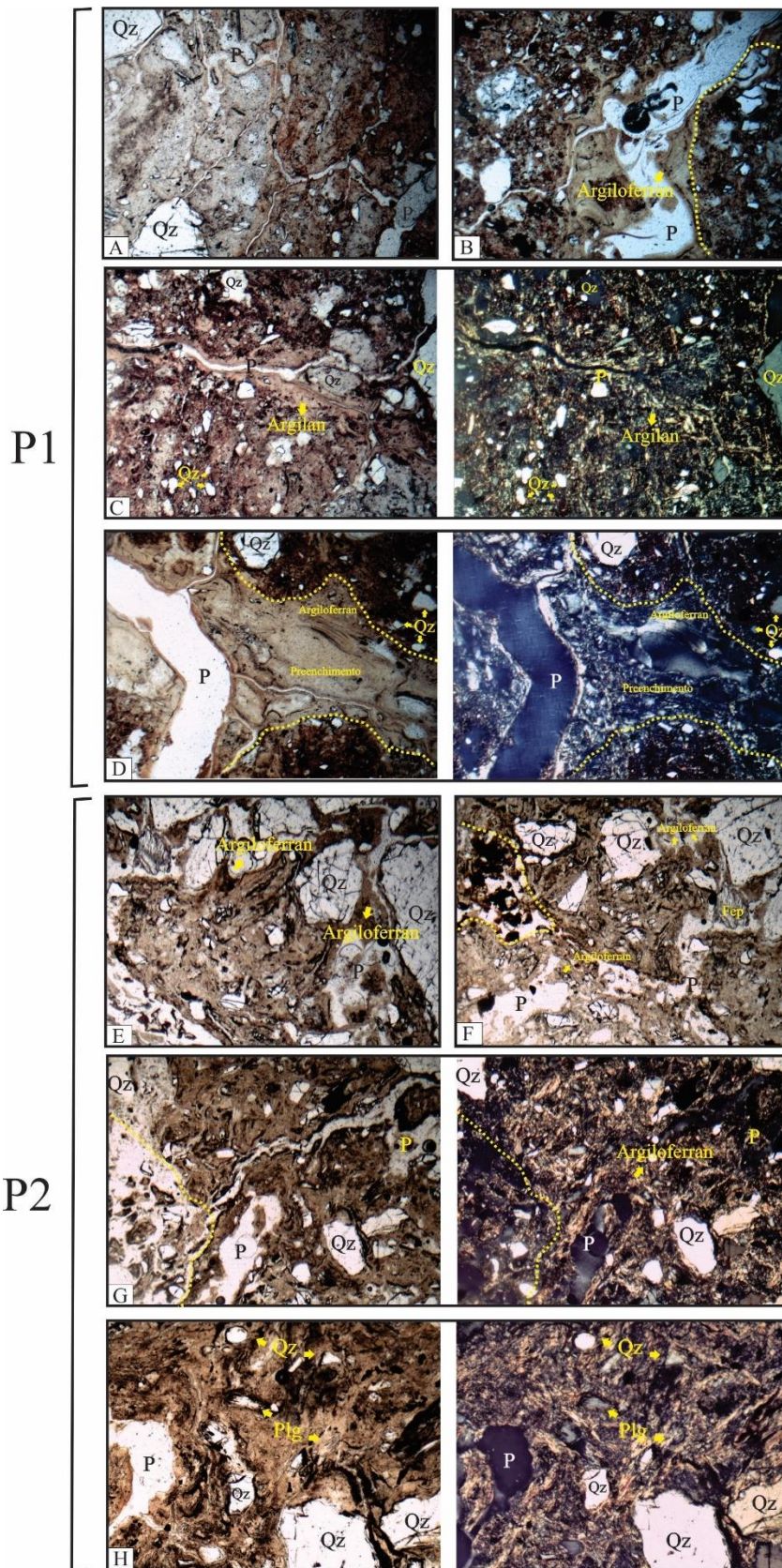
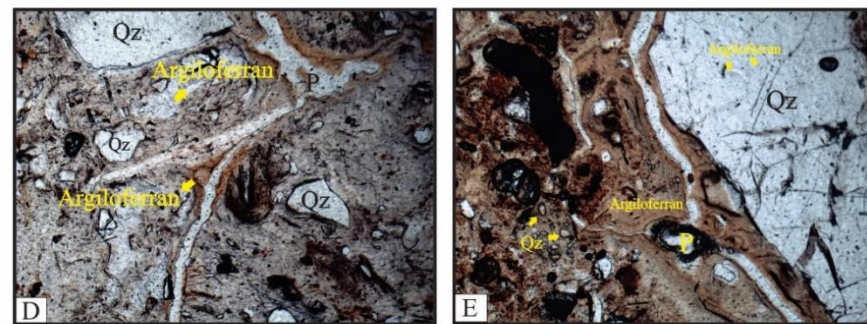
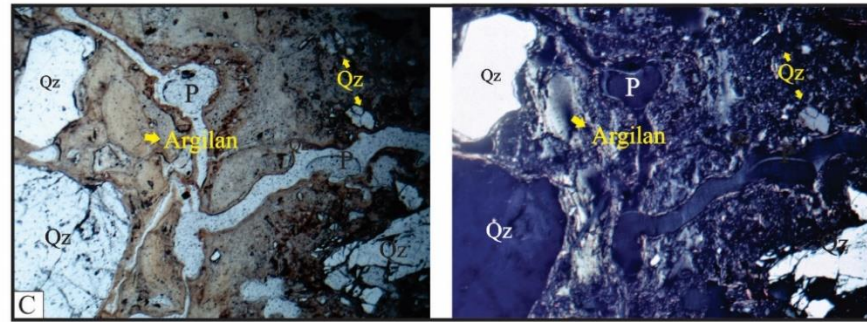
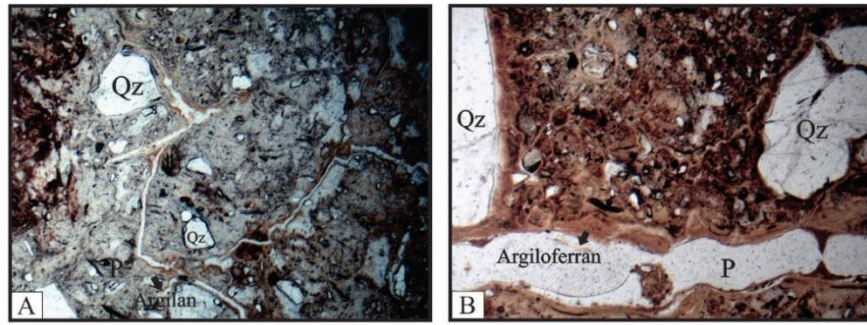


Figura 22 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico (níveis paralelos à esquerda e cruzados à direita, à exceção das imagens A; B; E e F, onde foram apresentadas apenas imagens em níveis paralelos) dos horizontes texturais (Bt) dos perfis P1 e P2, evidenciando: **A, B e C**– blocos angulares com fundo matricial constituído por micromassa de tons mais amarelados a avermelhados, com eventual presença de argiloferrans ou argilans nos poros; **D**–contato entre dois blocos angulares com micromassa avermelhada, separados entre si por poro planar com argiloferran (primeira fase da deposição?) e preenchimento denso incompleto por material fino de cor amarelada; **E, F, G e H**– blocos angulares fracamente desenvolvidos com micromassa em tom vermelho-acastanhado, derivada da alteração de granitos. Há argiloferrans mais pontuais, geralmente localizados nas superfícies de grãos de quartzo. Destaque para zonas bioturbadas indicadas no tracejado amarelo. Qz = quartzo; Bi = biotita; Plg = plagioclásio; Fep = Feldspato alcalino; P = poro. Objetivas com aumento de 4x (A; B; C; E; F; G; H) e 10x (D).

P3



P4

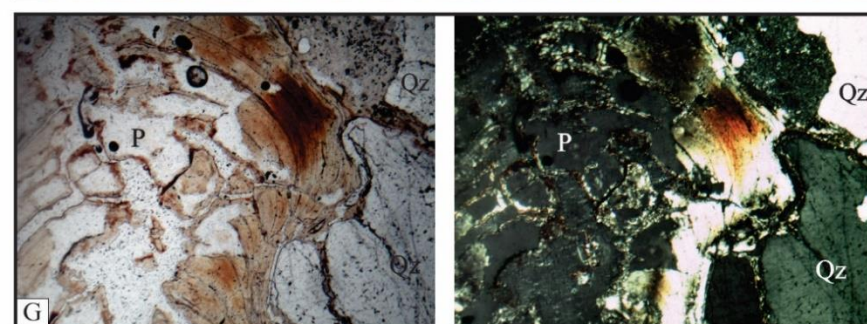
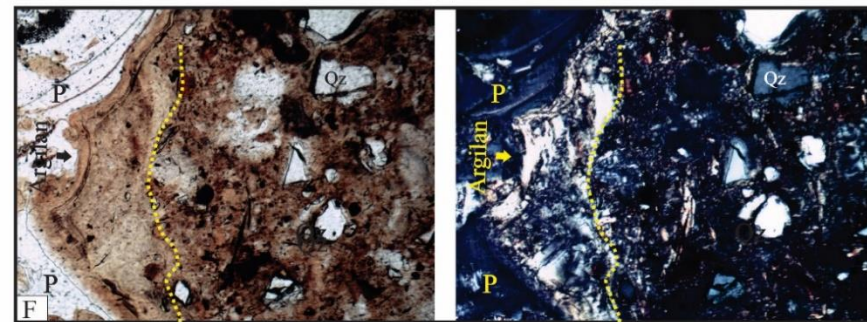


Figura 23 - Fotomicrografias obtidas em microscópio óptico (níveis paralelos à esquerda e cruzados à direita, à exceção das imagens A; B; D e E, onde foram apresentadas apenas imagens em níveis paralelos) dos horizontes texturais (Bt) dos perfis P3 e P4, evidenciando: **A, B, C e D**– blocos angulares com fundo matricial constituído por micromassa de tons mais amarelados a avermelhados, com eventual presença de argiloferrans ou argilans nos poros; **E**–contato entre a superfície de um bloco e de um grão de quartzo em tamanho areia grossa, apresentando argiloferrans nas duas extremidades; **F** – detalhe de uma argilana no interior de um poro, em contato com a superfície de um agregado com micromassa avermelhada. O contato entre ambos foi indicado com a linha amarela tracejada; **G** – Argiloferran de hábito crescente fragmentado. Qz = quartzo; Bi = biotita; Plg = plagioclásio; Fep = Feldspato alcalino; P = poro. Objetivas com aumento de 4x (A; C; H) e 10x (B; E; F; G).

Como pedofeições, intensifica-se a presença no Bt dos cutãs, ainda em dois tipos (argilãs e argiloferrãs). Em algumas porções observam-se preenchimento densos incompletos (Figura 22D) e pedotúbulos indicando bioturbação (Figuras 22F; G). Alguns cutãs encontram-se fragmentados (Figura 23G), sugerindo desagregação mecânica em fases de umedecimento e secagem. Esses sinais são normalmente indicadores de mudanças nas condições de formação dos mesmos (KÜHN; AGUILAR; MIEDEMA, 2010).

Imagens de elétrons retroespalhados (Figura 24) confirmam a presença da microestrutura em blocos angulares nos horizontes textuais, enfatizando a presença de minerais primários facilmente intemperizáveis mesmo no horizonte de maior expressão pedogenética, isto é, formado pelos materiais com o maior grau de alteração dentro do contexto pedológico estudado. É provável que sua evolução tenha ocorrido a partir da coalescência de cavidades posteriormente transformadas em poros planares. Os primeiros têm sua origem associada ao intemperismo dos minerais, e os segundos à atividade de contração e expansão das argilas. Trata-se de evolução do sistema fissural, típica de solos com argilas de alta atividade e grau de alteração fraco a moderado. Poros biológicos formados pela atividade da pedofauna também podem ser vistos, indicando ocupação biológica dos horizontes texturais.

Embora sejam feições discretas em imagens obtidas por MEV, é possível visualizar que o baixo grau de acomodação dos poros se deve à presença de feições texturais na borda dos agregados, como o cutãs. As zonas arredondadas são representadas pelas concavidades, separadas entre si por pequenas proeminências (pêndulos) formados pela concentração de material fino. Entre a acumulação de argila e o agregado, a diferença de comportamento físico faz com que ocorram microfaturas associadas à dilatação diferencial. Essas fraturas são interessantes para identificar o limite entre o agregado e afeição pedológica, já que não existem variações composicionais em termos químicos entre as mesmas (Figura 24). Ainda que eventualmente mais rica num ou outro componente, as pedofeições são formadas pelos argilominerais e argilas oxídicas provenientes da própria micromassa iluviada, onde se destacam Si, Al e Fe.

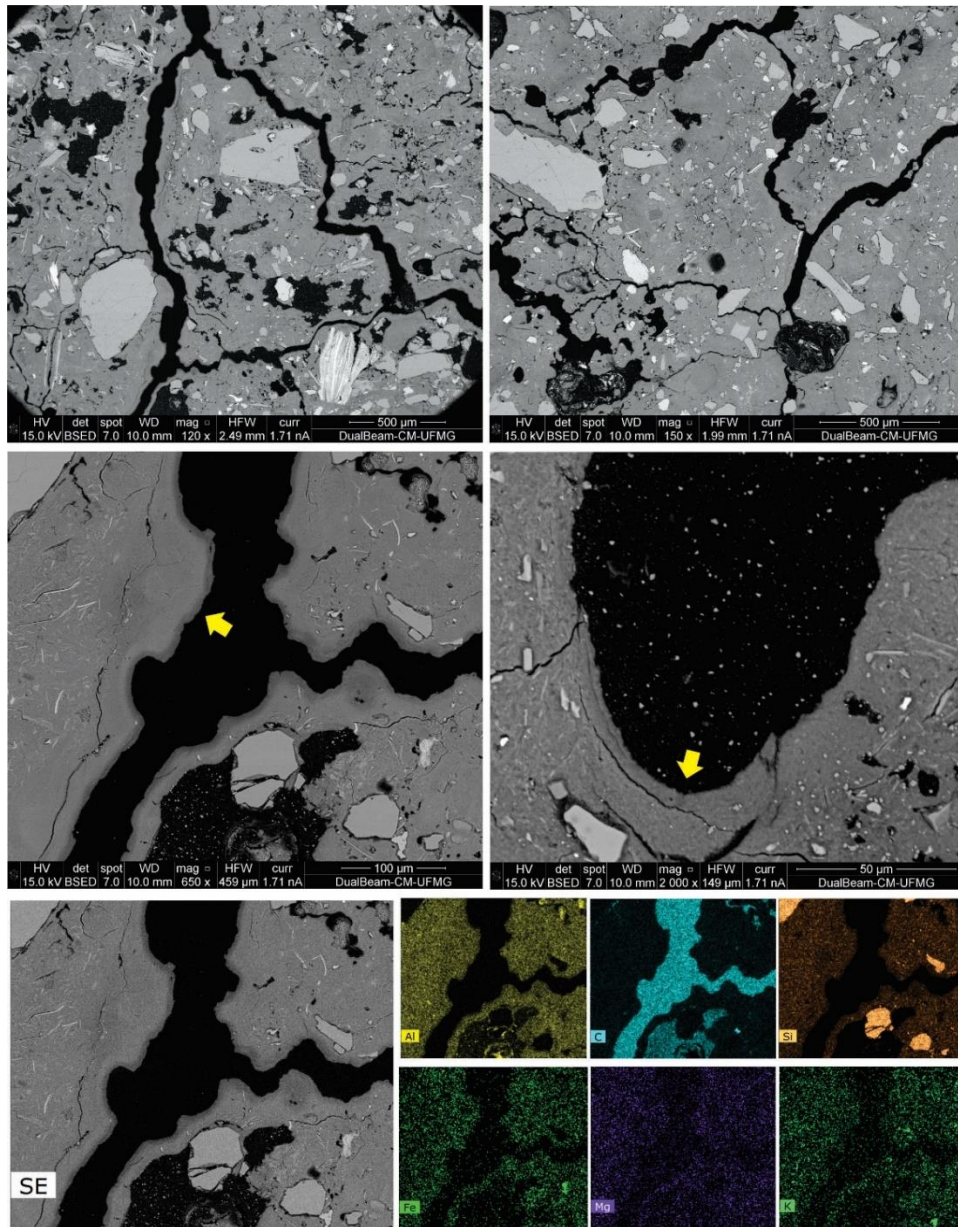


Figura 24 - Imagens de elétrons retroespalhados de agregados em blocos angulares do horizonte textural (Bt) do perfil P1, acompanhado de imagens com detalhamento da superfície destes agregados em contato com os poros, ressaltando (seta amarela) a presença das pedofeições texturais. Mapas microquímicos dos elementos Fe, Al, Si, C e Mg obtidos por sonda EDS acoplada em Microscópio Eletrônico de Varredura. As porções coloridas indicam a presença do elemento químico.

5. CONCLUSÕES

Os solos estudados apresentaram mudança textural abrupta tendo como horizonte diagnóstico subsuperficial o Bt. O horizonte A, por sua vez, foi do tipo A moderado.

A gênese do horizonte Bt parece ligada a dois processos principais: elutriação, sendo comum em ambientes semiáridos; e formação de argila *in situ*. Esta última é confirmada pela micromorfologia, através da ocorrência de cutãs perpendiculares às superfícies de poros e grãos. A iluviação é pouco expressiva, confirmando a pequena ocorrência de cerosidade (quando muito é fraca e pouca) nos solos estudados.

Os solos são eutróficos, atributo este condizente com o material de origem (biotita gnaisse) e as condições climáticas da região: temperaturas elevadas e período seco pronunciado. Os solos são também eletronegativos.

Foram constatados mica e feldspato nas frações silte e areia indicando reserva de nutrientes (Ca, Mg e K, principalmente) e confirmando baixas taxas de intemperismo e lixiviação.

Os teores de Na⁺ foram elevados nos horizontes subsuperficiais do perfil 2 (Luvissole) com valores de PST acima de 15 %, caracterizando portanto solo sódico. Já o perfil 4 (Argissolo Vermelho-Amarelo) foi classificado como solódico.

Os teores de Mg²⁺ foram muito elevados nos horizontes subsuperficiais do perfil 2. Este fato, associado aos teores também elevados de Na⁺ podem estar influenciando negativamente em características físicas dos solos como a dispersão de argila, estrutura prismática e, provavelmente na condutividade hidráulica.

Caulinita e mica foram minerais comuns na fração argila dos solos estudados. Além desses minerais, tem-se expressiva participação de montmorillonita na fração argila do perfil 2, fato esse confirmado pelo elevado valor de Ki, indicando baixa dessilicificação.

Em todos os perfis foram detectados minerais primários facilmente intemperizáveis nas frações silte e areia, indicando reserva de nutrientes de médio a longo prazo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGÊNCIA NACIONAL DAS ÁGUAS – ANA. Hidroweb: Sistema de Informações Hidrológicas. Disponível em: <
<http://hidroweb.ana.gov.br/HidroWeb.asp?TocItem=1080&TipoReg=7&MostraCon=false&CriaArq=false&TipoArq=1&SerieHist=true>> Acesso em: 14 jun 2016.

ALLEONI, L. R. F.; MELLO, J. W. V.; ROCHA, W. S. D. Eletroquímica, adsorção e troca iônica no solo. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. **Química e mineralogia do solo**. Viçosa: SBCS, 2009. p. 69-129.

ALLOWAY, B.J. **Heavy metals in soils: trace metals and metalloids in soils and their bioavailability**. 3 ed. Springer Netherlands: 2013. 614p.

ALVAREZ, V. V. H.; NOVAIS, R. F.; DIAS, L. E.; OLIVEIRA, J. A. Determinação e uso do fósforo remanescente. **B. Inf. Soc. Bras. Ci. Solo**, v. 52, p. 27-32, 2000.

AMEZKETA, E.; ARAGÜÉS, R.; CARRANZA, R.; URGEL, B. Chemical, spontaneous and mechanical dispersion of clays in arid-zone soils. **Spanish Journal of Agricultural Research**, v. 1, n. 4, p. 95-107, 2003.

ARAÚJO, M. C. **Projeto Leste: Folhas Jacinto/ Salto da Divisa/ Itarantim SE.24-V-B-I/SE.24-V-B-II/SD.24-Y-D-IV**. Belo Horizonte: SEME/COMIG/CPRM, 2000. 74p.

AZEVEDO, A. C.; VIDAL-TORRADO, P. Esmectita, vermiculita, minerais com hidróxi entrecamadas e clorita. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. **Química e mineralogia do solo**. Viçosa: SBCS, 2009. p. 381-426.

BAULUZ, B.; MAYAYO, M. J.; YUSTE, A.; LÓPEZ, J. G. Genesis of kaolinite from Albian sedimentary deposits of the Iberian Range (NE Spain): analysis by XRD, SEM and TEM. **Clay Minerals**, v. 43, n. 3, p. 459-475, 2008.

BENNEMA, J.; JONGERIUS, A.; LEMOS, R. C. Micromorphology of some oxic and argillic horizons in South Brazil in relation to weathering sequences. **Geoderma**, v. 4, n. 3, p. 333-355, 1970.

BESOAIN, E. **Mineralogía de arcillas de suelos**. San José: Instituto Interamericano de Cooperacion para la agricultura, 1985. 1216 p.

BOCKHEIM, J. G.; HARTEMINK, A. E. Classification and distribution of soils with lamellae in the USA. **Geoderma**, v. 206, p. 92-100, 2013a.

BOCKHEIM, J. G.; HARTEMINK, A. E. Distribution and classification of soils with clay-enriched horizons in the USA. **Geoderma**, v. 209-210, p. 153-160, 2013b.

BORCHARDT, G. Smectites. In: DIXON, J. B.; WEED, S. B. **Minerals in Soil Environments**. 2. ed. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p. 675-727.

BORGGAARD, O. K. The influence of iron oxides on phosphate adsorption by soil. **Journal of Soil Science**, v. 34, n. 2, p. 333-341, 1983.

BOUABID, R.; BADRAOUI, M.; BLOOM, P. R. Potassium fixation and charge characteristics of soil clays. **Soil Science Society of America Journal**, v. 55, n. 5, p. 1493-1498, 1991.

BRADY, N. C.; WEIL, R. R. **Elementos da natureza e propriedades dos solos**. 3. ed. Porto Alegre: Bookman, 2013. 686p.

BRADY, P. V.; CYGAN, R. T.; NAGY, K. L. Molecular controls on kaolinite surface charge. **Journal of Colloid and Interface Science**, v. 183, n. 2, p. 356-364, 1996.

BRASIL. Projeto RADAMBRASIL: Folha SE.24 Rio Doce; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. (Levantamento dos recursos naturais, v. 34) Rio de Janeiro: IBGE, 1987. 548p.

BREWER, R. **Fabric and mineral analysis of soils**. New York: John Wiley and Sons, 1964. 470p.

BRINKMAN, R. Ferrolysis, a hydromorphic soil forming process. **Geoderma**, v. 3, n. 3, p. 199-206, 1970.

BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G.; TURSINA, T.; BABEL, U. **Handbook for soil thin section description**. Wolverhampton: Waine Reserch Publications, 1985. 152p.

BUOL, S. W.; HOLE, F. D. Clay skin genesis in Wisconsin soils. **Soil Science Society of America Journal**, v. 25, n. 5, p. 377-379, 1961.

CAMARGO, L. A.; MARQUES JÚNIOR, J.; PEREIRA, G. T. Mineralogy of the clay fraction of alfisols in two slope curvatures: IV-spatial correlation with physical properties. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 37, n. 2, p. 307-316, 2013.

CAMPOS, J. C. F.; SCHAEFER, C. E. G. R.; KER, J. C.; SAADI, A.; ALBUQUERQUE FILHO, M. R. Gênese e micropedologia de solos do Médio Jequitinhonha, de Turmalina a Pedra Azul, MG. **Geonomos**, v. 5, n. 1, p. 41-53, 1997.

CENTRO DE ESTUDOS DE CONVIVÊNCIA COM O SEMIÁRIDO – CECS. **Relação dos municípios integrantes do semiárido mineiro**. CECS, 2010.

CETEC – FUNDAÇÃO CENTRO TECNOLÓGICO DE MINAS GERAIS. Mapa de solos a nível de reconhecimento. Projeto Jequitinhonha, Belo Horizonte –MG, 1980.

CONAMA – CONSELHO NACIONAL DO MEIO AMBIENTE. Resolução nº 420 de 28 de dezembro de 2009. “Dispõe sobre os 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”. Disponível em <<http://www.mma.gov.br/port/conama/legiabre.cfm?codlegi=620>> Acesso em 09 jun. 2016.

COPAM – CONSELHO ESTADUAL DE POLÍTICA AMBIENTAL. Deliberação Normativa COPAM nº166, de 29 de junho de 2011. Altera o Anexo I da Deliberação Normativa Conjunta COPAM CERH nº 2 de 6 de setembro de 2010, estabelecendo os Valores de Referência de Qualidade dos Solos. Disponível em <<http://www.siam.mg.gov.br/sla/download.pdf?idNorma=18414>> Acesso em 05 julho 2016.

CORNELL, R. M.; SCHWERTMANN, U. **The iron oxides: structure, properties, reactions, occurrences and uses**. John Wiley and Sons, 2003. 703p.

CORRÊA, M. M.; KER, J. C.; MENDONÇA, E. S.; RUIZ, H. A.; BASTOS, R. S. Atributos físicos, químicos e mineralógicos de solos da região das várzeas de Sousa (PB). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 27, p. 311-324, 2003.

CORTI, G.; AGNELLI, A.; UGOLINI, F. C. Release of Al by hydroxy-interlayered vermiculite and hydroxy-interlayered smectite during determination of cation exchange capacity in fine earth and rock fragments fractions. **European Journal of Soil Science**, v. 48, n. 2, p. 249-262, 1997.

COSTA, A. C. S.; BIGHAM, J. M. Óxidos de ferro. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. **Química e mineralogia do solo**. Viçosa: SBCS, 2009. p. 505-572.

COSTA, J. B. **Caracterização e constituição do solo**. 2 ed. Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian, 1979. 527p.

DICK, D. P.; SCHWERTMANN, U. Microaggregates from Oxisols and Inceptisols: dispersion through selective dissolutions and physicochemical treatments. **Geoderma**, v. 74, p. 49-63, 1996.

DIXON, J. B. Kaolin and Serpentine Group Minerals. In: DIXON, J. B.; WEED, S. B. **Minerals in Soil Environments**. 2. ed. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p. 467-526.

DOUGLAS, L. A. Vermiculites. In: DIXON, J. B.; WEED, S. B. **Minerals in Soil Environments**. 2. ed. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p. 635-674.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro: 2011. 230p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 3. ed. Rio de Janeiro: EMBRAPA, 2013. 353p.

FANNING, D. S.; FANNING, M. C. B. **Soil morphology, genesis and classification**. New York: John Wiley, 1989. 395p.

FANNING, D. S.; KERAMIDAS, V. Z.; EL-DESOKY, M. A. Micas. In: DIXON, J. B.; WEED, S. B. **Minerals in Soil Environments**. 2. ed. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p. 551-634.

FERNANDES, L. A.; RIBEIRO, M. R.; OLIVEIRA, L. B.; FERREIRA, R. F. Caracterização e classificação de solos de uma litotoposseqüência do Projeto Xingó-SE. **Revista Brasileira de Ciências Agrárias**, v. 5, n. 2, p. 192-201, 2010.

FILIZOLA, H. F.; GOMES, M. A. **Coleta e impregnação de solos para análise micromorfológica**. Comunicado Técnico EMBRAPA 20, 2004, 4p.

FITZPATRICK, E. A. **Micromorphology of soils**. New York: Chapman and Hall, 1984. 433p.

FUNDAÇÃO ESTADUAL DO MEIO AMBIENTE – FEAM. Banco de Solos de Minas Gerais, 2010. Disponível em: <<http://www.feam.br/noticias/1/949-mapas-de-solo-do-estado-de-minas-gerais>> Acesso em: 27 set. 2015.

FURQUIM, S. A. C.; GRAHAM, R. C.; BARBIERO, L.; PEREIRA, J.; NETO, Q.; VALLE, V. **Mineralogy and genesis of smectites in an alkaline-saline environment of Pantanal wetland, Brazil**. *Clays and Clay Minerals*, v. 56, n. 5, p. 579-595, 2008.

GRIM, R. E. **Clay mineralogy**. 2. ed. New York: McGraw-Hill, 1968. 460p.

GUO, H.; BARNARD, A. S. Naturally occurring iron oxide nanoparticles: morphology, surface chemistry and environmental stability. **Journal of Materials Chemistry A**, v. 1, n. 1, p. 27-42, 2013.

HUANG, P. M.; KOZAK, L. M. Adsorption of hydroxy-aluminium polymers by muscovite and biotite. **Nature**, v. 228, p. 1084-1085, 1970.

HUNZIKER, J.C.; FREY, M.; CLAUER, N.; DALLMEYER, R. D.; FRIEDRIEHCEN, H.; FLEHMIG, W.; HOEHSTRASSER, K.; ROGGWILER, P.; SCHWANDER, H. The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 92, n. 2, p. 157-180, 1986.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. Manual técnico da vegetação brasileira. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2012. 275 p.

IBRAHIM, M. A.; BURRAS, C. L. Distribution and Origin of Argillic Horizons across Iowa – A Novel Hypothesis. **Soil Science Society of America Journal**, v. 77, n. 2, p. 580-590, 2013.

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.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA – INMET. Disponível em: <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=home/page&page=rede_estacoes_auto_graf> Acesso em: 30 maio 2016.

KABATA-PENDIAS, A. **Trace Elements in Soils and Plants**. 4. ed. CRC Press, 2010. 548 p.

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.; MARQUES, J. J.; CURI, N. Mineralogia de solos brasileiros. In: KER, J. C.; CURI, N.; SCHAEFER, C. E. G. R.; VIDAL-TORRADO, P. **Pedologia: fundamentos**. Viçosa: SBCS, 2012. p. 81-145.

KEREN, R.; SPARKS, D. L. The role of edge surfaces in flocculation of 2:1 clay minerals. **Soil Science Society of America Journal**, v. 59, n. 2, p. 430-435, 1995.

KHALIFA, E. M.; BUOL, S. W. Studies of clay skins in a Cecil (Typic Hapludult) soil: I. Composition and genesis. **Soil Science Society of America Journal**, v. 32, n. 6, p. 857-861, 1968.

KLOPROGGE, J. T.; KOMARNENI, S.; AMONETTE, J. E. Synthesis of smectite clay minerals: a critical review. **Clays and Clay Minerals**, v. 47, n. 5, p. 529-554, 1999.

KOGURE, T.; MORIMOTO, K.; TAMURA, K.; SATO, H.; YAMAGISHI, A. XRD and HRTEM evidence for fixation of cesium ions in vermiculite clay. **Chemistry Letters**, v. 41, n. 4, p. 380-382, 2012.

KÜHN, P.; AGUILAR, J.; MIEDEMA, R. Textural pedofeatures and related horizons. In: STOOPS, G.; MARCELINO, V.; MEES, F. **Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths**. Elsevier, 2010. p. 217-250.

LAIRD, D. A. Model for crystalline swelling of 2:1 phyllosilicates. **Clays and Clay Minerals**, v. 44, n. 4, p. 553-559, 1996.

LAVKULICH, L. M.; AROCENA, J. M. Luvisolic soils of Canada: Genesis, distribution, and classification. **Canadian Journal of Soil Science**, v. 91, n. 5, p. 781-806, 2011.

LIMA, H. N.; SCHAEFER, C. E.; MELLO, J. W.; GILKES, R. J.; KER, J. C. Pedogenesis and pre-Colombian land use of "Terra Preta Anthrosols" ("Indian black earth") of Western Amazonia. **Geoderma**, v. 110, n. 1, p. 1-17, 2002.

LOU, G. Q. J.; HUANG, P. M. Interlayer adsorption of polymeric hydroxy-aluminosilicate ions by montmorillonite. **Soil Science Society of America Journal**, v. 58, n. 3, p. 745-750, 1994.

MALVEZZI, R. **Semiárido: uma visão holística**. Brasília: Confea, 2007. 140p.

McKEAGUE, J. A.; DAY, J. H. Dithionite and oxalate - extractable Fe and Al as Aids in differentiating various classes of soils. **Can. J. Soil Sci.**, v.46, p.13- 22, 1966.

McKEAGUE, J. A.; WANG, C.; ROSS, G. J.; ACTON, C. J.; SMITH, R. E.; ANDERSON, D. W.; PETTAPIECE, W. W.; LORD, T. M. Evaluation of criteria for argillic horizons (Bt) of soils in Canada. **Geoderma**, v. 25, n. 1-2, p.63-74, 1981.

McKENZIE, R. M. The adsorption of lead and other heavy metals on oxides of manganese and iron. **Soil Research**, v. 18, n. 1, p. 61-73, 1980.

MEHRA, J. P.; JACKSON, M. L. Iron oxides removal from soils and clays by a dithionite-citrate-bicarbonate system buffered with bicarbonate sodium. **Clay Miner.**, v.7, p.317-327, 1960.

MELO, V. F.; SINGH, B.; SCHAEFER, C. E. G. R.; NOVAIS, R. F.; FONTES, M. P. F. Chemical and mineralogical properties of kaolinite-rich Brazilian soils. **Soil Science Society of America Journal**, v. 65, n. 4, p. 1324-1333, 2001.

MELO, V. F.; WYPYCH, F. Caulinita e haloisita. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. F. **Química e mineralogia do solo**. Viçosa: SBCS, 2009. p. 427-504.

MITCHELL, J. K.; SOGA, K. **Fundamentals of Soil Behaviour**. New Jersey: John Wiley and Sons Inc., 2005. 592 p.

MOHAPATRA, M.; ANAND, S. Synthesis and applications of nano-structured iron oxides/hydroxides—a review. **International Journal of Engineering, Science and Technology**, v. 2, n. 8, p. 127-146, 2010.

MUGGLER, C. C. **Polygenetic Oxisols on Tertiary surfaces, Minas Gerais, Brazil: Soil genesis and landscape development**. Wageningen, Landbouwniversiteit Wageningen, 1998. 185p. (Tese de doutorado)

MURAD, E.; CASHION, J. **Mössbauer spectroscopy of environmental materials and their industrial utilization**. Springer Science and Business Media, 2011. 418 p.

NIEDER, R.; BENBI, D. K.; SCHERER, H. W. Fixation and defixation of ammonium in soils: a review. **Biology and fertility of Soils**, v. 47, n. 1, p. 1-14, 2011.

OLIVEIRA, L. B.; FONTES, M. P. F.; RIBEIRO, M. R.; KER, J. C. Micromorfologia e gênese de Luvisolos e Planossolos desenvolvidos de rochas metamórficas no semi-árido brasileiro. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, p. 2407-2423, 2008.

OLIVEIRA, L. C. A.; FABRIS, J. D.; PEREIRA, M. C. Óxidos de ferro e suas aplicações em processos catalíticos: uma revisão. **Química Nova**, v. 36, p. 123-130, 2013.

OLIVEIRA, M. T.; FURTADO, S.; FORMOSO, M. L.; EGGLETON, R. A.; DANI, N. Coexistence of halloysite and kaolinite: a study on the genesis of kaolin clays of Campo Alegre Basin, Santa Catarina State, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 79, n. 4, p. 665-681, 2007.

REBOUÇAS, C. A. M.; PORTELA, J. C.; ERNESTO SOBRINHO, F.; CAVALCANTE, J. S. J.; SILVA, M. L. D. N.; GONDIM, J. E. F. Caracterização física, química e morfológica do solo em várzea do município de Florânia, RN. **Agropecuária Científica no Semiárido**, v. 10, n. 1, p. 134-142, 2014.

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

RESENDE, M.; CURI, N.; REZENDE, S. B.; CORRÊA, G. F.; KER, J. C. **Pedologia- Base para distinção de ambientes**. 6. ed. Lavras: UFLA, 2014. 378p.

RIBEIRO A. C.; GUIMARÃES, P. T. G.; ALVAREZ, V. **Recomendações para o uso de corretivos e fertilizantes em Minas Gerais – 5ª aproximação**. Viçosa: UFV, 1999. 359p.

RUIZ, H. A. Incremento da exatidão da análise granulométrica do solo por meio da coleta da suspensão (silte+ argila). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 29, n. 2, p. 297-300, 2005.

SÁ JÚNIOR, A.; CARVALHO, L. G.; SILVA, F. F.; ALVES, M. C. Application of the Köppen classification for climatic zoning in the state of Minas Gerais, Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 108, n. 1-2, p. 1-7, 2012.

SANTOS, R. D.; LEMOS, R. C.; SANTOS, H. G.; KER, J. C.; ANJOS, L. H. C.; SHIMIZU, S. H. **Manual de Descrição e coleta de solo no campo**. 6. ed. Viçosa: SBCS, 2013. 100p.

SATO, H.; ONO, K.; JOHNSTON, C. T.; YAMAGISHI, A. First-principles studies on the elastic constants of a 1: 1 layered kaolinite mineral. **American Mineralogist**, v. 90, n. 11-12, p. 1824-1826, 2005.

SCHAEFER, C. E. G. R.; KER, J. C.; GILKES, R. J.; CAMPOS, J. C.; COSTA, L. M.; SAADI, A. Pedogenesis on the uplands of the Diamantina Plateau, Minas Gerais, Brazil: a chemical and micropedological study. **Geoderma**, v. 107, n. 3, p. 243-269, 2002.

SHENG, G.; JOHNSTON, C. T.; TEPPEN, B. J.; BOYD, S. A. Potential contributions of smectite clays and organic matter to pesticide retention in soils. **Journal of Agricultural and Food Chemistry**, v. 49, n. 6, p. 2899-2907, 2001.

SCHULZE, D. G. An introduction to soil mineralogy. . In: DIXON, J. B.; WEED, S. B. **Minerals in Soil Environments**. 2. ed. Madison: Soil Science Society of America, 1989. p. 01-34.

SCHULZE, D. G. The influence of aluminum on iron oxides. VIII. Unit-cell dimensions of Al-substituted goethites and estimation of Al from them. **Clays and Clay Minerals**, v. 32, n.1, p.36-44, 1984.

SCHWERTMANN, U. Solubility and dissolution of iron oxides. **Plant and soil**, v. 130, n. 1-2, p. 1-25, 1991.

SCHWERTMANN, U. Some properties of soil and synthetic iron oxides. In: STUCKI, J. W.; GOODMAN, B. A.; SCHWERTMANN, U. **Iron in soils and clay minerals**. Dordrecht: Reidel, 1988. p. 203-250.

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

SILVA, M. B.; ANJOS, L. H. C.; PEREIRA, M. G.; SCHIAVO, J. A.; COOPER, M.; CAVASSANI, R. S. Gênese e classificação dos solos de uma topossequência em área de carste na Serra da Bodoquena, MS. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 37, n.6, p. 1464-1480, 2013.

SINGH, B.; GILKES, R. J. Properties of soil kaolinites from south-western Australia. **Journal of Soil Science**, v. 43, n. 4, p. 645-667, 1992.

STOOPS, G. **Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections**. Madison: Soil Science Society of America, 2003. 180p.

STOOPS, G.; JONGERIUS, A. Proposal for a micromorphological classification of soil materials. I. A classification of the related distributions of fine and coarse particles. **Geoderma**, v. 13, n. 3, p. 189-199, 1975.

STOOPS, G. Micromorphology as a tool in soil and regolith studies. In: STOOPS, G.; MARCELINO, V.; MEES, F. **Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths**. Elsevier, 2010. p. 1-14.

SCHAETZL, R. J.; ANDERSON, S. **Soils: Genesis and Geomorphology**. Cambridge University Press, 2005. 827p.

SOIL SURVEY STAFF. **Keys to Soil Taxonomy**. 11. ed. United States Department of Agriculture: Natural Resources Conservation Service, 2010. 338p.

TOLEDO, M. C. M.; OLIVEIRA, S. M. B.; MELFI, A. J. Intemperismo e formação do solo. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M.; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. **Decifrando a Terra**. São Paulo: Oficina de Textos, 2000. p. 144-166.

TOMBÁ CZ, E.; SZEKERES, M. Surface charge heterogeneity of kaolinite in aqueous suspension in comparison with montmorillonite. **Applied Clay Science**, v. 34, n. 1, p. 105-124, 2006.

TORRADO, P. V. Essa tal cerosidade. **B. Inf. Soc. Bras. Ci. Solo**. v. 26, n. 3, p. 13-15, 2001.

VALI, H.; HESSE, R. Identification of vermiculite by transmission electron microscopy and x-ray diffraction. **Clay Minerals**, v. 27, n. 2, p. 185-192, 1992.

van BREEMEN, N.; BUURMAN, P. **Soil formation**. Springer Science & Business Media, 2002. 404 p.

van VLIET-LANOË, B. The genesis and age of the argillic horizon in Weichselian loess of northwestern Europe. **Quaternary International**, v. 5, p. 49-56, 1990.

van RANST, E.; CONINCK, F. Evaluation of ferrollysis in soil formation. **European Journal of Soil Science**, v. 53, n. 4, p. 513-520, 2002.

WAMBEKE, A. R. Criteria for classifying tropical soils by age. **Journal Soil Science**, v. 13, p. 124-132, 1962.

WITTHIG, L. D.; ALLARDICE, W. R. X-Ray diffraction techniques. In: KLUTE, A. **Methods of soil analysis. Part 1: Physical and mineralogical methods**. Madison: American Society of Agronomy, 1986. p. 331-362.

WILSON, M. J. The origin and formation of clay minerals in soils: past, present and future perspectives. **Clay Minerals**, v. 34, n. 1, p. 7-7, 1999.

YEOMANS, J. C.; BREMNER, J. M. A rapid and precise method for routine determination of organic carbon in soil. **Communications in Soil Science and Plant Analysis**, v.19, n.13, p.1467-1476, 1988.

YIN, K.; HONG, H.; CHURCHMAN, G. J.; LI, R.; LI, Z.; WANG, C.; HAN, W. Hydroxy-interlayered vermiculite genesis in Jiujiang late-Pleistocene red earth sediments and significance to climate. **Applied Clay Science**, v. 74, p. 20-27, 2013.

APÊNDICE

DESCRIÇÃO GERAL E MORFOLÓGICA DOS PERFIS ESTUDADOS

PERFIL 1 – P1



A – DESCRIÇÃO GERAL

DATA – 01/10/15.

CLASSIFICAÇÃO – ARGISSOLO VERMELHO Eutrófico abrúptico.

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Corte de estrada lado direito sentido Jequitinhonha - Almenara, via BR-367. Município de Jequitinhonha – MG.

Coordenadas: 16° 18' 34,8'' S 40° 48' 05,8'' W.

ALTITUDE – 201 m.

LITOLOGIA E FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Complexo Paraíba do Sul, Proterozóico Superior.

MATERIAL ORIGINÁRIO – Proveniente de rochas gnáissicas.

PEDREGOSIDADE – Não pedregoso.

ROCHOSIDADE – Não rochoso.

RELEVO LOCAL – Ondulado.

RELEVO REGIONAL – Ondulado.

EROSÃO – Laminar ligeira.

DRENAGEM – Moderadamente drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta Estacional Decidual.

USO ATUAL – Pastagem.

CLIMA – Aw da classificação de Köppen.

B – DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

Ap 0 – 25 cm; bruno escuro (10 YR 3/3, úmido) e bruno-acinzentado (10 YR 5/2, seco); franco-argilo-arenosa; moderada pequena blocos subangulares; ligeiramente duro, firme, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição clara e plana.

2Bt1 25 – 48 cm; bruno-avermelhado escuro (2,5 YR 3/4, úmido); muito argilosa; moderada a forte pequena blocos subangulares; cerosidade moderada e comum; duro, firme, plástico e pegajoso; transição gradual e plana.

2Bt2 48 – 90 cm; vermelho-escuro (2,5 YR 3/6, úmido), mosqueado comum cinza (10 YR 6/1, úmido); muito argilosa; moderada a forte, pequena a média blocos subangulares; cerosidade moderada e comum; duro, firme, plástico e pegajoso; transição gradual plana.

2BC 90 – 150 cm; vermelho-escuro (2,5 YR 3/6, úmido), mosqueado abundante cinza (10 YR 5/1, úmido) e mosqueado pouco bruno-amarelado escuro (10 YR 4/6, úmido); muito argiloso.

2CR 150 – 200 cm; argilosa.

2RC 200 cm +; franco-argilosa.

RAÍZES: finas e poucas no horizonte Ap.

OBSERVAÇÕES: presença de cascalhos arredondados no horizonte Ap. Não foi verificado fendilhamento no perfil.

PERFIL 2 – P2



A – DESCRIÇÃO GERAL

DATA – 02/10/15.

CLASSIFICAÇÃO – LUVISSOLO CRÔMICO Pálico abruptico.

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Corte de estrada lado direito sentido Almenara - Jordânia, via LMG-638. Município de Jacinto – MG. Coordenadas: 16° 02' 15,9'' S 40° 24' 17,2'' W.

ALTITUDE – 192 m.

LITOLOGIA E FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Complexo Medina, Proterozóico Superior.

MATERIAL ORIGINÁRIO – Proveniente de rochas graníticas.

PEDREGOSIDADE – Não pedregoso.

ROCHOSIDADE – Não rochoso.

RELEVO LOCAL – Suave ondulado a ondulado.

RELEVO REGIONAL – Ondulado.

EROSÃO – Laminar ligeira.

DRENAGEM – Moderadamente drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta Estacional Semidecidual.

USO ATUAL – Pastagem.

CLIMA – Aw da classificação de Köppen.

B – DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

Ap 0 – 33 cm; bruno-acinzentado escuro (10 YR 4/2, úmido) e cinza (10 YR 6/1, seco); franco-arenosa; fraca média a grande blocos subangulares; ligeiramente duro, friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição clara e plana.

Bt1 33 – 69 cm; cinza (10 YR 5/1, úmido), mosqueado grande e abundante vermelho escuro (2,5 YR 3/6, úmido); muito argilosa; moderada grande blocos angulares e subangulares; cerosidade pouca e fraca; muito duro, firme, muito plástico e muito pegajoso; transição gradual e plana.

Bt2 69 – 110 cm; bruno-acinzentado (10 YR 5/2, úmido), mosqueado grande e abundante vermelho (2,5 YR 4/8, úmido) e mosqueado médio e pouco vermelho-amarelo (5 YR 5/8, úmido); argilosa; moderada grande prismática que se desfaz em blocos angulares e subangulares; muito duro, firme, muito plástico e muito pegajoso; transição gradual ondulada.

RC 110 cm +; franco-arenosa.

RAÍZES: comuns e finas no horizonte Ap.

OBSERVAÇÕES: Não possui slikensides.

PERFIL 3 – P3



A – DESCRIÇÃO GERAL

DATA – 02/10/15.

CLASSIFICAÇÃO – ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Eutrófico abrupto.

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Corte de estrada lado direito sentido Almenara - Jacinto, via BR-367. Município de Almenara – MG. Coordenadas: 16° 10' 39,7'' S 40° 40' 11,4'' W.

ALTITUDE – 193 m.

LITOLOGIA E FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Complexo Paraíba do Sul, Proterozóico Superior.

MATERIAL ORIGINÁRIO – Proveniente de rochas gnáissicas.

PEDREGOSIDADE – Não pedregoso.

ROCHOSIDADE – Não rochoso.

RELEVO LOCAL – Suave ondulado a ondulado.

RELEVO REGIONAL – Suave ondulado a ondulado.

EROSÃO – Laminar ligeira.

DRENAGEM – Moderadamente drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta Estacional Decidual.

USO ATUAL – Pastagem.

CLIMA – Aw da classificação de Köppen.

B – DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

Ap 0 – 28 cm; bruno (10 YR 3/2, úmido) e bruno-acinzentado (10 YR 5/2, seco); franco-argilo-arenosa; fraca a moderada, média a grande blocos subangulares; ligeiramente duro, firme, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição clara e ondulada.

Bt 28 – 70 cm; vermelho-amarelo (5 YR 5/6, úmido); muito argilosa; moderada média blocos subangulares; duro, firme, plástico e pegajoso; transição clara e ondulada.

BC 70 – 150 cm; bruno-amarelado (10 YR 5/4, úmido), mosqueado comum vermelho (10 R 4/8, úmido) e mosqueado pouco amarelo-brunado (10 YR 6/8, úmido); argilosa; transição clara e plana.

CR 150 cm +; argilosa.

RAÍZES: comuns e finas no horizonte Ap e raras e finas no horizonte Bt.

OBSERVAÇÕES: presença de canais de raízes no horizonte BC preenchidos com material orgânico.

PERFIL 4 – P4



A – DESCRIÇÃO GERAL

DATA – 03/10/15.

CLASSIFICAÇÃO – ARGISSOLO VERMELHO-AMARELO Eutrófico abrupto planossólico.

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Corte de estrada lado direito sentido Almenara - Jacinto, via BR-367. Município de Almenara – MG. Coordenadas: 16° 07' 46,2'' S 40° 33' 50,1'' W.

ALTITUDE – 169 m.

LITOLOGIA E FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Complexo Paraíba do Sul, Proterozóico Superior.

MATERIAL ORIGINÁRIO – Proveniente de rochas gnáissicas.

PEDREGOSIDADE – Não pedregoso.

ROCHOSIDADE – Não rochoso.

RELEVO LOCAL – Suave ondulado a ondulado.

RELEVO REGIONAL – Suave ondulado a ondulado.

EROSÃO – Laminar ligeira.

DRENAGEM – Moderadamente drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA: Floresta Estacional Decidual.

USO ATUAL – Pastagem.

CLIMA – Aw da classificação de Köppen.

B – DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- Ap 0 – 20 cm; bruno (10 YR 3/2, úmido) e bruno-acinzentado (10 YR 5/2, seco); franco-argilo-arenosa; fraca a moderada média blocos subangulares; duro, friável, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição clara e plana.
- A2 20 – 45 cm; bruno (10 YR 4/3, úmido) e bruno-acinzentado (10 YR 5/2, seco); franco-argilo-arenosa; fraca a moderada média blocos subangulares; duro, firme, ligeiramente plástico e ligeiramente pegajoso; transição clara e plana.
- Bt1 45 – 70 cm; bruno (10 YR 4/3, úmido), mosqueado grande e abundante bruno-amarelado escuro (10 YR 4/6, úmido) e mosqueado grande e comum vermelho-amarelado (5 YR 4/6, úmido); argilosa; moderada média a grande blocos subangulares; duro, firme, plástico e pegajoso; transição clara e plana.
- Bt2 70 – 112 cm; cinza (10 YR 5/1, úmido), mosqueado grande e abundante amarelo-brunado (10 YR 6/6, úmido) e mosqueado médio e comum vermelho (2,5 YR 4/6, úmido); muito argilosa; forte grande a muito grande blocos angulares e subangulares; muito duro, firme, plástico e pegajoso; transição gradual e plana.
- BC 112 – 150 cm +; cinza (10 YR 6/1, úmido), mosqueado grande e abundante amarelo-brunado (10 YR 6/6, úmido) e mosqueado médio e comum vermelho (2,5 YR 4/8, úmido); argilosa.

RAÍZES: poucas e finas a médias no horizonte Ap.

OBSERVAÇÕES: presença de bioporos.