

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPIRITO SANTO - UFES  
CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS E ENGENHARIAS - CCAE  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA**

**Balanço geoquímico e pedogênese sobre rochas cristalinas  
ácidas na região do Caparaó, Espírito Santo**

**Discente: Ramon Machado Loureiro**

Dissertação apresentada para obtenção do título de Mestre em Agronomia.

Área de Conhecimento: Produção Vegetal

**Alegre, 2022**

**Ramon Machado Loureiro**

**Balanço geoquímico e pedogênese sobre rochas cristalinas  
ácidas na região do Caparaó, Espírito Santo**

Orientador:

**Prof. Dr. Danilo de Lima Camêlo**

Dissertação apresentada para obtenção do título de Mestre em Agronomia.

Área de Conhecimento: Produção Vegetal

**Alegre, 2022**

Ficha catalográfica disponibilizada pelo Sistema Integrado de Bibliotecas - SIBI/UFES e elaborada pelo autor

---

L892b

Loureiro, Ramon Machado, 1997-  
Balanço geoquímico e pedogênese sobre rochas cristalinas ácidas na região do Caparaó, Espírito Santo /  
Ramon Machado Loureiro. - 2022.  
69 f.: il.

Orientador: Danilo de Lima Camêlo.  
Coorientador: Luiz Aníbal da Silva Filho.  
Dissertação (Mestrado em Produção Vegetal) -  
Universidade Federal do Espírito Santo, Centro de Ciências Agrárias e Engenharias.

I. Camêlo, Danilo de Lima. II. da Silva Filho, Luiz Aníbal.  
III. Universidade Federal do Espírito Santo. Centro de Ciências Agrárias e Engenharias. IV. Título.

CDU: 63

---


**Ramon Machado Loureiro**

**Balanço geoquímico e pedogênese sobre rochas cristalinas  
ácidas na região do Caparaó, Espírito Santo**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Agronomia do Centro de Ciências Agrárias e Engenharias da Universidade Federal do Espírito Santo, como parte das exigências para obtenção do título de Mestre em Agronomia.

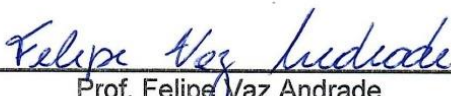
Aprovado em: 02/08/2022

Comissão Examinadora



---

Prof. Danilo de Lima Camêlo  
Universidade Federal do Espírito Santo - Orientador



---

Prof. Felipe Vaz Andrade  
Universidade Federal do Espírito Santo - Membro Interno



---

Prof. Marcelo Metri Corrêa  
Universidade Federal do Agreste de Pernambuco - Membro Externo

## **AGRADECIMENTOS**

Primeiramente agradeço a minha família, meus pais Luiz Alberto e Lorena Pereira, e meu irmão Yuri Machado. Por tudo que proporcionaram ao longo da minha vida pessoal e acadêmica, todo apoio e incentivo; a participação de vocês nessa trajetória não pode ser descrita.

Agradecimento especial a minha namorada Gleice, por estar sempre ao meu lado, me apoiando e ajudando a realizar meus objetivos, você é meu ponto de equilíbrio.

Agradeço a Universidade Federal do Espírito Santo - UFES e ao Programa de Pós-Graduação em Agronomia - PPGAG, pela oportunidade de uma formação profissional de qualidade.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Danilo de Lima Camêlo, por todos os ensinamentos, orientações, conselhos e amizade durante esses anos. Que essa parceria se prolongue por muitos anos, pessoalmente e profissionalmente.

Ao meu coorientador, Dr. Luiz Aníbal, pela amizade, ensinamentos e toda contribuição na minha formação pessoal e acadêmica.

A todos os membros do Laboratório de Gênese e Mineralogia de Solos - LAGEM, em especial ao parceiro das batalhas na pós-graduação, Marcel Pimenta, pelas trocas de conhecimentos, o auxílio nas análises e metodologias, os momentos de confraternização e a parceria e coletividade presentes em nosso grupo.

Aos bravos companheiros que me ajudaram na abertura das trincheiras, a minha eterna gratidão pelo esforço dedicado nessa árdua missão: Diego Maitrê, Marcelo Veloso, Guilherme Oliveira, Victor Campos e Robson Moreira.

Ao Dr. David Lukas de Arruda da Silva, pelo auxílio com o trabalho cartográfico.

Ao Prof. Diego Lang Burak, por sua disponibilidade e apoio com as determinações elementares no espectrômetro de absorção atômica.

Ao Laboratório de Solos do CCAE-UFES, pelo auxílio com as análises físicas e químicas de rotina.

Ao Laboratório de Engenharia Química - LEQ, do departamento de engenharia rural da UFES, e ao Pedro Henrique Fonseca, pelo apoio com a análise

de difração de raios-x.

À técnica Tamires Costa Velasco, do Laboratório de Geoquímica do Departamento de Geologia - CCENS/UFES, pelo apoio com a análise de fluorescência de raios-x.

Por fim, agradeço a todos aqueles que contribuíram para que eu pudesse chegar onde cheguei, espero um dia poder retribuí-los.

## SUMÁRIO

<b>1.</b>	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	<b>15</b>
<b>2.</b>	<b>OBJETIVOS</b> .....	<b>18</b>
	<b>2.1 Objetivo Geral</b> .....	<b>18</b>
	<b>2.2 Objetivos Específicos</b> .....	<b>18</b>
<b>3.</b>	<b>MATERIAL E MÉTODOS</b> .....	<b>18</b>
	<b>3.1 Descrição da área e posição dos perfis</b> .....	<b>18</b>
	<b>3.2 Análises químicas e físicas de rotina</b> .....	<b>21</b>
	<b>3.3 Análises geoquímicas</b> .....	<b>21</b>
	3.3.1 Fluxo de massa .....	21
	3.3.2 Índices de intemperismo .....	22
	<b>3.4 Análises mineralógicas</b> .....	<b>23</b>
	3.4.1 Análise petrográfica.....	23
	3.4.2 Difratometria de raios-x .....	24
	3.4.3 Dissolução seletiva de oxihidróxidos de Fe.....	24
	3.4.4 Suscetibilidade magnética.....	24
	3.4.5 Análise Termogravimétrica (ATG) .....	25
<b>4.</b>	<b>RESULTADOS</b> .....	<b>25</b>
	<b>4.1 Atributos físicos, químicos e morfológicos</b> .....	<b>25</b>
	<b>4.2 Fluxo de massa</b> .....	<b>29</b>
	4.2.1 CIA, MIA e IOL .....	32
	<b>4.3 Mineralogia</b> .....	<b>37</b>
	4.3.1 Petrografia.....	37
	4.3.1 Difratometria de raios-x .....	40

4.3.2 Dissoluções Seletivas .....	44
4.3.3 Susceptibilidade Magnética.....	46
4.3.4 Dados termogravimétricos .....	47
<b>5. DISCUSSÃO.....</b>	<b>48</b>
<b>5.1 Características do solo.....</b>	<b>48</b>
<b>5.2 Balanço geoquímico e estágios da pedogênese.....</b>	<b>50</b>
<b>5.3 Evolução mineralógica .....</b>	<b>54</b>
<b>6. CONCLUSÕES.....</b>	<b>58</b>
<b>7. REFERÊNCIAS .....</b>	<b>59</b>



## RESUMO

Ao longo do tempo diversos estudos foram realizados com o intuito de compreender aprofundadamente os fatores e processos de formação dos solos do mundo. O entendimento do balanço geoquímico e mineralógico, aliados aos índices de intemperismo tem promovido condições de estimar estágios futuros dos solos, mobilidade de elementos, processos de lixiviação e potencial agrícola. Assim, objetivou-se com o trabalho compreender a dinâmica geoquímica e de processos pedogênicos em rampa de colúvio sobre rocha cristalina ácida na região do Caparaó, Espírito Santo. Foram coletados quatro perfis ao longo da vertente; as amostras dos horizontes foram secas ao ar, destorroadas e passadas em peneira com malha de 2 mm, obtendo-se a terra fina seca ao ar (TFSA). A caracterização dos solos e determinação do balanço geoquímico foi fundamentada nas análises químicas e físicas de rotina, fluorescência de raios-x (FRX). A composição mineralógica dos argilominerais foi analisada por difratometria de raios-x (DRX), análise de susceptibilidade magnética, extrações seletivas das formas de ferro e curvas termogravimétricas (TG). Com base nos dados obtidos pode-se concluir que: a) o relevo apresentou forte influência na pedogênese devido a sua contribuição para a distribuição, infiltração e dinâmica da água no sistema, bem como para o aporte detrítico-colúvio contínuo, que exerce efeito rejuvenescedor nos solos, sobretudo nos horizontes superficiais; b) por meio dos índices de intemperismo os solos foram classificados em estágio intermediário de intemperismo, próximos à completa caulinitização, indicando grau de evolução pedogênica dos perfis na ordem  $P_4 > P_1 > P_2 > P_3$ ; c) a assembleia mineralógica da fração argila é dominada por caulinita e illita, oxihidróxidos de Fe cristalinos (hematita e goethita), gibbsita e K-feldspato, em menor proporção são encontrados plagioclásios e vermiculitas com hidróxi-Al entrecamadas; d) a elevada atividade da fração argila em superfície, sobretudo em  $P_1$  e  $P_2$ , evidencia a participação significativa da illita na capacidade de troca catiônica dos solos, possivelmente devido à remoção parcial do K nas entrecamadas (interestratificação mineral), originando pequena capacidade de expansão e contração das camadas 2:1, e conseqüente aumento da capacidade de troca catiônica e superfície específica; e) a relação inversa caulinita-gibbsita não reflete o estágio pedogênico dos solos,

ratificado pelos maiores teores de gibbsita em profundidade no saprólito (P<sub>2</sub>-Cr).

## ABSTRACT

Over time, several studies have been carried out with the aim of understanding in depth the factors and processes of soil formation in the world. The understanding of the geochemical and mineralogical balance, allied to the indices of weathering, has promoted conditions to estimate future stages of soils, element mobility, leaching processes and agricultural potential. Thus, the objective of this work was to understand the geochemical dynamics and pedogenic processes in colluvium ramp on acid crystalline rock in the region of Caparaó, Espírito Santo. Four profiles were collected along the slope; the horizon samples were air-dried, crushed and passed through a 2 mm mesh sieve, obtaining air-dried fine earth (TFSA). Soil characterization and geochemical balance determination was based on routine chemical and physical analysis, x-ray fluorescence (XRF). The mineralogical composition of clay minerals was analyzed by X-ray diffractometry (XRD), magnetic susceptibility analysis, selective extractions of iron forms and thermogravimetric curves (TG). Based on the data obtained, it can be concluded that: a) the relief had a strong influence on pedogenesis due to its contribution to the distribution, infiltration and dynamics of water in the system, as well as to the continuous contribution of colluvial detritus, which exerts a rejuvenating effect in soils, especially in surface horizons; b) through the weathering indices, the soils were classified in an intermediate stage of weathering, close to complete kaolinization, indicating a degree of pedogenic evolution of the profiles in the order P4>P1>P2>P3; c) the mineralogical assembly of the clay fraction is dominated by kaolinite and illite, crystalline Fe oxyhydroxides (hematite and goethite), gibbsite and K-feldspar, in a smaller proportion are found plagioclases and vermiculite with hydroxy-Al interlayers; d) the high activity of the clay fraction on the surface, especially in P1 and P2, evidences the significant participation of illite in the cation exchange capacity of soils, possibly due to the partial removal of K in the interlayers (mineral interstratification), resulting in a small expansion capacity and contraction of the 2:1 layers, and consequent increase in cation exchange capacity and specific surface; e) the inverse kaolinite-gibbsite relationship does not reflect the pedogenic stage of the soils, confirmed by the higher levels of gibbsite at depth in the saprolite (P2-Cr).

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização da área de estudo e do ponto de amostragem onde foram abertos os perfis de solo.

Figura 2 - Esquema bloco diagrama da vertente (rampa de colúvio) e posição topográfica dos perfis de solo.

Figura 3 - Índices de alteração química e de máficos (CIA e MIA) respectivo de cada perfil.

Figura 4 - Índice de laterização (IOL) representado para os quatro perfis de solo.

Figura 5 - Diagramas ternários representando a) saída preferencial de  $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , seguida de  $\text{MgO}$  e enriquecimento de  $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$  (AF-CNK-M), e b) remoção de elementos móveis e enriquecimento de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (A-L-F).

Figura 6 - Diagramas ternários representando a) saída de  $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$  e enriquecimento de  $\text{K}_2\text{O}$  (A-CN-K), e b) remoção de  $\text{SiO}_2$  e enriquecimento de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (S-A-F).

Figura 7 - Relação da perda por ignição (LOI) com os índices de intemperismo CIA e IOL.

Figura 8 - Lâmina petrográfica do material de origem com luz plano polarizada (B e G) e polarizada (A, C, D, E, F). (A) leve orientação preferencial da biotita; (B e C) muscovita restrita nas camadas de micas e quartzo com extinção ondulante; (D) mimerquita; (E) sericita; (F e G) mineral traço acessório zircão; (H) diagrama de classificação de rochas ígneas. Bt: biotita; Mv: muscovita; Qz: quartzo; Qzond: quartzo com extinção ondulante; Fd: K-feldspato; Pl: plagioclásios; Mq: mimerquita; Sr: sericita; Zr: zircão.

Figura 9 - Mineralogia da fração areia dos principais horizontes dos perfis determinada por DRX (radiação  $\text{CuK}\alpha$   $^{\circ}2\theta$ ). Qz=quartzo, Mi=micas, Fd=feldspato, Pl=plagioclásios.

Figura 10 - Mineralogia da fração silte dos principais horizontes dos perfis determinada por DRX (radiação  $\text{CuK}\alpha$   $^{\circ}2\theta$ ). Ct=caulinita, Hm= hematita, Gt= goethita, Gb= gibbsita, Qz=quartzo, Mi=micas, Fd=feldspato, Pl=plagioclásios e Sm=esmectitas.

Figura 11 - Mineralogia da fração argila dos principais horizontes dos perfis determinada por DRX (radiação  $\text{CuK}\alpha$   $^{\circ}2\theta$ ). Ct=caulinita, Hm= hematita, Gt= goethita, Gb= gibbsita, I=ilita, Fd=feldspato, Pl=plagioclásios e Sm=esmectitas.

Figura 12 - Difractogramas obtidos das amostras de argila saturadas e aquecidas do P<sub>1</sub> (C) e P<sub>2</sub> (Cr). EG= saturação com etileno glicol, Mg= saturação com magnésio, K= saturação com potássio.

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Características morfológicas dos perfis de solo.

Tabela 2 - Características físicas dos perfis de solo.

Tabela 3 - Características químicas dos perfis de solo.

Tabela 4 - Composição elementar total e perda ao fogo (LOI) dos perfis de solo.

Tabela 5 - Função do transporte de massa ( $\tau_{j,w}$ ) dos elementos principais dos perfis de solo.

Tabela 6 - Resultados de  $Fe_2O_3$ ,  $Al_2O_3$  e  $MnO$  obtidos da fração argila por três extrações com ditionito-citrato-bicarbonato de sódio e uma extração com oxalato de amônio.

Tabela 7 - Valores de susceptibilidade magnética em base de massa ( $X_{BF}$ ) e frequência dependente ( $X_{FD}$ ) obtidos da fração TFSA dos perfis.

Tabela 8 - Teores de caulinita (Ct) e gibbsita (Gb) obtidos por meio de curvas termogravimétricas da fração argila desferrificada dos horizontes principais dos perfis.

## 1. INTRODUÇÃO

Em conceitos longínquos, o intemperismo já foi denominado como “o caminho das rochas até o mar”, responsável por diversas alterações nas características físicas e químicas destas durante este percurso (Michelon, 2006). Nos dias de hoje, o intemperismo das rochas é considerado um dos processos vitais da pedogênese e do ciclo geoquímico global dos elementos (Islam et al., 2002). Isto se deve, principalmente, à quebra e dissolução de minerais termodinamicamente instáveis, gerando sedimentos clásticos e mobilização dos elementos (Babechuk, 2014).

Para compreender melhor a pedogênese e a evolução dos solos ao longo dos anos, diversos pesquisadores buscam determinar as etapas e intensidade do intemperismo juntamente às análises de balanço geoquímico, onde são relacionadas as mudanças de volume, densidade e composição química do solo em relação ao material de origem. Assim, são capazes de estimar estágios futuros de evolução do solo, mobilidade de elementos, processos de formação, potencial agrícola, processos de lixiviação e o fluxo dos elementos durante as fases do intemperismo, com ganhos e perdas em comparação ao material de origem (Chadwich et al., 1990; White e Blum, 1995).

Nesse sentido, foram desenvolvidos os chamados índices de alteração, que são utilizados para caracterizar o intemperismo e sua intensidade ao longo da evolução do solo (Price e Velbel 2003), seja por meio do fluxo de massa dos elementos principais ou pela decomposição de minerais instáveis (Ohta e Arai, 2007). A determinação do grau de intemperismo em solos (Bonifacio, 2009), paleossolos (Nguetnkam et al., 2020) ou locais com aporte de sedimentos (Waroszewski et al., 2016) tem demonstrado grande potencial para análise de perfis individuais em escala local até compreensões globais a partir do balanço de geoquímico.

Dentre os que se baseiam na decomposição de minerais instáveis, destacam-se os índices químico de alteração (CIA) (Nesbitt e Young, 1982), químico de intemperismo (CIW) (Harnois, 1988), e de alteração de plagioclásios (PIA) (Fedo et al., 1995), utilizados para quantificação do intemperismo em estágios iniciais e intermediários da pedogênese. Por outro lado, o índice de laterização (IOL) fundamenta-se na saída de silício decorrente da dissolução do quartzo e caulinita

(congruente ou incongruente), sendo utilizado na caracterização de estágios avançados do intemperismo químico (Schellmann, 1986).

Os elementos alcalinos e alcalinos terrosos são mais móveis e propensos à lixiviação e/ou redistribuição no sistema com a evolução do solo (Souri et al., 2006). O CIA aumenta com o avanço do intemperismo e com a maior saída de Ca, Na e K, que são facilmente removidos em comparação ao Al, extremamente imóvel e retido nos argilominerais. Seus valores são de aproximadamente 30 % quando as bases ainda estão presentes, chegando ao máximo de 100 % quando há a remoção completa destes elementos do sistema. Esse comportamento é corroborado pelos valores encontrados, inferiores a 50 % dos plagioclásios e piroxênios (minerais primários ricos em cátions), em contraste aos minerais pedogenéticos, com valores entre 75 e 85 % para illita e 100 % para caulinita, indicando o predomínio de sílica e alumínio no perfil (Babechuk, 2014).

A aplicação do CIA, aliado ao diagrama A-CN-K, permite prever ou estimar vetores de intemperismo de minerais e rochas, sendo, portanto, muito importante nos estudos de evolução de solos (Nesbitt, 1992; Parker, 1970; Kronberg e Nesbitt, 1981; Price e Velbel, 2003; Lee et al., 2004; Caspari et al., 2006; Kautz et al., 2007; Nordt e Driese, 2010; Waroszewski et al., 2016; Nguetnkam et al., 2020).

Uma nova modelagem do CIA proposta por Babechuk (2014), o índice máfico de alteração (MIA), surge como uma importante ferramenta para a caracterização do intemperismo atuante em materiais de origem máfica. Como a litologia e a composição do material de origem são fatores que exercem extrema influência sobre a taxa de intemperismo (Bluth e Kump 1994), a adição dos elementos Fe e Mg ao conjunto Al – Ca – Na – K utilizado no CIA proporciona um estudo mais detalhado da origem e comportamento dos elementos durante a pedogênese e avanço do intemperismo para substratos ricos em minerais ferromagnesianos, tais como olivinas, piroxênios e anfibólios. Logo, junto ao MIA surgem os diagramas AF-CN-K-M e A-L-F, utilizados para ambientes pedogênicos em zonas oxidativas, onde o elemento Fe é considerado imóvel juntamente com o Al. Sua principal vantagem é a geração do vetor de comportamento do Mg em comparação ao Ca-Na-K da dissolução do feldspato (Babechuk, 2014).

É sabido que o desenvolvimento pedogenético sofre influência da composição geoquímica e mineralógica do material de origem, bem como da topografia, visto



que as redistribuições dos elementos no perfil são ocasionadas predominantemente pelos fluxos da água (Di Figlia et al., 2007). O intemperismo compreende um conjunto de fatores e processos, que por meio de reações químicas degradam e transformam minerais primários em formas mais estáveis (Aide e Smith-Aide, 2003), promovendo a liberação de elementos no solo e gerando minerais de argila tais como caulinitas, vermiculitas, esmectitas e fases interstratificadas (ex., micas/esmectitas) (Schroeder et al., 2000). Argilominerais têm sido extensamente utilizados como indicadores pedogênicos (Mirabella et al., 2002; Bonifacio, 2009; Egli et al., 2010, Mavris et al., 2011; Mavris et al., 2015; Orhan, 2018).

Estudos realizados por Mavris et al. (2010) e Egli et al. (2001) demonstram a aplicabilidade dos argilominerais como registros das etapas iniciais da pedogênese em áreas afetadas pela glaciação. Egli et al. (2004) constataram que a concentração de minerais expansíveis nos horizontes E de Espodosolos aumenta com a intensidade da podzolização, indicando origem pedogenética a partir de transformações minerais. Ademais, algumas pesquisas têm utilizado os minerais da fração argila e até de outras frações para associar o desenvolvimento das paisagens com a evolução dos solos (Dahms et al., 2012; Jager et al., 2015), principalmente devido às posições topográficas influenciarem diretamente os fluxos de água e energia do sistema e, portanto, as propriedades morfológicas, físicas, químicas e mineralógicas dos solos.

A partir dos diferentes fluxos de massa dentro do perfil de solo, a formação dos minerais de argila, que ocorre predominantemente nos estágios iniciais da pedogênese (Follmi et al., 2009; Hosein et al., (2004), é orientada pela movimentação dos elementos liberados na dissolução dos minerais mais instáveis (primários) (Chesworth, 1992; Bonifacio, 2009; Mavris et al., 2011; Waroszewski et al., 2016; Orhan, 2018). Wilson (2004) destacou a formação pedogênica de caulinitas a partir de minerais primários em Latossolos e Argissolos, enquanto que Allen e Hajek (1989) reportou a formação de vermiculitas a partir da remoção do K das entrecamadas de illita, que por sua vez pode vir a reagir com Al, dando origem a vermiculitas com hidróxi-Al entrecamadas e cloritas pedogênicas (secundárias).

Dessa forma, a caracterização mineralógica aliada ao entendimento do fluxo de massa dos elementos e do balanço geoquímico são indispensáveis para uma

melhor compreensão da evolução pedogênica, além de proporcionar uma análise mais aprofundada sobre o efeito da paisagem na intensidade do intemperismo e, conseqüentemente, formação do solo. Neste trabalho, assume-se que o relevo exerce forte influência na dinâmica dos processos geoquímicos e de formação mineral em ambientes tropicais. Waroszewski et al. (2016) enfatizam que a topografia em regiões temperadas está altamente relacionada com as características do solo local, exercendo maior influência que o clima em determinadas áreas, onde Neossolos Litólicos ocorrem apenas em posições de ombro e encosta, e Cambissolos nos planaltos, indicando, portanto, maior grau de pedogênese (Dengiz e Baskan, 2010).

## 2. OBJETIVOS

### 2.1 Objetivo Geral

Compreender a dinâmica geoquímica e de processos pedogênicos em rampa de colúvio sobre rocha cristalina ácida na região do Caparaó, Espírito Santo.

### 2.2 Objetivos Específicos

- a) Caracterizar química, física e morfologicamente os solos, e classificá-los taxonomicamente;
- b) Identificar e quantificar a composição mineralógica da fração argila, diferenciando minerais resíduos do intemperismo do material de origem, daqueles formados por processos pedogênicos;
- c) Estimar o balanço geoquímico por meio do fluxo de massa dos elementos principais (Al, Mg, Ca, Na, K, Mn, P, Ti, Si e Fe) e o grau de evolução dos solos por meio do cálculo de índices de intemperismo (CIA, MIA e IOL).

## 3. MATERIAL E MÉTODOS

### 3.1 Descrição da área e posição dos perfis

A área de estudo localiza-se no município de Alegre, sul do estado do Espírito Santo, Brasil, com altitude de 129 m na sede da cidade a 1.600 m no ponto mais alto. O clima da região é definido como subtropical úmido (Cwa) de acordo com a classificação de Köppen, apresentando verões quentes e chuvosos com médias máximas acima de 28 °C, e invernos frios e secos com médias mínimas inferiores a 18 °C. A precipitação média anual varia 1.300 de 1.500 mm, sendo o período de chuvas concentrado nos meses de novembro a março (Incaper, 2019).

A vertente se encontra a 8 km do centro da cidade de Alegre, latitude 20°43'19" S e longitude 41°29'59" W, a altitudes que variam de 127 a 200 m do topo à baixada (Figura 1 e 2). Pertence à província geológica Mantiqueira, com características oriundas de diferentes fases do Ciclo Orogênico Brasileiro (586 ± 2 Ma). Dados do Neoproterozoico durante o estágio pré-A Sin-orogênico estão os granitoides a gnáissicos predominantemente metaluminosos e calcialcinos que dominam a geologia local (Vieira et al., 2018). O relevo modelado sobre rochas cristalinas é fortemente acidentado e ondulado, com amplo domínio de "Mares de Morros", topos convexos, presença de afloramentos rochosos e vales em "V". Os fundos dos vales, em sua maioria, são preenchidos pelo material proveniente das encostas e rampas de colúvio. A região está inserida no bioma Mata Atlântica, com floresta estacional semidecidual, sendo a área do presente estudo utilizada para pecuária extensiva nos últimos anos.

Foram abertos e coletados quatro perfis ao longo da vertente, descritos e classificados taxonomicamente de acordo com Santos et al. (2015) por meio da descrição morfológica feita a campo e das análises físicas e químicas de rotina. O P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub> e P<sub>3</sub> se encontram no terço médio da rampa, sendo o P<sub>1</sub> e P<sub>2</sub> nas posições mais elevadas e convexas, e o P<sub>3</sub> em zona de maior concavidade e declividade. Por outro lado, o P<sub>4</sub> localiza-se no terço inferior da vertente, de configuração plana e declividade moderada (Figura 2). As amostras de horizontes foram secas, destorroadas e passadas em peneira com malha de 2 mm, obtendo-se a terra fina seca ao ar (TFSA), para realização das análises laboratoriais.

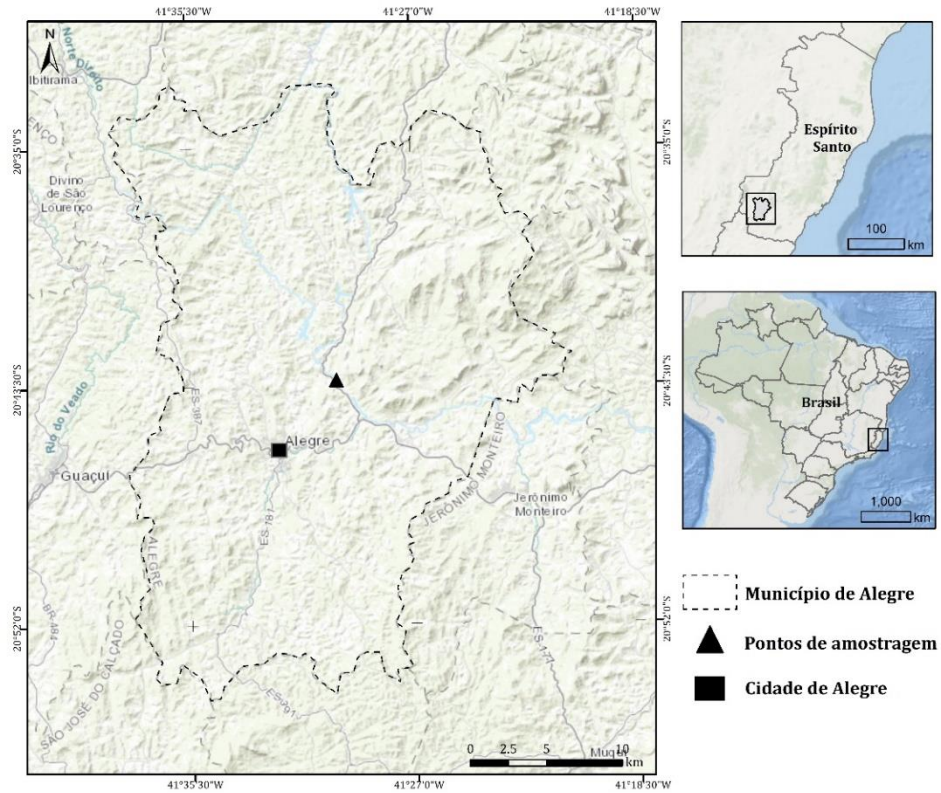


Figura 1 Localização da área de estudo e do ponto de amostragem onde foram abertos os perfis de solo.

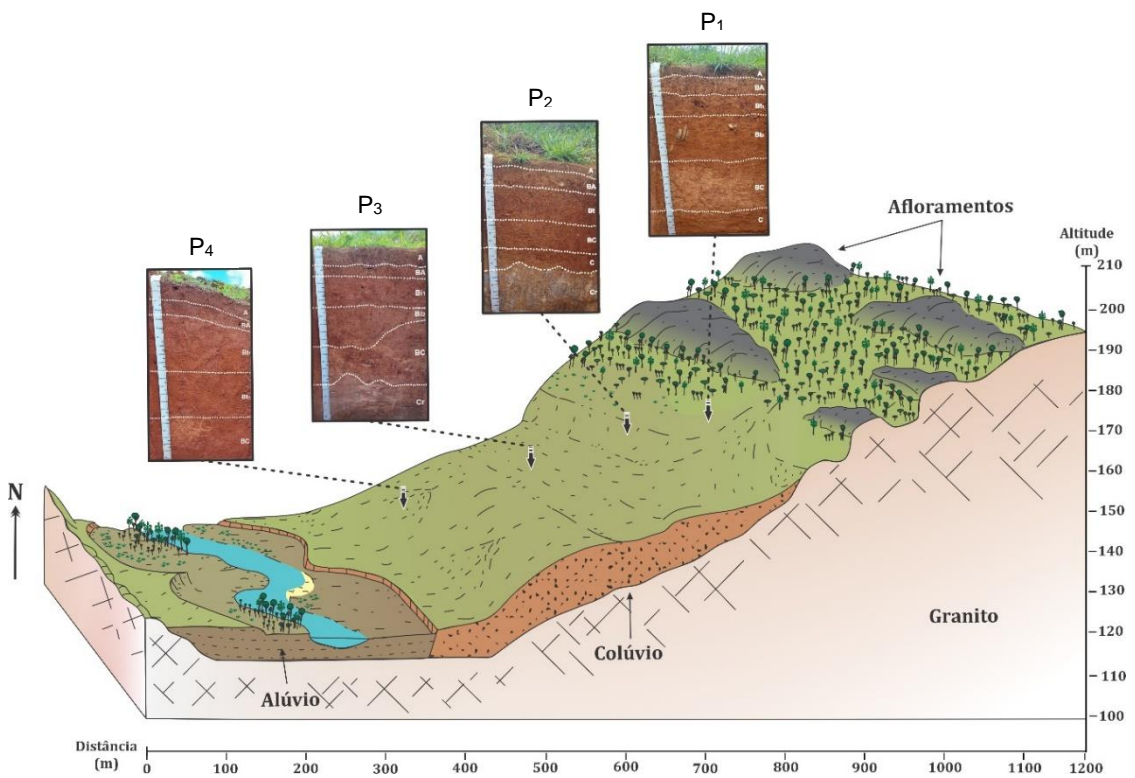


Figura 2 Esquema bloco diagrama da vertente (rampa de colúvio) e posição topográfica dos perfis de solo.

### 3.2 Análises químicas e físicas de rotina

Todas as determinações físicas e químicas do solo foram realizadas de acordo com o manual de métodos de análise de solo da Embrapa (Teixeira et al., 2017). As análises físicas são a granulometria, utilizada para calcular relação silte/argila (relação textural), e densidade do solo. Enquanto as químicas são pH em água, cátions trocáveis (Ca, Mg, Na e K), Al trocável (acidez trocável) e H+Al (acidez potencial). Os resultados foram usados para calcular a soma de bases (SB), saturação por bases (V%), saturação por Al (m%), capacidade de troca de cátions (CTC) a pH 7,0, CTC efetiva (t) e atividade da fração argila ( $T_{arg}$ ).

### 3.3 Análises geoquímicas

Para quantificação da concentração total dos elementos (K, Ca, Mg, Na, Mn, Si, Al, Zr, Ti e Fe), as amostras de TFSA foram trituradas em almofariz de ágata e passadas em peneira de 325 mesh. Posteriormente, 8 g do solo e 1,8 g de ácido bórico (ligante) foram homogeneizados e levados à prensa compactadora de amostras espectrométricas - PCA 37 (pressão de 20t). As pastilhas obtidas foram analisadas em espectrômetro de fluorescência de raio-x (FRX), modelo Bruker S8 Tiger com ânodo de ródio (Rh), por dispersão de comprimento de onda.

A perda por ignição (LOI) foi estimada subtraindo perda de massa das amostras antes e depois do aquecimento em cadinho de sílica a 1050 °C por 1 h em forno mufla, modelo SP-1200, e determinada a perda de massa após aquecimento a 105 °C durante um “overnight” (Kautz e Martin, 2007).

#### 3.3.1 Fluxo de massa

O cálculo do fluxo de massa foi realizado com base na concentração total dos elementos principais obtidos por FRX. Por meio da equação de determinação da tensão (Eq.1) ou variação do volume do solo durante o intemperismo e pedogênese (Chadwick et al., 1990) e o transporte de massa em sistema aberto (Eq. 2), obteve-se a Eq. 3 (Waroszewski et al., 2016).

Eq. 1

$$\epsilon_{i,w} = \frac{\rho_p \cdot C_{i,p}}{\rho_w \cdot C_{i,w}} - 1$$

Eq. 2

$$\tau_{j,w} = \frac{\rho_w \cdot C_{j,w}}{\rho_p \cdot C_{j,p}} (\epsilon_{i,w} + 1) - 1$$

Eq. 3

$$\tau_{j,w} = \frac{C_{j,w} \cdot C_{i,p}}{C_{i,w} \cdot C_{j,p}} - 1$$

Onde,  $C_{j,p}$  e  $C_{i,p}$  indicam a concentração do elemento móvel e imóvel do material parental, respectivamente, e  $C_{j,w}$  e  $C_{i,w}$  referem-se à concentração do elemento móvel e imóvel no solo em condições atuais como produto intemperizado e pedogenizado, respectivamente.

O elemento índice de deformação (imóvel) usado foi o titânio (Ti), por apresentar maior concentração e baixa mobilidade no perfil, sendo, portanto, mais preciso em sua quantificação, minimizando possíveis erros (Chadwick et al. 1990).

Dessa forma, foi determinada a função do transporte de massa no sistema por meio da composição química do material de origem e do produto intemperizado (solo). Logo, valores de -1 (-100 %) indicam completa remoção ou lixiviação do sistema, enquanto que 0 (0 %) significa imobilidade, sofrendo influência exclusiva de processos químicos de sistema fechado. Finalmente, valores positivos como 0,5 (+50 %) ou negativos -0,5 (-50%) indicam adição ou remoção do elemento móvel em análise durante a pedogênese, equivalente à metade da sua composição original (Chadwick et al., 1990).

### 3.3.2 Índices de intemperismo

Foram utilizados o índice de alteração química (CIA) (Nesbitt e Young, 1982) e o índice de alteração de máficos (MIA) (Babechuk, 2014), de forma a realizar uma melhor abordagem sobre a intensidade do intemperismo em diferentes materiais de origem, sendo cada um mais compatível com rochas félsicas e máficas,

respectivamente. Ademais, com objetivo de estimar estágios mais avançados de intemperismo também foi aplicado o índice de laterização (IOL) (Schellmann, 1986).

O CIA baseia-se na remoção dos elementos móveis em relação a um imóvel durante o desgaste dos feldspatos (Eq. 4), considerado um dos grupos minerais formadores de rochas mais abundantes da crosta terrestre.

Eq. 4

$$CIA = \frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O} \times 100$$

Em função da influência redox sofrida pelo Fe, o MIA se arranja em duas equações para as diferentes condições. Neste estudo foi utilizada a equação para ambientes oxidativos, onde o Fe se concentra na forma de óxidos e hidróxidos, sendo considerado imóvel juntamente com alumínio (Eq. 5).

Eq. 5

$$MIA = \frac{Al_2O_3 + Fe_2O_3}{Al_2O_3 + Fe_2O_3 + MgO + CaO + Na_2O + K_2O} \times 100$$

O IOL (índice de laterização) baseia-se na relação entre a remoção de Si e o enriquecimento de Al e Fe nos resíduos (Eq. 6), permitindo uma melhor interpretação dos perfis de intemperismo durante os estágios mais avançados.

Eq. 6

$$IOL = \frac{Al_2O_3 + Fe_2O_3}{SiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3} \times 100$$

### 3.4 Análises mineralógicas

#### 3.4.1 Análise petrográfica

Foi confeccionada uma lâmina petrográfica do material de origem para identificação da composição mineralógica e classificação da rocha de acordo com

Streckeisen (1967). A lâmina foi analisada no Departamento de Geologia do CCENS-UFES, utilizando-se microscópio petrográfico binocular modelo NIKON Eclipse E200 de luz transmitida.

#### 3.4.2 Difractometria de raios-x

A composição mineralógica das frações areia, silte e argila foi determinada por difratometria de raio-X (DRX), usando equipamento RIGAKU MiniFlex 600 com radiação  $\text{CuK}\alpha$ , operado a 40 kV e 15 mA, em modo contínuo a  $1,2^\circ 2\theta \text{ min}^{-1}$ , varredura de 4 a  $70^\circ 2\theta$ , e passo de  $0,02^\circ 2\theta \text{ s}^{-1}$ . A fração argila foi montada em laminas escavadas (não orientada - montagem em pó); contudo, amostras selecionadas foram montadas em lâminas orientadas por esfregaço e tratadas com etilenoglicol, saturação com Mg e K antes e após aquecimento a 335 e 550 °C. As frações areia e silte foram analisadas a partir de lâminas escavas.

#### 3.4.3 Dissolução seletiva de oxihidróxidos de Fe

Com o intuito de determinar as formas Fe pedogênicas, na fração argila foram realizadas três extrações sequenciais com ditionito-citrato-bicarbonato de sódio (DCB) para remoção dos oxihidróxidos de Fe de alta cristalinidade (principalmente goethita, hematita e maghemita) e pobremente cristalinas (ferrihidrita) ( $\text{Fe}_d$ ) (Mehra e Jackson, 1960), e uma extração com oxalato ácido de amônio  $0,2 \text{ mol L}^{-1}$  a pH 3,0 para remoção seletiva apenas das formas pobremente cristalinas (ferrihidrita) ( $\text{Fe}_o$ ). O conteúdo de Fe, Mn e Al extraído foi quantificado no espectrômetro de absorção atômica.

#### 3.4.4 Suscetibilidade magnética

A suscetibilidade magnética volumétrica foi determinada nas amostras de TFSA em alíquotas de  $10 \text{ cm}^3$  e convertida para unidade de massa (Resende et al., 1987). O cálculo da suscetibilidade magnética por unidade de massa ( $\chi_{\text{BF}}$ ) foi realizado a partir da equação:  $\chi_{\text{BF}} = (10 \times K_{\text{BF}}) / m$ . A frequência dependente da



suscetibilidade magnética ( $\chi_{FD}$ , %) usando a equação:  $\chi_{FD} = 100 \times [ (\chi_{BF} - \chi_{AF}) / \chi_{BF} ]$  (DEARING, 1999). Para isso, realizaram-se medições de baixa (0,47 kHz) e alta (4,70 kHz) frequência usando aparelho Bartington MS3 acoplado ao sensor MS2B (Dearing, 1999).

#### 3.4.5 Análise Termogravimétrica (ATG)

Curvas termogravimétricas foram obtidas em amostras da fração argila desferrificadas (10 mg), usando um equipamento PerkinElmer TGA 4000, operado a uma faixa de temperatura de 30 a 850°C, e taxa de aquecimento de 10°C min<sup>-1</sup> sob fluxo constante de nitrogênio. Assim, foram quantificados os teores de caulinita e gibbsita no solo por meio das faixas de temperatura da desidroxilação respectiva de cada mineral (Karathanasis, 2008; Teixeira et al., 2017).

## 4. RESULTADOS

### 4.1 Atributos físicos, químicos e morfológicos

Os solos P<sub>1</sub> (A-BA-Bt<sub>1</sub>-Bt<sub>2</sub>-BC-C), P<sub>2</sub> (A-BA-Bt-BC-C-Cr) e P<sub>4</sub> (A-BA-Bt<sub>1</sub>-Bt<sub>2</sub>-BC) foram classificados como Argissolo Vermelho Eutrófico típico, enquanto o P<sub>3</sub> (A-BA-Bi<sub>1</sub>-Bi<sub>2</sub>-BC-Cr) foi enquadrado como Cambissolo Háptico Tb Eutrófico latossólico (SIBCS, 2018).

De forma geral, os solos estudados apresentaram características morfológicas semelhantes. Os horizontes apresentam estrutura composta por blocos subangulares, com grau de desenvolvimento moderado a forte. A exceção foram os saprólitos Cr (P<sub>2</sub> e P<sub>3</sub>), que possuem estrutura maciça, e dos horizontes superficiais A dos solos P<sub>1</sub> e P<sub>2</sub>, que apresentam estrutura granular com grau moderado e fraco, respectivamente.

A transição dos horizontes pedogênicos foi plana e clara na maior parte dos perfis, com nitidez gradual a difusa apenas nas subdivisões dos horizontes diagnósticos Bt e Bi (P<sub>1</sub>, P<sub>3</sub> e P<sub>4</sub>), e transições onduladas nos saprólitos Cr (P<sub>2</sub> e P<sub>3</sub>) e no horizonte A (P<sub>4</sub>). Todos os perfis apresentaram consistência muito friável

quando úmido, duros a ligeiramente duros quando secos, e plásticos a muito plásticos e ligeiramente pegajosos quando molhados.

Os solos P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub> e P<sub>4</sub> foram classificados como vermelhos, em virtude do matiz variando de 2,5YR 3/4 a 10R 4/8 nos horizontes Bt. Os demais horizontes variaram de 2,5YR 3/4 a 7,5YR 7/6, revelando cores mais amareladas em superfície (A) e nos saprólitos (C) ou transicionais (BC).

Tabela 1 Características morfológicas dos perfis de solo.

Hor.	Prof. (cm)	Cor (úmida)	Estrutura <sup>1/</sup>	Transições <sup>2/</sup>	Consistência <sup>3/</sup>		
					úmida	seca	Molhada
P <sub>1</sub> - Argissolo Vermelho Eutrófico Típico							
A	0 – 12	5YR 3/3	Gr,Mo	P,Cl	MF	D	P, LP
BA	12 – 26	5YR 3/4	BS-Gr,Mo	P,Cl	MF	D	MP, LP
Bt <sub>1</sub>	26 – 53	2,5YR 3/6	BS,Mo	P,Gr	MF	D	MP, LP
Bt <sub>2</sub>	53 – 108	2,5YR 4/6	BS,Fo	P,Cl	MF	D	MP, LP
BC	108 - 180	5YR 4/6	BS,Mo	P,Gr	MF	D	MP, LP
C	180 – 225+	5YR 4/6	BS,Fr	-	MF	LD	P, LP
P <sub>2</sub> - Argissolo Vermelho Eutrófico Típico							
A	0 – 10	5YR 3/3	Gr,Fr	P,Cl	MF	LD	MP, LP
BA	10 – 31	2,5YR 3/6	BS,Mo	P,Cl	MF	LD	MP, LP
Bt	31 – 73	2,5YR 4/6	BS,Fo	P,Cl	MF	LD	MP, LP
BC	73 – 109	2,5YR 4/8	BS,Fo	P,Cl	MF	LD	MP, LP
C	109 – 133	5YR 4/6	BS,Mo	O,Ab	MF	LD	MP, LP
Cr	133 – 210+	-	Maciça	-	-	-	-
P <sub>3</sub> - Cambissolo Háptico Tb Eutrófico Latossólico							
A	0 – 19	5YR 3/2	BS,Mo	P,Cl	MF	LD	MP, LP
BA	19 – 32	2,5YR 3/4	BS,Mo	P,Cl	MF	LD	MP, LP
Bi <sub>1</sub>	32 – 69	2,5YR 4/6	BS,Mo	P,Gr	MF	D	MP, LP
Bi <sub>2</sub>	69 – 118	2,5YR 4/6	BS,Mo	O,Cl	MF	D	MP, LP
BC	118 – 172	2,5YR 3/6	BS,Mo	O,Cl	MF	LD	MP, LP
Cr	172 – 230+	7,5YR 7/6	Maciça/coesa	-	-	-	-
P <sub>4</sub> - Argissolo Vermelho Eutrófico Típico							
A	0 – 19	2,5YR 3/4	Gr-BS,Mo-Fo	O,Cl	MF	LD	MP, LP
BA	19 – 35	10R 3/6	BS,Fo	P,Cl	MF	LD	MP, LP
Bt <sub>1</sub>	35 – 101	10R 4/8	BS,Fo	P,Di	MF	D	MP, LP
Bt <sub>2</sub>	101 – 162	10R 4/8	BS,Fo	P,Gr	MF	LD	MP, LP
BC	162 – 230+	2,5YR 4/8	BS,Fo	-	MF	LD	P, LP

<sup>1/</sup> Estrutura/grau de desenvolvimento: Gr = granular, BS = blocos subangulares / Fr = fraca, Mo = moderada, Fo = forte; <sup>2/</sup> Transições/nitidez: P = plana, O = ondulada / Ab = abrupta, Cl = clara, Gr = gradual, Di = difusa; <sup>3/</sup> Consistência: MF = Muito Friável / LD = ligeiramente duro, D = duro / P = plástico, MP = muito plástico, LP = ligeiramente pegajoso.

Os Argissolos caracterizaram-se pela presença de horizontes subsuperficiais com acúmulo de argila (Bt), demonstrados pela análise granulométrica (Tabela 2), com teores variando de 593 a 761 g kg<sup>-1</sup>, e relação textural B/A > 1,5 (P<sub>2</sub> e P<sub>4</sub>) e > 1,7 (P<sub>1</sub>). Por outro lado, os teores de argila, variando de 427 a 465 g kg<sup>-1</sup> nos horizontes B do P<sub>3</sub>, não demonstram incremento expressivo em relação ao horizonte A, sendo insuficiente para enquadrá-lo como Bt.

Os teores de areia demonstram comportamento semelhante para todos os perfis. Possuem elevada concentração na superfície, variando de 527 a 606 g kg<sup>-1</sup>, redução nos horizontes diagnósticos Bt e Bi, seguido de novo incremento em profundidade, principalmente nos saprólitos (Cr), chegando a 878 g kg<sup>-1</sup> no P<sub>2</sub>. A fração silte apresenta valores de 26 a 189 g kg<sup>-1</sup>, sendo observada sobretudo nos horizontes superficiais (A) e naqueles mais profundos (BC, C e Cr).

Os valores de densidade do solo (Ds) aumentaram gradativamente em profundidade, variando de 1,34 a 1,84 g cm<sup>-3</sup>; o P<sub>4</sub> apresentou a menor Ds no horizonte Bt comparativamente aos demais Argissolos (1,41 e 1,53 g cm<sup>-3</sup>). A relação silte/argila de todos os perfis foi inferior a 0,6, com amplitude de 0,05 g kg<sup>-1</sup> (P<sub>1</sub>-Bt) a 0,43 g kg<sup>-1</sup> (P<sub>4</sub>-BC), o que indica elevado grau de desenvolvimento pedogenético. O horizonte diagnóstico subsuperficial do P<sub>2</sub> mostrou relação silte/argila entre 0,16 e 0,19 g kg<sup>-1</sup>, não sendo classificado como B latossólico (Bw), mesmo se enquadrando nos critérios de diferenciação entre Bi e Bw (relação silte/argila < 0,6) (Santos et al., 2018).

Tabela 2 Características físicas dos perfis de solo.

Hor.	Prof.	Areia	Silte	Argila	Silte/Argila	Ds	Textura <sup>1/</sup>
	cm	----- g kg <sup>-1</sup> -----				g cm <sup>-3</sup>	
P <sub>1</sub> - Argissolo Vermelho Eutrófico Típico							
A	0 – 12	599,94	57,47	342,59	0,17	1,41	Fr. Arg. Ar.
BA	12 – 26	474,45	26,08	499,47	0,05	1,61	Argila Ar.
Bt <sub>1</sub>	26 – 53	358,85	28,00	613,15	0,05	1,68	Muito Arg.
Bt <sub>2</sub>	53 – 108	349,27	28,31	622,42	0,05	1,66	Muito Arg.
BC	108 - 180	514,08	74,71	411,22	0,18	1,84	Argila Ar.
C	180 – 225+	709,38	87,75	202,87	0,43	1,71	Fr. Arg. Ar.
P <sub>2</sub> - Argissolo Vermelho Eutrófico Típico							
A	0 – 10	606,11	65,09	328,80	0,20	1,47	Fr. Arg. Ar.
BA	10 – 31	535,85	59,30	404,85	0,15	1,58	Argila Ar.
Bt	31 – 73	341,48	65,44	593,08	0,11	1,63	Argilosa

BC	73 – 109	479,96	108,19	411,85	0,26	1,84	Argila Ar.
C	109 – 133	594,86	100,95	304,19	0,33	1,80	Fr. Arg. Ar.
Cr	133 – 210+	878,65	25,45	95,90	0,27	-	Areia Fr.
P <sub>3</sub> - Cambissolo Háplico Tb Eutrófico Latossólico							
A	0 – 19	552,62	90,92	356,45	0,26	1,34	Fr. Arg. Ar.
BA	19 – 32	502,27	75,92	421,82	0,18	1,54	Argila Ar.
Bi <sub>1</sub>	32 – 69	490,84	81,93	427,22	0,19	1,64	Argila Ar.
Bi <sub>2</sub>	69 – 118	460,10	74,57	465,33	0,16	1,67	Argila Ar.
BC	118 – 172	444,35	63,50	492,14	0,13	1,59	Argilosa
Cr	172 – 230+	705,74	96,60	197,67	0,49	1,81	Franco Ar.
P <sub>4</sub> - Argissolo Vermelho Eutrófico Típico							
A	0 – 19	527,08	57,25	415,66	0,14	1,49	Argila Ar.
BA	19 – 35	398,48	69,87	531,65	0,13	1,48	Argilosa
Bt <sub>1</sub>	35 – 101	165,65	73,30	761,05	0,10	1,41	Muito Arg.
Bt <sub>2</sub>	101 – 162	231,45	66,20	702,35	0,09	1,53	Muito Arg.
BC	162 – 230+	275,23	189,93	534,85	0,36	1,63	Argilosa

<sup>1</sup>Textura: Fr = franco; Arg = argilo; Ar = arenoso.

Os valores de pH variaram de 5,77 a 6,43 (Tabela 3). Os teores de alumínio trocável (Al<sup>3+</sup>) foram nulos, decorrentes do pH > 5,0, com conseqüente precipitação. Dessa forma, a soma de bases (SB) e CTC efetiva (t) foram equivalentes, com teores elevados nos horizontes superficiais e decréscimo em profundidade, variando de 0,74 a 6,9 cmol<sub>c</sub> dm<sup>-3</sup>.

Os teores de sódio (< 0,1 cmol<sub>c</sub> dm<sup>-3</sup>) foram baixos para todos os perfis de solo. Os valores obtidos dos cátions trocáveis demonstram que a CTC efetiva (t) é composta por Ca > Mg > K > Na, e que os solos apresentam elevada fertilidade natural, com saturação por bases superior a 50 % (V%), sendo classificados como eutróficos (Santos et al., 2015).

A atividade da fração argila (T<sub>arg</sub>) em superfície (A) e subsuperfície (C e Cr), principalmente em P<sub>1</sub> e P<sub>2</sub>, apresentou valores elevados, variando de 21 a 29 cmol<sub>c</sub> kg<sup>-1</sup>. Resultados acima de 27 cmol<sub>c</sub> kg<sup>-1</sup>, como observado no P<sub>1</sub> (A), caracterizam solos Ta, com considerável contribuição de argilas de alta atividade (Santos et al., 2018). Em contrapartida, o P<sub>4</sub> apresentou os menores valores de T<sub>arg</sub>, com amplitude de 3,44 cmol<sub>c</sub> kg<sup>-1</sup> (Bt<sub>1</sub>) a 16,07 (A), caracterizado pelo domínio de argilas de baixa atividade (Tb < 27 cmol<sub>c</sub> kg<sup>-1</sup>), assim como P<sub>3</sub>, com horizonte Bi variando entre 7,65 e 8,64 cmol<sub>c</sub> kg<sup>-1</sup>.

Tabela 3 Características químicas dos perfis de solo.

Hor	pH <sub>H2O</sub>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	SB	Al <sup>3+</sup>	H+Al	t	T	T <sub>arg</sub>	V
----- cmol <sub>c</sub> dm <sup>-3</sup> -----											cmol <sub>c</sub> kg <sup>-1</sup>	%
P <sub>1</sub> - Argissolo Vermelho Eutrófico Típico												
A	5,92	4,02	2,55	0,32	0,02	6,90	0	3,30	6,90	10,24	29,89	67,44
BA	5,98	2,52	1,27	0,07	0,01	3,87	0	2,60	3,87	6,13	12,27	63,14
Bt <sub>1</sub>	6,03	3,34	0,78	0,03	0,04	4,20	0	1,44	4,20	5,63	9,18	74,51
Bt <sub>2</sub>	6,31	2,75	1,01	0,03	0,05	3,84	0	1,11	3,84	4,94	7,94	77,64
BC	6,36	1,37	1,47	0,05	0,07	2,97	0	0,78	2,97	3,74	9,09	79,28
C	6,02	0,45	0,02	0,27	0,01	0,74	0	3,83	0,74	4,57	22,53	16,25
P <sub>2</sub> - Argissolo Vermelho Eutrófico Típico												
A	6,08	3,44	1,37	0,03	0,09	4,94	0	3,66	4,94	8,60	26,16	57,42
BA	6,00	2,54	0,89	0,06	0,01	3,49	0	2,34	3,49	5,84	14,43	59,86
Bt	6,14	3,20	1,02	0,05	0,05	4,32	0	1,85	4,32	6,17	10,40	70,03
BC	6,25	2,49	1,14	0,05	0,04	3,72	0	0,69	3,72	4,42	10,73	84,31
C	6,43	1,77	1,36	0,08	0,04	3,25	0	0,69	3,25	3,94	12,95	82,43
Cr	6,43	0,71	0,72	0,24	0,05	1,73	0	0,36	1,73	2,09	21,79	82,66
P <sub>3</sub> - Cambissolo Háplico Tb Eutrófico Latossólico												
A	6,04	3,36	1,17	0,21	0,01	4,75	0	2,34	4,75	7,10	19,92	66,98
BA	6,04	3,13	0,79	0,06	0,02	3,99	0	2,01	3,99	6,00	14,22	66,46
Bi <sub>1</sub>	6,24	2,13	0,48	0,03	0,01	2,66	0	0,61	2,66	3,27	7,65	81,32
Bi <sub>2</sub>	6,17	2,37	0,56	0,04	0,02	3,00	0	1,02	3,00	4,02	8,64	74,58
BC	6,31	1,74	0,71	0,04	0,01	2,50	0	0,78	2,50	3,27	6,64	76,31
Cr	6,42	0,99	0,70	0,05	0,01	1,75	0	0,45	1,75	2,19	11,08	79,69
P <sub>4</sub> - Argissolo Vermelho Eutrófico Típico												
A	6,13	1,89	0,88	0,24	0,00	3,02	0	3,66	3,02	6,68	16,07	45,18
BA	5,77	1,67	0,22	0,05	0,00	1,94	0	3,17	1,94	5,11	9,61	37,95
Bt <sub>1</sub>	6,07	1,43	0,39	0,02	0,01	1,85	0	0,78	1,85	2,62	3,44	70,42
Bt <sub>2</sub>	6,09	0,62	1,21	0,02	0,01	1,85	0	1,52	1,85	3,37	4,80	54,98
BC	5,87	0,41	1,09	0,14	0,00	1,64	0	1,60	1,64	3,24	6,06	50,63

#### 4.2 Fluxo de massa

A composição elementar dos solos mostrou influência do material de origem granítico (rocha ácida), com predomínio de SiO<sub>2</sub>, variando de 50 a 60 % nos horizontes B, e de 70 a 74 % nos superficiais (Tabela 4). Os teores de SiO<sub>2</sub> superiores ao material de origem, e valores de transporte de massa positivos variando de 0,06 a 0,66 nos horizontes A, indicam entrada deste elemento no sistema (Tabela 5).

Os teores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> demonstram enriquecimento residual para todos horizontes dos solos, especialmente os horizontes subsuperficiais, mais esgotados em elementos móveis (Na, Ca, K e Mg), atingindo 37 e 10 % no solo P<sub>4</sub>,

respectivamente (Hor. Bt). Os valores de 11 e 12 % de LOI obtidos para P<sub>4</sub> estão de acordo com a maior remoção dos elementos móveis nestes horizontes.

O sódio é o elemento que sofreu maior remoção em todos os perfis, com função de transporte de massa igual a -1, ficando abaixo do limite mínimo captado pela FRX. Os teores de CaO e MgO foram baixos para todos os horizontes até 150 cm, em geral inferiores a 1 %. Observa-se enriquecimento nos saprólitos (P<sub>2</sub> e P<sub>3</sub>) e horizonte C (P<sub>1</sub>), com valores positivos variando de 0,28 a 1,08 para MgO, e remoção menos acentuada de CaO comparada aos horizontes subjacentes.

Os teores de K<sub>2</sub>O demonstram saída parcial no horizonte superficial (A) dos solos P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub> e P<sub>3</sub>, e enriquecimento em profundidade no saprólito do solo P<sub>2</sub>, atingindo 5,19 % (Tabela 4), com função de transporte de massa de 0,36 (Tabela 5). Por outro lado, os horizontes subjacentes, sobretudo os Bt, apresentam remoção acentuada de K<sub>2</sub>O, variando de -0,66 (P<sub>1</sub> e P<sub>2</sub>) a -0,96 (P<sub>4</sub>). A quantidade de ZrO<sub>2</sub> presente na rocha é inferior ao limite mínimo captado pela FRX, sendo detectado nos horizontes A e Bt dos Argissolos, variando de 0,03 a 0,07 %, o que indica provável mobilização e acúmulo em posições da vertente junto à fração argila dos solos.

A LOI aumentou em profundidade, sendo menor nos saprólitos (Cr), e os valores variam de 3,33 a 12,99 %, em que o solo P<sub>4</sub> > P<sub>1</sub> > P<sub>2</sub> > P<sub>3</sub>. O horizonte Bi (P<sub>3</sub>) não apresenta mudança acentuada no valor da LOI em comparação aos dos horizontes Bt (P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub> e P<sub>3</sub>), indicando menor grau de intemperismo e de remoção dos elementos móveis (Babechuk, 2014).

Tabela 4. Composição elementar total e perda ao fogo (LOI) dos perfis de solo.

Hor.	Na <sub>2</sub> O	MgO	K <sub>2</sub> O	CaO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	MnO	TiO <sub>2</sub>	ZrO <sub>2</sub>	LOI
----- % -----											
P <sub>1</sub> - Argissolo Vermelho Eutrófico Típico											
A	nd	0,58	2,13	0,26	18,21	3,50	74,37	0,09	0,66	0,05	5,40
BA	nd	0,53	2,03	0,17	25,34	4,93	66,02	0,05	0,91	nd	6,94
Bt <sub>1</sub>	nd	0,51	1,58	0,15	30,27	6,33	60,00	nd	1,05	0,04	8,61
Bt <sub>2</sub>	nd	0,57	1,64	0,15	31,67	6,81	58,09	nd	1,07	nd	9,07
BC	nd	1,20	2,78	0,13	26,73	5,24	63,04	nd	0,85	0,03	6,90
C	nd	2,48	2,82	0,27	24,73	5,85	62,83	0,04	0,99	nd	6,49
P <sub>2</sub> - Argissolo Vermelho Eutrófico Típico											
A	nd	0,88	2,45	0,27	18,80	4,14	72,49	0,09	0,88	nd	4,61
BA	nd	0,90	2,52	nd	22,35	5,12	68,08	0,08	0,94	nd	5,97

Bt	nd	0,76	1,87	0,16	29,19	7,55	59,16	0,03	1,25	0,03	8,90
BC	nd	1,11	2,75	0,12	26,06	7,26	61,59	nd	1,11	nd	7,07
C	nd	1,50	3,20	0,10	23,95	6,25	63,96	nd	1,03	nd	6,31
Cr	1,03	3,39	5,19	0,90	21,24	5,46	61,87	0,05	0,87	nd	3,33
P <sub>3</sub> - Cambissolo Háplico Tb Eutrófico Latossólico											
A	nd	0,78	2,23	0,21	20,12	3,87	72,02	0,06	0,54	nd	5,45
BA	nd	0,88	2,41	0,18	24,98	4,93	65,82	0,07	0,72	nd	6,22
Bi <sub>1</sub>	nd	0,99	2,72	0,10	26,10	4,94	64,40	nd	0,73	nd	6,50
Bi <sub>2</sub>	nd	1,04	2,48	0,11	27,65	5,38	62,59	nd	0,76	nd	6,99
BC	nd	0,93	2,53	0,10	26,70	4,90	64,13	nd	0,71	nd	7,60
Cr	nd	1,55	4,20	nd	19,12	2,96	71,80	nd	0,38	nd	4,19
P <sub>4</sub> - Argissolo Vermelho Eutrófico Típico											
A	nd	nd	0,78	0,11	22,65	4,91	70,45	0,06	0,98	0,07	6,20
BA	nd	nd	0,57	0,08	27,30	6,12	64,79	0,05	1,08	nd	8,41
Bt <sub>1</sub>	nd	nd	0,28	0,08	37,37	10,72	50,05	nd	1,5	nd	12,99
Bt <sub>2</sub>	nd	nd	0,24	Nd	34,67	9,09	54,66	nd	1,3	0,03	11,26
BC	nd	nd	0,26	Nd	32,98	8,43	56,98	nd	1,35	nd	10,42
MP <sup>1/</sup>	2,45	1,9	4,24	2,78	17,0	4,85	65,76	0,06	0,97	nd	1,28

<sup>1/</sup>Material parental; nd = não detectado.

Tabela 5 Função do transporte de massa ( $\tau_{j,w}$ ) dos elementos principais dos perfis de solo.

Hor.	Na <sub>2</sub> O	MgO	K <sub>2</sub> O	CaO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	MnO
P <sub>1</sub> - Argissolo Vermelho Eutrófico Típico								
A	-1	-0,55	-0,26	-0,86	0,57	0,06	0,66	1,20
BA	-1	-0,70	-0,49	-0,93	0,59	0,08	0,07	-0,11
Bt <sub>1</sub>	-1	-0,75	-0,66	-0,95	0,64	0,21	-0,16	-1
Bt <sub>2</sub>	-1	-0,73	-0,65	-0,95	0,69	0,27	-0,20	-1
BC	-1	-0,28	-0,25	-0,95	0,79	0,23	0,09	-1
C	-1	0,28	-0,35	-0,90	0,43	0,18	-0,06	-0,35
P <sub>2</sub> - Argissolo Vermelho Eutrófico Típico								
A	-1	-0,49	-0,36	-0,89	0,22	-0,06	0,22	0,65
BA	-1	-0,51	-0,39	-1	0,36	0,09	0,07	0,38
Bt	-1	-0,69	-0,66	-0,96	0,33	0,21	-0,30	-0,61
BC	-1	-0,49	-0,43	-0,96	0,34	0,31	-0,18	-1
C	-1	-0,26	-0,29	-0,97	0,33	0,21	-0,08	-1
Cr	-0,53	0,99	0,36	-0,64	0,39	0,26	0,05	-0,07
P <sub>3</sub> - Cambissolo Háplico Tb Eutrófico Latossólico								
A	-1	-0,26	-0,06	-0,86	1,13	0,43	0,97	0,80
BA	-1	-0,38	-0,23	-0,91	0,98	0,37	0,35	0,57
Bi <sub>1</sub>	-1	-0,31	-0,15	-0,95	1,04	0,35	0,30	-1
Bi <sub>2</sub>	-1	-0,30	-0,25	-0,95	1,08	0,42	0,21	-1
BC	-1	-0,33	-0,18	-0,95	1,15	0,38	0,33	-1

Cr	-1	1,08	1,53	-1	1,87	0,56	1,79	-1
P <sub>4</sub> - Argissolo Vermelho Eutrófico Típico								
A	-1	-1	-0,82	-0,96	0,32	0,00	0,06	-0,01
BA	-1	-1	-0,88	-0,97	0,44	0,13	-0,12	-0,25
Bt <sub>1</sub>	-1	-1	-0,96	-0,98	0,42	0,43	-0,51	-1
Bt <sub>2</sub>	-1	-1	-0,96	-1	0,52	0,40	-0,38	-1
BC	-1	-1	-0,96	-1	0,39	0,25	-0,38	-1

#### 4.2.1 CIA, MIA e IOL

Os valores do MIA são ligeiramente inferiores ao do CIA para P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub> e P<sub>3</sub>, o que indica comportamento do Mg seguindo tendência semelhante ao Ca e Na durante o avanço do intemperismo.

O P<sub>4</sub> apresentou grau de evolução superior aos demais solos, com horizontes superficiais acima de 96 %, e sobretudo nos horizontes Bt, variando de 99 a 99,3 % (CIA) e 99,3 a 99,5 (MIA). Os resultados de MIA > CIA apontam remoção preferencial de Mg mesmo nas amostras das quais Ca e Na são fortemente empobrecidos.

No P<sub>3</sub>, o horizonte Bi não apresentou aumento de CIA e MIA em comparação aos superficiais conforme observado nos demais solos, refletindo sua incipiência e homogeneidade pedológica. Um outro é o ligeiro aumento dos índices também no P<sub>4</sub>. Em contraste, os solos P<sub>1</sub> e P<sub>2</sub> mostram maior discrepância dos valores de MIA e CIA entre os horizontes pedogênicos (A e B).

Os menores valores foram obtidos nos saprólitos (Cr) de P<sub>2</sub> e P<sub>3</sub>. O P<sub>2</sub> apresentou menor grau de intemperismo comparado ao P<sub>3</sub>, com MIA e CIA de 71 e 74 % respectivamente, refletindo a maior concentração de elementos móveis e semelhança com o material de origem.



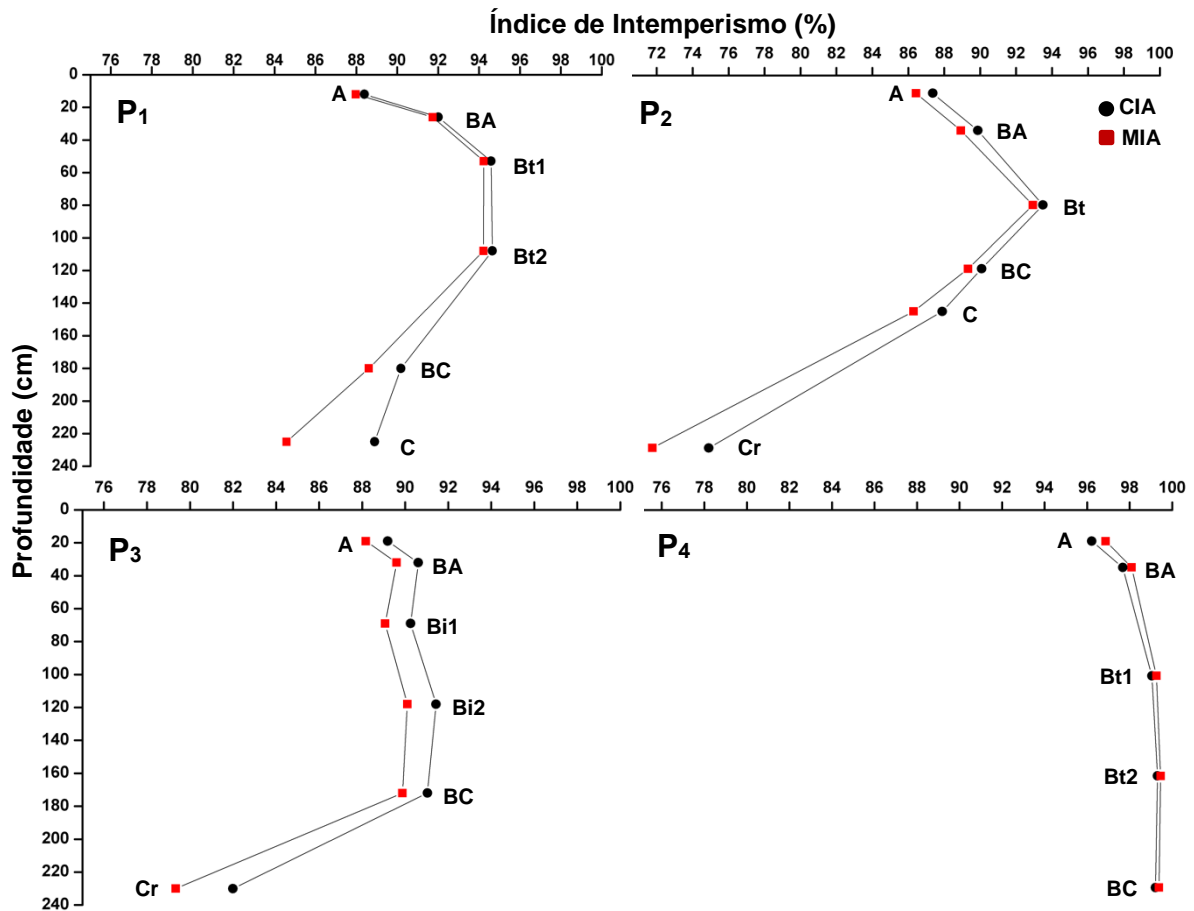


Figura 3. Índices de alteração química e de máficos (CIA e MIA) respectivo de cada perfil.

Os resultados obtidos por meio do índice de laterização (IOL) apresentaram a mesma tendência dos índices CIA e MIA, com aumento em profundidade nos horizontes diagnósticos Bt e Bi, seguido de diminuição nos horizontes subjacentes (Figura 4). Os valores de 44 a 49 % obtidos no P<sub>4</sub> (Bt<sub>1</sub> e Bt<sub>2</sub>) apontam a maior taxa de dessilicação e intemperismo avançado.

O aporte detrítico-coluvial de sedimentos ricos em sílica observado na vertente resultou nos menores valores de IOL nos horizontes superficiais (Hor. A), variando de 22 a 28 %. Por outro lado, o valor do saprólito (P<sub>3</sub>) semelhante aos horizontes superficiais decorre da sua incipiência e elevado teor de silício em profundidade.

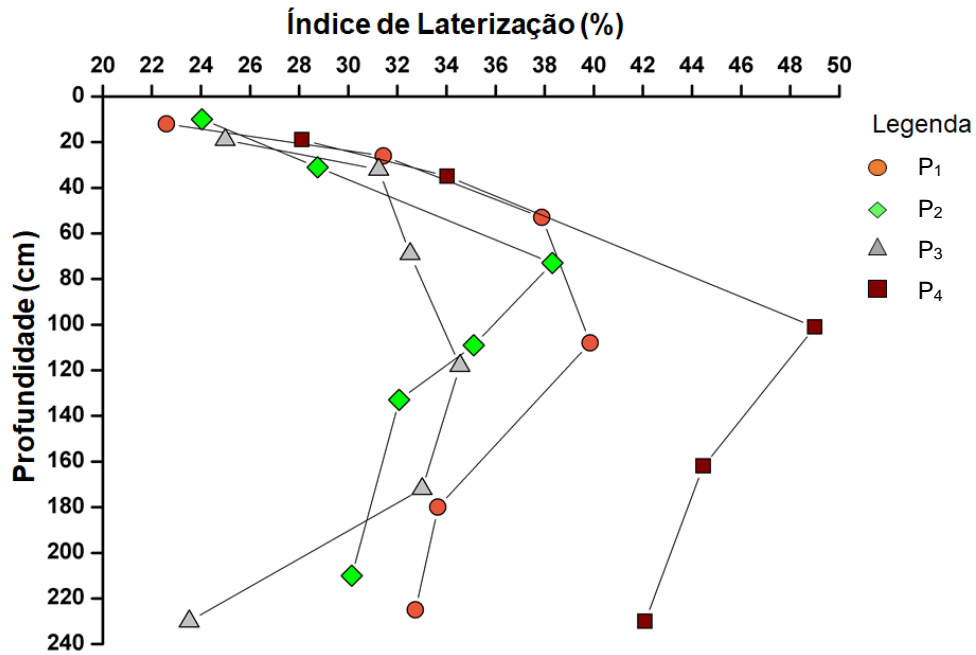


Figura 4 Índice de laterização (IOL) representado para os quatro perfis de solo

De forma a proporcionar uma abordagem mais detalhada sobre as tendências de intemperismo químico e de máficos em estágios iniciais e intermediários, foram plotados os diagramas ternários AF-CNK-M e A-L-F (MIA), A-CN-K (CIA), e para estágios avançados utilizou-se o S-A-F (IOL).

O gráfico AF-CNK-M demonstra que o intemperismo dos K-feldspatos e plagioclásios (remoção de Ca, Na e K) foi superior ao de minerais máficos (remoção de Mg), o que resultou no vetor AF-CNK. Ainda assim, a saída síncrona de Mg nos solos resulta em uma ligeira tendência AF-M para P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub> e P<sub>3</sub> (Figura 5). Por outro lado, P<sub>4</sub> demonstra saída preferencial de Mg, com tendência AF-CNK bem definida em todos os horizontes.

O diagrama A-L-F permitiu identificar os vetores de intemperismo intermediários para o enriquecimento de Al e Fe, e assim estimar a proporção dos minerais aluminosos e ferruginosos no resíduo de intemperismo avançado com base na tendência da posição da amostra ao longo do eixo A-F (Nesbitt e Wilson, 1992). Todos os perfis apresentaram enriquecimento de Al, com tendência ao eixo A-L, em especial para os horizontes Bt de P<sub>1</sub> e P<sub>4</sub>. Os perfis P<sub>2</sub> e P<sub>3</sub> seguem o vetor de intemperismo análogo aos demais, com menor intensidade principalmente nos saprólitos Cr, semelhante ao comportamento do material de origem (rocha).

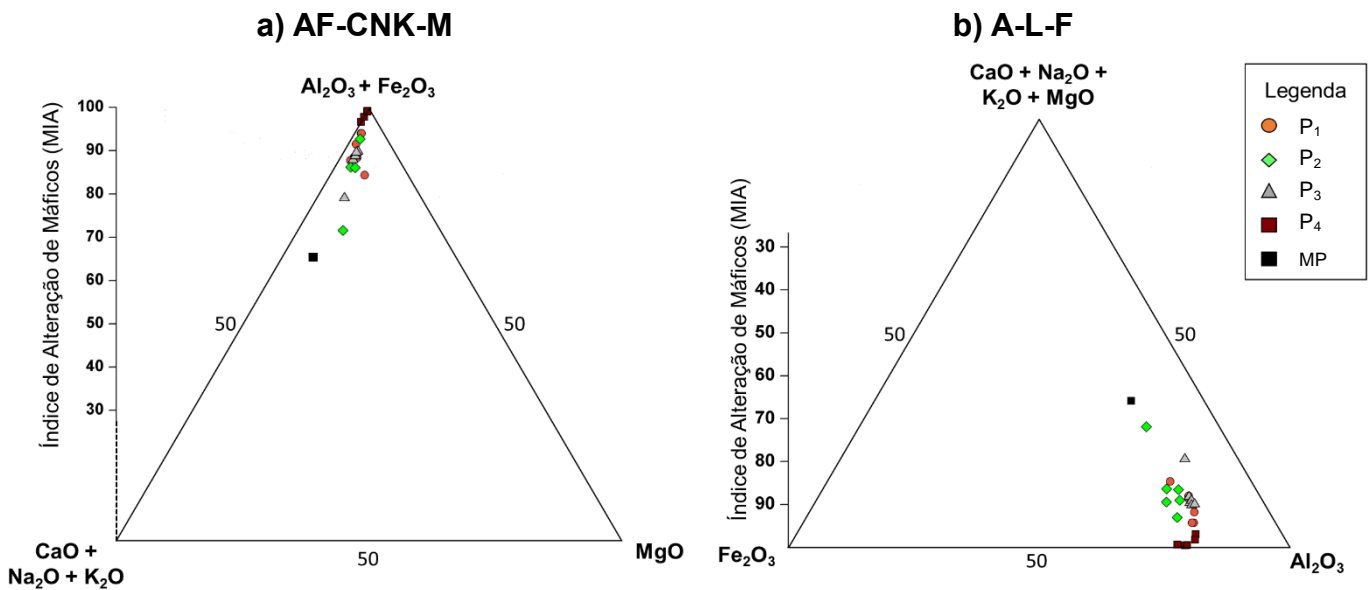


Figura 5 Diagramas ternários representando a) saída preferencial de  $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , seguida de  $\text{MgO}$  e enriquecimento de  $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$  (AF-CN-K-M), e b) remoção de elementos móveis e enriquecimento de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (A-L-F).

Geralmente, o diagrama A-CN-K apresenta vetor de intemperismo paralelo ou subparalelo ao eixo A-CN, podendo variar de acordo com a proporção relativa de plagioclásios e K-feldspatos, sua dissolução congruente ou incongruente e a taxa de conservação dos produtos aluminosos (Babechuk, 2014). No presente estudo, observa-se que as amostras apresentam tendência A-K (Figura 6), indicando maior participação de K nos solos, e remoção preferencial de Ca e Na.

Outras tendências de intemperismo químico não puderam ser representadas no gráfico AF-CN-K-M ou A-CN-K, como demonstrado pelo agrupamento das amostras em torno do ápice AF e A, em especial do solo P<sub>4</sub>, que apresenta elevado grau de pedogênese.

Desta forma, por meio do gráfico ternário S-A-F (Figura 6), foi determinado os vetores para formação de solos caulinizados (ápice S), laterizados (ápice F) ou bauxitizados (ápice A), em estágios avançados de intemperismo (Schellmann, 1986). O diagrama indica tendência S-A para todos os perfis de solo, contudo as amostras mais intemperizadas do P<sub>4</sub> (Bt e BC) apresentam leve deslocamento no sentido do ápice F, indicando o processo de ferralitização. Vale ressaltar que o diagrama S-A-F estabelece uma relação entre as proporções de  $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ ; logo, a presença dos horizontes superficiais acima do material de origem em

direção ao ápice S é resultado do maior teor de sílica em razão de sua entrada no sistema.

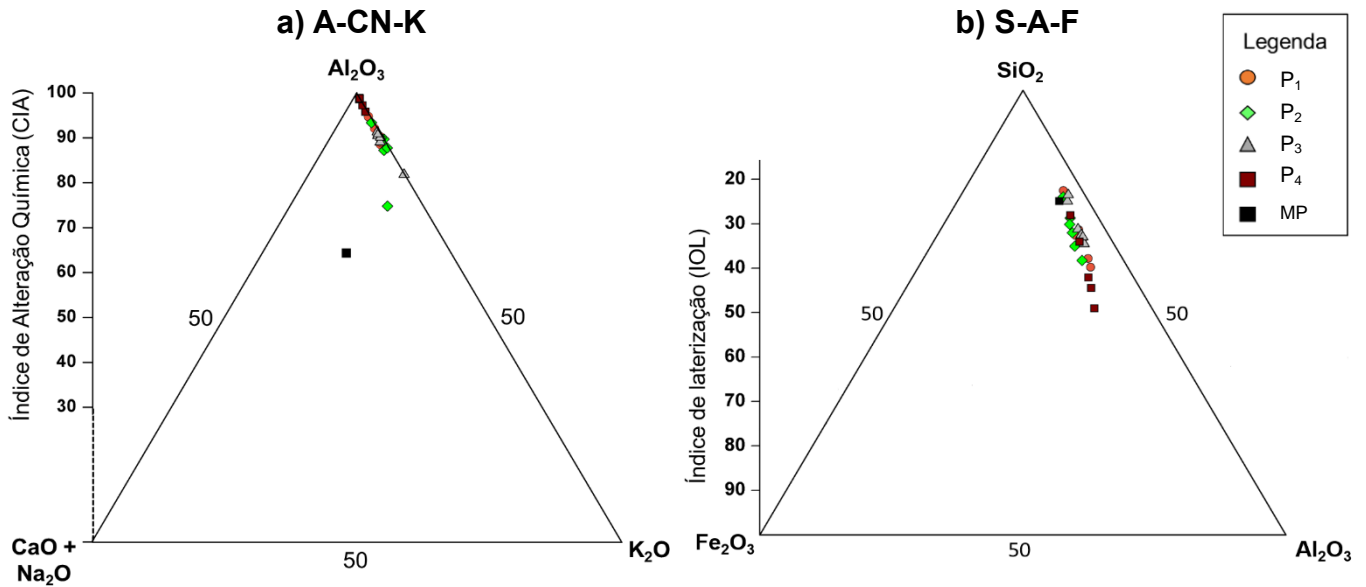


Figura 6. Diagramas ternários representando a) saída de  $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$  e enriquecimento de  $\text{K}_2\text{O}$  (A-CN-K), e b) remoção de  $\text{SiO}_2$  e enriquecimento de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (S-A-F).

Os índices CIA e IOL foram confrontados ao LOI com intuito de fornecer maiores informações sobre a dinâmica dos elementos e as transformações mineralógicas pedogênicas (Figura 7). Os solos apresentaram uma correlação positiva com a LOI, ambos os índices, indicando transformação progressiva de minerais primários anidros por filossilicatos pedogênicos hidratados (ex., esmectitas, ilitas e caulinitas) (Babechuk, 2014).

Observa-se que  $P_1$ ,  $P_2$  e  $P_3$ , que apresentaram os menores resultados de IOL nos horizontes superficiais (A), possuem valores de LOI de ~ 4 a 6 %, comparado ao material de origem de ~1 %. Além disso, amostras do  $P_4$  com valores de CIA similares resultaram em valores de LOI distintos (~ 8 a 13 %). Esse comportamento mostra que a aplicação dos índices de intemperismo isoladamente não serve como base para se determinar os estágios de transformações mineralógicas durante a pedogênese e evolução dos solos.

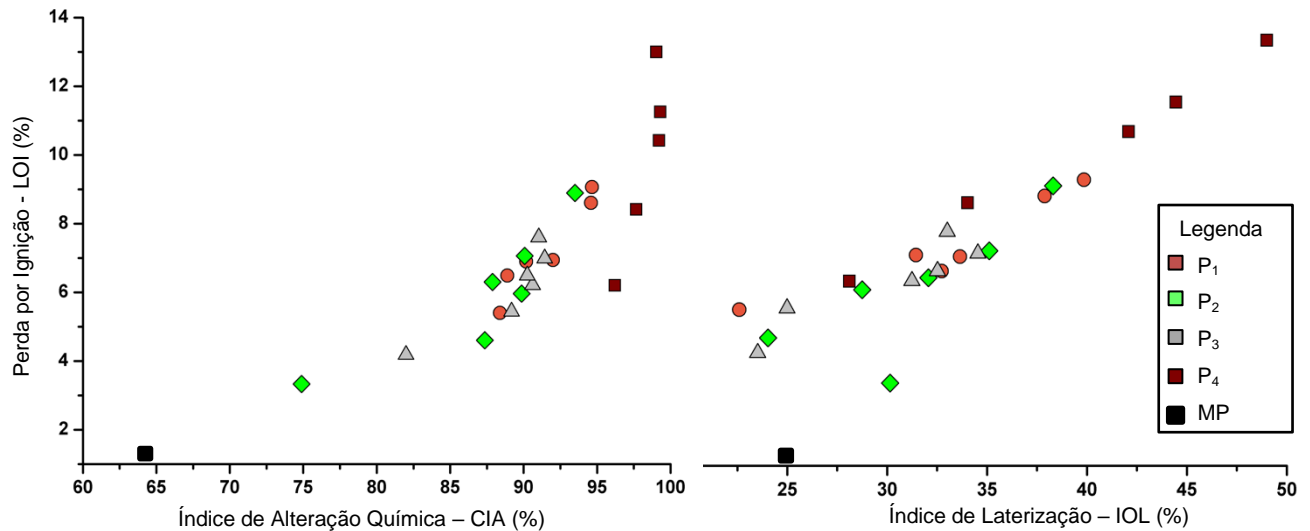


Figura 7 Relação da perda por ignição (LOI) com os índices de intemperismo CIA e IOL.

### 4.3 Mineralogia

#### 4.3.1 Petrografia

O material de origem foi classificado como sienogranito, de acordo com o diagrama de rochas ígneas QAP (Figura 8H), caracterizado pela maior concentração de K-feldspatos comparado à plagioclásios (Streckeisen, 1967). A rocha apresentou assembleia mineralógica composta por 30% de K-feldspatos, 25% de quartzo e 25% de biotita (Figuras 8A, B); em menor escala, 15% de plagioclásios (Figuras 8D, E), 5% de muscovitas (Figuras 8B, C) e a presença de zircão como mineral traço acessório incluso em quartzo (Figura 8F, G). Sua textura foi caracterizada como fanerítica inequigranular, possuindo cristais com dimensões distintas, variando de textura fina a grossa (0,1 a 30 mm), com ocorrência de fenocristais de quartzo, K-feldspatos e plagioclásios.

O sienogranito apresenta estrutura maciça, mas com presença de foliação metamórfica incipiente, caracterizada pela leve orientação preferencial da biotita na matriz da rocha (Figura 8A). Outra evidência de metamorfismo incipiente é a presença de grãos de quartzo com extinção ondulante (Figuras 8C, E). O processo de sericitização foi observado em zonas específicas, com a formação de pequenas

pontuações de mica branca (sericita) provenientes da liberação de K dos plagioclásios e feldspatos, constatadas por cores de alta ordem (3ª e, ou, 4ª) sob luz polarizada (Figura 8E). Semelhantemente à sericita, mimerquita ocorre em pontos casuais, evidenciado pelo intercrescimento de quartzo vermiforme penetrando a estrutura do K-feldspato nas interfaces deste com os plagioclásios (Figura 8D).



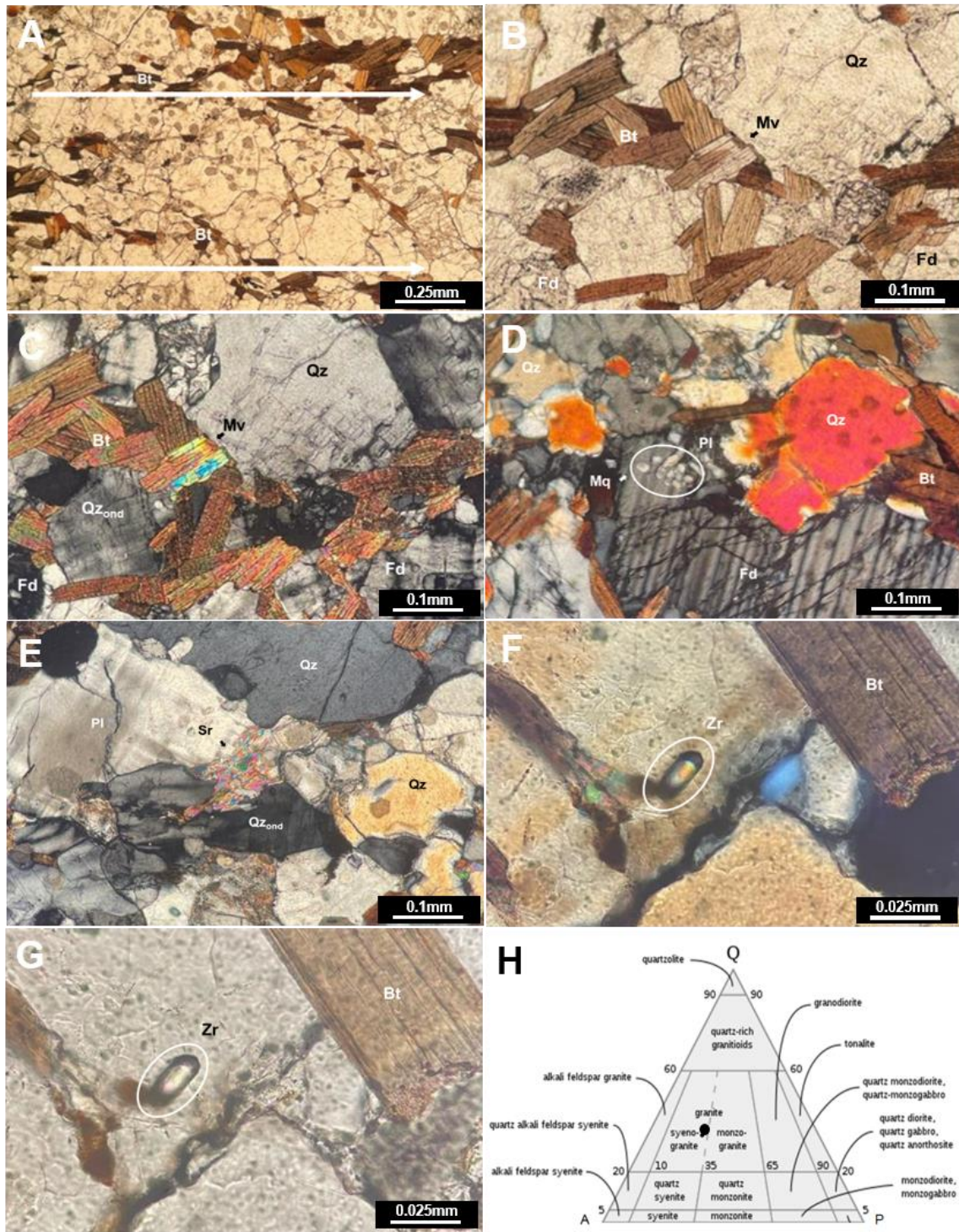


Figura 8 Lâmina petrográfica do material de origem com luz plano polarizada (B e G) e polarizada (A, C, D, E e F). (A) leve orientação preferencial da biotita; (B e C) muscovita restrita nas camadas de micas e quartzo com extinção ondulante; (D) mimerquita; (E) sericita; (F e G) mineral traço acessório zircão; (H) diagrama de classificação de rochas ígneas. Bt: biotita; Mv: muscovita; Qz: quartzo; Qz<sub>ond</sub>: quartzo com extinção ondulante; Fd: K-feldspato; Pl: plagioclásios; Mq: mimerquita; Sr: sericita; Zr: zircão.

#### 4.3.1 Difractometria de raios-x

As composições mineralógicas das frações areia, silte e argila foram semelhantes nos quatro perfis, sobretudo para os Argissolos (P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub> e P<sub>4</sub>), sendo observadas basicamente variações na intensidade dos picos de difração dos minerais.

Os difratogramas da fração areia mostram predomínio de quartzo, K-feldspato e micas, com pequenas contribuições de plagioclásios (Figura 9). O quartzo foi identificado pelos picos de difração isolados de alta intensidade em  $d = 0,344$  e  $0,426$  nm, sendo o principal componente de todos os horizontes avaliados, especialmente no P<sub>4</sub>.

A ocorrência de picos de K-feldspato é maior nos horizontes superficiais dos solos, com reflexos característicos  $0,324$  e  $0,347$  nm. As micas predominaram em subsuperfície e em profundidade, com picos de  $0,995$  e  $0,497$  nm, principalmente nos saprólitos (P<sub>2</sub> e P<sub>3</sub>) e horizonte C do P<sub>1</sub>. Os plagioclásios ocorreram predominantemente nos horizontes superficiais com pico de  $0,318$  nm, e encontrado com maior intensidade no saprólito Cr (P<sub>2</sub>).



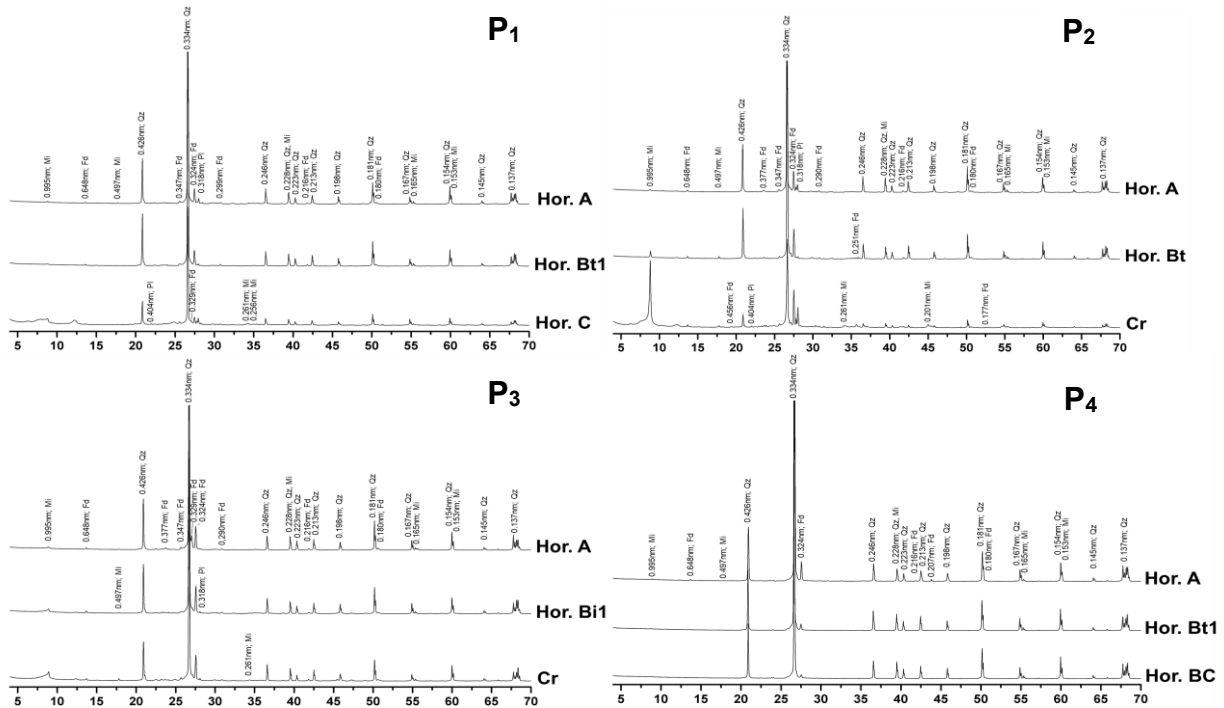


Figura 9 Mineralogia da fração areia dos principais horizontes dos perfis determinada por DRX (radiação CuK $\alpha$   $^{\circ}2\theta$ ). Qz = quartzo, Mi = micas, Fd = feldspato, Pl = plagioclásios.

A fração silte apresentou assembleia mineralógica diversa, composta predominantemente por feldspatos, micas e quartzo, com contribuição significativa de caulinita, goethita, gibbsita e hematita, e em menor escala, plagioclásios e vermiculitas (Figura 10). Os picos característicos de cada mineral foram: feldspato (0,324 e 0,422 nm), mica (1,007 e 0,261), quartzo (0,334 e 0,426 nm), caulinita (0,716 e 0,357 nm), goethita (1,40 e 1,42 nm), gibbsita (0,485 nm), hematita (0,250 nm), plagioclásio (0,318 nm) e vermiculitas (1,44 e 1,11 nm).

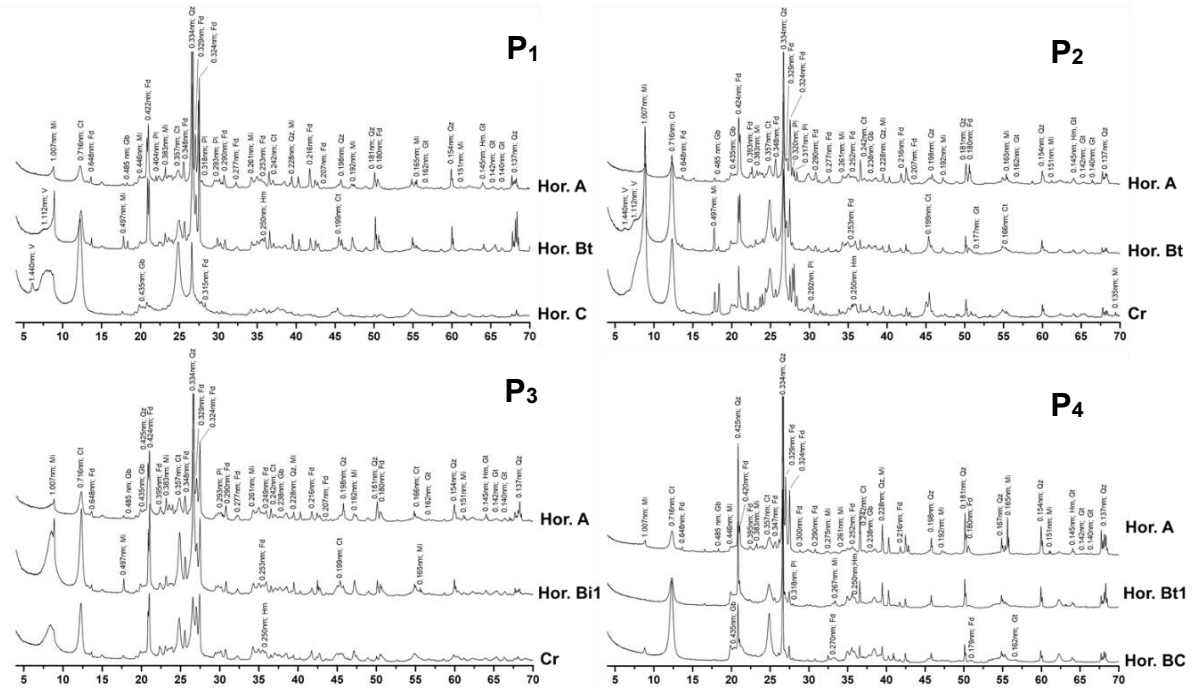


Figura 10 Mineralogia da fração silte dos principais horizontes dos perfis determinada por DRX (radiação  $\text{CuK}\alpha$   $2\theta$ ). Ct = caulinita, Hm = hematita, Gt = goethita, Gb = gibbsita, Qz = quartzo, Mi = micas, Fd = feldspato, Pl = plagioclásios, V = vermiculitas.

A composição mineralógica da fração argila é dominada por caulinita e illita, sendo enriquecida em óxidos de ferro (hematita e goethita) nos horizontes Bt (Figura 11). Por outro lado, o P<sub>3</sub> apresenta horizonte Bi com predomínio de caulinitas e feldspatos, decorrente do seu menor grau de intemperismo e pedogênese.

Caulinita e illita foram identificadas pelos picos 0,716, 0,357 e 1,001 e 0,446 nm, respectivamente. Ambas tiveram menor ocorrência no P<sub>4</sub>, especialmente a illita, com baixa intensidade do pico de 1,001 nm, porém com picos de difração mais intensos de hematita e goethita. Os picos de feldspato (0,324 e 0,299 nm) foram observados preferencialmente nos horizontes superficiais de todos os solos.

Os picos observados para gibbsita foram de 0,482 e 0,238 nm, com pico de alta intensidade em P<sub>2</sub> (Cr). Ademais, em menor ocorrência e mais discretos, picos de plagioclásio (0,401 nm) foram observados no saprólito Cr (P<sub>2</sub>).

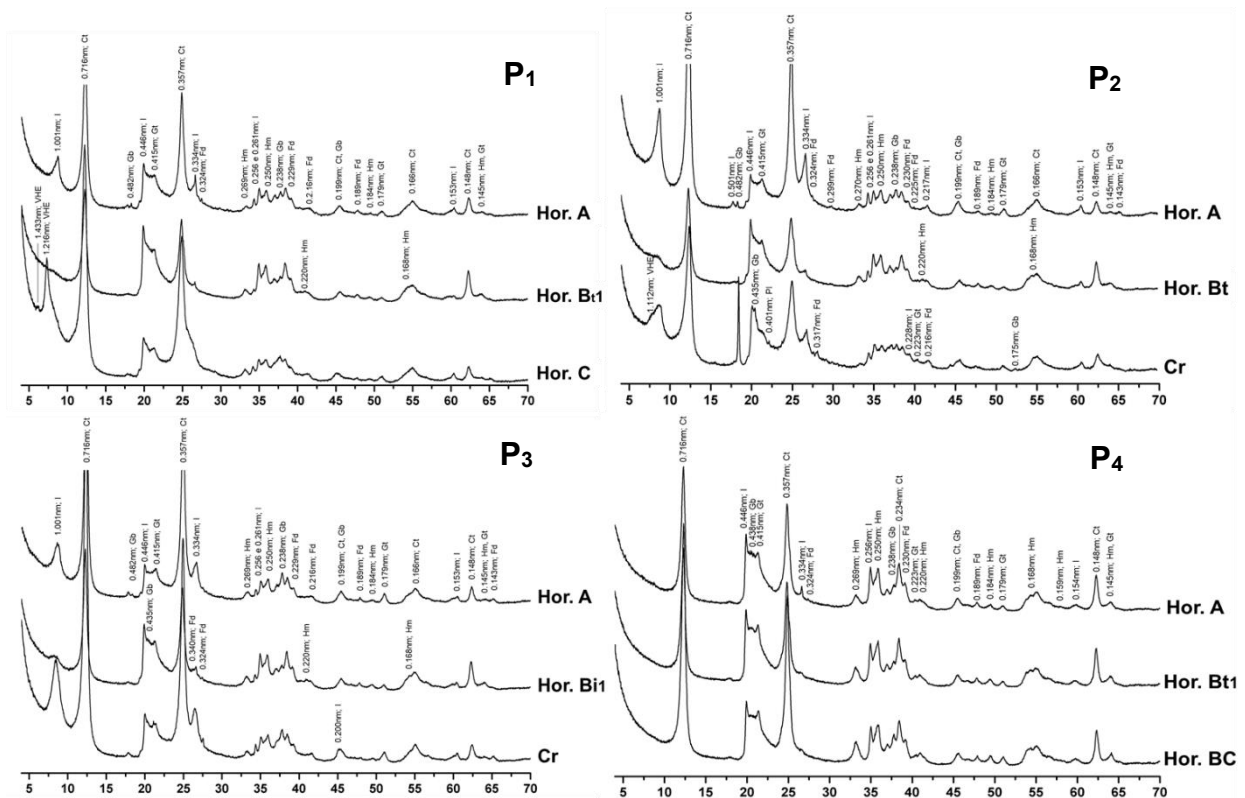


Figura 11 Mineralogia da fração argila dos principais horizontes dos perfis determinada por DRX (radiação  $\text{CuK}\alpha$   $2\theta$ ). Ct = caulinita, Hm = hematita, Gt = goethita, Gb = gibbsita, I = ilita, Fd = feldspato, Pl = plagioclásios e VHE = vermiculitas com hidróxi-Al entrecamadas.

Os minerais expansivos em baixos ângulos na fração argila foram identificados no horizonte C ( $P_1$ ) e saprólito (Cr) do  $P_2$ , com picos de difração em 1,43, 1,21 e 1,11 nm (Figuras 8 e 12).

No horizonte C do  $P_1$ , os picos de 1,43 e 1,20 nm foram associados à presença de vermiculitas com hidróxi-Al entrecamadas (VHE) devido à permanência dos picos após saturação com K e Mg, subsequente ao colapso para 1,00 nm quando submetidas a aquecimento a 335°C e 550°C (Moniz, 2009).

No saprólito (Cr) do  $P_2$  os reflexos de 1,43 e 1,20 nm foram atribuídos à presença de VHE, com possível associação mica-vermiculita pelo deslocamento dos picos para 1,00 nm após saturação com K e aumento da intensidade após aquecimento a 335°C e 550°C. O reflexo de 1,00 nm foi atribuído à ilita devido à sua persistência após saturação com Mg e EG, corroborando a presença de mica-vermiculita nesta posição do perfil (Waroszewski et al., 2016).

Para ambos os perfis a caulinita foi relacionada com o pico de 0,720 nm; a presença de clorita em 1,430 nm foi descartada devido ao desaparecimento do pico após aquecimento a 550° (figura 12).

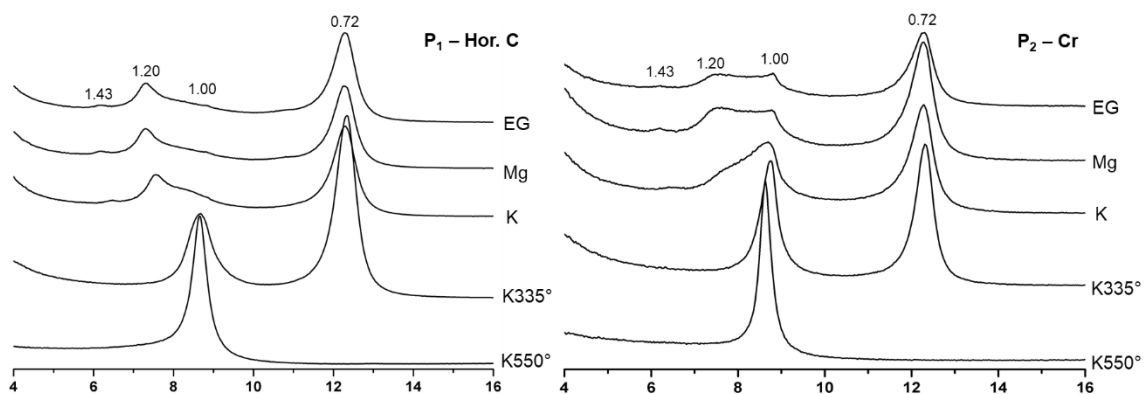


Figura 12 Difratogramas obtidos das amostras de argila saturadas e aquecidas do P<sub>1</sub> (C) e P<sub>2</sub> (Cr). EG= saturação com etileno glicol, Mg= saturação com magnésio, K= saturação com potássio.

#### 4.3.2 Dissoluções Seletivas

Os resultados de Fe, Al e Mn extraídos por DCB (Fe<sub>d</sub>, Al<sub>d</sub> e Mn<sub>d</sub>) e por oxalato de amônio (Fe<sub>o</sub>, Al<sub>o</sub> e Mn<sub>o</sub>) são apresentados na tabela 6. Os teores de Fe<sub>d</sub> foram baixos em todos os perfis de solos, variando de 34,34 g kg<sup>-1</sup> no saprólito (Cr) do P<sub>2</sub> a 93,16 g kg<sup>-1</sup> no Bt<sub>1</sub> (P<sub>4</sub>), corroborando os valores de Fe obtidos por fluorescência de raios-x para os horizontes dos solos e rocha de origem. Os horizontes subsuperficiais diagnósticos (Bt e Bi) apresentaram as maiores concentrações de Fe<sub>d</sub> nos perfis, particularmente o P<sub>4</sub>, com teores acima de 90 g kg<sup>-1</sup>, indicando maior evolução e efeito dos processos pedogênicos (Kämpf et al., 2012).

Os teores de Fe<sub>o</sub> foram inferiores a 6 g kg<sup>-1</sup> e maiores em superfície, com pequeno decréscimo em profundidade. Os perfis P<sub>1</sub> e P<sub>4</sub> apresentaram maiores concentrações de Fe<sub>o</sub> nos horizontes A, 5,45 e 5,66 g kg<sup>-1</sup>, respectivamente. No entanto, seus horizontes Bt apresentaram os menores valores (2,82 a 2,46 g kg<sup>-1</sup>). Em virtude dos baixos teores de Fe<sub>o</sub>, foram obtidas relações Fe<sub>o</sub>/Fe<sub>d</sub> inferiores a 0,13 (P<sub>4</sub>-A), refletindo o predomínio de formas de Fe cristalinas (ex., goethita e hematitas) (Kämpf e Schwertmann, 1983).

Os valores de substituição isomórfica de Fe<sup>3+</sup> por Al<sup>3+</sup> nos horizontes superficiais (A) variaram de 5,02 a 21,47 cmol mol<sup>-1</sup>, ocorrendo de forma mais intensa nos solos P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub> e P<sub>3</sub>, provavelmente associado às maiores proporções nos teores de goethita (cores 5YR ou mais amarelas). O P<sub>4</sub> apresentou horizonte A com

menor substituição ( $5,02 \text{ cmol mol}^{-1}$ ), associada à predominância de hematita frente a goethita.

Os teores de  $\text{Al}_d$  foram maiores nos horizontes transicionais BA e subjacentes de cada perfil ( $8,51 - 11,10 \text{ g kg}^{-1}$ ), resultando em maiores valores de substituição isomórfica no  $\text{P}_3$  e  $\text{P}_4$ , com  $21,86$  e  $17,09 \text{ cmol mol}^{-1}$ , respectivamente. Os resultados de  $\text{Al}_o$  próximos ao  $\text{Al}_d$  evidenciam a maior contribuição de minerais amorfos no solo, além do alumínio presente na estrutura cristalina dos óxidos de ferro (Capoane, 2017). O MnO extraído pelo DCB e pelo oxalato foi extremamente baixo para todos os perfis, sendo inferior a  $1,02 \text{ g kg}^{-1}$ , possivelmente associado a substituição isomórfica na estrutura de micas e/ou oxihidróxidos de Fe (Kampf et al., 2012).

Tabela 6 Resultados de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e MnO obtidos da fração argila por três extrações com ditionito-citrato-bicarbonato de sódio e uma extração com oxalato de amônio.

Hor.	DCB			OXALATO			$\frac{\text{Fe}_o}{\text{Fe}_d}$	$\frac{\text{Al}_d^{1/}}{\text{Al}_d + \text{Fe}_d}$
	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	MnO	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	MnO		
----- g kg <sup>-1</sup> -----								
P <sub>1</sub> - Argissolo Vermelho Eutrófico Típico								
A	47,14	7,93	0,58	5,45	5,31	0,03	0,12	20,85
BA	63,86	8,59	0,72	5,07	5,24	0,04	0,08	17,40
B <sub>11</sub>	64,67	8,51	0,09	2,94	5,13	0,02	0,05	17,09
B <sub>12</sub>	63,68	7,08	0,05	2,86	4,91	0,02	0,04	14,83
BC	59,90	4,58	0,08	3,29	4,57	0,02	0,05	10,69
C	50,41	4,96	0,08	3,16	4,75	0,01	0,06	13,36
P <sub>2</sub> - Argissolo Vermelho Eutrófico Típico								
A	46,92	7,88	0,99	4,60	4,73	0,04	0,10	20,83
BA	60,64	8,76	1,02	4,59	5,76	0,05	0,08	18,45
B <sub>t</sub>	77,39	8,65	0,13	4,17	5,12	0,01	0,05	14,91
BC	77,71	6,79	0,05	3,84	5,38	0,01	0,05	12,04
C	66,95	4,00	0,05	2,95	3,90	0,01	0,04	8,56
C <sub>r</sub>	34,34	2,13	1,00	2,71	2,02	0,05	0,08	8,84
P <sub>3</sub> - Cambissolo Háplico Tb Eutrófico Latossólico								
A	56,02	9,78	0,72	4,86	4,45	0,03	0,09	21,47
BA	56,58	10,10	0,24	3,81	4,40	0,02	0,07	21,86
B <sub>11</sub>	64,78	8,98	0,42	4,74	5,17	0,03	0,07	17,85
B <sub>12</sub>	73,04	7,45	0,23	4,81	5,04	0,02	0,07	13,78
BC	68,81	5,38	0,27	3,42	4,90	0,02	0,05	10,91
Cr	44,06	1,98	0,23	1,71	1,78	0,02	0,04	6,58
P <sub>4</sub> - Argissolo Vermelho Eutrófico Típico								
A	77,35	2,61	0,25	5,66	2,33	0,02	0,13	5,02
BA	84,30	11,10	0,20	3,77	3,70	0,02	0,04	17,09
B <sub>11</sub>	93,16	10,17	0,06	3,46	3,52	0,02	0,04	14,60
B <sub>12</sub>	90,83	8,78	0,01	2,82	2,97	0,02	0,03	13,15

BC	90,99	6,99	0,01	3,54	5,76	0,02	0,04	10,73
----	-------	------	------	------	------	------	------	-------

<sup>1</sup>Substituição isomórfica de Fe<sup>3+</sup> por Al<sup>3+</sup> calculada pela equação  $SI_d = [ Al_d / (Al_d + 0,483 Fe_d) ]$  (Cornell e Schwertmann, 1996).

#### 4.3.3 Susceptibilidade Magnética

Os resultados de susceptibilidade magnética em base de massa ( $X_{BF}$ ) e a frequência dependente ( $X_{FD}$ ) são apresentados na tabela 7. Os maiores valores de  $X_{BF}$  foram observados em superfície, especialmente nos horizontes transicionais BA, variando de 38,33 a 145,32  $10^{-8} m^3 kg^{-1}$ . O P<sub>4</sub> mostrou os maiores teores. Todos os perfis apresentaram decréscimo acentuado em profundidade, dada a contribuição litológica praticamente nula. De forma geral, os resultados demonstram participação inexpressiva de minerais magnéticos na composição mineralógica dos solos.

As partículas ferrimagnéticas foram classificadas quanto ao comportamento magnético ou capacidade de magnetização: multidomínios (MD) e superparamagnéticas (SP). Segundo Dearing (1999),  $X_{FD} < 2 \%$  indicam predomínio de minerais multidomínios (magnetita), com teor de SP  $< 10 \%$ ; valores de  $2 < X_{FD} < 10$ , indicam a ocorrência conjunta de partículas multidomínios e superparamagnéticas; enquanto  $X_{FD}$  entre 10 e 14 % denotam prevalência de superparamagnéticas (maghemitas) com teor de SP  $> 75 \%$ . De forma geral, os solos apresentam predomínio de partículas ferrimagnéticas superparamagnéticas, com  $X_{FD}$  variando de 6,9 % (P<sub>1</sub>-BC) a 15,4 % (P<sub>4</sub>-BA e Bt<sub>1</sub>). Por outro lado, os horizontes em profundidade (P<sub>1</sub>-C, P<sub>2</sub>-Cr e P<sub>3</sub>-Cr) possuem essencialmente partículas multidomínios, com  $X_{FD}$  variando de 0 a 3,5 %.

Tabela 7 Valores de susceptibilidade magnética em base de massa ( $X_{BF}$ ) e frequência dependente ( $X_{FD}$ ) obtidos da fração TFSA dos perfis em estudo.

Horizontes	Prof.	$X_{BF}$	$X_{FD}$
	cm	$10^{-8} m^3 kg^{-1}$	%
P <sub>1</sub> - Argissolo Vermelho Eutrófico Típico			
A	0 – 12	33,17	11,7
BA	12 – 26	65,34	13,5
Bt <sub>1</sub>	26 – 53	50,58	12,7
Bt <sub>2</sub>	53 – 108	27,45	11,6
BC	108 - 180	11,62	6,9

C	180 – 225+	8,59	0
P <sub>2</sub> - Argissolo Vermelho Eutrófico Típico			
A	0 – 10	41,47	10,7
BA	10 – 31	62,16	12,1
Bt	31 – 73	64,46	13,0
BC	73 – 109	26,15	11,0
C	109 – 133	15,44	7,9
Cr	133 – 210+	9,87	1,3
P <sub>3</sub> - Cambissolo Háplico Tb Eutrófico Latossólico			
A	0 – 19	36,06	12,4
BA	19 – 32	38,33	12,4
Bi <sub>1</sub>	32 – 69	42,68	13,1
Bi <sub>2</sub>	69 – 118	29,68	12,6
BC	118 – 172	45,71	13,1
Cr	172 – 230+	5,40	3,5
P <sub>4</sub> - Argissolo Vermelho Eutrófico Típico			
A	0 – 19	103,24	14,1
BA	19 – 35	145,32	15,4
Bt <sub>1</sub>	35 – 101	86,06	15,4
Bt <sub>2</sub>	101 – 162	29,44	12,3
BC	162 – 230+	16,27	7,4

#### 4.3.4 Dados termogravimétricos

A relação entre os teores de gibbsita (Gb) e caulinita (Ct) e suas respectivas temperaturas de reação são demonstrados na tabela 8. Os valores entre 258 e 289 °C observados nos perfis para reação de desidroxilação da gibbsita encontram-se dentro dos limites descritos na literatura (250 a 300°C) (Karathanasis, 2008; Teixeira et al., 2017). Assim como as reações endotérmicas da caulinita de 400 a 600°C, sendo observado nos horizontes de estudo entre 474 e 494°C.

Os resultados de ATG corroboram aqueles observados a partir da DRX, e demonstram relação inversa de formação entre esses minerais. O P<sub>2</sub> obteve maior concentração de Gb no saprólito Cr (5,77) dentre todos os horizontes dos perfis, já indicado pelo pico de alta intensidade observado por DRX, refletindo na relação de 0,11 comparada as demais, menores que 0,07. Em superfície, o P<sub>2</sub> apresentou 3,21% de Gb, com o horizonte Bi<sub>1</sub> mais caulínico (53,57 %), reduzindo sua relação Gb/(Gb+Ct) para 0,02.

Os perfis P<sub>1</sub> e P<sub>4</sub> demonstram maior formação de Gb nos horizontes Bt, com 3,21 e 3,53%, respectivamente, obtendo-se as maiores relações dentro dos perfis de 0,06 e 0,07, respectivamente. Os maiores teores de Ct foram obtidos nos

horizontes superficiais (A) e em profundidade (C e Cr), sobretudo no P<sub>4</sub>, variando de 60,71 a 68,57 %. Nos demais Argissolos, os teores de Ct foram inferiores, variando de 45,0 (P<sub>2</sub>-A) a 57,14 % (P<sub>1</sub>-C), resultado da formação elevada de gibbsita nestes horizontes. Por outro lado, o P<sub>3</sub> mostrou as maiores concentrações de Ct no horizonte Bi (61,43 %), com relação de 0,02, corroborando os índices de intemperismo e seu estágio pedogênico.

Tabela 8 Teores de caulinita (Ct) e gibbsita (Gb) obtidos em curvas termogravimétricas da fração argila desferrificada dos horizontes principais dos perfis.

Hor.	Gibbsita	Caulinita	<u>Gb</u>	Temperatura	
	(Gb)	(Ct)	(Gb + Ct)	Gb	Ct
	----- % -----			----- °C -----	
P <sub>1</sub> - Argissolo Vermelho Eutrófico Típico					
A	2,56	50,71	0,05	264	483
Bt <sub>1</sub>	3,21	50,0	0,06	285	474
C	1,92	57,14	0,03	288	485
P <sub>2</sub> - Argissolo Vermelho Eutrófico Típico					
A	3,21	45,0	0,07	271	475
Bt	1,28	53,57	0,02	289	477
Cr	5,77	47,86	0,11	258	478
P <sub>3</sub> - Cambissolo Háplico Tb Eutrófico Latossólico					
A	3,21	55,0	0,06	273	486
Bi <sub>1</sub>	1,28	61,43	0,02	284	489
Cr	1,92	58,57	0,03	272	494
P <sub>4</sub> - Argissolo Vermelho Eutrófico Típico					
A	1,92	68,57	0,03	277	492
Bt <sub>1</sub>	3,53	47,14	0,07	289	482
BC	1,28	60,71	0,02	282	494

## 5. DISCUSSÃO

### 5.1 Características do solo

Com o avanço do intemperismo e dos processos pedogênicos, foram observadas alterações marcantes nas características físicas, químicas e morfológicas dos solos. Os perfis mais intemperizados e desenvolvidos, com



horizontes pedogênicos C (P<sub>1</sub>) e BC (P<sub>4</sub>) abaixo de 2m, foram encontrados no terço médio e inferior nas áreas de maior infiltração de água; por outro lado, saprólitos acima de 1.5m de profundidade foram observadas em P<sub>2</sub> e P<sub>3</sub> (terço médio), em pontos de maior declividade e favorecimento do escoamento superficial, resultante do efeito do relevo na redistribuição e dinâmica da água no sistema, e consequentemente avanço da pedogênese (Sturmer, 2008; Marcolin, 2020).

Os solos apresentaram horizontes Bt com matizes vermelhas, associados ao avançado processo de intemperismo em clima tropical úmido e formação de óxidos de ferro na fração argila (hematita), responsável pela cor vermelha de solos brasileiros, com alto poder pigmentante (Schwertmann & Taylor, 1989; Kampf e Curi, 2000; Chesworth et al., 2008). A presença significativa de biotita (mineral ferromagnésiano) no material de origem foi apontada como principal fonte de Fe, e consequentemente avermelhamento nos solos estudados.

A ocorrência de cores vermelho-amarelas em superfície foi atribuída à maior presença de goethita nestes horizontes frente a hematita, promovendo coloração intermediária (matiz 5YR), visto que pequenas quantidades de hematita já imprimem matizes bruno-avermelhadas nos solos (Schwertmann & Taylor, 1989; Kampf e Curi, 2000). Ademais, a participação da matéria orgânica com seu elevado poder pigmentante exerce influência junto à goethita, mascarando o efeito dominante da hematita sobre a cor dos solos (Pereira et al., 2019).

Outro fator vinculado à matéria orgânica em superfície foi seu efeito positivo na atividade biológica e liberação de ácidos orgânicos, gerando caráter cimentante entre as partículas do solo. Esse fenômeno favoreceu a formação de estruturas granulares com grau de desenvolvimento moderado a forte nos solos (Six et al., 2004). Os maiores teores de argila em subsuperfície, essencialmente caulinítica, com pequena participação dos óxidos, parece favorecer a formação de estrutura em blocos subangulares (Resende et al., 2005, Silva et al., 2001).

O aumento dos teores de argila em subsuperfície e formação dos horizontes Bt ocorre no terço médio (P<sub>1</sub> e P<sub>2</sub>) e inferior (P<sub>4</sub>) da paisagem. A boa drenagem e infiltração da água no solo promovem a translocação de partículas de argila dos horizontes subjacentes, sendo denominado processo de argiluviação, refletindo em aumento absoluto no teor de argila (Kämpf e Curi, 2012). Os menores valores de D<sub>s</sub> observados em superfície sugerem relação direta com maior presença de

raízes no solo (Göl, 2008; Dos Santos, et al., 2017). O incremento de Ds constatado em profundidade não ocorreu em maior grau nos horizontes com acúmulo de argila, mas nas zonas de menor participação da matéria orgânica e maiores teores de areia e silte. Logo, esse fenômeno demonstra que a variação da Ds ao longo do perfil sofre forte influência da matéria orgânica, contudo é determinada pela composição granulométrica do solo (Giarola et al., 2002; Dengiz, 2018).

Naturalmente, solos desenvolvidos em regiões de clima tropical e subtropical apresentam pH altamente ácido e baixos valores de SB e V% (Duchaufour, 2012). Esse fenômeno decorre do alto grau de intemperismo dos minerais primários, culminando na remoção preferencial de elementos alcalinos e alcalinos-terrosos (principalmente Ca, Mg e K), decomposição da matéria orgânica em superfície, e liberação H<sup>+</sup> para solução do solo (Ebeling et al., 2008; Capoane, 2017). No presente trabalho foi evidenciado que o aporte coluvial durante a evolução pedogênica promove a renovação e manutenção destes elementos no sistema, especialmente nos horizontes superficiais.

## 5.2 Balanço geoquímico e estágios da pedogênese

Em geral, são observados valores inferiores a 50 % nos índices de intemperismo para rochas inalteradas (tempo zero), refletindo sua composição química e mineralógica de formação (White e Buss, 2014). No presente estudo, os valores obtidos para o material de origem foram superiores a 50%, indicando estágio inicial de intemperismo e alterações físicas e químicas.

Os solos se encontram em estágio intermediário de intemperismo próximos à remoção total dos elementos móveis e completa caulínização (Babechuk, 2014), demonstrado pelos altos valores de MIA e CIA nos horizontes pedogênicos, acima de 86 e 87%, respectivamente.

Durante a pedogênese, os solos podem ser encontrados sob diferentes condições de formação, caracterizadas pela saída total ou parcial de bases e sílica, tendendo ao enriquecimento residual de materiais aluminoférricos, proveniente do avanço dos processos de intemperismo e mobilização dos elementos (Muggler et al., 2007; Fontes et al., 2012). Em condições de baixas temperaturas e precipitações (clima temperado), o processo predominante é a fersialitização

(bissialitização), caracterizada pela hidrólise parcial dos minerais, presença de sílica e bases no sistema, favorecendo a formação de argilominerais 2:1 e solos mais “jovens” (Thomas, 1994; Schaetzl e Anderson, 2005; Duchaufour, 2012).

No entanto, nas condições tropicais deste estudo, a ferruginização (monossialitização) prevalece nos solos, marcada pela remoção das bases e parte da sílica, promovendo a formação preferencial de argilominerais 1:1 (Thomas, 1994; Duchaufour, 2012; Santos et al., 2016). Esse processo é evidenciado pelos elevados valores de CIA e MIA encontrados nos perfis e a correlação positiva destes com a LOI, refletindo estágio de “caulinização” do solo. Em contraste, a redução dos valores da LOI em zonas de elevado intemperismo, resultante da formação preferencial de oxihidróxidos (ex., hematita, goethita e gibbsita) (Ng et al 2001; Babechuk et al., 2014), não foi observada nos solos em estudo.

O maior grau de intemperismo e saída dos elementos móveis e sílica, observado nos horizontes Bt do P<sub>4</sub>, denota estágio final de ferruginização e início do processo de ferralitização (alitização), quando os teores de bases já se esgotaram e a dessilicação se torna dominante, promovendo maior formação de oxihidróxidos nos solos (ex: hematitas, goethita e gibbsitas) (Duchaufour, 2012).

Com o avanço do intemperismo, os metais alcalinos e alcalinos-terrosos (Na, Ca, Mg e K) são lixiviados do sistema preferencialmente à sílica, classificando os solos em estágios incipientes, intermediários e avançados de formação (Prince, 2003). A completa remoção de Na, acompanhada de Ca, demonstra que esses elementos são mais facilmente removidos durante a evolução dos solos (Mei et al, 2021). Esse comportamento está relacionado a maior suscetibilidade ao intemperismo dos plagioclásios presentes no material de origem, sendo apontados como principais precursores da fertilidade natural destes solos, assim como os K-feldspatos e minerais ferromagnesianos (biotita) (Anda, 2012; Babechuk et al., 2014; White and Buss, 2014).

A maior concentração de K, onde Ca e Na são fortemente lixiviados, é comumente relacionada a dissolução preferencial dos plagioclásios comparada aos K-feldspatos encontrados nos solos (Buggle et al., 2011; Weber et al., 2012; Nguetnkam et al., 2020). O coluvionamento e transporte de partículas provenientes do afloramento rochoso à montante consistem no principal fator da manutenção e enriquecimento desse elemento nos solos, especialmente por meio de materiais

micáceos, devido ao alto teor de K nas entrecamadas (Albuquerque Filho et al., 2008; Kämpf et al., 2012; Fontana et al., 2017; Mei et al., 2021). A expressiva ocorrência de picos de micas e K-feldspatos nas frações silte e argila dos horizontes superficiais, sobretudo dos perfis do terço médio, e os elevados teores de  $K_2O$  obtidos na FRX corroboram essa hipótese, visto que ambientes intemperizados de clima tropical são naturalmente escassos em K, enquanto a ocorrência de micas e K-feldspatos em solos jovens apresenta teores em torno de  $35 \text{ g kg}^{-1}$  de K total (Melo et al., 2009).

A presença de íons de potássio nas entrecamadas de minerais micáceos é favorecida pela baixa energia de hidratação ( $0,337 \text{ kJ mol}^{-1}$ ) e raio iônico ( $1,33 \text{ \AA}$ ) que se ajusta ao poro ditrigonal, equilibrando o déficit de carga estrutural resultante de substituição isomórfica de  $Si^{4+}$  por  $R^{3+}$  (principalmente  $Al^{3+}$  e  $Fe^{3+}$ ) nos sítios tetraédricos, e substituição de  $R^{2+}$  ou  $R^{3+}$  por  $R^+$  ou  $R^{2+}$  nas lâminas octaédricas ou sítios octaédricos vagos. A liberação desse elemento para a solução do solo ocorre pela transformação das micas em minerais 2:1 expansíveis (ex., esmectitas e vermiculitas), quando há troca do K por cátions hidratados e/ou pelo intemperismo e dissolução dos mesmos (Sparks, 1987; Kämpf et al., 2012).

Assim, o tipo, quantidade e tamanho das partículas de micas encontrados nos solos determinam a taxa de remoção e fornecimento de K para as plantas (Fanning et al., 1989). Os minerais micáceos encontrados nas frações silte e areia são considerados fontes de K a longo prazo. Por outro lado, a fração argila é responsável pelo suprimento em curto e médio prazo para as plantas (Buggle et al., 2011; Chaves et al., 2015). Os maiores teores de K trocável obtidos nos horizontes superficiais dos solos e a mineralogia da fração argila, essencialmente caulinítica e micácea, demonstra o efeito significativo das micas na manutenção do K não trocável em solução, o que refletiu em elevada atividade da fração argila em  $P_1$  e  $P_2$  (horizontes A), decorrente da remoção parcial do K presente nas arestas da estrutura da illita, promovendo caráter expansivo a esse mineral, aumento da superfície específica e elevada CTC (Brown et al., 1978; Bétard, 2009; Ndzana et al., 2019).

A concentração superior ao material de origem e função de transporte de massa positiva obtida para  $SiO_2$  indicam enriquecimento em superfície para os perfis do terço médio da vertente, semelhante à dinâmica do K. A deposição de

sedimentos siliciclásticos nos horizontes superficiais, particularmente grãos de quartzo da fração areia e silte verificados por DRX, demonstrou que os índices CIA, MIA e IOL não refletem com precisão o grau de intemperismo de solos sob influência coluvial. Esse fato deve-se ao aporte externo promovido pelo colúvio, que descaracteriza a formação residual (in situ) do solo a jusante ao afloramento do material de origem. (Babechuk et al., 2014; Waroszewski et al., 2016; Mei et al., 2021).

Nas posições mais elevadas da vertente, P<sub>1</sub> e P<sub>2</sub> apresentaram enriquecimento de Mg em profundidade, sendo atribuída ao intemperismo de minerais primários ferromagnesianos (ex: biotita) e/ou dissolução de micas substituídas por Mg dos horizontes sobrejacentes, seguido de lixiviação e consequente remobilização no solo (Albuquerque Filho et al., 2008; Buggle et al., 2011; Anda, 2012). Sua retenção foi associada à presença de filossilicatos 2:1, incorporando Mg em sua estrutura (ex., vermiculitas e illitas) (Di Figlia et al., 2007; Brewer et al., 2018; Li et al., 2021).

Naturalmente, com o avanço do intemperismo e saída dos elementos móveis, nota-se o enriquecimento residual de compostos de Al e Fe, mormente nos horizontes Bt de P<sub>1</sub> e P<sub>4</sub>. O elevado enriquecimento de Al encontrado nos solos está associado ao predomínio caulínítico da assembleia mineralógica, com contribuição significativa de gibbsita, em especial no saprólito (Cr) do solo P<sub>2</sub>, e dos elevados valores de SI nos oxihidróxidos de Fe, concernente com maiores teores de argila observados nos horizontes Bt (Kämpf et al., 2012). A elevada contribuição da SI no enriquecimento de Al nos horizontes A de P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub> e P<sub>3</sub> está relacionada a maior presença de goethita, que apresenta limite máximo de substituição de 33 cmol mol<sup>-1</sup> comportada em sua estrutura cristalina comparada a 16 cmol mol<sup>-1</sup> da hematita (Schwertmann e Taylor, 1989).

O Fe proveniente da biotita acumula no solo por precipitação e cristalização na forma de oxihidróxidos de Fe (ex., hematita e goethita). Esses minerais são utilizados como indicadores pedogênicos, na caracterização de zonas de intemperismo intenso, quando em grandes quantidades associados com gibbsita e caulinita. Isso não foi verificado no presente estudo, mesmo em condições de clima tropical, em virtude da menor ocorrência de minerais primários ricos em Fe no material de origem, e da influência do relevo no aporte detrítico-coluvial, exercendo

efeito rejuvenecedor ao solo (Schwertmann, 1988; Schulze, 1989; Chesworth et al., 2008; Kämpf et al., 2012, Fontana et al., 2017; Mei, 2021).

### 5.3 Evolução mineralógica

O sienogranito ainda tem forte influência na composição mineralógica dos solos. O efeito marcante do relevo na distribuição, infiltração e dinâmica da água no sistema, e o aporte de sedimentos em superfície é evidenciado pelas condições particulares de formação mineral na vertente.

A dominante ocorrência de quartzo nas frações grossas, sobretudo na areia, decorre de sua elevada resistência ao intemperismo químico, permanecendo nos solos em dimensões distintas, oriundas da alteração física, e preservando sua estrutura cristalina (Fontes et al., 2012). Ademais, a presença acentuada de minerais primários facilmente intemperáveis como micas, plagioclásios e K-feldspatos nestas frações, principalmente nos horizontes superficiais (A) parece contrariar a evolução pedogênica e efeito do intemperismo mais intenso em superfície (Kämpf et al., 2012). No entanto, esse fenômeno é reflexo do aporte detrito-coluvial supracitado, viabilizando a manutenção e persistência destes nos solos, sobretudo nos perfis P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub> e P<sub>3</sub>.

O argilomineral de maior ocorrência nos perfis foi a caulinita, formada em condições de clima quentes e úmidos, com boa drenagem, e remoção significativa das bases e parte da sílica (Resende et al., 2014). Sua predominância nos horizontes é reflexo da composição essencialmente feldspática e micácea (biotita e muscovita) do material de origem, principais precursores da caulinita, sendo considerada um dos principais produtos do intemperismo e apresentando relativa estabilidade nos solos (Dixon, 1989; Schaefer et al., 2008). Em profundidade nos perfis P<sub>1</sub> e P<sub>2</sub>, sua formação provavelmente ocorre mediante a dissolução e reprecipitação de argilominerais intermediários como vermiculitas e ilitas, como também constatado por Han et al. (2014) e Zhang et al. (2017) em condições tropicais similares. Contudo, a neoformação a partir de minerais primários parece ser a principal via de formação mineral nos solos, caracterizando o processo de monossilitização (Pedro, 1964; Duchaufour, 2012). Os picos de DRX observados na fração silte, indicam possível formação de caulinita pseudomorfa de mica,

originando-se diretamente das biotitas presentes na rocha (Pinto et al., 1972).

As condições de clima tropical resultam no avanço do intemperismo e transformação dos argilominerais 2:1 em argilominerais 1:1, mais estáveis (Delarmelinda et al., 2017; Ramos et al., 2015). A ocorrência de VHE em profundidade indica alteração na dinâmica de água durante os estágios da pedogênese. Inicialmente, os minerais expansivos são formados a partir substituição do K entre camadas das micas primárias (biotitas e muscovitas), por cátions hidratados trocáveis em condições de baixo fluxo hídrico (Pal et al., 2001; Kämpf et al., 2012). Com o aumento da porosidade, permeabilidade e infiltração de água no solo, a saída dos elementos móveis é intensificada reduzindo o pH. Nesta condição, os polímeros de Al são fixados nas entre camadas destes minerais. Esse fenômeno promove maior resistência termodinâmica às VHE, favorecendo sua permanência mesmo em condições de intemperismo elevado com predomínio de argilominerais 1:1 e oxihidróxidos nos solos (Karathanasis & Hajek 1983; Bhattacharyya et al., 2000; Bortoluzzi et al., 2008). A maior ocorrência de biotita na rocha de origem e sua estrutura trioctaedral sugerem tratar-se do principal responsável pela formação das VHE nos solos. A posição externa do íon  $H^+$  na estrutura trioctaedral próxima ao K das entre camadas promove menor energia de interação eletrostática, comparada a muscovita (dioctaedral), que possui espaço em seu arranjo cristalino onde o  $H^+$  se encaixa, logo a substituição deste por cátions hidratados na biotita é facilitada (Sparks, 1987).

A associação de mica-vermiculita observada em profundidade nas camadas menos intemperizadas e a ampla distribuição da illita nos horizontes indicam a ocorrência da "ilitização". Segundo Meunier (2005), a ilitização inicia-se pelas esmectitas de baixa carga, passando à esmectitas de alta carga, vermiculitas e chegando por fim as illitas. Esse processo é fortemente influenciado pela abundância do íon K e sílica em solução, sendo comumente associado à ciclagem de nutrientes promovida pelas plantas em superfície (Lucas et al., 1993; Barré et al., 2007; He et al., 2008; Velde & Meunier, 2010). No entanto, o aporte de sedimentos ricos em potássio e sílica em superfície apresenta-se como principal responsável pelo favorecimento da formação de illita a partir de micas detrítico-colúviais (ex: biotitas e muscovitas) (Kämpf et al., 2012), em especial nas posições de terço médio da vertente ( $P_1$ ,  $P_2$  e  $P_3$ ), mais afetada pela entrada no sistema.

De forma geral, os solos apresentam pequena porcentagem de oxihidróxidos na fração argila, dado seu estágio intermediário de pedogênese, maior intensidade do processo de monossilicização e formação preferencial de argilominerais 1:1 (caulinitas) (Duchaufour, 2012). A formação de gibbsita ocorre preferencialmente nos horizontes com menor proporção de caulinita. Esse comportamento é atribuído às vias de formação distintas para esses minerais nos solos.

Nos horizontes pedogênicos, a origem da gibbsita advém da dissolução das caulinitas, que por sua vez origina-se do Al e silício liberado dos silicatos primários (micas e/ou feldspatos) (Keller, 1964; Kämpf et al., 2012). Nesta condição, altas concentrações de sílica na solução tendem a reagir com o Al pela elevada afinidade entre eles, promovendo a formação de caulinitas como intermediários à gibbsita, refletindo concentrações inversas destes minerais (Kittick, 1970; Violante & Violante, 1980, Violante & Huang, 1985; Hsu, 1989; Gu et al., 2013; Danaher & Nebel, 2020).

Assume-se que a formação da gibbsita nos saprólitos ocorra diretamente do Al liberado a partir de silicatos primários (Young e Stephen, 1965; Sherman et al., 1967; Furian et al., 2002; Herrmann et al., 2007). Neste caso, o intemperismo isovolumétrico da rocha e consequente aumento da porosidade permitiu maior percolação de água, extensa lixiviação e dessilicização do sistema, com atividade da água próxima a 1 (Kobilseck, 1990). Assim, a rápida renovação da solução mantendo o silício em níveis inferiores  $0,5 \text{ mg L}^{-1}$  reduziu sua afinidade de ligação ao  $\text{Al}^{3+}$  presente, favorecendo precipitação e cristalização do mesmo em  $\text{Al}(\text{OH})_3$ , num equilíbrio quartzo-gibbsita antes que a caulinita pudesse se formar (Lindsay, 1991; Furian et al. 2002). A observação de cristais de gibbsita substituindo grãos de feldspato, preservando sua estrutura original (Young e Stephen, 1965; Sherman et al., 1967), e a formação desta por meio do Al estrutural de ilitas, antes mesmo de sua completa dissolução (Hermann et al., 2007), corroboram essa hipótese pelo elevado teor desses minerais nos saprólitos, sendo prováveis precursores da gibbsita em profundidade.

Os baixos valores de  $\text{Fe}_d$  indicam baixa proporção oxihidróxidos de Fe e maior participação de minerais primários no teor desse elemento. Sua maior ocorrência nos horizontes Bt dos Argissolos demonstra mobilização do elemento junto à fração argila, formação preferencial nas posições de maior grau de



intemperismo, resultando em enriquecimento residual de Fe como demonstrado pelos valores positivos de transporte de massa (Kämpf & Curi, 2000; Santos et al., 2010; Kämpf et al., 2012).

Os oxihidróxidos de Fe constituem fases minerais com distintos graus de estabilidade em condições ambientais. Num sistema aberto propenso à mudanças no espaço e tempo como o solo, a ocorrência de fases mais estáveis (goethita e hematita) é definida pela cinética de formação e transformação das fases menos estáveis (lepidocrocita e ferridrita), que controlam a atividade do Fe em solução (Schwertmann & Taylor, 1989; Chesworth et al., 2008; Kämpf et al., 2012). A associação hematita-goethita e a predominância de uma fase sobre a outra, que tem vias de formação competitivas, varia de acordo com fatores como a concentração dos diferentes estados do Fe em solução, temperatura, precipitação e atividade de água, presença de ligantes orgânicos, pH e Eh e atividade de Al em solução (Fitzpatrick, 1988; Schwertmann, 1988; Schwertmann & Taylor, 1989; Chesworth et al., 2008; Kämpf et al., 2012; Camêlo et al., 2017).

Dessa forma, a elevada pluviosidade e atividade da água, valores de pH próximos a neutralidade, e presença do Fe no sistema oriundo da biotita presente no material de origem, favoreceram a precipitação e redissolução da ferridrita (precursor obrigatório) e a maior gênese de hematita nos horizontes pedogênicos dos solos. Por outro lado, a formação preferencial de goethita em superfície foi associada à liberação direta do Fe dos minerais primários depositados por colúvio (biotita) e ao maior teor de ligantes orgânicos, que apresentam efeito antihematítico. Além disso, sua ocorrência em subsuperfície indicam zonas de drenagem imperfeita e de umidade elevada (Schwertmann & Taylor, 1989; Chesworth et al., 2008; Kämpf et al., 2012).

A baixa ocorrência de partículas ferrimagnéticas, detectada pelos valores de  $X_{BF} < 145,32 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ , resultou em inexpressiva influência nas propriedades magnéticas dos solos. A origem destes minerais foi associada às condições oxidantes durante ciclos alternados de molhamento e secagem, formando partículas finas de magnetita seguida de oxidação à maghemita (Maxbauer et al., 2016). A dissolução preferencial da maghemita, comparada à hematita em condições pedogênicas mais úmidas (Curi and Franzmeier, 1984), e a ausência de magnetita na rocha, principal precursora da maghemita, corroboram a baixa

concentração destes minerais nos solos (Kämpf et al., 2012; Fink et al., 2016; Camêlo et al., 2017; Inda et al., 2018).

## 6. CONCLUSÕES

- O relevo apresentou forte influência no avanço da pedogênese devido a sua contribuição para a distribuição, infiltração e dinâmica da água no sistema, bem como para o aporte detrítico-coluvial contínuo, que exerce efeito rejuvenescedor nos solos, sobretudo nos horizontes superficiais.
- Por meio dos índices de intemperismo, os solos foram classificados em estágio intermediário de intemperismo, próximos à completa caulinitização. O grau de evolução pedogênica dos perfis foi  $P_4 > P_1 > P_2 > P_3$ .
- A assembleia mineralógica da fração argila é dominada por caulinita e illita, oxihidróxidos de Fe cristalinos (hematita e goethita), gibbsita e K-feldspato. Em menor proporção são encontrados plagioclásios e vermiculitas com hidróxi-Al entrecamadas.
- A elevada atividade da fração argila em superfície, sobretudo em  $P_1$  e  $P_2$ , evidencia a participação significativa da illita na capacidade de troca catiônica dos solos. Esse efeito foi atribuído a remoção parcial do K nas entrecamadas (interestratificação mineral), originando pequena capacidade de expansão e contração das camadas 2:1, e consequente aumento da capacidade de troca catiônica e superfície específica.
- A relação inversa caulinita-gibbsita não reflete o estágio pedogênico dos solos, ratificado pelos maiores teores de gibbsita em profundidade no saprólito ( $P_2$ -Cr).

## 7. REFERÊNCIAS

AIDE M, Smith-Aide C. **Assessing soil genesis by rare-earth elemental analysis**. Soil Science Society of America Journal 67(5): 1470-1476. 2003.

ALBUQUERQUE FILHO, M. R. D., Muggler, C. C., Schaefer, C. E. G., Ker, J. C., & Santos, F. C. D. **Solos com morfologia latossólica e caráter câmbico na região de Governador Valadares, Médio Rio Doce, Minas Gerais: gênese e micromorfologia**. Revista Brasileira de Ciência do Solo, v. 32, p. 259-270, 2008.

ALLEN, B.L., Hajek, B.F. **Mineral occurrence in soil environments**. In: Dixon, J.B., Weed, S.B. (Eds.), Minerals in Soil Environments. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, pp. 199–278. 1989.

ANDA, M. **Cation imbalance and heavy metal content of seven Indonesian soils as affected by elemental compositions of parent rocks**. Geoderma 189, 388–396. 2012.

BABECHUK, M. G.; Widdowson, M.; Kamber, B. S. **Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, Deccan Traps, India**. Chemical Geology, v. 363, p. 56-75, 2014.

BÉTARD, F., Caner, L., Gunnell, Y., & Bourgeon, G. **Illite neoformation in plagioclase during weathering: evidence from semi-arid Northeast Brazil**. Geoderma 152, 53–62. 2009.

BHATTACHARYYA, T., Pal, D.K., Srivastava, P. **Formation of gibbsite in the presence of 2:1 minerals: an example from Ultisols of northeast India**. Clay Miner. 35, 827–840. 2000.

BLUTH G.J.S, Kump L.R. **Lithologic and climatologic controls of river chemistry**. Geochimica et Cosmochimica Acta 58(10): 2341-2359. 1994

BORTOLUZZI, E.C., Moterle, D.F., dos Santos Rheinheimer, D., Casali, C.A., Melo, G.W., Brunetto, G. **Mineralogical changes caused by grape production in a regosol from subtropical Brazilian climate**. J. Soils Sediments 12, 854–862. 2012.

BONIFACIO, E., Falsone, G., Simonov, G., Sokolova, T., & Tolpeshta, I.. **Pedogenic processes and clay transformations in bisequal soils of the Southern Taiga zone**. Geoderma, v. 149, n. 1-2, p. 66-75, 2009.

BREWER, A., Teng, F.; Dethier, D. **Magnesium isotope fractionation during granite weathering**. chemical Geology, v. 501, p. 95-103, 2018.

BROWN, G.; Newman, A.C.D.; Rayner, J.H. & Weir, A.H. **The structures and chemistry of soil clay minerals**. In: GREENLAND, D.J. & HAYES, M.H., eds. The chemistry of soil constituents. Chichester, John Wiley & Sons, p.29-178. 1978.

BUGGLE, B., Glaser, B., Hambach, U., Gerasimenko, N., Marković, S. **An evaluation of geochemical weathering indices in loess–paleosol studies.** *Quat. Int.* 240 (1–2), 12–21. 2011.

BULLOCK, P.; Federoff, N.; Jongerius, A.; Stoops, G.; Tursina, T. **Handbook for soil thin section description.** London: Waine Research Publications, 152p, 1985.

CAMÊLO, D.L.; Ker, J.C.; Fontes, M.P.F.; Corrêa, M.M.; Costa, A.C.S.; Melo, V.F. **Pedogenic Iron Oxides in Iron-Rich Oxisols Developed from Mafic Rocks.** *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 41:e0160379. 2017.

CAPOANE, V.; TIECHER, T.; DOS SANTOS, D. R. **Variação de atributos do solo ao longo de três topossequências no planalto do Rio Grande do Sul.** *Revista Brasileira de Geografia Física*, v. 10, n. 05, p. 1435-1454, 2017.

CASPARI T, Bäumlner R, Norbu C, Tshering K, Baillie I. **Geochemical investigation of soils developed in different lithologies in Bhutan, Eastern Himalayas.** *Geoderma* 136: 436-458. 2006.

CHADWICK, A. O; Brimhall, G. H; Hendricks, D. M. **From a black to a gray box a mass balance interpretation of pedogenesis.** *Geomorphology*. V.3, 1990.

CHAVES E., Pedron F.A., Melo V.F., Dalmolin R.S.D. **Reserva mineral de K por diferentes métodos em Argissolos subtropicais.** *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 39:1088-1099. 2015.

CHESWORTH, W. **Weathering systems.** In: Martini, I.P., Chesworth, W. (Eds.), *Weathering, Poils and Paleosols*. Elsevier, Amsterdam, pp. 19–40. 1992.

CHESWORTH, W.; Perez-Alberti, A.; Arnaud, E.; Morel-Seytoux, H.J.; Schwertmann, U. **Iron oxides.** In: Chesworth, W. (ed). *Encyclopedia of Soil Science. Encyclopedia of Earth Sciences Series*. Dordrecht: Springer, p. 363-369. 2008.

CORNELL, R.M. & SCHWERTMANN, U. **The iron oxides: structure, properties, reactions, occurrence and uses.** Weinheim: VHC, 573p, 1996.

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

DAHMS, D., Favilli, F., Krebs, R., Egli, M. **Soil weathering and accumulation rates of oxalate-extractable phases from alpine chronosequences of up to 1 Ma in age.** *Geomorphology* 151-152, 99–113. 2012.

DANAHER, E.; Nebel, E. **Dolerite-related gibbsite genesis in Australian Banded iron formations.** *Ore Geology Reviews*, 103783. 2020

DEARING J. **Environmental magnetic susceptibility: Using the Bartington MS2 System.** 2nd ed. Kenilworth: Chi Publishing; 1999.

DELARMELINDA, E.A., Wadt, P.G.S., Deng, Y., Campos, M.C.C., Câmara, E.R.G. **Soil landscape relationship in a chronosequence of the middle Madeira River in southwestern Amazon, Brazil.** *Catena* 149, 199–208. 2017.

DENGİZ, O. & Başkan, O., **Characterization of soil profile development on different landscape in semi-arid Region of Turkey a case study; Ankara-Soğulca catchment.** *Anadolu Tarım Bilimleri Dergisi*, v. 25, n. 2, p. 106-112. 2010.

DENGİZ, O.; ŞENOL, H. **Effect of toposequences on geochemical mass balance and clay mineral formation in soils developed on basalt parent material under subhumid climate condition.** *Indian Journal of Geo Marine Science*, v. 47, n. 9, p. 1809-1820, 2018.

DI FIGLIA MG, Bellanca B, Neri R, Stefansson A. **Chemical weathering of volcanic rocks at the island of Pantelleria, Italy: Information from soil profile and soil solution investigations.** *Chemical Geology* 246: 1-18. 2007.

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

DOS SANTOS, J. C. B., Le Pera, E., de Souza Júnior, V. S., Corrêa, M. M., & de Azevedo, A. C. **Gneiss saprolite weathering and soil genesis along an east-west regolith sequence (NE Brazil).** *Catena*, v. 150, p. 279-290, 2017.

DO CARMO SANTOS, A., da Silva, R. C., da Silva Neto, E. C., dos Anjos, L. H. C., & Pereira, M. G. **Weathering and pedogenesis of mafic rock in the Brazilian Atlantic Forest.** *Journal of South American Earth Sciences*, v. 111, p. 103452, 2021.

DUCHAUFOR, R. **Pedology: pedogenesis and classification.** Springer Science & Business Media, 2012.

EBELING, A. G., Anjos, L. H. C. D., Perez, D. V., Pereira, M. G., & Valladares, G. S. **Relação entre acidez e outros atributos químicos em solos com teores elevados de matéria orgânica.** *Bragantia*, v. 67, p. 429-439, 2008.

EGLI, M., Mirabella, A., Fitze, P. **Clay mineral formation in soils of two different chronosequences in the Swiss Alps.** *Geoderma* 104, 145–175. 2001.

EGLI, M., Sartori, G., Mirabella, A. **The effects of exposure and climate on the weathering of late Pleistocene and Holocene Alpine soils.** *Geomorphology* 114, 466–482. 2010.

EGLI, M., Mirabella, A., Mancabelli, A., Sartori, G. **Weathering of soils in Alpine areas as influenced by climate and parent material.** *Clays and Clay*

Minerals 52, 287–303. 2004.

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

FEDO, C. M., Nesbitt, H.W., Young, G.M. **Unravelling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance**. *Geology* 23, 921–924. 1995.

FINK, J.R.; Inda, A.V.; Tiecher, T.; Barrón, V. **Iron oxides and organic matter on soil phosphorus availability**. *Ci. Agrotec.*, 40(4):369-379. 2016.

FITZPATRICK, R.W. **Iron compounds as indicators of pedogenic processes: examples from the Southern Hemisphere**. In: Stucki, J.W.; Goodman, B.A.; Schwertmann, U. (eds). *Iron in soils and clay minerals*. NATO ASI Series (Series C: Mathematical and Physical Sciences), vol. 217. Dordrecht: Springer, p. 351-396. 1988.

FÖLLMI, K.B., Arn, K.,Hosein, R.,Adatte, T., Steinmann, P. **Biogeochemical weathering in sedimentary chronosequences of the Rhône and Oberaar Glaciers (Swiss Alps): rates and mechanisms of biotite weathering**. *Geoderma* 151, 270–281. 2009.

FONTANA, A., Chagas, C. D. S., Donagemma, G. K., Menezes, A. R. D., & Calderano, B. **Soils developed on geomorphic surfaces in the mountain region of the state of Rio de Janeiro**. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 41, 2018.

FONTES, M. P. F., Ker, J. C., Curi, N., Schaefer, Carlos. E. G.R., Torrado, P. V. **Intemperismo de rochas e minerais. Pedologia: Fundamentos**. Viçosa, MG, SBCS, 343p. 2012.

FURIAN, S.; Barbiéro, L.; Boulet, R.; Curmi, P.; Grimaldi, M.; Grimaldi, C. **Distribution and dynamics of gibbsite and kaolinite in an oxisol of Serra do Mar, southeastern Brazil**. *Geoderma*, 106(1-2):83-100. 2002.

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

GRÁFICOS Da Série Histórica De Alegre/ES. **Metereologia.Incaper**, 2019. Disponível em:<<https://meteorologia.incaper.es.gov.br/graficos-da-serie-historica-alegre>>. Acesso em: 14 de junho de 2022.

GÖL, C. & Dengiz, O., **Effect of modifying land cover and long-term agricultural practices on the soil characteristics in ative forest-land**. *Journal of Environmental Biology* 29(5): 667-682. 2008.

GU, J.; Huang, Z.; Fan, H.; Jin, Z.; Yan, Z.; Zhang, J. **Mineralogy, geochemistry, and genesis of lateritic bauxite deposits in the Wuchuan–Zheng'an–Daozhen area, Northern Guizhou Province, China.** Journal of Geochemical exploration, v. 130, p. 44-59. 2013.

HAN, W., Hong, H., Yin, K., Churchman, G., Li, Z., Chen, T. **Pedogenic alteration of illite in subtropical China.** Clay Minerals. 49, 379–390. 2014.

HARNOIS, L. **The CIW index: a new chemical index of weathering.** Sedimentary Geology. 55, 319–322. 1988.

HERRMANN, L.; Anongrak, N.; Zarei, M.; Schuler, U.; Spohrer, K. **Factors and processes of gibbsite formation in Northern Thailand.** Catena, 71(2):279-291. 2007.

HILL, I.G., Worden, R.H., Meighan, I.G. **Geochemical evolution of a paleolaterite: the Inter basaltic Formation, Northern Ireland.** Chemical Geology. 166, 65–84. 2000.

HOSEIN, R., Arn, K., Steinmann, P., Adatte, T., Föllmi, K.B. **Carbonate and silicate weathering in two presently glaciated, crystalline catchments in the Swiss Alps.** Geochimica et Cosmochimica Acta 68, 1021–1033. 2004.

HSU, P.H. **Aluminum hydroxides and oxyhydroxides.** In: Dixon, J.B.; Weed, S.B. (eds). Minerals in soil environments. 2.ed. Madison: Soil Science Society of America, p. 331-378. 1989.

INDA, A.V.; Fink, J.R.; Santos, T.F. **Pedogenic iron oxides in soils of the Acre State, Brazil.** Ciência Rural, 48(8): e20180209. 2018.

ISLAM MR, Stuart R, Risto A, Vesa P. **Mineralogical changes during intense chemical weathering of sedimentary rocks in Bangladesh.** Journal of Asian Earth Sciences 20(8): 889-901. 2002.

JÄGER, H., Achermann, M., Waroszewski, J., Kabala, C., Malkiewicz, M., Gärtner, H., Dahms, D., Krebs, R., Egli, M. **Pre-alpine mire sediments as a mirror of erosion, soil formation and landscape evolution during the last 45 ka.** Catena 128, 63–79. 2015.

KÄMPF, N. & Curi, N. **Óxidos de ferro: Indicadores de ambientes pedogênicos e geoquímicos.** In: Novais, R.N.; Álvarez V., V.H. & Schaefer. C.E.G.R. Tópicos em ciências do solo. Viçosa, MG, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, p.107-138. v. I. 2000.

KÄMPF, N.; Marques, J. J.; Curi, N. **IV- Mineralogia de solos brasileiros,** p. 81-145. IN: Ker, J.C.; Curi, N.; Schaefer, C. E.G.R; Vidal-Torrado, P. V. Pedologia: Fundamentos. Viçosa, MG, SBCS, 343p. 2012.

KÄMPF, N.; Schwertmann, U. **Relações entre óxidos de ferro e a cor de**

**solos caulínícos do Rio Grande do Sul.** Revista Brasileira de Ciência do Solo, 7: 27-31. 1983.

KARATHANASIS, A.D., Hajek, B.F. **Quantitative evaluation of water adsorption on soil clays.** Soil Science Society of America Journal, v. 46, n. 6, p. 1321-1325. 1982.

KARATHANASIS, A. D. **Thermal analysis of soil minerals. Methods of Soil Analysis Part 5—Mineralogical Methods.** Madison, WI: SSSA, v. 5, p. 117-160, 2008.

KAUTZ C. Q, Martin C. E. **Chemical and physical weathering in New Zealand's Southern Alps monitored by bedload sediment major element composition.** Applied Geochemistry 22(8): 1715-1735. 2007.

KELLER, W.D. **The origin of high alumina clay minerals.** A review. Clays Clay Minerals. 12:129-151. 1964.

KITTRICK, J.A. **Precipitation of kaolinite at 25 °C and 1 atm.** Clays Clay Minerals. 18:261-267. 1970.

KOBILSECK, B. **Geochimie et pétrographie des bauxites latéritiques d'Amazonie brésilienne. Comparaison avec l'Afrique, l'Inde et l'Australie.** PhD Thesis, Univ. Strasbourg, 201 pp. 1990.

KRONBERG, B.I., Nesbitt, H.W. **Quantification of weathering, soil geochemistry and soil fertility.** Journal of Soil Science, v. 32, n. 3, p. 453-459. 1981.

LEE YI, Lim HS, Yoon HI. **Geochemistry of soils of King George Island, South Shetland Islands, West Antarctica: Implications for pedogenesis in cold polar regions.** Geochimica et Cosmochimica Acta 68. 2004.

LI, M. Y. H.; TENG, F.; ZHOU, M. **Phyllosilicate controls on magnesium isotopic fractionation during weathering of granites: Implications for continental weathering and riverine system.** Earth and Planetary Science Letters, v. 553, p. 116613, 2021.

LINDSAY, W.L. **Iron oxide solubilization by organic matter and its effect on iron availability.** Plant Soil, 130:27-34. 1991.

MAVRIS, C., Egli, M., Plötze, M., Blum, J.D., Mirabella, A., Giaccai, D., Haerberli, W. **Initial stages of weathering and soil formation in the Morteratsch proglacial area (Upper Engadine, Switzerland).** Geoderma 155, 359–371. 2010.

MAVRIS, C., Plötze, M., Mirabella, A., Giaccai, D., Valboa, G., Egli, M. **Clay mineral evolution along a soil chronosequence in an Alpine proglacial area.** Geoderma 165, 106–117. 2011.



MAVRIS, C., Furrer, G., Dahms, D., Anderson, S.P., Blum, A., Goetze, J., Wells, A., Egli, M. **Decoding potential effects of climate and vegetation change on mineral weathering on alpine soils: an experimental study in Wind River Range (Wyoming, USA)**. *Geoderma* 255-256, 12–26. 2015.

MAXBAUER, Daniel P.; FEINBERG, Joshua M.; FOX, David L. **Magnetic mineral assemblages in soils and paleosols as the basis for paleoprecipitation proxies: A review of magnetic methods and challenges**. *Earth-Science Reviews*, v. 155, p. 28-48, 2016.

MEHRA O. P, Jackson M.L. **Iron oxide removal from soils and clays by dithionate-citrate systems buffered with sodium bicarbonate**. *Clays and Clay Minerals* 7: 317-327. 1960.

MEI, H., Jian, X., Zhang, W., Fu, H., & Zhang, S. **Behavioral differences between weathering and pedogenesis in a subtropical humid granitic terrain: Implications for chemical weathering intensity evaluation**. *Catena*, v. 203, p. 105368, 2021.

MELO V.F., Castilhos R.M.V., Pinto L.F.S. **Reserva mineral do solo**. In: Melo V.F. & Alleoni L.R.F. (eds.) *Química e mineralogia do solo - Parte 1*. SBCS, Viçosa, p.:251-332. 2009.

MICHELON, C. **Balço químico em seis conjuntos solo-saprolito do Rio Grande do Sul**. Dissertação de Mestrado. 2006.

MIRABELLA, A., Egli, M., Carnicelli, S., Sartori, G. **Influence of parent material on clay minerals in podzols of Trentino — Italy**. *Clay Minerals*. 37, 699–707. 2002.

MONIZ, A. C.; JORGE, J. A.; VALADARES, J. M. A. S. **Métodos de Análise Química, Mineralógica e Física de Solos do Instituto Agronômico de Campinas**. Instituto Agronômico, Campinas, 2009.

MUGGLER C.C., Buurman P., van Doesburg J.D.J. **Weathering trends and parent material characteristics of polygenic oxisols from Minas Gerais, Brazil: I**. *Mineralogy*. *Geoderma*, 138:39-48. 2007.

NDZANA, G. M., Huang, L., Zhang, Z., Zhu, J., Liu, F., & Bhattacharyya, R. **The transformation of clay minerals in the particle size fractions of two soils from different latitude in China**. *Catena*, v. 175, p. 317-328, 2019.

NG, C.W.W., Guan, P., Shang, Y.J. **Weathering mechanisms and indices of the igneous rocks of Hong Kong**. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, v. 34, n. 2, p. 133-151. 2001.

NGUETNKAM, J. P., Solleiro-Rebolledo, E., Díaz-Ortega, J., & Tématio, P. **Evaluating weathering of palaeosols in Cameroon (Central Africa) as a tool for paleoenvironmental reconstruction**. *Catena*, v. 194, p. 104688, 2020.

NESBITT, H.W., Wilson, R.E. **Recent chemical weathering of basalts.** American Journal of science. 292, 740–777.1992.

NESBITT, H.W., Young, G.M. **Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites.** Nature 299, 715–717. 1982.

OHTA, T., Arai, H. **Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: a new tool for evaluating the degree of weathering.** Chem. Geol. 240, 280–297. 2007.

PAL D.K., Srivastava P., Durge S.L., Bhattacharyya T. **Role of weathering of fine-grained micas in potassium management of Indian soils.** Applied Clay Science, 20:39-52. 2001.

PARKER, A. **An index of weathering for silicate rocks.** Geological Magazine. 107, 501–504. 1970.

PEDRO G. **Contribution à l'étude expérimentale de altération chimique des roches cristallines.** PhD Thesis, Faculté des Sciences Paris, Paris, 344 p. 1964.

PEREIRA, M. G., Dos Anjos, L. H. C., Pinheiro Junior, C. R., Pinto, L. D. S., Da Silva Neto, E. C., & Fontana, A. **Formação e caracterização de solos.** Embrapa Solos-Capítulo em livro científico (ALICE), 2019.

PINTO, Onofre C. B., YAHNER, J. E., ROTH, C. B. **Natureza e formação de caulinita em forma de pseudomorfa em solos de Viçosa (MG).** Minas Gerais, 1972.

PREZOTTI, L. C., Oliveira, J. A., Gomes, J. A., & Dadalto, G. G. **Manual de recomendação de calagem e adubação para o Estado do Espírito Santo: 5ª aproximação.** 2013.

PRICE J. R., Velbel M. A. **Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks.** Chemical Geology 202(3-4): 397-416. 2003.

RAMOS, M.R., Melo, V.F., Uhlmann, A., Dedecek, R.A., Curcio, G.R. **Clay mineralogy and genesis of fragipan in soils from Southeast Brazil.** Catena 135, 22–28. 2015.

RESENDE M, Bahia Filho A.F.C, Braga J.M. **Mineralogia da argila de Latossolos estimada por alocação a partir do teor total de óxidos do ataque sulfúrico.** Revista Brasileira de Ciência do Solo. 1987.

RESENDE, M.; CURI, N.; KER, J.C. & REZENDE, S.B. **Mineralogia dos solos brasileiros: Interpretação e aplicações.** Lavras, Universidade Federal de Lavras, 192p. 2005.

RESENDE M., Curi N., Rezende S.B., Corrêa G.F., Ker J.C. **Pedologia: base para distinção de ambientes**. Editora UFLA, Lavras, 378 pp. 2014.

SANTOS, A. D. C., Pereira, M. G., Anjos, L. H. C. D., Bernini, T. D. A., Cooper, M., Nummer, A. R., & Francelino, M. R. **Gênese e classificação de solos numa topossequência no ambiente de mar de morros do médio Vale do Paraíba do Sul, RJ**. Revista Brasileira de Ciência do Solo, v. 34, p. 1297-1314, 2010.

SANTOS, H.G.; Jacomine, P.K.T.; Anjos, I.H.C.; Oliveira, V.A.; Lumberras, I.F.; Coelho, M.R.; Almeida, J.A.; Cunha, T.J.F.; Oliveira, J. B. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5. ed. rev. e ampl. Brasília, DF: Embrapa, p. 590, 2018.

SANTOS, A. D. C., Pereira, M. G., Anjos, L. H. C. D., Bernini, T. A., & Cooper, M. **Genesis of soils formed from mafic igneous rock in the Atlantic Forest environment**. Revista Brasileira de Ciência do Solo, v. 40, 2016.

SANTOS, R. D. D., Santos, H., Ker, J., Anjos, L., & Shimizu, S. **Manual de descrição e coleta de solo**. Viçosa, MG. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2015.

SCHAETZL, R., Anderson, S. **Soils: Genesis and Geomorphology**. United States of America: Cambridge University Press, pp. 170–191. 2005.

SCHAEFER C.E.G.R., Fabris J.D., Ker J.C. **Minerals in the clay fraction of Brazilian Latosols (Oxisols): a review**. Clay Minerals, 43:137-154. 2008.

SCHULZE, D.G. **An introduction to soil mineralogy**. In: Dixon, J.B.; Weed, S.B. (eds). Minerals in soil environments. 2.ed. Madison: Soil Science Society of America, p. 1-34. 1989.

SCHWERTMANN, U. **Occurrence and formation of iron oxides in various pedoenvironments**. In: Stucki, J.W.; Goodman, B.A.; Schwertmann, U. (eds). Iron in soils and clay minerals. NATO ASI Series (Series C: Mathematical and Physical Sciences), vol. 217. Dordrecht: Springer, p. 267-308. 1988.

SCHWERTMANN, U.; Taylor, R.M. **Iron oxides**. In: Dixon, J.B.; Weed, S.B. (eds). Minerals in soil environments. 2.ed. Madison: Soil Science Society of America, p. 379-438. 1989.

SHELLMANN, W. **A new definition of laterite**. In: Banerji, P.K. (Ed.), Lateritisation Processes. Memoirs of the Geological Survey of India, 120. 1986.

SHERMAN, G.D.; Cady, J.G.; Ikawa, H.; Blumsberg, N.E. **Genesis of the bauxitic Hailu soils**. Hawaii Agric. Exp. Stn. Tech. Bull. 56. 1967.

SILVA, M.B.; ANJOS, L.H.C.; PEREIRA, M.G & NASCIMENTO, R.A.M. **Estudo de topossequência na baixada litorânea fluminense: Efeito do material**

**de origem e posição topográfica.** Revista Brasileira de Ciência do Solo, 25:965-976, 2001.

SIX, J.; Bossuyt, H.; Degryze, S. & Deneff, K. **A history of research on the link between (micro) aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics.** Soil and tillage research. 79:7-31, 2004.

SPARKS D.L. **Potassium dynamics in soils.** Advances in Soil Science, 6. Springer-Verlag, New York, 63 pp. 1987.

STRECKEISEN, Albert L. **Classification and nomenclature of igneous rocks.** Nues Jarbuch fur Mineralogie Abhandlungen, v. 107, p. 144-240, 1967.

TEIXEIRA, P.C., Donagemma, G.K., Fontana, A., Teixeira, W.G. **Manual de métodos de análise de solo.** 3. ed. rev e ampl. Brasília, DF: Embrapa. 2017.

THOMAS, M.F. **Geomorphology in the Tropics: a Study of Weathering and Denudation in Low Latitudes.** John Wiley & Sons, University of Stirling, Chichester, p. 460p. 1994.

VIEIRA, V. S., SILVA, M. A., CORRÊA, T. R., & LOPES, N. H. B. **Mapa geológico do estado do Espírito Santo.** 2018.

VIOLANTE, A.; Huang, P.M. **Influence of inorganic and organic ligands on the formation of aluminum hydroxides and oxyhydroxides.** Clays Clay Minerals. 33: 181-192. 1985.

VIOLANTE, A.; Violante, P. **Influence of pH, concentration and chelating power of organic anions on the synthesis of aluminum hydroxide and oxyhydroxides.** Clays Clay Minerals. 28:425-434. 1980.

WAROSZEWSKI, J., Egli, M., Kabala, C., Kierczak, J., & Brandova, D. **Mass fluxes and clay mineral formation in soils developed on slope deposits of the Kowarski Grzbiet (Karkonosze Mountains, Czech Republic/Poland).** Geoderma, v. 264, p. 363-378, 2016.

WEBER, J., Tyszka, R., Kocowicz, A., Szadorski, J., Debicka, M., & Jamroz, E. **Mineralogical composition of the clay fraction of soils derived from granitoids of the Sudetes and Fore-Sudetic Block, southwest Poland.** European journal of soil science, v. 63, n. 5, p. 762-772, 2012.

WILSON, M.J. **Weathering of the primary rock-forming minerals: processes, products and rates.** Clay Minerals 39, 233–266. 2004.

WHITE, A. F.; Blum, A. E. **Effects of climate on chemical weathering in weathersheds.** Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 59, No. 9, 1995.

WHITE, A. F.; BUSS, H. L. **7.4-Natural weathering rates of silicate minerals.** Treatise on Geochemistry, Second Edition. Elsevier, Oxford, p. 115-

155, 2014.

YOUNG, A.; Stephen, I. **Rock weathering and soil formation of high-altitude plateaux of Malawi.** Journal of Soil Science. 16:322-333. 1965.

ZHANG, S., Liu, Q., Yang, Y., Wang, D., He, J., Sun, L. **Preparation, morphology, and structure of kaolinites with various aspect ratios.** Applied Clay Science, v. 147, p. 117-122. 2017.