



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS

Instituto de Geociências

RAFAEL BASSETTO FERREIRA

GEOQUÍMICA E GEOFÍSICA EM LATOSSOLO VERMELHO ORIGINADO DO  
DIABÁSIO DA FORMAÇÃO SERRA GERAL, SOB EXTREMO INTEMPERISMO,  
CAMPINAS-SP

CAMPINAS

2019

RAFAEL BASSETTO FERREIRA

GEOQUÍMICA E GEOFÍSICA EM LATOSSOLO VERMELHO ORIGINADO DO  
DIABÁSIO DA FORMAÇÃO SERRA GERAL, SOB EXTREMO INTEMPERISMO,  
CAMPINAS-SP

DISSERTAÇÃO APRESENTADA AO INSTITUTO DE  
GEOCIÊNCIAS DA UNIVERSIDADE ESTADUAL DE  
CAMPINAS PARA OBTENÇÃO DO TÍTULO DE MESTRE  
EM GEOCIÊNCIAS NA ÁREA DE GEOLOGIA E  
RECURSOS NATURAIS

ORIENTADOR: PROF. DR. WANILSON LUIZ SILVA

ESTE EXEMPLAR CORRESPONDE À VERSÃO FINAL  
DA DISSERTAÇÃO DEFENDIDA PELO ALUNO RAFAEL  
BASSETTO FERREIRA E ORIENTADA PELO PROF. DR.  
WANILSON LUIZ SILVA

CAMPINAS

2019

Ficha catalográfica  
Universidade Estadual de Campinas  
Biblioteca do Instituto de Geociências  
Marta dos Santos - CRB 8/5892

F413g Ferreira, Rafael Bassetto, 1994-  
Geoquímica e geofísica em latossolo vermelho originado do diabásio da Formação Serra Geral, sob extremo intemperismo, Campinas-SP / Rafael Bassetto Ferreira. – Campinas, SP : [s.n.], 2019.

Orientador: Wanilson Luiz Silva.  
Dissertação (mestrado) – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Química do solo. 2. Terras raras. 3. Radar de penetração no solo. 4. Resistividade elétrica. 5. Latossolos. I. Silva, Wanilson Luiz, 1965-. II. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. III. Título.

Informações para Biblioteca Digital

**Título em outro idioma:** Geochemistry and geophysics in oxisols originated from the diabase of the Serra Geral Formation, under extreme weathering, Campinas-SP

**Palavras-chave em inglês:**

Soil chemistry

Rare earths

Ground penetrating radar

Electrical resistivity

Oxisols

**Área de concentração:** Geologia e Recursos Naturais

**Titulação:** Mestre em Geociências

**Banca examinadora:**

Wanilson Luiz Silva [Orientador]

Tiago Osório Ferreira

Francisco Sérgio Bernardes Ladeira

**Data de defesa:** 24-05-2019

**Programa de Pós-Graduação:** Geociências

**Identificação e informações acadêmicas do(a) aluno(a)**

- ORCID do autor: <https://orcid.org/0000-0001-6055-0897>

- Currículo Lattes do autor: <http://lattes.cnpq.br/7274414918835036>



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**AUTOR:** Rafael Bassetto Ferreira

**GEOQUÍMICA E GEOFÍSICA EM LATOSSOLO VERMELHO ORIGINADO DO  
DIABÁSIO DA FORMAÇÃO SERRA GERAL, SOB EXTREMO INTEMPERISMO,  
CAMPINAS-SP**

**ORIENTADOR:** Prof. Dr. Wanilson Luiz Silva

Aprovado em: 24 / 05 / 2019

**EXAMINADORES:**

Prof. Dr. Wanilson Luiz Silva - Presidente

Prof. Dr. Francisco Sérgio Bernardes Ladeira

Prof. Dr. Tiago Osório Ferreira

**A Ata de defesa com as respectivas assinaturas dos membros, encontra-se disponível no  
SIGA - Sistema de Fluxo de Dissertação e na Secretaria de Pós-graduação do IG.**

Campinas, 24 de maio de 2019.

## SÚMULA CURRICULAR

### **RAFAEL BASSETTO FERREIRA**

É geólogo (2016) pela Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP. Em 2017, iniciou seu Mestrado em geociências no Instituto de Geociências da UNICAMP, com bolsa CAPES, visando empregar em sua pesquisa métodos geoquímicos e geofísicos como meios para descrições de perfis de Latossolo Vermelho, além de descrever a mobilidade de alguns elementos químicos neste tipo de solo.

Ao longo do mestrado, atuou como estagiário PED (Programa de Estágio Docente) nas disciplinas “Geoquímica Analítica” (2017) e “Trabalho de Campo III” (2018) do catálogo de graduação em geologia do IG/UNICAMP.

Também participou do XX Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas (2018), onde fez apresentação por pôster do trabalho “Hidrogeoquímica de águas naturais de nascentes: Região Metropolitana de Campinas-SP”. O mesmo trabalho foi convidado a ser publicado pela editora Atena como capítulo do e-book: “Ciências Exatas e da Terra e a Dimensão Adquirida através da Evolução Tecnológica” (2019).

Durante a graduação foi bolsista PIBIC/SAE de Iniciação Científica, com o projeto intitulado: “Petrografia e geoquímica dos anfibólitos do extremo leste do complexo Santa Filomena, Faixa Riacho do Pontal, província Borborema” (2015-2016). E também atuou como monitor PAD (Programa de Aperfeiçoamento Didático) nas disciplinas de “Geoquímica” (2015) e “Geoquímica Analítica” (2016).

## AGRADECIMENTO

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

Agradeço a Deus por sempre estar comigo e por ter me abençoado com a melhor mãe do mundo.

A minha mãe, Simone, por sempre acreditar em meus sonhos e lutar por eles.

A minha família, por sempre me trazer alegrias e amor.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Wanilson Luiz Silva, pelas contribuições para que este trabalho fosse realizado e por todas as orientações e histórias.

A todos os professores que compartilharam suas sabedorias comigo, em especial, a Profa. Dr. Jacinta Enzweiler.

Aos Profs. Drs. Francisco S. B. Ladeira, Alfredo B. de Campos e Tiago O. Ferreira, pelas contribuições durante a banca de qualificação e defesa.

Ao Filipe e ao Vonei, pelas longas conversas, especialmente sobre o time de vôlei.

Ao César, Rafaela, Beatriz e a Gaby, pelas ajudas neste trabalho.

Aos meus amigos, pelos diversos momentos de risadas e de muito vôlei.

Aos times de vôlei do IG, LHU e Física, por me confiarem à tarefa de ser técnico e conquistarmos tantas vitórias juntos.

Aos times de vôlei em que jogo, pelos momentos vividos dentro de quadra/areia.

Aos técnicos dos laboratórios: Aparecida, Margareth, Oswaldo, Erika e Dailto. A todos os alunos da disciplina “Trabalho de Campo III”. E a todos da SPG – Cris, Max e Alexandre, pelas ajudas ‘burocráticas’.

A todos professores que passaram pela minha história e me ajudaram a construí-la, em especial os Profs. Miltão e Alexandre Pavia.

Agradeço e homenageio a minha querida prima, Dani, pela linda passagem em nossas vidas e que nos deixará saudades.

Agradeço a todos que de alguma forma dedicaram algum tempo a mim.

A todos,

*Obrigado!*

“A arte de pensar é a manifestação  
mais sublime da inteligência”

Augusto Cury

## RESUMO

Embora seja pouco aplicado no Brasil, o uso integrado de dados geoquímicos e geofísicos em solos tropicais, como o Latossolo, podem trazer grandes benefícios para as descrições pedológicas, ajudando a caracterizar verticalmente o perfil de solo, de forma rápida e econômica, bem como contribuindo para o conhecimento da Zona Crítica da Terra (*Earth's Critical Zone*). Neste contexto, este estudo teve como objetivo empregar dados geoquímicos multielementares, incluindo Hg e os ETRs (elementos terras-raras; leves/ETRL e pesados/ETRP), e dados geoeletricos coletados com o GPR (*ground-penetrating radar*) e a SEV (sondagem elétrica vertical – método Schlumberger), para descrever a evolução pedogeoquímica de três perfis de Latossolo Vermelho originados do diabásio da Formação Serra Geral, no município de Campinas-SP (ambiente tropical). Os perfis são profundos (6 a 9 metros) e caracterizados pela textura argilosa/muito argilosa. Consistem predominantemente de caulinita, gibbsita, hematita e goethita, mas também apresentam grãos milimétricos de quartzo e magnetita (com microestrutura de exsolução de ilmenita). Valores elevados dos índices de intemperismo (CIA, IOL e WPI) confirmaram o grau extremo de intemperismo deste ambiente, com estágios avançados de ferralitização, em especial nos horizontes transicionais (BC). Os elementos maiores e menores apresentaram alta mobilidade no sistema ( $\text{TiO}_2$  conservativo), com intensa lixiviação dos metais alcalinos e alcalinos terrosos e enriquecimento residual de Al, Fe e Mn em maiores profundidades. A análise estatística mostrou diferenças entre os perfis e atestou que a mobilidade dos metais traço está predominantemente condicionada pela presença de argilominerais e óxidos/hidróxidos de Fe e Al. Alguns metais mostraram forte enriquecimento residual na região mais intemperizada do perfil (horizonte BC):  $\text{Cr} \gg \text{Bi} > \text{Pb} > \text{U} > \text{Th} > \text{Nb} > \text{Mo} > \text{Ni} > \text{Hg} > \text{Hf} > \text{Zr} \approx \text{Ce} > \text{Cd} \approx \text{Ga}$ . Em contrapartida, outros perderam massa onde o teor de argila é maior (> 80 %):  $\text{Sr} \approx \text{Rb} > \text{Ba} > \text{Y} > \text{ETRPs (exceto Tb)} \approx \text{Eu} > \text{Tb} > \text{Zn} > \text{Be} > \text{Gd} \approx \text{Co} > \text{Nd} \approx \text{Sm} > \text{La} > \text{Pr} > \text{V} > \text{Cu} > \text{Sc} > \text{Cs} > \text{Li} > \text{Ta}$ . Os ETRs estão fracionados no solo, com os leves na superfície e os pesados em profundidade. O Ce mostrou anomalia positiva, indicando mudança de valência de  $\text{Ce}^{3+}$  para  $\text{Ce}^{4+}$  (menos solúvel), e o Eu mostrou anomalia negativa, indicando que este terra-rara está na sua forma reduzida ( $\text{Eu}^{2+}$ , mais solúvel). O GPR apresentou refletores na faixa de 3-5 metros de profundidade, associado ao alto teor de argila (> 50 %). Ademais, com a SEV foi possível determinar a espessura do perfil de solo (8 metros) e diferenciar três camadas de solo (Nitossolo, Argila e Latossolo), além do diabásio. As resistividades aparentes indicaram uma possível transição de um solo nítico para um solo latossólico. Assim, os métodos geoeletricos, especialmente a SEV, mostraram grande potencial para caracterização e mapeamento de solo, principalmente para determinação de espessuras e eventuais variações de textura e estrutura. Todavia, a descrição morfológica clássica, em especial neste solo homogêneo, ainda não pode ser dispensada.

**Palavras-chave:** Química do solo; Terras raras; Radar de penetração no solo; Resistividade elétrica; Latossolos.



## ABSTRACT

Although poorly applied in Brazil, integrated use of geochemical and geophysical data in tropical soils, such as Oxisols, is able to bring great advantage to pedological descriptions, helping to characterize vertically a soil profile, quickly and cost-effectively, as well as contributing to the knowledge of the Earth's Critical Zone. In this context, this study aimed to employ multielement geochemical data, including Hg and REEs (rare earth elements, including light/LREE and heavy/HREE), and geophysical data collected with GPR (ground-penetrating radar) and VES (vertical electrical sounding – Schlumberger array), to describe the pedogeochemical evolution of three Oxisol profiles originated from the diabase of the Serra Geral Formation, in Campinas-SP (tropical environment). The profiles are deep (6 to 9 meters) and characterized by clayey/very clayey texture. They consist predominantly of kaolinite, gibbsite, hematite and goethite, but also present millimeter grains of quartz and magnetite (with ilmenite exsolution microstructure). High values of the weathering index (CIA, IOL, WPI) confirmed the extreme degree of weathering of this environment, with advanced stages of ferralite formation, in special at the transitional horizons (BC). The major and minor elements showed high mobility in the system (TiO<sub>2</sub> conservative), with intense leaching of alkali and alkaline earth metals and residual enrichment of Al, Fe, and Mn at greater depths. Statistical analysis showed differences between profiles and sustained that the mobility of the trace metals is predominantly conditioned by the presence of clay minerals and oxides/hydroxides of Fe and Al. Some metals were strongly residually enriched at the most weathering depth of each profile (BC Horizon): Cr >>> Bi > Pb > U > Th > Nb > Mo > Ni > Hg > Hf > Zr ≈ Ce > Cd ≈ Ga. In contrast, other elements have lost mass where the clay content is higher (> 80 %): Sr ≈ Rb > Ba > Y > HREE (excepto Tb) ≈ Eu > Tb > Zn > Be > Gd ≈ Co > Nd ≈ Sm > La > Pr > V > Cu > Sc > Cs > Li > Ta. The REEs are fractionated on the soils, with the light ones on the surface and the heavy ones in depth. The Ce showed a positive anomaly, indicating a change of valence in the soil from Ce<sup>3+</sup> to Ce<sup>4+</sup> (less soluble), and the Eu showed a negative anomaly, indicating that this rare earth is in its reduced form (Eu<sup>2+</sup>, more soluble). The GPR showed reflectors in the range of 3-5 meters of depth, associated with high clay content (> 50 %). In addition, with VES it was possible to determine the depth to the top of the soil profile (8 meters) and differentiate three layers of soil (Nitisols, Clay and Oxisol), besides the diabase. Apparent resistivities indicated a possible transition from a nitic soil to an oxisolic soil. Thus, the geoelectric methods, especially VES, showed great potential for characterization and soil mapping, mainly for thickness determination and eventual texture and structure variations. However, the classical morphologic description, in special in this homogeneous soil, cannot yet be discharged.

**Keywords:** Soil chemistry; Rare earths; Ground penetrating radar; Electrical resistivity; Oxisols.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 4.1: Localização do município de Campinas, em São Paulo, e da área de estudo, Fazenda Argentina (polígono vermelho). Recorte de Google Earth. .... 33
- Figura 4.2: Mapa geológico local (Faz. Argentina). Ilustração dos pontos amostrados (trados), da sondagem elétrica vertical (SEV) e do trajeto realizado com o georadar (GPR). Recortado e adaptado de IG (2009). .... 35
- Figura 4.3: Mapa pedológico local (Faz. Argentina). Ilustração dos pontos amostrados (trados), da sondagem elétrica vertical (SEV) e do trajeto realizado com o georadar (GPR). Adaptado de Alvarenga et al. (2018). .... 37
- Figura 5.1: Pedocomparador – amostras coletadas a cada 10 cm de solo trado. Ilustração do perfil RB completo e do perfil RC (até 4,1 m de profundidade). .... 38
- Figura 5.2: A/B – Dispositivos em campo. C – Arranjo Elétrico de Schlumberger (Telford et al. 1990). .... 39
- Figura 5.3: A – Coleta de dados com o GPR. B – Esquema de funcionamento do GPR (Daniels 1996). .... 40
- Figura 5.4: A – Esquematização do analisador de mercúrio: (a) Câmara térmica; (b) Unidade óptica externa; (c): Analisador de mercúrio RA-915M; (d): Fonte de energia e unidade de bombeamento. B – Celas de quartzo com amostras de solo. .... 44
- Figura 5.5: A – Minerais magnéticos individualizados da fração grossa da amostra RA\_1-1,5. B – Mount da fração fina da amostra RA\_3,5-4. .... 45
- Figura 6.1: Modelo geoeletrico de curva de resistividade gerado pelo software IPI2win. A curva em vermelho é dada pelo ajuste visual do operador à curva preta, que consiste nos dados reais. As linhas em azul controlam os valores das camadas, alterando  $\rho$  (resistividade aparente), h (espessura) e d (distância). .... 52
- Figura 6.2: Radargrama final com 420 m de comprimento e 10 m de profundidade. Ilustração dos perfis trados e do perfil SEV (Traço amarelo). .... 53
- Figura 6.3: Difractogramas ( $2\theta$  vs Intensidade de sinal) do perfil RA (RA\_0,5-1/ 2,5-3/ 4-4,5/ 5,5-6/ 6-6,5/ 8-8,5). Legenda: Ct – Caulinita; Gb – Gibbsita; Gt – Goethita; H – Halóisita; Hm – Hematita; Mt – Magnetita; Q – Quartzo; T-Mt – Titanomagnetita. .... 59
- Figura 6.4: Difractogramas ( $2\theta$  vs Intensidade de sinal) da fração magnética nas sub-amostras RA\_1 (1-1,5 m, 3,5-4 m e 4,5-5 m) e RA\_2 (6,5-7 m e 7,5-8 m). Legenda: I – Ilmenita; Mf – Magnesioferrita; Q – Quartzo. .... 60
- Figura 6.5: Fotomicrografias da fração grossa ( $> 0,5$  mm) no perfil RA, indicando a microtextura de exsolução da ilmenita (cinza escuro) na magnetita (cinza claro) e a inclusão de quartzo (ponto amarelo). A: RA\_1-1,5; B: RA\_3,5-4; C: RA\_4,5-5; D: RA\_7,5-8. .... 61
- Figura 6.6: Fotomicrografias da fração fina ( $< 0,5$  mm) no perfil RA, indicando a microtextura de exsolução da ilmenita (cinza escuro) na magnetita (cinza claro). A: RA\_1-1,5; B: RA\_3,5-4; C: RA\_4,5-5; D: RA\_7,5-8. .... 61
- Figura 6.7: Fotografias dos grãos de quartzo analisados sob lupa. A – RA\_1-1,5. B – RA\_3,5-4. C – RA\_4,5-5. D – RA\_7,5-8. .... 63
- Figura 6.8: A – Nódulos de ferro com magnetismo. B – Fragmento de rocha com película de alteração. .... 65

- Figura 7.1: Relação  $Al_2O_3$  x  $TiO_2$  dos pontos amostrados e das rochas da região (Bulia & Enzweiler 2013) indicando a evolução do solo a partir do diabásio, conforme o trend de intemperismo. .... 67
- Figura 7.4: Transferência ( $\tau$ ) dos elementos maiores, menores e massa ( $\tau_m$ ), ao longo do perfil RC, com  $TiO_2$  imóvel. Representação dos horizontes e do perfil de GPR. Elementos a esquerda do  $TiO_2$  perderam massa, enquanto os elementos a direita apresentaram ganhos residuais. .... 69
- Figura 7.2: Transferência ( $\tau$ ) dos elementos maiores, menores e massa ( $\tau_m$ ), ao longo do perfil RA, com  $TiO_2$  imóvel. Representação dos horizontes e do perfil de GPR. Elementos a esquerda do  $TiO_2$  perderam massa, enquanto os elementos a direita apresentaram ganhos residuais. .... 69
- Figura 7.3: Transferência ( $\tau$ ) dos elementos maiores, menores e massa ( $\tau_m$ ), ao longo do perfil RB, com  $TiO_2$  imóvel. Representação dos horizontes e do perfil de GPR. Elementos a esquerda do  $TiO_2$  perderam massa, enquanto os elementos a direita apresentaram ganhos residuais. .... 69
- Figura 7.5: Diagrama Isocon com os elementos traço e perda ao fogo (PF), considerando  $TiO_2$  imóvel, ao longo dos horizontes do perfil RA (até horizonte BC). A linha vermelha indica a linha isocon e a linha verde indica massa e volume constante. Para a representação gráfica, as concentrações dos elementos tanto na rocha quanto no solo foram recalculadas para um intervalo de 0-30. Elementos acima da linha isocon ganharam massa (ganho residual) e abaixo perderam. .... 72
- Figura 7.6: Transferência ( $\tau$ ) de mercúrio ao longo dos três perfis estudados, RA (quadrado), RB (triângulo) e RC (bola), em porcentagem e considerando  $TiO_2$  imóvel, com representação dos horizontes descritos... 73
- Figura 7.7: Triângulo textural dos perfis amostrados (RA – quadrado; RB – Bola; RC – Triângulo). Classificação conforme Santos et al. (2005). .... 74
- Figura 7.8: Distribuição granulometria (argila, silte, areia) ao longo dos perfis RA, RB e RC. Em pontilhado está a relação Silte/Argila (S/A), a qual abaixo de 0,6 neste perfil argiloso indica alto grau de intemperismo (EMBRAPA 2018). .... 75
- Figura 7.9: Diagrama ternário  $Al_2O_3 - (CaO + Na_2O) - K_2O$  (A-CN-K) integrado ao índice químico de alteração, CIA (molar) (Nesbitt & Young 1982), ilustrando o alto grau de intemperismo em todos os pontos amostrados (RA – quadrado; RB – Bola; RC – Triângulo). Separados conforme os horizontes descritos. Pl – Plagioclásio; Ks – K-feldspato; Il – Ilita; Mu – Muscovita; Sm – Esmectita; Cl – Clorita; Ka – Caulinita; Gb – Gibbsita. .... 77
- Figura 7.10: Diagrama ternário  $SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_{3(T)}$  (SAF) (Schellmann 1981) integrado ao Índice de lateritização, IOL (Babechuk et al. 2014). Os limites de caulinitização e lateritização foram calculados a partir do diabásio. Representação de todos os pontos amostrados (RA – quadrado; RB – Bola; RC – Triângulo), separados conforme os horizontes descritos. .... 78
- Figura 7.11: Distribuição do Índice potencial de intemperismo, WPI (Riche 1943), ao longo dos perfis (RA – quadrado; RB – Bola; RC – Triângulo). Esquematização dos horizontes descritos com destaque para o horizonte BC (faixa bege). .... 80
- Figura 7.12: Diagrama binário dos componentes principais (PCA) da matriz de variância-covariância, com as amostras de todos os perfis como atributo e os elementos maiores, menores, Hg, P.F. e índices de intemperismo como variáveis. Os traços verdes indicam o ordenamento das variáveis (método biplot). . 86
- Figura 7.13: Diagrama binário dos componentes principais (PCA) da matriz de variância-covariância, com relação entre os horizontes. Os atributos são todas as amostras (RA – quadrado; RB – Bola; RC – Triângulo) e os elementos maiores, menores, Hg, P.F, CIA, WPI e IOL são as variáveis. Os traços verdes indicam o ordenamento das variáveis (método biplot). .... 87

- Figura 7.14: Diagrama binário dos componentes principais (PCA) da matriz de variância-covariância. Os atributos são os elementos traço (ponto preto), maiores e menores (ponto rosa), e os índices de intemperismo e P.F. (ponto vermelho). Os ETRs estão representados com ponto verde. As amostras do ponto RA – até 6,5 m de prof.– são as variáveis. Os traços verdes indicam o ordenamento das variáveis (método biplot). ..... 88
- Figura 7.15: Diagrama binário dos componentes principais (PCA) da matriz de variância-covariância. Os atributos são as amostras do ponto RA – até 6,5 m de profundidade – separadas conforme os horizontes descritos. Horizonte A (ponto preto), horizonte AB (ponto vermelho), horizonte B<sub>1</sub> (ponto verde), horizonte B<sub>2</sub> (ponto azul) e horizonte BC (ponto azul claro). Os elementos terras raras, ítrio e IOL são as variáveis. Os traços verdes indicam o ordenamento das variáveis (método biplot). ..... 90
- Figura 7.16: Dendrograma da análise hierárquica de agrupamentos – Método Ward com similaridade euclidiana. Agrupamento (G1, G2, G3, G4 e G5) com distâncias euclidianas entre 5 e 10, ilustrando a similaridade entre os elementos maiores, menores, traço e os índices de intemperismo. .... 90
- Figura 7.17: Mapeamento por EDS (Thermo) do grão de magnetoferrita com exsolução de ilmenita, fração grossa da amostra RA\_4,5-5. A – Ti; B – Fe (Sem escala, mas é o negativo do Ti); C – V; D – Ti; E – Fe; F – V. Escala de cor em contagens. .... 93
- Figura 7.18: Mapeamento por EDS (Thermo) do grão de magnetoferrita com exsolução de ilmenita, fração fina da amostra RA\_4,5-5. A – Ti; B – Fe; C – Mg; D – V; E – Mn; F – U. Escala de cor em contagens. .... 93
- Figura 7.19: Elementos terras-raras normalizados do perfil RA (até 6,5 m de profundidade). A – Condrito, Nakamura (1974). B – Diabásio, Bulia & Enzweiler (2013). Ilustração das amostras conforme os horizontes descritos. .... 116
- Figura 7.20: Modelo geológico proposto a partir do modelo geoeletrico obtido com a SEV (perfil de resistividade elétrica), dos horizontes descritos no perfil RA (espessura, cor e textura), do recorte do radargrama sobre o perfil RA e dos valores relatados na literatura. .... 120
- Figura 7.21: Perfil topográfico a partir do corte transversal da Fazenda Argentina (A – tracejado amarelo), ilustrando a disposição em profundidade dos perfis RA, RB e RC (B). Os perfis estão esquematizados conforme a descrição morfologia e o radargrama. O perfil SEV também está representado conforme descrito na discussão, indicando a sobreposição do solo nítico sobre o latossólico. Recorte de dados do Google Earth. .... 122

## LISTA DE TABELAS

Tabela 5.1: Coordenadas, altitudes e profundidades dos perfis tradados (RA, RB e RC) e do perfil SEV. Coordenadas do trajeto realizado com o GPR.....	38
Tabela 6.1: Incertezas expandidas (U) das análises por ICP-MS.....	48
Tabela 6.2: Resultados obtidos em $\mu\text{g g}^{-1}$ para o branco e os materiais de referência GSS-7 e BRP-1.....	49
Tabela 6.3: Resultados obtidos em $\mu\text{g g}^{-1}$ dos ETRs para o branco e os materiais de referência GSS-7 e BRP-1. ....	50
Tabela 6.4: Proporção relativa média ( $n = 13$ ) do branco (%) em relação aos valores obtidos dos elementos analisados (não estão apresentados os constituintes com resultado abaixo do limite de detecção).....	50
Tabela 6.5: Diferença percentual (%) entre as amostras da duplicata (RA_6-6,5).....	51
Tabela 6.6: Análise de Hg ( $\text{ng g}^{-1}$ ) em duplicata e a diferença percentual das medidas. ....	51
Tabela 6.7: Análise de Hg ( $\text{ng g}^{-1}$ ) em materiais de referência (M.R.).....	51
Tabela 6.8: Elementos maiores, menores e perda ao fogo (P.F.), em porcentagem, do perfil RA. ....	53
Tabela 6.9: Elementos maiores, menores e perda ao fogo (P.F.), em porcentagem, do perfil RB. ....	54
Tabela 6.10: Elementos maiores, menores e perda ao fogo (P.F.), em porcentagem, do perfil RC. ....	54
Tabela 6.11: Elementos traços ( $\mu\text{g g}^{-1}$ ) no ponto RA (exceto dos ETRs), até 6,5 m de profundidade.....	55
Tabela 6.12: Concentração dos elementos terras-raras ( $\mu\text{g g}^{-1}$ ) no ponto RA (até 6,5 m de profundidade).....	56
Tabela 6.13: Concentração de mercúrio, em $\text{ng g}^{-1}$ , dos três perfis estudados – RA, RB e RC. ....	57
Tabela 6.14: Valores $\text{pH}_{(\text{H}_2\text{O})}$ dos perfis amostrados: RA, RB e RC. ....	58
Tabela 6.15: Granulometria do solo, em porcentagem (%), do perfil RA.....	62
Tabela 6.16: Granulometria do solo, em porcentagem (%), do perfil RB.....	62
Tabela 6.17: Granulometria do solo, em porcentagem (%), do perfil RC.....	62
Tabela 6.18: Descrição morfológica do Latossolo Vermelho do perfil RA. ....	64
Tabela 6.19: Descrição morfológica do Latossolo Vermelho do perfil RB.....	64
Tabela 6.20: Descrição morfológica do Latossolo Vermelho do perfil RC.....	65
Tabela 7.1: Razões elementares (Nb/Ta, Zr/Hf, Ga/Zr e Sm/Nd) e coeficiente de variação (C.V) das amostras do ponto RA (até 6,5 m) e diabásio (Bulia & Enzweiler 2013). ....	66
Tabela 7.2: Matriz de correlação – Correlação de Pearson ( $r$ ) \ nível de confiança ( $p$ ) entre os elementos maiores, menores, Hg, CIA, WPI, IOL, teor de argila, pH e P.F. – de todos os perfis (RA, RB e RC). Em rosa estão os valores de $r > 0,8$ . Em amarelo estão os valores de $r < -0,8$ . Em verde estão os valores de $p < 0,05$ .....	81

Tabela 7.3: Resultados da análise de componentes principais (PCA) – valores de correlação – dos perfis (atributo) com as variáveis: elementos maiores, menores, Hg, P.F. e índice de intemperismo. ....	85
Tabela 7.4: Resultados da análise de componentes principais (PCA) – valores de correlação – dos horizontes (atributos) com as variáveis: elementos maiores, menores, Hg, P.F. e índice de intemperismo. ....	86
Tabela 7.5: Resultados da análise de componentes principais (PCA) – valores de correlação – dos elementos traço (atributos) com as amostras como variáveis. ....	88
Tabela 7.6: Resultados da análise de componentes principais (PCA) – valores de correlação – das amostras (atributo) do perfil RA – até 6,5 m – com os elementos terras-raras e ítrio como variáveis. ....	89
Tabela 7.7: Somatório ( $\mu\text{g g}^{-1}$ ) dos elementos terras-raras (ETRs) nas amostras do perfil RA (até 6,5 m de prof.) e a razão entre ETR leves e ETR pesados ( $\sum \text{ETRL} / \sum \text{ETRP}$ ). ....	115
Tabela 7.8: Razão La/Yb normalizado pelo condrito (Nakamura 1974) e pelo diabásio (Bulia & Enzweiler 2013). Valores anômalos de Ce e Eu. ....	117

## SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO .....	17
2.	OBJETIVO .....	20
3.	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....	21
3.1.	Estudos de solo – histórico.....	21
3.2.	Latossolos .....	23
3.3.	Latossolos Vermelhos .....	24
3.4.	Geofísica em Latossolos .....	29
4.	ÁREA DE ESTUDO .....	33
4.1.	Localização .....	33
4.2.	Aspectos fisiográficos .....	33
4.3.	Geologia local .....	35
4.4.	Pedologia local.....	36
5.	MATERIAIS E MÉTODOS .....	38
5.1.	Etapa de campo .....	38
5.1.1.	Amostragem de solo.....	38
5.1.2.	Sondagem Elétrica Vertical (SEV).....	39
5.1.3.	Ground Penetration Radar (GPR).....	40
5.2.	Etapa de laboratório .....	41
5.2.1.	Preparação das amostras.....	41
5.2.2.	Fluorescência de Raio-X (FRX).....	42
5.2.3.	Espectrometria de massas por plasma acoplado indutivamente (ICP-MS) .....	42
5.2.4.	Difratometria de Raio-X (DRX).....	43
5.2.5.	Espectrometria de absorção atômica (TDZ-AAS).....	44
5.2.6.	Microscópio eletrônico de varredura (MEV) .....	44
5.2.7.	Análise granulométrica .....	46
5.2.8.	Descrição macromorfológica .....	46
5.2.9.	pH <sub>(H<sub>2</sub>O)</sub> .....	47
6.	RESULTADOS .....	48
6.1.	Controle de qualidade .....	48
6.1.1.	FRX.....	48
6.1.2.	ICP-MS .....	48
6.1.3.	AAS.....	51
6.2.	Dados geofísicos .....	52
6.2.1.	Sondagem Elétrica Vertical.....	52
6.2.2.	Georadar.....	52
6.3.	Geoquímica e Mineralogia.....	53
6.3.1.	Elementos maiores e menores .....	53
6.3.2.	Elementos-traço.....	55

6.3.3.	Mercúrio.....	57
6.3.4.	pH.....	58
6.3.5.	Mineralogia .....	58
6.3.6.	Mineralogia na fração magnética via MEV.....	60
6.4.	Granulometria .....	62
6.5.	Descrição morfológica do solo .....	63
7.	ANÁLISE DE DADOS E DISCUSSÃO.....	66
7.1.	Evolução pedogeoquímica do Latossolo.....	66
7.1.1.	Afinidade com material de origem.....	66
7.1.2.	Balanço de massas.....	67
7.1.3.	Granulometria .....	73
7.1.4.	Índices de intemperismo.....	75
7.1.5.	Relações estatísticas .....	81
7.1.6.	Fração magnética .....	92
7.1.7.	Mobilidade dos elementos.....	93
7.1.8.	ETRs no solo .....	114
7.2.	Geofísica .....	119
8.	CONCLUSÃO.....	125



## 1. INTRODUÇÃO

O solo, principal componente da pedosfera, é um sistema aberto e dinâmico que está constantemente sob ações de fluxos de matérias e energias (EMBRAPA 2018). Além disso, é um dos constituintes principais da Zona Crítica da Terra (*Earth's Critical Zone*), atuando na interface entre a biosfera, atmosfera, hidrosfera e litosfera (Wilding & Lin 2006).

A Zona Crítica (CZ) vem ganhando destaque mundial por acoplar os sistemas químicos e biológicos, além dos processos físicos e geológicos da superfície terrestre, desde o topo da vegetação até a base dos aquíferos (Brantley et al. 2007). E o entendimento dos processos químicos e mecânicos que ocorrem no solo podem contribuir para moldar a CZ e seus fluxos (Anderson et al. 2007).

Embora o estudo de solo no Brasil seja uma ciência centenária (Moniz 1972), as pesquisas geralmente estão voltadas para projetos agrícolas e ambientais, não compreendendo toda a camada de solo e seus processos. Além disso, os trabalhos com descrições de solo e mapeamento semi-detalhado ainda são escassos no país (Santos et al. 2013), com menos de 5 % do território nacional mapeado em escala 1:100.000 ou maior (EMBRAPA 2016).

Deste modo, são necessárias novas campanhas de mapeamento, como o PronaSolos (EMBRAPA 2016), assim como de novos métodos – mais precisos, rápidos e econômicos – de descrição, para que se consiga cobrir as lacunas do conhecimento pedológico do país.

Os métodos descritivos clássicos de solo, como macromorfologia e química de elementos maiores, têm sido amplamente usados. Entretanto, com o avanço da ciência novos mecanismos de descrição estão disponíveis, como métodos geofísicos e a geoquímica de elementos traço, com destaque para os elementos terras-raras (ETRs).

De acordo com Samouëlian et al. (2004), os métodos geofísicos baseados em propriedades elétricas, como o GPR (*Ground-Penetrating Radar*) e a SEV (Sondagem Elétrica Vertical), são particularmente promissores porque os materiais e propriedades do solo estão fortemente correlacionados e podem ser quantificados por meio das propriedades geoelétricas.

O radar de penetração do solo, também conhecido como georadar, é uma técnica geofísica que se embasa na reflexão de ondas eletromagnéticas de altas frequências para localizar estruturas e feições geológicas em subsuperfície por meio das características e propriedades elétricas dos materiais (Daniels 2004).

Nos EUA, a aplicação do georadar para fins pedológicos foi intensificada a partir da década de 1980, quando passou a ser usado para estimar a extensão lateral, a profundidade

e a espessura dos horizontes. O GPR também tem sido amplamente usado nos EUA para determinar a variabilidade e a composição taxonômica dos solos, e assim gerar mapas pedológicos (Doolittle & Collins 1995, Doolittle et al. 2007, USDA-NRCS 2019).

Assim como o GPR, a sondagem elétrica vertical é uma técnica geofísica com grande aplicabilidade em estudos pedológicos (Robain et al. 1996, Golovko et al. 2010, Nováková et al. 2013, Serpe et al. 2015, Adelekan et al. 2016).

A SEV consiste em enviar corrente elétrica no subsolo por um par de eletrodos fixados no solo e medir a diferença de potencial via outro par de eletrodos, gerando valores de resistividade aparente (Kearey et al. 2002, Golle & Cote 2017). Deste modo, é possível identificar diferentes materiais no subsolo e em grandes profundidades de acordo com as variações de resistividade elétrica, considerando que cada material oferece uma resposta diferente à passagem de corrente elétrica (Fabriol et al. 2004).

Segundo Banton et al. (1997), a resistividade elétrica no solo é dependente de diversos parâmetros, dentre eles: textura, umidade, composição mineralógica, porosidade, permeabilidade e composição química da água do solo.

No Brasil, o GPR começou a ser empregado no final da década de 1990 (Porsani 1999) e atualmente é usado em diversos estudos, desde diferenciação litológica (Lemos 2017, Schrage & Uagoda 2018) a estudos ambientais (Porsani et al. 2004, Oliveira & Porsani 2009, Souza et al. 2018).

Contudo, embora alguns trabalhos tenham aplicado estas técnicas para fins pedológicos (Ucha et al. 2002, Dourado et al. 2003, Cezar et al. 2010a,b, Jarentchuk Junior 2013, Schrage & Uagoda 2018), o conhecimento sobre a eficácia para descrição de solo é limitado, especialmente em solos muito argilosos, como o Latossolo (classe de solo dominante no território brasileiro).

De acordo com Daniels (2004), pelo fato de a argila possuir maior área específica, ela pode conter mais água do que as outras frações. Assim, completa o autor, com a sua alta capacidade adsorptiva e cátions trocáveis, as argilas podem produzir altas perdas de atenuação.

Assim como o GPR, os estudos do comportamento geoquímico dos ETRs passaram a ser mais expressivo no Brasil no início dos anos 2000 (Maria 2001, Lacerda et al. 2002). Contudo, ainda são muito escassos, segundo Oliveira (2018).

Desta forma, ressalta Silva (2017), novos estudos são importantes em diversos sistemas, pois com o crescimento dos setores agrícolas e industriais, as demandas pelos ETRs aumentaram, tornando preocupante a mobilidade desses elementos no solo (Silva et al. 2018).

Alguns parâmetros, como a mineralogia, granulometria, pH, matéria orgânica, entre outros, também são importantes para caracterizar a evolução do solo, pois além de condicionarem a mobilidade dos elementos e contribuem para o entendimento dos processos atuantes na Zona Crítica, podem limitar o uso tanto para fins agrícolas quanto para construção civil (Anderson et al. 2007, Silva et al. 2015, Leão 2016, Jiang et al. 2018, Silva et al. 2018).

Neste cenário, este trabalho almejou caracterizar três perfis de Latossolos Vermelhos originários do diabásio da Formação Serra Geral, na Fazenda Argentina, Campinas-SP (ambiente tropical), utilizando dados de levantamento geofísicos – radar de penetração no solo (GPR) e sondagem elétrica vertical (SEV) – descrições morfológicas, texturais e mineralógicas, além de dados geoquímicos multielementares, incluindo Hg e os ETRs, para assim contribuir tanto nos estudos da Zona Crítica quanto para os trabalhos de mapeamento pedológico, como o PronaSolos.

A Fazenda Argentina é a nova área de expansão da Universidade Estadual de Campinas (Unicamp), adquirida em 2014. E apesar de ter projetos para se tornar um parque tecnológico sustentável (HUB) (Unicamp 2018), a fazenda ainda é uma zona agrícola, com cultivo predominantemente de cana de açúcar. Deste modo, por se tratar de uma área estratégica para a universidade, o conhecimento sobre os seus atributos também é essencial.

## 2. OBJETIVO

Este trabalho tem como objetivo principal descrever a evolução de três perfis de Latossolo Vermelho provenientes do diabásio da Formação Serra Geral, a partir de parâmetros químicos e físicos. E verificar a aplicabilidade de métodos geofísicos (GPR – Radar de penetração no solo e SEV – Sondagem elétrica vertical) em solo muito argiloso como auxiliares aos métodos descritivos clássicos para mapeamento pedológico. Além de compreender o comportamento de diversos elementos químicos, especialmente os terras-raras, ao longo dos perfis. Para isso, alguns objetivos específicos foram traçados:

- Compreender a relação rocha x solo e se há fontes externas que contribuem geoquimicamente aos perfis;
- Definir a espessura do perfil de alteração;
- Determinar o grau de intemperismo do solo;
- Determinar a mobilidade dos elementos e quais são os fatores que os condicionam;
- Descrever a fração magnética (magnetita) do solo e sua influência na mobilidade dos metais.

### 3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

#### 3.1. Estudos de solo – histórico

O solo, ao longo do tempo, foi avaliado pela sua produtividade agrícola, sendo um grande responsável pela localização das primeiras aglomerações da humanidade, as grandes cidades (Lepsch 2002). Contudo, foi com o russo V.V. Dokouchaiev, em 1877, que o solo passou a ser analisado em profundidade e reconhecido pelas suas divisões (horizontes) desde a superfície até a sua rocha-mãe (Lepsch 2002).

O alemão Ramann (1919), em um dos primeiros estudos de cunho científico, ressaltou a influência do clima no solo, usando o conceito de intemperismo, o qual foi mais esmiuçado pelo americano Jenny, em 1941, com a equação de formação do solo “ $S = f(\text{cl}, \text{o}, \text{r}, \text{p}, \text{t})$ ”, em que a gênese do solo (S) estaria em função (f) do clima (cl), dos organismos (o), da topografia (r), do material parental (p) e do tempo (t).

O americano complementa que embora esses sejam os principais influenciadores na pedogênese, é possível que outros parâmetros sejam adicionados nessa equação (Jenny 1941), como mostra o relatório da FAO (*Food and Agriculture Organization of the United Nations*), em que a ação humana, a atmosfera e a água foram adicionadas (FAO & ITPS 2015). Portanto, de acordo com *United States Soil Taxonomy* (Soil Survey Staff 1999):

*“O solo é um corpo natural composto de sólidos (minerais e matéria orgânica), líquidos e gases que ocorre na superfície da terra, ocupa espaço e é caracterizado por um ou ambos dos seguintes: horizontes ou camadas, que são distinguíveis do material inicial como resultado de adições, perdas, transferências e transformações de energia e matéria ou a capacidade de apoiar plantas enraizadas em um ambiente natural.”* (original em inglês)

No Brasil, os primeiros estudos de solos foram desenvolvidos no Instituto Agrônomo de Campinas (IAC), na transição do século XIX para o XX (Moniz 1972). Estes trabalhos se limitavam às características de campo, como textura, cor e fertilidade (pelo semblante da vegetação), assim como relevo, clima e rocha-mãe (Queiroz Neto 1964).

A partir de 1935, os trabalhos se tornaram mais sistemáticos, principalmente no estado de São Paulo, com o pedólogo Vageler e sua equipe, no próprio IAC, resultando em mapas mais elaborados, como o “Esboço Agrogeológico do Estado de São Paulo” em 1943 (Larach 1997), e outros mapas pedológicos mais detalhados, feitos por Moraes Rêgo e Setzer (auxiliar de Vageler).

Em 1951, Paiva Neto e seus colaboradores, publicaram o mapa dos 10 grandes tipos de solo do Estado de São Paulo, com destaque para os estudos geoquímicos dos elementos maiores, mineralogia e granulometria (Paiva Neto et al. 1951, Queiroz Neto 1964).

Em 1947, o Ministério da Agricultura criou a Comissão dos Solos, do Serviço Nacional de Pesquisas Agronômicas (SNPA) e foi formada a Sociedade Brasileira de Ciência do Solo (SBCS). O maior intercâmbio de informações entre as instituições, universidades nacionais e internacionais, assim como, o crescimento agropecuário e industrial no país, contribuíram para que a produção científica nesta área fosse mais intensificada, visando um mapeamento nacional, tanto que em 1953 o governo aprovou o Programa de Levantamento e Reconhecimento dos Solos Brasileiros (Ramos 2003, Carvalho et al. 2013, Oliveira et al. 2015, EMBRAPA 2018).

Com o auxílio da FAO para a elaboração da Carta de Solos do Brasil, o país passou a ser referência no estudo de solos tropicais, tornando-se um grande colaborador para o Mapa de Solos Mundial, o que impulsionou os estudos nas décadas seguintes – 60, 70, 80 (Ramos 2003). Neste período (1975), a SNPA passou a ser o Serviço Nacional de Levantamento e Conservação do Solo (SNLCS), a qual é a atual Embrapa Solos - Centro Nacional de Pesquisa de Solos (EMBRAPA 2018).

Entre os grandes projetos desenvolvidos nesta época, destacam-se o lançamento do Manual de Métodos de Análise de Solos (1969), de autoria de Leandro Vettori (EMBRAPA 2018), o projeto RADAM-Radar na Amazônia (1970), onde se obteve dados de recursos minerais, solos, vegetação, entre outros por aerolevanteamento. Em 1975 este projeto foi expandido, tornando-se RADAMBRASIL, com levantamentos de solos na escala 1:1.000.000 de 43 folhas do sistema de projeção UTM (Ramos 2003, Carvalho et al. 2013, Flash & Corrêa 2017, CPRM 2018). E a 1ª versão do Mapa de Solos do Brasil, em 1981, coordenado por Marcelo Nunes Camargo (EMBRAPA 2018).

Entretanto, na década de 1990, com a grande crise financeira em que o país estava passando, os investimentos em pesquisa como um todo diminuíram (Ramos 2003). No entanto, em 1999, a Embrapa divulgou a primeira edição do Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos (SiBCS) – com grande influência do sistema americano “Soil Taxonomy” – com o intuito de padronizar e sistematizar a classificação taxonômica dos solos no país (Soil Survey Staff 1975, EMBRAPA 1999, Jacomine 2009, Flash & Corrêa 2017).

Carvalho et al. (2013) ressaltam que embora houvessem grandes avanços tecnológicos, como o sensoriamento remoto, GPS (*Global Positioning System*), entre outros

softwares baseados no sistema de informação geográfica (SIG), e que o mapeamento pedológico estaria mais facilitado nesta nova era digital, estes estudos diminuiriam no Brasil.

De acordo com Santos et al. (2013), o levantamento de solo semidetalhado ou detalhado ( $\geq 1:25.000$ ) corresponde a apenas 0,13% do território nacional. Como uma forma de reverter esses dados, a Embrapa lançou em 2016 o programa nacional de Solos do Brasil (PronaSolos), com o intuito de mapear os solos brasileiros ao longo de 30 anos (EMBRAPA 2016).

### 3.2. Latossolos

Os Latossolos, também conhecidos como Ferralsols (WRB/FAO) e Oxisols (Soil Taxonomy), são solos altamente intemperizados com grande abrangência em zonas tropicais e equatoriais, cobrindo uma área de 750 milhões de hectares no mundo, dos quais 300 milhões de hectares estão no Brasil (50% do território nacional).

São caracterizados pelo horizonte B latossólico precedido de qualquer tipo de horizonte A dentro de 200 cm da superfície do solo ou dentro de 300 cm se o horizonte A apresentar mais que 150 cm de espessura (EMBRAPA 2018).

Geralmente são profundos e homogêneos, com transições graduais e difusas entre os horizontes, podendo ser distintos pela variação nas matizes (2,5YR a 10YR). São solos de boa porosidade, alta permeabilidade e textura argilosa. Além disso, são fortemente drenados e pouco férteis (desprovidos de minerais primários ou secundários menos resistentes ao intemperismo). Apresentam baixa CTC na fração argila e, em geral, o incremento de argila do horizonte A para o B é pouco expressivo (Lepsch 2002, Soils Survey Staff 1999, Oliveira 2008, WRB 2015, EMBRAPA 2018).

Estes solos são mais comuns em encostas suaves e consistem principalmente de quartzo, caulinita, óxidos e matéria orgânica na fração argila (Ker 1997, Soils Survey Staff 1999). De acordo com SiBCS (EMBRAPA 2018), os Latossolos podem ser divididos em quatro subordens:

- Latossolos Brunos, com coloração brunada no horizonte B (BA) predominantemente no matiz 7,5 YR ou mais amarelo, sendo aceito com matiz 5 YR, mas ambos com o valor  $\leq 4$  e o croma  $< 6$  (cor úmida);
- Latossolos Amarelos, com matiz 7,5 YR ou mais amarelo nos primeiros 100 cm do horizonte B (BA);
- Latossolos Vermelhos, com matiz 2,5 YR ou mais vermelho nos primeiros 100 cm do horizonte B (BA);
- Latossolos Vermelho-Amarelos, solos com cores vermelho-amareladas e amarelo-avermelhadas que não se enquadram nas classes anteriores.

### 3.3. Latossolos Vermelhos

Uma grande revisão sobre os Latossolos no Brasil foi realizada por Ker (1997), compreendendo a gênese, a classificação e o uso desses solos tropicais, com conceitos químicos, físicos e mineralógicos.

Em referência aos Latossolos Vermelhos (antigo Latossolo Férrico, Latossolo Roxo e Latossolo Vermelho Escuro), Ker (1997) destaca que esses tipos de solo se desenvolvem sobre rochas básicas, com elevado teor de ferro (faixa de  $18\% < \text{Fe}_2\text{O}_3 < 47\%$ , com exceções) e elevada magnetização. São compostos na fração grossa por magnetita, magnetita intercrescida de ilmenita e quartzo, e na fração fina por caulinita, gibbsita, hematita, maghemita, goethita e vermiculita. Além disso, devido à magnetita, este solo possui uma boa afinidade com elementos-traço, como Mn, Ni, Cu, Zn e Co (Ker 1997).

Os primeiros trabalhos com esta classe de solo foram desenvolvidos no estado de São Paulo, como descreveu Melfi (1967) em sua tese de doutorado sobre o intemperismo de granitos e diabásios da região de Campinas-SP. O autor caracterizou o perfil de alteração da rocha básica com predominância de caulinita e quantidades subordinadas de quartzo e gibbsita, com presença de halloysita e opala, além de magnetita e ilmenita (alguns grãos de magnetita apresentavam alteração nas bordas para goethita). O autor atribuiu a presença de quartzo a uma contaminação por material estranho devido ao arredondamento dos grãos. Como conclusão, Melfi (1967) ressaltou que alguns minerais são os primeiros a serem formados no perfil de alteração do diabásio, como a montmorilonita e a vermiculita. Contudo, com o avanço do intemperismo, estes minerais foram alterados para argilominerais (1:1) ou oxi-hidróxidos de ferro/alumínio (goethita/gibbsita).

Outros trabalhos corroboram essas constatações, como Melfi et al. (1966), mas acrescentam a hematita neste tipo de perfil de alteração e concluem que este mineral na fração argila reforça o diabásio como origem do solo. Os autores, assim como Hypolito (1972), observaram que houve diferenciação na alteração da rocha de acordo com a granulometria, sendo mais rápido na fração fina.

As condições de drenagem são um dos fatores limitantes na composição mineralógica do solo. Assim, em zonas de boa drenagem a gibbsita passa a ser um dos minerais mais abundante como resultado da dissolução da caulinita, com perdas gradativas de Ca, Na, Mg, K, Rb e Sr ao longo do processo intempérico, enquanto o Al, Ti, V, Cr, Fe, Ni, Zr e Nb são essencialmente imóveis (Melfi & Levi 1971, Levi & Melfi 1972, Moniz 1972,



Escobar et al. 1973, Moniz et. al. 1973, Kronberg & Nesbitt 1981, Cury & Franzmeier 1987, Eggleton et al. 1987, Faure 1998, Clemente & Marconi 1994, Larizzatti & Oliveira 2005).

Melfi & Pedro (1977), com um estudo pedogeoquímico nacional, constataram que nos Latossolos derivados do basalto da Bacia do Paraná há um maior acúmulo de gibbsita, quando comparado com os outros Latossolos brasileiros. Isso reflete o contraste climático e geomorfológico nacional, indicando que nesta região o intemperismo é mais intenso e a drenagem mais eficiente (Resende 1976, Melfi & Pedro 1978).

Este fato também foi evidenciado nos estudos de Alleoni & Camargo (1995), que concluíram que os Latossolos Vermelhos do norte do estado de São Paulo possuíam uma maior porcentagem de gibbsita em relação à caulinita, com os grãos de gibbsita em maior grau de cristalinidade (Fernandes 2017).

Entretanto, Tremocoldi (2003) mostra que há perfis de Latossolos no estado de São Paulo com predominância de caulinita (Latossolo Vermelho eutroférico) e outros com predominância de gibbsita (Latossolo Vermelho acriférico), indicando que a gibbsita é proveniente diretamente da intemperização da caulinita. O autor complementa que todos os perfis apresentavam hematita, goethita, maghemita e anatásio ( $\text{TiO}_2$ ), cuja coloração do solo quando amarelada estava diretamente relacionada ao maior teor de gibbsita e quando avermelhada, a hematita (Schaefer et al. 2008, Camêlo et al. 2017).

Melo et al. (2001) estudaram as características dos óxidos de ferro e alumínio de diversas classes de solos, entre eles o Latossolo Roxo provenientes de basaltos, e concluíram que neste solo havia o predomínio de hematita ao invés de goethita e que os óxidos de ferro provenientes de rochas básicas apresentavam altos valores de correlação ( $r > 0,7$ ) com microelementos, como Mn, Zn, Pb, Ni e Cr. Os autores complementaram que o Pb se encontrava geoquimicamente associado ao Ti ( $r > 0,83$ ) por serem tetravalentes.

Oliveira & Costa (2004) descreveram o comportamento do Cu, Zn, Pb e Cd em solos desenvolvidos sobre basalto e concluíram que o Cu e Zn apresentaram maior potencial de disponibilidade nestes solos e que o Cd apresentou baixo potencial de disponibilidade por causa da pequena abundância natural.

Por outro lado, Fontes et al. (2000) ao estudarem o comportamento destes elementos (Cu, Zn, Pb e Cd) em Ultisols e Oxisols (Latossolo), concluíram que a competição iônica influenciou fortemente a capacidade de adsorção e mobilidade do Zn e Cd. Os autores complementaram que nos solos com baixa CTC, o Zn e Cd apresentaram fraca capacidade de adsorção, e que a atração eletrostática seria o principal mecanismo de retenção destes metais.

No entanto, Pierangeli et al. (2007) ao compararem o comportamento do Pb, Cu e Cd, concluíram que o Cd tem menor adsorção, tornando-se um risco em ambiente altamente intemperizado, pois passa a ter uma maior predisposição à movimentação no perfil ou nas águas superficiais.

Os atributos químicos se mostraram mais importantes que os mineralógicos em relação à retenção de Cd, Cu e Pb em Latossolos, com sequência de adsorção geralmente composta por  $Cr > Pb > Cu > Cd > Zn > Ni > Hg$ , podendo variar com raio iônico, valência, eletronegatividade, pK, pH e potencial iônico (Pierangeli et al. 2007, Burak et al. 2008, Alleoni et al. 2009, Campos 2010, Hooda 2010).

Ao analisar um perfil de Latossolo Vermelho em Paulínia-SP, Fiorentino et al. (2011) constataram que os ganhos elementares calculados em relação ao Zr (considerado conservativo) seguiam a ordem:  $Hg \gg Pb > Zr > LREE > Nb > HREE > Al > Ti > Fe > Cr$  – e que a concentração de Hg enriquecia em direção a superfície, indicando adsorção deste elemento nas fases de goethita e caulinita (Fiorentino 2007).

Estudos recentes (Bigham et al. 2002, Camêlo et al. 2013, Costa 2014) mostraram que o Ti tem correlação positiva com alguns elementos traço em Latossolos derivados de basaltos e que tanto o óxido de titânio quanto o de ferro-titânio podem ser considerados como reserva destes elementos, além de indicadores da riqueza do material de origem.

De acordo com Bigham et al. (2002), entre os elementos-traço com capacidade de adsorção nestes óxidos se destacam: Ag, As, Au, Bi, Cr, Ga, Mo, Nb, Ni, Pb, Sn, V, W, Zn e Zr. Camêlo et al. (2018) complementam que os elementos-traço estão mais correlacionados aos minerais magnéticos na fração grossa do solo. Wiriyakitnateekul et al. (2007) após grande análise de solos da Tailândia, concluíram que Mn, Ni, Cr e V estão mais associados com o óxido de ferro enquanto o Ti, Cu e Zr a outros minerais.

Os elementos terras-raras (ETR – REE em inglês), de acordo com Tyler (2004), apresentam comportamento no solo semelhante à crosta, com maior abundância dos leves (ETRL – LREE; La a Eu) do que dos pesados (ETRP – HREE; Gd a Lu). Em geral, os menos abundantes nos solos são Tm, Lu, Tb, Ho, com comportamento semelhante ao Mo (Tyler 2004). Contudo, este autor e Liang et al. (2005) destacaram que o fracionamento dos ETRs no solo pode ser influenciado por diferentes taxas de intemperismo, material de origem e pela formação de minerais secundários específicos, como por exemplo, em ambientes mais intemperizados há acúmulo de óxido Ce (IV).

Yang et al. (2010), após estudos em solos provenientes de rochas básicas ao longo de todo o território chinês, mostraram que a temperatura e precipitação média anual atuam

sobre o comportamento dos elementos e que as razões Ba/Nb e Sr/Nb, associadas as taxas de temperatura e precipitação, podem auxiliar na interpretação do intemperismo sobre o basalto.

Outro fator condicionante para a mobilidade dos ETRs é a matéria orgânica (Ma et al. 2007). Segundo estes autores, nos solos resultantes do intemperismo extremo sobre o basalto na China, o elemento menos móvel é o Tório (Th). Comportamentos semelhantes ao Th (conservativo) foram observados na parte inferior do perfil estudado com os elementos Fe, Ti, Zr, Hf, Nb e Ta. Contudo, na porção superior houve remoção parcial destes elementos (20-40 %). Os ETRs também mostraram variação ao longo do perfil estudado, com perda maior dos pesados em relação aos leves na parte superior (1 m) e enriquecimento dos pesados na porção inferior do perfil (4,2 m).

O Cério mostrou o mesmo comportamento nos estudos citados, mas Ma et al. (2007) constataram correlação positiva deste elemento com o Gd e U. A anomalia positiva de Ce pode ser atribuída ao fato de que este elemento no solo pode ser oxidado para a sua forma tetravalente  $Ce^{4+}$ , diminuindo sua solubilidade (Middelburg et al. 1988, Patino et al. 2003).

Os ETRs (especialmente os leves) apresentaram incorporação preferencial em óxidos de Fe/Mn e em argilominerais em um perfil de solo da ilha de Santiago, Cabo Verde (Marques et al. 2012), contrapondo-se aos resultados de Ma et al. (2007). No perfil descrito por Ma et al. (2007), os ETRs mostraram preferência de incorporação em óxidos/hidróxidos de Mn, principalmente na parte inferior do perfil. Contudo, na porção superior os minerais de fosfato e óxidos/hidróxidos de Fe também poderiam ser os hospedeiros. No entanto, não houve incorporação significativa dos ETRs em argilominerais do perfil descrito por Ma et al. (2007).

Por outro lado, Chen & Yang (2010) observaram que os ETR leves são facilmente absorvidos por partículas de caulinita e que nos solos provenientes do intemperismo em basaltos houve enriquecimento dos ETR pesados, possivelmente pela estabilidade nos complexos aniônicos formados por esses elementos. Além disso, em metade destes solos haviam anomalias negativa de Ce.

No Brasil, um dos estudos pioneiros sobre o comportamento dos ETRs na relação solo-planta foi realizado por Maria (2001), que constatou a importância do pH na mobilidade destes elementos, pois este parâmetro atua na disponibilidade dos íons solúveis no meio. Ao analisar o comportamento dos ETRs em um perfil de Latossolo Vermelho em Pirassununga-SP, a autora descreveu anomalia positiva de Ce.

A mesma anomalia já havia sido descrita por Pérez et al. (1997) em alguns solos brasileiros. Estes autores também mostraram anomalias negativas de Eu e Tm, e concluíram

que nos solos originários de basalto, os ETR pesados apresentavam maiores teores, tanto no horizonte A quanto no B.

O comportamento anômalo de Ce e Eu também foram descritos por Fiorentino et al. (2011). Os autores ressaltaram que no saprolito o Ce mostrou anomalia negativa, mas ao longo do perfil esse cenário mudou e o Ce passou a ficar retido no solo. Ademais, os autores atribuíram a anomalia negativa de Eu ao fato de que o estado redox do európio no solo ser  $\text{Eu}^{2+}$ , ou seja, mais solúvel durante o intemperismo do plagioclásio, sua principal fonte.

Entretanto, diferentemente de Pérez et al. (1997), para Fiorentino et al. (2011) os ETR pesados estão empobrecidos ao longo de todo o perfil e o ETR leves apresentaram enriquecimento no horizonte C.

Sardinha (2011) ao avaliar a taxa de intemperismo químico na bacia do Rio Jaú (SP), constatou dois comportamentos dos ETRs nos solos originados do basalto da Formação Serra Geral. Em um perfil, o autor observou empobrecimento dos ETR pesados e enriquecimento dos leves, já em outro perfil, houve enriquecimento geral dos terras-raras. O autor mostrou que houve anomalia negativa de Ce, o que poderia ser explicado pela oxidação de  $\text{Ce}^{3+}$  para  $\text{Ce}^{4+}$  ( $\text{CeO}_2$ ), conforme Middelburg et al. (1988), e possível movimentação desta fase mineral na forma de partículas coloidais.

Silva (2017) ao determinar os teores de background de ETRs em amostras de subsuperfície (0-0,2 m) de diversos solos do Rio Grande do Norte, concluiu que o material de origem tem grande influência sobre os ETRs no solo, sendo mais enriquecidos quando provenientes de rochas ígneas e metamórficas. Além disso, o Fe e o Si mostraram forte influência geoquímica sobre os ETRs, mas contrapondo-se ao Yang et al. (2010), a autora concluiu que o clima tem baixa influência sobre o comportamento destes elementos. E que a determinação do tipo de argila se mostra importante para compreensão da dinâmica dos ETR pesados, devido a ação desses minerais nesses elementos (Silva et al. 2018).

Seguindo a mesma proposta de Silva (2017), mas agora com solos da bacia hidrográfica do rio Gurguéia, Piauí, Oliveira (2018) concluiu que os teores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e argila influenciaram no acúmulo de Lu, gerando enriquecimento deste terra-rara pesado no solo. E assim como Silva (2017), o autor também descreveu anomalias negativas de Ce e o Eu nos solos originados de rochas ígneas. Por fim, Oliveira (2018) completou que o pH e carbono orgânico não afetaram as concentrações de ETRs em superfície.

### 3.4. Geofísica (GPR e SEV) em Latossolos

O uso do georadar-GPR (*Ground Penetrating Radar*) tem se tornado frequente em estudos pedológicos. Nos EUA, desde a década de 1980, o GPR é empregado para o mapeamento de solos e rochas em alta resolução (Davis & Annan 1989). Segundo Doolittle & Collins (1995), com o georadar é possível estimar a variabilidade e a composição taxonômica dos solos, assim como mapear a sua extensão lateral, além de estabelecer a profundidade e espessura dos horizontes.

Deste modo, o GPR mostrou ser mais vantajoso que as técnicas tradicionais de mapeamento, pois apresenta maior velocidade de operação e capacidade para produzir grandes quantidades de dados de subsuperfície em alta resolução e contínua, além de ser mais rápido, econômico e não destrutivo (Doolittle & Collins 1995, Inman et al. 2002, Cezar et al. 2010a).

O Radar de Penetração do Solo emprega técnicas eletromagnéticas análogas aos métodos sísmicos que utilizam como princípio físico a reflexão e refração. Todavia, o GPR introduz pulsos curtos de ondas eletromagnéticas com altas frequências na superfície, com o objetivo de localizar estruturas e feições geológicas em subsuperfície, a partir de seções contínuas de altas resoluções (radargramas). O alcance é regulado pela frequência do sinal emitido e pelas características e propriedades elétricas dos materiais (Nascimento et al. 1998, Porsani 1999, Kearey et al. 2002).

Deste modo, a frequência de operação deve ser escolhida de forma a fornecer a relação mais vantajosa entre penetração e resolução. Assim, as antenas com frequências mais altas produzem radargramas com alta resolução, mas baixa penetração. Enquanto as antenas com frequências mais baixas possuem maior penetração, porém geram radargramas com menores resoluções (Davis & Annan 1989, Dourado 2003, Carvalho et al. 2008).

A partir do radargrama obtêm-se os tempos das ondas refletidas e, assim, as profundidades dos refletores podem ser determinadas. No entanto, é necessário conhecer a velocidade de propagação da onda no meio estudado, a qual é controlada, segundo Annan & Cosway (1992), pelas propriedades elétricas – condutividade elétrica ( $\sigma$ ), permissividade dielétrica ( $\epsilon$ ) e permeabilidade magnética ( $\mu$ ) – além da composição e umidade do material.

Contudo, de acordo com Daniels (2004), a resposta do sinal (velocidade de propagação) depende principalmente da constante dielétrica (permissividade – adimensional), a qual está estritamente relacionada ao teor de água – ambos correlacionados com a

porosidade. Assim, em materiais geológicos secos a constante dielétrica geralmente está no intervalo de 4-8, mas quando em presença de água, chega a 80 (Kearey et al. 2002).

Desta forma, em ambientes úmidos ou com materiais condutores (e.g. argila), o sinal sofre atenuação, o que dificulta a sua captação e conseqüentemente diminui a resolução (Nascimento et al. 1998, Gandolfo 2012). Conforme Daniels (2004), a argila possui maior área específica e pode conter mais água do que as outras frações, assim, por causa da sua alta capacidade adsorviva e cátions trocáveis, as argilas produzem altas perdas de atenuação.

Nascimento et al. (2004) complementam que nos solos argilosos a condução elétrica derivada de íons metálicos adsorvidos tende a ser maior, diminuindo a resistividade destes solos (resistividade aparente menor que 1500 Ohm.m). O que geraria dados ruidosos, os quais devem ser analisados com cautela, conforma enfatiza Dourado et al. (2003), e também associados a outras técnicas, tanto geofísica quanto geoquímica.

Comumente, a resistividade elétrica é mais variável que a permissividade dielétrica, de forma que a profundidade de penetração diminui com o aumento da resistividade (Carvalho et al. 2008).

Entre os primeiros estudos com o intuito pedológico no Brasil, destacam-se Porsani (1999) e Ucha et al. (2002). Ao estudar os solos dos tabuleiros costeiros no litoral baiano, Ucha et al. (2002), utilizaram o GPR para caracterizar feições como fragipãs e duripãs. De acordo com os mesmos autores, e conforme ressaltaram Kearey et al. (2002) e Daniels (2004), quanto menor a condutividade elétrica e a constante dielétrica do solo, maior será a penetração do sinal.

Ao empregar o radar de penetração no solo para detecção de estruturas artificiais rasas em um Latossolo Vermelho na região de Campinas-SP, Dourado et al. (2003) utilizaram as antenas de 200 MHz e 400 MHz. Os autores concluíram que a antena de 200 MHz produziu imagens mais nítidas neste tipo de solo e que o radargrama obtido pela antena de 400 MHz apresentou forte ruído causado pela reverberação do sinal nas antenas. Além disso, Dourado et al. (2003) ressaltaram que estas aquisições foram feitas em superfícies secas e que desta forma os ensaios com o GPR foram eficientes nestes solos, mas que reflexões foram observadas em profundidade provavelmente pela presença de água.

Desta maneira, quando há presença de água em solos originados de diabásio, dois efeitos podem interferir diretamente na propagação das ondas eletromagnéticas: diminuição da resistividade elétrica devido ao alto teor de argila e o aumento da constante dielétrica (Dourado et al. 2003).

Em um levantamento do nível d'água em Latossolo Vermelho-Amarelo, Marcelino et al. (2005) obtiveram resultados eficientes com a antena de 200 MHz, mesmo após o período de chuva.

De acordo com Doolittle et al. (2007), solos com frações argilosas dominadas por alta CTC da argila (e.g. esmectita e vermiculita) atenuam mais o sinal de GPR do que os solos com baixa CTC da argila e baixa saturação por bases (solos dominados por caulinita, gibbsita e halloysita) e que de acordo com o teor de argila e umidade, a penetração em solos altamente intemperizados de regiões tropicais podem ser maiores. Desta forma, solos com teor de argila maior que 60 % mostraram-se com baixo potencial para o uso do GPR (Doolittle et al. 2007, Tosti et al. 2013, Liu et al. 2016).

As mesmas constatações foram observadas por Cézar et al. (2010a) ao avaliarem os atributos de um Latossolo Vermelho eutroférico sob cultivo de cana-de-açúcar no Paraná. Segundo os autores, pelo fato de o solo estudado ser muito argiloso (681 g kg<sup>-1</sup> e 794 g kg<sup>-1</sup> de argila nos horizontes A e B, respectivamente), houve uma elevada atenuação sobre as ondas eletromagnéticas e assim as investigações com o GPR foram prejudicadas, principalmente na porção mais superficial (0-0,4 m). Deste modo, os autores concluíram, assim como Cezar et al. (2010b), que o georadar é extremamente sensível a variação da umidade.

Para Jarentchuk Junior (2013), o uso do GPR é eficiente para o reconhecimento e determinação da geometria dos volumes pedológicos e continuidades laterais, mas em solos com predomínio de argila e sem significativa mudança textural entre os horizontes, o georadar deve ser usado como um método complementar, aliado a outras técnicas convencionais.

Algumas pesquisas buscam associar o GPR a outras técnicas geofísicas para levantamentos pedológicos, como a sondagem elétrica vertical (SEV). A SEV é um método não destrutivo feito a partir do levantamento de resistividade em interfaces horizontais ou quase horizontais, no qual é possível identificar, por exemplo, descontinuidades verticais e horizontais nas propriedades elétricas do solo e detectar corpos tridimensionais de condutividade anômalas (Kearey et al. 2002).

De acordo com Fabriol et al. (2004), esta técnica se baseia na evidência das variações de resistividade elétrica do subsolo para identificar as diferentes camadas geológicas, considerando que cada material geológico oferece uma resposta diferente à passagem de corrente elétrica. Segundo Banton et al. (1997), a resistividade elétrica no solo é dependente da textura, umidade, composição mineralógica, porosidade, permeabilidade e composição química da água do solo.

Porsani et al. (2004) empregaram o GPR junto com a SEV para delimitar uma pluma de contaminação no sudeste brasileiro, e mostraram que estas técnicas geofísicas quando empregadas juntas trazem bons resultados para interpretação do subsolo

Para Nováková et al. (2013), a partir de um estudo de dois solos tchecos, os dois métodos quando aplicados juntos se mostraram adequados, pois o GPR gerou imagens do perfil do solo e a SEV apresentou melhores imagens em profundidade. Contudo, os autores salientam que ainda é necessário a amostragem clássica do solo, pois a SEV neste estudo não conseguiu distinguir os horizontes.

Em contrapartida, Adelekan et al. (2016), ao estudarem um perfil de solo originário de basalto na Nigéria para adequação de construção, conseguiram a partir da SEV e do GPR diferenciar três a quatro camadas no solo. Desta forma, os dois métodos se mostraram versáteis segundo os pesquisadores.

É importante destacar, como já descrito anteriormente, que os Latossolos Vermelhos apresentam óxidos de ferro em sua composição e entre esses minerais há aqueles com propriedades magnéticas, como a magnetita. Alguns estudos procuraram compreender a influência destes minerais nos dados de GPR, como é o caso de Van Dam et al. (2002).

Segundo Van Dam et al. (2002), os precipitados de óxidos de Fe diminuíram significativamente a velocidade das ondas eletromagnéticas, contudo, a influência não ocorria sobre os componentes – condutividade elétrica ( $\sigma$ ), permissividade dielétrica ( $\epsilon$ ) e permeabilidade magnética ( $\mu$ ) –, e sim nas propriedades dielétricas das amostras. Isso ocorre devido à correlação entre o teor de água e os óxidos de ferro, pois estes minerais possuem grande capacidade específica de retenção de superfície e capilar, influenciando diretamente a permissividade relativa e, conseqüentemente, o sinal GPR (Van Dam et al. 2002).

Portanto, concluem Van Dam et al. (2002), os óxidos de ferro podem exagerar reflexões individuais, causar aumento da atenuação ou complicar configurações de reflexão e interpretação de imagens GPR.

Estudos recentes (Cassidy 2008, Persico & Soldovieri 2008, Cassidy 2009, Persico et al. 2012, Van Dam et al. 2013) corroboram essas constatações sobre o efeito dos óxidos de ferro, principalmente a magnetita, mas ressaltam que são necessários mais ensaios para compreender como o sinal do GPR é atenuado e quais correções matemáticas são necessárias, pois, por exemplo, concentrações moderadas de magnetita podem levar a pontos brilhantes (reflexos de alta amplitude) no radargrama.



## 4. ÁREA DE ESTUDO

### 4.1. Localização

Situada dentro da Fazenda Argentina, no distrito de Barão Geraldo – noroeste do município de Campinas-SP –, a área de estudo está incluída no Polo de Alta Tecnologia de Campinas (CIATEC 2) e é limitada a leste pela Rodovia Gov. Adhemar Pereira de Barros (SP-340), a sul, pela Pontifícia Universidade Católica de Campinas (PUC-Campinas), a oeste, pela Universidade Estadual de Campinas (Unicamp) e a norte, pelo Centro de Pesquisa e Desenvolvimento em Telecomunicações (CPqD) (**Fig.4.1**).

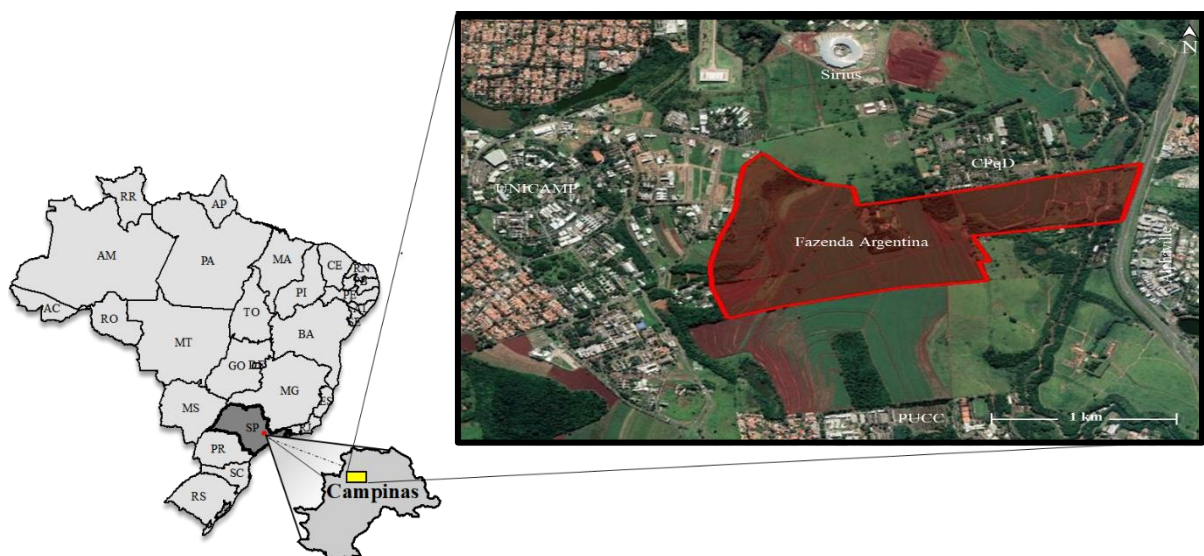


Figura 4.1: Localização do município de Campinas, em São Paulo, e da área de estudo, Fazenda Argentina (polígono vermelho). Recorte de Google Earth.

A Fazenda Argentina possui 1,4 milhões de metros quadrados e, até o início da década de 1990, a única atividade econômica na área era a criação de gado, mas após a morte do proprietário, as terras foram arrendadas para cultivo de cana-de-açúcar da Usina Açucareira Ester S.A., que ainda manteve as atividades pastoris. Após 2008, a fazenda foi comprada por um banco privado (Futada 2007, Torres et al. 2014). Em 2014, foi adquirida pela Universidade Estadual de Campinas por R\$ 157 milhões, correspondendo a 60 % da extensão atual da Unicamp (Unicamp 2018).

### 4.2. Aspectos fisiográficos

A região de Campinas é caracterizada pelo clima tropical de altitude ou subtropical (Cwa – Köppen), com duas estações bem definidas (médias entre 1990 e 2018): verão quente e úmido (25 °C/ 275 mm – janeiro), e inverno frio e seco (20 °C/ 25 mm – agosto) (Vicente 2005, Coelho 2006, CEPAGRI 2019). Com precipitação média de 1400

mm/ano – (CEPAGRI 2019). Segundo Castellano (2010), a região sofre influência da Massa Tropical Atlântica, a qual diminui a umidade relativa do ar e aumenta a temperatura. No entanto, há na região a ação da Frontal Polar, associada a frentes frias (Tavares 1971).

Há dois tipos de vegetação no município: os cerrados e as florestas de planalto – florestas mesófilas semidecíduas (Oliveira 2004). O fragmento da Faz. Argentina também apresenta mata paludícola degradada – associado ao solo hidromórfico (Torres et al. 2006).

Em termos hidrográficos, o município localiza-se regionalmente na Bacia do PCJ (Piracicaba-Capivari-Jundiaí) especificamente na Bacia de Piracicaba, e pelas subdivisões de bacias, a área estudada se insere na bacia hidrográfica do Ribeirão das Anhumas (Yoshinaga-Pereira & Silva 1997, Torres et al. 2014).

A hidrogeologia da região é representada por três sistemas de aquíferos: Cristalino, Diabásio e Tubarão (IG 2009). O sistema aquífero Cristalino é dominado por rochas do embasamento cristalino; o sistema aquífero Diabásio é formado por rochas intrusivas básicas de mesmo evento dos basaltos da Formação Serra Geral e está alojado entre o embasamento e a cobertura sedimentar; o sistema aquífero Tubarão ocorre em sedimentos arenosos do sub-grupo Itararé (Yoshinaga-Pereira 1996, Iritani & Ezaki 2012).

De acordo com Christofolletti & Federici (1971), o município de Campinas é dividido em dois grandes compartimentos geomorfológicos: o Planalto Atlântico, a leste, e a Depressão Periférica, a oeste. A Fazenda Argentina está localizada na Depressão Periférica Paulista, em terrenos colinosos suavemente ondulados, com declividade variando de 2 a 16 % e altimetrias médias entre 600 e 700 m, tornando essa região com as melhores classificações para o uso da terra (Yoshinaga et al. 1995, Adami et al. 2006, Ross & Moroz 2011)

A diferença geomorfológica é reflexo da geologia regional, pois a leste do município e da área de estudo está o embasamento cristalino, com rochas metamórficas Pré-Cambrianas (Proterozóico Médio) de alto a médio grau, representada por gnaisses do Complexo Itapira, e rochas do Proterozóico Superior, composta por granitóides da Suíte Jaguariúna e por granitos do complexo Morungaba e Itu, além dos milonitos, protomilonitos e ultramilonitos do Proterozóico Superior/Cambro-Ordoviciano formados na Zona de Cisalhamento Campinas e Valinhos (NE-SW), e a oeste da área, está a Bacia Sedimentar do Paraná, com rochas sedimentares diversas (arenitos, argilitos, lamitos, ritmitos, diamictitos) do Carbonífero-Permiano pertencentes ao sub-grupo Itararé, as quais são cortadas/intercaladas por diques e soleiras de diabásio do Jurássico-Cretáceo em algumas regiões, além de sedimentos Cenozoicos e aluviões Quaternários (Almeida 1964, Yoshinaga-Pereira 1996, Fernandes & Mello 2004, Yoshinaga-Pereira & Chiarelli 2006, IG 2009).

### 4.3. Geologia local

É possível diferenciar cinco litologias na área de estudo, de acordo com o mapa geológico (Fig. 4.2) elaborado pelo Instituto Geológico de São Paulo (IG 2009). Na porção leste há gnaisses indiferenciados do Complexo Itapira (PMiI), granitóides da Suíte Jaguariúna (PSYjP) e associação faciológica de diamictito, lamito e ritmito do sub-grupo Itararé (CPiD), já a porção oeste é dominada pelo *sill* de diabásio (JK $\beta$ ) da Formação Serra Geral.

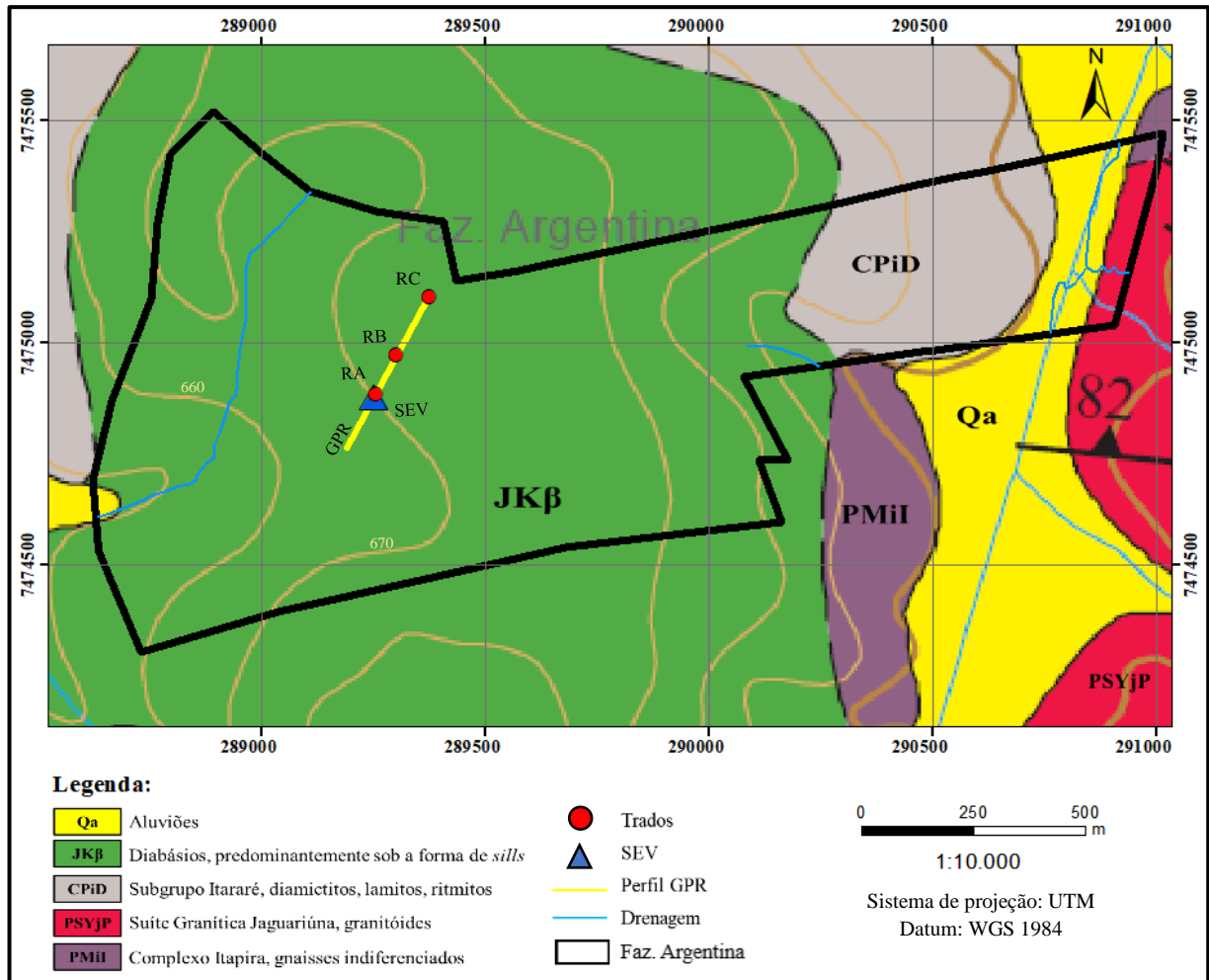


Figura 4.2: Mapa geológico local (Faz. Argentina). Ilustração dos pontos amostrados (trados), da sondagem elétrica vertical (SEV) e do trajeto realizado com o georadar (GPR). Recortado e adaptado de IG (2009).

Os *sills* de diabásio, pertencente à Formação Serra Geral, são comuns no nordeste do estado de São Paulo, notadamente em discontinuidades, por exemplo, marcando contato entre diferentes formações paleozoicas (rochas sedimentares) com o embasamento cristalino, como é o caso da área de estudo. As rochas vulcânicas se espalham por toda a área da Bacia Sedimentar do Paraná, configurando a Província Magmática do Paraná (Faria 2008, Squisato 2008).

São rochas de coloração cinza escura a preta, com granulação fina a muito fina, estrutura maciça e de textura intergranular, subofítica e ofítica (Machado et al. 2005, IG 2009). São compostos principalmente por plagioclásio ripiforme (25-50%), augita (3 a 39%) e pigeonita (0 a 10%), além de Ti-magnetita, ilmenita, olivina e quartzo, e minerais acessórios, como apatita, zircão, badeleíta, esfalerita, pirita e allanita (Melfi 1967, Clemente & Marconi 1994, Machado et al. 2005, Faria 2008, IG 2009).

Em termos geoquímicos, a rocha é de natureza básica, com afinidade toleítica do tipo alto-titânio ( $\text{TiO}_2 \geq 2\%$ ), sendo classificados como do tipo Paranapanema ( $1,7\% < \text{TiO}_2 < 3,2\%$ ;  $200 \text{ ppm} < \text{Sr} < 450 \text{ ppm}$ ) (Machado et al. 2005, Machado et al. 2007). Datações pelo método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  nos *sills* aflorantes da região identificaram idades de  $130.3 \pm 0.1$  e  $131.9 \pm 0.4$  Ma (Ernesto et al. 1999).

Faria (2008) estudou a evolução magmática do *sill* de Limeira-SP e constatou ampla variação composicional, partindo do contato intrusivo sub-horizontal irregular com os arenitos do sub-grupo Itararé, composto por basalto (borda de resfriamento), gradando para basalto amigdaloidal e diabásio, com amígdalas (preenchida por zeólitas, quartzo e carbonato) e rico em ocelos de composição quartzo-feldspática. Em torno de 4-5 metros, a granulação do diabásio passa a aumentar gradativamente até os monzodioritos, e em maiores profundidades (~ 55 m) a rocha torna-se quartzo monzodiorito muito grosso. Além disso, ao longo de todo o *sill* há veios de riolito fino de espessuras variadas (Faria 2008).

No entanto, a mineralogia varia levemente entre afloramentos, como ressalta Melfi (1967), que descreveu na borda norte do *sill* de campinas o intercrescimento intenso de quartzo e feldspato potássico.

De acordo com Bulia & Enzweiler (2013), que estudaram o diabásio na proximidade da área de estudo, o diabásio é maciço, com granulação fanerítica fina e equigranular, de coloração cinza escura e composto principalmente por plagioclásio e augita, além de textura subofítica. A composição elementar do diabásio descrito por Bulia & Enzweiler (2013) é usada neste trabalho e apresentado em Anexo A – Tab. A.1.

#### 4.4. Pedologia local

O mapa pedológico detalhado (1:10.000) da área de estudo (**Fig. 4.3**) foi confeccionado por Alvarenga et al. (2018). É possível diferenciar quatro classes de solos: Gleissolo Háptico Tb Distrófico típico (GXbd) e Eutrófico típico (GXbe), associados aos canais de drenagem, com textura geralmente argilosa e acentuada variação dos seus atributos (químicos, físicos e mineralógicos); Nitossolo Vermelho Eutroférico típico (NVef),

comumente associado a Latossolos e Argissolos, com textura argilosa e estrutura bem desenvolvida (blocos e prismática); Argissolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico (PVAd), com variação textural da superfície (arenoso) a subsuperfície (argiloso), geralmente profundo; Latossolo Vermelho Distroférico típico (LVd) e Eutroférico típico (LVef), acentuadamente drenado, de textura argilosa e profundo (Oliveira 2008, Coelho et al. 2014).

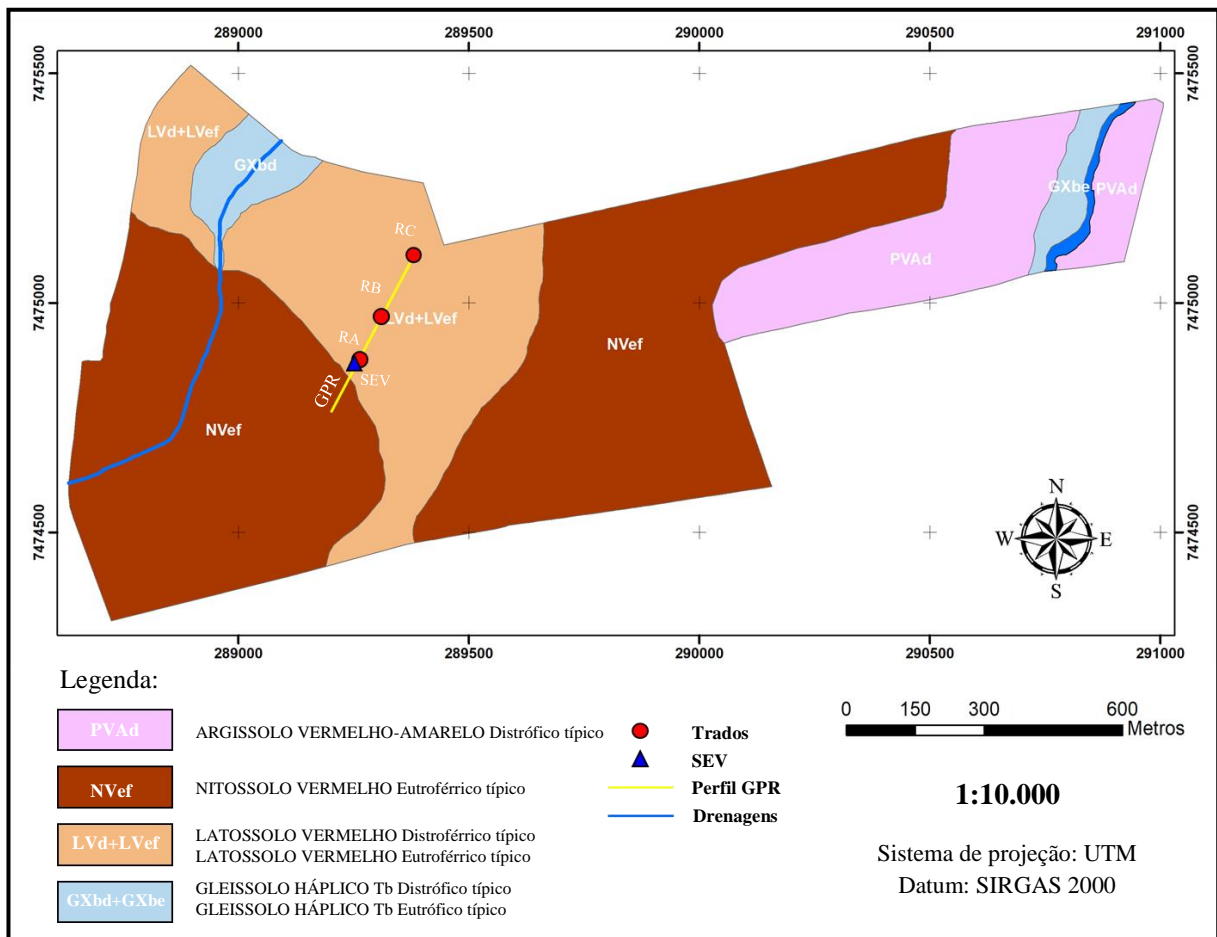


Figura 4.3: Mapa pedológico local (Faz. Argentina). Ilustração dos pontos amostrados (trados), da sondagem elétrica vertical (SEV) e do trajeto realizado com o georadar (GPR). Adaptado de Alvarenga et al. (2018).

Farias (2017) fez descrições em trincheiras (~ 80 cm profundidade) dos solos da Faz. Argentina e concluiu que em termos macromorfológicos os Latossolos apresentavam estruturas em blocos e granulares, nódulos de ferro e pouca variação na textura e na tonalidade de cor (Bruno avermelhado escuro – Vermelho escuro; matiz: 2,5 YR 2,5/4).

De acordo com o mesmo autor, em algumas regiões o Latossolo Vermelho possui caráter distrófico, com baixa saturação por base ( $V < 50\%$ ) e em outras, caráter eutrófico ( $V > 50\%$ ). O  $\text{pH}_{(\text{H}_2\text{O})}$  do solo variou entre 5,5 e 6 em superfície, mas com tendência a aumentar em profundidade. A densidade aparente é  $1,1 \text{ g/cm}^3$  e a densidade real,  $2,9 \text{ g/cm}^3$ . A CTC no horizonte A estava em torno de  $6,4 \text{ cmol kg}^{-1}$ , mas diminuiu em profundidade (Farias 2017).

## 5. MATERIAIS E MÉTODOS

### 5.1. Etapa de campo

O trabalho de campo ocorreu entre os dias 2 e 4 de abril de 2018. Foram tradados, até a rocha fresca, três perfis de Latossolo Vermelho, nomeados como: RA, RB e RC. Ao lado do perfil RA, foi levantado o perfil geoeletrico SEV. Em um trajeto de 420 m englobando todos perfis foi realizado o levantamento geoeletrico com o GPR. A Tabela 5.1 reúne as profundidades e altitudes dos perfis, assim como as suas coordenadas e do trajeto GPR.

Devido à ausência de afloramentos na área de estudo, foram usados os resultados geoquímicos de diabásio (Tab. A.1 – Anexo A) descritos por Bulia & Enzweiler (2013), cuja coordenadas são: 286657 mE/ 7474870 mS.

Tabela 5.1: Coordenadas, altitudes e profundidades dos perfis tradados (RA, RB e RC) e do perfil SEV. Coordenadas do trajeto realizado com o GPR.

Perfil		Coordenadas		Altitude (m)	Prof. (m)	Trajeto GPR	Coordenadas	
		m E	m S				m E	m S
Trados	RA	289255	7474884	667	8,5		Início do perfil	
	RB	289300	7474973	670	6,0		289174	7474734
	RC	289374	7475493	668	9,5		Final do perfil	
SEV	289251	7474879	667	80	289368		7475098	

#### 5.1.1. Amostragem de solo

Com o auxílio do trado manual extensível (tipo holandês), foram coletadas amostras deformadas de solo – a cada 10 cm de prof. – até atingir a rocha fresca. Uma alíquota foi armazenada no pedocomparador (**Fig. 5.1**), enquanto outra alíquota foi armazenada em sacos plásticos limpos. O saco era fechado a cada 50 cm de solo tradado. As amostras ensacadas foram nomeadas de acordo com o perfil e profundidade (e.g. RA\_0-0,5).



Figura 5.1: Pedocomparador – amostras coletadas a cada 10 cm de solo tradado. Ilustração do perfil RB completo e do perfil RC (até 4,1 m de profundidade).

### 5.1.2. Sondagem Elétrica Vertical (SEV)

A SEV consiste em enviar corrente elétrica no subsolo por um par de eletrodos fixados no solo e medir a diferença de potencial via outro par de eletrodos. Com os valores de corrente e voltagem, é possível definir a resistividade dos materiais (Golle & Cote 2017).

Neste trabalho, foi empregado o arranjo SEV de Schlumberger (**Fig. 5.2**). Neste arranjo, os pares de eletrodos são dispostos linearmente, com os eletrodos de corrente (AB) e de potencial (MN) mantidos a uma mesma separação relativa. Todo o arranjo é expandido ao redor de um ponto fixo central para análises em maiores profundidades, pois quanto maior foi o distanciamento entre os eletrodos, maior será a profundidade de penetração da corrente elétrica (Kearey et al. 2002, Lowrie 2007).

A abertura máxima foi de 150 m para cada lado, atingindo 80 m de prof. As distâncias AB variaram de 1,5 m até 150 m, e as distâncias MN, de 0,5 m até 10 m. Foram realizadas 30 medidas de prof. progressivamente crescentes, o que gerou um gráfico bi-logaritmico de resistividade pela metade da distância AB ( $\rho$  vs AB/2) (Fig. B.1 – Anexo B).

Com software *IPI2win*, os resultados obtidos e a curva de campo podem ser processados a fim de se criar modelos teóricos que revelem distribuições de camadas em subsuperfície. As camadas podem ser comparadas a possíveis horizontes de solo por meio da resistividade aparente dos materiais.

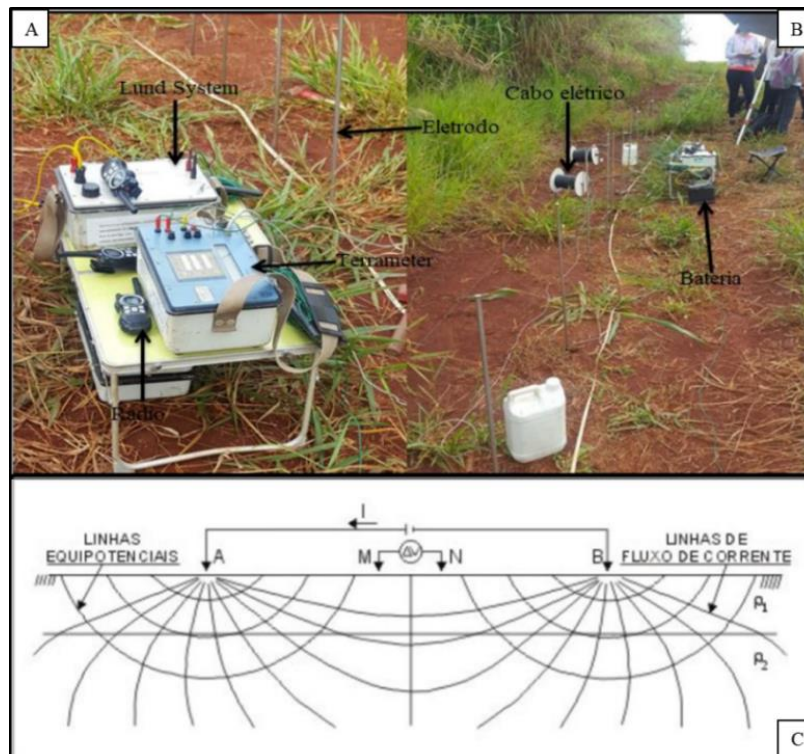


Figura 5.2: A/B – Dispositivos em campo. C – Arranjo Elétrico de Schlumberger (Telford et al. 1990).

### 5.1.3. Ground Penetration Radar (GPR)

O GPR é constituído por um gerador que emite pulsos de energia eletromagnética para o subsolo por meio de uma antena emissora (Tx). Ao penetrar o subsolo, o sinal sofre refração e reflexão quando atinge descontinuidades (Daniels 1996). A energia eletromagnética é então refletida e depois captada por uma antena receptora (Rx) (**Fig. 5.3**), sendo registrada em função do tempo de percurso.

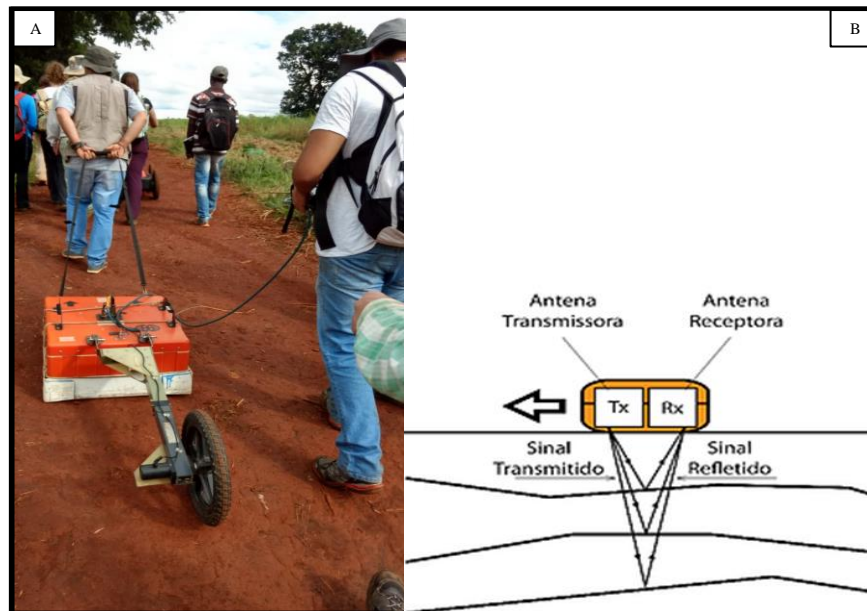


Figura 5.3: A – Coleta de dados com o GPR. B – Esquema de funcionamento do GPR (Daniels 1996).

O levantamento foi realizado com o GPR SIR<sup>®</sup> 4000 da empresa GSSI, disponibilizado pelo IAG – USP. À coleta de dados precedeu a montagem e calibração do odômetro para 10 m. A constante dielétrica foi definida em 15 (adimensional), valor típico de solos argilosos derivados de basaltos – após o processamento definiu-se a constante dielétrica como 2,49, conforme descreve Porsani (1999) para solos argilosos secos.

A coleta de dados foi feita com a antena blindada (evita interferências do meio urbano) com frequência de pico de 200 MHz. O trajeto foi realizado em 420 metros, com espaçamento de 10 metros e janela temporal de 190 ms. Após a coleta, os dados foram processados em laboratório com o software RADAN 7<sup>®</sup>, GSSI.

As etapas realizadas no laboratório foram a definição da tabela de cor do radargrama, a compressão da imagem e a aplicação de filtros para eliminar ruídos. O procedimento realizado seguiu a ordem:

- Carregar os dados coletados;
- Potencializar e comprimir a imagem (4x);



- Aplicar a função ‘Time Zero’ (torna a superfície equivalente ao tempo zero);
- Aplicar a função ‘Ganho linear’ (realça as amplitudes correspondentes aos refletores);
- Aplicar o filtro ‘Low pass, 210’ (elimina todo sinal superior a 210 MHz);
- Aplicar o filtro ‘High pass, 65’ (elimina todo sinal abaixo de 65 MHz);
- Aplicar a função ‘FIR Horizontal type stacking’;
- Aplicar o filtro ‘Background Removal’;
- Aplicar ‘migration’ (determina a profundidade do refletor). De acordo com Yilmaz (1987), após aplicar o método de migração, os dados registrados e processados no domínio (x,t) são transferidos para o domínio (x,z).

## 5.2. Etapa de laboratório

### 5.2.1. Preparação das amostras

Após a coleta, as amostras de solo foram devidamente identificadas. As amostras de solo foram preparadas para posterior análise conforme as recomendações do Manual de Métodos de Análise de Solo (Teixeira et al. 2017). Desta forma, foram secas em estufa a 50 °C durante 24 h, e, posteriormente, desfragmentadas com bastão de nylon e armazenadas em sacos *zip-look*.

Na preparação, as amostras foram homogeneizadas e quarteadas manualmente. Uma alíquota foi separada para moagem e outra para análise posterior. Para o processo de moagem, foram pesados entre 120-140 g de solo e colocados em potes de ágata. Neste trabalho, foi utilizado o moinho planetário/bolas, com frequência de 240 rpm durante 15 minutos, atingindo granulometria inferior a 75 µm.

As sub-amostras produzidas foram utilizadas para a análises multielementares pelos métodos de fluorescência de raios-X (FRX) e espectrometria de massas por plasma acoplado indutivamente (ICP-MS), além da análise mineralógica pelo método de difratometria de Raio-X (DRX – amostra total), análise de mercúrio pelo método de espectrometria de absorção atômica (TDZ-AAS).

Com a alíquota restante não moída, foi determinado a granulometria pelo analisador de partículas Cilas 1090L, o pH e foi caracterizado a fração magnética pelo microscópio eletrônico de varredura (MEV).

### 5.2.2. Fluorescência de Raio-X (FRX)

A espectrometria de fluorescência de raios-X é uma técnica de amplo uso na determinação de elementos maiores, menores e traços em amostras geológicas, devido à facilidade na preparação das amostras e a boa precisão instrumental (Vendemiatto & Enzweiler 2003). Com o objetivo de se determinar os elementos maiores e menores, conforme Vendemiatto & Enzweiler (2001), fez-se discos de vidro com as amostras previamente moídas, no entanto, antes do preparo, as amostras foram secas a 110 °C durante 24 h e calcinadas na mufla a 1000 °C por 1 h para determinação de perda ao fogo.

Os discos de vidro foram confeccionados a partir da proporção 6:1, ou seja, 6 g de fundente 50/50 (50 % tetraborato de lítio e 50 % de metaborato de lítio) e 1 g de amostra de solo. Além disso, foram usados 1 g de nitrato de sódio e, após a homogeneização, foram adicionadas 4 gotas de iodeto de lítio (desmoldante), esta mistura é feita manualmente em cadinho de platina (Pt com 5 % de Au), que junto com o molde do mesmo material são colocados no equipamento de fusão Fluxy 300 (Claisse, Canadá). É importante frisar que foi necessário refundir todos os discos, pois estilhaçaram na primeira fusão.

A técnica de análise via FRX consiste em atingir o disco com radiação eletromagnética de elevada energia (raios-X ou raios gama) e assim gerar transições eletrônicas nas camadas internas (K, L, M) dos átomos, emitindo raios X (fluorescentes ou secundários) correspondentes às diferenças de energia dos sub-níveis envolvidos, que serão detectados. O espectro medido, então, é analisado de modo a separar os diferentes elementos por meio de seu comprimento de onda ou de sua energia (Jenkins 1999, Van Grieken & Markowicz 2002).

As medidas foram realizadas com o espectrômetro de fluorescência Philips, PW 2404 (Holanda) e para o controle de qualidade dos resultados, foram realizadas análises dos materiais de referência: BRP-1 (basalto Ribeirão Preto) e GSS-7 (solos, IGGE, China).

### 5.2.3. Espectrometria de massas por plasma acoplado indutivamente (ICP-MS)

A determinação dos elementos traço foi realizada com a técnica de espectrometria de massas por plasma indutivamente acoplado (ICP-MS), no equipamento ICP-MS X Series II (Thermo) equipado com CCT (Collision Cell Technology). Com o material moído do ponto RA – até a profundidade de 6,5 metros (RA\_6-6,5) –, porções-teste (100 mg) foram dissolvidas em uma mistura (1:1:1) de ácidos nítrico, fluorídrico e clorídrico (purificados por sub-ebulição) pelo forno de micro-ondas.

O princípio básico do ICP-MS é a diferenciação elementar com base na massa atômica e sua carga ( $m/z$ ). Como a espectrometria de massas não consegue diferenciar entre átomos neutros, estes devem primeiro ser ionizados para formar partículas positivamente carregadas, este processo de ionização é realizado com um plasma. No espectrômetro de massas, os íons são separados baseados na relação massa/carga com um quadrupolo e então quantificados (Thomas 2008, Linge & Jarvis 2009).

Para a certificação dos resultados, foram analisados os brancos e os materiais de referência: BRP-1 (basalto Ribeirão Preto) e GSS-7 (solos, IGGE, China).

#### 5.2.4. Difratometria de Raio-X (DRX)

Por DRX se determinou a mineralogia do solo, pelo método do pó em amostra total. Uma análise em paralelo sobre a fração magnética foi realizada, para tal, o solo não moído ficou em solução com dispersante (hexametáfosfato de sódio 4 %) durante 24 h. Com o auxílio de um ímã, o material magnético foi separado e moído ( $< 75 \mu\text{m}$ ).

As análises foram feitas no difratômetro Bruker 2D Phaser, de tubo de filamento de tungstênio com ânodo de Cu, pelo método de pó. O ângulo ( $2\theta$ ) de varredura variou no intervalo de  $4^\circ$  a  $75^\circ$  com o amostrador em rotação e as medidas realizadas a cada 6 segundos com variação de  $0,2^\circ$ .

Este método consiste na determinação da estrutura cristalina do material por meio dos padrões relacionados a difração dos feixes de raios-x que incidiram no cristal e interagiram com os átomos presentes na estrutura, determinando assim os espaços interplanares e as unidades de célula (Albers et al. 2002, Waseda et al. 2011). As distâncias interplanares, bem como a densidade de elétrons em cada plano cristalino, são específicas de cada substância, conhecido como padrão difratométrico.

Dessa forma, os picos mais intensos do padrão de difração de cada amostra (difratogramas) foram comparados com os padrões de referências provenientes de bancos de dados (International Committee for Diffraction Data – ICDD), por meio do software X'Pert HighScore Plus, a fim de se identificar as substâncias cristalinas que compõem cada amostra.

Para a análise da fração magnética, foram formadas duas sub-amostras do perfil RA, denominadas como RA\_1 e RA\_2. A sub-amostra RA\_1 é referente ao material da superfície, com um conjunto de amostras das profundidades de 1-1,5 m, 3,5-4 m e 4,5-5 m. A sub-amostra RA\_2, é referente ao material da base do perfil, com as amostras coletadas a 6,5-7 m e 7,5-8 m de profundidade.

### 5.2.5. Espectrometria de absorção atômica (TDZ-AAS)

A concentração de mercúrio no solo foi determinada por espectrometria de absorção atômica, com decomposição térmica e correção de background por efeito *Zeeman* (TDZ-ASS), no analisador de mercúrio LUMEX RA-915M + PYRO-915 (Lumex Instruments, Saint Petersburg, Rússia – **Fig. 5.4A**). Os resultados foram obtidos com o auxílio do software RAPID.

As análises foram realizadas sobre as amostras moídas em alíquotas de 80-100 mg, colocadas em celas de quartzo (**Fig. 5.4B**). Para o controle de qualidade, foram feitas análises em duplicata e de materiais de referência: GSS-1 e GSS-7 (solos, IGGE, China).

O método AAS utiliza da quantidade de luz (fótons) absorvida por determinado tipo de átomos isolados para quantificar concentração destes em uma amostra. Os requisitos necessários são uma fonte de luz (uma lâmpada especial) que fornecerá o espectro de emissão do elemento que será determinado (253,7 nm para o Hg), este espectro é direcionado ao vapor produzido pela pirólise (800 °C) da amostra. O vapor contém átomos neutros isolados (estado fundamental) que irão absorver parte da luz emitida pela lâmpada, assim, a fração de luz absorvida é detectada e associada com a quantidade de átomos do elemento na amostra, seguindo a Lei de Lambert-Beer (Ebdon et al. 1998, Welz & Vale 2005).

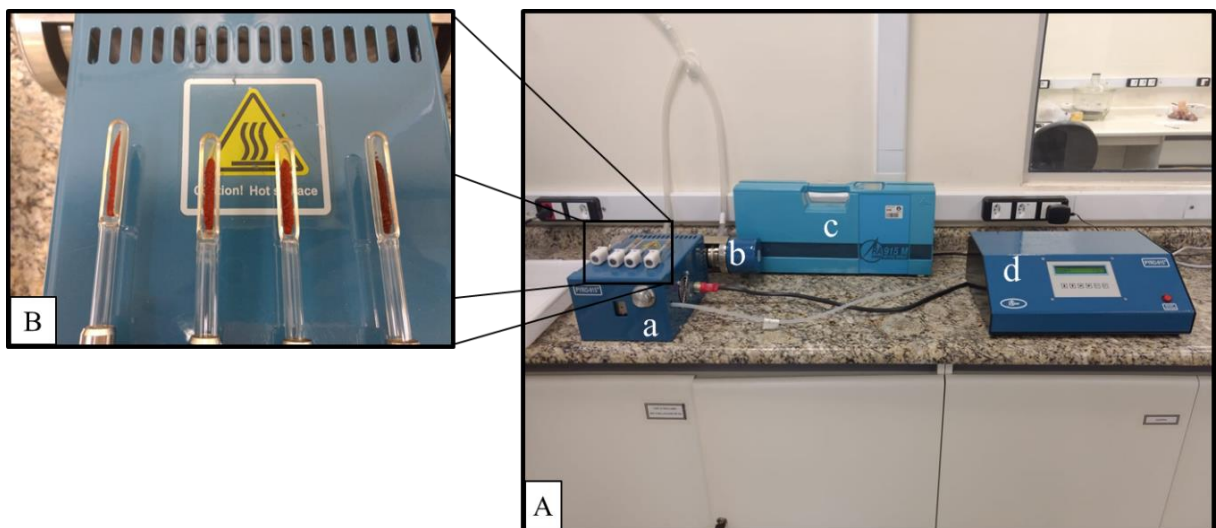


Figura 5.4: A – Esquematização do analisador de mercúrio: (a) Câmara térmica; (b) Unidade óptica externa; (c): Analisador de mercúrio RA-915M; (d): Fonte de energia e unidade de bombeamento. B – Celas de quartzo com amostras de solo.

### 5.2.6. Microscópio eletrônico de varredura (MEV)

Com o intuito de caracterizar a fração magnética do solo, fez-se o uso do microscópio eletrônico de varredura (MEV) LEO 430i, fabricado pela Companhia Zeiss. Acoplado a ele há um espectrômetro de energia dispersiva (EDS) da Oxford Instruments para análises semi-quantitativas. Calibrado com os seguintes parâmetros: energia do feixe de

elétrons de 20 kV, corrente do feixe entre 500 pA (imagens) e 6000 pA (microanálise) e distância de trabalho de 19 mm.

Os *mounts* foram feitos a partir da amostra não moída do perfil RA, nas profundidades: 1-1,5 m, 3,5-4 m, 4,5-5 m, 6,5-7 m, 7,5-8 m. Para tal, uma alíquota foi separada em fração fina (< 0,5 mm) e grossa (> 0,5 mm), com auxílio de uma peneira de nylon, após o solo ficar 24 h com defloculante (hexametáfosfato de sódio 4 %). A separação magnética foi realizada com um imã.

Com o auxílio da lupa e pinça, os grãos foram individualizados e colocados no molde (**Fig. 5.5A**), o qual foi preenchido com resina (mistura de araldite e aradur). Após ficar 24 h na estufa a 60 °C, os moldes foram polidos com lixas e pastas diamantadas (**Fig. 5.5B**).

Os *mounts* prontos foram recobertos por uma fina camada de grafite (metalizado com carbono) para prevenir a acumulações de campos elétricos e melhorar o contraste, mesmo que a amostra seja condutora, evitando assim que os elétrons incidentes do MEV se dispersassem.

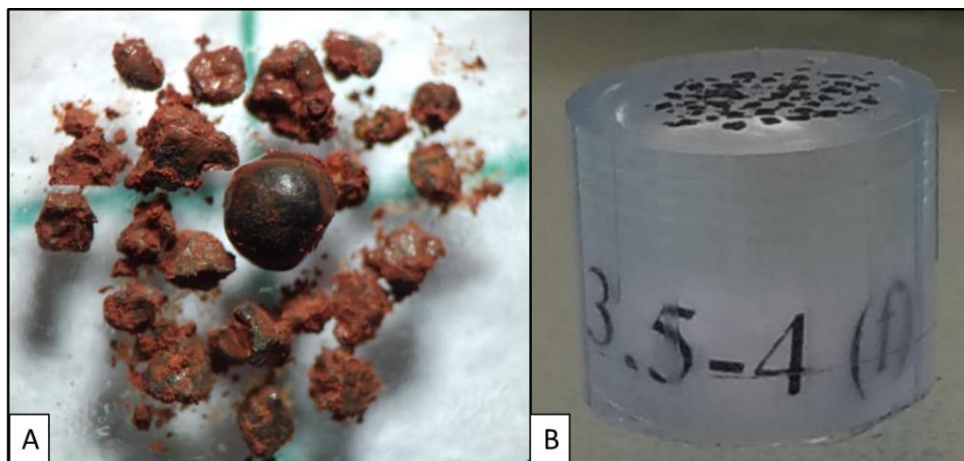


Figura 5.5: A – Minerais magnéticos individualizados da fração grossa da amostra RA\_1-1,5. B – Mount da fração fina da amostra RA\_3,5-4.

De modo geral, o MEV faz análise microestrutural e semi-quantitativa de materiais sólidos, utilizando feixes de elétrons irradiados que interagem com a superfície da amostra e produz a emissão de uma série de radiações, como raios-X, elétrons secundários, elétrons retroespalhados, elétrons Auger e outras.

A interação do feixe com a amostra produz elétrons e fótons que são captados pelos detectores e convertidos em sinal de vídeo. O detector de elétrons secundários é responsável pela geração do sinal de vídeo, já o detector de elétrons retroespalhados produz informações a respeito da composição e topografia da amostra (Maliska 2005, Dedavid et al. 2007).

### 5.2.7. Análise granulométrica

A determinação das dimensões das partículas do solo foi realizada com o equipamento Particle Size Analyzer CILAS 1090 L. Para a análise granulométrica, foram pesadas duplicatas com 0,6 g de solo não moído. As sub-amostras foram deixadas durante 24 h com agente dispersante (hexametáfosfato de sódio 4 %) em um agitador magnético.

O equipamento permite analisar partículas com diâmetros entre 0,04 e 500 micras (Argila-Areia fina). Deste modo, foi necessário o peneiramento úmido das sub-amostras – peneiras de nylon de 500 micrômetros. Os grãos maiores de 500  $\mu\text{m}$  também foram armazenados e descritos quanto a sua forma com auxílio da lupa.

A técnica se baseia na análise multi-ângulo por difração a laser, em que o sensor calcula o desvio do laser quando passa uma partícula, sendo o desvio proporcional ao diâmetro das partículas. A leitura da amostra (difração de laser) foi realizada sob circulação e agitação mecânica, com aquisições de aproximadamente 8.000 medidas das proporções granulométricas (% em volume), cujos resultados são uma média destas medidas. A obscuração de trabalho sempre se situou entre 5 e 30 %. O padrão interno P3 ACIL foi usado como controle de qualidade das medidas.

A distribuição granulométrica foi determinada de acordo com a escala proposta por Santos et al. (2005): argila ( $\leq 0,002$  mm), silte ( $0,002 - < 0,05$  mm), areia fina ( $0,05 - < 0,2$  mm) e areia grossa ( $0,2 - < 2$  mm).

### 5.2.8. Descrição macromorfológica

As descrições macromorfológicas foram feitas com as amostras deformadas coletadas a cada 10 cm de profundidade dos três perfis, desde a superfície até a rocha fresca. Os parâmetros qualitativos do solo – Cor, Textura e Consistência Seca – foram descritos conforme Santos et al. (2005).

Contudo, Santos et al. (2005) ressaltam que a caracterização morfológica é muito prejudicada quando feita em amostras de solo obtidas por meio de tradagem, pois o trado pode alterar as características do solo. Desta forma, as descrições devem ser analisadas com parcimônia e tanto a estrutura quanto a cerosidade do solo não foram caracterizados.

A classificação das cores é padronizada conforme o Sistema Munsell de Cores, contemplando a intensidade de três componentes da cor: Matiz, Valor e Cromo, conforme especificado na Munsell Soil Color Chart. A Matiz remete ao espectro dominante, ou seja, vermelho (R), azul (B), verde (G), amarelo (Y) e púrpura (P). O Valor é referente a tonalidade

da cor, variando entre 0 (preto absoluto) e 10 (branco absoluto). O Cromo diz respeito a saturação da cor, variando de 0 a 10 (cores neutras a acinzentadas).

A textura é relativa às frações granulométricas dos grãos que compõe o solo (areia, silte e argila), determinadas pelo tato com amostras umedecidas. É necessário formar com as mãos uma amostra homogênea de solo úmido (sem excesso de água). A sensação do material passado entre o dedo polegar e indicador pode dar a sensação de aspereza, sedosidade e pegajosidade, as quais estão relacionadas com a proporções de areia, silte e argila, respectivamente.

A consistência designa a manifestação das forças físicas de coesão entre partículas, além da adesão de partículas de outros materiais. conforme o grau de umidade ao qual o solo é submetido. As análises são realizadas em três condições de umidade: seco, úmido e molhado.

Neste trabalho, fez-se apenas a consistência do solo seco, a qual é caracterizada pela dureza verificada ao se comprimir um torrão de solo entre o polegar e indicador. São classificadas como: solta, macia, ligeiramente dura, dura, muito dura, extremamente dura.

#### 5.2.9. $\text{pH}_{(\text{H}_2\text{O})}$

O  $\text{pH}_{(\text{H}_2\text{O})}$  foi medido com potenciômetro Orion Star A216 da Thermo, previamente calibrado com soluções padrão de pH (4, 7 e 10).

Para tal, seguiu a proporção 1:2,5, ou seja, uma porção de 10 g de solo foi pesada e armazenada em tubo Falcon, nos quais foram adicionados 25 ml de água destilada. Os tubos foram agitados e deixados em repouso por 1 h. Após esse período, as amostras foram ligeiramente agitadas e as leituras foram efetuadas.

A EMBRAPA (2018) classifica as classes de solo em relação ao pH da seguinte forma: extremamente ácido (< 4,3), fortemente ácido (4,3 – 5,3), moderadamente ácido (5,4 – 6,5), praticamente neutro (6,6 – 7,3), moderadamente alcalino (7,4 – 8,3), fortemente alcalino (> 8,3).

## 6. RESULTADOS

### 6.1. Controle de qualidade

A fim de certificar a confiabilidade dos resultados obtidos neste trabalho, fez-se análises em duplicata e de materiais de referência certificados. Os dados estão expostos e avaliados nos sub-itens seguintes.

#### 6.1.1.FRX

O controle de qualidade sobre resultados dos elementos maiores e menores foi realizado pela análise paralela de materiais de referência (BRP-1, basalto Ribeirão Preto e GSS-7, solos, IGGE, China). As incertezas de valores expressam a exatidão dos resultados e foram estimadas pela combinação de dados de precisão e de veracidade.

Os dados de precisão provêm de análises de duplicatas de amostras reais e os de veracidade de resultados do laboratório em dez rodadas do teste de proficiência GeoPT™ da *International Association of Geoanalysts* (IAG). O método de cálculo das incertezas encontra-se em Enzweiler & Vendemiatto (2013).

As incertezas de medição têm relação inversa com a concentração, em que seus valores para óxidos de elementos maiores e menores variam de 1,5 % (SiO<sub>2</sub>) a 7 % (P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>), todos com intervalo de confiança de 95 %.

#### 6.1.2.ICP-MS

As incertezas expandidas (U) para um intervalo de 95 % de confiança são apresentadas na tabela abaixo (**Tab.6.1**). Os valores de U foram estimados a partir de dados históricos de CQ (Magnusson et al. 2008) pela combinação das incertezas de tendência (obtidas com resultados de 12 rodadas do Teste de Proficiência GeoPT) e as incertezas-padrão relativas (calculadas com um conjunto de resultados de duplicatas de amostras).

Tabela 6.1: Incertezas expandidas (U) das análises por ICP-MS.

Mensurando	U (incerteza expandida ao intervalo de confiança de 95 %)
Ba, Cs, Dy, Ga, La, Nd, Sr, V, Yb, Zn	± 8-10 %
Ce, Co, Cr, Cu, Er, Eu, Gd, Hf, Ho, Li, Nb, Ni, Pb, Pr, Sc, Sm,	± 11-15 %
Rb, Th, U	± 16-20 %
Be, Bi, Cd, Mo, Sb,	> 20 %



Para a certificação dos resultados dos elementos traço, foram analisados os brancos e os materiais de referência: BRP-1 (basalto Ribeirão Preto) e GSS-7 (solos, IGGE, China). Os valores obtidos, assim como os valores certificados e as incertezas, estão reunidos na Tabela 6.2, a exceção dos ETRs, reunidos na Tabela 6.3. Variações de  $\pm 20\%$  além do intervalo de incerteza foram aceitos.

Tabela 6.2: Resultados obtidos em  $\mu\text{g g}^{-1}$  para o branco e os materiais de referência GSS-7 e BRP-1.

Elemento $\mu\text{g g}^{-1}$	GSS-7		BRP-1		BRANCO
	Medido	<i>Certificado</i>	Medido	<i>Certificado</i>	
<b>Li</b>	21,70	21,60 $\pm$ 1,40	6,79	7,10 $\pm$ 0,30	0,062
<b>Be</b>	2,17	-	1,50	1,80 $\pm$ 0,10	0,003
<b>Sc</b>	26,20	26,50 $\pm$ 0,10	26,80	28,50 $\pm$ 0,80	<LD
<b>V</b>	266	258 $\pm$ 3	439	391 $\pm$ 7	0,047
<b>Cr</b>	445	419 $\pm$ 2	13,60	12,40 $\pm$ 1	0,124
<b>Co</b>	105	93,30 $\pm$ 0,30	40,5	37,50 $\pm$ 1,40	<LD
<b>Ni</b>	289	268 $\pm$ 2	21,80	23,40 $\pm$ 0,90	0,453
<b>Cu</b>	96,20	93,30 $\pm$ 1,10	155	160 $\pm$ 3	<LD
<b>Zn</b>	146	147 $\pm$ 5	138	142 $\pm$ 2	<LD
<b>Ga</b>	40,60	41,90 $\pm$ 0,50	25,50	24,80 $\pm$ 0,60	0,003
<b>Rb</b>	14,00	14,40 $\pm$ 1,10	36,50	35,40 $\pm$ 1	0,290
<b>Sr</b>	25,50	29,60 $\pm$ 2,50	503	492 $\pm$ 6	0,031
<b>Y</b>	23,30	28,80 $\pm$ 0,80	39,60	42 $\pm$ 1	0,035
<b>Zr</b>	294	309 $\pm$ 9	312	310 $\pm$ 5	0,155
<b>Nb</b>	64,30	67,40 $\pm$ 0,60	28,70	29,10 $\pm$ 0,9	0,071
<b>Mo</b>	3,38	2,95 $\pm$ 0,19	1,46	1,50 $\pm$ 0,10	0,055
<b>Cd</b>	0,35	-	0,45	0,20 $\pm$ 0,10	<LD
<b>Sb</b>	0,43	-	0,02	0,06 $\pm$ 0,01	0,029
<b>Cs</b>	2,28	2,61 $\pm$ 0,09	0,35	0,37 $\pm$ 0,02	0,004
<b>Ba</b>	180	191 $\pm$ 7	574	555 $\pm$ 574	0,169
<b>Hf</b>	7,28	7,35 $\pm$ 0,56	8,55	8 $\pm$ 0,20	0,017
<b>Ta</b>	3,82	3,84 $\pm$ 0,08	1,85	1,96 $\pm$ 0,08	0,022
<b>Pb</b>	12,80	12,60 $\pm$ 0,40	5,51	5,50 $\pm$ 0,30	0,010
<b>Bi</b>	0,19	-	0,02	-	0,018
<b>Th</b>	8,76	9,28 $\pm$ 0,24	4,02	3,97 $\pm$ 0,10	0,042
<b>U</b>	2,22	2,07 $\pm$ 0,02	0,86	0,82 $\pm$ 0,03	0,025

Os valores medidos do material de referência GSS-7 apresentam os elementos Li, Zn, Rb, Ce, Dy, Er, Hf, Ta e Pb dentro da faixa de incerteza, já os outros elementos variaram na faixa de  $\pm 15\%$  em relação ao extremo da incerteza. Já para o BRP-1, os elementos estão

na faixa de incerteza ou até  $\pm 15\%$  em relação ao seu extremo, com exceção do Cd e Sb, cujos valores diferem em aproximadamente 50 % dos valores certificados.

Tabela 6.3: Resultados obtidos em  $\mu\text{g g}^{-1}$  dos ETRs para o branco e os materiais de referência GSS-7 e BRP-1.

ETR	GSS-7		BRP-1		BRANCO
	Medido	<i>Certificado</i>	Medido	<i>Certificado</i>	
<b>La</b>	42,70	$46,10 \pm 0,9$	41,70	$42,60 \pm 1$	0,051
<b>Ce</b>	104	$104 \pm 1$	94,20	$93,30 \pm 1,20$	0,087
<b>Pr</b>	10,80	$11,40 \pm 0,20$	12,40	$12,30 \pm 0,20$	0,023
<b>Nd</b>	43,70	$44,80 \pm 1$	52,10	$51,90 \pm 0,90$	0,044
<b>Sm</b>	9,88	$10,30 \pm 0,10$	11,30	$11,20 \pm 0,20$	0,032
<b>Eu</b>	3,36	$3,41 \pm 0,04$	3,54	$3,42 \pm 0,08$	0,013
<b>Gd</b>	9,56	$9,25 \pm 0,12$	11,10	$10,40 \pm 0,30$	0,029
<b>Tb</b>	1,28	$1,35 \pm 0,01$	1,63	$1,52 \pm 0,05$	0,014
<b>Dy</b>	6,27	$6,37 \pm 0,21$	8,87	$8,50 \pm 0,30$	0,014
<b>Ho</b>	1,00	$1,11 \pm 0,03$	1,59	$1,62 \pm 0,06$	0,007
<b>Er</b>	2,59	$2,57 \pm 0,10$	4,42	$4,20 \pm 0,10$	0,009
<b>Tm</b>	0,33	$0,38 \pm 0,02$	0,59	$0,57 \pm 0,02$	0,011
<b>Yb</b>	1,95	$2,22 \pm 0,04$	3,66	$3,48 \pm 0,09$	0,007
<b>Lu</b>	0,27	$0,32 \pm 0,01$	0,51	$0,50 \pm 0,02$	0,008

A contribuição total do branco na análise esteve abaixo de 1 % na maioria dos valores obtidos, quando comparado com a média. Contudo, os elementos Mo, Tb, Tm, Lu, Ta e U obtiveram contribuição no intervalo de 1-4 % e os elementos Bi, Sb e Rb apresentaram valores mais elevados, 9,3 %, 9,5 % e 23,8 %, respectivamente (**Tab. 6.4**).

Tabela 6.4: Proporção relativa média (n = 13) do branco (%) em relação aos valores obtidos dos elementos analisados (não estão apresentados os constituintes com resultado abaixo do limite de detecção).

<b>Li</b>	0,5 %	<b>Sr</b>	0,4 %	<b>Ba</b>	0,7 %	<b>Gd</b>	0,6 %	<b>Lu</b>	2,7 %
<b>Be</b>	0,4 %	<b>Y</b>	0,2 %	<b>La</b>	0,2 %	<b>Tb</b>	2,0 %	<b>Hf</b>	0,2 %
<b>V</b>	0,0 %	<b>Zr</b>	0,1 %	<b>Ce</b>	0,1 %	<b>Dy</b>	0,4 %	<b>Ta</b>	1,1 %
<b>Cr</b>	0,1 %	<b>Nb</b>	0,2 %	<b>Pr</b>	0,4 %	<b>Ho</b>	1,0 %	<b>Pb</b>	0,1 %
<b>Ni</b>	0,5 %	<b>Mo</b>	3,0 %	<b>Nd</b>	0,2 %	<b>Er</b>	0,4 %	<b>Bi</b>	9,3 %
<b>Ga</b>	0,0 %	<b>Sb</b>	9,5 %	<b>Sm</b>	0,6 %	<b>Tm</b>	3,7 %	<b>Th</b>	0,5 %
<b>Rb</b>	23,8 %	<b>Cs</b>	0,8 %	<b>Eu</b>	0,9 %	<b>Yb</b>	0,4 %	<b>U</b>	1,1 %

Os resultados da duplicata mostraram que todos, a exceção do Be, apresentaram valores maiores na duplicata (**Tab. 6.5**), com medidas variando até 10 % para a maioria dos elementos. Destacam-se os valores elevados do La (10,7 %), Cs (12,3 %), Rb (13,1 %), Th (15,4 %), Cd (16,2 %), Ce (20 %), Sc (20,3 %), Ba (26,4 %) e Sr (33,3 %).

Tabela 6.5: Diferença percentual (%) entre as amostras da duplicata (RA\_6-6,5).

<b>Li</b>	8,2 %	<b>Zn</b>	1,8 %	<b>Cd</b>	16,2 %	<b>Sm</b>	7,2 %	<b>Yb</b>	6,3 %
<b>Be</b>	-7,8 %	<b>Ga</b>	2,8 %	<b>Sb</b>	1,3 %	<b>Eu</b>	6,6 %	<b>Lu</b>	3,4 %
<b>Sc</b>	20,3 %	<b>Rb</b>	13,1 %	<b>Cs</b>	12,3 %	<b>Gd</b>	6,6 %	<b>Hf</b>	2,7 %
<b>V</b>	3,7 %	<b>Sr</b>	33,3 %	<b>Ba</b>	26,4 %	<b>Tb</b>	4,3 %	<b>Ta</b>	2,6 %
<b>Cr</b>	2,7 %	<b>Y</b>	9,2 %	<b>La</b>	10,7 %	<b>Dy</b>	4,8 %	<b>Pb</b>	4,5 %
<b>Co</b>	6,0 %	<b>Zr</b>	2,9 %	<b>Ce</b>	20,0 %	<b>Ho</b>	3,9 %	<b>Bi</b>	1,3 %
<b>Ni</b>	3,1 %	<b>Nb</b>	1,3 %	<b>Pr</b>	7,7 %	<b>Er</b>	6,4 %	<b>Th</b>	15,4 %
<b>Cu</b>	1,6 %	<b>Mo</b>	6,2 %	<b>Nd</b>	6,8 %	<b>Tm</b>	4,8 %	<b>U</b>	7,8 %

### 6.1.3.AAS

Para a confiabilidade dos dados de mercúrio, foram realizadas medidas de duplicata a cada rodada de 12 análises (**Tab. 6.6**) e de materiais de referência: GSS-1 e GSS-7 (solos, IGGE, China), a cada rodada de 10 análises e no início do trabalho do dia (**Tab. 6.7**).

Tabela 6.6: Análise de Hg ( $\text{ng g}^{-1}$ ) em duplicata e a diferença percentual das medidas.

Amostra	Hg ( $\text{ng g}^{-1}$ )		Diferença (%)
	Original	Duplic.	
RA_0-0,5	50,3	54,7	8,7
RA_5,5-6	13,4	13,6	1,5
RB_3-3,5	30,8	31,2	1,3
RB_4,5-5	7,7	9,6	24,7
RB_5,5-6	18,8	17,0	-9,6
RC_5,5-6	22,9	22,2	-3,1
RC_9-9,6	1,0	1,9	90,0

De modo geral, as medidas são satisfatórias, mas é importante ressaltar que a alta diferença percentual das amostras RB\_4,5-5 (24,7 %) e RC\_9-9,6 (90 %) pode ser atribuída a proximidade com o limite de detecção do equipamento ( $0,5 \text{ ng g}^{-1}$ ). Todas as medidas do material de referência estão de acordo com a faixa de incerteza certificada.

Tabela 6.7: Análise de Hg ( $\text{ng g}^{-1}$ ) em materiais de referência (M.R.).

M.R.	Medido	Certificado	M.R.	Medido	Certificado
GSS-1	35,8	$32 \pm 6$	GSS-7	59,5	$61 \pm 8$
	34,2			65,2	
	34,2			68,7	
	34,2				
	34,9				
	35,9				
	34,2				
	34,7				

## 6.2. Dados geofísicos

### 6.2.1. Sondagem Elétrica Vertical

Para a interpretação dos dados coletados em campo (Fig. B.1 – Anexo B) foram elaborados modelos geoeletricos em termos de camadas (*layers*) com distintas resistividades aparente ( $\rho$  em ohm.m), espessuras ( $h$  em m) e distâncias ( $d$  em m).

O modelo geoeletrico com menor erro (13 %) e que apresentou semelhanças com os resultados obtidos com a tradagem – profundidade dos perfis –, além de ter valores de resistividade aparente análogo aos descritos na literatura para materiais similares aos que compõem a área estudada, foi o modelo geoeletrico de quatro camadas (**Fig. 6.1**).

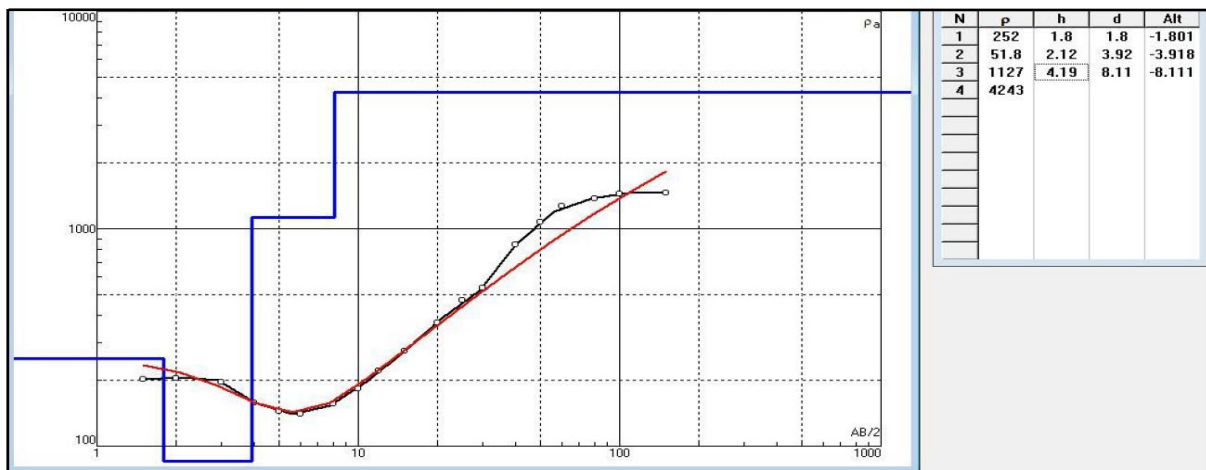


Figura 6.1: Modelo geoeletrico de curva de resistividade gerado pelo software IPI2win. A curva em vermelho é dada pelo ajuste visual do operador à curva preta, que consiste nos dados reais. As linhas em azul controlam os valores das camadas, alterando  $\rho$  (resistividade aparente),  $h$  (espessura) e  $d$  (distância).

A primeira camada é composta por um material de resistividade aparente de 252 ohm.m e tem 1,8 m de espessura, já a segunda camada tem 3,92 m de espessura e é formada por um material de menor resistividade aparente, 51,8 ohm.m. A terceira camada, por sua vez, tem resistividade aparente de 1127 ohm.m e espessura de 4,19 m. Por fim, a quarta camada possui 4243 ohm.m de resistividade aparente e espessura “indeterminada”.

### 6.2.2. Georadar

O processamento dos dados coletados com o georadar (GPR) está descrito no tópico 5 deste trabalho (Materiais e métodos) e as propriedades do processamento estão esquematizadas na Tabela B.1 (Anexo B).

Por se tratar de um solo argiloso e seco, a constante dielétrica foi alterada para 2.49, conforme Porsani (1999). Deste modo, foi possível observar uma intensa reverberação do sinal entre 3 e 5 m de profundidade, como ressalta o radargrama final, com 420 metros de extensão (**Fig. 6.2**).

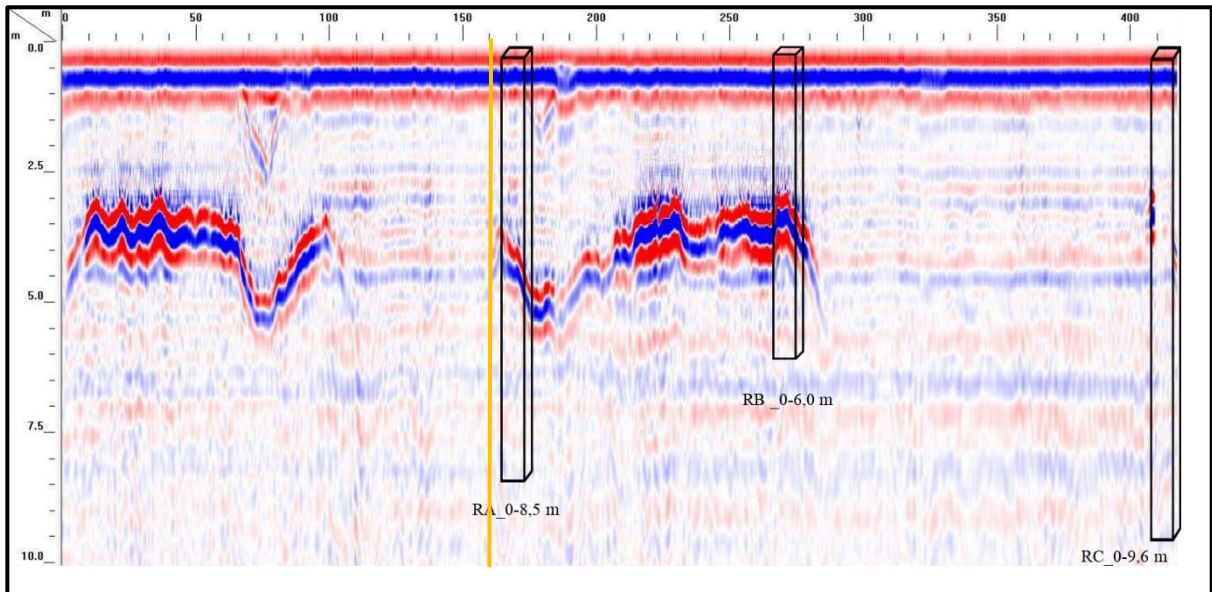


Figura 6.2: Radargrama final com 420 m de comprimento e 10 m de profundidade. Ilustração dos perfis tratados e do perfil SEV (Traço amarelo).

### 6.3. Geoquímica e Mineralogia

#### 6.3.1. Elementos maiores e menores

Os resultados dos elementos maiores, menores e perda ao fogo, em porcentagem de peso, nos três pontos tratados estão agrupados nas tabelas a seguir (**Tab. 6.8; 6.9; 6.10**).

Tabela 6.8: Elementos maiores, menores e perda ao fogo (P.F.), em porcentagem, do perfil RA.

Amostra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3(t)</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	*P.F.	Total
%												
RA_0-0,5	28,96	5,24	25,24	25,34	0,16	0,22	0,09	0,03	0,04	0,16	14,20	99,68
RA_0,5-1	28,73	5,37	25,41	25,90	0,14	0,20	0,09	0,04	0,04	0,15	13,60	99,67
RA_1-1,5	28,27	5,31	26,15	26,31	0,13	0,20	0,08	0,03	0,03	0,12	13,00	99,64
RA_1,5-2	28,62	5,51	25,84	26,37	0,14	0,21	0,07	0,04	0,04	0,11	12,70	99,65
RA_2-2,5	28,56	5,50	26,14	26,53	0,13	0,18	0,07	0,03	0,03	0,10	12,50	99,77
RA_2,5-3	27,83	5,29	26,81	26,23	0,12	0,17	0,06	0,03	0,03	0,10	13,10	99,77
RA_3-3,5	28,20	5,22	27,02	26,13	0,12	0,19	0,08	0,03	0,03	0,09	12,90	100,01
RA_3,5-4	27,63	5,34	27,03	26,42	0,13	0,19	0,08	0,03	0,03	0,10	12,80	99,77
RA_4-4,5	25,53	4,75	27,77	27,94	0,21	0,30	0,08	0,03	0,02	0,19	12,90	99,72
RA_4,5-5	27,58	5,25	27,02	26,47	0,13	0,19	0,06	0,03	0,04	0,09	12,80	99,66
RA_5-5,5	26,90	5,20	27,14	27,06	0,13	0,20	0,06	0,04	0,03	0,09	12,80	99,65
RA_5,5-6	19,31	5,72	29,33	29,64	0,13	0,18	0,07	0,03	0,03	0,19	15,04	99,67
RA_6-6,5	17,91	5,59	29,55	30,36	0,15	0,21	0,06	0,03	0,02	0,22	15,60	99,70
RA_6,5-7	27,40	5,23	26,68	26,14	0,12	0,17	0,07	0,03	0,03	0,09	13,70	99,66
RA_7-7,5	23,54	4,90	26,57	29,45	0,24	0,34	0,07	0,03	0,02	0,30	14,10	99,55
RA_7,5-8	27,05	4,58	26,02	28,02	0,29	0,37	0,05	0,03	0,02	0,27	13,00	99,71
RA_8-8,5	28,99	4,33	25,30	27,23	0,31	0,46	0,10	0,04	0,02	0,27	12,50	99,55

\*Perda ao Fogo à 1000 °C.

Tabela 6.9: Elementos maiores, menores e perda ao fogo (P.F.), em porcentagem, do perfil RB.

Amostra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3(t)</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	*P.F.	Total
%												
RB_0-0,5	32,49	5,10	24,53	23,06	0,12	0,19	0,12	0,03	0,04	0,15	13,90	99,74
RB_0,5-1	32,31	4,92	25,70	23,45	0,11	0,32	0,08	0,05	0,10	0,11	13,00	100,15
RB_1-1,5	31,09	5,01	26,05	24,00	0,10	0,17	0,07	0,03	0,04	0,10	13,00	99,66
RB_1,5-2	31,39	5,05	24,95	23,31	0,10	0,17	0,06	0,03	0,03	0,09	12,70	97,89
RB_2-2,5	31,05	5,01	26,50	23,58	0,10	0,16	0,06	0,02	0,04	0,09	13,10	99,71
RB_2,5-3	31,40	5,07	26,48	23,67	0,11	0,16	0,06	0,03	0,05	0,09	12,60	99,72
RB_3-3,5	30,94	5,04	26,61	23,97	0,10	0,16	0,07	0,03	0,04	0,08	12,70	99,75
RB_3,5-4	30,50	4,98	26,71	24,40	0,10	0,16	0,06	0,04	0,04	0,08	12,60	99,67
RB_4-4,5	29,56	5,01	27,01	24,82	0,11	0,16	0,06	0,04	0,04	0,08	12,80	99,69
RB_4,5-5	12,64	5,64	31,44	31,43	0,11	0,18	0,03	0,03	0,02	0,31	17,80	99,63
RB_5-5,5	16,45	5,40	28,97	31,59	0,17	0,22	0,04	0,03	0,02	0,31	16,50	99,70
RB_5,5-6	23,15	5,09	26,82	29,06	0,32	0,29	0,08	0,04	0,04	0,22	14,50	99,61

\*Perda ao Fogo à 1000 °C.

Tabela 6.10: Elementos maiores, menores e perda ao fogo (P.F.), em porcentagem, do perfil RC.

Amostra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3(t)</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	*P.F.	Total
%												
RC_0-0,5	36,75	4,72	23,42	20,96	0,12	0,19	0,17	0,02	0,06	0,12	13,20	99,73
RC_0,5-1	35,44	4,56	24,98	21,52	0,08	0,19	0,14	0,03	0,03	0,10	12,90	99,97
RC_1-1,5	36,17	4,66	24,67	21,48	0,08	0,17	0,10	0,03	0,04	0,10	12,20	99,70
RC_1,5-2	36,68	4,73	24,48	21,41	0,08	0,17	0,07	0,03	0,05	0,09	11,90	99,69
RC_2-2,5	36,17	4,72	24,94	21,62	0,08	0,17	0,05	0,02	0,04	0,08	11,80	99,69
RC_2,5-3	35,34	4,61	25,74	21,55	0,08	0,15	0,05	0,03	0,05	0,08	12,00	99,69
RC_3-3,5	36,35	4,70	25,28	21,77	0,08	0,18	0,05	0,03	0,05	0,08	11,60	100,17
RC_3,5-4	35,49	4,76	25,50	21,82	0,08	0,18	0,04	0,02	0,04	0,08	11,70	99,71
RC_4-4,5	34,98	4,71	25,79	22,37	0,09	0,19	0,03	0,03	0,04	0,08	11,70	100,00
RC_4,5-5	35,18	4,72	25,65	22,07	0,09	0,18	0,03	0,02	0,04	0,08	11,70	99,76
RC_5-5,5	35,03	4,65	25,59	22,17	0,08	0,19	0,03	0,04	0,04	0,08	11,80	99,70
RC_5,5-6	35,26	4,51	25,51	22,22	0,08	0,18	0,04	0,04	0,04	0,08	11,70	99,66
RC_6-6,5	35,47	4,53	25,40	22,88	0,08	0,18	0,03	0,02	0,04	0,08	11,20	99,91
RC_6,5-7	36,10	4,32	24,81	23,29	0,08	0,17	0,02	0,03	0,05	0,07	10,70	99,64
RC_7-7,5	36,93	3,91	23,00	24,95	0,08	0,19	0,02	0,04	0,04	0,09	10,80	100,05
RC_7,5-8	34,89	4,01	24,41	24,57	0,18	0,26	0,03	0,04	0,03	0,10	11,20	99,71
RC_8-8,5	32,93	4,11	24,78	25,36	0,29	0,35	0,04	0,02	0,02	0,11	11,70	99,72
RC_8,5-9	33,23	4,27	24,14	25,47	0,28	0,39	0,06	0,03	0,02	0,13	11,60	99,62
RC_9-9,5	33,12	4,14	24,40	24,50	0,40	0,50	0,12	0,04	0,03	0,14	12,30	99,69

\*Perda ao Fogo à 1000 °C.

Um resumo estatístico dos resultados obtidos com a fluorescência de raio-X é apresentado em anexo (Anexo B – Tab. B.2). De modo geral, a sílica compõe a maior parte do solo (30 % em média), sendo a maior porcentagem no ponto RC\_7-7,5 (36,93 %) e a menor

no ponto RB\_4,5-5 (12,64 %). O titânio apresenta baixos valores de variância, em média 0,08, com maior porcentagem no ponto RA\_5,5-6 (5,72 %) e menor em RC\_7-7,5 (3,91 %). O alumínio está em média de 26% no solo, com a maior porcentagem no ponto RB\_4,5-5 (31,44 %) e menor no ponto RC\_7-7,5 (23,00 %). O ferro está em maior porcentagem no ponto RB\_5-5,5 (31,59 %) e menor em RC\_0-0,5 (20,96 %), compondo 25 % em média do solo. O manganês compõe 0,14% do solo, e apresentou a maior (RC\_9-9,5; 0,40 %) e as menores (Horizontes B; 0,08 %) concentrações no ponto RC.

O magnésio preenche em média 0,22 % do solo, com as maiores porcentagens na base do perfil, a exceção do perfil RB, o qual contém alta porcentagem (0,32 %) de Mg na superfície (RB\_0,5-1), embora também apresente altos valores em profundidade. No entanto, a maior porcentagem de magnésio entre os perfis estudados está no perfil RC (RC\_9-9,5), o qual também tem a menor (RC\_2,5-3), sendo 0,50 % e 0,15 %, respectivamente.

Os metais alcalinos (Na e K) e o cálcio correspondem somados à apenas 0,13% da média do solo. As maiores porcentagens estão na base dos perfis ou na porção superficial. Já o fósforo compõe em média 0,12% do solo, com os maiores valores encontrado na base dos perfis, mas vale ressaltar os resultados acima da média na superfície (0-0,5 m). Os valores de perda ao fogo são elevados (12,5%), sendo no ponto RB\_4,5-5 o mais alto, 17,8%.

### 6.3.2. Elementos-traço

Neste estudo, apenas o perfil RA (até a profundidade de 6,5 m) foi analisado quanto à concentração de elementos traço. Os resultados estão apresentados na Tabela 6.11, e para melhor visualização, os ETRs foram separados, Tabela 6.12.

Tabela 6.11: Elementos traços ( $\mu\text{g g}^{-1}$ ) no ponto RA (exceto dos ETRs), até 6,5 m de profundidade.

	RA 0-0,5	RA 0,5-1	RA 1-1,5	RA 1,5-2	RA 2-2,5	RA 2,5-3	RA 3-3,5	RA 3,5-4	RA 4-4,5	RA 4,5-5	RA 5-5,5	RA 5,5-6	RA 6-6,5	RA*	Média**
	$\mu\text{g g}^{-1}$														
Li	13,2	13,0	13,0	13,4	12,3	9,0	12,3	13,7	13,9	13,9	13,7	13,2	9,2	10,0	12,6
Be	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	1,5	1,5	1,3	0,8
Sc	6,8	54,9	16,3	61,2	58,2	7,3	60,8	54,8	55,0	30,2	51,1	107,0	77,2	92,9	49,3
V	1108,8	1113,1	1147,1	1065,8	1207,0	1105,0	1113,3	1143,1	1163,2	1169,0	1154,1	1970,9	1349,8	1399,1	1216,2
Cr	209,2	209,0	207,1	197,7	217,0	199,7	198,3	214,8	209,1	227,1	225,3	302,6	278,0	285,6	222,7
Co	54,4	57,3	47,8	47,0	42,7	34,7	33,7	44,2	37,4	39,2	44,3	65,7	67,3	71,4	47,4
Ni	98,1	96,9	100,9	96,0	94,5	86,9	88,8	95,0	95,2	97,2	99,1	112,7	94,5	97,4	96,6
Cu	218,0	206,9	203,4	201,2	174,6	162,2	174,0	185,5	188,1	199,9	213,9	388,6	349,3	354,7	220,4
Zn	107,0	104,8	106,1	90,9	106,9	95,4	90,4	95,4	98,5	104,9	97,6	170,2	114,1	116,2	106,3
Ga	40,0	40,2	40,3	41,1	40,6	38,8	41,5	41,3	41,3	42,1	41,2	58,9	43,2	44,4	42,3
Rb	0,6	1,7	0,9	1,4	1,4	1,0	1,6	1,5	1,5	1,1	1,3	1,3	0,7	0,8	1,2
Sr	4,9	5,7	17,4	10,8	18,2	16,9	10,5	5,4	4,7	2,6	4,0	4,5	2,8	3,7	8,3

continua

Y	9,7	19,5	15,8	16,4	13,0	5,3	11,2	10,9	12,5	17,5	27,0	25,1	20,9	22,8	15,8
Zr	277,2	276,0	273,4	282,8	277,1	279,3	288,6	283,5	288,0	295,6	290,2	408,4	274,1	282,0	291,9
Nb	30,3	30,8	31,3	30,7	31,4	31,3	31,6	31,3	32,0	31,5	30,1	42,4	27,3	27,6	31,7
Mo	1,8	1,8	1,8	1,8	1,9	1,9	1,8	1,8	1,9	1,8	1,8	2,2	1,5	1,5	1,8
Cd	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,3	0,4	0,9	0,4	0,5	0,4
Sb	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,3
Cs	0,6	0,7	0,5	0,6	0,6	0,5	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	0,4	0,2	0,2	0,5
Ba	35,2	41,9	32,7	27,6	28,1	14,5	20,5	17,8	17,8	16,1	20,7	21,5	22,6	28,5	24,4
Hf	7,7	7,4	7,6	8,0	7,8	7,9	7,9	8,0	8,2	8,1	8,2	10,8	7,7	7,9	8,1
Ta	1,9	1,9	2,0	1,9	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	1,9	2,7	1,7	1,8	2,0
Pb	19,5	18,2	16,5	17,0	17,3	17,0	17,9	17,4	17,1	17,5	16,4	19,8	12,3	12,9	17,2
Bi	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,4	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2
Th	4,9	9,2	7,4	9,9	10,1	4,1	11,0	9,8	9,4	7,7	9,0	8,2	5,5	6,3	8,2
U	2,0	1,8	2,5	2,0	2,2	2,7	2,3	2,3	1,9	2,0	2,0	3,1	1,6	1,7	2,2

\*Duplicata.

\*\*Não considerado o valor da duplicata.

Tabela 6.12: Concentração dos elementos terras-raras ( $\mu\text{g g}^{-1}$ ) no ponto RA (até 6,5 m de profundidade).

	RA 0-0,5	RA 0,5-1	RA 1-1,5	RA 1,5-2	RA 2-2,5	RA 2,5-3	RA 3-3,5	RA 3,5-4	RA 4-4,5	RA 4,5-5	RA 5-5,5	RA 5,5-6	RA 6-6,5	RA*	Média**
	$\mu\text{g g}^{-1}$														
La	20,61	25,63	23,76	22,13	18,02	12,74	17,98	18,08	23,13	28,00	29,00	25,72	20,64	22,85	22,00
Ce	55,67	96,18	94,80	92,51	85,46	50,16	100,28	88,86	83,29	83,82	93,52	87,30	79,16	94,96	83,90
Pr	4,83	7,08	6,73	6,38	5,17	3,33	5,00	5,48	6,97	7,77	8,00	7,91	6,31	6,80	6,20
Nd	18,47	28,43	26,79	25,56	20,67	12,99	19,70	21,99	28,16	31,26	31,68	31,82	25,80	27,55	24,90
Sm	3,50	6,06	5,59	5,53	4,52	2,59	4,19	4,62	5,72	6,38	6,92	7,26	5,93	6,35	5,30
Eu	0,87	1,71	1,56	1,53	1,24	0,67	1,06	1,21	1,51	1,80	1,99	2,16	1,76	1,88	1,50
Gd	3,35	5,87	5,34	5,25	4,25	2,35	3,99	4,16	4,93	6,21	7,22	7,23	5,79	6,17	5,10
Tb	0,42	0,82	0,72	0,75	0,61	0,28	0,53	0,56	0,66	0,86	1,05	1,14	0,91	0,95	0,70
Dy	2,04	4,54	3,82	4,10	3,30	1,41	2,83	3,02	3,55	4,58	5,96	6,61	5,26	5,51	3,90
Ho	0,35	0,84	0,67	0,75	0,59	0,24	0,52	0,54	0,63	0,80	1,10	1,20	0,97	1,01	0,70
Er	0,97	2,46	1,91	2,24	1,80	0,67	1,60	1,62	1,89	2,37	3,26	3,57	2,83	3,01	2,10
Tm	0,13	0,36	0,27	0,32	0,26	0,09	0,22	0,24	0,28	0,33	0,45	0,52	0,42	0,44	0,30
Yb	0,76	2,31	1,63	2,22	1,83	0,56	1,57	1,67	1,93	2,22	2,95	3,44	2,82	3,00	2,00
Lu	0,11	0,34	0,24	0,33	0,27	0,08	0,23	0,25	0,28	0,32	0,44	0,50	0,41	0,43	0,30

\*Duplicata.

\*\*Não considerado o valor da duplicata.

A distribuição dos elementos traço ao longo do perfil segue um predomínio de maiores concentrações na porção mais profunda analisada, em torno de 5 m, principalmente na amostra RA\_5,5-6, e as menores concentrações estão na por volta de 3 metros, com a amostra RA\_2,5-3, como é o caso do Be, Co, Ni, Cu, Ga, Y, Cd e os ETRs (exceto o Ce).

Alguns elementos mostraram comportamento diferente em relação as maiores concentrações, como é o caso do Li, que teve concentrações mais elevadas na faixa de 4 m, e do Ba, com a maiores concentrações medidas na amostra RA\_0,5-1, além do Ce e Th, que apresentaram maiores concentrações na amostra RA\_3-3,5.

O vanádio, Cr, Zn, Cd, Hf e Sc tiveram as menores concentrações na porção superficial do perfil, até 2 m de prof., mas as maiores também ficaram na amostra RA\_5,5-6.



O rubídio e o céσιο apresentaram maiores concentrações na amostra RA\_0,5-1 e menores na amostra RA\_6-6,5, assim como o Pb, embora este tenha a maior concentração na amostra RA\_0-0,5.

O urânio e o tântalo também apresentaram maiores concentrações na amostra RA\_5-5,5, mas as menores na amostra RA\_5,5-6, igual ao bismuto, embora este tenha a maior concentração na amostra RA\_2,5-3, contrapondo-se a maioria. Já o estrôncio mostrou comportamento diferenciado dos demais, pois a maior concentração está na amostra RA\_2-2,5 e a menor na amostra RA\_4,5-5.

### 6.3.3. Mercúrio

As concentrações de mercúrio no solo, em  $\text{ng g}^{-1}$ , estão expostas na Tabela 6.13. Foi determinada a concentração de Hg no diabásio (amostra disponibilizada por Bulia & Enzweiler 2013), sendo  $8,7 \text{ ng g}^{-1}$ .

De modo geral, as concentrações são baixas, principalmente na base dos perfis – próximo ao limite de detecção do equipamento ( $0,5 \text{ ng g}^{-1}$ ). No entanto, é possível observar um padrão zigzague com maiores concentrações na superfície ( $\sim 50 \text{ ng g}^{-1}$ ) seguido por uma leve queda por volta dos 2 m de profundidade ( $\sim 25 \text{ ng g}^{-1}$ ) e então volta a subir em torno de 3 m ( $\sim 37 \text{ ng g}^{-1}$ ). Por fim, a concentração diminui gradativamente até a base do perfil, chegando a, por exemplo,  $1,9 \text{ ng g}^{-1}$  no perfil RC (RC\_9-9,5).

Tabela 6.13: Concentração de mercúrio, em  $\text{ng g}^{-1}$ , dos três perfis estudados – RA, RB e RC.

Ponto - RA		Ponto - RB		Ponto - RC	
Amostra	Hg ( $\text{ng g}^{-1}$ )	Amostra	Hg ( $\text{ng g}^{-1}$ )	Amostra	Hg ( $\text{ng g}^{-1}$ )
RA_0-0,5	50,3	RB_0-0,5	41,9	RC_0-0,5	56,7
RA_0,5-1	41,9	RB_0,5-1	27,9	RC_0,5-1	30,0
RA_1-1,5	27,3	RB_1-1,5	25,8	RC_1-1,5	26,6
RA_1,5-2	24,9	RB_1,5-2	26,2	RC_1,5-2	25,5
RA_2-2,5	25,6	RB_2-2,5	30,3	RC_2-2,5	33,0
RA_2,5-3	31,0	RB_2,5-3	37,6	RC_2,5-3	37,0
RA_3-3,5	36,2	RB_3-3,5	30,8	RC_3-3,5	35,6
RA_3,5-4	35,4	RB_3,5-4	22,1	RC_3,5-4	29,4
RA_4-4,5	24,9	RB_4-4,5	19,7	RC_4-4,5	28,8
RA_4,5-5	22,7	RB_4,5-5	7,7	RC_4,5-5	24,8
RA_5-5,5	16,6	RB_5-5,5	12,4	RC_5-5,5	28,0
RA_5,5-6	13,4	RB_5,5-6	18,8	RC_5,5-6	22,9
RA_6-6,5	10,2			RC_6-6,5	19,0
RA_6,5-7	10,8			RC_6,5-7	18,3
RA_7-7,5	4,1			RC_7-7,5	15,9
RA_7,5-8	5,6			RC_7,5-8	12,8
RA_8-8,5	5,5			RC_8-8,5	11,6
				RC_8,5-9	8,0
				RC_9-9,5	1,9

### 6.3.4. pH

Os valores de  $\text{pH}_{(\text{H}_2\text{O})}$  do solo estão agrupados na Tabela 6.14. O pH é moderadamente ácido a neutro, com média de 6,4 no ponto RA, 6,6 no ponto RB e 5,9 no ponto RC. Foram medidas amostras referentes a cada horizontes descritos (Tópico 6.5). É importante destacar o baixo valor (4,68 – fortemente ácido) na amostra RC\_7-7,5.

Tabela 6.14: Valores  $\text{pH}_{(\text{H}_2\text{O})}$  dos perfis amostrados: RA, RB e RC.

RA		RB		RC	
Amostra	$\text{pH}_{(\text{H}_2\text{O})}$	Amostra	$\text{pH}_{(\text{H}_2\text{O})}$	Amostra	$\text{pH}_{(\text{H}_2\text{O})}$
RA_0,5-1	5,48	RB_0,5-1	5,9	RC_0,5-1	6,08
RA_2,5-3	6,58	RB_3-3,5	6,73	RC_2,5-3	6,33
RA_4-4,5	6,74	RB_4-4,5	7,03	RC_4-4,5	6,67
RA_6-6,5	6,81	RB_5-5,5	6,73	RC_5,5-6	5,47
RA_8-8,5	6,27	RB_5,5-6	6,59	RC_7-7,5	4,68
				RC_9-9,5	5,91

### 6.3.5. Mineralogia

Os difratogramas obtidos do perfil RA estão expostos na Figura 6.3, em que nas abscissas está o ângulo  $2\theta$  e nas ordenadas a intensidade do sinal. De modo geral, o perfil é bem homogêneo e composto essencialmente por gibbsita ( $\text{Al}(\text{OH})_3$ ), caulinita ( $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ ), hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), titanomagnetita ( $\text{Fe}^{2+}(\text{Fe}^{3+},\text{Ti})_2\text{O}_4$ ), haloisita (polimorfo da caulinita) e quartzo ( $\text{SiO}_2$ ), além da goethita ( $\text{FeO}(\text{OH})$ ) em profundidade (RA\_6-6,5).

Nota-se, no entanto, que por volta de 4 m de profundidade, a haloisita não é mais identificada. E em 6 m de profundidade os picos de gibbsita são mais intensos (comparados aos mesmos picos das outras amostras).

Na amostra RA\_6-6,5 foi identificado um óxido de manganês, mas seus picos apareceram apenas em sobreposições e por isso não foram representados. O mesmo ocorreu na amostra RA\_2,5-3, cuja presença de grafite foi detectada em condições semelhantes.

As amostras RB\_3-3,5 e RB\_5-5,5 (perfil RB) foram analisadas e estão apresentadas em Anexo (Fig. B.2 – Anexo B). A mineralogia deste perfil é semelhante ao do perfil RA, sendo composta por quartzo, caulinita e nacrita, além dos hematita, goethita (base do perfil) e gibbsita.

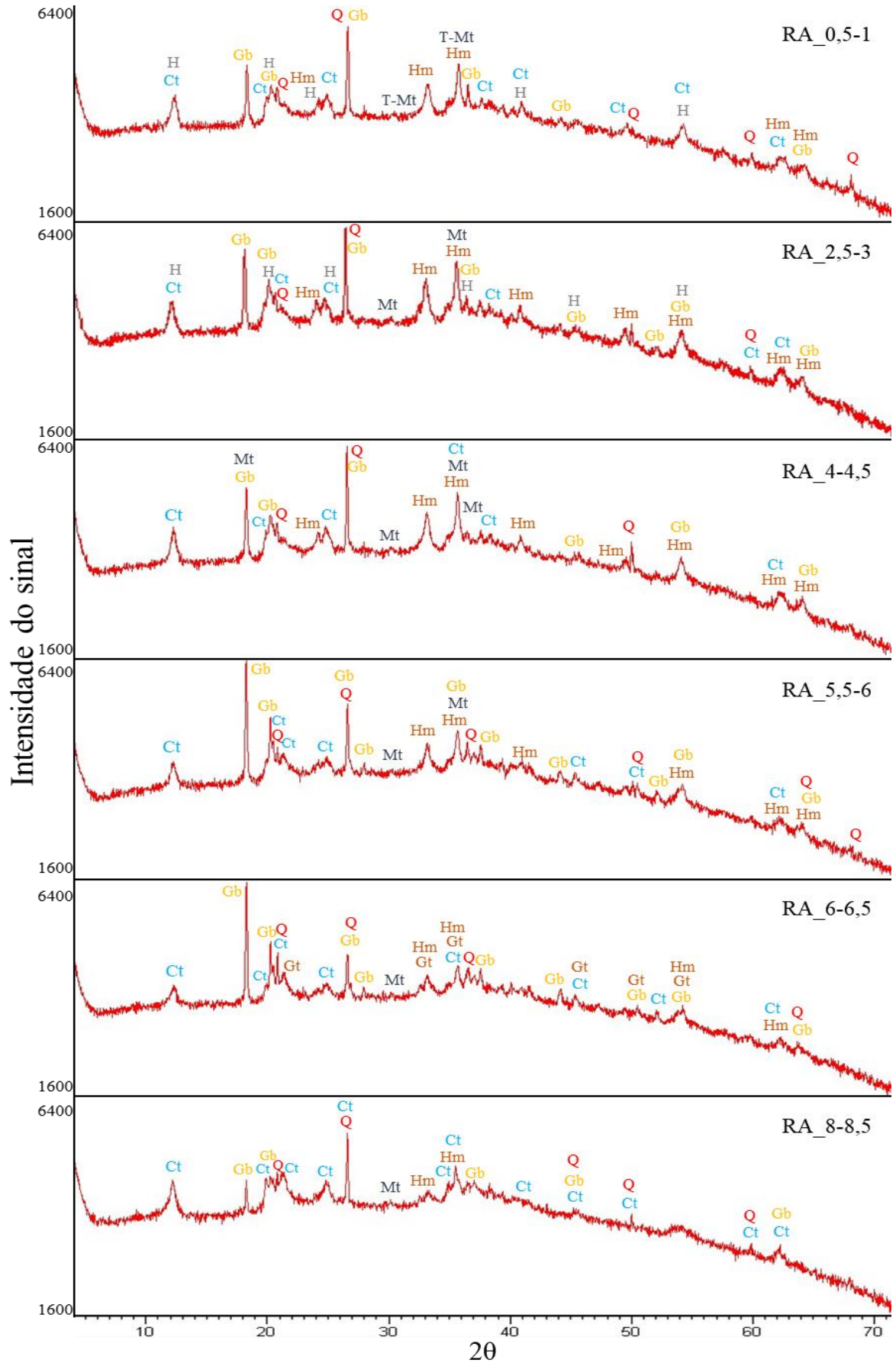


Figura 6.3: Difratoformas ( $2\theta$  vs Intensidade de sinal) do perfil RA (RA\_0,5-1/ 2,5-3/ 4-4,5/ 5,5-6/ 6-6,5/ 8-8,5). Legenda: Ct – Caulinita; Gb – Gibbsita; Gt – Goethita; H – Haloisita; Hm – Hematita; Mt – Magnetita; Q – Quartz; T-Mt – Titanomagnetita.

Os difratogramas das amostras RC\_2,5-3 e RC\_9-9,5 (Fig. B.3 – Anexo B) mostraram composição mineralógica semelhante aos outros perfis, sendo composto predominantemente por caulinita e seus polimorfos (haloisita e nacrita), gibbsita, óxidos de ferro (hematita, magnetita) e quartzo. Entretanto, na base do perfil há presença de argilominerais 2:1 (clorita-vermiculita-montmorilonita). Na amostra RC\_2,5-3, o quartzo apresentou o maior pico de intensidade entre os perfis (~ 10000).

A análise mais detalhada da fração magnética foi realizada e tanto em superfície quanto em profundidade, o perfil é composto por magnessioferrita ( $MgFe_2O_4$ ), ilmenita ( $FeTiO_3$ ) e quartzo, conforme mostram os difratogramas das sub-amostras RA\_1 (1-1,5 m, 3,5-4 m e 4,5-5 m) e RA\_2 (6,5-7 m e 7,5-8 m) (**Fig. 6.4**).

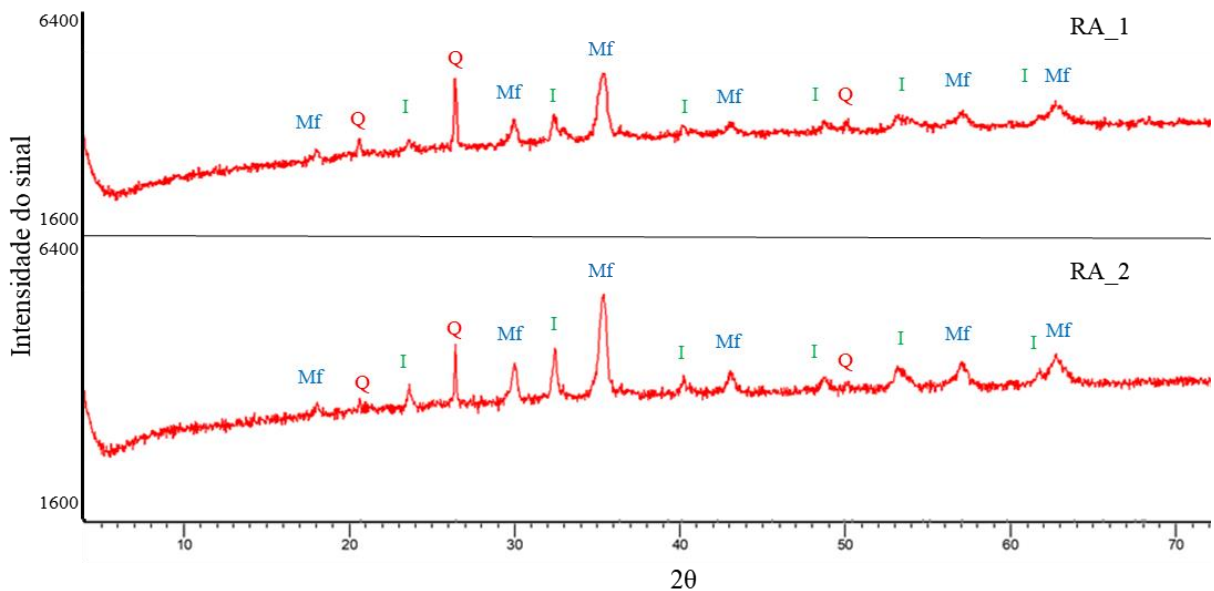


Figura 6.4: Difratogramas ( $2\theta$  vs Intensidade de sinal) da fração magnética nas sub-amostras RA\_1 (1-1,5 m, 3,5-4 m e 4,5-5 m) e RA\_2 (6,5-7 m e 7,5-8 m). Legenda: I – Ilmenita; Mf – Magnessioferrita; Q – Quartzo.

### 6.3.6. Mineralogia na fração magnética via MEV

As imagens e microanálises EDS das amostras planas e polidas, obtidas com o MEV estão expostas no Anexo B (Fig. B.4; B.5; B.6; B.7), junto com a composição elementar pontual semi-quantitativa. Os valores inferiores a 5% devem ser considerados apenas como indicativos da presença do elemento, pois esse é o limite de detecção do equipamento. Em todos os pontos há teores de carbono que foram atribuídos à metalização da amostra e não foram considerados no cálculo final.

Ao longo de todo o perfil, tanto a fração grossa (**Fig. 6.5**) quanto a fina (**Fig. 6.6**) mostraram grãos angulosos e arredondados, além de microtextura de exsolução de ilmenita na magnetita. De acordo com as microanálises, os grãos são formados predominantemente por

ferro e titânio, e subordinadamente por: Mn, Cr, Mg, P, Si, Na, Ca, Al e Cl. Alguns grãos apresentaram elevadas concentrações (> 45 %) de sílica no seu interior, indicando que há inclusões de quartzo no interior da magnetita (**Fig. 6.5C**).

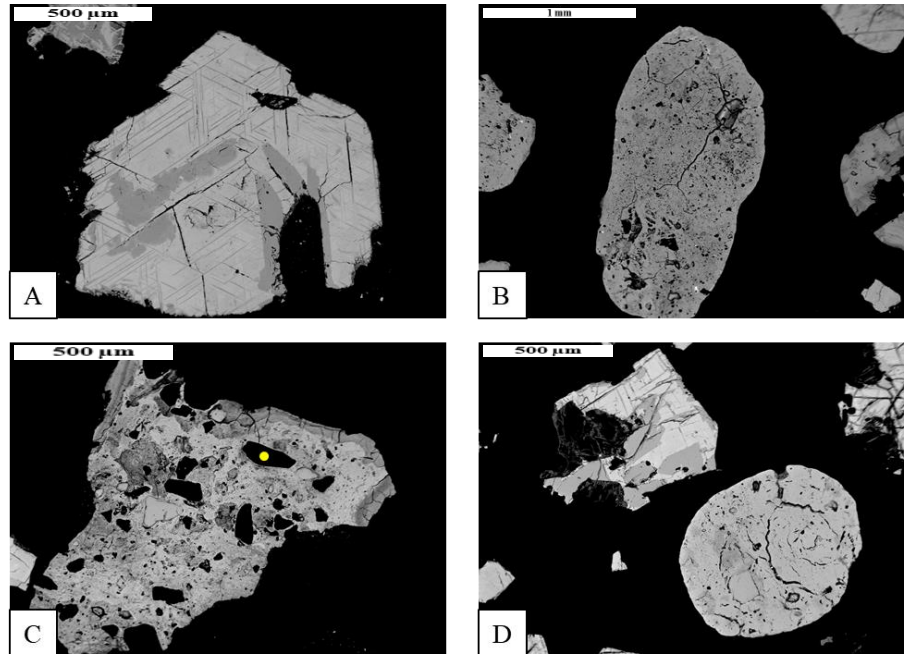


Figura 6.5: Fotomicrografias da fração grossa (> 0,5 mm) no perfil RA, indicando a microtextura de exsolução da ilmenita (cinza escuro) na magnetita (cinza claro) e a inclusão de quartzo (ponto amarelo). A: RA\_1-1,5; B: RA\_3,5-4; C: RA\_4,5-5; D: RA\_7,5-8.

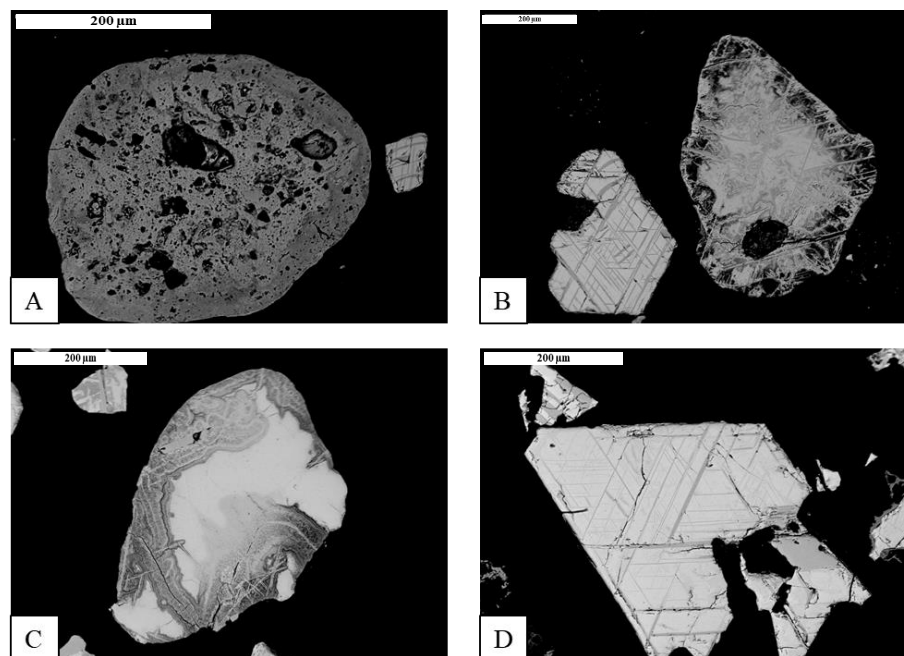


Figura 6.6: Fotomicrografias da fração fina (< 0,5 mm) no perfil RA, indicando a microtextura de exsolução da ilmenita (cinza escuro) na magnetita (cinza claro). A: RA\_1-1,5; B: RA\_3,5-4; C: RA\_4,5-5; D: RA\_7,5-8.

#### 6.4. Granulometria

A granulometria dos solos, em porcentagem, estão reunidas nas tabelas a seguir (**Tab. 6.15; 6.16; 6.17**), conforme a escala de Santos et al. (2005): argila ( $\leq 0,002$  mm), silte ( $0,002 - < 0,05$  mm), areia fina ( $0,05 - < 0,2$  mm) e areia grossa ( $0,2 - < 2$  mm).

Embora os dados de granulometria não estejam completos em todos os pontos, os perfis se mostraram muito argilosos (chegando a 90 %), principalmente na faixa de 2 m de profundidade. No entanto, em maiores profundidades, o teor de argila diminui e o solo passa a ser dominado por silte. O teor de areia é muito baixo ( $< 10$  %) e aparece nas porções basais dos perfis, apenas como areia fina.

Tabela 6.15: Granulometria do solo, em porcentagem (%), do perfil RA.

Amostra	Argila	Silte	Areia fina	Areia grossa	Total
RA_0-0,5	52	48	0	0	100
RA_0,5-1	55	45	0	0	100
RA_1-1,5	62	38	0	0	100
RA_2-2,5	86	14	0	0	100
RA_3,5-4	61	39	0	0	100
RA_5,5-6	33	64	3	0	100
RA_8-8,5	28	72	0	0	100

Tabela 6.16: Granulometria do solo, em porcentagem (%), do perfil RB.

Amostra	Argila	Silte	Areia fina	Areia grossa	Total
RB_0-0,5	51	49	0	0	100
RB_0,5-1	85	15	0	0	100
RB_1-1,5	83	17	0	0	100
RB_1,5-2	83	17	0	0	100
RB_2-2,5	82	18	0	0	100
RB_2,5-3	57	43	0	0	100
RB_3,5-4	44	55	1	0	100
RB_4-4,5	35	61	4	0	100
RB_4,5-5	39	60	1	0	100
RB_5-5,5	27	67	6	0	100
RB_5,5-6	26	68	7	0	100

Tabela 6.17: Granulometria do solo, em porcentagem (%), do perfil RC.

Amostra	Argila	Silte	Areia fina	Areia grossa	Total
RC_0-0,5	48	52	0	0	100
RC_2-2,5	90	10	0	0	100
RC_4,5-5	37	59	4	0	100
RC_6,5-7	36	62	3	0	100
RC_7,5-8	25	67	8	0	100
RC_8,5-9	26	74	0	0	100

Os cristais de quartzo apresentam diversas formas ao longo de todo o perfil (**Fig. 6.7**), com partículas bem arredondadas e esféricas, mas também com partículas angulosas e de baixa esfericidade. No entanto, há um predomínio de grãos com forma angulosa a sub-angulosa de baixa esfericidade, sendo encontrado cristais com ângulos retos.

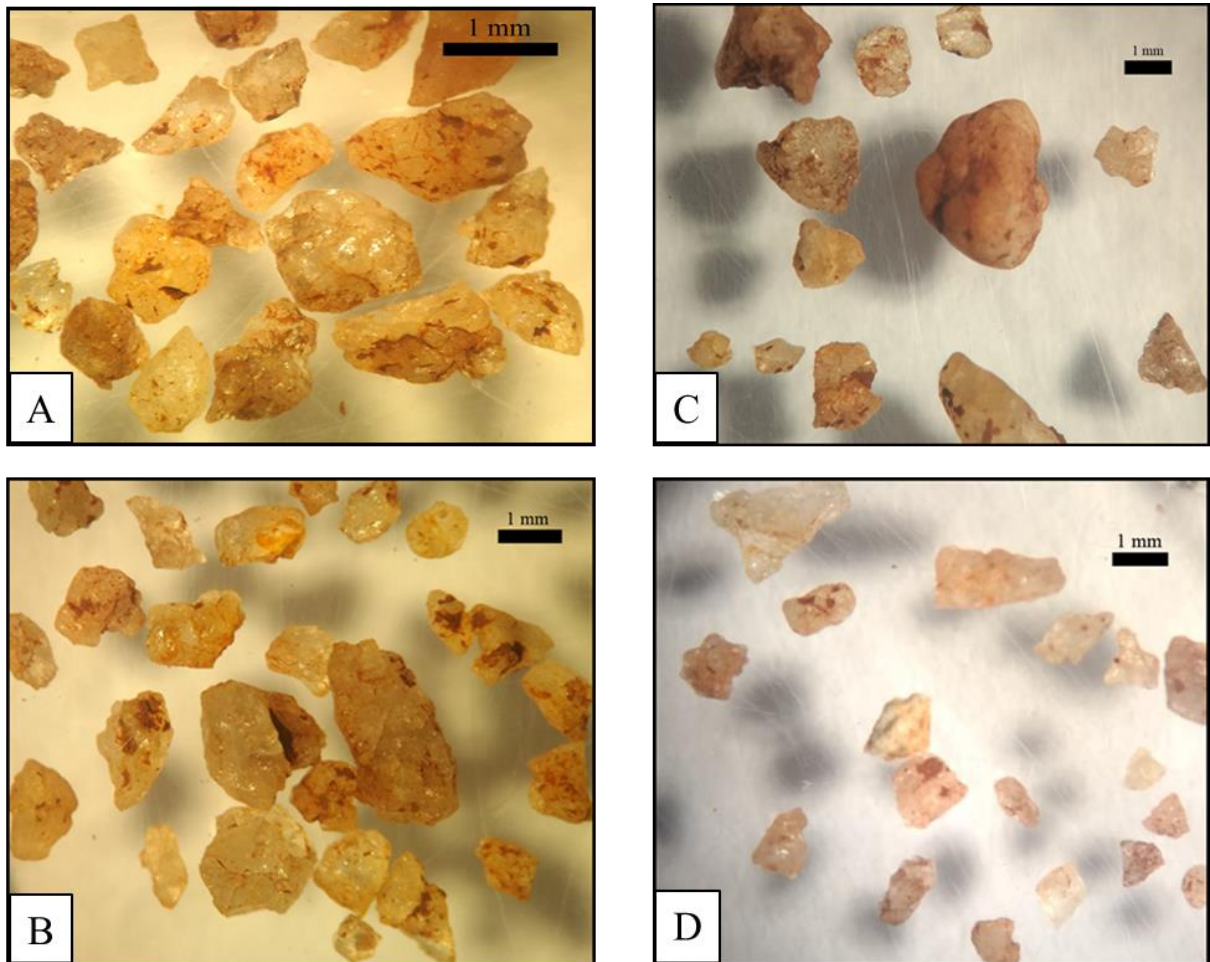


Figura 6.7: Fotografias dos grãos de quartzo analisados sob lupa. A – RA\_1-1,5. B – RA\_3,5-4. C – RA\_4,5-5. D – RA\_7,5-8.

### 6.5. Descrição morfológica do solo

As descrições das características morfológicas do solo estão reunidas a seguir (**Tab. 6.18; 6.19; 6.20**), assim como as divisões dos horizontes ao longo dos perfis. Os horizontes foram definidos conforme as variações de cor, textura e consistência seca. A textura foi definida segundo os dados de granulometria (Tópico 6.4) e classificação textural descrita por Santos et al. (2005).

A descrição completa do solo – a cada 10 cm trado – está em Anexo B (Tab. B.3-5). De modo geral, os perfis foram divididos em:

- Horizonte A: Horizonte superficial (~ 1 m) com textura argilosiltosa e coloração bruno avermelhado escuro (2,5 YR – 2,5/4);

- Horizonte AB: Horizonte de transição (~ 0,7 m), de coloração bruno avermelhado escuro (2,5 YR – 2,5/4) e textura argilosa a muito argilosa;
- Horizonte B: Horizonte latossólico de profundidade variada e coloração brunada (2,5 YR – 2,5/4), com textura muito argilosa a argilossiltosa nos perfis RA e RB, e textura muito argilosa a franco-argilossiltosa no perfil RC;
- Horizonte BC: Horizonte de transição com coloração mais amarelada, mas com pontos mosqueados de cor avermelhada. A textura nos três perfis é franco-argilossiltosa;
- Horizonte C: O saprólito tem coloração amarela e apresenta variação na textura, desde franco-argilossiltosa a franco siltosa.

A descrição da consistência seca não mostrou um padrão nos três pontos estudados, variando entre ligeiramente dura a muito dura, a exceção dos horizontes AB e B<sub>1</sub> do ponto RA e BC no ponto RB, caracterizados como macios.

Os horizontes A mostraram-se mais espessos do que normalmente são descritos para estes solos, indicando forte compactação do solo por máquinas agrícolas.

Tabela 6.18: Descrição morfológica do Latossolo Vermelho do perfil RA.

Ponto RA				
Prof. (m)	Horizonte	Cor	Textura	Consistência seca
0 – 0,9	A	2,5 YR – 2,5/4	argilosiltosa	duro
0,9 – 1,7	AB	2,5 YR – 2,5/4	argilosa	macio
1,7 – 3,9	B <sub>1</sub>	2,5 YR – 2,5/4	muito argilosa	macio a ligeiramente duro
3,9 – 5,6	B <sub>2</sub>	2,5 YR – 2,5/4	argilossiltosa	duro
5,6 – 7,5	BC	5 YR – 4/6 a 5/6	franco-argilossiltosa	muito duro a duro
7,5 – 8,5	C	7,5 YR – 6/6	francossiltosa	duro a ligeiramente duro

Tabela 6.19: Descrição morfológica do Latossolo Vermelho do perfil RB.

Ponto RB				
Prof. (m)	Horizonte	Cor	Textura	Consistência seca
0 – 0,7	A	2,5 YR – 2,5/4	argilosiltosa	muito duro
0,7 – 1,4	AB	2,5 YR – 2,5/5	muito argilosa	ligeiramente duro
1,4 – 3,9	B <sub>1</sub>	2,5 YR – 2,5/4	muito argilosa a argilosiltosa	ligeiramente duro a duro
3,9 – 4,7	B <sub>2</sub>	2,5 YR – 2,5/4	argilossiltosa	ligeiramente duro a macio
4,7 – 5,4	BC	10 YR – 7/8 mosqueado 7,5 YR – 6/8	franco-argilossiltosa	macio
5,4 – 6,0	C	2,5 YR – 2,5/4 mosqueado 7,5 YR – 6/8	franco-argilossiltosa	ligeiramente duro a duro



Tabela 6.20: Descrição morfológica do Latossolo Vermelho do perfil RC.

Ponto RC				
Prof. (m)	Horizonte	Cor	Textura	Consistência seca
0 – 0,9	A	2,5 YR – 2,5/4	argilosiltosa	muito duro
0,9 – 1,5	AB	2,5 YR – 2,5/4	argilosa	duro
1,5 – 3,7	B <sub>1</sub>	2,5 YR – 2,5/4	muito argilosa	duro
3,7 – 5,9	B <sub>2</sub>	2,5 YR – 2,5/4	argilosiltosa a franco-argilossiltosa	ligeiramente duro
5,9 – 7,1	B <sub>3</sub>	2,5 YR – 2,5/4	franco-argilossiltosa	duro
7,1 – 7,7	BC	2,5 YR – 2,5/4 mosqueado 10 YR – 8/8	franco-argilossiltosa	muito duro
7,7 – 9,5	C	10 YR – 8/8	franco siltosa	duro a ligeiramente duro

É importante salientar que as descrições sobre cor e consistência seca são subjetivas, desde modo, as divisões dos horizontes devem ser interpretadas apenas como ilustrativas.

Nos três pontos foram encontrados carvão nos horizontes superficiais e nódulos milimétricos de ferro esféricos (com propriedades magnéticas), as quais estão presentes em todos os horizontes, junto com grãos de quartzo. Os três perfis também continham fragmentos de raízes até 4 metros de profundidade.

Na base dos perfis, os nódulos de ferro estavam em maiores dimensões (centimétrico) e angulosos (**Fig. 6.8A**). E também foram encontrados fragmentos de rocha envoltos por uma película branca de alteração (**Fig. 6.8A e B**).



Figura 6.8: A – Nódulos de ferro com magnetismo. B – Fragmento de rocha com película de alteração.

## 7. ANÁLISE DE DADOS E DISCUSSÃO

### 7.1. Evolução pedogeoquímica do Latossolo

A gênese do solo ocorre em função dos fatores proposto por Jenny (1941): material de origem, relevo, clima, organismos e tempo. Ao longo do processo de formação, esses fatores atuam nas reações químicas e físicas (Oliveira 2008), a partir de adições, perdas, transformações e translocação (Simonson 1959), conhecidos como processos intempéricos (Lepsch 2002). No entanto, em trópicos úmidos, ciclos pedogenéticos sobrepostos podem ocorrer, alterando a natureza dos materiais de origem e a dinâmica no interior do perfil (Espindola 2017).

#### 7.1.1. Afinidade com material de origem

Devido à similaridade nas proporções tanto na rocha quando no material intemperizado, a afinidade entre o substrato rochoso e o solo pode ser determinada por razões de elementos conservativos (MacLean et al. 1997, Abedini et al. 2018), como: Nb/Ta e Zr/Hf, (Liu et al. 2010, Gong et al. 2011, Jiang et al. 2018), Ga/Zr (Marques 2000) e Sm/Nd (Abedini et al. 2018).

Tabela 7.1: Razões elementares (Nb/Ta, Zr/Hf, Ga/Zr e Sm/Nd) e coeficiente de variação (C.V) das amostras do ponto RA (até 6,5 m) e diabásio (Bulia & Enzweiler 2013).

Amostra	Nb/Ta	Zr/Hf	Ga/Zr	Sm/Nd
RA_0-0,5	15,81	36,10	0,14	0,19
RA_0,5-1	16,08	37,14	0,15	0,21
RA_1-1,5	15,94	35,95	0,15	0,21
RA_1,5-2	15,98	35,48	0,15	0,22
RA_2-2,5	15,80	35,32	0,15	0,22
RA_2,5-3	15,65	35,58	0,14	0,20
RA_3-3,5	15,48	36,48	0,14	0,21
RA_3,5-4	15,80	35,57	0,15	0,21
RA_4-4,5	15,84	35,28	0,14	0,20
RA_4,5-5	15,66	36,57	0,14	0,20
RA_5-5,5	15,87	35,46	0,14	0,22
RA_5,5-6	15,78	37,78	0,14	0,23
RA_6-6,5	15,76	35,54	0,16	0,23
Diabásio	10,00	37,89	0,15	0,21
C.V (%)	0,70	1,70	1,80	4,00

De acordo com a Tabela 7.1, o Latossolo e o diabásio apresentaram grande afinidade geoquímica, com coeficientes de variação muito homogêneos (e.g. 0,7 %). Segundo Gong et al. (2010), os valores constantes das razões elementares indicam que não há descontinuidades ao longo do perfil e que a influência de fontes externas deve ser mínima.

Assim como alguns elementos traço, o titânio e o alumínio possuem baixa mobilidade nos perfis, apresentando a razão  $TiO_2/Al_2O_3$  constante e semelhante ao diabásio. Desta forma, a relação  $Al_2O_3$  x  $TiO_2$  pode indicar a afinidade do solo com o material de origem a partir do ‘trend’ de intemperismo, conforme mostra a Figura 7.1 (Rye & Holland 2000, Calagari et al. 2015, Chen et al. 2016).

Ao comparar esta relação com as rochas da região (Arenito, Gnaisse e Granito) descritas por Bulia & Enzweiler (2013), nota-se que o diabásio está sobre o *trend* de intemperismo, indicando que o Latossolo evoluiu a partir da rocha básica.

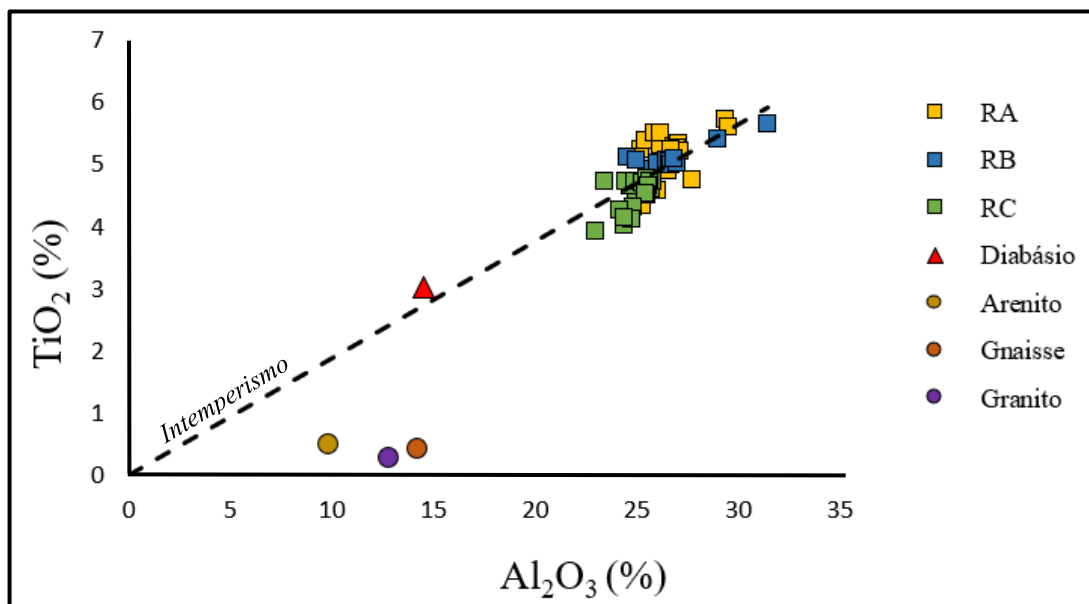


Figura 7.1: Relação  $Al_2O_3$  x  $TiO_2$  dos pontos amostrados e das rochas da região (Bulia & Enzweiler 2013) indicando a evolução do solo a partir do diabásio, conforme o trend de intemperismo.

Após estudo em um perfil desenvolvido sobre o diabásio da região, Melfi (1967) atribuiu a presença de quartzo no solo ao enriquecimento residual deste mineral resistente. Contudo em partes do perfil estudado, o autor descreveu aumento acentuado quartzo, o que ele caracterizou como de fonte externa devido ao arredondamento dos grãos.

No entanto, as razões elementares e a análise da forma dos grãos deste estudo – predominantemente anguloso a sub-anguloso e de baixa esfericidade – não indicaram que houve contribuição externa no perfil analisado.

#### 7.1.2. Balanço de massas

De acordo com Faure (1998), a partir do balanço de massas é possível determinar o real valor de ganhos e perdas dos elementos no solo em relação a rocha durante o intemperismo químico e assim caracterizar os processos atuantes na formação do solo, como a mobilidade e redistribuição dos elementos (Nesbitt & Wilson 1992).

Para tal, define-se um elemento que permaneceu constante em quantidade, mesmo que sua concentração possa parecer ter mudado, e calcula-se a porcentagem de ganhos e perdas relativas a este elemento imóvel (Faure 1998).

Trabalhos realizados em condições de forte intemperismo sobre rochas básicas consideraram como imóveis os elementos: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Pinto & Kämpf 1997, Faure 1998); TiO<sub>2</sub> (Moniz et al. 1973, Chesworth et al. 1981, Eggleton et al. 1987, Nesbitt & Wilson 1992, Di Figlia et al. 2007, Gong et al. 2011); Zr (Fiorentino et al. 2011), V (Yousefifard et al. 2012); Th (Ma et al. 2007); Nb (Kurtz et al. 2000, Jiang et al. 2018); Ta (Little & Aeolus Lee 2006).

O balanço de massas deste trabalho seguiu as equações propostas por Grant (1986) e Faure (1998), considerando o TiO<sub>2</sub> como elemento imóvel, pois este comumente está associado a minerais estáveis, como magnetita e ilmenita (Michelon 2006). As equações de transferência ( $\tau$ ) de cada componente (**Eq. 7.1**) e de transferência de massa ( $\tau_m$ ) no sistema em porcentagem (**Eq. 7.2**) são:

$$\tau_{i,j} = \left\{ \left[ \left( \frac{C_i^r}{C_i^s} \right) \times \left( \frac{C_j^s}{C_j^r} \right) \right] - 1 \right\} \times 100 \quad \text{(Equação 7.1)}$$

$$\tau_{m,i,j} = \left[ \left( \frac{C_i^r}{C_i^s} \right) - 1 \right] \times 100 \quad \text{(Equação 7.2)}$$

Em que:

$\tau_{i,j}$  – transferência de componente (j) em relação ao elemento imóvel (i);

$C_i^r$  – concentração do elemento imóvel na rocha;

$C_i^s$  – concentração do elemento imóvel no solo;

$C_j^s$  – concentração do elemento no solo;

$C_j^r$  – concentração do elemento na rocha.

Os valores obtidos no balanço de massas para os três pontos amostrados estão no Anexo C (Tab. C1-3). O comportamento ao longo de cada perfil, comparado com as divisões dos horizontes e do radargrama (GPR), estão representados nas Figuras 7.2, 7.3 e 7.4.

Os elevados valores de Perda ao Fogo (volatilização de compostos) são reflexo do processo intempérico, em que o solo se torna mais hidratado (Oliveira 2008). Desta forma, o percentual de ganho de Perda ao Fogo é elevado nos perfis, com média de 6550 %.

De acordo com Scarin & Bernades (2016), os valores de perda ao fogo representam a quantidade de argilominerais e oxi-hidróxidos de ferro e alumínio que estavam no solo como produto do intemperismo.

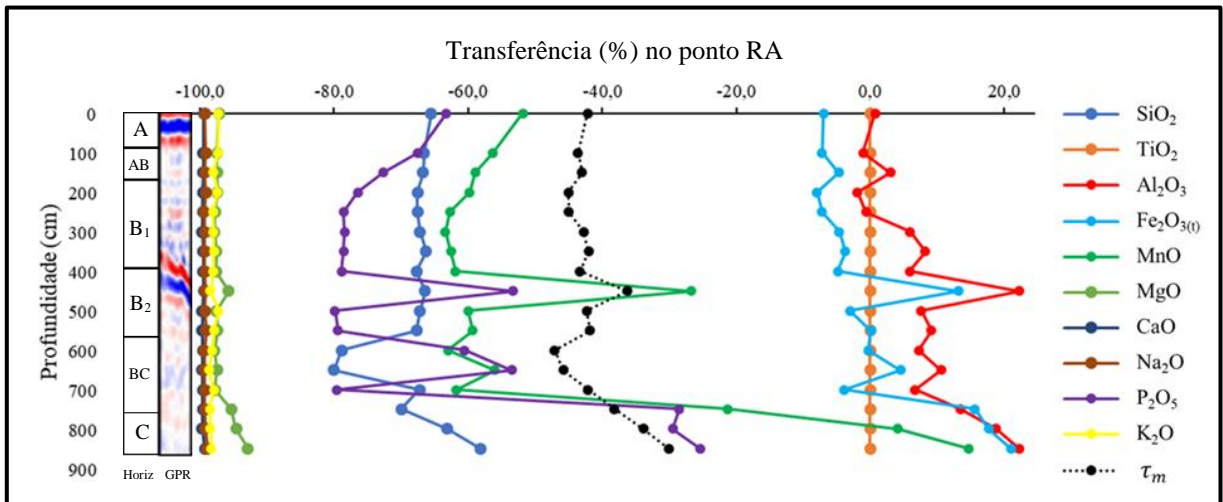


Figura 7.3: Transferência ( $\tau$ ) dos elementos maiores, menores e massa ( $\tau_m$ ), ao longo do perfil RA, com  $\text{TiO}_2$  imóvel. Representação dos horizontes e do perfil de GPR. Elementos a esquerda do  $\text{TiO}_2$  perderam massa, enquanto os elementos a direita apresentaram ganhos residuais.

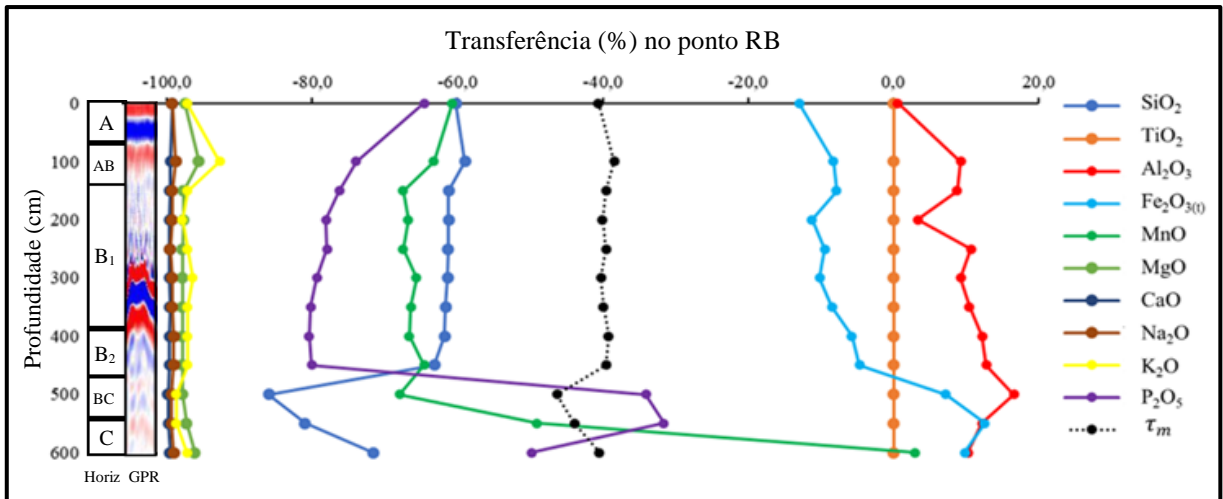


Figura 7.4: Transferência ( $\tau$ ) dos elementos maiores, menores e massa ( $\tau_m$ ), ao longo do perfil RB, com  $\text{TiO}_2$  imóvel. Representação dos horizontes e do perfil de GPR. Elementos a esquerda do  $\text{TiO}_2$  perderam massa, enquanto os elementos a direita apresentaram ganhos residuais.

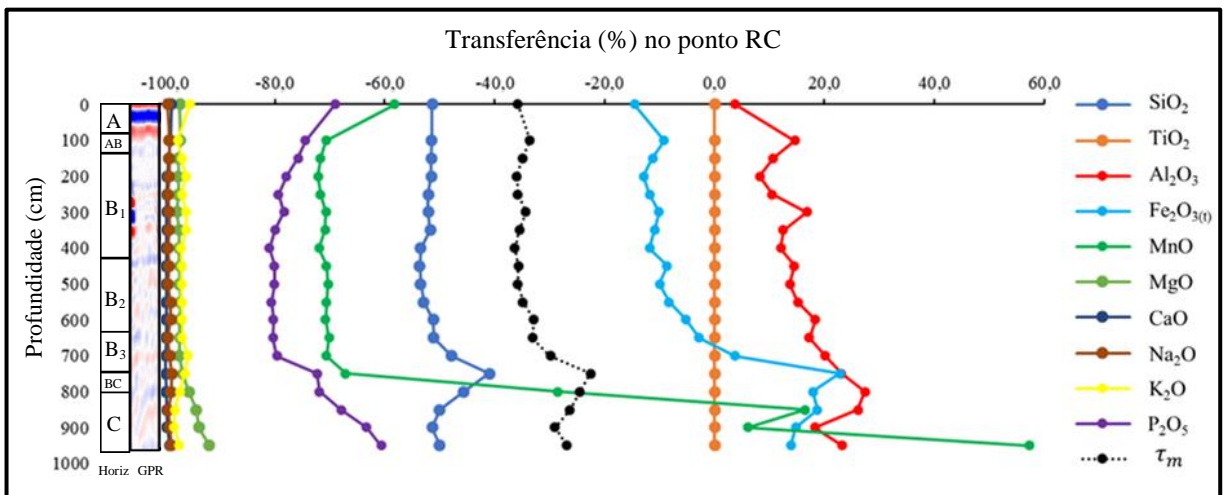


Figura 7.2: Transferência ( $\tau$ ) dos elementos maiores, menores e massa ( $\tau_m$ ), ao longo do perfil RC, com  $\text{TiO}_2$  imóvel. Representação dos horizontes e do perfil de GPR. Elementos a esquerda do  $\text{TiO}_2$  perderam massa, enquanto os elementos a direita apresentaram ganhos residuais.

A transferência de massa está abaixo do que foi relatado na região para o Latossolo, 52 %, de acordo com Clemente & Marconi (1994). No perfil RA a média foi de 41 %, ou seja, a cada 100 g de rocha, 41 gramas foram removidos na forma de sais solúveis e o restante permaneceu como resíduo sólido (Clemente & Marconi 1994, Faure 1998). Destacase os baixos valores (35 %) encontrados em 4,5 m de prof. e nos horizontes BC e C (30 %).

No perfil RB, a transferência de massa variou em torno de 41 %, com leve aumento (46 %) no horizonte BC. O perfil RC foi o que perdeu menos massa do diabásio, com média de 32 %, tendo no horizonte BC a menor perda, 22,6 %.

Como reportado na revisão bibliográfica, em solos de ambientes com intemperismo elevado, os elementos alcalinos e alcalinos terrosos são lixiviados por completo do sistema já nos primeiros estágios de alteração, resultado da baixa capacidade de retenção destes compostos nesses tipos de solos (Alleoni et al. 2009).

Este comportamento é observado nos três perfis estudados, em que 99 % de  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{Na}^+$  foram removidos desde a base. Da mesma forma, o  $\text{K}^+$  e  $\text{Mg}^{2+}$  perderam em média 97 %, contudo, mostraram leve resistência em 0,5-1 m do perfil RB. O magnésio também apresentou menores perdas na base dos perfis (horizonte C) e em 4-4,5 m do perfil RA.

O fósforo e o manganês apresentaram menores perdas em média na porção mais superficial dos perfis (horiz. A e AB), 72 % e 63 %, respectivamente, quando comparado aos horizontes B, onde a perda de massa foi homogênea (80 % de P; 66 % de Mn), com exceção do perfil RA, a 4-4,5 m (53 % de P; 27 % de Mn). No entanto, foi no horizonte BC e C que o P e Mn perderam menos massa (50 % e 31 %, respectivamente). No horizonte C o manganês apresentou enriquecimento residual em todos os perfis, chegando até 57 % (RC\_9-9,5).

A perda de sílica foi homogênea ao longo dos horizontes A, AB e B, com variações entre os perfis. No perfil RA ocorreu a maior perda (67 %) e no RC, a menor (51 %). No entanto, no horizonte BC dos perfis RA e RB a perda foi intensificada (86 %), enquanto no perfil RC foi a menor, 41 %. Já no horizonte C dos perfis RA e RB a perda de Si diminuiu, e no perfil RC voltou a se comportar como os horiz. superficiais.

O alumínio e o ferro apresentaram ganhos residuais. O ferro ganhou nos horizontes BC e C (14 %) e perdeu progressivamente até a superfície. O alumínio também apresentou essa tendência, contudo, perdeu massa apenas no perfil RA, na faixa de 1-2 m (1,5 %). Ambos apresentaram altos ganhos residuais em 4-4,5 m do perfil RA.

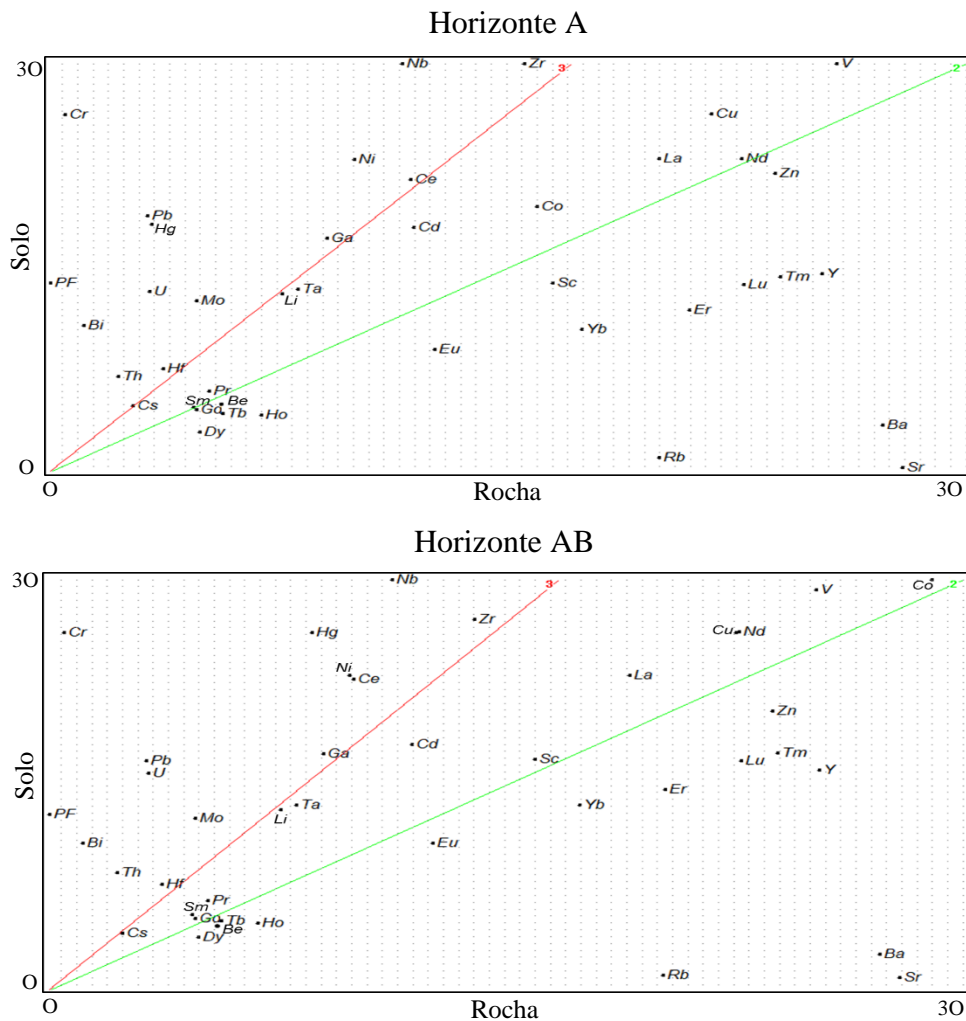
Em geral, os elementos maiores mostraram comportamento semelhante entre os três perfis amostrados, com exceção da profundidade de 4-4,5 m no perfil RA. Nesta região houve menores perdas de magnésio, manganês, fósforo e da própria rocha para formar o solo,

e ganhos residuais de ferro e alumínio, além de ser a faixa onde o GPR indicou uma reflexão. No entanto, não houve comportamento anômalo de massas na região do perfil RB onde também há uma reflexão obtida com o GPR.

Pode-se considerar que a perda de massas entre os elementos maiores seguiu, em média:  $Ca \approx Na > K \approx Mg > P \approx Si > Mn > Fe > Al$ . O Alumínio foi o único que em média ganhou massa no sistema (ganho residual).

Os ganhos e perdas dos elementos traço analisados no ponto RA até 6,5 m de profundidade estão no anexo C (Tabela C.4 e C.5), assim como do mercúrio em todos os pontos amostrados (Tabela C.6).

A partir da concentração média dos elementos em cada horizonte e considerando o  $TiO_2$  como elemento imóvel no sistema, fez-se o diagrama Isocon (**Fig. 7.5**). Estes diagramas são usados como representações gráficas de balanço de massas, pois indicam os ganhos e perdas dos elementos a partir da linha isoquímica (isocon) formada por elementos conservativos (Mukherjee & Gupta 2008, Gong et al. 2010). Os diagramas foram confeccionados com o auxílio do software GeoIso (Coelho 2006).



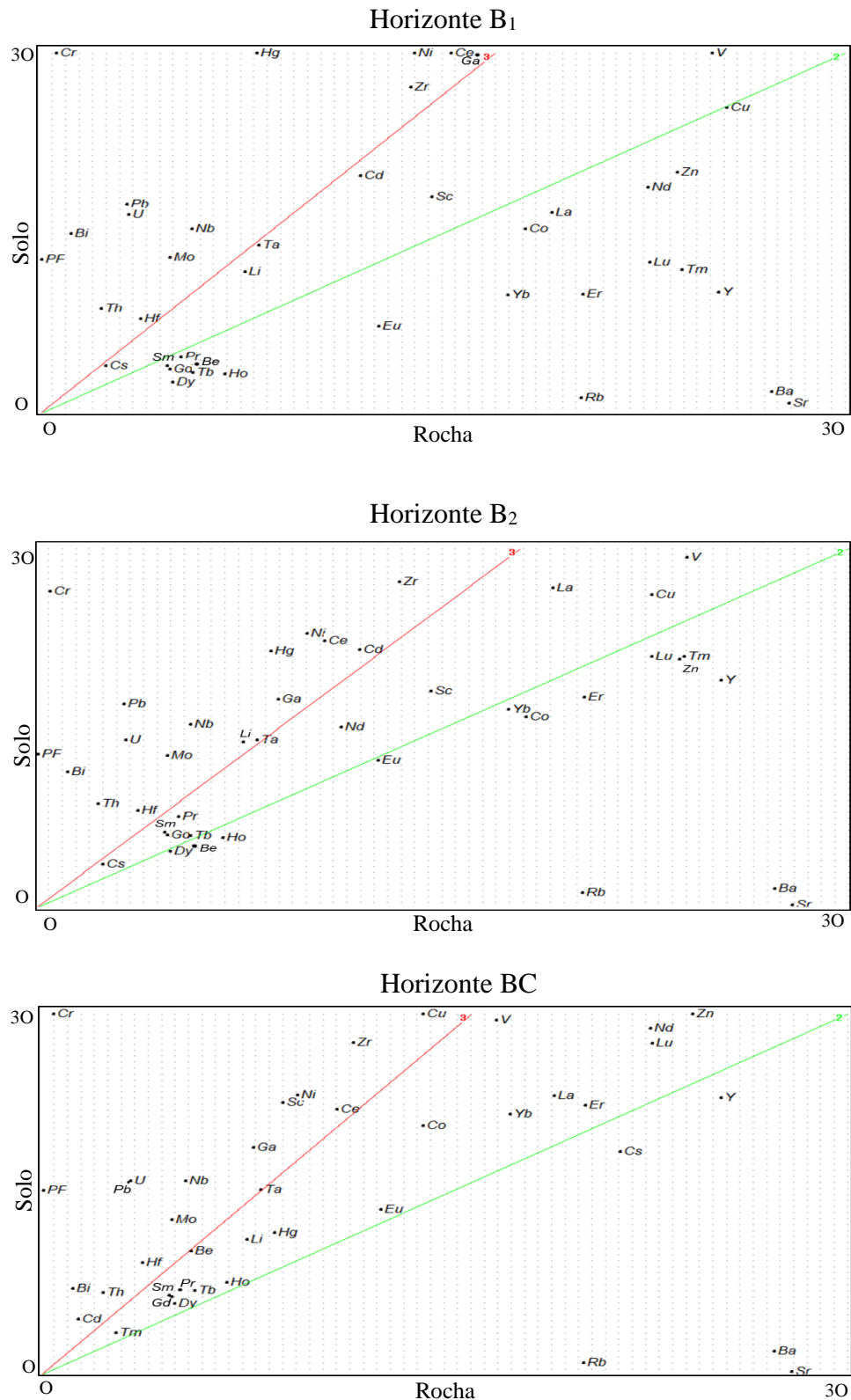


Figura 7.5: Diagrama Isocon com os elementos traço e perda ao fogo (PF), considerando  $\text{TiO}_2$  imóvel, ao longo dos horizontes do perfil RA (até horizonte BC). A linha vermelha indica a linha isocon e a linha verde indica massa e volume constante. Para a representação gráfica, as concentrações dos elementos tanto na rocha quanto no solo foram recalculadas para um intervalo de 0-30. Elementos acima da linha isocon ganharam massa (ganho residual) e abaixo perderam.

Ao longo dos horizontes, apenas o Li, Sc, Cu, Cd, Cs e Ta apresentaram variações de ganhos e perdas. O Li mostrou enriquecimento residual apenas no horizonte B<sub>2</sub>, já o Sc e



Cu apenas no horizonte BC. O cádmio apresentou ganhos residuais no horizonte B<sub>2</sub> e valores elevados (75 %) no horizonte BC. O Cs teve o maior ganho residual na porção superficial, 0,5-1 m, e leve aumento (3,4 %) em 4-4,5 m. O Tântalo pode ser considerado como elemento imóvel no sistema, pois sua variação no perfil ficou abaixo de  $\pm 10\%$ .

Desta forma, observa-se o enriquecimento residual em média no perfil com os elementos:  $Cr \gg Bi > Pb > U > Th > Nb > Mo > Ni > Hg > Hf > Zr \approx Ce > Cd \approx Ga$ . Os maiores ganhos residuais ocorreram nos horizontes BC e C, com exceção do Hg e Pb (Horizonte A), Ce (Horizonte AB), Bi e U (Horizonte B<sub>1</sub>).

Por outro lado, o perfil ficou empobrecido, em média:  $Sr \approx Rb > Ba > Y > ETRPs$  (exceto Tb)  $\approx Eu > Tb > Zn > Be > Gd \approx Co > Nd \approx Sm > La > Pr > V > Cu > Sc > Cs > Li > Ta$ . De modo geral, as maiores perdas ocorreram no horizonte B<sub>1</sub>, com exceção do Cd (horizonte A), V e Ta (horizonte AB), Ba (Horizonte B<sub>2</sub>), Li, Cs, Rb e Sr (Horizonte BC).

Ao analisar o mercúrio nos três perfis (**Fig. 7.6**), nota-se que as perdas de massa ocorreram nos horizontes BC e C, e que os maiores ganhos foram nos horizontes A. Contudo, na transição do horizonte AB para o B<sub>1</sub> há uma diminuição no ganho de massas, mas na faixa de 3-4 m de profundidade cresce novamente. Vale ressaltar que o perfil RB foi o único que ganhou massa no horizonte C. Comportamento semelhante foi descrito por Fiorentino (2007) em um perfil de solo da região.

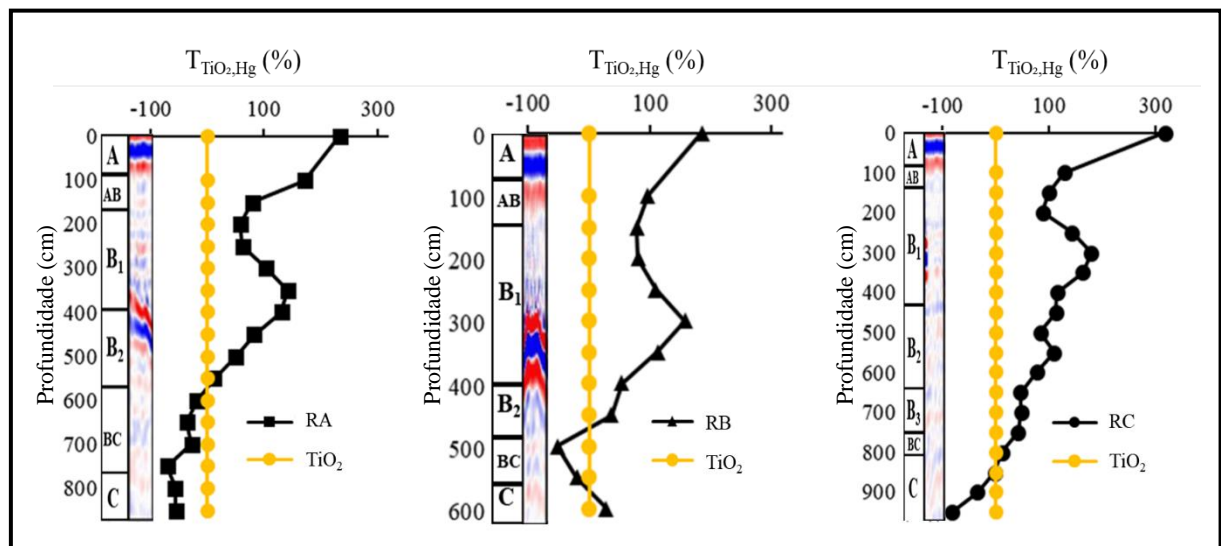


Figura 7.6: Transferência ( $\tau$ ) de mercúrio ao longo dos três perfis estudados, RA (quadrado), RB (triângulo) e RC (bola), em porcentagem e considerando  $TiO_2$  imóvel, com representação dos horizontes descritos.

### 7.1.3. Granulometria

A granulometria do solo pode interferir no comportamento de alguns elementos (e.g. fósforo) (Vitorino et al. 2003, Eberhardt et al. 2008, Silva et al. 2010). Nos três perfis

estudados, os maiores teores de argila estão na superfície, sendo na transição do horizonte AB para o B<sub>1</sub> o maior acúmulo, chegando a 90 %. Em torno de 4-5 m de profundidade os perfis passaram a ser dominados por silte. O teor de areia é baixo nos perfis (< 10 %), com os maiores valores no horizonte BC.

De acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de solos, SBCS (EMBRAPA 2018), o grupamento textural predominante dos perfis RA e RB é muito argilosa e do perfil RC, argilosa. Santos et al. (2005) propõe a utilização do diagrama ternário para a determinação das classes texturais do solo (Fig. 7.7). Os horizontes variaram entre muito argiloso, argilosiltoso, franco-argilossiltoso e franco siltoso, refletindo assim o elevado teor de argila e silte nos perfis.

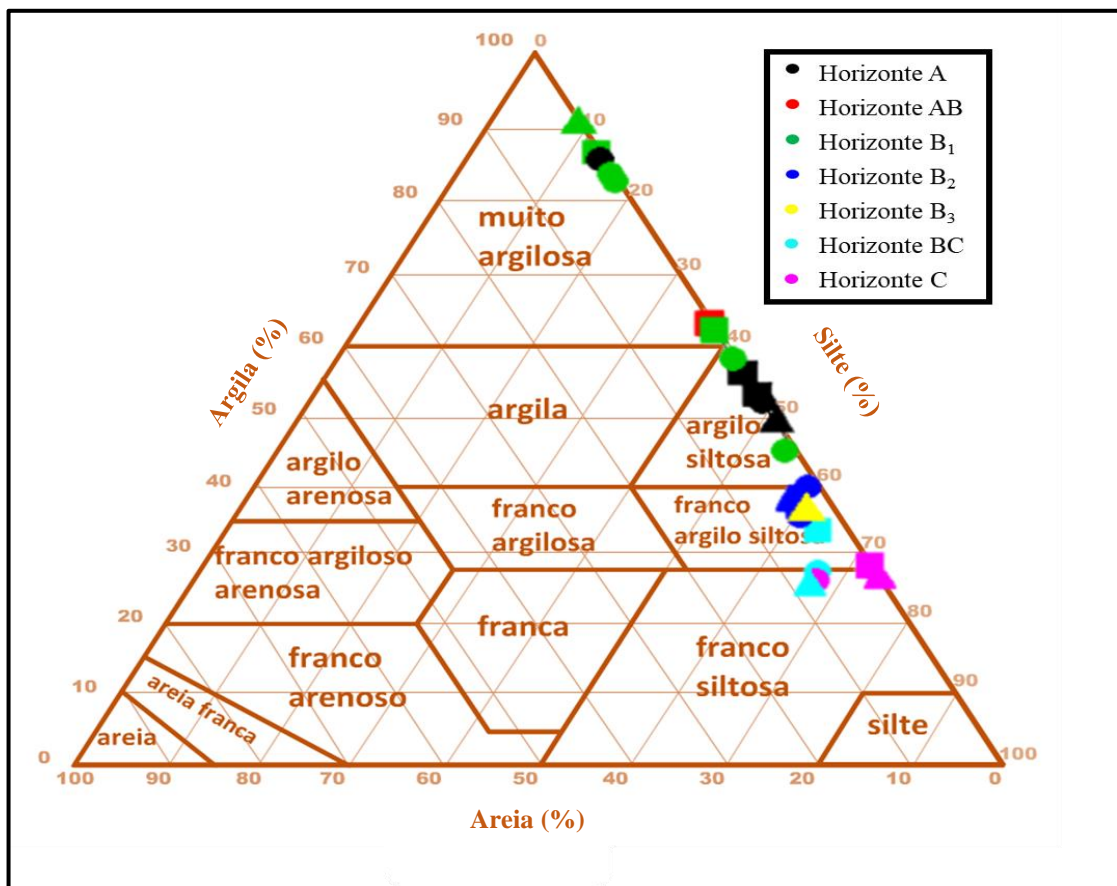


Figura 7.7: Triângulo textural dos perfis amostrados (RA – quadrado; RB – Bola; RC – Triângulo). Classificação conforme Santos et al. (2005).

Padrões diferentes foram descritos por Gon (2011) na região, os quais se assemelham a colúvios. A autora descreveu a granulometria de dois perfis na Unicamp – de 9 m (FEC) e de 18 m (FEAGRI) de profundidade. No primeiro, a autora descreveu predomínio de argila em até 2 m. Entre 3-7 m a fração areia passou a dominar. Na base do perfil a distribuição foi homogênea entre as frações. Já o segundo, é dominado por argila até 8 m de

profundidade e depois passa a ser mais siltoso. Outro perfil de Latossolo Vermelho na região foi descrito por Fiorentino (2007), o qual tem o predomínio da fração silte na base do perfil.

Todavia, a avaliação sobre o teor granulométrico deve ser feita com parcimônia, pois comumente em solos argilosos ocorre a formação de microagregados de alta estabilidade, dificultando a dispersão total (Donagemma et al. 2003). De acordo com Azevedo & Bonumá (2004), a microagregação ocorre devido a cimentação por óxidos, atividade biológica, ligações químicas entre minerais, complexos organo-minerais e ciclo pedogênicos. Vitorino et al. (2003) complementam que em regiões com maiores teores de gibbsita há maiores estabilidades dos agregados do tamanho de silte (pseudo-silte), enquanto em regiões com teores maiores de caulinita, o efeito é inverso.

A relação silte/argila pode ser usada para demonstrar o estágio de intemperismo do meio, sendo considerado alto em cujos solos de textura argilosa/muita argilosa o valor seja inferior a 0,6 no horizonte B (EMBRAPA 2018). Os perfis estudados mostraram intemperismo extremo, em que alguns pontos essa relação (S/A) chegou a 0,05 (**Fig.7.8**).

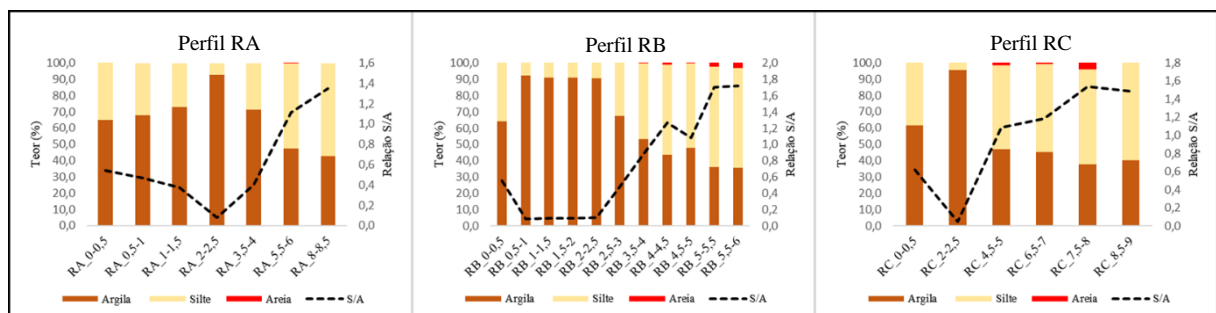


Figura 7.8: Distribuição granulometria (argila, silte, areia) ao longo dos perfis RA, RB e RC. Em pontilhado está a relação Silte/Argila (S/A), a qual abaixo de 0,6 neste perfil argiloso indica alto grau de intemperismo (EMBRAPA 2018).

#### 7.1.4. Índices de intemperismo

Os índices de intemperismo contribuem para o entendimento da mobilidade dos elementos durante a alteração química e mineralógica, baseando-se na suposição de que a lixiviação de elementos móveis em relação aos imóveis é regulada no perfil, predominantemente, pelo grau de intemperismo (Harnois 1988, Duzgoren-Aydin et al. 2002, Campodonico et al. 2019).

Neste trabalho, foram selecionados os índices com melhores performance em solos tropicais originários de rochas básicas (Duzgoren-Aydin & Aydin 2003, Okewale & Coop 2018), como: Índice Químico de Alteração, CIA/*Chemical Index of Alteration* (Nesbitt & Young 1982); Índice de Lateritização, IOL/*Index of Lateritisation* (Babechuk et al. 2014); Índice Potencial de Intemperismo, WPI/*Weathering Potential Index* (Riche 1943).

Entretanto, Colman (1982) ressalta que índices calculados com porcentagens relativas dos elementos devem ser analisados com precauções, pois algumas alterações de elementos individuais podem ser escondidas. Contudo, completa o autor, estes índices são úteis por condensar e ilustrar tendências gerais do intemperismo.

Para o cálculo do CIA (**Eq. 7.3**) são usadas as proporções molares dos elementos, já para o IOL (**Eq. 7.4**) e WPI (**Eq. 7.5**), usa-se a porcentagem em massa. Os resultados obtidos nos três pontos amostrados estão reunidos no anexo C (Tab. C.7).

$$CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \times 100 \quad \text{(Equação 7.3)}$$

$$IOL = [Al_2O_3 + Fe_2O_3(T) / (SiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3(T))] \times 100 \quad \text{(Equação 7.4)}$$

$$WPI = \left[ \frac{CaO + Na_2O + K_2O + MgO - H_2O^+}{SiO_2 + Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + CaO + MgO + Na_2O + K_2O} \right] \times 100 \quad \text{(Equação 7.5)}$$

O CIA trata da conversão dos feldspatos em argilominerais (Nesbitt & Young 1982), sendo, portanto, maior nos solos do que na rocha. De acordo com Nesbitt & Wilson (1992), em ambientes com grau de intemperismo baixo ou moderado, os valores do CIA variam entre 44 e 66, mas em ambientes de intenso intemperismo, os valores podem chegar a 100. Os autores complementam que os valores de CIA do plagioclásio e da biotita estão em torno de 50 e da caulinita, 100.

Para avaliar o ‘trend’ de alteração das rochas compostas por plagioclásio e k-feldspato, Nesbitt & Young (1982), propuseram usar o sistema ternário A-CN-K ( $Al_2O_3 - (CaO + Na_2O) - K_2O$ ) associado ao CIA (**Fig. 7.9**).

Os resultados de CIA variaram entre 98,3 e 99,6 nos perfis, caracterizando-os como de intenso grau de intemperismo. Embora a diferença seja pequena, os maiores valores estão nos horizontes B e BC (média de 99,3) e os menores no horizonte A e AB (média de 98,9), já os resultados no horizonte C se mostraram mais variáveis.

No entanto, pelo fato do índice se basear na relação entre um elemento imóvel (alumínio) e elementos móveis (bases), se houvesse a introdução desses metais ( $Ca^{2+}$ ,  $Na^+$  e  $K^+$ ) no sistema, o índice poderia diminuir. Desta maneira, como na fazenda há fertilização do solo para o cultivo de cana-de-açúcar, os valores no horizonte A podem ser levemente alterados, como é o caso da amostra RB\_0,5-1, com tendência ao ‘trend de potássio’ (**Fig. 7.9**), devido à sua elevada concentração de  $K^+$  (1 %).

Conforme o diagrama A-CN-K, o trend de intemperismo está paralelo a linha CN-A, reafirmando a afinidade entre o diabásio (CIA – 38,4) e o Latossolo (Chen et al. 2016).

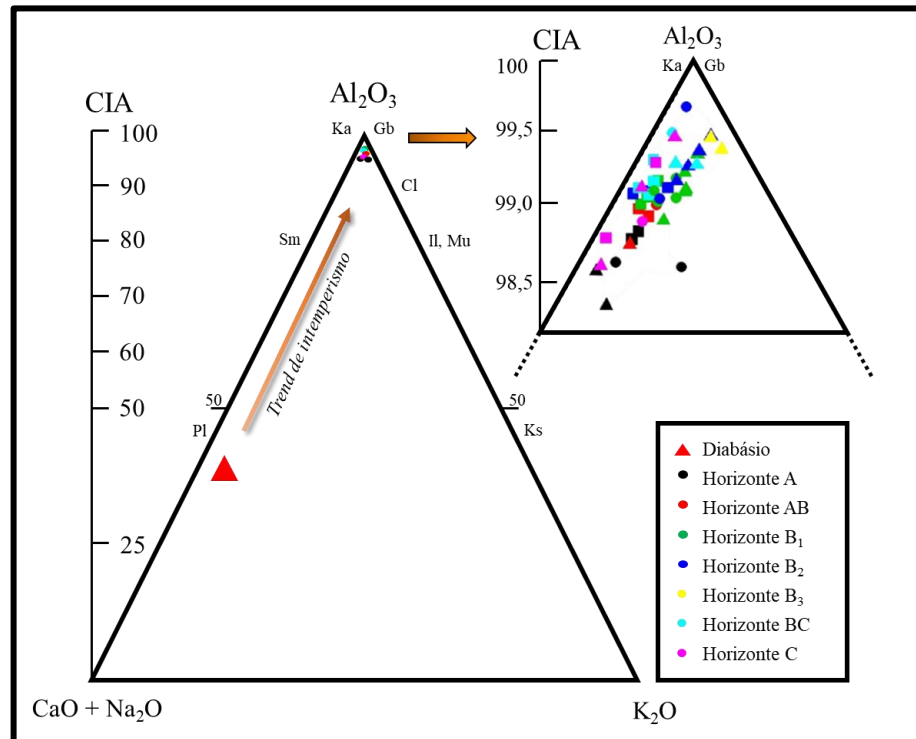


Figura 7.9: Diagrama ternário  $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}) - \text{K}_2\text{O}$  (A-CN-K) integrado ao índice químico de alteração, CIA (molar) (Nesbitt & Young 1982), ilustrando o alto grau de intemperismo em todos os pontos amostrados (RA – quadrado; RB – Bola; RC – Triângulo). Separados conforme os horizontes descritos. Pl – Plagioclásio; Ks – K-feldspato; Il – Ilita; Mu – Muscovita; Sm – Esmectita; Cl – Clorita; Ka – Caulinita; Gb – Gibbsita.

O Índice de Lateritização (IOL) foi proposto por Babechuk et al. (2014) para quantificar quimicamente os estágios avançados de intemperismo (dominado pelo processo de dissilicção), cujo CIA torna-se ineficiente por não incluir o Si. Conforme os autores, o processo de lateritização deve ser entendido como alteração progressiva e *in situ* da rocha, gerando perfis dominados por caulinita, goethita, hematita, gibbsita e quartzo, com perda (lixiviação) excessiva de sílica (desilicção) e álcalis (Schellmann 1981, 1994, 2003).

Em ambientes de temperaturas e umidades mais elevadas, é comum a ação de ácidos na dissolução dos minerais primários e, posteriormente, secundários, seguido pela hidrólise e precipitação dos oxi-hidróxidos de ferro e alumínio (Hill et al. 2000a).

O IOL tem como princípio a razão  $\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  proposta por Schellmann (1981). O mesmo autor propôs plotar esses elementos maiores tanto do protólito quanto do produto intemperizado no diagrama  $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$  (SAF) para distinguir o limite de caulinitização e os níveis de lateritização, baseando-se na suposição de que todo alumínio disponível na rocha é convertido em caulinita (Schellmann 1981, Widdowson 2007).

O limite de caulinitização é calculado a partir da composição da rocha fonte por meio da relação:  $\text{SiO}_2 - (\text{Al}_2\text{O}_3 * 1,179)$ . Esta relação indica a quantidade de Si necessário

para a conversão do Al em caulinita – valores normalizados do diagrama SAF (Babechuk et al. 2014 – material suplementar).

Desta forma, segundo Babechuk et al. (2014), antes do limite de caulinição a perda de Si é relativamente menor. Contudo, após este ponto, a desilicacão se intensifica e se inicia os processos (fraco, moderado e forte) de lateritização.

Em rochas máficas não intemperizadas, os valores de IOL são menores que 40, já em produtos intensamente lateritizados, o IOL varia entre 85 e 100 (Babechuk et al. 2014). Neste trabalho, o valor de IOL para o diabásio foi 38,4. Por outro lado, os solos mostraram médias de 67, 65,5 e 57,4 nos perfis RA, RB e RC, respectivamente (Tab. C.6 – Anexo C). Deste modo, o perfil RC é o menos intemperizado.

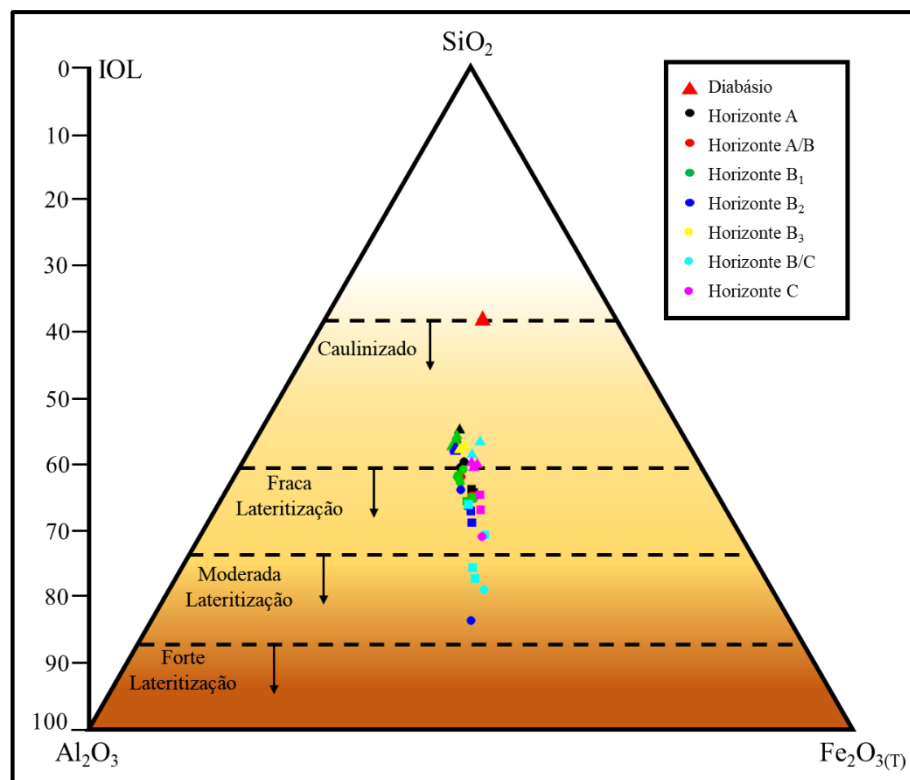


Figura 7.10: Diagrama ternário  $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{T})}$  (SAF) (Schellmann 1981) integrado ao Índice de lateritização, IOL (Babechuk et al. 2014). Os limites de caulinição e lateritização foram calculados a partir do diabásio. Representação de todos os pontos amostrados (RA – quadrado; RB – Bola; RC – Triângulo), separados conforme os horizontes descritos.

Conforme demonstra o diagrama SAF (**Fig. 7.10**), o processo de caulinição se inicia desde o diabásio até 39,9 %  $\text{SiO}_2$  (IOL - 60,1) – Limite de Caulinição. Neste estágio está a amostra mais superficial do perfil RB (0-0,5) e todas as amostras do perfil RC (exceção da amostra RC\_8-8,5; IOL – 60,4).

Com o avanço do intemperismo, se inicia o estágio de fraca lateritização ( $60,1 < \text{IOL} < 73,4$ ), onde se concentrou a maioria das amostras dos perfis RA e RB. Contudo,

algumas amostras destes perfis, como as do horizonte BC, tanto do perfil RA (5,5-6 e 6-6,5) quanto do RB (5-5,5), estão em estágio de moderada lateritização ( $73,4 < IOL < 86,7$ ), sendo a amostra RB\_4,5-5 de maior grau de lateritização ( $IOL = 83,3$ ). Esta região mais intemperizada também mostrou picos mais intensos de gibbsita, conforme os difratogramas das Figuras 6.3 e B.2.

O diagrama SAF, de acordo com Tobaoda et al. (2016), também contribui para ilustrar que entre os principais elementos químicos, apenas o Al e Fe são residuais (relação Fe/Al constante).

Ao correlacionar o IOL com os valores de Perda ao Fogo (P.F), Babechuk et al. (2014), notaram que a relação é positiva no estágio de caulinição e negativa nos estágios de lateritização. Isto ocorre, de acordo com os autores, porque no processo de lateritização o perfil passa a ser dominado por minerais menos hidratados (gibbsita, hematita, goethita).

Entretanto, neste trabalho a correlação entre Perda ao Fogo e IOL foi alta e positiva ( $r = 0,9$ ). Deste modo, os valores de Perda ao Fogo podem representar outros compostos hidratados no solo, como carbono orgânico, enxofre, além de outros minerais hidratados. Segundo Duzgoren-Aydin et al. (2002), o comportamento do P.F., assim como dos elementos maiores, não pode ser explicado apenas em termos do grau de intemperismo.

Por outro lado, o Índice Potencial de Intemperismo, WPI (Riche 1943), é considerado mais confiável para perfis intemperizados de rochas vulcânicas por incluir diversos elementos químicos, além da  $H_2O^+$ , e não estar sujeito ao comportamento de um ou dois componentes, pois caso haja erro de medição, a influência sobre o índice seria menor (Irfan 1999, Ng et al. 2001, Duzgoren-Aydin & Aydin 2003, Okewale & Coop 2018).

O índice, segundo Colman (1982) diminui rapidamente com a perda das bases ( $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$  e  $K^+$ ) e a entrada da água no sistema. Assim, complementa Ng et al. (2001), quanto menor a medida maior é a intensidade do intemperismo e lixiviação.

A média dos valores de WPI nos perfis RA, RB e RC são, respectivamente: -15,13; -15,75; -13,02 (Tab. C.6 – Anexo C). Já no diabásio é 17,8. A Figura 7.11 ilustra o comportamento deste índice em profundidade.

Os horizontes A e AB possuem menores valores do que os horizontes B – a exceção da amostra RB\_0,5-1 (horiz. A). O índice é bem homogêneo nos horizontes B até a transição para o horizonte BC, região cujo valores do perfil RC são contrastantes com dos perfis RA e RB, como destaca a Figura 7.11.

Nos horizontes BC dos perfis RA e RB ocorrem os resultados mais elevados de intemperismo, -18,3 e -21,6, respectivamente. Por outro lado, esta região no perfil RC foi a com menor grau de intemperismo obtido, -11,8. Por fim, os horizontes C dos três perfis indicam resultados semelhantes aos dos horizontes superficiais.

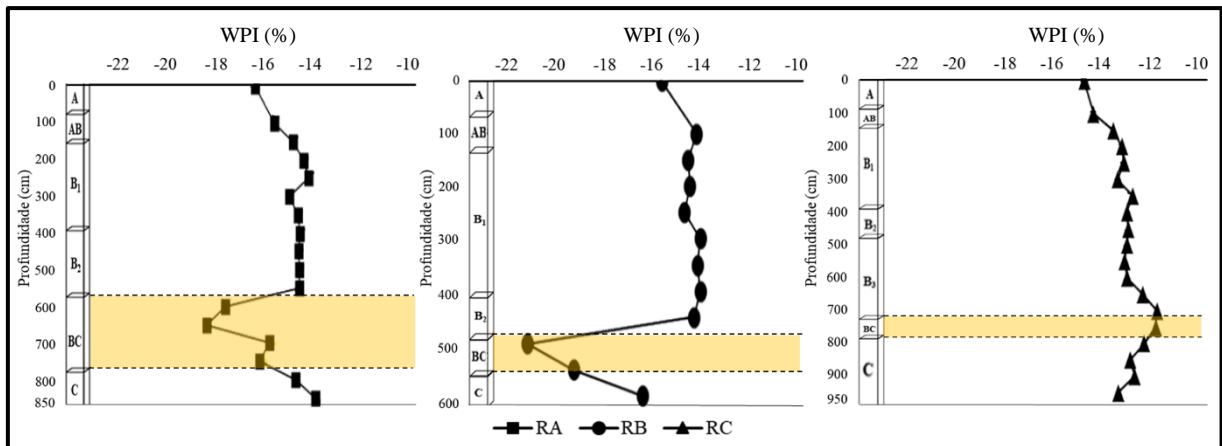


Figura 7.11: Distribuição do Índice potencial de intemperismo, WPI (Riche 1943), ao longo dos perfis (RA – quadrado; RB – Bola; RC – Triângulo). Esquemática dos horizontes descritos com destaque para o horizonte BC (faixa bege).

Os índices não demonstraram variação gradual e sistemática com a profundidade. Segundo Che et al. (2012), essas heterogeneidades podem ocorrer devido a zonas de fraqueza ou, conforme Duzgoren-Aydin et al. (2002), a zonas de microambientes, a qual condiciona a mobilidade dos elementos, assim como o tipo e abundância dos minerais.

Estudos em solos desenvolvidos sobre rochas básicas também obtiveram resultados elevados nos índices de intemperismo. Campodonico et al. (2019) descreveram valores de CIA entre 48 e 100, e de IOL entre 35 e 55, em perfis desenvolvidos sobre os basaltos da For. Serra Geral, na província de Misiones, Argentina. Em estudos sobre os solos desenvolvidos sobre as rochas vulcânicas nas Ilhas Galápagos, Equador, Tobaada et al. (2016), relataram resultados de CIA entre 74 e 96. Perfis desenvolvidos na província ígnea de Deccan Traps, na Índia, mostraram resultados de CIA entre 90 e 100, e de IOL entre 58 e 94 (Babechuk et al. 2014).

Em um perfil laterítico no Irã, Abedini & Calagari (2015), descreveram valores de IOL entre 70-88, além disso, os autores mostraram que houve correlação positiva entre IOL e matéria orgânica. Resultados elevados do índice WPI (entre -66,5 e 8) foram descritos por Irfan (1999) em solos desenvolvidos sobre rochas vulcânicas de Hong Kong.

Estudos no Brasil mostraram elevados valores de CIA, como demonstra Oliveira (2018), com resultados em torno de 93,6 % em solos do sul do estado de Piauí. No estado de Rio Grande do Norte, Silva (2018) obteve valores de CIA em média são de 78 %.



### 7.1.5. Relações estatísticas

Para resumir a composição geoquímica e investigar os fatores subjacentes, faz-se análises estatísticas (n = 48): bivariada (Coeficiente de Pearson) e multivariada (PCA e Cluster).

#### Estatística bivariada

Os coeficientes de correlação (Coeficiente de Pearson – r) entre todas as amostras, a partir dos elementos maiores e menores, estão tabelados em anexo (Tab. C.8-13 – Anexo C). Este trabalho seguiu a classificação proposta por Santos (2007), em que: a correlação é perfeita positiva/negativa quando  $r = \pm 1$ , e forte positiva/negativa quando  $r > \pm 0,8$ .

No perfil RA, apenas as amostras RA\_4-4,5, RA\_5,5-6, RA\_6-6,5 e RA\_7-7,5 não mostraram correlação perfeita positiva com o restante do perfil. No caso dos perfis RB e RC, foram as amostras da base (horiz. BC e C) que não indicaram correlação perfeita positiva com o restante do perfil. Contudo, todas as amostras apresentaram  $r > 0,8$  (forte positiva).

As correlações entre os três perfis na maioria das amostras foram forte positiva, a exceção das amostras superficiais do ponto RC com a amostra RB\_4,5-5, cujo valores estão um pouco abaixo de 0,8 ( $r = 0,76$ ).

O coeficiente de Pearson e nível de confiança (p) dos elementos maiores e menores, Hg, índices de intemperismo, teor de argila, pH e P.F de todos os perfis estão na Tabela 7.2.

Tabela 7.2: Matriz de correlação – Correlação de Pearson (r) \ nível de confiança (p) entre os elementos maiores, menores, Hg, CIA, WPI, IOL, teor de argila, pH e P.F. – de todos os perfis (RA, RB e RC). Em rosa estão os valores de  $r > 0,8$ . Em amarelo estão os valores de  $r < -0,8$ . Em verde estão os valores de  $p < 0,05$ .

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Hg	CIA	WPI	IOL	Argila	pH	P.F.
SiO <sub>2</sub>		0,000	0,000	0,000	0,049	0,488	0,860	0,478	0,001	0,000	0,008	0,047	0,000	0,000	0,144	0,031	0,000
TiO <sub>2</sub>	-0,7		0,000	0,000	0,106	0,003	0,359	0,890	0,616	0,093	0,149	0,785	0,000	0,000	0,244	0,012	0,000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,9	0,7		0,000	0,889	0,255	0,168	0,982	0,018	0,000	0,060	0,003	0,000	0,000	0,314	0,003	0,000
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,9	0,5	0,7		0,001	0,035	0,533	0,200	0,000	0,000	0,000	0,016	0,000	0,000	0,027	0,203	0,000
MnO	-0,3	-0,2	0,0	0,5		0,000	0,105	0,203	0,002	0,000	0,000	0,594	0,285	0,048	0,010	0,558	0,301
MgO	-0,1	-0,4	-0,2	0,3	0,9		0,141	0,064	0,064	0,000	0,000	0,283	0,954	0,459	0,107	0,966	0,934
CaO	0,0	0,1	-0,2	-0,1	0,2	0,2		0,778	0,472	0,456	0,011	0,000	0,233	0,624	0,381	0,782	0,148
Na <sub>2</sub> O	-0,1	0,0	0,0	0,2	0,2	0,3	0,0		0,139	0,617	0,126	0,083	0,922	0,465	0,304	0,650	0,872
K <sub>2</sub> O	0,5	-0,1	-0,3	-0,6	-0,4	-0,3	0,1	0,2		0,001	0,000	0,000	0,032	0,000	0,074	0,315	0,050
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-0,8	0,2	0,5	0,8	0,6	0,5	0,1	0,1	-0,5		0,001	0,441	0,000	0,000	0,021	0,350	0,000
Hg	0,4	0,2	-0,3	-0,5	-0,5	-0,5	0,4	-0,2	0,5	-0,5		0,001	0,297	0,003	0,014	0,447	0,394
CIA	-0,3	0,0	0,4	0,3	-0,1	-0,2	-0,9	-0,3	-0,5	0,1	-0,4		0,746	0,045	0,239	0,688	0,887
WPI	0,9	-0,7	-0,8	-0,7	-0,2	0,0	-0,2	0,0	0,3	-0,7	0,2	0,0		0,000	0,358	0,100	0,000
IOL	-1,0	0,7	0,9	0,9	0,3	0,1	-0,1	0,1	-0,5	0,8	-0,4	0,3	-0,9		0,109	0,039	0,000
Argila	0,3	0,2	-0,2	-0,5	-0,5	-0,3	0,2	-0,2	0,4	-0,5	0,5	-0,2	0,2	-0,3		0,570	0,398
pH	-0,5	0,6	0,7	0,3	0,2	0,0	0,1	-0,1	-0,3	0,3	-0,2	0,1	-0,4	0,5	-0,2		0,106
P.F.	-0,9	0,7	0,8	0,7	0,2	0,0	0,2	0,0	-0,3	0,7	-0,1	0,0	-1,0	0,9	-0,2	0,4	

As correlações significativas fortes/perfeitas ( $r > 0,8$ ,  $r < -0,8$  e  $p < 0,05$ ) são descritas a seguir. Vale ressaltar que o índice WPI tem relação inversa com o grau de intemperismo, assim, os dados estatísticos envolvendo positivamente este componente devem ser entendidos como menos resistente ao intemperismo.

- A sílica teve correlação forte negativa com o P (-0,8), Al, Fe, P.F. (-0,9) e IOL (-1,0). E forte positiva com o WPI (0,9).
- O alumínio mostrou correlação forte positiva com P.F (0,8) e IOL (0,9). E forte negativa com WPI (-0,8).
- O ferro e o fósforo possuem correlação forte positiva entre si (0,8), e com IOL (0,9 e 0,8, respectivamente).
- O manganês apresentou correlação positiva forte com o magnésio (0,9).
- O cálcio teve correlação negativa forte com o CIA (-0,9).

O titânio, sódio e o potássio, assim como o mercúrio, teor de argila e pH, não mostraram coeficientes de correlação significativas. Perda ao Fogo apresentou correlação perfeita negativa com WPI (-1,0) e forte positiva com IOL (0,9).

Como os dados de granulometria nos três perfis não estão completos, a correlação com o teor de argila deve ser analisada com cautela. No entanto, a avaliação apenas no perfil RB – descrição granulométrica completa (Tab. C.14 – Anexo C), revelou correlação positiva moderada do teor de argila com o Si (0,7) e negativa moderada com o Fe e IOL (-0,7).

As correlações de Pearson dos elementos traço no ponto RA (até 6,5 m de prof.) estão em Anexo (Tab. C.15). Os elementos Ti, Mn, Mg, Ca, Na, K, Li e Sr não apresentaram correlações significativa entre os traços. Os elementos que apresentaram correlações significativas fortes/perfeitas ( $r > 0,8$ ;  $r < -0,8$ ;  $p < 0,05$ ) estão listados a seguir:

- O berílio (Be) apresentou correlações significativas positivas com: Al, P, V, Co, Zn e Ga (0,8), Fe, Cr, IOL (0,9) e Cu (1,0). E negativas com: Cs e argila (-0,8), Si, Sb e WPI (-0,9).
- O escândio (Sc) mostrou apenas correlações significativas positivas com os ETRPs (Tm, Yb e Lu),  $r = 0,8$ , e com o pH (0,9).
- O vanádio (V) teve correlação significativa negativa apenas com o Si (-0,8). E positiva com o Be, Ni, Nb, Ta, IOL (0,8), Cr, Cu, Zr, Hf (0,9), Zn, Ga e Cd (1,0).
- O cromo (Cr) teve correlações positivas com: Al, Ga, Cd (0,8), Fe, Be, V, Zn, IOL (0,9) e Cu (1,0). E negativas com: Sb, Cs, WPI (-0,8) e Si (-0,9).
- O cobalto (Co) mostrou correlações negativas com o Sb (-0,8), WPI e argila (-0,9). E positivas com Be (0,8) e Cu (0,9).

- O níquel (Ni) apresentou correlações positivas com o V, Zn, Ga, Zr, Cd (0,8) e negativa com o teor de argila (-0,8).
- O cobre (Cu) teve correlações positivas com: Fe, Zn, Ga, Cd (0,8), V, IOL, Co (0,9), Be e Cr (1,0). E negativa com: Sb, argila (-0,8), Si e WPI (0,9).
- O zinco (Zn) teve correlações positivas com: Be, Ni, Cu, Nb, Ta (0,8), Cr, Ga, Zr, Cd, Hf (0,9) e V (1,0).
- O gálio (Ga) mostrou correlações positivas com: Be, Cr, Ni, Cu (0,8), Zn, Nb, Ta (0,9), V, Zr, Cd e Hf (1,0).
- O rubídio (Rb) teve correlações significativas positivas com o Th e pH,  $r = 0,9$ .
- O ítrio (Y) teve correlações significativas positivas com os ETRs, a exceção do Ce.
- O zircônio (Zr) apresentou apenas correlações significativas positivas, sendo elas com o Ni, Mo (0,8), V, Zn, Nb, Ta (0,9), Ga, Cd, Hf (1,0).
- O nióbio (Nb) teve apenas correlações significativas positivas: V, Zn, U (0,8), Ga, Zr, Cd, Mo, Hf (0,9) e Ta (1).
- O molibdênio (Mo) mostrou apenas correlações significativas positivas: Zr, Hf, Pb, U (0,8); Nb e Ta (0,9).
- O cádmio (Cd) teve apenas correlações significativas positivas: Cr, Ni, Cu (0,8); Zn, Nb, Ta (0,9); V, Ga, Zr, Hf (1,0).
- O antimônio (Sb) mostrou correlações significativas positivas: Cs, WPI (0,8) e Si (0,9). E negativas: Cr, Co, Cu (-0,8), Fe, Be e IOL (-0,9).
- O céσιο (Cs) apresentou correlações significativas positivas: Hg, Sb (0,8) e Si (0,9). E negativas: Al, Fe, Be, Cr, CIA (-0,8) e IOL (-0,9).
- O bário (Ba) teve correlação significativa negativa apenas com o pH (-0,9).
- Os ETR leves (La, Ce, Pr e Nd) tiveram correlações significativas positivas com os ETRs e Y, a exceção do Ce. O cério teve correlações positivas apenas com o Th (0,8) e o pH (1,0). O Nd também apresentou correlação positiva com o pH (0,8).
- Os ETR médios (Sm, Eu, Gd e Tb) tiveram correlações significativas positivas com os ETRs – exceto Ce. O samário e európio tiveram correlações positivas com o pH (0,8).
- Os ETR pesados (Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) apresentaram correlações positivas entre si e os ETRM, além do Y, Sm e Nd. O disprósio e Ho também tiveram correlação positiva com o La. O túlio, Yb e Lu mostraram correlações fortes positivas com o Sc e pH.
- O háfnio (Hf) teve apenas correlações positivas: Mo (0,8), V, Zn, Nb, Ta (0,9), Ga, Zr e Cd (1,0).

- O tântalo (Ta) mostrou apenas correlações significativas positivas: V, Zn, U (0,8), Ga, Zr, Mo, Cd, Hf (0,9) e Nb (1,0).
- O chumbo (Pb) teve correlação significativa positiva com o Mo (0,8).
- O bismuto (Bi) teve correlação significativa positiva com o teor de argila (0,8).
- O tório (Th) teve correlações significativas positivas com o Ce (0,8) Rb e pH ( $r = 0,9$ ).
- O urânio (U) mostrou correlações significativas positivas com o Nb, Mo e Ta (0,8).
- O mercúrio (Hg) nesta faixa do perfil apresentou correlação positiva com Cs (0,8).
- O CIA teve correlação negativa com o Cs (-0,8) e positiva perfeita com o pH (1,0).
- O índice WPI mostrou correlação positiva com o Sb (0,8) e negativas com o Cr (0,8), Be, Co e Cu (0,9).
- O índice IOL apresentou correlações positivas com: V (0,8), Be, Cr e Cu (0,9). E negativas com: Sb e Cs (-0,9).

É importante ressaltar que as correlações com o teor de argila e pH devem ser analisadas com parcimônia, já que esses parâmetros representam apenas os horizontes, pois não foram medidos em todas as amostras.

No entanto, a avaliação da correlação dos elementos traço com o pH são positivas para o Sm, Nd, Eu, Tm, Yb, Lu (0,8), Sc, Rb, Th (0,9) e Ce (1,0), e negativas para o Ba (-0,9). Entre os elementos traço e o teor de argila, as correlações são negativas para o Be, Ni, Cu (-0,8) e Co (-0,9), e positiva apenas com o Bi (0,8).

#### Estatística multivariada

A análise estatística multivariada pode ser empregada para elaborar hipóteses a respeito das amostras estudadas (Vicini 2005). Deste modo, este trabalho aplicou a análise de componentes principais (PCA) e comportamento hierárquico (análise de Cluster) sobre os três perfis, considerando os elementos maiores, menores, mercúrio e índices de intemperismo. Pelo fato dos dados de granulometria e pH não estarem completos, estes componentes não foram adicionados as análises. Os atributos foram normalizados [(atributo – média) / desvio-padrão] para apresentarem os mesmos pesos.

A PCA é um método estatístico que reduz as variáveis analisadas e contribui na avaliação das variáveis originais, as quais com maiores pesos nos componentes principais são consideradas mais relevantes estatisticamente (Moita Neto & Moita 1998).

Os componentes principais (CP1, CP2 e CP3), da matriz de variância-covariância entre os perfis, explicaram aproximadamente 83 % das variáveis, dos quais 46 % são do componente 1 e 20 % do componente 2, conforme mostra a Tabela 7.3.

O componente 1 teve cargas positivas significativas para IOL, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, P.F., Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, e negativa para SiO<sub>2</sub> e WPI. O componente 2 mostrou cargas positivas para MgO e MnO, e negativa moderada para TiO<sub>2</sub> e Hg. O componente 3 se correlaciona positivamente com CaO e negativamente com o CIA.

Tabela 7.3: Resultados da análise de componentes principais (PCA) – valores de correlação – dos perfis (atributo) com as variáveis: elementos maiores, menores, Hg, P.F. e índice de intemperismo.

Variáveis	CP 1	CP 2	CP 3
SiO <sub>2</sub>	-0,99	0,10	-0,02
TiO <sub>2</sub>	0,62	-0,65	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,85	-0,35	-0,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3(t)</sub>	0,94	0,17	-0,06
MnO	0,36	0,84	0,22
MgO	0,18	0,92	0,22
CaO	-0,03	0,05	0,94
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,26	0,23
K <sub>2</sub> O	-0,55	-0,34	0,31
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,82	0,32	0,16
Hg	-0,45	-0,63	0,42
CIA	0,26	-0,06	-0,95
WPI	-0,89	0,30	-0,03
IOL	0,99	-0,08	0,03
P.F.	0,89	-0,26	0,29
Autos valores*	6,96	3,00	2,46
Variação (%)	46,37	20,03	16,41
Variação acumulativa (%)	46,37	66,40	82,81

\* Informa a variação dos dados ao longo do eixo.

Os CP1 e CP2 estão ilustrados no diagrama binário (**Fig. 7.12**) com o ordenamento das amostras (*'scores'*) e das variáveis (*'loading'*). As variáveis, responsáveis pelos agrupamentos, são representados por vetores (método biplot).

O diagrama evidência a diferença entre os perfis RA e RB com o perfil RC. Os perfis RA e RB são mais influenciados pelas variáveis do componente 1 (Fe, P.F., Al e P), os quais indicam maior grau de intemperismo, como ressalta o índice IOL. Já o perfil RC está mais correlacionado com a sílica e WPI – neste caso indica menor intemperismo.

Essa diferença pode ser reflexo da localização dos perfis quanto a topografia (diferentes vertentes), mas também da mineralogia. Enquanto os perfis RA e RB indicam maior domínio de hematita, goethita e gibbsita, o perfil RC mostrou maiores teores de caulinita e quartzo, além da presença de argilominerías 2:1.

Os horizontes também mostraram compartimentação, em especial, o horizonte B<sub>2</sub> e BC, cuja preferéncia segue para o maior grau de intemperismo. Os horizontes C, por outro lado, indicam maiores influéncias do Mn e Mg, resultado do ganho residual nessa região (até 57 % de Mn no perfil RC, por exemplo).

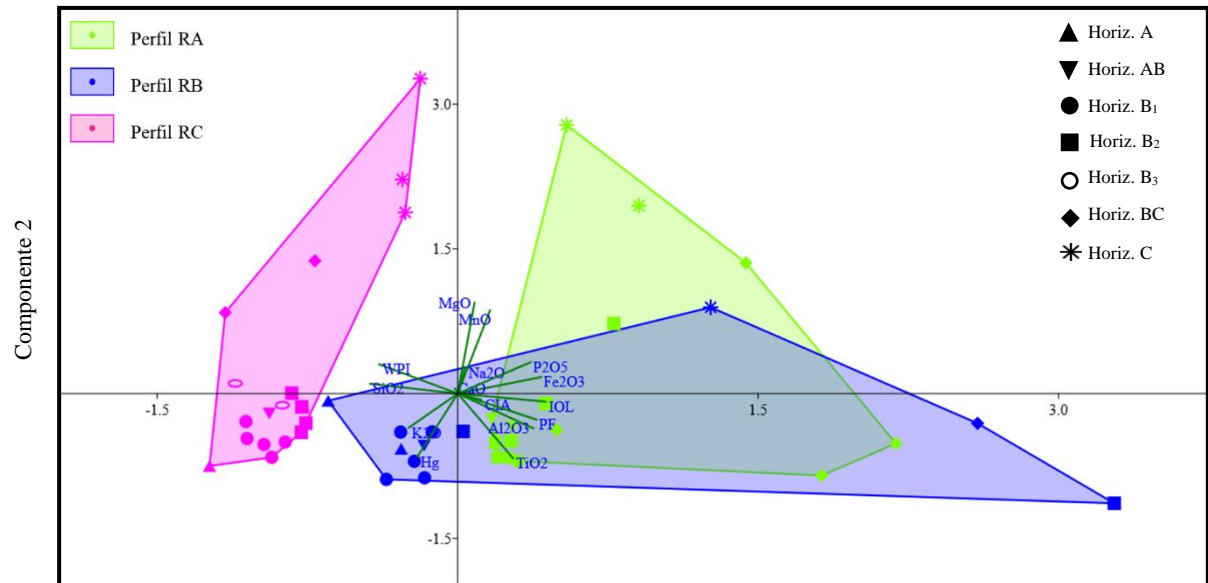


Figura 7.12: Diagrama binário dos componentes principais (PCA) da matriz de variância-covariância, com as amostras de todos os perfis como atributo e os elementos maiores, menores, Hg, P.F. e índices de intemperismo como variáveis. Os traços verdes indicam o ordenamento das variáveis (método biplot).

A análise dos componentes principais a partir da matriz de variância-covariância entre os horizontes está representada na Figura 7.13. Nesta configuração, os componentes principais (CP1, CP2 e CP3) explicaram aproximadamente 97 % da variação total (**Tab.7.4**), sendo 84% explicado pelo CP1 e CP2.

Tabela 7.4: Resultados da análise de componentes principais (PCA) – valores de correlação – dos horizontes (atributos) com as variáveis: elementos maiores, menores, Hg, P.F. e índice de intemperismo.

Variáveis	CP 1	CP 2	CP 3
SiO <sub>2</sub>	-0,67	-0,09	-0,19
TiO <sub>2</sub>	-0,47	-0,12	0,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	-0,58	0,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3(t)</sub>	0,82	-0,27	0,10
MnO	0,90	0,40	-0,30
MgO	0,76	0,48	-0,25
CaO	-0,24	0,85	-0,06
Na <sub>2</sub> O	0,14	0,26	0,14
K <sub>2</sub> O	-0,75	0,10	-0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,71	0,48	0,09
Hg	-0,83	0,41	0,05
CIA	0,28	-0,92	-0,04
WPI	0,10	0,28	0,56
IOL	0,36	-0,03	0,45
P.F.	0,12	0,35	0,57
Autos valores*	4,65	3,01	1,19
Variação (%)	50,82	32,96	12,98
Variação acumulativa (%)	50,82	83,78	96,76

\* Informa a variação dos dados ao longo do eixo.

O CP1 apresentou alta carga positiva para MnO e Fe<sub>2</sub>O<sub>3(t)</sub>, e negativa para Hg. O componente 2 mostrou carga positiva para CaO e negativo para o índice de intemperismo CIA. O componente 3 não indicou correlação significativas.

O diagrama da Figura 7.13 mostra a distinção dos horizontes nos perfis. Os horizontes superficiais (A e AB) e o horizonte C estão nos quadrantes superiores, mas em extremidades opostas, já os horizontes B estão nos quadrantes inferiores e centralizados. As distribuições dos horizontes indicam um ‘trend’ de intemperismo no sentido NW-SE. As amostras do perfil RC tendem a ficar na região com menor grau de intemperismo em cada horizonte, a exceção da amostra RC\_8-8,5 (horizonte C).

Os horizontes A e AB tiveram fortes correlações com o Ca, K, Si e Hg, indicando contribuição de insumos antrópicos. Os horizontes B<sub>1</sub> mostraram correlações positivas com o Ti, Si, K e Hg. Os horizontes B<sub>2</sub>, B<sub>3</sub> e BC apresentaram maior grau de intemperismo, como já revelado pelos índices.

No entanto, o B<sub>2</sub> e B<sub>3</sub> mostram maiores correlações com o Al e o CIA, enquanto o BC está mais fortemente correlacionado com o Fe e IOL. Está diferença confirma que o estágio mais avançado de intemperismo (ferralitização) ocorre no horizonte BC. Por fim, o horizonte C apresentou correlações positivas com Mg, Mn e P, e menores influências dos índices de intemperismo, a exceção da amostra RC\_8-8,5 (não identificada na figura).

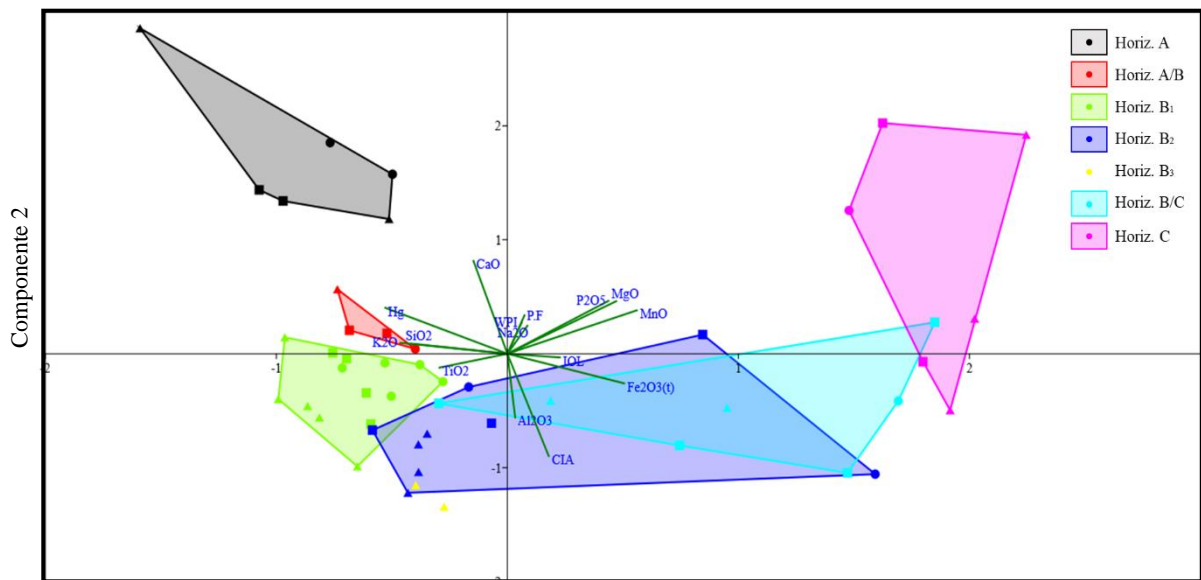


Figura 7.13: Diagrama binário dos componentes principais (PCA) da matriz de variância-covariância, com relação entre os horizontes. Os atributos são todas as amostras (RA – quadrado; RB – Bola; RC – Triângulo) e os elementos maiores, menores, Hg, P.F, CIA, WPI e IOL são as variáveis. Os traços verdes indicam o ordenamento das variáveis (método biplot).

O comportamento dos elementos traço conforme a profundidade é representando no diagrama PCA de matriz de variância-covariância (**Fig. 7.14**). A análise foi realizada empregando as amostras – até 6,5 m de prof. do perfil RA – como variáveis. Os componentes principais (CP1, CP2, CP3 e CP4) explicaram 81,4 % do total de variáveis (**Tab. 7.5**).

Tabela 7.5: Resultados da análise de componentes principais (PCA) – valores de correlação – dos elementos traço (atributos) com as amostras como variáveis.

Variáveis	PC 1	PC 2	PC 3	PC 4
RA-0-0,5	-0,52	0,33	-0,45	0,59
RA-0,5-1	-0,39	-0,61	-0,16	0,55
RA-1-1,5	-0,36	-0,16	-0,04	0,21
RA-1,5-2	-0,46	-0,61	0,17	0,07
RA-2-2,5	-0,58	0,18	0,26	-0,23
RA-2,5-3	-0,47	0,75	-0,05	-0,28
RA-3-3,5	-0,71	0,15	0,22	-0,30
RA-3,5-4	-0,60	0,14	0,23	-0,18
RA-4-4,5	-0,11	-0,18	-0,26	-0,46
RA-4,5-5	0,16	-0,46	0,47	-0,05
RA-5-5,5	0,36	-0,78	0,31	-0,15
RA-5,5-6	0,80	0,39	0,37	0,21
RA-6-6,5	0,87	-0,01	-0,45	-0,11
Autos valores*	3,99	1,85	1,15	0,90
Varição (%)	41,22	19,08	11,88	9,24
Varição acumulativa (%)	41,22	60,30	72,18	81,42

\* Informa a variação dos dados ao longo do eixo.

O componente 1 explicou 41,2 % das variáveis, com correlações positivas com as amostras mais profundas (a partir de RA\_4,5-5) e negativas com as amostras mais superficiais. O componente 2 explicou 19 % das variáveis, correlacionando positivamente com as amostras RA\_2,5-3, e negativamente com a amostra de transição, RA\_5-5,5 (horiz. B<sub>2</sub> – BC). Com o componente 1 foi possível separar os elementos menos móveis – no quadrante direito – e os elementos mais móveis – quadrante esquerdo.

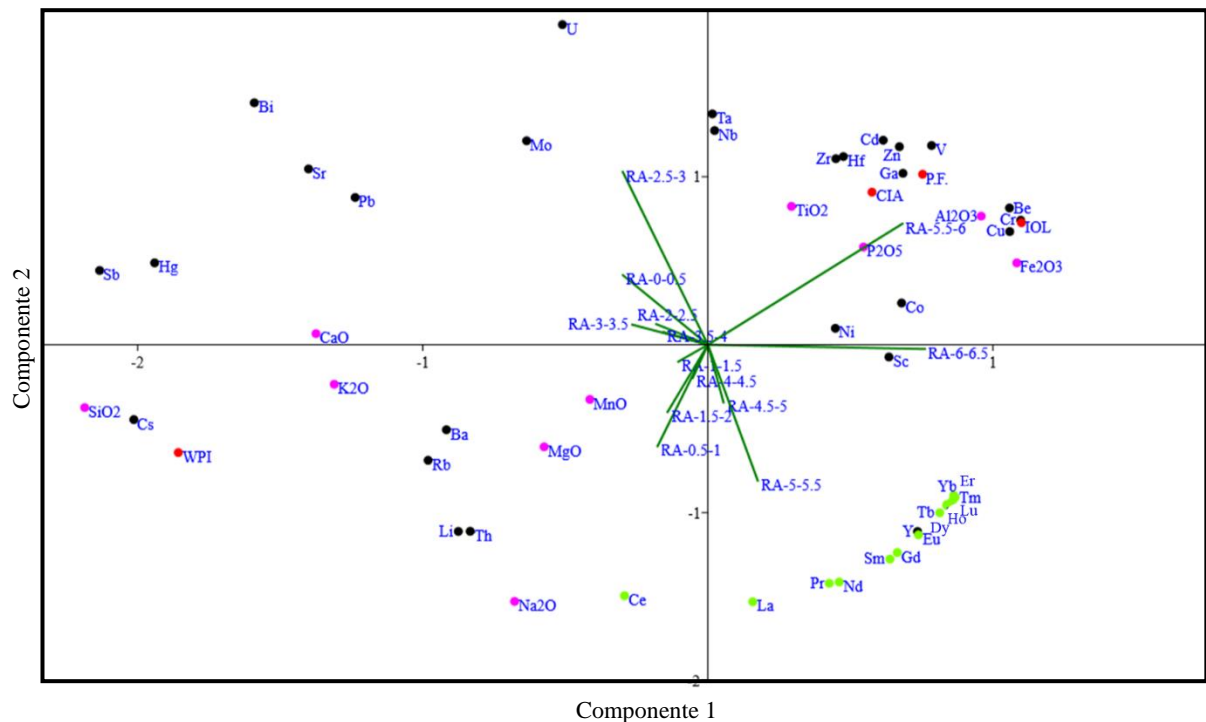


Figura 7.14: Diagrama binário dos componentes principais (PCA) da matriz de variância-covariância. Os atributos são os elementos traço (ponto preto), maiores e menores (ponto rosa), e os índices de intemperismo e P.F. (ponto vermelho). Os ETRs estão representados com ponto verde. As amostras do ponto RA – até 6,5 m de prof. – são as variáveis. Os traços verdes indicam o ordenamento das variáveis (método biplot).



Para melhor discussão sobre os metais, os ETRs foram analisados separadamente, assim como foi realizada a análise de cluster para o agrupamento destes elementos, ambos são apresentados a seguir.

Os ETRs e Y mostraram segregação ao longo do perfil (**Fig. 7.15**). Os leves (ETRLs) apresentaram maiores correlações positivas com as amostras superficiais e de 4-5 m, já os médios demonstraram correlação positiva com a amostra RA\_5-5,5. Os pesados indicaram preferência pelas amostras de maior profundidade e grau de intemperismo (IOL) – RA\_5,5-6 e RA\_6-6,5. O ítrio se comportou como os ETR pesados.

As amostras do horizonte B<sub>1</sub> e a amostra RA\_0-0,5 não apresentaram correlações com os ETRs. No entanto, as amostras RA\_2-2,5 e RA\_2,5-3 indicaram que esta região (2-3 m) está com maior grau de intemperismo que o restante do horizonte B<sub>1</sub>.

Nesta análise de componentes principais, em que as amostras do perfil RA (até 6,5 m de prof.) são os atributos e os ETRs as variáveis, os componentes 1 e 2 explicaram 94,1 % das variáveis totais (**Tab. 7.6**).

Tabela 7.6: Resultados da análise de componentes principais (PCA) – valores de correlação – das amostras (atributo) do perfil RA – até 6,5 m – com os elementos terras-raras e ítrio como variáveis.

Variáveis	CP 1	CP 2	CP 3
Y	0,97	0,04	-0,04
La	0,84	-0,41	-0,33
Ce	0,61	-0,45	0,64
Pr	0,94	-0,27	-0,17
Nd	0,94	-0,24	-0,15
Sm	0,99	-0,11	-0,05
Eu	0,99	-0,03	-0,06
Gd	0,99	-0,09	-0,07
Tb	1,00	0,06	-0,03
Dy	0,99	0,11	0,00
Ho	0,99	0,12	0,02
Er	0,99	0,12	0,06
Tm	0,98	0,15	0,09
Yb	0,97	0,17	0,13
Lu	0,97	0,15	0,15
IOL	0,55	0,79	-0,01
Autos valores*	13,80	1,27	0,36
Varição (%)	86,21	7,91	3,92
Varição acumulativa (%)	86,21	94,12	98,04

\* Informa a variação dos dados ao longo do eixo.

O componente 1 teve correlações positivas com todas as variáveis. O componente 2 teve correlações positiva significativas com o grau de intemperismo, representado pelo IOL, mas também indicou cargas positivas para os ETRPs, além do Y e Tb. O CP2 apresentou, também, correlações negativas moderadas com os ETR leves, principalmente o Ce e La, e médios – exceto Tb.

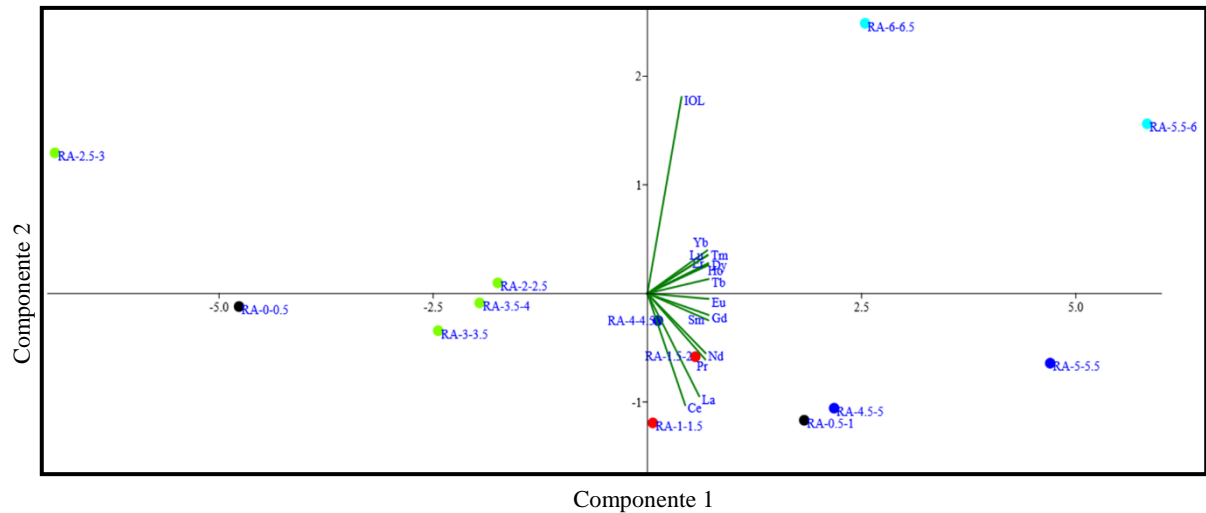


Figura 7.15: Diagrama binário dos componentes principais (PCA) da matriz de variância-covariância. Os atributos são as amostras do ponto RA – até 6,5 m de profundidade – separadas conforme os horizontes descritos. Horizonte A (ponto preto), horizonte AB (ponto vermelho), horizonte B<sub>1</sub> (ponto verde), horizonte B<sub>2</sub> (ponto azul) e horizonte BC (ponto azul claro). Os elementos terras raras, ítrio e IOL são as variáveis. Os traços verdes indicam o ordenamento das variáveis (método biplot).

A análise de Cluster (agrupamento hierárquico) foi empregada para auxiliar na interpretação do comportamento dos elementos traço. A distância euclidiana (índice de similaridade Euclidiana) foi calculada entre os atributos – elementos maiores, menores, traço, CIA, WPI e IOL – para o conjunto de amostras (variáveis), por meio do algoritmo de Ward (método Ward), obtendo agrupamentos de atributos similares.

Os clusters (grupos) foram definidos pela intersecção da linha horizontal entre d5 e d10 (distâncias euclidianas) e estão representados no dendrograma (**Fig. 7.16**).

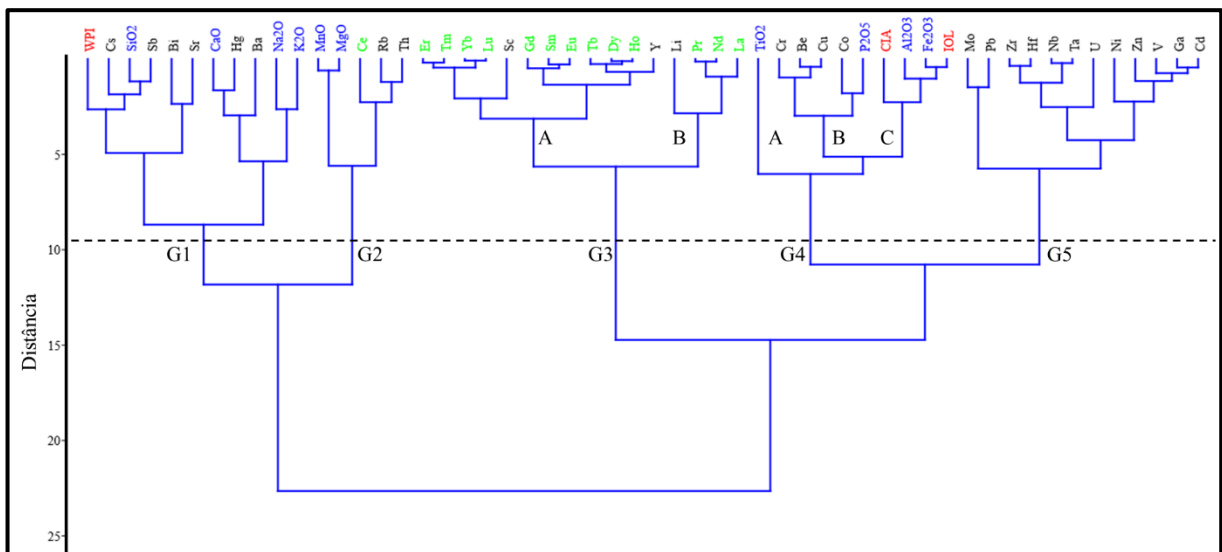


Figura 7.16: Dendrograma da análise hierárquica de agrupamentos – Método Ward com similaridade euclidiana. Agrupamento (G1, G2, G3, G4 e G5) com distâncias euclidianas entre 5 e 10, ilustrando a similaridade entre os elementos maiores, menores, traço e os índices de intemperismo.

Foram separados cinco grupos, cuja similaridades entre os componentes são altas. Os grupos são descritos a seguir:

- Grupo 1 (G1): Engloba os elementos traço – Cs, Sb, Sr, Bi, Hg e Ba –, elementos maiores – SiO<sub>2</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O – e o índice WPI.
- Grupo 2 (G2): Contém os elementos maiores Mn e Mg, e os traços Rb, Th e Ce.
- Grupo 3 (G3): Representado principalmente pelos ETRs. É dividido em dois subgrupos, A e B. No subgrupo A estão os ETR pesados e médios, além do ítrio e escândio. No subgrupo B estão os ETR leves – exceto Ce – e o lítio.
- Grupo 4 (G4): É dividido em três subgrupos, A, B e C. O subgrupo A é representado pelo TiO<sub>2</sub>. No subgrupo B estão o Cr, Be, Cu, Co e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. O subgrupo C é representado pelo Fe<sub>2</sub>O<sub>3(t)</sub> e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, e os índices de intemperismo, CIA e IOL.
- Grupo 5 (G5): Reúne os metais Mo, Pb, Zr, Hf, Nb, Ta, U, Ni, Zn, V, Ga e Cd.

O grupo 1 representa os elementos menos resistentes ao intemperismo, devido a similaridade com o índice WPI. O grupo está relacionado as amostras da superfície, conforme as Figuras 7.13 e 7.14. Desta maneira, alguns elementos desse grupo – Ca, K, Na, Hg e Ba – podem estar associados a influências externas, como fertilizante.

O grupo 2, da mesma forma que o grupo 1 (menor dissimilaridade), indica maiores correlações com as amostras da superfície, principalmente nos horizontes B (**Fig. 7.14**). Por outro lado, de acordo com a Figura 7.13, o Mn e Mg estão mais associadas as amostras da base do perfil, nas quais não foram determinados os elementos traço. Todavia, as menores perdas de massa de Mg, Mn e Rb, assim como ganhos maiores de Th e Ce, na amostra RA\_4-4,5 podem contribuir para o posicionamento destes elementos neste grupo.

A divisão do grupo 3 corrobora com as Figuras 7.14 e 7.15, em os ETR leves (G3.B) estão mais correlacionados com as amostras da superfície, a ponto de o Ce ser separado deste grupo (G2). Os ETR médios e pesados (G3.A) indicaram maiores correlações com as amostras em profundidade, conforme a Figura 7.15. Os ETR médios (exceto Tb) mostraram maior afinidade com a amostra RA\_5-5,5. Os ETR pesados junto com o Y e Tb mostraram maiores correlações com as amostras RA\_5,5-6 e RA\_6-6,5 (**Fig. 7.15**). Deste modo, os ETRs indicaram fracionamento ao longo do perfil, com os leves preferencialmente na porção superficial e os médios e pesados em maiores profundidades.

O grupo 4 representa os compostos mais resistentes ao intemperismo (associado à CIA, IOL e P.F.). Assim, conforme a Figura 7.14, o grupo está correlacionado com as amostras mais intemperizadas do perfil (RA\_5,5-6 e RA\_6-6,5). Os componentes dos

subgrupos A e B estão fortemente correlacionados aos minerais de Fe e Al – magnetita, goethita e gibbsita.

O grupo 5 corresponde aos metais que apresentaram enriquecimento residual no sistema (exceto V e Zn) ou se mantiveram relativamente constante (Ta e Cd). De acordo com a Figura 7.14, o grupo tem maiores correlações com as amostras RA\_2,5-3 e RA\_5,5-6.

#### 7.1.6. Fração magnética

O mapeamento por EDS – Espectrômetro de Energia Dispersiva – e os difratogramas dos grãos magnéticos mostraram microestruturas de exsolução entre a magnetita (magnesioferrita) e a ilmenita, além de inclusões de cristais de quartzo.

Estas feições são comuns em rochas ígneas e metamórficas, segundo Price (1980), sendo herdada nos solos (Souza Junior et al. 2010). De acordo com Anand & Gilkes (1984), alguns metais traço podem substituir o ferro na estrutura da magnetita, como é o caso do Mn, V, Cr e Zn. Isso se deve, como explica Leal (2006), ao fato de que a magnetita tem a capacidade de remover íons do meio aquoso por adsorção, por exemplo.

Trabalhos realizados sobre as rochas básicas da formação Serra Geral também descreveram essas feições de intercrescimento (Faria 2008, Souza Junior et al. 2010, Silva 2011). Entretanto, segundo Tan et al. (2016), os mecanismos que formam essas estruturas estão em debate no meio acadêmico.

Para compreender a associação dos elementos traço nos grãos de magnetita com exsolução de ilmenita, fez-se o mapeamento geoquímico sobre os cristais. As imagens e microanálises por EDS foram feitas em cristais grossos para os elementos Ti, Fe e V (**Fig. 7.17**) e em grãos finos para os elementos Ti, Fr, Mg, V, Mn, U (**Fig. 7.18**) da amostra RA\_4,5-5. Outros elementos mapeados, como Ni, Zn, Al, Cr e Pb estão no Anexo C (Fig. C.1; C.2; C.3).

As imagens evidenciaram as microestruturas de exsolução da magnetita com a ilmenita, em que os cristais são dominados por Fe cortados por feições ora ripiformes ora angulosos ricos em Ti.

O vanádio apresentou maior correlação com o titânio na fração grossa (**Fig. 7.17f**) e na fração fina não apresentou uma distinção clara, embora tenha maior correlação com o ferro ( $r = 0,7$ ) do que com o titânio ( $r = 0,5$ ). O magnésio e o manganês mostraram preferência pelo ferro na porção fina, mas na fração grossa não houve distinção.

O alumínio apareceu na borda do grão (Fig. C.1c – Anexo C), possivelmente como resultado de uma alteração do mineral. O chumbo e urânio não apresentaram preferências entre o ferro e o titânio.

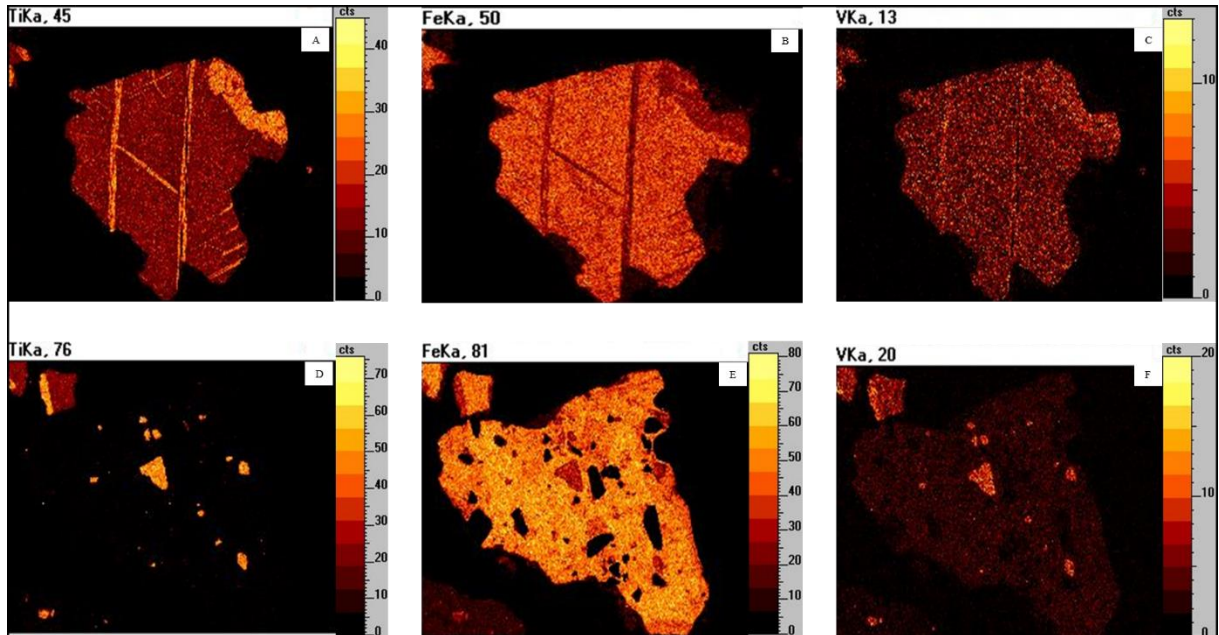


Figura 7.17: Mapeamento por EDS (Thermo) do grão de magnetita com exsolução de ilmenita, fração grossa da amostra RA\_4,5-5. A – Ti; B – Fe (Sem escala, mas é o negativo do Ti); C – V; D – Ti; E – Fe; F – V. Escala de cor em contagens.

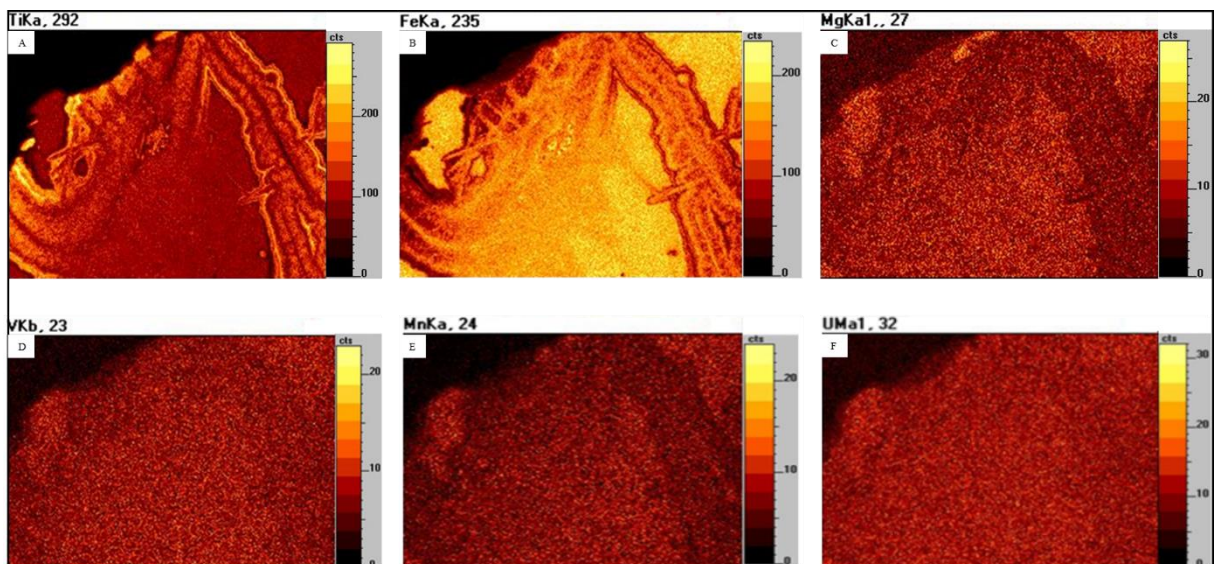


Figura 7.18: Mapeamento por EDS (Thermo) do grão de magnetita com exsolução de ilmenita, fração fina da amostra RA\_4,5-5. A – Ti; B – Fe; C – Mg; D – V; E – Mn; F – U. Escala de cor em contagens.

#### 7.1.7. Mobilidade dos elementos

A mobilidade dos elementos durante o processo intempérico está associada a diversos fatores, algumas vezes contraditórios (Melo et al. 2009). Estes fatores ocorrem na

fase aquosa do solo, portanto, são controlados pela presença de água no sistema. Destacam-se: hidratação, solução, hidrólise, oxidação-redução e complexação (Kämpf et al. 2009a).

Os metais traço são encontrados de diversas maneiras no solo, conforme Alloway (1995), como: em solução do solo; adsorvidos em sítios de trocas de partículas orgânicas e não orgânicas; adsorvidos nas superfícies e estruturas dos óxidos de Fe, Al e Mn; em reações de dissolução, precipitação e dissolução; ligados a complexos orgânicos.

A mobilidade dos elementos foi discutida conforme os grupos propostos pela análise de Cluster (**Fig. 7.16**). A avaliação do comportamento dos ETRs foi realizada em tópico separado (Tópico 7.1.8).

Grupo 1 e 2 – Si, Ca, Na, K, Mg, Mn, Cs, Sb, Bi, Hg, Sr, Ba, Rb, Ce e Th

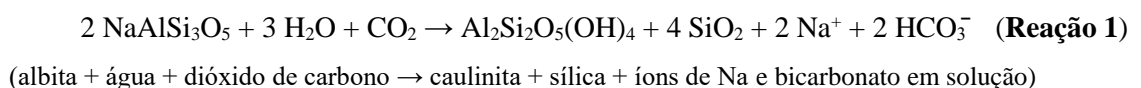
- Metais alcalinos e alcalinos terrosos

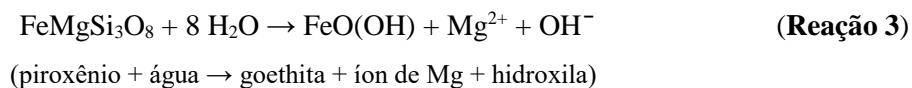
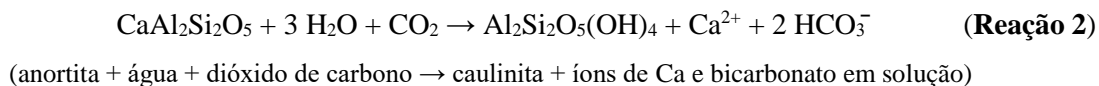
Os metais alcalinos (e.g. Na, K, Rb e Cs) e alcalinos terrosos (e.g. Mg, Ca, Sr e Ba) estão em baixas concentrações no solo, mostrando grande mobilidade e fraca resistência ao intemperismo, com grandes perdas de massas em relação ao diabásio.

A perda destes elementos está relacionada a dissolução completa dos minerais primários do diabásio – plagioclásio e piroxênio (augita e pigeonita), predominantemente. Contudo, além da dissolução, no processo de intemperismo químico ocorre a nucleação e o crescimento de novas fases, formando minerais secundários, os quais são compostos frequentemente por aluminossilicatos e óxidos/hidróxidos de Fe, Al e Mn (Kämpf et al. 2009a).

A dissolução do plagioclásio acontece pelo processo de hidrólise (reação de  $H^+$  e  $OH^-$  com o mineral, rompendo a ligação Si-O ou Metal-O), cuja intensidade é controlada pelo fluxo de água no sistema, além da presença de  $CO_2$  formando ácido fraco (Sparks 2003, Widdowson 2007, Kämpf et al. 2009a).

Com a intensa lixiviação dos metais Ca, Na (> 99 %), Mg e K (> 97 %), e presença elevada de caulinita nos perfis, o fluxo de água e dessilicação podem ser considerados como moderados (Kämpf et al. 2009a). Desta forma, o processo de monossilicização/caulinização pode ser representado principalmente pelas reações de intemperismo da albita (**Rea. 1**) e anortita (**Rea. 2**), segundo Widdowson (2007):





Embora estes minerais sejam pobres em potássio, de acordo com Melo et al. (2009), os plagioclásios admitem em suas estruturas até 30 % de K nos mais sódicos e até 7 % de K nos mais cálcicos (menos resistentes). Neste processo, a sílica também é liberada na forma de  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  – reação entre  $\text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O}$  (Widdowson 2007, Kämpf et al. 2009a).

A dissolução dos piroxênios (**Rea. 3**) e da olivina são as principais fontes de Mg nestes perfis (Navarre-Sitchler et al. 2011, Toledo 2014). No entanto, concentrações acima da média são encontradas na base, principalmente do perfil RC. A resistência ao intemperismo/depleção deste metal nesta região pode estar associada a substituição de Al por Mg na estrutura de argilominerais 2:1 neoformados, como a clorita, montmorilonita e a vermiculita – presentes na amostra RC\_9-9,5.

De acordo com Azevedo & Vidal-Torrado (2009), a neoformação de esmectitas (montmorilonita) está entrelaçada ao fornecimento de Mg e/ou Fe do material de origem, como as rochas magmáticas básicas. Os autores complementaram que os minerais neogênicos se formam preferencialmente na camada superficial, contudo, as esmectitas podem ser encontradas em maiores teores nos horizontes mais profundos, diminuindo em direção a superfície, onde o intemperismo é mais acentuado.

Clemente & Marconi (1994) descreveram a presença de vermiculita dioctaedral e quartzo neogênicos em perfil de solo originado do basalto Serra Geral. Melfi (1967) atribuiu à alteração de olivina a presença de montmorilonita em perfis desenvolvidos sobre o diabásio em Campinas. Assim como observado neste trabalho, os autores citados descreveram que os argilomineral 2:1 desapareceram no horizonte B.

Entretanto, as condições na base do perfil RC não são as mais propícias a existência desses minerais (esmectita e vermiculita), principalmente por ser a região com o pH mais ácido obtido (< 6). Desta forma, é mais provável que se tratem de argilominerais 2:1 com hidróxi entrecamadas – esmectita com hidróxi entrecamadas (EHE); vermiculita com hidróxi entrecamadas (VHE) – os quais possuem maiores estabilidades estruturais em ambientes mais intemperizados (Melo et al. 2009). O Mg poderia substituir o Al como polímero entrecamadas na estrutura do EHE, principalmente (Melo et al. 2009).

Estes minerais interestratificados (EHE e VHE) são comumente descritos em solos intemperizados desenvolvidos sobre rochas básicas (Alleoni & Camargo 1995, Ker 1997, Tremocoldi 2003). Estudos mais detalhados sobre estes minerais devem ser feitos na área para melhores conclusões.

Os argilominerais 2:1 neogênicos não foram identificados nos perfis RA e RB. Desta forma, os baixos teores ou a ausência destes argilominerais podem estar associados a melhores drenagens nestes perfis, o que aumentaria a lixiviação dos cátions e dificultaria a neoformação. Conforme os índices de intemperismo (CIA, IOL e WPI), esses dois perfis estão em estágio mais avançado de intemperismo do que o perfil RC, o que justificaria a instabilidade destes minerais.

Contudo, a concentração do Mg também é alta na base desses perfis (RA e RB), o que pode indicar, segundo Fitzpatrick & Chittleborough (2002) e Anami & Costa (2013), uma substituição isomórfica de ferro por este metal na estrutura da magnetita, formando a magnesioferrita ( $MgFe_2O_4$ ) – descrita na porção magnética do perfil RA. O mapeamento químico feito por EDS sobre os cristais magnéticos corroboram com esta possibilidade, em que o magnésio apresenta contagens significativas sobre a face rica em ferro.

A magnesioferrita foi descrita por Silva et al. (2005) pela primeira vez em solos magnéticos no Brasil ao estudarem solos desenvolvidos sobre tufitos. De acordo com esses autores, a magnesioferrita é a precursora pedogenética da maghemita e até hematita no solo.

Entre os traços alcalinos e alcalino terrosos, o Rb, Sr e o Ba são os metais com maiores perdas no perfil, sendo praticamente lixiviados por completo. O Sr é o mais móvel (~ 99 %), seguido pelo Rb (~ 97 %) e o Ba (95,5 %).

De acordo com Che et al. (2012), que também descreveram alta mobilidade de Sr e Ba no solo desenvolvido sobre basalto em Camarões, o estrôncio pode substituir o Ca na estrutura do plagioclásio, indicando o mesmo comportamento químico deste metal, assim, com a dissolução total do plagioclásio, o Sr também seria intensamente lixiviado. O bário e rubídio também podem substituir o Ca e o K na estrutura dos feldspatos (Zanardo & Junior 2009).

Jiang et al. (2018) obtiveram valores semelhantes de perda de Sr, Ba e Rb em perfil de solo originário de basalto na China, contudo, a 6,1 m de profundidade do perfil, o bário mostrou leve enriquecimento, o que segundo os autores, está associado ao aumento de óxido de Mn, cujo bário mostrou alta correlação positiva. Entretanto, neste trabalho, o Ba não teve correlação positiva significativa com o MnO, mas apresentou correlação positiva moderada com o Ca ( $r = 0,7$ ) e K ( $r = 0,5$ ).



O céσιο tem grande afinidade com minerais de argilosa e quartzo (Cornel 1993), o que é evidenciado pela sua correlação positiva com a argila ( $r = 0,5$ ) e forte positiva com a sílica ( $r = 0,9$ ). Desta forma, o Cs é imóvel ao longo do perfil até chegar na porção mais intemperizada (horizonte BC), com forte dessilicação. A mobilidade aumenta com o avanço do grau de intemperismo – correlação negativa com o IOL ( $r = -0,9$ ) –, perdendo até 70 % de massa. De acordo com Cornell (1993), gibbsita e óxido de ferro são baixos sorventes de Cs – correlação negativa com o Al e Fe,  $r = -0,8$ .

Os elementos K, Ca, Mg, Ba e Cs mostraram concentrações mais elevadas nas superfícies dos perfis (até 1 m), o que poderia ser atribuído a maiores teores de carbono orgânico, a ciclagem de nutriente e/ou adubação antropogênica – cultivo de cana de açúcar, por exemplo (Michelon 2006, Santos 2009, Jing et al. 2018). De acordo com Menegale et al. (2015), o calcário é uns dos matérias mais utilizados no Brasil para correção de acidez do solo, além de aumentar a eficiência dos fertilizantes.

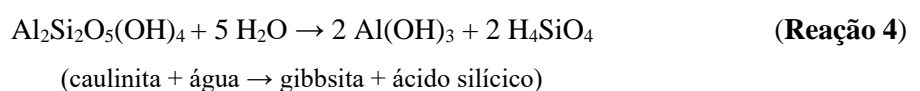
- Sílica e Antimônio

Vários fatores podem controlar a entrada de sílica no solo, como o intemperismo de minerais primários silicatados – por precipitação e neoformação de minerais autigênicos –, adsorção e dessorção de Si em fases sólidas, insumos externos, além da preservação de formas de Si estáveis (Cornelis et al. 2011).

Esses processos podem ser observados nos perfis estudados. Com o intemperismo sobre o plagioclásio e piroxênio (**Rea. 1, 2 e 3**), a sílica é liberada na forma de ácido silícico ( $H_4SiO_4$ ), em que parte do Si é lixiviado e outra porção contribui na formação da caulinita – monossilicização/ caulinização (Kämpf et al. 2009a).

Ao longo dos perfis, em ambientes levemente ácidos e com drenagem livre, ocorre a dessilicação completa, em que o Si é praticamente removido do sistema, permitindo a formação de gibbsita a partir da caulinita (**Rea. 4**) (Widdowson 2007), iniciando o processo de lateritização (ferralitização) proposto por Babechuk et al. (2014).

As correlações fortes negativas com o Al e Fe ( $r = -0,9$ ) e perfeita negativa com o IOL ( $r = -1,0$ ), além dos picos mais intensos de gibbsita e menos intensos de quartzo nos difratogramas dos horizontes BC dos perfis RA e RB, ilustram este processo.



A sílica restante geralmente se encontra na forma de opala ( $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ) e, principalmente, quartzo (Menegale et al. 2015). A presença de opala foi descrita por Melfi (1967) em perfil de alteração de rocha básica na região. No entanto, na análise mineralógica deste trabalho não foi identificado este mineral amorfo hidratado, além da correlação entre a sílica e perda ao fogo ser forte negativa ( $r = -0,9$ ).

O índice WPI se mostrou muito sensível ao comportamento da sílica ( $r = 0,9$ ) e revelou diferenças entre os perfis, conforme a Figura 7.11. Essas diferenças são mais evidentes nos horizontes BC, em que nos perfis RA e RB (mais intemperizados) ocorrem as maiores perdas de sílica ( $> 80\%$ ), e no perfil RC (menos intemperizado) a menor, 41 %.

A mobilidade do Si, neste caso, pode estar correlacionada com o pH ( $r = -0,5$ ). Assim, pelo fato do horizonte BC do perfil RC ter o menor pH (4,7), essa região apresentaria menor mobilidade, refletindo assim a menor perda de massa. Todavia, de acordo com Kabata-Pendias & Pendias (2001), o nível de pH tem efeito especial nas concentrações de Si em solução, mas sozinho não é preciso na previsão da mobilidade.

A sílica apresentou correlação forte negativa com o fósforo ( $r = -0,8$ ), o que, segundo Menegale et al. (2015), pode ser reflexo da disputa entre esses íons pelo mesmo sítio de adsorção dentro do complexo de troca de íons no solo.

Assim como o silício, o antimônio é um metaloide (metal de transição), o que explica a forte correlação positiva entre eles ( $r = 0,9$ ). No entanto, sua concentração no solo é baixa ( $\sim 0,3 \mu\text{g g}^{-1}$ ), reflexo da baixa concentração na ilmenita e olivina, principais hospedeiras de Sb no diabásio (Reimann & Caritat 1998).

Como não foi medida sua concentração no diabásio, o cálculo de ganho/perda de massa não foi realizado. Porém, o Sb apresentou correlação significativa com o Cs ( $r = 0,8$ ), indicando, portanto, comportamento semelhante. Desta forma, o antimônio é menos resistente ao intemperismo (IOL,  $r = -0,9$ ), se concentrando principalmente na porção superficial do perfil.

As concentrações de Sb tendem a aumentar do horizonte BC para o A. De acordo com Kabata-Pendias & Pendias (2001), o antimônio é facilmente adsorvido em argilas e óxidos hidratados, e apresentam grande afinidade com As, Bi e Pb.

Segundo Edwards et al. (1995), o antimônio pode chegar aos solos por deposição úmida e seca, acompanhando emissões de incineração e queima de combustível fóssil, além de fertilizantes químicos.

- Bismuto

O bismuto foi o segundo metal com maior ganho no solo (~ 452 %), sua média foi elevada pelo alto enriquecimento (~ 1039 %) na amostra RA\_2,5-3, onde a concentração dobrou ( $0,4 \mu\text{g g}^{-1}$ ). Comportamento diferente da maioria dos outros metais nesta amostra.

A concentração de Bi no solo, em média, segundo Murata (2006), é de  $0,2 \mu\text{g g}^{-1}$  (semelhante à média obtida neste trabalho). O autor ressalta que a concentração de bismuto está diretamente ligada a rocha fonte.

Kabata-Pendias & Pendias (2001), mostraram que alguns trabalhos obtiveram concentrações de Bi de no máximo  $0,5 \mu\text{g g}^{-1}$  em sedimentos argilosos e  $5 \mu\text{g g}^{-1}$  em carvão e folhelhos de grafite. Ademais, os mesmos autores ressaltam que um aumento de Bi nos horizontes ricos em óxidos de Fe e matéria orgânica deve ser esperada.

O bismuto teve correlação significativa positiva com o teor de argila ( $r = 0,8$ ) e positivas moderadas com o Sb ( $r = 0,6$ ) e o Si ( $r = 0,5$ ). Essas correlações indicam a preferência do Bi pelos minerais da fração argila, principalmente caulinita, já que o Bi tem correlação moderada negativa com o Fe ( $r = -0,5$ ), mas também pode estar associado a matéria orgânica.

A elevada concentração na amostra RA\_2,5-3 pode ocorrer por ser a região com maior teor de argila (~ 90 %). Contudo, a análise mineralógica e macromorfológica indicaram a presença de grafite e carvão nessa região, o que resultaria em maior sorção deste metal.

- Mercúrio

O mercúrio mostrou comportamento semelhante em todos os perfis, com ganhos de massa na superfície e perdas na base. O perfil RC foi o que apresentou maior amplitude na concentração, sendo no horizonte C, aproximadamente  $2 \text{ ng g}^{-1}$  – menor que o diabásio ( $8,7 \text{ ng g}^{-1}$ ) –, e no horizonte A,  $56,7 \text{ ng g}^{-1}$ .

A baixa concentração na base do perfil RC pode estar associada ao pH mais baixo, pois, segundo Schuster (1991), em meios ácidos e com pouca matéria orgânica, o  $\text{H}^+$  substituiria o Hg na estrutura dos minerais bem cristalizados, aumentando a mobilidade e consequente remoção do Hg no perfil. Rózański et al. (2016) complementam que além do pH, o comportamento do Hg no solo está condicionado a textura e a matéria orgânica.

As regiões de lateritização (e.g. RB\_4,5-5 e RB\_5-5,5) mostraram diminuição da concentração de Hg, indicando baixa afinidade com os óxidos e hidróxidos de Fe e Al. Este

fato é ressaltado pela correlação moderada negativa com o Fe ( $r = -0,5$ ). Assim, o Hg indicou maior afinidade com a argila ( $r = 0,5$ ).

A análise em particular do perfil RB, cuja descrição granulométrica foi completa (exceto RB\_3-3,5), confirma essa maior afinidade, pois o Hg mostrou correlação forte positiva com o Si ( $r = 0,8$ ) e negativa significativa com o Al e Fe ( $r = -0,8$ ) – Tab. C.14 (Anexo C).

Em estudos sobre o comportamento do mercúrio em Latossolo da região, Fiorentino et al. (2011), obtiveram correlação forte do Hg com o percentual de argila, indicando a associação entre os dois. Resultados semelhantes foram descritos por Soares et al. (2015) em solos de Minas Gerais e Rio de Janeiro, cuja correlação entre Hg e pH/argila foram positivas.

Diniz et al. (2013) descreveram comportamento diferente em Latossolos na Amazônia, em que a concentração do Hg estava mais associada a formação de compostos mal cristalizados de Fe e Al.

Entretanto, assim como neste estudo, os trabalhos citados anteriormente também obtiveram concentrações mais altas no topo do perfil. Segundo Fiorentino et al. (2011), o grande enriquecimento de Hg nos horizontes superiores, quando comparados com os outros elementos do perfil, indicaria entrada externa, via deposição atmosférica, tanto de mercúrio natural quanto antropogênico.

Todavia, as concentrações obtidas neste trabalho estão na faixa de valores de referência de qualidade, definidos como limpo (CETESB 2005). Desta forma, a origem do Hg nos perfis é preferencialmente geogênica, mas como a concentração no diabásio é baixa, não se pode descartar a possibilidade de fontes externas por deposição atmosférica.

- Manganês

O manganês está presente no solo na forma de óxidos. São minerais secundários, neoformação a partir da dissolução dos minerais ferromagnesianos do diabásio – Mn substitui o Fe nesses minerais (Smith & Paterson 1995). Em ambientes tropicais, de acordo com Kabata-Pendias & Pendias (2001), o Mn pode estar presente como nódulos ou concreções, geralmente associados a metais pesados.

Como observado neste trabalho, a identificação destes óxidos de Mn, via DRX, é dificultada por apresentarem padrões difusos e coincidentes com outros minerais, reflexo do seu baixo teor no solo e baixa cristalinidade (Kämpf et al. 2009b).

O manganês mostrou grandes enriquecimentos nos horizontes BC e C dos perfis, com mais de 50 % de ganho no perfil RC, por exemplo. Contudo, nos horizontes superficiais e nos horizontes B, a perda foi de mais de 60 % em média.

O mesmo padrão foi descrito por Chapela Lara et al. (2018), em perfis desenvolvidos sobre rochas vulcanoclásticas de Porto Rico. De acordo com as autoras, o Mn perdeu grande quantidade de massas na superfície do perfil, mas a partir de 4,3 m de profundidade passou a se enriquecer no solo, chegando a 145 %, comportamento acompanhado por alguns elementos traço, como Ce.

Este enriquecimento pode estar associado ao comportamento redox do Mn e do meio, assim, em profundidade o ambiente seria menos óxico (reduzidor), devido a maior variação na saturação da água e no conteúdo de O<sub>2</sub> (Chapela Lara et al. 2018). Além disso, segundo as autoras, este enriquecimento de Mn e traços podem estar associados a atividade de micro-organismos, que neste ambiente oxidariam o Mn (II) e Fe (II), além de fixar CO<sub>2</sub>.

O enriquecimento na base do perfil estudado, portanto, poderia ser resultado da oxidação do Mn<sup>2+</sup> (solúvel) para Mn<sup>3+</sup> ou Mn<sup>4+</sup> (insolúveis). E a perda nos horizontes superiores seria reflexo da melhor drenagem e consequente redução do manganês.

- Tório e Cério

O tório apresentou ganhos em média de 99 % no perfil, no entanto, na amostra RA\_2,5-3 o ganho foi de apenas 1%, indicando grande perda nessa região. O Th mostrou correlação significativa apenas com o Ce, Rb e pH. E não mostrou correlação com o Al e Fe ( $r = -0,1$ ), indicando que não há afinidade do Th com os respectivos óxidos destes elementos.

Segundo Fitzpatrick & Chittleborough (2002), o tório, assim como o U e Pb são elementos secundários importante no silicato e óxido de Zr (zircão e badeleíta). Contudo, neste trabalho, o Th não apresentou correlação com o Zr ( $r = 0,1$ ;  $p > 0,05$ ), indicando que estes minerais não são os hospedeiros do Th no solo.

De acordo com o Rachkova et al. (2010), os sorventes mais importantes de Th e U são os minerais de argila e substâncias orgânicas. O pH tem influência no comportamento do Th, em condições neutras, ele precipita como Th(OH)<sub>4</sub> e coprecipita com hidróxidos de Fe, mas também há complexação seletiva com ligantes orgânicos, como flúor, sulfato, fosfato, cloreto, nitrato e carbonato (Guo et al. 2008, Rachkova et al. 2010).

A correlação positiva do Th com o Ce ( $r = 0,8$ ) pode ocorrer como resultado da presença destes elementos na estrutura de minerais traço no diabásio, como a allanita e a monazita – fosfato de Ce (Frank et al. 2006, Klain & Dutrow 2012, Dahle & Arai 2015). De

acordo com Dahle & Arai (2015), o Th também pode estar com o Ce na estrutura do carbonato hidratado, bastnäsite (uma das principais fontes de Ce e Th), e também no mineral euxenite, óxido de Ce e Y (Y é o principal componente).

### Grupo 3 – Lítio, Escândio e Ítrio

- Lítio

O lítio mostrou comportamento irregular no perfil, com ganhos apenas no horizonte B<sub>2</sub> e perdas no B<sub>1</sub> e BC, já nos horizontes superficiais, se manteve praticamente imóvel. Segundo Kabata-Pendias & Pendias (2001), o comportamento do lítio é mais controlado pela formação do solo do que pelo seu conteúdo na rocha, o que explicaria sua irregularidade nos perfis. Os autores completam que este metal pode ser liberado de minerais primários silicatados, como o piroxênio e olivina, devido a sua alta mobilidade, mas são facilmente absorvidos por minerais da fração argila e ligeiramente fixado por matéria orgânica.

Contudo, neste trabalho, o Li mostrou correlação negativa com a argila ( $r = -0,6$ ). Huh et al. (2004) mostraram que o comportamento do lítio e seu isótopo durante o intemperismo sobre basaltos havaianos está relacionado com a capacidade de troca catiônica, assim, em ambientes intemperizados e úmidos, com baixa CTC, o lítio seria perdido da fração argilosa.

- Escândio

O escândio apresentou comportamento semelhante ao cobre, com ganhos residuais apenas no horizonte BC (~ 34 %) e perdas nos horizontes superiores (~ 35 %), principalmente nas amostras de 0-0,5 e 2,5-3 (~ 89 %). A concentração do Sc é relativamente mais alta no solo estudado (~ 49  $\mu\text{g g}^{-1}$ ) do que a média em solos provenientes de rochas vulcânicas, 33  $\mu\text{g g}^{-1}$  (Kabata-Pendias & Pendias 2001).

Segundo Leeman & Scheidegger (1977), por ser um elemento compatível, o Sc é incorporado principalmente em piroxênio e raramente em olivinas. Maulana et al. (2016) complementam que durante o processo de lateritização, o Sc pode substituir o Fe nos minerais máficos e passar a se enriquecer no solo. Kabata-Pendias & Pendias (2001) e Poledniok (2008) ressaltam que o Sc pode substituir o Al, Fe, Y e Ti em minerais ferromagnesianos e se acumular em minerais siltosos do solo.

Neste trabalho o Sc mostrou correlação positiva moderada com o Fe e Al, e forte positiva com os ETRPs – Tm, Yb e Lu;  $r = 0,8$  – e pH ( $r = 0,9$ ). Assim, o Sc pode estar

associado principalmente aos óxidos e hidróxidos de Fe e Al no perfil, o que contribui para seu enriquecimento no horizonte BC.

A correlação forte positiva com os ETRs é justificável, de acordo com Abrão (1994), pelo fato de o Sc apresentar propriedades químicas semelhantes a estes elementos, especialmente o lutécio (último membro da série), como estado de valência e raio iônico. A União Internacional de Química Pura e Aplicada (IUPAC) classificou o escândio como um dos elementos pertencentes ao grupo de terras-raras, assim como o Y (IUPAC 2005).

O escândio também mostra afinidade pela complexação com  $\text{PO}_4$ ,  $\text{SO}_4$ ,  $\text{CO}_3$  e F, sendo o fosfato mais eficaz na precipitação de Sc (Kabata-Pendias & Pendias 2001). Contudo, no perfil estudado, o Sc teve fraca correlação com o P ( $r = 0,4$ ).

- Ítrio

O ítrio perdeu massa no perfil (~ 65 %), principalmente na amostra RA\_2,5-3 (~ 88 %). E apresentou correlação significativa forte com La ( $r = 0,8$ ), Pr, Nd, Sm, Eu, Yb e Lu ( $r = 0,9$ ), e perfeita positiva ( $r = 1,0$ ) com Gd, Tb, Dy, Ho, Er e Tm.

De acordo com Kabata-Pendias & Pendias (2001), o Y possui propriedades semelhantes aos ETRs, principalmente Ho, e é reconhecido por ser incorporado em silicatos, fosfatos e óxidos, mas pode ser altamente móvel nos primeiros estágios de intemperismo (Hill et al. 2000b).

Segundo Babechuk et al. (2015), a mobilidade do Y durante o intemperismo químico é maior que dos ETRs pesados. A avaliação deste comportamento pode ser feita por meio da razão Y/Ho do sistema rocha-solo, devido ao fracionamento sistemático durante o intemperismo dos óxidos de Fe e Mn (sorventes de Y e ETRs – REY) em solos basálticos (Thompson et al. 2013).

Entretanto, Thompson et al. (2013) sugerem que a perda preferencial de Y ocorre em regiões com pH intermediário, cujas concentrações aquosas de REY são controladas por reações de adsorção e competição, além disso, os autores também sugerem que a complexação de REY por matéria orgânica pode modular o fracionamento pedogenético.

Em um estudo sobre a mobilidade do ítrio durante o intemperismo de basalto, Hill et al. (2000b) descreveram que a concentração do Y diminui com o avanço do intemperismo, sendo  $24 \mu\text{g g}^{-1}$  no basalto e  $7-8 \mu\text{g g}^{-1}$  na faixa lateritizada.

Este comportamento não é muito nítido no perfil analisado, em que na região de lateritização a perda foi menor (~ 47 %) que nos horizontes superiores (~ 70 %). A correlação moderada com o IOL ( $r = 0,5$ ) indica a relativa resistência deste elemento com o aumento do intemperismo. Contudo, o Y apresentou correlação moderada a fraca com Fe e Al, o que

sugere baixa afinidade entre o Y e os óxidos pertencentes a faixa de lateritização, indicando que há outros compostos com Y no solo, como complexos com matéria orgânica.

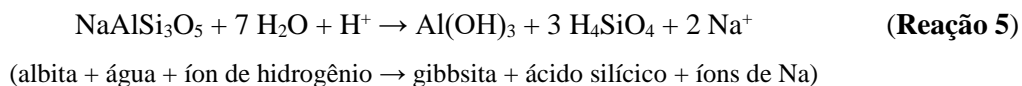
Grupo 4 – Al, Fe, Ti, P, Cr, Be, Cu, Co

- Alumínio, Ferro, Titânio e Fósforo

O alumínio e o ferro, assim como a sílica e oxigênio, são os principais elementos a compor o solo. No entanto, os óxidos de Al e Fe, quando em alto teor, apresentam grande influência na química do solo, especialmente nos processos de sorção e redox, devido a reatividade e grande superfície específica (Sparks 2003).

A entrada do alumínio no perfil ocorre principalmente pela hidrólise do plagioclásio e a neoformação da caulinita (**Rea. 1 e 2**). A caulinita também pode se formar a partir da precipitação do Si e Al da solução do solo, resultantes da dissolução de argilominerais 2:1, como a esmectita (Melo & Wypych 2009).

Contudo, processos mais intensos podem ser caracterizados nos perfis RA e RB, em que ocorre a dissolução total do plagioclásio (**Rea. 5**), formando a gibbsita – oxi-hidróxido de alumínio,  $\text{Al}(\text{OH})_3$  –, processo conhecido como alitização (Kämpf et al. 2009a).



A dissolução da caulinita contribui para a formação de gibbsita no perfil (**Rea. 4**). Outros polimorfos do grupo da caulinita foram descritos no solo estudado – haloisita e nacrita. De acordo com Melo & Wypych (2009), a haloisita pode estar em duas modificações polimórficas, uma semelhante a caulinita e outra mais hidratada.

O ferro e o titânio (em menor quantidade) podem entrar na estrutura dos minerais 1:1, por substituição isomórfica, e reduzir a cristalinidade do mineral (Melo & Wypych 2009). Os autores complementam que a baixa cristalinidade e consequente aumento da superfície específica do mineral, favorece a adsorção de íons, a retenção da água e a formação/manutenção dos agregados no solo.

Os difratogramas obtidos neste trabalho, assim como os obtidos por Fiorentino (2007) em solo da região, mostraram que a caulinita apresenta baixa cristalinidade, representados pelos picos largos e poucos definidos.



Os óxidos de ferro e titânio são as principais formas destes metais no solo. De acordo com Costa & Bigham (2009), estes óxidos são muito comuns nas frações grosseiras dos solos bem intemperizados.

A magnetita, titanomagnetita e ilmenita estão presentes no diabásio e, devido à alta resistência ao intemperismo (Jesus Filho et al. 1995), compõem os minerais primários de óxido de ferro nos perfis estudados. Conforme mostrou as fotomicrografias, a ilmenita está presente nos cristais de magnetita, formando microestruturas de exsolução. Os dados de EDS revelam que a ilmenita é composta por, em média, 30 % de Ti e 35 % de Fe e oxigênio, mas há cristais em que esta relação é inversa, com maiores teores de Ti.

Outros óxidos de ferro foram descritos nos perfis – hematita e goethita. Estes óxidos são caracterizados como minerais secundários no solo, resultado principalmente da dissolução dos piroxênios e olivina do diabásio (**Rea. 3**).

Ademais, a hematita e goethita são responsáveis pela coloração do solo (Oliveira 2008), como é possível observar na descrição macromorfológica deste trabalho, em que os horizontes BC, com picos mais intensos de goethita no difratograma, são mais amarelados que os outros horizontes, que são mais vermelhos devido à hematita.

Segundo Costa & Bigham (2009), a substituição isomórfica é muito comum nos óxidos de ferro, abrangendo uma ampla gama de constituintes. Schwertmann & Taylor (1989) e Sparks (2003) complementam que conforme o pH sobe, a intensidade de adsorção aumenta acentuadamente, mas que essa relação é inversa para a adsorção de fosfato.

Campos et al. (2015), ressaltam que solos intensamente intemperizados possuem alta capacidade de absorção de fósforo. De acordo com os autores, isto se deve a presença dominante de argilominerais 1:1 (caulinita), e os óxidos/hidróxidos de Fe, Al e Mn.

O fósforo pode entrar no sistema a partir da dissolução da apatita presente no diabásio (Jiang et al. 2018), e, conforme Kabata-Pendias & Pendias (2001), substituições do Ca por elementos traço podem ocorrer nesses minerais. Esses traços podem ser incorporados nos óxidos e hidróxidos de Fe e Al, além de fosfatos hidratados, após a dissolução, de acordo com os mesmos autores.

Embora a concentração do fósforo seja baixa no solo (< 0,16 %), os horizontes superficiais mostraram valores maiores que os horizontes B, o que indica entrada de P no sistema por meio de fertilizantes.

Nos perfis analisados, o fósforo mostrou correlação significativas positiva com o Fe ( $r = 0,8$ ), indicando afinidade com os óxidos de Fe, mas também houve correlação positiva

moderada com o Al ( $r = 0,5$ ) e negativa com o teor de argila ( $r = -0,5$ ), indicando que a afinidade do fósforo com o alumínio ocorre mais pela gibbsita do que pela caulinita.

Em um estudo sobre a sorção de fosfato em hematitas naturais, Torrent et al. (1994) mostraram que a sorção de P na goethita é mais rápida, e que a afinidade do P com a goethita é maior do que com a hematita. Contudo, os autores salientam, assim como Campo et al. (2015), que este comportamento está associado a cristalinidade dos minerais.

A afinidade entre a goethita e o fósforo pode ser caracterizada nos perfis estudados, em que nas regiões com picos mais intensos de goethita nos difratogramas, também são as regiões com maiores concentrações de fósforo, chegando a dobrar, como pode ser visto nos horizontes BC dos perfis RA e RB.

Por fim, estes elementos, principalmente o Al, Fe e Ti, compõem o grupo mais resistente ao intemperismo nos perfis, conforme revelou a análise estatística. Embora a perda de fósforo seja elevada, por apresentar alta afinidade com os óxidos de Fe e Al, também pertence ao grupo (G4).

- Cromo, Berílio, Cobre e Cobalto

O cromo foi o elemento que mais se enriqueceu no sistema (~ 2588 %), com mais de 3000 % no horizonte BC. O diabásio contém Cr, por substituição isomórfica de Fe e Al, na estrutura dos minerais do grupo do espinélio (e.g. magnetita), mas é a cromita ( $\text{FeCr}_2\text{O}_4$ ) o mineral típico deste metal (Sposito 2008, Klain & Dutrow 2012).

O enriquecimento do Cr no solo está associado a estabilidade destes minerais frente ao intemperismo e a baixa mobilidade do Cr (principalmente  $\text{Cr}^{3+}$ ) no sistema, independente do ambiente – redutor, oxidante, ácido, básico (Reimann & Caritat 1998). Contudo, McGrath (1995) ressalta que a solubilidade do  $\text{Cr}^{3+}$  diminui acima de pH 4 e quando o pH é maior que 5,5, ocorre a precipitação completa.

Fiorentino (2007) descreveu comportamento diferente do Cr em solos da região, com ganhos (~150%) e perdas (~100 %) ao longo do perfil. No entanto, a autora não considerou a influência do pH na mobilidade deste metal, embora o pH do solo estudado tenha variado entre 4,2 (na região de maior perda) e 5,5 (na região com maior ganho).

Desta forma, neste trabalho o enriquecimento do Cr no perfil pode estar associado ao enriquecimento residual dos minerais que o contém (cromita e magnetita), e mesmo com a dissolução parcial destes minerais, o Cr seria adsorvido por óxidos de Fe e Al ( $r = 0,9$  e  $0,8$ , respectivamente) devido a sua baixa mobilidade na faixa do pH do solo (5,5-6,8).

O berílio (elemento alcalino terroso) apresentou comportamento contrário ao Cs ( $r = -0,8$ ), em que perdeu massa ( $> 50\%$ ) ao longo do perfil até o horizonte BC, onde se manteve imóvel. As altas correlações positivas com o Fe e Al ( $r = 0,9$  e  $r = 0,8$ , respectivamente), indicam uma sorção preferencial do Be na hematita/goethita e gibbsita. Assim, o berílio pertence a este grupo pelo fato de ser o metal mais resistente ao intemperismo ( $r = 0,9$ ; IOL) entre os alcalinos e alcalinos terrosos.

Jiang et al. (2018) descreveu comportamento semelhante no solo chinês, com ganhos de Be apenas na base do perfil, contudo, segundo os autores, o Be só apresentou correlação positiva com o P, já com o Al, Fe e Mn as correlações foram sutis ou negativas. Desta forma, concluíram que o comportamento do Be no perfil de basalto intemperizado só é afetado por fosfatos secundários.

Entretanto, durante o intemperismo, segundo Kabata-Pendias & Pendias (2001), o Be se assemelha ao Al em sua natureza geoquímica. Contudo, os autores ressaltam que este metal pode apresentar comportamentos diferentes em vários ambientes por causa do seu pequeno tamanho, ionização relativamente alta e eletronegatividade.

No perfil analisado, o berílio também apresentou correlação positiva significativa com o fósforo ( $r = 0,8$ ) e perda ao fogo ( $r = 0,9$ ), minerais secundários de fósforo podem estar presente no solo em baixo teor. Ademais, como discutido anteriormente, o fósforo pode estar associado aos óxidos de Fe, o que explicaria a forte correlação com o Be.

O cobre apresentou ganho apenas no horizonte BC ( $\sim 13\%$ ). Já no solum (horizonte A, AB e B) perdeu em média  $36\%$ . O cobre é um metal comum em rocha básica ( $100 \mu\text{g g}^{-1}$ ), e sua abundância é controlada pelo o processo de diferenciação durante a cristalização (Baker & Senft 1995, Hough 2010). Ele aparece nos minerais primários como sulfeto incluso em silicato, além de entrar na estrutura da olivina, piroxênio e feldspatos por substituição isomórfica de Fe, Mg, Ca, Na e K (Sposito 2008).

A elevada concentração no diabásio ( $\sim 175 \mu\text{g g}^{-1}$ ) é refletida no solo, que mesmo com perdas ao longo do perfil, tem teores mais elevados ( $\sim 220 \mu\text{g g}^{-1}$ ) que a média em solos tropicais,  $8-128 \mu\text{g g}^{-1}$  (Baker & Senft 1995).

O cobre mostrou correlação positiva significativa com diversos metais traço (Zn, Ga, Cd, V, Co) e perfeita positiva com o Be e Cr. Segundo Hough (2010), elementos traço podem se associar ao principal mineral de Cu, a calcopirita ( $\text{CuFeS}_2$ ) durante sua formação.

A correlação positiva com o Fe ( $r = 0,8$ ), Al ( $r = 0,7$ ) e Ti ( $r = 0,6$ ), além do IOL ( $r = 0,9$ ), indicam a resistência do Cu durante o processo de lateritização, se associando principalmente a gibbsita e óxidos de Fe (especialmente a goethita), tal constatação é

confirmada pela correlação negativa com a Si ( $r = -0,9$ ) e argila ( $r = -0,8$ ), e o ganho residual apenas no horizonte BC (mais intemperizado).

O cobalto, por outro lado, apenas perdeu massa no perfil ( $\sim 42\%$ ). Segundo Sposito (2008), o Co está presente nos minerais primários, como óxidos e piroxênio, por substituição isomórfica de Mn e Fe. Concentrações mais elevadas na superfície podem estar relacionado a uso de fertilizantes fosfatados (Ma & Hooda 2010), cuja correlação positiva com o P corrobora com essa hipótese ( $r = 0,7$ ).

De acordo com Smith & Paterson (1995), o Co geralmente se concentra em horizontes ricos com matéria orgânica e argila. Os autores complementam que os óxidos, hidróxidos e carbonato de Co são muito insolúveis, se tornando imóveis em condições alcalinas.

O Cobalto apresentou correlação positiva significativa com o Be e Cu e negativa com Sb e teor de argila. A correlação com o Fe foi moderada ( $r = 0,6$ ) e fraca com Al e pH. Desta forma, as correlações com o Fe e os traços indicam que o Co está associado aos óxidos/hidróxidos de ferro, o que contribuiu para as menores perdas no horizonte BC ( $\sim 22\%$ ). No entanto, como a correlação é moderada, o Co também pode estar associado a matéria orgânica.

Grupo 5 – Pb, Mo, Zr, Hf, Nb, Ta, U, Ni, Zn, V, Ga e Cd

O chumbo apresentou ganho médio de 197 %, sendo na amostra superficial o maior ganho ( $\sim 241\%$ ). No diabásio, o chumbo pode estar na apatita e zircão, ou como substituição isomórfica de Ca nos feldspatos, piroxênios, apatita e nos óxidos de Fe e Mn (Sposito 2008).

De acordo com Davies (1995), o solo é um sumidouro de Pb antropogênico, assim, as elevadas concentrações na superfície do perfil estudado poderiam ser de fontes externas, como fertilizantes, adubos e de escapamento de veículos. Contudo, o autor complementa que em solos não contaminados, a concentração média é de  $20 \mu\text{g g}^{-1}$  (próxima à média obtida neste trabalho,  $17,2 \mu\text{g g}^{-1}$ ).

A mobilidade do Pb no solo é baixa, principalmente em ambiente redutor. O Pb geralmente está associado a sulfato, fosfato, carbonato, ou adsorvido pelos óxidos de Fe e Mn, além da matéria orgânica insolúvel, e pode ser influenciado pelo pH do solo (Davies 1995, Reimann & Caritat 1998, Kabata-Pendias & Pendias 2001).

Neste trabalho, o Pb apresentou correlação negativa moderada a fraca com Fe e Mn, indicando pouca afinidade com os respectivos óxidos. A correlação com o teor de argila

também foi negativa ( $r = -0,7$ ). Desta forma, o Pb pode estar associado principalmente à matéria orgânica do solo, o que também contribuiu para a maior concentração na superfície.

O molibdênio apresentou comportamento semelhante ao chumbo ( $r = 0,8$ ), embora com enriquecimento menor, 49 %. A concentração média de Mo no solo, de acordo com Jarrell et al. (1980), é de  $1-2 \mu\text{g g}^{-1}$ . A concentração média neste trabalho foi de  $1,8 \mu\text{g g}^{-1}$ .

De acordo com Kabata-Pendias & Pendias (2001), o mineral primário de Mo é o molibdenita ( $\text{MoS}_2$ ) e geralmente está associado aos minerais de Fe e Ti. Os autores completam que a oxidação do sulfeto produz o ânion ( $\text{MoO}_4^{2-}$ ) dominante em pH neutro, que pode ser facilmente coprecipitado por matéria orgânica,  $\text{CaCO}_3$  e por vários cátions ( $\text{Pb}^{2+}$ ,  $\text{Cu}^{2+}$ ,  $\text{Zn}^{2+}$ ). Além desses, o  $\text{Mo}^{4+}$  também pode substituir o  $\text{Al}^{3+}$  em feldspatos (Edwards 1995).

O Mo pode estar associados ao chumbo como  $\text{PbMoO}_4$  – wulfenita – no solo (Edwards 1995). Contudo Kabata-Pendias & Pendias (2001), ressaltam que esta associação ocorre por que a solubilidade do Mo e Pb são muito próximas, no entanto, este mineral não é o composto de Mo mais comum no solo. Os mesmos autores indicam que a maior proporção de Mo deve estar associada a matéria orgânica e óxidos hidratados de Fe.

Neste trabalho o Mo não apresentou correlação com o Fe ( $r = 0,0$ ;  $p > 0,05$ ). Mas teve correlação positiva significativa com diversos metais – Zr, Hf e U ( $r = 0,8$ ); Nb e Ta ( $r = 0,9$ ). A correlação com o teor de argila foi moderada negativa ( $r = -0,5$ ). Desta forma, assim como o Pb, o molibdênio deve estar associado a matéria orgânica no solo. A forte correlação com os metais citados indicam a presença do Mo em minerais primários como o zircão/badeleíta.

O háfnio, Zr e Ga foram os metais com menos enriquecimento residual entre os que só se enriqueceram no solo, com médias de, 21 %, 15 % e 12 %, respectivamente. Os três mostraram correlação perfeita positiva entre si e com o Cd. Esses elementos mostraram baixa mobilidade no solo, com ganhos altos apenas nas amostras de 4-4,5 (~ 30 %) e 5,5-6 (~ 50 %).

O nióbio e o Ta mostraram comportamento semelhante a estes metais. No entanto, o Nb apresentou enriquecimento maior (~ 54 %), com ganhos mais elevados nas amostras de 4-4,5 (74 %) e 5,5-6 (92 %). O Ta, por outro lado, pode ser considerado como elemento imóvel no sistema, principalmente no solum, com ganhos/perdas menores que 10 %, já no horizonte BC variou entre  $\pm 20$  %. Ambos tiveram correlação positiva significativa com V, Zn, U ( $r = 0,8$ ), Ga, Zr, Mo, Cd e Hf ( $r = 0,9$ ) e positiva perfeita entre si.

A baixa mobilidade (Zr, Hf, Nb, Ta, Ga) está associada a presença destes metais em minerais primários resistentes ao intemperismo, como o zircão e badeleíta (Melfi et al. 1996, Fitzpatrick & Chittleborough 2002). De acordo com os mesmos autores, é comum a substituição de Zr por Hf, Nb, Ta (entre outros) na estrutura dos minerais, pois eles possuem propriedades cristalográficas similares.

Os ETRs e Y também substituem o Zr, mas em concentrações mais baixas (Melfi et al. 1996, Fitzpatrick & Chittleborough 2002). Melfi et al. (1996) obteve forte correlação entre o Zr e Ce em perfil de bauxitas derivado de rochas alcalinas no sudeste brasileiro.

O tântalo é um dos elementos menos móveis no solo devido a sua baixa solubilidade (valência 5+) e ligeira estabilidade em complexos orgânicos (Kurtz et al. 2000, Kabata-Pendias & Pendias 2001).

O gálio, por sua vez, é um elemento amplamente disperso em minerais, mas geralmente está associado com minerais de Al na fração argila (substitui o Al em silicato e óxido), e óxidos de Fe e Mn (Nesbitt & Wilson 1992).

Neste trabalho, o Ga apresentou correlação moderada com o Al e Fe ( $r = 0,7$ ), e correlação forte com outros metais (Be, Cr, Ni, Cu, Zn, Nb, Ta, V), o que indica forte relação com os óxidos de Fe e Al. É possível que o Ga também esteja nos minerais de Zr, devido à forte correlação entre eles.

Como já citado, o U, Pb e Th são elementos secundários importante no silicato e óxido de Zr (Fitzpatrick & Chittleborough 2002). Contudo, neste trabalho o Pb mostrou correlação moderada com o Zr ( $r = 0,6$ ), assim como o U ( $r = 0,7$ ). Já o Th (Grupo 2) não apresentou correlação com o Zr ( $r = 0,1$ ;  $p > 0,05$ ).

O urânio apresentou ganho médio de 159 % no perfil, e assim como o Bi, se diferenciou por apresentar elevados ganhos na amostra RA\_2,5-3 (225 %). O U pode substituir o Ca na estrutura da apatita e entrar no sistema a partir da dissolução deste mineral (Edwards 1995). Ou como já citado, estar na estrutura dos minerais resistentes de Zr. A presença deste metal em fertilizantes também é frequentemente reportada (Edwards 1995).

De acordo com Pulford (2010), o  $U^{6+}$  é a espécie mais comum em solo, mas o seu comportamento é dependente da variação do pH e condições redox. Em ambiente com  $pH > 5$ , o  $U^{6+}$  pode formar complexos hidroxilas (com carbonatos/fosfatos), participar do processo de sorção específica em superfícies de óxidos de Fe, como a goethita, ou, por fim, se ligar a sítios de matéria orgânica.

No perfil analisado, o U não mostrou correlação com o Fe ( $r = 0,0$ ;  $p > 0,05$ ) e com os índices de intemperismo (e.g. IOL,  $r = 0,1$ ). Com o teor de argila a correlação foi

moderada negativa ( $r = -0,5$ ). Contudo, apresentou correlação moderada positiva com o pH ( $r = 0,5$ ) e forte positiva com o Nb, Mo e Ta ( $r = 0,8$ ). Desta forma, este metal pode estar no solo associado a matéria orgânica e, em menor proporção, com os minerais residuais de Zr.

O cádmio, V, Zn, e o Ga, foram os elementos que mais apresentaram correlações positivas significativas com outros metais. O Cd, assim como o Ta, apresentou comportamento conservativo no solum, com perdas nos horizontes A, AB e B<sub>1</sub> (~ 5,5 %) e ganhos residuais nos horizontes B<sub>2</sub> e BC (~ 35 %). O enriquecimento residual elevado se deve a amostra 5,5-6 (145 %), pois sem ela a média seria de 7 %.

O cádmio mostrou correlação positiva com Cr, Ni, Cu, Zn, Nb, Ta, e perfeita positiva com V, Ga, Zr e Hf. De acordo com Sposito (2008) o Cd está presente em minerais primários por inclusões em sulfetos e por substituição isomórfica do Cu, Zn, Hg e Pb em sulfetos.

O zinco, por outro lado, só perdeu massa no sistema, em média de 47,6 %. E apresentou correlação positiva significativa com Be, Ni, Cu, Nb, Ta, Cr, Ga, Zr, Cd, Hf, e perfeita positiva com o V. Os sulfetos de zinco são uns dos minerais primários que contém o Zn na rocha e aparecem como inclusões em silicatos, além disso, o Zn pode entrar na estrutura de olivinas, piroxênios, anfibólios e óxidos (magnetita) a partir da substituição isomórfica do Mg, Mn e Fe (Reimann & Caritat 1998, Sposito 2008).

Segundo Alloway (1995) e Kiekens (1995), há várias outras maneiras do Cd e Zn entrarem na solução do solo além da dissolução dos minerais primários da rocha, como por P-fertilizantes ou por emissões atmosféricas. Entretanto, a concentração média no solo estudado de Cd (~ 0,4  $\mu\text{g g}^{-1}$ ) e Zn (106  $\mu\text{g g}^{-1}$ ) são próximas as médias descritas em solos no mundo, 0,3  $\mu\text{g g}^{-1}$  para Cd (Reimann & Caritat 1998) e de 10-105  $\mu\text{g g}^{-1}$  para o Zn (Kiekens 1995).

O cádmio é solúvel em pH ácido e apresenta mobilidade média em ambiente oxidante e muito baixa em ambiente redutor. Além disso, pode formar quelatos com ácidos húmicos e/ou ser adsorvidos por minerais de argila e óxidos de Fe e Mn (Reimann & Caritat 1998, Kabata-Pendias & Pendias 2001).

De acordo com Alloway (1995), o íon  $\text{Cd}^{2+}$  é o mais adsorvido na superfície dos sólidos do solo entre as espécies de cádmio, mas também pode formar complexos iônicos ( $\text{CdCl}^+$ ,  $\text{CdOH}^+$ ,  $\text{CdHCO}_3^+$ ) junto com complexos orgânicos. Segundo o mesmo autor, a competição do Cd com outros metais – Ca, Co, Cr, Cu, Ni, Pb – pode inibir a sua adsorção, comportamento também descrito por Fontes et al. (2000) e Pierangeli et al. (2007).

Ademais, o Cd tem grande afinidade com o zinco, reflexo das propriedades químicas similares (Chaney 2010). Embora, complementa Alloway (1995), o Zn pode ser um

inibidor da adsorção do Cd no solo. No entanto, de acordo com Fontes et al. (2000), nos solos com baixa CTC, o Zn e Cd apresentaram fraca capacidade de adsorção, sendo a atração eletrostática o principal mecanismo de retenção destes metais.

A mobilidade do zinco está associada as condições redox e ao pH do ambiente (Reimann & Caritat 1998, Kabata-Pendias & Pendias 2001). Desta forma, segundo os autores, em meio neutro/alcalino e redutor, a mobilidade é muito baixa (relacionado a quimissorção e influenciado por compostos orgânicos). Mas em condições de oxidação e pH ácido, a mobilidade é elevada.

O zinco pode ser adsorvido pelos minerais de argila, óxidos de Fe, Mn e Al, além de complexos orgânicos solúveis e insolúveis (Kiekens 1995, Reimann & Caritat 1998). Todavia, em pH abaixo de 7, a adsorção de  $Zn^{2+}$  pode ser reduzida por cátions concorrentes, semelhante ao Cd, e isso resultaria em maior facilidade de mobilização e lixiviação de Zn em solos levemente ácidos (Kabata-Pendias & Pendias 2001).

De acordo com Kiekens (1995), o Zn também pode formar complexos com cloreto, fosfato, nitrato e sulfato. O  $ZnSO_4$  e  $ZnHPO_4$  são os complexos mais importante e contribuem significativamente para aumentar a solubilidade e mobilidade do  $Zn^{2+}$ .

Desta forma, a resistência do Cd e Zn no horizonte BC pode estar associada a sorção destes metais nos óxidos de Fe e Al ( $r = 0,6$ ), principalmente na goethita (Bruemmer et al. 1988, Barrow & Whelan 1998). Por outro lado, as perdas nos horizontes superiores pode ser reflexo do aumento do teor de argila com baixa CTC ( $r = -0,7$ ), com domínio de caulinita/haloisita (Si,  $r = -0,7$ ), além da mobilidade como complexo em pH levemente ácido.

O vanádio perdeu massa ao longo do perfil (~ 28 %), a exceção da amostra de 5,5-6, onde houve enriquecimento de 9 %. O V teve correlação forte negativa com o Si ( $r = -0,8$ ) e forte positiva com Be, Ni, Nb, Ta, Cr, Cu, Zr, Hf, e perfeita positiva com Zn, Ga e Cd ( $r = 1,0$ ). O vanádio está presente em piroxênio, anfibólio e óxidos a partir da substituição isomórfica do Fe, especialmente em Ti-magnetitas (Edwards et al. 1995, Sposito 2008).

O vanádio apresentou elevada concentração no solo ( $1216 \mu g g^{-1}$ ) quando comparado a média descrita na literatura, que varia desde quantidades residuais até  $400 \mu g g^{-1}$  (Evans & Barabash 2010). De acordo com Madejón (2013), o V é um elemento considerado marcador da poluição do ar emitida por combustão de combustíveis fósseis. No entanto, como o V perdeu massa desde a superfície, a alta concentração no solo é reflexo da alta concentração no diabásio ( $955 \mu g g^{-1}$ ), muito mais elevado do que é geralmente encontrado em rochas máficas,  $200-205 \mu g g^{-1}$  (Evans & Barabash 2010).



A mobilidade do vanádio é controlada pelas condições redox e pH, além da estabilidade do mineral hospedeiro (Edwards et al. 1995). No solo, o V permanece em minerais primários ou é adsorvido em minerais da fração argila e óxidos de Fe (Kabata-Pendias & Pendias 2001). O V pode substituir outros metais (Fe, Al, Ti) na estrutura do cristal, mas também pode precipitar, por exemplo, como  $\text{Pb}(\text{Cu,Zn})(\text{OH})(\text{VO}_4)$  – mottramita –, quando tiver cátions (Pb, Cu, Zn) presentes na solução (Kabata-Pendias & Pendias 2001, Madejón 2013).

O enriquecimento no horizonte BC pode ser reflexo da substituição do Fe ( $r = 0,7$ ) e Ti ( $r = 0,5$ ) pelo V na estrutura dos óxidos de Fe, como a magnetita. O V também pode estar substituindo o Al ( $r = 0,7$ ) na estrutura da gibbsita.

Embora a correlação com o Ti seja moderada ( $r = 0,5$ ), o mapeamento químico por EDS sobre os grãos de magnetita (intercrescida pela ilmenita) indicaram que o vanádio pode ter substituição preferencial entre Fe e Ti, de acordo com a granulometria. A fração fina mostrou preferencia do V em substituir o Fe, já na fração grossa, a preferencia do V é de substituir o Ti.

O níquel apresentou ganhos residuais médios de 30 % no perfil. E correlação forte positiva com V, Zn, Ga, Zr, Cd ( $r = 0,8$ ) e negativa com o teor de argila ( $r = -0,8$ ). O níquel pode estar presente em sulfetos inclusos em silicatos, mas também pode estar em olivinas, piroxênios, anfibólio e magnetita por substituição isomórfica de Fe (Sposito 2008).

De acordo com Gonelli & Renella (2013), o Ni possui grande afinidade pelo enxofre, o que colabora para a sua alta afinidade com a matéria orgânica do solo, pois o S é um dos principais doadores de elétrons. Os autores complementam que baixas concentrações de Ni na solução do solo podem ocorrer devido à alta afinidade com ligantes orgânicos e inorgânicos.

Durante o intemperismo, após a mobilização do mineral primário, o Ni é coprecipitado principalmente com óxidos de Fe e Mn (Kabata-Pendias & Pendias 2001). E em pH alcalino, o Ni pode precipitar como  $\text{Ni}(\text{OH})_3^-$  ou  $\text{Ni}_4(\text{OH})_4^{4+}$  com baixa solubilidade (Gonelli & Renella 2013).

A concentração do Ni no diabásio ( $43 \mu\text{g g}^{-1}$ ) é menor que a média descrita para rochas ígneas básicas,  $140 \mu\text{g g}^{-1}$  – variação de  $45\text{-}410 \mu\text{g g}^{-1}$  (McGrath 1995). Contudo, a concentração no solo é mais elevada ( $\sim 97 \mu\text{g g}^{-1}$ ) do que a média reportada na literatura,  $20 \mu\text{g g}^{-1}$ , embora o intervalo também seja amplo (McGrath 1995).

A fraca correlação do Ni com o Fe ( $r = 0,4$ ) e Al ( $r = 0,3$ ) indicam que os óxidos e hidróxidos destes elementos não são os principais reservatórios do Ni no solo, embora deva

ocorrer, como demonstra a correlação significativa com os metais. A correlação negativa com a argila e a sílica ( $r = -0,4$ ) mostram que o Ni não está presente nos minerais da fração argila, como a caulinita. Desta forma, o Ni deve estar associado a matéria orgânica no perfil.

#### 7.1.8. ETRs no solo

A concentração dos ETRs no solo, de acordo com Tyler (2004), é influenciada pelas propriedades do material parental, grau de intemperismo, teores de matéria orgânica, argilominerais, entre outros. As condições geomorfológicas e fatores climáticos também mostraram reflexos sobre o comportamento destes elementos, como mostrou Silva et al. (2015).

Segundo Randive et al. (2014), os ETRs trivalentes mostram substituições por  $Mn^{2+}$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Y^{3+}$ ,  $Th^{4+}$ ,  $U^{4+}$  e  $Zr^{4+}$ , o que contribui para a sua participação em diversas fases minerais, como do plagioclásio, allanita, monazita, apatita e zircão, por exemplo. Deste modo, os ETRs são liberados para a solução do solo a partir da dissolução desses minerais primários (Ramos et al. 2016).

No perfil de intemperismo, devido a baixa solubilidade e alta mobilidade, os ETRs podem ser lixiviados, no entanto, também ocorrem sorções em minerais secundários, como argilominerais, carbonatos e óxidos de Fe, Mn e Al (Laveuf & Cornu 2009, Chang et al. 2016).

A concentração média dos ETRs no solo estudado seguiu:  $Ce > Nd > La > Pr > Sm > Gd > Dy > Er > Yb > Eu > Tb \approx Ho > Tm \approx Lu$ . Com as concentrações variando entre  $84 \mu g g^{-1}$  e  $0,29 \mu g g^{-1}$  (**Tab. 6.12**).

O cério é o ETR mais abundante no solo, correspondendo à aproximadamente 58 % dos ETRs, percentual próximo ao descrito por Paye et al (2016) e Silva et al. (2018) em solos brasileiros e maior que o descrito por Liang et al. (2005) em solos chinês, 48 %. Entre os ETR pesados, o gadolínio é o mais abundante, correspondendo à aproximadamente 34 % deste grupo, valor menor que o descrito por Silva et al. (2018), 44 %, em solos brasileiros.

De acordo com a classificação de Tyler (2004), os ETR leves (La-Eu) correspondem, em média, à aproximadamente 91 % do total, com somatório de  $143,73 \mu g g^{-1}$ . Já os ETR pesados (Gd-Lu) somam, em média,  $14,80 \mu g g^{-1}$ , correspondendo à 9 % deste grupo (**Tab. 7.7**). Os valores elevados dos ETRs no solo são esperados devido a maior abundância destes elementos na crosta, segundo Tyler (2004).

Tabela 7.7: Somatório ( $\mu\text{g g}^{-1}$ ) dos elementos terras-raras (ETRs) nas amostras do perfil RA (até 6,5 m de prof.) e a razão entre ETR leves e ETR pesados ( $\sum \text{ETRL} / \sum \text{ETRP}$ ).

	$\sum \text{ETR}$	$\sum \text{ETRL}$	$\sum \text{ETRP}$	$\frac{\sum \text{ETRL}}{\sum \text{ETRP}}$
RA_0-0.5	112,07	103,94	8,02	12,97
RA_0.5-1	182,61	165,08	17,18	9,61
RA_1-1.5	173,80	159,22	14,35	11,10
RA_1.5-2	169,56	153,63	15,61	9,84
RA_2-2.5	147,98	135,07	12,64	10,68
RA_2.5-3	88,14	82,49	5,58	14,78
RA_3-3.5	159,70	148,20	11,27	13,15
RA_3.5-4	152,29	140,24	11,81	11,88
RA_4-4.5	162,91	148,77	13,86	10,74
RA_4.5-5	176,72	159,03	17,37	9,16
RA_5-5.5	193,53	171,10	21,99	7,78
RA_5.5-6	186,38	162,17	23,71	6,84
RA_6-6.5	159,01	139,60	18,99	7,35
Média	158,82	143,73	14,80	9,71

De acordo com a razão  $\sum \text{ETRL} / \sum \text{ETRP}$ , e como já indicado pela análise estatística multivariada (Fig. 7.15), os ETR pesados tendem a ter maiores concentrações em maiores profundidades, principalmente no horizonte BC, indicando maior resistência destes elementos ao intemperismo (IOL,  $r = 0,6$ ).

Segundo Caspari et al. (2006), o fracionamento dos ETRs também pode estar associado a diferenciação granulométrica no perfil, em que os ETRLs estão mais associados a solos argilosos e os ETRPs a solos arenosos. Ayres & Harris (1997) complementam que os ETRPs ocorrem predominantemente em minerais refratários, como o zircão, os quais são mais resistentes ao intemperismo e compõem a fração grossa do solo.

As concentrações dos ETRs nas amostras analisadas foram normalizadas com o objetivo de se compreender o fracionamento e possíveis anomalias destes elementos no solo. Os estudos utilizam a concentração dos condritos ou da própria rocha-mãe para a normalização (Boulangé & Colin 1994, Gasparetto & Menegotto 1997, Patino et al. 2003, Liang et al. 2005, Caspari et al. 2006, Ma et al. 2007, Laveuf & Cornu 2009, Chen et al. 2010, Fiorentino et al. 2011, Chang et al. 2016).

Neste trabalho, fez-se a normalização com os valores dos ETRs do condrito (**Fig. 7.19A**), segundo Nakamura (1974) e do diabásio (**Fig. 7.19B**), descrito por Bulia & Enzweiler (2013).

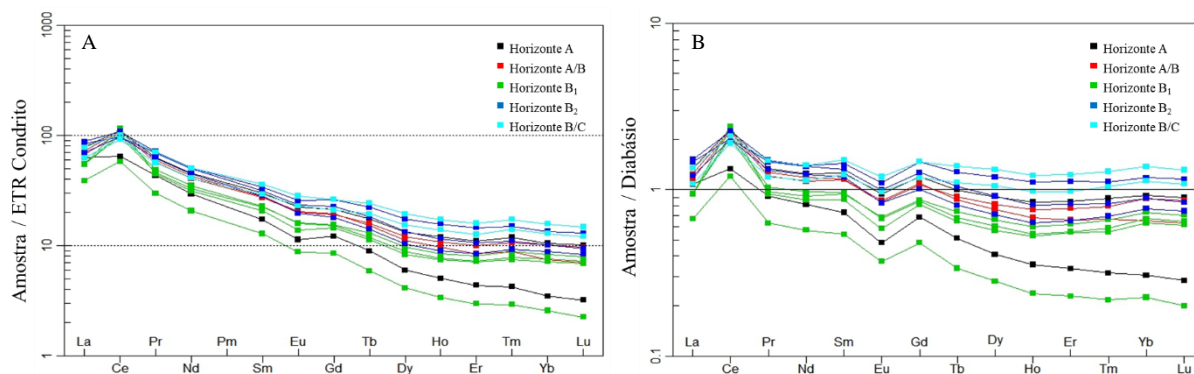


Figura 7.19: Elementos terras-raras normalizados do perfil RA (até 6,5 m de profundidade). A – Condrito, Nakamura (1974). B – Diabásio, Bulia & Enzweiler (2013). Ilustração das amostras conforme os horizontes descritos.

A Figura 7.19 evidencia, assim como a razão  $(La/Yb)_n$  (Tab. 7.8), que o solo é mais enriquecido nos ETR leves do que nos ETR pesados. Comportamento semelhante também foi descrito em um perfil de solo desenvolvido sobre basalto na China (Ma et al. 2007). Em Latossolos desenvolvidos sobre a Formação Serra Geral, Sardinha (2011), também obteve este fracionamento entre os leves e pesados.

Chang et al. (2016) atribuiu esse fracionamento ao fato de que os ETRLs apresentam maiores afinidades de adsorção com os minerais secundários, enquanto os ETRPs são mais facilmente lixiviados. De acordo com Braun et al. (1998), os ETR leves podem precipitar na forma de fosfato hidratado (rabdefano;  $ETRLPO_4 \cdot nH_2O$ ).

Além disso, no perfil estudado, as concentrações dos ETRs no horizonte B<sub>1</sub> e na amostra mais superficial (RA\_0-0,5) são menores quando comparado com o restante do perfil, principalmente com o horizonte BC (Fig. 7.19). A normalização pelo diabásio (Fig. 7.19B) mostrou com maior clareza, que o enriquecimento dos ETRPs, especialmente no horizonte BC, é semelhante aos ETRLs, indicando maior resistência destes elementos com o aumento do grau de intemperismo, conforme mostra a razão  $(La/Yb)_n$  (Tab. 7.8). Ademais, é possível observar que o Ce e o Eu apresentaram comportamento anômalo quando comparado aos outros ETRs.

De acordo com Formoso et al. (1989), em condições lateríticas, os ETRs são liberados como trivalentes das estruturas dos minerais primários e na solução do solo são associados aos  $OH^-$  (forma hidróxidos) ou são complexados. Contudo, os autores complementam que o Ce e Eu são exceções, pois são os únicos ETRs que podem apresentar mudanças no grau de oxidação, podendo estar na superfície como  $Ce^{4+}$  (oxidado) e  $Eu^{2+}$  (reduzido).

O fracionamento entre os ETRLs e os ETRPs –  $(La/Yb)_n$  –, assim como a anomalia de Ce e Eu, observados na Figura 7.19, estão na Tabela 7.8. O cálculo da anomalia

de  $Ce^*$   $[(Ce_N/(La_N \times Pr_N)^{0.5})]$  e  $Eu^*$   $[(Eu_N/(Sm_N \times Gd_N)^{0.5})]$ , são descrito por Compton et al. (2003) e feitos com os valores normalizados. Resultados acima de 1 significa que houve enriquecimento em relação ao condrito ou diabásio.

A baixa correlação entre  $(La/Yb)_n$  e o CIA ( $r = -0,3$ ;  $p < 0,2$ ), de acordo com Silva et al. (2018), indica que o clima não apresentou muita influência sobre a mobilidade dos ETRs no perfil analisado, cujo comportamento estaria mais correlacionado a rocha-mãe.

Tabela 7.8: Razão La/Yb normalizado pelo condrito (Nakamura 1974) e pelo diabásio (Bulia & Enzweiler 2013). Valores anômalos de Ce e Eu.

	Condrito			Diabásio		
	$(La/Yb)_n$	$Ce^*$	$Eu^*$	$(La/Yb)_n$	$Ce^*$	$Eu^*$
RA_0-0,5	18,01	1,24	0,78	3,54	1,35	0,68
RA_0,5-1	7,41	1,59	0,88	1,46	1,73	0,77
RA_1-1,5	9,72	1,67	0,88	1,91	1,81	0,76
RA_1,5-2	6,66	1,73	0,87	1,31	1,88	0,76
RA_2-2,5	6,57	1,97	0,87	1,29	2,14	0,76
RA_2,5-3	15,12	1,71	0,83	2,96	1,86	0,73
RA_3-3,5	7,63	2,35	0,79	1,50	2,56	0,69
RA_3,5-4	7,21	1,98	0,85	1,42	2,16	0,74
RA_4-4,5	8,00	1,46	0,87	1,57	1,59	0,76
RA_4,5-5	8,40	1,26	0,88	1,65	1,37	0,77
RA_5-5,5	6,55	1,36	0,86	1,29	1,49	0,75
RA_5,5-6	4,98	1,36	0,92	0,98	1,48	0,80
RA_6-6,5	4,87	1,54	0,92	0,96	1,68	0,81
Média	8,55	1,63	0,86	1,68	1,78	0,75

De acordo com a Tabela 7.8, os valores obtidos de  $Ce^*$  indicaram anomalia positiva deste elemento no solo, especialmente no horizonte B<sub>1</sub>, com destaque para a amostra RA\_3-3,5. Já os valores de  $Eu^*$  mostraram leve anomalia negativa deste ETR no solo, com os menores resultados nas amostras RA\_0-0,5 e RA\_3-3,5.

A anomalia positiva de Ce pode ser atribuída ao fato de que este elemento no solo pode estar na sua forma oxidada, tetravalente  $Ce^{4+}$  e estar precipitado como  $CeO_2$  – cerianita/ $[(Ce^{4+},Th)O_2]$  –, cuja solubilidade é muito baixa no meio (Formoso et al. 1989, Braun et al. 1990, Patino et al. 2003).

Segundo Braun et al. (1990), o conteúdo de Ce, assim como sua anomalia – na forma de cerianita – podem estar revestindo agulhas de haloisita no solo, em regiões não ferroginosas. Todavia, Laveuf & Cornu (2009) ressaltam que as condições oxidantes permitem a precipitação de óxidos de Fe e Mn, os quais teriam incorporação preferencial de Ce, como cerianita, o que resultaria na anomalia positiva deste ETR.

Deste modo, Chang et al. (2016) complementa que além do fracionamento dos ETRs causado pelos minerais no solo, os processos geoquímicos, como reações de oxirredução, também podem ser responsáveis pela anomalia destes elementos, como é o caso do Ce e do Eu.

O európio, em sistemas magmáticos pode reduzir de  $\text{Eu}^{3+}$  para  $\text{Eu}^{2+}$ , e com isso substituir o  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  e  $\text{Sr}^{2+}$  em plagioclásio, por exemplo, mas também pode estar presente em minerais acessórios, como a apatita (Panahi et al. 2000). Logo, completam os autores, durante o processo intempérico, o comportamento do Eu estará diretamente associado a dissolução do plagioclásio, sendo lixiviado nos primeiros estágios do intemperismo em condições de redução, assim como os metais alcalinos e alcalinos terrosos.

Conforme Chang et al. (2016), o Eu trivalente que não foi reduzido durante o processo magmático, pode ser facilmente reduzido durante o processo intempérico e lixiviado. Os autores complementam que a redução do Eu é dependente dos minerais que contém Fe e Mn (devido a maior correlação do  $\text{Eu}^{3+}$  com esses elementos) e que o Eu reduzido mostra o mesmo comportamento que o  $\text{Sr}^{2+}$ , resultando em uma co-lixiviação de  $\text{Eu}^{2+}$  e  $\text{Sr}^{2+}$ .

De modo geral, os perdas dos ETRs no solo seguiu em média:  $\text{Ho} \approx \text{Er} < \text{Tm} < \text{Lu} < \text{Dy} < \text{Yb} < \text{Eu} < \text{Tb} < \text{Gd} < \text{Nd} \approx \text{Sm} < \text{La} < \text{Pr} < \text{Ce}$ . A perda, em porcentagem, variou entre 59,6 % e 33,1 %. O Ce foi o único com enriquecimento residual, 14,8 %. Assim, como já ressaltado, a depleção dos ETRPs é maior do que dos leves.

Os ETRs pesados apresentaram correlação moderada positiva com o Fe e Al ( $r = 0,7$  e  $0,6$ , respectivamente), indicando associação destes terras-raras com a gibbsita e goethita, especialmente na região de maior intemperismo (IOL,  $r = \sim 0,6$ ). E diferentemente do que mostrou Tyler (2004), os ETRPs não apresentaram comportamento semelhante ao Mo no perfil estudado. Os ETRs leves mostraram correlação fraca a inexistente com o Fe e Al, mostrando pouca afinidade com os respectivos óxidos.

Os ETRs não mostraram correlação com o Mn, no entanto, apresentaram forte correlação positiva com o pH (entre 0,7 e 1), indicando que este parâmetro é um condicionante a mobilidade dos terras-raras.

A anomalia de Ce ( $\text{Ce}^*$ ) mostrou correlação positiva fraca com o Si ( $r = 0,3$ ;  $p > 0,05$ ) e inexistente com o Al, indicando leve associação da anomalia com os argilominerais, como a haloisita, conforme proposto por Braun et al. (1990). A  $\text{Ce}^*$  apresentou correlação negativa fraca com o Fe e Mn, mostrando que não houve associação com os óxidos destes elementos. Vale ressaltar a forte correlação do Ce com o Th ( $r = 0,8$ ), assim como da

anomalia, Ce\* e Th ( $r = 0,5$ ), mostrando que estes elementos podem estar no perfil do solo como cerianita [(Ce<sup>4+</sup>,Th)O<sub>2</sub>].

A anomalia de Eu (Eu\*), por outro lado, apresentou correlação positiva moderada com o Fe e Al ( $r = 0,7$  e  $0,5$ , respectivamente). E não apresentou correlação com o Mn. Desta forma, a anomalia está relacionada, predominantemente, aos óxidos de Fe e Al, conforme Chang et al. (2016).

## 7.2. Geofísica

A interpretação dos dados obtidos com a sondagem elétrica vertical (SEV) se baseiam nos resultados de resistividade elétrica (resistência a passagem de corrente na substância), a qual, de acordo com Telford et al. (1990), por ser medida em um meio heterogêneo e anisotrópico, deve ser tratada como aparente.

Embora cada material geológico apresente um valor de resistividade elétrica, no perfil analisado, o solo mostrou grandes variações (51,8 a 1127 ohm.m) em profundidade. Conforme alguns autores mostraram (Banton et al. 1997, Fukue et al. 1999, Knödel et al. 2007), a resistividade elétrica no solo está condicionada a diversos fatores, como mudanças texturais e mineralógicas, além de variações de umidade, grau de saturação, porosidade, tamanho e forma das partículas sólidas, espessura, permeabilidade, composição da camada catiônica, variação da CTC, entre outros parâmetros.

Becegato & Ferreira (2005) ressaltam que o mesmo teor de umidade em solos argilosos pode favorecer a passagem de corrente elétrica, enquanto em solos arenosos a resistividade esperada é maior. Os autores também mostraram que os solos argilosos perdem menos água por gravidade, como reflexo do maior volume de microporos e maior superfície específica, já em solos arenosos, com menor volume de microporos, a percolação é mais rápida.

O modelo geoeletrico final da SEV indicou que o perfil não é homogêneo e pode ser estratificado em quatro camadas, com a última referente a rocha-mãe. Desta forma, as três camadas superiores foram interpretadas como camadas de solo.

Para a elaboração do perfil geológico interpretativo da SEV (referente as camadas SEV), foi efetuada a comparação do perfil de resistividade aparente, com o perfil textural do ponto RA, o perfil de GPR do ponto RA e com os dados da literatura (**Fig. 7.20**). O perfil RA foi definido como referência de comparação pois a aquisição geoeletrica foi ao lado deste perfil.

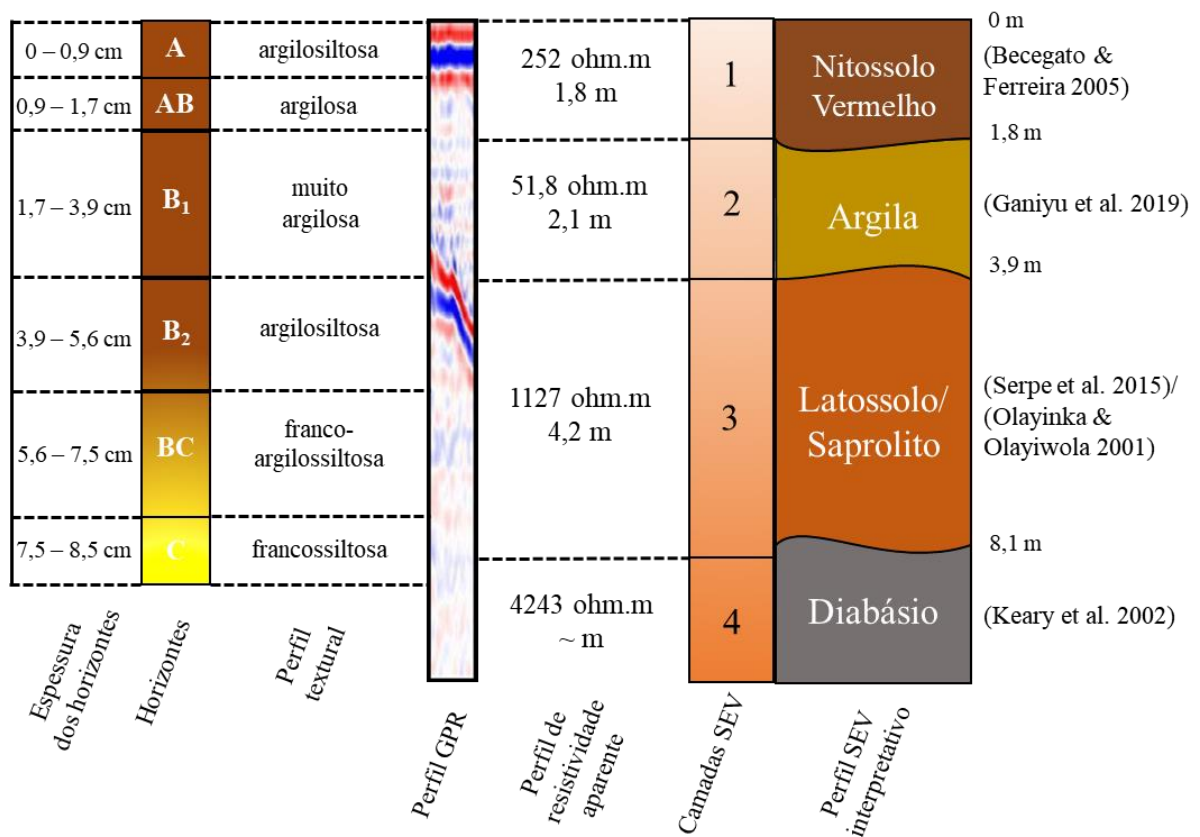


Figura 7.20: Modelo geológico proposto a partir do modelo geofísico obtido com a SEV (perfil de resistividade elétrica), dos horizontes descritos no perfil RA (espessura, cor e textura), do recorte do radargrama sobre o perfil RA e dos valores relacionados na literatura.

Conforme ilustra a Figura 7.20, a profundidade em torno de 8,1 metros do perfil de solo interpretado a partir das camadas SEV é semelhante a obtida com a tradagem manual no perfil RA, confirmando a eficiência deste método geofísico neste solo muito argiloso. As camadas de solo podem ser descritas como:

- A primeira camada SEV de solo é a superficial, com espessura de 1,8 m e resistividade aparente de 252 ohm.m. A resistividade aparente obtida é semelhante à média descrita por Becegato & Ferreira (2005) em Nitossolos Vermelhos.
- A segunda camada SEV de solo tem profundidade ao topo e espessura de 1,8 m e 2,12 m, respectivamente. Por ter baixa resistividade aparente (51,8 ohm.m) e estar na região com maior teor de argila, pode ser interpretado como uma zona muito argilosa e úmida, conforme também descreve Ganiyu et al. (2019) para condições semelhantes. Segundo Nascimento et al. (2004), nos solos argilosos a condução elétrica derivada de íons metálicos adsorvidos tende a ser maior, o que facilitaria a passagem de corrente e diminuiria resistividade.
- A terceira camada SEV de solo tem profundidade ao topo de 3,9 m e espessura de 4,2 m. A resistividade aparente (1127 ohm.m) se assemelha a de rochas intemperizadas/fraturadas



(saprolito), derivada de rocha básica como o basalto/diabásio, de acordo com os valores de Olayinka & Olayiwola (2001). No entanto, Molina et al. (2008) também descreve valores semelhantes de resistividade aparente para Latossolos. Serpe et al. (2015) descreveram valores de resistividade aparente entre 400 e 1150 ohm.m para Latossolos Vermelhos.

- A última camada, como já mencionado, representa a rocha. A profundidade ao topo é em torno de 8 m e a espessura não foi determinada com a abertura SEV empregada (AB/2 – 150 m). O alto valor de resistividade aparente, 4243 ohm.m, se assemelha a valores propostos por Kearey et al. (2002) para o diabásio.

Deste modo, pode-se dizer que o perfil SEV é segmentado em Nitossolo Vermelho na superfície, uma zona entre 2 e 4 metros de profundidade com alto teor de argila e, a partir de 4 metros de profundidade, o solo passa a ser um Latossolo Vermelho.

A partir deste modelo geológico da SEV, é possível indicar que existe uma transição entre uma camada de solo nítico para uma camada de solo latossólico, sendo estes separados por uma zona muito argilosa. Contudo, vale ressaltar que neste trabalho não foram descritas a estrutura e nem a cerosidade do solo, parâmetros obtidos apenas com abertura de trincheira e essenciais para a diferenciação entre horizontes níticos e latossólicos.

Em um estudo com três perfis de solo desenvolvidos sobre o diabásio na região de Campinas/SP – dois perfis de Latossolo Vermelho distroférico típico e um de Nitossolo Vermelho distroférico latossólico –, Greco et al. (2011) descreveram morfologias semelhantes a deste trabalho, em que o horizonte B nítico, de estrutura forte e grande em blocos, estava sobre um horizonte B latossólico, de estrutura forte granular.

Os perfis descritos por Greco et al. (2011) estão dispostos ao longo de uma vertente, onde o Latossolo Vermelho está na porção superior e o Nitossolo Vermelho na porção inferior. Neste trabalho, a área de estudo apresenta configuração semelhante (**Fig. 7.21**). Contudo, os perfis analisados estão dispostos apenas na porção superior da colina.

No entanto, é importante ressaltar que o perfil RA está na face de maior declividade (9,6 %; Google Earth) e próximo ao Nitossolo Vermelho descrito por Alvarenga et al. (2018) na porção inferior da vertente. O perfil RB está sobre o topo da colina, com baixa declividade (3,4 %; Google Earth). O perfil RC, por outro lado, está na face de menor declive (6,4 %; Google Earth).

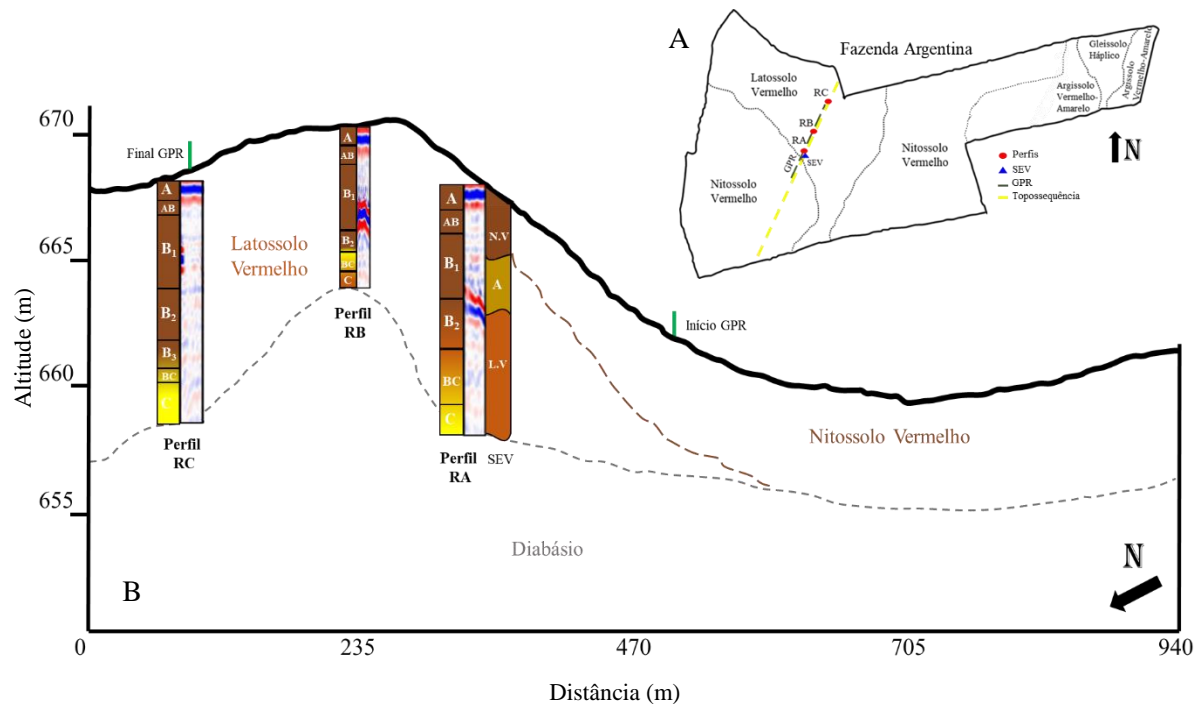


Figura 7.21: Perfil topográfico a partir do corte transversal da Fazenda Argentina (A – tracejado amarelo), ilustrando a disposição em profundidade dos perfis RA, RB e RC (B). Os perfis estão esquematizados conforme a descrição morfológica e o radargrama. O perfil SEV também está representado conforme descrito na discussão, indicando a sobreposição do solo nítico sobre o latossólico. Recorte de dados do Google Earth.

De acordo com Cooper & Vidal-Torrado (2005), a mudança na estrutura do solo influencia o comportamento físico-hídrico no sistema. Segundo os mesmos autores, o horizonte B nítico, de estrutura mais forte, apresenta menos macroporos (poros estruturais) e mais microporos (poros texturais), o que contribui para maior retenção da água. Em contrapartida, conforme os autores, o horizonte B latossólico, de estrutura mais moderada/fraca, apresenta o comportamento inverso, com menor retenção de água devido a maior quantidade de macroporos.

A possível transição de uma camada (SEV) de solo nítico para um latossólico também pode ser observado no radargrama obtido pelo GPR (**Fig. 6.1**), em que, no intervalo entre 3-5 metros de profundidade, uma faixa não contínua de alvos em formas de hipérbolas foi evidenciada.

Os refletores obtidos indicaram que essas regiões do solo são mais condutivas eletricamente, o que causaria as reverberações dos sinais eletromagnéticos. Todavia, o radargrama não mostrou refletores na região de contato entre o Latossolo e o Nitossolo.

O sinal do GPR pode ser atenuado em ambiente com alta condutividade elétrica, ou seja, regiões com elevado teor de água, sais solúveis e argilas, e como consequência, a

profundidade de penetração ficará menor (Davis & Annan 1989, Kearey et al. 2002, Nascimento et al. 2004, Jol 2009).

De acordo com Doolittle et al. (2007), solos com frações argilosas dominadas por alta CTC da argila (e.g. esmectita e vermiculita) atenuam mais o sinal de GPR do que os solos com baixa CTC da argila e baixa saturação por bases (solos dominados por caulinita, gibbsita e halloysita), e que de acordo com o teor de argila e umidade, a penetração em solos altamente intemperizados de regiões tropicais podem ser maiores.

Desta forma, embora o solo estudado seja argiloso/muito argiloso, como a porção superficial é dominado por gibbsita, caulinita e seus polimorfos (baixa CTC da argila), foi possível obter os dados de georadar até 5 m de profundidade e após esta região, com a intensificação dos refletores causado possivelmente pelo maior teor de argila, os dados foram extremamente atenuados, impossibilitando interpretações nas regiões mais profundas.

De modo geral, os resultados obtidos com a SEV e GPR mostraram forte dependência do teor de argila e que houve pouca influência dos minerais magnéticos. A estrutura do solo também pode ser um parâmetro importante para a interpretação dos dados geofísicos, especialmente pela variação da porosidade. Contudo, como já citado, a amostragem foi realizada com trado manual, assim as amostras coletadas foram deformadas, o que impossibilitou a determinação da estrutura do solo.

Ademais, ao comparar os dados geofísicos com os dados de geoquímica, descrição morfológica e granulometria (**Fig. 7.20**), nota-se que houve alterações de todos os parâmetros na faixa dos 4 metros de profundidade. Na SEV ocorreu a transição da camada muito argilosa para uma camada latossólica. O GPR apresentou forte reflexão do sinal nesta região.

Em termos geoquímicos, ocorreram menores perdas de elementos maiores (e.g. Mg, P e Mn) e ganhos residuais de Al e Fe. A descrição morfológica mostrou que nesta região ocorreu a transição do horizonte B<sub>1</sub>, de textura muito argilosa, para o B<sub>2</sub>, com textura argilossiltosa. A análise granulométrica mostrou que o teor de argila diminuiu (< 60 %) e o silte aumentou (> 50 %).

Embora, Cooper & Vidal-Torrado (2005) ressaltam que uma transição de horizonte B nítico para horizonte latossólico pode ocorrer sem que mude a textura, podendo ambos serem argilosos/muito argilosos.

De modo geral, estas alterações corroboram com a possibilidade de transição, portanto, de um horizonte nítico, de maior teor de argila e com mais umidade e microporos – resultando nos baixos valores de resistividade aparente –, além de uma possível estrutura forte

(blocos/prismática), para um horizonte latossólico, com maiores teores de silte (ou microagregados) e mais macroporos – maior resistividade aparente –, além de uma possível de estrutura em blocos moderada/fraca.

Neste sentido, a maior mobilidade dos elementos na base do perfil estaria relacionada a maior percolação de água (maior lixiviação), facilitada pelos macroporos do horizonte latossólico.

O relevo, conforme mostra o perfil topográfico da Figura 7.21, também contribuiu para a maior mobilidade, pois embora os perfis RA e RC estejam quase na mesma altitude (667 e 668 m, respectivamente), o perfil RA, como já ressaltado, está em maior declividade, o que contribui para a maior lixiviação e, como consequência, maior grau de intemperismo.

## 8. CONCLUSÃO

Neste ambiente de intemperismo extremo ( $55 < IOL > 84$ ), as relações geoquímicas foram ferramentas úteis e contribuíram para mostrar a forte afinidade do Latossolo Vermelho com o diabásio, indicando pouca influência externa na formação destes perfis.

Os três perfis de Latossolo Vermelho são bem evoluídos, com pH moderadamente ácido/neutro e com domínio de minerais da fração argila na porção superficial, como caulinita (e seus polimorfos – haloisita e nacrita), gibbsita e hematita. E na porção inferior, especialmente nos horizontes BC (maior grau de intemperismo), ocorre predomínio de óxidos e hidróxidos de Fe (especialmente goethita) e Al (gibbsita). Ao longo de todo os perfis também há grãos de magnetita e quartzo.

A textura do solo é predominantemente muito argilosa nos perfis RA e RB, e argilosa no perfil RC. A mesma diferenciação foi observada quanto ao grau de intemperismo, em que os perfis RA e RB estão em estágios mais avançados de ferralitização (processo de lateritização moderada, IOL), enquanto o perfil RC está no processo de caulinização. A presença de argilominerais 2:1 (clorita-esmectita-vermiculita) na base do perfil RC confirma o menor grau de evolução.

O novo índice de intemperismo IOL (*index of lateritization*) foi o que melhor diferenciou as amostras em profundidade, cuja mesma eficácia não foi obtida com os índices CIA e WPI. Desta forma, o IOL passa a ser um índice confiável e eficiente para solo muito argilo desenvolvidos sobre clima tropical.

A mobilidade dos elementos maiores é semelhante nos três perfis, com a lixiviação praticamente completa (~ 99 %) dos metais alcalinos e alcalinos terrosos, e enriquecimento residual de Al, Fe e Mn (na base dos perfis), conforme mostrou a sequência de depleção média de massas ( $TiO_2$  imóvel):  $Ca \approx Na > K \approx Mg > P \approx Si > Mn > Fe > Al$ .

Os metais traço mostraram comportamentos divergentes entre si, com ganhos residuais principalmente no horizonte BC (transicional), como consequência do maior teor de óxidos/hidróxidos de Fe e Al desta região (mais intemperizada), seguindo a ordem:  $Cr \gg Bi > Pb > U > Th > Nb > Mo > Ni > Hg > Hf > Zr \approx Ce > Cd \approx Ga$ . Enquanto outros metais perderam massas, especialmente na região de maior teor de argila (> 80 %), como nos horizontes B:  $Sr \approx Rb > Ba > Y > ETRPs$  (exceto Tb)  $\approx Eu > Tb > Zn > Be > Gd \approx Co > Nd \approx Sm > La > Pr > V > Cu > Sc > Cs > Li > Ta$ .

A mobilidade dos elementos no sistema está diretamente associada a composição mineralógica do solo. E a entrada destes elementos no perfil ocorre principalmente pela dissolução dos minerais primários, embora alguns metais apresentem cargas oriundas de origem antrópica (e.g. Hg, P, Mo, Pb). Minerais primários resistentes ao intemperismo, como a magnetita e o zircão, mostraram-se como importantes fontes de metais traço no solo (e.g. Ti, Zr, Hf, V, Nb, Ta, Ga).

A magnetita, por ter microestrutura de exsolução de ilmenita, apresentou adsorção preferencial de alguns metais em relação ao Ti e ao Fe conforme fração granulométrica, como é o caso do vanádio, que está associado ao Ti na fração grossa e ao Fe na fração fina.

No entanto, são os óxidos/oxi-hidróxidos de Fe (especialmente a goethita) e hidróxido de Al (gibbsita) que controlam a mobilidade da maioria destes elementos (e.g. Cr, Co, Cu, Br, Cd, Zn, ETRP, Sc, Y).

Os argilominerais 1:1, como a caulinita, também mostraram interferência sobre a mobilidade de alguns metais na superfície do perfil, como Li, Bi, Sb e Cs. Assim como a matéria orgânica que, embora não quantificada neste trabalho, pode ter grande influência sobre a mobilidade do Ni, U, Pb e Mo.

Alguns metais (e.g. Mn, Ce e Eu) também podem ter precipitado como mineral secundário, como reflexo da mudança do estado redox. Estes terras-raras apresentaram anomalia positiva (Ce) e negativa (Eu) no perfil, indicando que mudaram do estado trivalente para: tetravalente ( $Ce^{4+}$ ) e precipitado na forma estável (cerianita); bivalente ( $Eu^{2+}$ ) e por ser a forma mais solúvel, foi mais intensamente lixiviado.

O cério é o ETR mais abundante no solo (84  $\mu g$ ) e é o único com enriquecimento residual (15 %). De modo geral, os ETRs mostraram forte correlação positiva com o pH e estão fracionados ao longo do perfil, em que os leves estão associados a porção mais superficial enquanto os pesados estão na porção mais profunda e de maior grau intempérico. A sequência de depleção, em média ( $TiO_2$  imóvel) foi:  $Ho \approx Er < Tm < Lu < Dy < Yb < Eu < Tb < Gd < Nd \approx Sm < La < Pr < Ce$ .

A partir da sondagem elétrica vertical foi possível definir a espessura do solo em 8,1 metros, a qual é semelhante a espessura de solo descrita com a tradagem manual, que atingiu a rocha fresca em 8,5 metros, confirmando assim a eficácia deste método geoeletrico para determinar a espessura dos perfis de alteração.

Com a SEV também foi possível diferenciar quatro camadas geológicas, das quais uma é o diabásio e as outras são segmentações do solo, sendo do topo a rocha: Nitossolo Vermelho, Argila e Latossolo Vermelho. Deste modo, a SEV indicou que há uma transição de

uma camada nítica pra uma latossólica, que estariam associadas a mudanças de porosidade, umidade e teor de argila, como reflexo da mudança da estrutura do solo. No entanto, descrições em trincheiras são necessárias para confirmar essas possíveis alterações de estrutura.

Esta mudança deve ocorre em torno de 4 metros de profundidade e foi evidenciada pelos refletores obtidos com o GPR. Assim, a mobilidade dos elementos é mais intensa na base dos perfis, relacionado a maior percolação de água nos macroporos (Latossolo). E na porção superficial (acima de 4 m de profundidade) a mobilidade passa a ser menor como resultado do maior acúmulo de argila e água nos microporos (Nitossolo).

A configuração do relevo também contribuiu para a diferenciação entre os perfis, fazendo com que o perfil RA, por estar na face de maior declive, apresentasse estágios mais avançados de intemperismo, especialmente no horizonte BC. Esta configuração mostra que a frente de intemperismo não seguiu um padrão vertical do topo para base e nem lateral, como mostra o menor grau de alteração no perfil RC.

Convém, portanto, ressaltar que os métodos geoeletricos, especialmente a SEV, mostraram-se com grande potencial para caracterização de solo, principalmente para determinação da espessura e eventuais variações de textura e estrutura do solo, mesmo em perfis muito argilosos e homogêneos.

Neste sentido, a SEV pode ser uma ferramenta fundamental para acelerar o mapeamento pedológico, especialmente se for realizado mais levantamentos elétricos para determinação da extensão lateral das camadas. Todavia, a descrição morfológica clássica se mostrou ainda como a ferramenta mais precisa e indispensável para as descrições, mas para melhores classificações são necessários descrições em amostras indeformadas.

## REFERÊNCIAS

- Abedini A. & Calagari A.A. 2015. Mobilization and redistribution of major and trace elements in a lateritic profile: the Sheikh-Marut deposit, NW Iran. *Arab J. Geosci.*, **8**:10871-10882.
- Abedini A. Khosravi M., Calagari A.A. 2018. Geochemical characteristics of the Arbanos Karst-type bauxite deposit, NW Iran: Implications for parental affinity and factors controlling the distribution of elements. *Journal of geochemical exploration.*, **200**:249-265.
- Abrão A. (Ed.) 1994. *Química e tecnologia das terras-raras*. Rio de Janeiro: CETEM/CNPq. 212 pp.
- Adami S.F., Nogueira F.P., Morais J.F.L., Costa D.C., Filho A.P., Carvalho D.R.E., Prado M.S.B., Vukomanovic C.R. 2006. Cartografia, sensoriamento remoto e sistemas de informações geográficas. In: Torres R.B. & Costa M.C. (Eds.) *Recuperação ambiental, participação e poder público: uma experiência em Campinas*. Processo nº 01/02952-1.
- Adelekan A.O., Oladunjoye M.A., Igbasan A.O. 2016. Application of electrical resistivity and ground penetrating radar techniques in subsurface imaging around Ajibode, Ibadan, Southwestern Nigeria. *J. Geol. Geophys.*, **5**:261 doi: 10.4172/2381-8719.1000261.
- Albers A.P.F., Melchiades F.G., Machado R., Baldo J.B., Boschi A.O. 2002. Um método simples de caracterização de argilominerais por difração de raios X. *Cerâmica*, **48**:34-37.
- Alleoni L.R.F. & Camargo O.A. 1995. Óxidos de ferro e de alumínio e a mineralogia da fração argila deferrificada de latossolos ácidos. *Sci. Agr.*, **52**:416-421.
- Alleoni L.R.F., Camargo O.A., Casagrande J.C., Soares M.R. 2009. Química dos solos altamente intemperizados. In: Melo V.F. & Alleoni L.R.F. (eds.) *Química e mineralogia do Solo, parte II-aplicações*. Viçosa: SBCS, p.: 381-447.
- Almeida F.F.M. 1964. *Fundamentos geológicos do relevo paulista. Geologia do estado de São Paulo*. In: São Paulo, Instituto de Geografia e Geologia. *Boletim* **41**, 96 p.
- Alvarenga T.A. & Ladeira F.S.B. 2018. Mapeamento detalhado dos solos na fazenda Argentina (Campinas-SP). Relatório de Iniciação Científica, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 13 p.
- Anami M.H. & Costa A.C.S. 2013. Síntese de magnetioferrita a partir de magnetitas magnesianas. Semina: Ciências exatas e tecnológicas, Londrina, **34(2)**:135-144. DOI: 10.5433/1679-0375.2013v34n2p135
- Anand R.R. & Gilkes R.J. 1984. Mineralogical and chemical properties of weathered magnetite grains from lateritic saprolite. *Journal of Soil Science*, **35**:559-567.
- Anderson S.P., Blanckenburg F. von, White A.F. 2007. Physical and chemical controls on the Critical Zone. *Elements*, **3**:315-319.
- Annan A.P. & Cosway, S.W. 1992. Ground penetrating radar survey design. In: Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, **2**:329-359.
- Ayres M. & Harris N. 1997. REE fractionation and Nd-isotope disequilibrium during crustal anatexis: constraints from himalayan leucogranites. *Chem Geol.*, **139**:249-269.
- Azevedo A.C. & Bonumá A.S. 2004. Partículas coloidais, dispersão e agregados em latossolos. *Ciência Rural*, **32(2)**:609-617.
- Azevedo A.C. & Vidal-Torrado P. 2009. Esmectita, vermiculita, minerais com hidróxi entrecamadas e clorita. In: Melo V.F. & Alleoni L.R.F. (eds.) *Química e mineralogia do solo, Parte I*. SBCS, Viçosa, p.: 334-371.
- Babechuk M.G., Widdowson M., Kamber B.S. 2014. Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, Deccan Traps, India. *Chemical Geology*, **363**:56-75.



- Babechuk M.G., Widdowson M., Murphy M., Kamber B.S. 2015. A combined Y/Ho, high field strength elemento (HFSE) and Nd isotope perspective on basalt weathering, Deccan Traps, India. *Chemical Geology*, **396**:25-41.
- Banton O., Seguin M.K., Cimon M.A. 1997. Mapping Field-Scale Physical Properties of Soil with Electrical Resistivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **61**:1010-1017.
- Barrow N.J. & Whelan B.R. 1998. Comparing the effects of pH on the sorption of metals by soil and by goethite, and on uptake by plants. *European Journal of soil Science*, **49**:683-692.
- Becegato V.A. & Ferreira F.J.F. 2005. Gamaespectrometria, resistividade elétrica e susceptibilidade magnética de solos agrícolas no noroeste do estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geofísica*, **23(4)**:371-405.
- Bigham J.M., Fitzpatrick R.W., Schulze D.G. 2002. Iron Oxides. In: Dixon J.B & Schule D.G. (eds.) *Soil mineralogy with environmental applications*. Soil Science Society of American, Inc, 7, pp.: 323-367.
- Boulangé B. & Colin F. 1994. Rare Earth elements mobility during conversion of nepheline syenite into lateritic bauxite at Passa Quatro, Minas Gerais, Brazil. *Applied Geochemistry*, **9**:701-711.
- Brantley S.L., Goldhaber M.B., Ragnarsdottir K.V. 2007. Crossing disciplines and scales to understand the Critical Zone. *Elements*, **3**:307-314.
- Braun J.J., Pagel M., Muller J.P., Bilong P., Michard A., Guillet B. 1990. Cerium anomalies in lateritic profiles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**:781-795.
- Braun J.J., Viers J., Dupré B., Polve M., Ndam J., Muller J.P. 1998. Solid/liquid REE fractionation in the lateritic system of Goyoum, East Cameroon: The implication for the present dynamics of the soil covers of the humid tropical regions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62(2)**:273-299.
- Bruemmer G.W., Gerth J., Tiller K.G. 1988. Reaction kinetics of the adsorption and desorption of nickel, zinc and cadmium by goethite. I. Adsorption and diffusion of metals. *Journal of soil Science*, **39**:37-52.
- Bulia I.L. & Enzweiler J. 2013. Caracterização geoquímica das rochas reservatório e das águas subterrâneas dos aquíferos do campus da UNICAMP. Relatório de Iniciação Científica, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 18 p.
- Burak D.L., Andrade F.V., Fontes M.P.F., Fernandes R.B.A. 2008. Metais pesados em solos: Aspectos gerais. In: Polanczyk R.A., Cecílio R.A., Matta F.P., Soares T.C.B., Pezzopane J.E.M., Campanharo W.A., Oliveira M.C.C. (eds.) *Estudos avançados em produção vegetal*. Vitória, ES, 32, p.: 571-592.
- Calagari A.A., Farahani F.K., Abedini A. 2015. Geochemical characteristics of a laterite: the jurassic zan deposit, Iran. *Acta Geodyn. Geomater.*, **12(1)**:67-77.
- Camargo M.N., Klamt E., Kauffaman J.H. 1987. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. *Soc. Bras. Ci. Solo*, **12**:11-33.
- Camêlo D.L., Ker J.C., Fontes M.P.F., Costa L.M., Corrêa M.M. 2013. Elementos traços em Latossolos Vermelhos férricos e perférricos de Minas Gerais. In: XXXIV Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, Florianópolis. *Anais*, p. 4.
- Camêlo D.L., Ker J.C., Fontes M.P.F., Corrêa M.M., Costa A.C.S., Melo V.F. 2017. Pedogenic iron oxides in iron-rich oxisols developed from mafic rocks. *Rev. Bras. Cienc. Solo*, **41**, e0160379.
- Camêlo D.L., Ker J.C., Fontes M.P.F., Costa L.M., Corrêa M.M., Leopold M. 2018. Mineralogy, magnetic susceptibility and geochemistry of Fe-rich Oxisols developed from several parent materials. *Sci. Agric.*, **75**:410-419.

- Campodonico V.A., Pasquini A.I., Lecomte K.L., Gabriela García M., Depetris P.J. Chemical weathering in subtropical basalt-derived laterites: A mass balance interpretation (Misiones, NE Argentina). *Catena*, **173**:352-366.
- Campos M.C.C. 2010. Atributos dos solos e riscos de lixiviação de metais pesados em solos tropicais. *Ambiência-Revista do Setor de Ciências Agrárias e Ambientais*, **6**:547-565.
- Campos M., Antonangelo J.A., Alleoni L.R.F. 2015. Phosphorus sorption index in humid tropical soil. *Soil & Tillage Research*, **156**:110-118.
- Carvalho J.M.F., Henrique P., Falé P.L.G. 2008. Decision criteria for the exploration of ornamental-stone deposits: Application to the marbles of the Portuguese Estremoz Anticline. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, **45**:1306-131.
- Carvalho C.C.N., Nunes F.C., Antunes M.A.H. 2013. Histórico do levantamento de Solos no Brasil: Da industrialização brasileira à era da informação. *Revista Brasileira de Cartografia*, **65**(5):997-1013.
- Caspari T., Bäumler R., Norbu C., Tshering K., Baillie I. 2006. Geochemical investigation of soils developed in diferente lithologies in Bhutan, Eastern Himalayas. *Geoderma*, **136**:436-458.
- Cassidy N.J. 2008. Frequency-dependent attenuation and velocity characteristics of nano-to-micro scale, lossy, magnetite-rich materials. *Near Surface Geophysics*, **6**:341-354.
- Cassidy N.J. 2009. Electrical and magnetic properties of rocks, soils and fluids. In: JOL H. M. (eds.) *Ground penetrating radar: Theory and Applications*. Elsevier Science, p.: 41-67.
- Castellano M.S. 2010. Inundações em Campinas (SP) entre 1958 e 2007: tendências sócioespaciais e as ações do poder público. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geografia, Universidade Estadual de Campinas.
- CETESB – Companhia de tecnologia de saneamento ambiental. 2005. Estabelecimento de valores orientadores para solos e águas subterrâneas no Estado de São Paulo. São Paulo, Decisão Diretoria 195-05, 4 p.
- Cezar R., Nanni M.R., Chicati M.L., Fabio F.D., Hata F.T., Oliveira R.B. 2010a. Uso de sistema GPR (Ground penetrating radar) na avaliação de atributos de um solo sob plantio de cana-de-açúcar. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, **34**:291-297.
- Cezar R., Nanni M.R., Chicati M.L. 2010b. Avaliação da densidade em latossolo vermelho eutroférico por meio de georadar. *Agropecuária Técnica*, **31**:37-43.
- Chaney R.L. 2010. Cadmium and Zinc. In: Hooda P.S. (ed.) *Traces elements in soils*. UK: Blackwell Publishing Ltd, p.: 409-439.
- Chang C., Li F., Liu C., Gao J., Tong H., Chen M. 2016. Fractionation characteristics of rare earth elements (REEs) linked with secondary Fe, Mn, and Al minerals in soils. *Acta Geochim.*, **35**(4):329-339.
- Chapela Lara M., Buss H.L., Pett-Ridge J.C. 2018. The effects of lithology on trace element and REE behavior during tropical weathering. *Chemical Geology*, **500**:88-102.
- Che V.B., Fontijn K., Ernst G., Kervyn M., Elburg M., Van Rast E., Suh C.E. 2012. Evaluating the degree of weathering in landslide-prone soils in the humid tropics: The case of Limbe, SW Cameroon. *Geoderma*, **170**:378-389.
- Chen B., Liu G., Wu D., Sun R. 2016. Comparative study on geochemical characterization of the Carboniferous aluminous argillites from the Huainan Coal Basin, China. *Turkish J. Earth Sci.* **25**:274-285.
- Chen J. & Yang R. 2010. Analysis on REE geochemical characteristics of three types of REE-rich soil in Guizhou Province, China. *Journal of Rare Earths*, **28**:517-522.

- Chesworth W., Dejou J., Larrogue P. 1981. The weathering of basalt and relative mobilities of the major elements at Belbex, France. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**:1235–1243.
- Christofolletti A & Federich H. 1972. *A terra campineira*. Gráficas Mousinho, 100 pp.
- Clemente C.A. & Marconi A. 1994. Mineralogia e mobilidade de cátions de uma alteração intempérica de diabásio. *Sci. Agr.*, **51**:335-344.
- Coelho J. 2006. GEOISO: A Windows™ program to calculate and plot mass balances and volume changes occurring in a wide variety of geologic processes. *Computers & Geosciences*, **32**(9):1523-1528.
- Coelho R.M. 2006. Os solos da bacia do ribeirão das Anhumas. In: Torres R.B. & Costa M. C. (Eds.) *Recuperação ambiental, participação e poder público: uma experiência em Campinas* (Projeto Anhumas). Processo nº 01/02952-1.
- Coelho R.M., Rossi M., Gomes-Santos D.C.H., Adami S.F., Menk J.R.F. 2014. Solos da bacia do ribeirão das Anhumas. In: Torres R.B., Adami S.F., Coelho R. M. (eds.) *Atlas socioambiental da bacia do ribeirão das Anhumas*. Pontes Editores. p. 77-102.
- Colman S.M. 1982. *Chemical Weathering of basalts and andesites: Evidence from weathering rinds*. Geological Survey Professional Paper 1246.
- Compton J.S., White R.A., Smith M. 2003. Rare earth element behavior in soils and salt pan sediments of a semi-arid granitic terrain in the Western Cape, South Africa. *Chem Geol.*, **201**:239-55.
- Cooper M. & Vidal-Torrado P. 2005. Caracterização morfológica, micromorfológica e físico-hídrica de solos com horizonte B nítico. *R. Bras. Ci. Solo*, **29**:581-595.
- Cornelis J.T., Delvaux B., Georg R.B., Lucas Y., Ranger J., Opfergelt S. 2011. Tracing the origin of dissolved silicon transferred from various soil-plant systems towards rivers: a review. *Biogeosciences*, **8**:89-112.
- Cornell R.M. 1993. Adsorption of cesium on minerals – a review. *J. Radioan Nucl. Ch. Ar.*, **171**:483-500.
- Costa A.C.S. & Bigham J.M. 2009. Óxidos de ferro. In: Melo V.F. & Alleoni L.R.F. (eds.) *Química e mineralogia do solo*, Parte I. SBCS, Viçosa, p.: 506-562.
- Costa R.V. 2014. Características mineralógicas e químico-estruturais de óxidos de ferro e potencial agrícola de solos magnéticos da Serra do Espinhaço Meridional e do Alto Vale do Jequitinhonha. Dissertação de Mestrado, Faculdade de Ciências Agrárias, Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri, 105 p.
- Cury N. & Franzmeier D.P. 1987. Effect of parent rocks on chemical and mineralogical properties of some Oxisols in Brazil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **51**:153-158.
- Dahle J.T. & Arai Y. 2015. Environmental geochemistry of Cerium: applications and toxicology of cerium oxide nanoparticles. *Int. J. Environ. Res. Public Health*, **12**:1253-1278.
- Daniels D.J. 1996. *Surface-penetrating radar*. The Institution of Electrical Engineers, London, UK.
- Daniels D. J. 2004. *Ground Penetrating Radar*. The Institute of Electrical Engineers, London, UK, 2º ed.
- Davies B.E. 1995. Lead. In: Alloway B.J. (ed.) *Heavy metals in soils*. Blackie Academic & Professional, UK, 2º ed., p.: 206-223.
- Davis J.L. & Annan A.P. 1989. Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rocks stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, **37**:531-551.
- Dedavid B.A., Gomes C.I., Machado G. 2007. Microscopia eletrônica de varredura: aplicações e preparação de amostras: materiais poliméricos, metálicos e semicondutores. EdIPUCRS, p. 11-25.

- Di Figlia M.G., Bellanca A., Neri R., Stefansson A. 2007. Chemical weathering of volcanic rocks at the island of Pantelleria, Italy: Information from soil profile and soil solution investigations. *Chem. Geol.*, **246**:1–18.
- Diniz A.D., Bueno G.T., Nascimento N.R., Fritsch E., Windmoller C.C. 2013. Transformações no solo e concentração de mercúrio em uma sequência de Latossolo de platô na bacia do Rio Negro (AM): dinâmica natural ou intervenção antrópica? *GeoTextos*, **9**(2):151-172.
- Donagemma G.K., Ruiz H.A., Fontes M.P.F., Ker J.C., Schaefer C.E.G.R. 2003. Dispersão de latossolo em resposta à utilização de pré-tratamento na análise textural. *R. Bras. Ci. Solo*, **27**:765-772.
- Doolittle J.A. & Collins M.E. 1995. Use of soil information to determine application of ground penetrating radar. *Journal of applied Geophysics*, **33**:101-108.
- Doolittle J.A., Minzenmayer F.E., Waltman S.W., Benham E.C., Tuttle J.W., Peaslee S.D. 2007. Ground-penetrating radar soil suitability map of the conterminous United States. *Geoderma*, **141**:416-421.
- Dourado J.C., Kiang C.H., Malagutti Filho W., Braga A.C.O. 2003. Utilização de radar de penetração no solo na detecção de estruturas artificiais rasas no solo. *Geociências*, **22**:75-81.
- Duzgoren-Aydin N.S., Aydin A., Malpas A.A. 2002. Re-assessment of chemical weathering índices: case study on pyroclastic rocks of Hong Kong. *Engineering Geology*, **63**:99-119.
- Duzgoren-Aydin N.S. & Aydin A. 2003. Chemical heterogeneities of weathered igneous profiles: implications for chemical índices. *Environmental & Engineering Geoscience*, **9**(4):363-377.
- Ebdon L., Evans E. H., Fisher A.S., Hill S.J. 1998. *An introduction to analytical atomic spectrometry*. John wiley & sons, England, 187 pp.
- Eberhardt D.N., Vendrame P.R.S., Becquer T., Guimarães M.F. 2008. Influência da granulometria e da mineralogia sobre a retenção do fósforo em Latossolos sob pastagem no cerrado. *R. Bras. Ci. Solo*, **32**:1009-1016.
- Edwards R., Lepp N.W., Jones K.C. 1995. Other less abundant elements of potential environment significance. *In: Alloway B.J. (ed.) Heavy metals in soils*. Blackie Academic & Professional, UK, 2° ed., p.: 306-351.
- Eggleton R.A., Foudoulis C., Varkevisser D. 1987. Weathering of basalt: Changes in rock chemistry and mineralogy. *Clays and Clay Minerals*, **35**:161-169.
- EMBRAPA – Empresa brasileira de pesquisa agropecuária. 1999. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. Brasília, DF: Embrapa Produção de Informação; Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 1° ed., 412 pp.
- EMBRAPA – Empresa brasileira de pesquisa agropecuária. 2016. *Programa nacional de Solos do Brasil (PronaSolos)*. Rio de Janeiro, Embrapa Solos, 53 pp.
- EMBRAPA – Empresa brasileira de pesquisa agropecuária. 2018. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. Brasília. 5° ed. E-book.
- Enzweiler J. & Vendemiato M.A. 2013. Estimativa da incerteza de medição na determinação de elementos maiores e menores em rochas silicáticas por espectrometria de fluorescência de raios X com resultados de controle de qualidade”. *Geochimica Brasiliensis*, **27**(2):152-160.
- Ernesto M., Raposo M.I.B., Marques L.S., Renne P.R., Diogo L.A., Min A. 1999. Paleomagnetism, geochemistry and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of the North-eastern Paraná Magmatic Province: Rectone implications. *Journal of Geodynamics*, **28**:321-340.
- Escobar E.H., Inta E.E.A., Demattê J.L.I., Moniz A.C. 1973. Gênese e classificação de alguns solos da bacia do ribeirão tijuco preto, município de Rio das Pedra, SP. I – Análise mineralógica quantitativa de fração argila. *Bragantia*, **32**:93-116.
- Espindola C.R. 2017. Material de origem do solo. São Paulo, *Revista do Instituto Geológico*, **38**(1):59-70.

- Evans L.J. & Barabash S.J. 2010. Molybdenum, Silver, Thallium and Vanadium. *In: Hooda P.S. (ed.) Traces elements in soils*. UK: Blackwell Publishing Ltd, p.: 515-543.
- Fabriol H., Debeglia N., Baltassat J.M. 2004. Methodes géophysiques appliquées à l'exploration géothermique en contexte insulaire volcanique synthese bibliographique. *Agence de l'environnement de l'énergie*. 112 p.
- FAO – Food and Agriculture Organization of the United Nations & ITPS – Intergovernmental Technical Panel on Soils. 2015. *Status of the World's Soil Resources (SWSR) – Main Report*. Roma, Global Soil Resources, 3<sup>o</sup> cap., 22 pp.
- Faria C.A. 2008. Evolução magmática do sill de Limeira: petrografia e geoquímica. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 106 p.
- Farias C.H.B. 2017. Mapeamento pedológico de Detalhe na Fazenda Argentina (Campinas-SP). TCC em Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 33 p.
- Faure G (Ed.) 1998. *Principles and applications of geochemistry: a comprehensive textbook for geology students*. Upper Saddle River, New Jersey, Printice – Hall, 2<sup>o</sup> ed. 600 pp.
- Fernandes A.J. & Mello C.L. 2004. Cobertura cenozoicas e estruturas deformadoras na depressão periférica paulista, Campinas, São Paulo. *Revista do Instituto Geológico*, **25**:49-66.
- Fernandes K.L. 2017. Estimativa da caulinita e gibbsita por técnicas de difração de raios-x e espectroscopia de reflectância difusa dos solos do planalto ocidental paulista. Dissertação de mestrado, Faculdade de Ciências Agrárias e Veterinárias, 70 p.
- Fiorentino J.C. 2007. Geoquímica do mercúrio e outros elementos em perfil de solo desenvolvido sobre diabásio, Paulínia-SP. Campinas. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 54 p.
- Fiorentino J.C., Enzweiler J., Angélica R.S. 2011. Geochemistry of Mercury along a soil profile compared to other elements and to the parental rock: evidence of external input. *Water Air Soil Pollut.*, **221**:63-75.
- Fitzpatrick R.W. & Chittleborough D.J. 2002. Titanium and zirconium minerals. *In: Dixon J.B & Schule D.G. (Eds.) Soil mineralogy with environmental applications*. Soil Science Society of American, Inc, 7, p.: 667-690.
- Flach C.W. & Corrêa E.A. 2017. Levantamento de solos no Brasil: métodos, práticas e dificuldades. *Geographia Meridionalis*, **3**:420-431.
- Fontes M.P.F., Matos A.T., Costa L.M., Neves J.C.L. 2000. Competitive adsorption of zinc, cadmium, copper, and lead in three highly-weathered Brazilian soils. *Comm. Soil. Sci. Plant Anal.*, **31**:2940-2958
- Formoso M.L.L., Melfi A.J., Kronberg B.I. 1989. Comportamento dos elementos terras raras no intemperismo tropical. *In: Formoso M.L.L., Nardi L.V.S., Hartmann L.A.(Eds.) Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil*. CPRM/DNPM, Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geoquímica, p.: 109-120.
- Frank H.T., Formoso M.L.L., Gomes M.E.B. 2006. Minerais secundários na Formação Serra Geral (Bacia do Paraná). *In: Semana acadêmica dos alunos de pós-graduação em geociências*. Porto Alegre. **Resumos...**Porto Alegre: UFRGS, p. 55-58.
- Fukue M., Minato T., Horibe H. Taya N. 1999. The micro-structures of clay given by resistivity measurements. *Engirring Geology*, **54**:43-53.
- Futada S.M. 2007. Fragmentos remanescentes da bacia do ribeirão das Anhumas (Campinas-SP): evolução e contexto. Dissertação de mestrado, Instituto de Biologia, Universidade Estadual de Campinas, 245 p.
- Gandolfo O.C.B. 2012. Ensaio Geofísicos. *Revista notícias da construção*, p. 55-66.

- Ganiyu S.A., Olurin O.T., Oladunjoye M.A., Badmus B.S. 2019. Investigation of soil mixture content over a cultivated farmland in Abeokuta Nigeria using electrical resistivity methods and soil analysis. *Journal of King Saud University – Science*. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jksus.2019.02.016>.
- Gasparetto N.V.L. & Menegotto E. 1997. Comportamento dos elementos terras raras na alteração intempérica de rochas vulcânicas ácidas no sul do Brasil. *Pesquisas em Geociências*, **24**:59-65.
- Golle O. & Cote F. 2017. *Guide Des Methodes Geophysiques*. Paris: Agence de l'Environnement et de la Maîtrise de l'Énergie – ADEME, 18 p.
- Golovko L.A., Pozdnyakova A., Pozdnyakov A. 2010. A vertical electrical sounding method for agricultural soil survey. *Geophysics for agriculture*. DOI: 10.4133/1.3614296.
- Gon F.S. 2011. Caracterização geotécnica através de ensaios de laboratório de um solo de diabásio da região de Campinas/SP. Dissertação de mestrado, Faculdade de Engenharia Civil, Arquitetura e Urbanismo, Universidade Estadual de Campinas, 134 p.
- Gong Q., Zhang G., Zhang J., Jiang B., Ma N. 2010. Behavior of REE fractionation during weathering of dolomite regolith profile in Southwest China. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, **84**:1439-1447.
- Gong Q., Deng J., Yang L., Zhang J., Wang Q., Zhang G. 2011. Behavior of major and trace elements during weathering of sericite-quartz schist. *Journal of Asian Earth Sciences*, **42**:1-13.
- Gonnelli C. & Renella G. 2013. Chromium and Nickel. In: Alloway B.J. (ed.). *Heavy Metals in soils: Trace metals and Metalloids in soil and their bioavailability*. Environmental Pollution, 22, Springer Science + Business, 3<sup>o</sup> ed., p.: 313-334.
- Grant J.A. 1986. The isocon diagram: a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, **81**:1976-1982.
- Greco C.R., Coelho R.M., Vieira S.R. 2011. Critérios morfológicos e taxonômicos de Latossolo e Nitossolo validados por propriedades físicas mensuráveis analisadas em parte pela geoestatística. *R. Bras. Ci. Solo*, **35**:337-350.
- Guo P., Duan T., Song X., Xu J., Chen H. 2008. Effects of soil pH and organic matter on distribution of thorium fractions in soil contaminated by rare-earth industries. *Talanta*, **77**:624-627.
- Harnois L. 1988. The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sedimentary Geology*, **55**:319-355.
- Hill I.G., Worden R.H., Meighan I.G. 2000a. Geochemical Evolution of a palaeolaterite: the Interbasaltic Formation, Northern Ireland. *Chemical Geology*, **166**:65-84.
- Hill I.G., Worden R.H., Meighan I.G. 2000b. Yttrium: The immobility-mobility transition during basaltic weathering. *Geology*, **28**(10):923-926.
- Hooda P.S. (Ed.) 2010. *Traces elements in soils*. UK: Blackwell Publishing Ltd, 616 pp.
- Hough R.L. 2010. Copper and Lead. In: Hooda P.S. (Ed.) *Traces elements in soils*. UK: Blackwell Publishing Ltd, p.: 441-460.
- Huh Y., Chan L-h., Chadwick O. A. 2004. Behavior of lithium and its isotope during weathering of Hawaiian basalt. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **5**(9):1-22.
- Hypolito R. 1972. Estudo experimental de alteração intempérica de diabásios. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 103 p.
- IG – Instituto Geológico. 2009. *Subsídios do meio físico-geológico ao planejamento do município de Campinas (SP)*. São Paulo. Relatório Técnico IG, v. 2, 127 p.

- Inman D.J., Freeland R.S., Ammons J.T., Yoder R.E. 2002. Soil investigations using electromagnetic induction and ground-penetrating radar in southwest Tennessee. *Soil Soc. Am. J.*, **66**:206-211.
- Irfan T.Y. 1999. Characterization of weathered volcanic rocks in Hong Kong. *Quarterly journal of engineering geology*, **32**:317-348.
- Iritani M.A. & Ezaki S. 2012. *As águas subterrâneas do estado de São Paulo*. Secretaria do meio ambiente, Instituto Geológico. 3ª ed. São Paulo. 104 pp.
- IUPAC – International Union of Pure and Applied Chemistry. *Nomenclature of Inorganic Chemistry, IUPAC Recommendations 2005*. 2005. Connelly N.G., Hartshorn R.M., Damhus T., Hutton A.T. (Eds.). RSC Publishing, 377 pp.
- Jarentchuk Junior O. 2013. Aplicação do georradar (GPR) na prospecção eletromagnética de solos: potencialidades e limitações. Dissertação de Mestrado, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, 142 p.
- Jarrell W.M., Page A.L., Elseewi A.A. 1980. Molybdenum in the environment. In: Gunther F.A. & Gunther J.D. (Eds.) *Residue Reviews*. v. 74, Springer, NY
- Jenkins R. 1999. *X-ray Fluorescence Spectrometry*. John Wiley & Sons, 2º ed., 207 pp.
- Jenny H. 1941. *Factors of soil formation: A system of quantitative pedology*. New York: Dover Publications, 281 pp.
- Jesus Filho M.F., Fabris J.D., Goulart A.T., Coey J.M.D., Ferreira B.A., Pinto M.C.F. 1995. Ilmenite and magnetite of a tholeiitic basalt. *Clays and Clay minerals*, **43**:641-642.
- Jiang k., Qi H.W., Hu R.Z. 2018. Element mobilization and redistribution under extreme tropical weathering of basalts from the Hainan Island, South China. *Journal of Asian Earth Sciences*, **158**:80-102.
- Jol M.H. 2009. *Ground penetrating radar: Theory and applications*. Elsevier Science, 545 pp.
- Kabata-Pendias A. & Pendias H. (Eds.) 2001. *Trace elements in soil and plants*. CRC Press, Boca Raton, FL, 3ªEd, 403 pp.
- Kämpf N., Curi N., Marques J.J. 2009a. Intemperismo e ocorrência de minerais no ambiente do solo. In: Melo V.F. & Alleoni L.R.F. (Eds.) *Química e mineralogia do solo*, Parte I. SBCS, Viçosa, p.: 334-371.
- Kämpf N., Curi N., Marques J.J. 2009b. Óxidos de alumínio, silício, manganês e titânio. In: Melo V.F. & Alleoni L.R.F. (Eds.) *Química e mineralogia do solo*, Parte I. SBCS, Viçosa, p.: 574-599.
- Kearey P., Brooks M., Hill I. (Eds.) 2002. *An introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Science. 256 pp.
- Ker J.C. 1997. Latossolos do Brasil: Uma revisão. *Geonomos*, **5**:17-40.
- Klein C. & Dutrow B. (eds.) 2012. *Manual de ciências dos minerais*. Bookman, 23º ed. 716 pp.
- Knödel K., Lange G., Voigt H-J. 2007. *Environment Geology: Handbook of field methods and case studies*. Berlin: Springer, 1374 pp.
- Kronberg B.I. & Nesbitt H.W. 1981. Quantification of weathering, soil geochemistry and soil fertility. *Journal of Soil Science*, **32**:453-459.
- Kurtz A.C., Derry L.A. Chadwick O.A., Alfano M.J. 2000. Refractory elemento mobility in volcanic soil. *Geology*, **28**(8):683-686.

- Lacerda M.P.C., Andrade H., Quéméneur J.J.G. 2002. Pedogeoquímica em perfis de alteração na região de lavras (MG). II – Elementos menores e elementos das terras raras. *Rev. Bras. de Ciência do Solo*, **26**:77-102.
- Larach J.O. 1997. Histórico do Levantamento de Solos no Território Nacional. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 26, Rio de Janeiro, *Anais*.
- Larizzatti J.H. & Oliveira S.M.B. 2005. Evolução geoquímica e balanço de massa na formação e degradação de perfis lateríticos encouraçados na área da fazenda Pison, vale do rio Tapajós, Amazônia Central. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**:273-284.
- Laveuf C. & Cornu S. 2009. A review on the potentiality of Rare Earth Elements to trace pedogenetic processes. *Geoderma*, **154**:1-12.
- Leal R. 2006. Estudo da magnetita como material adsorvedor de íons urânio. Dissertação de mestrado, Instituto de pesquisas energéticas e nucleares, 73 p.
- Leão T.P. 2016. Particle size distribution of Oxisols in Brasil. *Geoderma Regional*, **7**:216-222.
- Leeman W.P. & Scheidegger K.F. 1977. Olivine/liquid distribution coefficients and a test for Crystal-liquid equilibrium. *Earth and Planetary Science letters*, **35**:247-257.
- Lemos R. 2017. Aplicação do georradar (GPR) ao estudo de estratigrafia rasa no Parque Estadual de Vila Velha – PR. Trabalho de conclusão de curso, Universidade Federal de Santa Catarina, 95 p.
- Lepsch I.F. 2002. *Formação e conservação dos solos*. São Paulo: Oficina de Textos, 178 pp.
- Levi F. & Melfi A.J. 1972. Geochemical and mineralogical study on the first stages of weathering of basic and related rocks. Part 2. Geochemical study. *Rev. Bras. Geoc.*, **2**:1-7.
- Liang T., Zhang S., Wang L., Kung H-T., Wang Y., Hu A., Ding S. 2005. Environmental biogeochemical behaviors of rare earth elements in soil-plant systems. *Environmental Geochemistry and Health*, **27**:301-311.
- Linge K.L. & Jarvis K.E. 2009. Quadrupole ICP-MS: introduction to instrumentation, measurement techniques and analytical capabilities. *GGR* **33**:445-467.
- Little M.G. & Aeolus Lee C.T. 2006. On the formation of an inverted weathering profile on Mount Kilimanjaro, Tanzania: Buried paleosol or groundwater weathering? *Chemical Geology*, **235**:205–221.
- Liu X., Dong X., Leskovar, D.I. 2016. Ground penetrating radar for underground sensing in agriculture: a review. *Int. Agrophys.*, **30**:10
- Liu X., Wang Q., Deng J. Zhang Q., Sun S., Meng J. 2010. Mineralogical and geochemical investigations of the Dajia Salento-Type bauxite deposits, western Guangxi, China. *Journal of Geochemical Exploration* **105**:137-152.
- Lowrie W. 2007. *Fundamentals of geophysics*. Cambridge, UK: Cambridge University Press. 354 pp.
- Ma J.L., Wei G.J., Xu Y.G., Long W.G., Sun W.D. 2007. Mobilization and re-distribution of major and trace elements during extreme weathering of basalt in Hainan Island, South China. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **71**:3223-3237.
- Ma Y & Hooda P.S. 2010. Chromium, Nickel and Cobalt. In: Hooda P.S. (Ed.) *Traces elements in soils*. UK: Blackwell Publishing Ltd, p.: 461-479.
- Machado F.B., Nardy A.J.R., Melo R.P., Oliveira M.A.F., Squisato E. 2005. As rochas intrusivas da formação Serra Geral na porção leste da Bacia do Paraná no estado de São Paulo: Aspectos petrográficos e geoquímicos – resultados preliminares. *Geociências*, **24**:5-17.



- Machado F.B., Nardy A.J.R., Oliveira M.A.F. 2007. Geologia e aspectos petrológicos das rochas intrusivas e efusivas mesozoicas de parte da borda leste da bacia do Paraná no estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**:64-80.
- MacLean W.H., Bonavia F.F., Sanna G. 1997. Argillite debris converted to bauxite during karst weathering: evidence from immobile elemento geochemistry at the Olmedo Deposit, Sardinia. *Mineralium Deposita*, **32**:607-616.
- Madejón P. 2013. Vanadium. In: Alloway B.J. (Ed.). *Heavy Metals in soils: Trace metals and Metalloids in soil and their bioavailability*. Environmental Pollution, 22, Springer Science+Business. 3° ed., pp. 579-588
- Magnusson B., Näykki T., Hovind H., Krysell M. 2008. Handbook for calculation of measurement uncertainty in environmental laboratories, Nordtest TR 537, 3ª ed.
- Maliska A.M. 2005. Microscopia eletrônica de varredura. Florianópolis: Laboratório de Caracterização Microestrutural e Análise de Imagens. Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), 98 p.
- Marcelino T.H., Shiraiwa S., Borges W.R., Filho N.P., Raiter F. 2005. GPR para a verificação do nível d'água subterrânea em transição Floresta Amazônica e Cerrado. *Acta Amazonica*, **35**:367-374.
- Maria S.P. 2001. Estudos das características de distribuição de elementos terras raras em *Solanum Lycocarpum* em diferentes ambientes tropicais do Brasil por ativação neutrônica. Dissertação de mestrado, Instituto de pesquisa energéticas e nucleares, autarquia associada à Universidade de São Paulo, 82 p.
- Marques J.J.G.S.M. 2000. Trace elemento distributions in Brazilian cerrado soils at the landscape and micrometer scales. Tese de doutorado, West Lafayette, Purdue University, 172 p.
- Marques R., Prudêncio M.I., Rocha F., Pinto M.M.S.C., Silva M.M.V.G., Silva E.F. 2012. REE and other trace and major elements in the topsoil layer of Santiago Island, Cape Verde. *Journal of African Earth Sciences*, **64**:20-33.
- Maulana A., Sanematsu K., Sakakibara M. 2016. An overview on the possibility of scandium and REE occurrence in Sulawesi, Indonesia. *Indonesian Journal on Geoscience*, **3**(2):139-147.
- McGrath S.P. 1995. Chromium and Nickel. In: Alloway B.J. (Ed.) *Heavy metals in soils*. Blackie Academic & Professional, UK, 2° ed., p.: 152-178.
- Melfi A.J., Girardi V.A.V., Moniz A.C. 1966. Mineralogia dos solos da estação experimental "Theodoreto de Camargo" em Campinas. *Bragantia*, **25**:9-30.
- Melfi A.J. 1967. Intemperismo de granitos e diabásios no município de Campinas e arredores, Estado de São Paulo. Tese de Doutorado, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Universidade de São Paulo, 166 p.
- Melfi A.J. & Levi F. 1972. Geochemical and mineralogical study on the first stage of weathering of basic and related rocks. Part 1. Mineralogical study. *Rev. Bras. Geoc.*, **1**:22-28.
- Melfi A.J. & Pedro G. 1977. Estudo geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil. Parte 1. Caracterização e repartição dos principais tipos de evolução pedogeoquímica. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**:271-286.
- Melfi A.J. & Pedro G. 1978. Estudo geoquímico dos solos e formações superficiais do Brasil. Parte 2. Considerações sobre os mecanismos geoquímicos envolvidos na alteração superficial e sua repartição no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **8**:11-22.
- Melfi A.J., Subies F., Nahon D., Formoso M.L.L. 1996. Zirconium mobility in bauxites of Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **9**(3/4):161-170.
- Melo V.F., Castilhos R.M.V., Pinto L.F.S. 2009. Reserva Mineral do solo. In: Melo V.F. & Alleoni L.R.F. (Eds.) *Química e mineralogia do solo*, Parte I. SBCS, Viçosa, p.: 252-321.

- Melo V.F., Fontes M.P.F, Novais R.F., Singh B., Schaefer C.E.G.R. 2001. Características dos óxidos de ferro e de alumínio de diferentes classes de solos. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, **25**:19-32.
- Melo V.F. & Wypych F. 2009. Caulinita e Haloisita. In: Melo V.F. & Alleoni L.R.F. (Eds.) *Química e mineralogia do solo*, Parte I. SBCS, Viçosa, p.: 428-497.
- Menegale M.L.C., Castro G.S.A., Mancuso M.A.C. 2015. Silício: interação com o sistema solo-planta. *Journal of Agronomic Sciences*, **4**:435-454.
- Michelon C.R. 2006. Balanço químico em seis conjuntos solo-saprolito do Rio Grande do Sul. Dissertação de mestrado, Universidade Federal de Santa Maria, 68 p.
- Middelburg J.J., Van der Weijden C., Woittiez J.R.W. 1988. Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks. *Chem. Geol.*, **68**:253-273.
- Moita Neto J.M. & Moita G.C. 1998. Uma introdução à análise exploratória de dados multivariados. *Química nova*, **21**(4):467-469.
- Molina F.H., Coelho V.L., Raizer A., Lima M.R. 2008. Mapa de resistividade CELESC. In: XVIII SEMINÁRIO NACIONAL DE DISTRIBUIÇÃO DE ENERGIA ELÉTRICA, Olinda/PE, **Resumo**, p. 9.
- Moniz A.C. (Ed.) 1972. *Elementos de Pedologia*. São Paulo: Polígono, Ed. da Universidade de São Paulo, 459 pp.
- Moniz A.C., Nascimento A.C., Paiva Netto J. E. 1973. Mobilidade dos constituintes de rochas básicas de São Paulo durante o intemperismo. São Paulo, *Revista Brasileira de Geociências*, **3**:201-213.
- Mukherjee P.K & Gupta P.K. 2008. Arbitrary scaling in isocon method of geochemical mass balance: an evaluation of the graphical approach. *Geochemical journal*, **42**:247-253.
- Murata T. 2006. Effects of bismuth contamination on the growth and activity of soil microorganisms using thiols as model compounds. *Journal of environmental Science and Health, part A*, **41**(2):161-172.
- Nakamura N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **38**(5):757-775.
- Nascimento C.T.C., Koide S., Pires A.C.B. 1998. Análise geofísica, por meio de GPR, do espalhamento de efluente de fossa séptica no subsolo. In: X Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas.
- Nascimento C.T.C., Pires A.C.B., Morais R.A.V. 2004. Reconhecimento de solos por meio de resistividade elétrica e radiação gama. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**:383-392.
- Navarre-Sitchler A., Steefel C.I., Sak P.B., Brantley S.L. 2011. A reactive-transport model for weathering ring formation on basalt. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **75**:7644-7667.
- Nesbitt H.W. & Wilson R.E. 1992. Recent chemical weathering of basalts. *Am. J. Sci.*, **292**(10):740-777.
- Nesbitt H.W. & Young G.M. 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**:1523-1543.
- Ng C.W.W., Guan P., Shang Y.J. 2001. Weathering mechanisms and índices of igneous rocks of Hong Kong. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, **34**:133-151.
- Nováková E., Karous M., Zajíček A., Karousová M. 2013. Evolution of Ground Penetrating Radar and Vertical Electrical Sounding methods to determine soil horizons and bedrock at the Locality Dehtáře. *Soil & Water Res.*, **8**:105-112.
- Okewale I.A & Coop M.R. 2018. Suitability of diferentes approaches for analyzing and predicting the behavior of decomposed volcanic rocks. *J. Geotech. Geoenviron. Eng.*, **144**(9):04018064.

- Olayinka A.I. & Olayiwola M.A. 2001. Integrated use of geoelectrical imaging and hydrochemical methods in delineating limits of polluted surface and groundwater at a landfill site in Ibadan area, South West Nigeria. *J. of Mining and Geology*, **37**(1): 53-68.
- Oliveira E.B. 2018. Elementos terras raras em solos de uma bacia hidrográfica representativa do bioma cerrado, sul do Piauí. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Piauí, 39 p.
- Oliveira J.B. de. 2008. *Pedologia Aplicada*. Piracicaba: Fundação de estudos agrários Luiz de Queiroz - FEALQ, 3º ed., 592 pp.
- Oliveira L.B., Medeiros L.R., Farias G.S. (Eds.) 2015. *Sociedade Brasileira de Ciência do Solo: um olhar sobre sua história*. Viçosa, MG: SBCS. 3º ed. rev. e amp. 177 pp.
- Oliveira M.G. & Porsani J.L. 2009. O uso do método GPR para mapear interferências no subsolo urbano e diagnosticar a contaminação ambiental de vazamento de óleo em cabos elétricos subterrâneos. *Revista brasileira de geofísica*, **27**(2):84.
- Oliveira P.S.G. 2004. Estudos das várzeas visando o controle de cheias urbanas e a restauração ecológica: o caso do parque linear do ribeirão das pedras, em Campinas, SP. Tese de doutorado, Faculdade de Engenharia Agrícola, Universidade Estadual de Campinas, 159 p.
- Oliveira T.S. & Costa L.M. 2004. Metais pesados em solos de uma topolitossequência do triângulo mineiro. *R. Bras. Ci. Solo*, **28**:785-796.
- Paiva Netto J.E., Catani R.A., Küpper A., Penna Medina H., Verdade F.C., Gutmans M., Nascimento A. C. 1951. Observações gerais sobre os grandes tipos de solo do Estado de São Paulo. *Bragantia*, **11**:227-253.
- Panahi A., Young G.M., Rainbird R.H. 2000. Behavior of major and trace elements (including REE) during Paleoproterozoic pedogenesis and diagenetic alteration of na Archean granite near Ville Marie, Québec, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **64**(13):2199-2220.
- Patino L.C., Velbel M.A., Price J.R., Wade J.A. 2003. Trace element mobility during spheroidal weathering of basalts and andesites in Hawaii and Guatemala. *Chem. Geol.*, **202**:343-364.
- Paye H.S., Mello J.W.V., Mascarenhas G.R.L.M., Gasparon M. 2016. Distribution and fractionation of the rare earth elements in Brazilian soils. *Journal of Geochemical Exploration*, **161**:27-41.
- Pérez D.V., Saldanha M.F.C., Meneguelli N.A., Moreira J.C., Vaitsman D.S. 1997. Geoquímica de alguns solos brasileiros. *Pesq. e CNPS*, **4**:1-14.
- Persico R. & Soldovieri F. 2008. Two dimensional inverse scattering from buried magnetic anomalies. *Annals of geophysics*, **51**:147-158.
- Persico R., Negri S., Soldovieri F., Pettinelli E. 2012. Pseudo 3D imaging of dielectric and magnetic anomalies from GPR data. *International Journal of Geophysics*, doi:10.1155/2012/512789
- Pierangeli M.A.P., Guilherme L.R.G., Curi N., Costa E.T.S., Lima, J.M., Marques J.J.G.S.M., Figueiredo L.F.P. 2007. Comportamento sortivo, individual e competitivo de metais pesados em latossolos com mineralogia contrastante. *R. Bras. Ci. Solo*, **31**:819-826.
- Pinto L.F.S. & Kämpf N. 1997. Balanço geoquímico de solos derivados de rochas básico-ultrabásicas no ambiente subtropical do Rio Grande do Sul. *R. bras. Ci. Solo*, **21**:651-658.
- Poledniok J. 2008. Speciation of scandium and gallium in soil. *Chemosphere*, **73**:572-579.
- Porsani J.L. 1999. Ground Penetrating Radar (GPR): proposta metodológica de emprego em estudos geológicos-geotécnicos nas regiões de Rio Claro e Descalvado - SP. Tese de doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 145 p.

- Porsani J.L., Filho W.M., Elis V.R., Shimeles F., Dourado J.C., Moura H.P. 2004. The use of GPR and VES in delineating a contamination plume in landfill site: a case study in SE Brazil. *Journal of Applied Geophysics*, **55**: 199-209.
- Price G.D. 1980. Exsolution microstructures in titanomagnetites and their magnetic significance. *Physics of the Earth and planetary interiors*, **23**:2-12.
- Pulford I.D. 2010. Gold and Uranium. In: Hooda P.S. (Ed.) *Traces elements in soils*. UK: Blackwell Publishing Ltd, p.: 551-566.
- Queiroz Neto J.P. 1964. *O estado atual dos estudos dos solos brasileiros*. Boletim Paulista de Geografia. n° 41.
- Rachkova N.G., Skutomova I.I., Taskaev A.I. 2010. The state of natural radionuclides of uranium, radium and thorium in soils. *Eurasian Soil Science*, **43**(6):651-658.
- Ramann E. 1919. Der Boden und sein geographischen Wert, Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft München, **13**:1-14.
- Ramos D.P. 2003. Desafios da Pedologia Brasileira frente ao novo milênio – CNPS/EMBRAPA. In: XXIX CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, Ribeirão Preto, *Anais*, p. 9.
- Ramos S.J., Dinali G.S., Oliveira C., Martins G.C., Moreira C.G., Siqueira J.O., Guilherme L.R.G. 2016. Rare Earth Elements in the soil environment. *Curr Pollution Rep*, **2**:28-50.
- Randive K., Kumar J.V., Bhondwe A., Lanjewar S. 2014. Understanding the behaviour of rare Earth elements in minerals and rocks. *Gond. Geol. Mag.*, **29**(1-2):173-181.
- Rasmussen C., Dahlgren R.A., Southard R.J. 2010. Basalt weathering and pedogenesis across an environmental gradient in the Southern Cascade Range, California, USA. *Geoderma*, **154**:473-485.
- Resende M. 1976. Mineralogy, chemistry, morphology and geomorphology of some soils of the Central Plateau of Brazil. Purdue. Tese (PhD), Purdue University.
- Reiche P. 1943. Graphic representation of chemical weathering. *Journal of Sedimentary Petrology*, **13**:58-68.
- Reimann C. & Caritat P. (Eds.) 1998. *Chemical elements in the environments: factsheets for geochemist and environmental scientist*. Springer, 397 pp.
- Robain H., Descloitres M., Ritz M., Atangana Q.Y. 1996. A multiscale electrical survey of a lateritic soil system in the rain forest of Cameroon. *Journal of Applied Geophysics*, **34**:237-253.
- Rodrigues J.G. 2014. Caracterização geoquímica e mineralógica de perfis de intemperismo e sua contribuição para escorregamentos: o caso da Bacia do Córrego do Príncipe, em Teresópolis, RJ. Dissertação de mestrado, Instituto de Química, Universidade Federal Fluminense.
- Rodrigues R.A.R. 2011. Estágio de intemperismo de perfil laterítico em área subtropical com substrato basalto – superfície aplainada VI (SW PR). Francisco Beltrão. Dissertação de mestrado, Centro de Ciências Humanas, Universidade Estadual do Oeste do Paraná, 67 p.
- Ross J.L.S. & Moroz I.C. 2011. Mapa geomorfológico do estado de São Paulo. *Revista do Departamento de Geografia*, **10**:41-58.
- Rózański S. L., Castejón J.M.P., Fernández G.G. 2016. Bioavailability and mobility of Mercury in selected soil profiles. *Environ. Earth sci.*, **75**:1065.
- Rye R. & Holland H.D. 2000. Geology and geochemistry of paleosols developed on the hekpoort basalt, pretoria group, South Africa. *American Journal of Science*, **300**:85-141.

- Samouëlian A., Cousin I., Tabbagh A., Bruand A., Richard G. 2005. Electrical resistivity survey in soil Science: a review. *Soil & Tillage Research*, **83**:173-193.
- Santos A.C. 2009. Pedogênese e alterações geoquímicas em topolitossequências na Bacia do Ribeirão do Cachimbal na região do Médio Vale do Paraíba, RJ. Tese de doutorado, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, 246 p.
- Santos C.M.L.S.A. 2007. *Estatística descritiva – Manual de alto-aprendizagem*. Lisboa, 264 pp.
- Santos R.D., Lemos R.D., Santos H.D., KER J.C., Anjos L.D., Shimizu S.H. 2005. *Manual de descrição e coleta de solo no campo*. Campinas: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Embrapa, 5 ° ed, p. 12-37.
- Santos H.G., Aglio M.L.D., Dart R.O., Breffin M.L. M. S., Souza J.S., Mendonça L.R. 2013. Distribuição espacial dos níveis de levantamento de solos no Brasil. In: XXXIV CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, Florianópolis. **Anais**, p. 4.
- Scarin P.B.R. & Bernardes G.P. 2016. Utilização do índice de perda ao fogo para caracterização de perfil de intemperismo de solo residual e de horizontes de deposição do terciário de Taubaté, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE MACÂNICA DOS SOLOS E ENGENHARIA GEOTÉCNICA.
- Schaefer C.E.G.R., Fabris, J.D., Ker J.C. 2008. Minerals in the clay fraction of brazilian latosols (oxisols): a review. *Clay Minerals*, **43**:137-154.
- Schellmann W. 1981. Considerations on the definition and classification of laterites. Proceedings of the International Seminar on Lateritisation Processes, IGCP 129 and IAGC, Trivandrum, India. Oxford and IBH Publishing Company, New Delhi, p. 1–10.
- Schellmann W. 1994. Geochemical differentiation in laterite and bauxite formation. *Catena*, **21**:131-143.
- Schellmann W. 2003. Discussion of “A critique of Schellmann definition and classification of laterite” by R.P. Bourman and C.D. Ollier (Catena 47:117-131). *Catena*, **52**:77-79.
- Schrage T. & Uagoda R. 2018. Investigação dos controles litológicos e pedológicos de uma dolina com o uso de métodos geofísicos. In: 12° SINAGEO, **Anais**, p. 8.
- Schuster E. 1991. The behavior of Mercury in the soil with special emphasis on complexation and adsorption processes – a review of the literature. *Water, Air, and soil pollution*, **56**:667-680.
- Schwertmann U. & Taylor R.M. 1989. Iron oxides. In: *Minerals in soil environments*. SSSA Book series, 2° ed., p.: 379-438.
- Serpe M.K.A., Santos D.S., Barros R.F.S., Hoffman M.R., Nascimento C.T.C., Nardoto G.B. 2015. Resistividade elétrica, textura e umidade de um solo de sistema agroflorestal em região de Cerrado. In: XXXV CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, Natal/RN, **Resumo**, 4 p.
- Silva C.M.C.A.C. 2017. Teor natural e variabilidade espacial de elementos terras raras em solos do Rio Grande do Norte. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Piauí, 55 p.
- Silva C.M.C.A.C., Barbosa R.S., Nascimento C.W.A., Silva Y.J.A.B., Silva Y.J.A.B. 2018. Geochemistry and spatial variability of rare earth elements in soils under different geological and climate patterns of the Brazilian Northeast. *Rev. Bras. Cienc. Solo*, **42**:e0170342.
- Silva F.D., Couceiro P.R.C., Fabris J.D., Goulart A.T., Ker J.C. 2005. Magnésioferrita e caminho pedogenético de transformação de óxidos de ferro magnéticos em dois perfis de solo derivados de tufito da região do Alto Paranaíba (MG). *R. Bras. Ci. Solo*, **29**:763-775.
- Silva K.F.B. 2011. Caracterização petrográfica e geoquímica de pegmatitos básicos, encaixados em derrames basálticos do Grupo Serra Geral, no Estado do Paraná. Trabalho de conclusão de curso, Universidade Estadual de Campinas, 94 p.

- Silva M.L., Batezelli A., Ladeira F.S.B. 2015. Índices de intemperismo e evolução dos paleossolos da Formação Marília, Maastrichtiano da Bacia neocretácea Bauru. *Geochimica Brasiliensis*, **29**(2):127–138.
- Silva S.A., Lima J.S.S., Souza G.S., Oliveira R.B., Silva A.F. 2010. Variabilidade espacial do fósforo e das frações granulométricas de um latossolo Vermelho Amarelo. *Rev. Ciência Agronômica*, **41**(1):1-8.
- Silva Y.J.A.B., Silva Y.J.A.B., Cruz Silva C.M.C.A., Nascimento C.W.A., Biondi C.M. 2015. Elementos terras raras em solos de referência do Brasil. In: XXXV CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, Natal/RN, **Anais**, 4 p.
- Simonson R.W. 1959. Modern concepts of soil genesis. A symposium outline of a generalized theory of soil genesis. *Proc. Soil Sci. Am.* **23**:152-156.
- Smith K.A. & Paterson J.E. 1995. Manganese and cobalt. In: Alloway B.J. (Ed.) *Heavy metals in soils*. Blackie Academic & Professional, UK, 2º ed., p.: 225-244.
- Soares L.C., Linhares L.A., Filho F.B.E., Windmoller C.C., Yoshida M.I. 2015. Mercúrio em solos da região da região sudeste do Brasil sem influência antropogênica e sua correlação com as características químicas e físicas. *R. Bras. Ci. Solo*, **39**:903-914.
- Soil Survey Staff. 1975. *Soil Taxonomy: A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys*. Soil Conservation Service. United States Department of Agriculture, Handbook, nº 436.
- Soil Survey staff. 1999. *Soil taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys*. Washington, DC, Natural Resources Conservation Service, United States Department of Agriculture, Agric. Handbook, 2º ed., 886 pp.
- Souza Junior I.G., Costa A.C.S., Vilar C.C., Hoepers A. 2010. Mineralogia e susceptibilidade magnética dos óxidos de ferro do horizonte B de solos do Estado do Paraná. *Ciência Rural*, **40**:513-519.
- Souza M.L.O., Oliva P.C., Santos S.C. 2018. Estudo ambiental no lixão urbano de Tracuateua (Pará) aplicando o ground penetrating radar. In. 16º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia e Ambiental, **Anais**, p. 10.
- Sparks D.L. (Eds.) 2003. *Environmental soil chemistry*. Academic press, 352 pp.
- Sposito G. (Eds.) 2008. *The chemistry of soil*. Oxford University Press, 2º ed., 344 pp.
- Squisato A. 2008. A formação Serra Geral na porção centro-norte do estado de São Paulo. Dissertação de mestrado em geociências, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 61 p.
- Sucre E.B., Tuttle J.W., Fox T.R. 2011. The use of ground penetrating radar to accurately estimate soil depth in rocky forest soils. *Forest Science*, **57**:59-66.
- Tan W., Liu P., He H., Wang C. Y., Liang X. 2016. Mineralogy and origin of exsolution in Ti-rich magnetite from diferente magmatic Fe-Ti oxide-bearing intrusions. *The Canadian Mineralogist*, **54**:539-553.
- Tavares A.C. 1971. O clima local de Campinas: introdução ao estudo do clima urbano. In: Perez Filho A., Mattos S.H.V.L., Orsi L., Vicente A.K., Vicente L.E. 2006. Monitoramento e gerenciamento de bacias urbanas associadas a inundação: diagnose da bacia do Ribeirão Quilombo na região metropolitana de Campinas utilizando geotecnologias. *Revista do Departamento de Geografia*, p. 44-54.
- Teixeira P.C., Donagemma G.K., Fontana A., Teixeira W.G. (Eds.) 2017. *Manual de Métodos de Análise de Solo*. 3º ed. Embrapa, Brasília, 573 pp.
- Telford W.M., Geldart L.P., Sheriff R.E. (Eds.) 1990. *Applied geophysics*. Cambridge University Press, 770 pp.
- Thomas R. 2008. *Practical Guide to ICP-MS: A tutorial for beginners*. 2. ed. Boca Raton: CRC Press, 347 pp.

- Thompson A., Amistadi M.K., Chadwick O.A., Chorover J. 2013. Fractionation of yttrium and holmium during basaltic soil weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **119**:18-30.
- Toboada T., Rodríguez-Lado L., Ferro-Vázquez C., Stoops G., Cortizaz A.M. 2016. Chemical weathering in the volcanic soils of Isla Santa Cruz. *Geoderma*, **261**:160-168.
- Toledo M.C.M. 2014. *Intemperismo e pedogênese*. In: Geologia, USP/UNIVESP/EDUSP.
- Torrent J., Schwertmann U., Barrón V. 1994. Phosphate sorption by natural hematites. *Eur. J. Soil. Sci.*, **45**:45-51.
- Torres R.B., Bernacci L.C., Dechoum M.S., Conforti T.B., Espeleta A.S., Lorandi A.C., Ferreira I.C.M., Oliveira A.S. 2006. A vegetação nativa remanescente na bacia do ribeirão das Anhumas. In: Torres R.B. & Costa M.C. *Recuperação ambiental, participação e poder público: uma experiência em Campinas* (Projeto Anhumas). Processo nº 01/02952-1.
- Torres R.B., Adami, S.F., Coelho R.M. (Eds.). 2014. *Atlas socioambiental da bacia do ribeirão das Anhumas*. Campinas, SP: Pontes Editores.
- Tosti F., Patriarca C., Slob E., Benedetto A., Lambot S. 2013. Clay content evaluation in soils through GPR signal processing. *Journal of Applied Geophysics*, **97**:69-80.
- Tremocoldi W.A. 2003. Silicate and iron oxide mineralogy of the clay fraction of soils developed from basic rocks in São Paulo state. Taubaté, *Rev. Biociênc.*, **9**:15-22.
- Tyler G. 2004. Rare Earth elements in soil and plant systems – A review. *Plant and soil*. **267**:191-206.
- Ucha J.M., Botelho M., Vilas Boas G.S., Ribeiro L.P., Santana P.S. 2002. Uso do radar penetrante no solo (GPR) na investigação dos solos dos tabuleiros costeiros no litoral norte do estado da Bahia. *R. Bras. Ci. Solo*, **26**:373-380.
- Van Dam R.L., Schlanger W., Dekkers M.J., Huisman J.A. 2002. Iron oxides as a cause of GPR reflections. *Geophysics*. **67**:536-545.
- Van Dam R.L., Hendrickx J.M.H., Cassidy N.J., North R.E., Dogan M., Borchers B. 2013. Effects of magnetite on high-frequency ground-penetrating radar. *Geophysics*, **78**:1-11.
- Van Grieken R.E. & Markowicz A.A. (Eds.). 2002. *Handbook of X-ray Spectrometry: Methods and Techniques*. Second Edition, Marcel Dekker Inc., New York.
- Vendemiatto M.A. & Enzweiler. 2001. Routine control of accuracy in silicate rock analysis by X-ray fluorescence spectrometry. Geostandards Newsletter, *The Journal of Geostandards and Geoanalysis*, **25**: 103-112.
- Vendemiatto M.A. & Enzweiler J. 2003. Robustez e versatilidade na análise de amostras geológicas por fluorescência de raios x. *Geochim. Brasil*, **17**(2):75-80.
- Vicente A.K. 2005. Eventos extremos de precipitação na Região Metropolitana de Campinas. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 133 p.
- Vicine L. (Ed.) 2005. *Análise multivariada da teoria à prática*. Santa Maria, Universidade Federal de Santa Maria. 215 p.
- Vitorino A.C.T., Ferreira M.M. Curi N., Lima J.M, Silva M.L.N., Motta P.E.F. 2003. Mineralogia, química e estabilidade de agregados do tamanho de silte de solos da Região Sudeste do Brasil. *Pesq. agropec. bras.* **38**(1):133-141.
- Waseda Y., Matsubara E., Shinada K. (Eds.) 2011. *X-Ray diffraction crystallography*. Springer, 288 pp.

- Welz B. & Vale M.G.R. 2005. Atomic Absorption Spectrometry and Related Techniques. *In: Cazes J. Ewing's Analytical Instrumentation Handbook*. 3<sup>o</sup> ed. Marcel Dekker, New York, p.: 75-123.
- Wentworth C.K. 1922. A scale of grade and glass terms for clastic sediments. *J. Geol.*, **30**:377-392.
- Widdowson M. 2007. Laterite and ferricretes. *In: Nash D.J. & McLaren S.J. (Eds.). Geochemical sediments and landscapes*. RGS-IBG Book Series. Blackwell publishing, Oxford, p.: 46-94.
- Wilding L.P & Lin H. 2006. Advancing the frontiers of soil science towards a geoscience. *Geoderma*, **131**:257-274.
- Wiriyakitnateekul W., Suddhiprakarn A., Kheoruenromne I., Smirk M.N., Gilkes R.J. 2007. Iron oxides in tropical soils on various parent materials. *Clay Minerals*, **42**:437-451.
- WRB – *World reference base*. 2015. World reference base for soil resources 2014: International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. Rome, World Soil Resources Reports, n<sup>o</sup> 106, 203 pp.
- Yang T., Zhu Z., Gao Q., Rao Z., Han J., Wu Y. 2010. Trace element geochemistry in topsoil from East China. *Environ. Earth Sci.*, **60**:623-631.
- Yilmaz O. 1987. *Seismic Data Processing*. SEG, Tulsa, Oklahoma, 536 pp.
- Yoshinaga S., Fernandes A.J., Nogueira S.A.A., Hassuda S., Pires Neto A.G. 1995. Subsídios ao planejamento territorial de campinas: a aplicação da abordagem de tipos de terreno. *Rev. IG*, **E**:71-75.
- Yoshinaga-Pereira S. 1996. Proposta de representação cartográfica na avaliação hidrogeológica para o estudo de planejamento e meio ambiente, exemplo da região metropolitana de Campinas-SP. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 190 p.
- Yoshinaga-Pereira S. & Silva A.A.K. 1997. Condições de ocorrência das águas subterrâneas e do potencial produtivo dos sistemas aquíferos na região metropolitana de Campinas-SP. *Rev. IG*, **18**:23-40.
- Yoshinaga-Pereira S. & Chiarelli E. 2006. A problemática do uso das águas subterrâneas na região de Campinas, bacia do ribeirão das Anhumas – SP. *In: TORRES, R. B. & COSTA, M. C. Recuperação ambiental, participação e poder público: uma experiência em Campinas*. (Projeto Anhumas). Processo n<sup>o</sup> 01/02952-1.
- Yousefifard M., Ayoubi S., Jalalian A., Khademi H., Makkizadeh M.A. 2012. Mass balance of major elements in relation to weathering in soil developed on igneous rocks in a semiarid region, Northwestern Iran. *J. Mt. Sci.*, **9**:41-58.
- Zanardo A. & Junior J.M. 2009. Conceitos básicos de mineralogia. *In: Melo V.F. & Alleoni L.R.F. (Eds.) Química e mineralogia do solo*, Parte I. SBCS, Viçosa, p.: 334-371.

#### Web sites:

- CEPAGRI – Centro de pesquisas meteorológicas e climáticas aplicadas à agricultura. 2019. Disponível em: <https://www.cpa.unicamp.br/graficos>. Acessado em: 25 janeiro 2019.
- CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/Geologia/Sensoriamento-Remoto-e-Geofisica/RADAM-D-628.html>. Acessado em 04 setembro 2018.
- EMBRAPA – Empresa brasileira de pesquisa agropecuária. **História**. Disponível em: <https://www.embrapa.br/solos/historia>. Acessado em: 29 julho 2018.
- IAC – Instituto Agrônomo de Campinas. **Histórico**. Disponível em: <http://www.iac.sp.gov.br/areasdepesquisa/solos/historico.php>. Acessado em: 04 setembro 2018.



UNICAMP – Universidade Estadual de Campinas. **Unicamp define aquisição de área**. 2014. Disponível em: <http://www.unicamp.br/unicamp/noticias/2014/03/26/unicamp-define-aquisicao-de-area>. Acessado em: 24 março 2018.

USDA-NRCS – United States Department of Agriculture – Natural Resources Conservation Service. **GPR Methodology**. Disponível em: [https://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detail/soils/survey/geo/?cid=nrcs142p2\\_053623](https://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detail/soils/survey/geo/?cid=nrcs142p2_053623). Acessado em: 26 junho 2019.

## Anexo A

Tabela A.1: Elementos maiores e menores em % e traços em  $\mu\text{g L}^{-1}$  do diabásio (Bulia & Enzweiler 2013).

Majores e Menores (%)		Traços ( $\mu\text{g L}^{-1}$ )							
SiO <sub>2</sub>	48,5	Li	7,7	Sr	407,0	Bi	0,0	Gd	4,9
TiO <sub>2</sub>	3,0	Be	0,8	Y	25,3	Th	2,3	Tb	0,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,5	Sc	36,7	Zr	144,0	U	0,5	Dy	5,0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3(t)</sub>	15,7	V	955,0	Nb	11,7			Ho	1,0
MnO	0,2	Cr	4,7	Mo	0,7	ETRs		Er	2,9
MgO	4,5	Co	45,8	Cd	0,2	La	19,1	Tm	0,4
CaO	10,0	Ni	42,6	Cs	0,4	Ce	41,6	Yb	2,5
Na <sub>2</sub> O	2,6	Cu	175,0	Ba	304,0	Pr	5,3	Lu	0,4
K <sub>2</sub> O	0,9	Zn	115,0	Hf	3,8	Nd	22,7		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,3	Ga	21,4	Ta	1,2	Sm	4,8		
P.F. (1000°C)	0,12 <sup>+</sup>	Rb	20,2	Pb	3,3	Eu	1,8		

## Anexo B

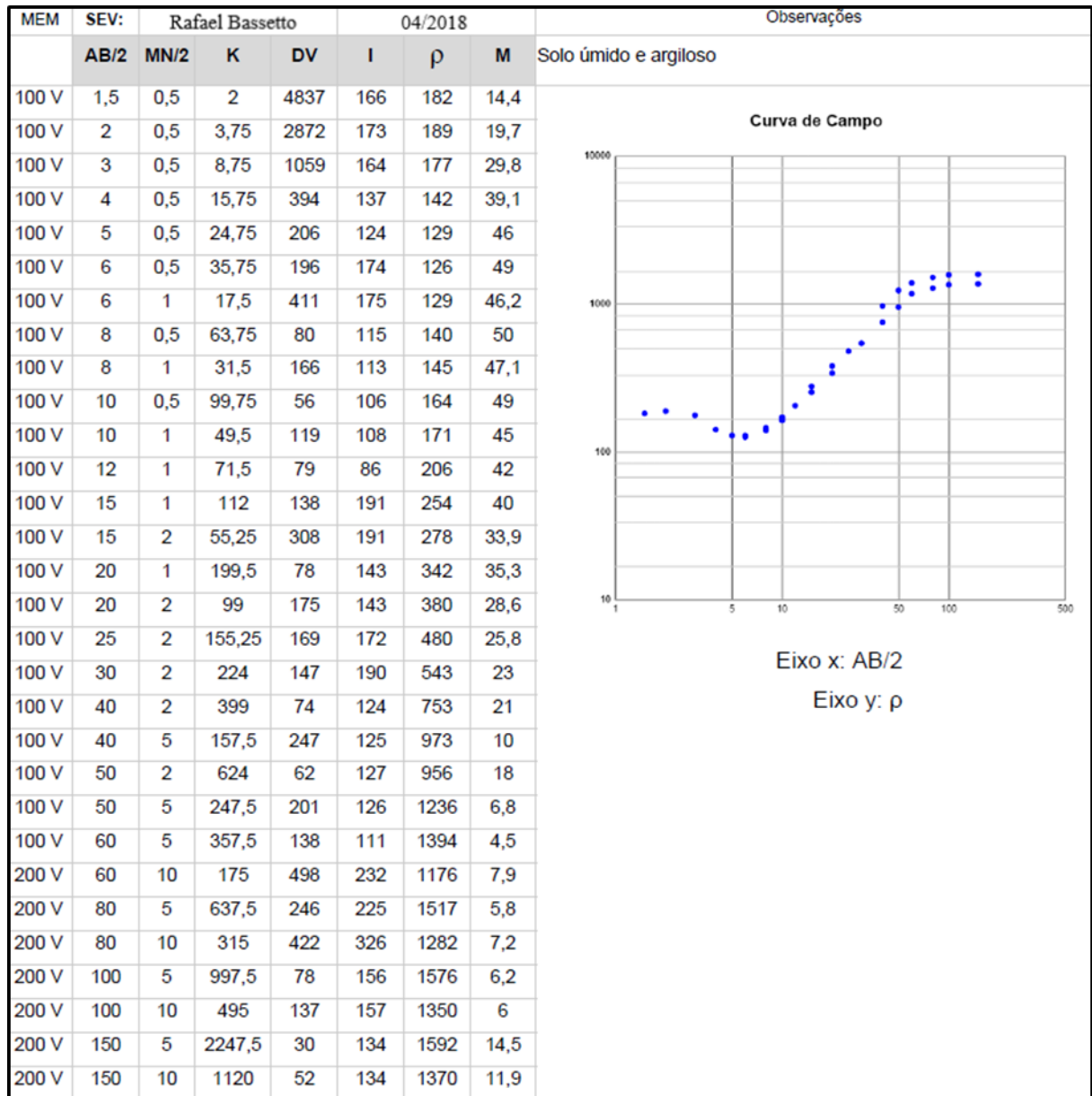


Figura B.1: Dados da SEV coletado em campo e gráfico bi-logarítmico – resistividade aparente ( $\rho$ ; ohm.m) versus AB/2.

Tabela B.1: Propriedades do processamento dos dados coletados com o GPR.

Properties		Channel Information	IIR Filters	FIR Filters
<b>Header File Parameters</b>		Channel 1	<b>Vertical (MHz)</b>	Design BOXCAR
Original File Na...		Antenna Type 3207	High... 50	<b>Vertical (MHz)</b>
Created Apr, 04 2017, 1...		Antenna Serial # 0	Low ... 300	High... 70
Modified May, 15 2018, 1...		Position (ns) -14.00	<b>Samples</b>	<b>Samples</b>
GPR System SIR-4000		Range (ns) 140.00	Start 2	Start 2
Number of Cha... 1		Top Surface (m) 0.528	End 462	End 462
<b>Horizontal Parameters</b>		Depth (m) 5.278	<b>Range Gain (L)</b>	<b>Migration</b>
Scans / Sec 64.00		# Sample Stacks 3	# Of Poi... 10	Width 255
Scans / Unit (m) 2.500		# Scan Stacks 1	Gain 1 1.00	Velocity ... 0.761
Units / Mark (m) 100.000		<b>Processing History</b>	Gain 2 1.00	<b>Range Gain (L)</b>
<b>Vertical Parameters</b>		<b>Position Correction</b>	Gain 3 3.80	# Of Poi... 1
Samps / Scan 512		Shift (nS) 9.17	Gain 4 3.30	Gain 1 4.00
Bits / Sample 32		<b>Position Correction</b>	Gain 5 4.40	<b>Horizontal Scaling</b>
Dielectric Const... 2.49		Shift (nS) -2.19	Gain 6 5.50	Operation Stacking
		<b>Range Gain (L)</b>	Gain 7 6.70	# of Sca... 4
		# Of Poi... 5	Gain 8 7.00	
		Gain 1 -1.00	Gain 9 7.20	
		Gain 2 45.00	Gain 10 7.50	
		Gain 3 55.00		
		Gain 4 59.00		
		Gain 5 59.00		

Tabela B.2: Resumo estatístico dos elementos maiores, menores e perda ao fogo dos três pontos amostrados.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3(t)</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P.F.
<b>RA</b>											
Média	26,53	5,20	26,77	27,15	0,16	0,23	0,07	0,03	0,03	0,16	13,37
Desvio padrão	3,28	0,36	1,23	1,45	0,06	0,08	0,01	0,00	0,01	0,07	0,90
Variância	10,79	0,13	1,51	2,10	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,80
Mínimo	17,91	4,33	25,24	25,34	0,12	0,17	0,05	0,03	0,02	0,09	12,50
Máximo	28,99	5,72	29,55	30,36	0,31	0,46	0,10	0,04	0,04	0,30	15,60
<b>RB</b>											
Média	27,75	5,11	26,81	25,53	0,13	0,20	0,07	0,03	0,04	0,14	13,77
Desvio padrão	6,67	0,20	1,83	3,21	0,06	0,05	0,02	0,01	0,02	0,09	1,70
Variância	44,55	0,04	3,35	10,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	2,90
Mínimo	12,64	4,92	24,53	23,06	0,10	0,16	0,03	0,02	0,02	0,08	12,60
Máximo	32,49	5,64	31,44	31,59	0,32	0,32	0,12	0,05	0,10	0,31	17,80
<b>RC</b>											
Média	35,34	4,49	24,87	22,74	0,13	0,22	0,06	0,03	0,04	0,09	11,77
Desvio padrão	1,18	0,28	0,77	1,48	0,09	0,09	0,04	0,01	0,01	0,02	0,61
Variância	1,39	0,08	0,60	2,20	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,37
Mínimo	32,93	3,91	23,00	20,96	0,08	0,15	0,02	0,02	0,02	0,07	10,70
Máximo	36,93	4,76	25,79	25,47	0,40	0,50	0,17	0,04	0,06	0,14	13,20

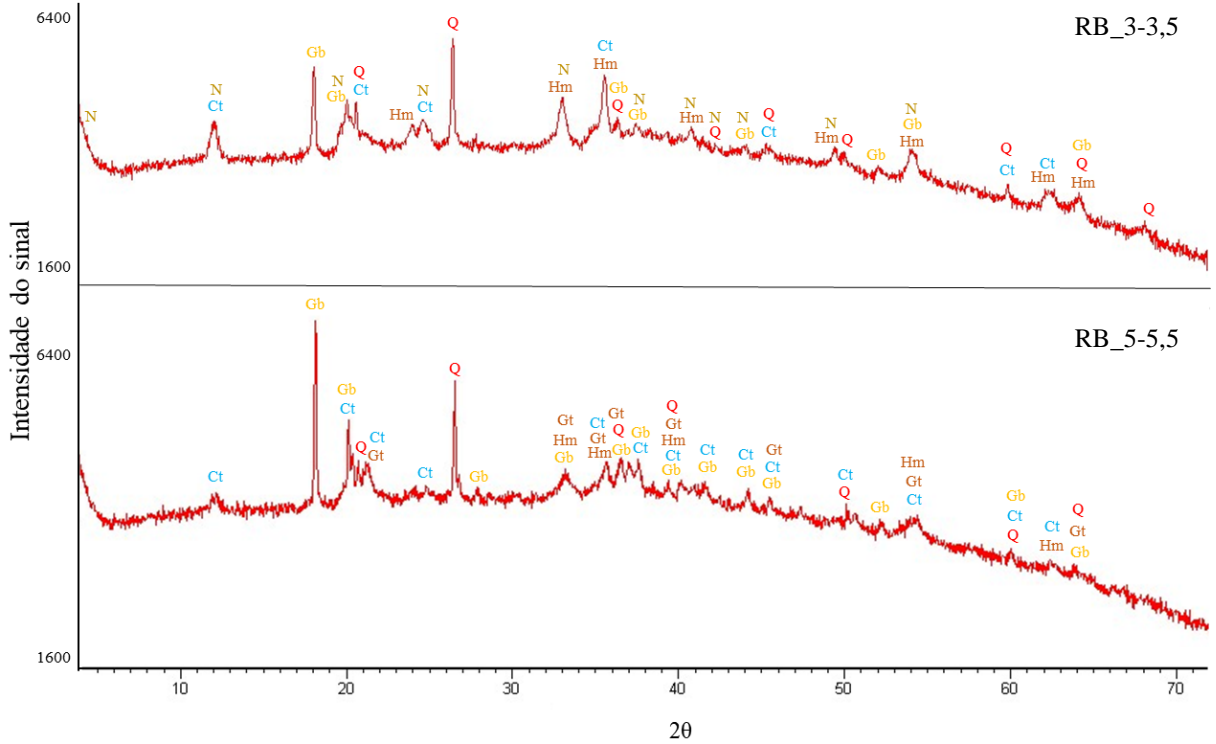


Figura B.2: Difratogramas do ponto RB (3-3,5; 5-5,5). Legenda: Ct – Caulinita; Gb – Gibbsita; Gt – Goethita; Hm – Hematita; N – Nacrita; Q – Quartzo.

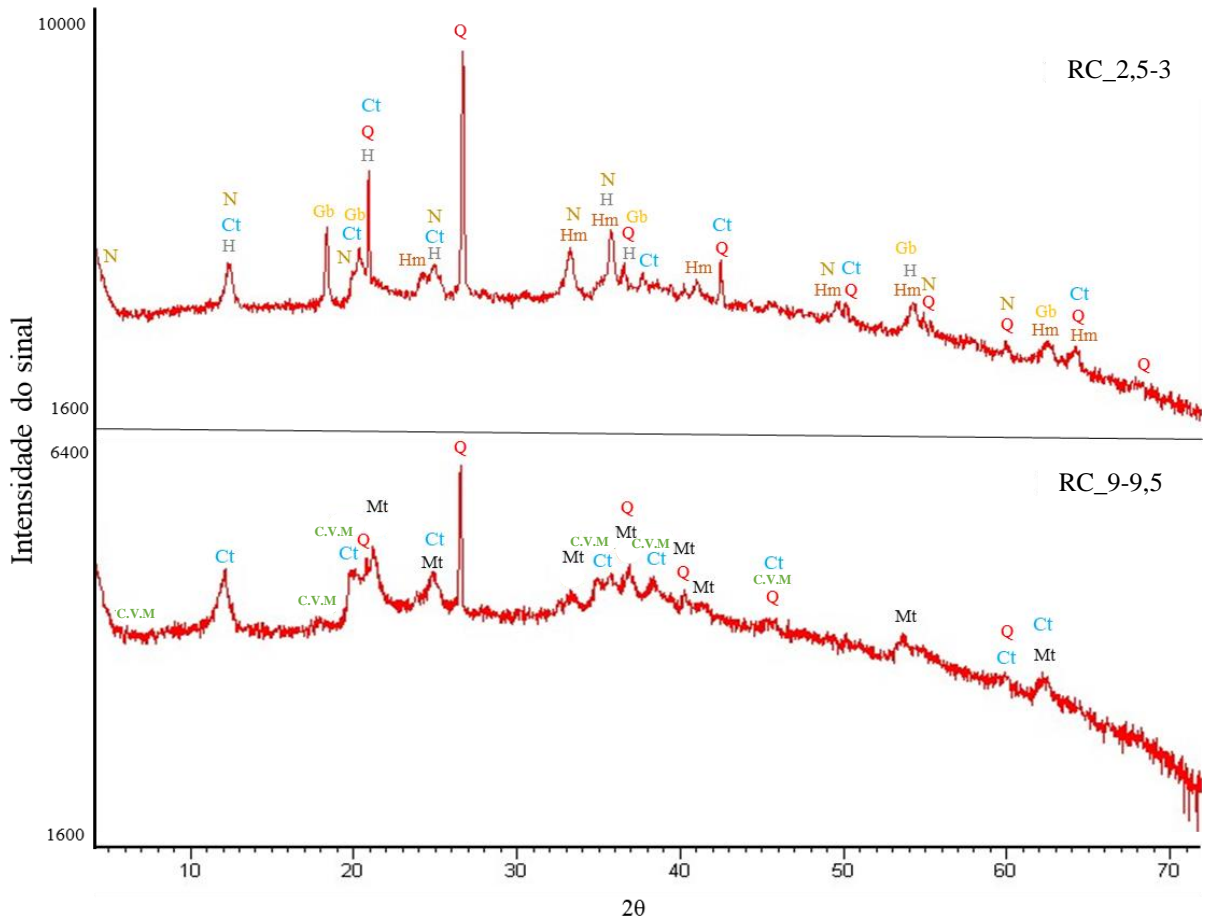
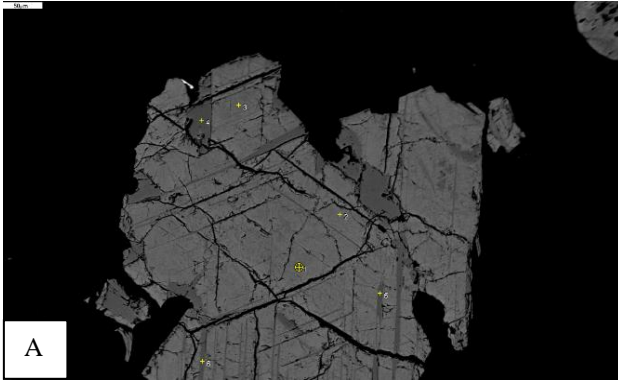
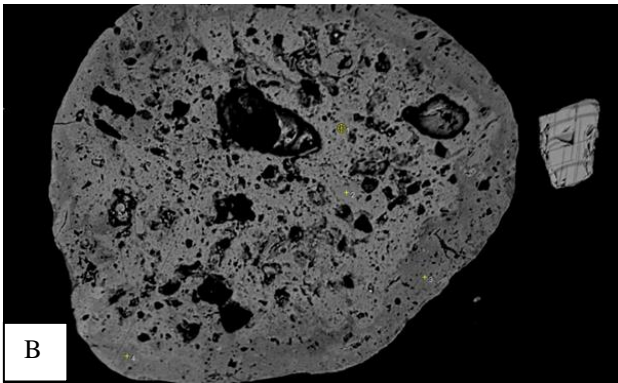


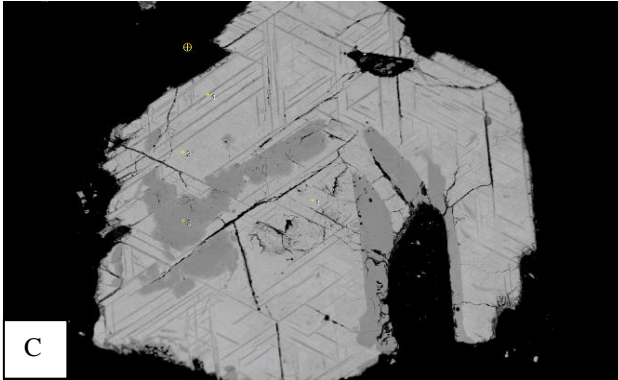
Figura B.3: Difratogramas do ponto RC (2,5-3; 9-9,5). Legenda: Ct – Caulinita; C.V.M – Clorita-Vermiculita-Montmorilonita; Gb – Gibbsita; H – Haloisita; Hm – Hematita; Mt – Magnetita; N – Nacrita; Q – Quartzo.



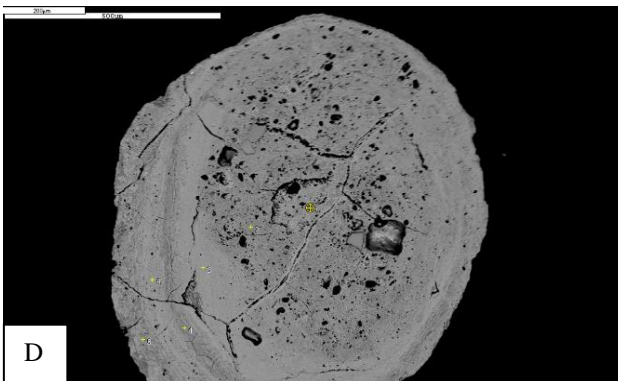
Elementos	Pontos					
(%)	1	2	3	4	5	6
O	32,69	33,10	35,55	37,94	34,92	36,09
Mg	0,81	0,60	0,61	1,36	1,51	1,29
Al	1,43	1,43	1,45	-	-	-
Ti	12,61	11,28	13,25	30,17	31,26	30,77
Mn	0,38	0,28	0,39	0,44	0,73	0,56
Fe	52,08	53,31	48,58	30,09	31,58	31,28
Si	-	-	0,17	-	-	-
Total	100	100	100	100	100	100



Elementos	Pontos			
(%)	1	2	3	4
O	37,25	35,08	30,27	33,37
Na	-	-	-	0,36
Al	1,94	-	3,63	2,99
Ti	7,01	28,51	1,14	1,06
Mn	0,22	1,01	0,29	0,28
Fe	52,02	35,41	63,50	60,51
Si	0,8	-	0,47	0,54
Ca	0,11	-	0,13	0,13
Cr	0,65	-	-	0,20
P	-	-	0,58	0,54
Total	100	100	100	100

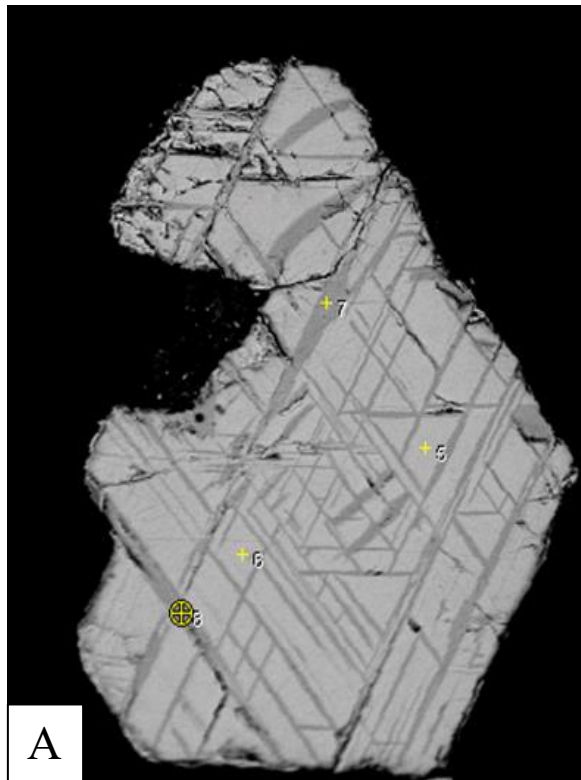


Elementos	Pontos		
(%)	2	3	4
O	37,27	34,59	36,19
Ti	14,00	31,25	30,33
Al	1,13	0,11	0,12
Fe	46,51	33,67	32,90
Mn	0,76	0,39	0,46
Cr	0,32	-	-
Total	100	100	100

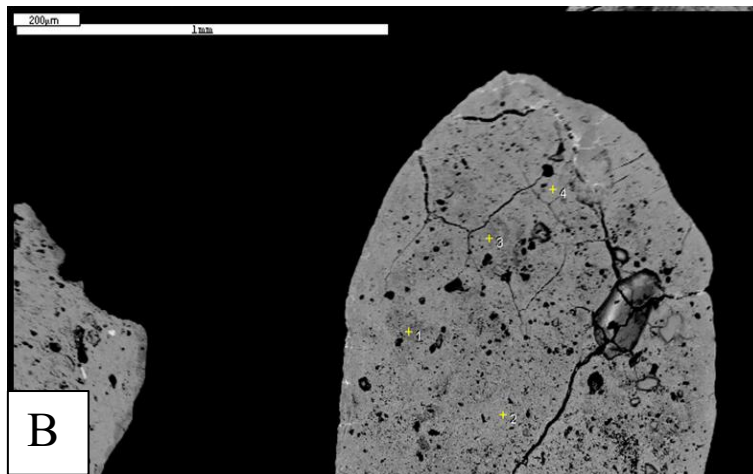


Elementos	Pontos					
(%)	1	2	3	4	5	6
O	33,03	33,72	33,44	33,97	33,24	34,40
Ti	0,41	0,49	0,17	0,23	0,30	0,44
Al	2,44	4,17	3,09	4,06	3,39	5,05
Fe	63,09	59,39	62,16	59,83	62,47	57,12
Si	1,04	2,23	1,14	1,92	0,93	2,99
Total	100	100	100	100	100	100

Figura B.4: Fotomicrografias e porcentagens composicionais da fração magnética da amostra RA\_1-1,5; A e B: Fração fina (< 0,5 mm); C e D: Fração grossa (> 0,5 mm).

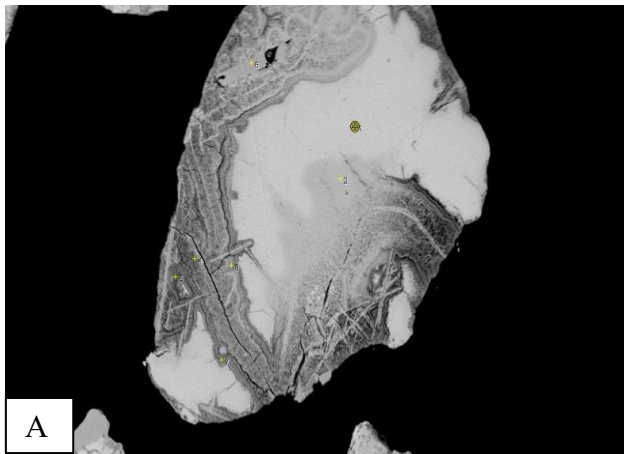


Elementos (%)	Pontos			
	5	6	7	8
O	31,77	32,97	33,68	33,48
Mg	0,53	0,44	0,62	0,59
Al	1,42	1,43	-	-
Ti	9,19	8,25	30,56	30,29
Mn	0,29	0,29	0,71	0,74
Fe	56,48	56,36	34,42	34,91
Cr	0,31	0,27	-	-
Total	100	100	100	100

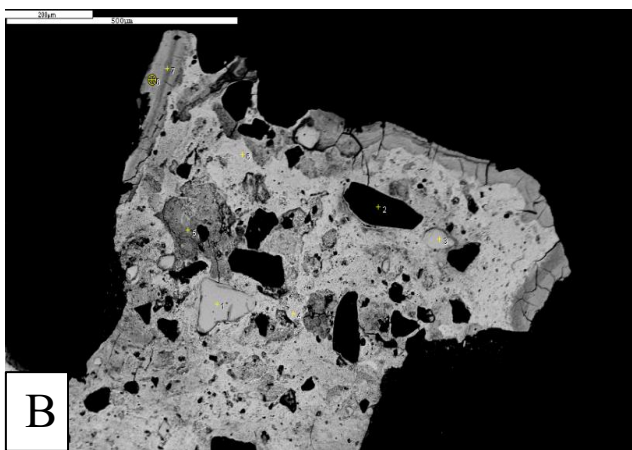


Elementos (%)	Pontos			
	1	2	3	4
O	32,30	31,19	31,84	32,26
Na	0,29	0,21	-	-
Al	4,93	3,09	4,78	3,26
Ti	0,62	0,37	0,52	0,57
Fe	57,70	63,36	59,13	62,36
Si	3,37	1,12	2,81	0,86
Ca	0,18	0,14	0,25	0,20
P	0,61	0,52	0,68	0,50
Total	100	100	100	100

Figura B.5: Fotomicrografias e porcentagens composicionais da fração magnética da amostra RA\_3,5-4; A: Fração fina ( $< 0,5 \text{ mm}$ ); B: Fração grossa ( $> 0,5 \text{ mm}$ ).



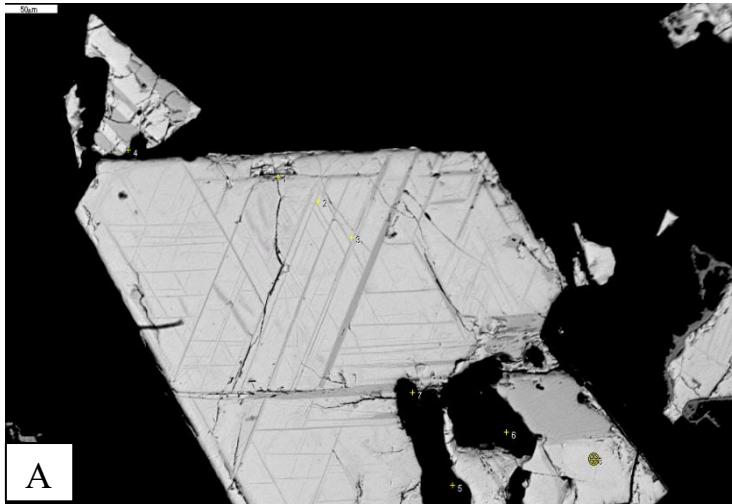
Elementos (%)	Pontos					
	1	2	3	4	5	6
O	29,49	32,64	42,18	37,71	43,85	37,63
Mg	0,78	0,63	-	-	-	1,13
Al	1,19	1,29	1,30	1,48	1,51	0,12
Ti	14,84	16,38	33,81	27,50	22,95	29,14
Mn	0,31	0,37	-	-	-	-
Fe	53,39	48,56	22,34	32,97	30,81	31,98
Si	-	0,14	0,37	0,33	0,25	-
Ca	-	-	-	-	0,11	-
Cr	-	-	-	-	0,19	-
P	-	-	-	-	0,33	-
Total	100	100	100	100	100	100



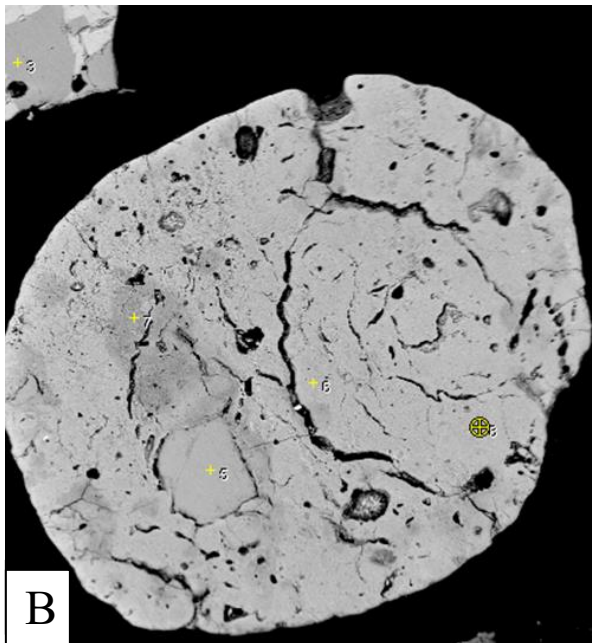
Elementos (%)	Pontos						
	1	2	3	4	5	6	7
O	35,68	53,90	33,25	31,24	30,10	34,81	31,45
Mg	1,09	-	1,09	-	-	-	-
Al	0,12	-	-	2,44	4,23	2,56	6,97
Ti	29,15	-	30,26	0,27	-	-	0,56
Mn	0,30	-	0,36	-	0,51	0,24	0,26
Fe	33,66	0,55	35,05	63,46	63,32	59,81	54,80
Si	-	45,01	-	1,92	0,78	1,93	4,37
Ca	-	-	-	0,10	0,12	0,14	-
P	-	-	-	0,56	0,93	0,51	1,02
Na	-	0,20	-	-	-	-	0,59
Cl	-	0,34	-	-	-	-	-
Total	100	100	100	100	100	100	100

Figura B.6: Fotomicrografias e porcentagens composicionais da fração magnética da amostra RA\_4,5-5; A: Fração fina ( $< 0,5 \text{ mm}$ ); B: Fração grossa ( $> 0,5 \text{ mm}$ ).





Elementos	Pontos			
	(%)	1	2	3
O	30,44	30,13	25,95	28,26
Mg	1,53	0,60	0,49	0,55
Al	-	1,38	-	1,28
Ti	32,42	11,49	33,68	11,62
Mn	0,50	0,25	0,83	0,28
Fe	35,12	55,85	39,05	57,74
Cr	-	0,28	-	0,27
Total	100	100	100	100



Elementos	Pontos				
	(%)	3	5	6	7
O	31,81	30,28	32,11	31,14	34,82
Mg	1,03	0,39	-	-	-
Al	-	-	2,75	2,89	2,83
Ti	31,80	31,74	0,27	0,37	0,41
Mn	0,56	0,86	0,17	0,19	-
Fe	34,81	36,73	63,75	64,30	60,94
Si	-	-	0,44	0,48	0,45
P	-	-	0,32	0,36	0,32
Cr	-	-	0,19	0,27	0,23
Total	100	100	100	100	100

Figura B.7: Fotomicrografias e porcentagens composicionais da fração magnética da amostra RA\_7,5-8; A: Fração fina ( $< 0,5\text{ mm}$ ); B: Fração grossa ( $> 0,5\text{ mm}$ ).

Tabela B.3: Descrição morfológica do perfil RA a cada 10 cm do solo tradado.

Perfil RA			
Prof. (m)	Horizonte	Textura	Consistência seca
0,0 - 0,1	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	ligeiramente duro
0,1 - 0,2	2,5YR 2,5/4	areno - argilosa	duro
0,2 - 0,3	2,5YR 2,5/4	areno - argilosa	duro
0,3 - 0,4	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	ligeiramente duro
0,4 - 0,5	2,5YR 2,5/4	areno - argilosa	duro
0,5 - 0,6	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	ligeiramente duro
0,6 - 0,7	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
0,7 - 0,8	2,5YR 2,5/4	areno - argilosa	duro
0,8 - 0,9	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
0,9 - 1,0	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	macio
1,0 - 1,1	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	macio
1,1 - 1,2	2,5YR 2,5/4	areno - argilosa	macio
1,2 - 1,3	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
1,3 - 1,4	2,5YR 2,5/4	areno - argilosa	macio
1,4 - 1,5	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	macio
1,5 - 1,6	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	ligeiramente duro
1,6 - 1,7	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	macio
1,7 - 1,8	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
1,8 - 1,9	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	macio
1,9 - 2,0	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	ligeiramente duro
2,0 - 2,1	2,5YR 2,5/4	argilosa	macio
2,1 - 2,2	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	ligeiramente duro
2,2 - 2,3	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	macio
2,3 - 2,4	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	macio
2,4 - 2,5	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	macio
2,5 - 2,6	2,5YR 2,5/4	argilosa	macio
2,6 - 2,7	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	ligeiramente duro
2,7 - 2,8	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	ligeiramente duro
2,8 - 2,9	2,5YR 2,5/4	argilosa	macio
2,9 - 3,0	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	ligeiramente duro
3,0 - 3,1	2,5YR 2,5/4	argilosa	macio
3,1 - 3,2	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	macio
3,2 - 3,3	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	macio
3,3 - 3,4	2,5YR 2,5/4	argilosa	macio
3,4 - 3,5	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	macio
3,5 - 3,6	2,5YR 2,5/4	argilosa	macio
3,6 - 3,7	2,5YR 2,5/4	argilosa	macio
3,7 - 3,8	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	ligeiramente duro
3,8 - 3,9	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	macio
3,9 - 4,0	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	ligeiramente duro
4,0 - 4,1	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	muito duro
4,1 - 4,2	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
4,2 - 4,3	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	muito duro
4,3 - 4,4	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	macio
4,4 - 4,5	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
4,5 - 4,6	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
4,6 - 4,7	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
4,7 - 4,8	2,5YR 2,5/4	argilosa	macio
4,8 - 4,9	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	ligeiramente duro
4,9 - 5,0	2,5YR 2,5/4	areno - argilosa	duro
5,0 - 5,1	2,5YR 2,5/4	areno - argilosa	ligeiramente duro
5,1 - 5,2	2,5YR 2,5/4	areno - argilosa	duro
5,2 - 5,3	2,5YR 2,5/4	areno - argilosa	duro
5,3 - 5,4	2,5YR 2,5/4	areno - argilosa	duro
5,4 - 5,5	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
5,5 - 5,6	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
5,6 - 5,7	2,5YR - 3/6	argilo-arenosa	macio
5,7 - 5,8	5YR - 5/8	areno - argilosa	duro
5,8 - 5,9	5YR - 5/8	areno - argilosa	ligeiramente duro
5,9 - 6,0	5YR - 4/6	areno - argilosa	duro
6,0 - 6,1	5YR - 5/8	areno - argilosa	macio
6,1 - 6,2	5YR - 5/8	areno - argilosa	macio
6,2 - 6,3	5YR - 4/6	areno - argilosa	duro
6,3 - 6,4	5YR - 4/6	areno - argilosa	duro
6,4 - 6,5	5YR - 4/6	argilo-arenosa	ligeiramente duro
6,5 - 6,6	5YR - 5/6	areno - argilosa	duro
6,6 - 6,7	5YR - 4/6	areno - argilosa	muito duro
6,7 - 6,8	5YR - 5/6	areno - argilosa	muito duro
6,8 - 6,9	5YR - 4/6	areno - argilosa	muito duro
6,9 - 7,0	5YR - 5/8	areno - argilosa	muito duro
7,0 - 7,1	5YR - 5/6	areno - argilosa	muito duro
7,1 - 7,2	5YR - 5/6	areno - argilosa	muito duro
7,2 - 7,3	5YR - 5/8	argilo-arenosa	duro
7,3 - 7,4	5YR - 5/8	areno - argilosa	muito duro
7,4 - 7,5	-	-	-

7,5 - 7,6	-	-	-
7,6 - 7,7	7,5YR - 6/6	areno - argilosa	macio
7,7 - 7,8	7,5YR - 6/6	arenosa	
7,8 - 7,9	5YR - 5/6	areno - argilosa	muito duro
7,9 - 8,0	7,5YR - 6/6	areno - argilosa	duro
8,0 - 8,1	7,5YR - 6/6	areno - argilosa	muito duro
8,1 - 8,2	7,5YR - 6/6	argilo-arenosa	ligeiramente duro
8,2 - 8,3	7,5YR - 6/7	argilo-arenosa	ligeiramente duro
8,3 - 8,4	7,5YR - 6/8	argilo-arenosa	ligeiramente duro

Tabela B.4: Descrição morfológica do perfil RB a cada 10 cm do solo trado.

Perfil RB			
Prof. (m)	Horizonte	Textura	Consistencia Seca
0,0 - 0,1	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	muito duro
0,1 - 0,2	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
0,2 - 0,3	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	muito duro
0,3 - 0,4	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	muito duro
0,4 - 0,5	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	ligeiramente duro
0,5 - 0,6	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	muito duro
0,6 - 0,7	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
0,7 - 0,8	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	ligeiramente duro
0,8 - 0,9	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	ligeiramente duro
0,9 - 1,0	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	macio
1,0 - 1,1	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	muito duro
1,1 - 1,2	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
1,2 - 1,3	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	ligeiramente duro
1,3 - 1,4	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	ligeiramente duro
1,4 - 1,5	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
1,5 - 1,6	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	macio
1,6 - 1,7	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	macio
1,7 - 1,8	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
1,8 - 1,9	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	ligeiramente duro
1,9 - 2,0	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
2,0 - 2,1	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	ligeiramente duro
2,1 - 2,2	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	ligeiramente duro
2,2 - 2,3	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	ligeiramente duro
2,3 - 2,4	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	ligeiramente duro
2,4 - 2,5	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	ligeiramente duro
2,5 - 2,6	2,5YR 2,5/4	areno-argilosa	ligeiramente duro
2,6 - 2,7	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	ligeiramente duro
2,7 - 2,8	2,5YR 2,5/4	argilosa	duro
2,8 - 2,9	2,5YR 2,5/4	areno-argilosa	macia
2,9 - 3,0	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
3,0 - 3,1	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
3,1 - 3,2	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	ligeiramente duro
3,2 - 3,3	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	ligeiramente duro
3,3 - 3,4	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
3,4 - 3,5	2,5YR 2,5/4	areno-argilosa	ligeiramente duro
3,5 - 3,6	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
3,6 - 3,7	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
3,7 - 3,8	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	ligeiramente duro
3,8 - 3,9	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	ligeiramente duro
3,9 - 4,0	2,5YR 2,5/4	argilosa	macio
4,0 - 4,1	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	macio
4,1 - 4,2	2,5YR 2,5/4	argilosa	macio
4,2 - 4,3	2,5YR 2,5/4	argilosa	ligeiramente duro
4,3 - 4,4	2,5YR 2,5/4	argilosa	ligeiramente duro
4,4 - 4,5	2,5YR 2,5/4	argilosa	ligeiramente duro
4,5 - 4,6	2,5YR 2,5/4	argilosa	macio
4,6 - 4,7	2,5YR 2,5/4	argilosa	macio

4,7 - 4,8	7,5YR 6/8	areno-argilosa	macio
4,8 - 4,9	7,5YR 6/8	areno-argilosa	macio
4,9 - 5,0	7,5YR 6/8	areno-argilosa	macio
5,0 - 5,1	10 YR 7/8	arenosa	macio
5,1 - 5,2	10 YR 7/8	areno-argilosa	macio
5,2 - 5,3	10 YR 7/8 mosqueado com 7,5YR 6/8	areno-argilosa	macio
5,3 - 5,4	10 YR 7/8 mosqueado com 7,5YR 6/8	argilosa	macio
5,4 - 5,5	2,5YR 2,5/4 mosqueado com 7,5YR 6/8	argilosa	ligeiramente duro
5,5 - 5,6	2,5YR 2,5/4 mosqueado com 7,5YR 6/8	argilosa	ligeiramente duro
5,6 - 5,7	2,5YR 2,5/4 mosqueado com 7,5YR 6/8	argilosa	duro
5,7 - 5,8	2,5YR 2,5/4 mosqueado com 7,5YR 6/8	argilosa	duro

Tabela B.5: Descrição morfológica do perfil RC a cada 10 cm do solo trado.

Perfil RC			
Prof. (m)	Horizonte	Textura	Consistência Seca
0,0 - 0,1	2,5YR 2,5/4	areno-argilosa	duro
0,1 - 0,2	2,5YR 2,5/4	areno-argilosa	duro
0,2 - 0,3	2,5YR 2,5/4	areno-argilosa	muito duro
0,3 - 0,4	2,5YR 2,5/4	areno-argilosa	muito duro
0,4 - 0,5	2,5YR 2,5/4	areno-argilosa	muito duro
0,5 - 0,6	2,5YR 2,5/4	areno-argilosa	muito duro
0,6 - 0,7	-	-	-
0,7 - 0,8	2,5YR 2,5/4	areno-argilosa	duro
0,8 - 0,9	2,5YR 2,5/4	areno-argilosa	muito duro
0,9 - 1,0	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
1,0 - 1,1	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
1,1 - 1,2	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
1,2 - 1,3	2,5YR 2,5/4	argilosa	duro
1,3 - 1,4	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
1,4 - 1,5	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
1,5 - 1,6	2,5YR 2,5/4	argilosa	macio
1,6 - 1,7	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
1,7 - 1,8	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
1,8 - 1,9	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
1,9 - 2,0	2,5YR 2,5/4	argilosa	ligeiramente duro
2,0 - 2,1	2,5YR 2,5/4	argilosa	macio
2,1 - 2,2	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
2,2 - 2,3	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	macio
2,3 - 2,4	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	macio
2,4 - 2,5	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
2,5 - 2,6	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
2,6 - 2,7	2,5YR 2,5/4	argilosa	duro
2,7 - 2,8	2,5YR 2,5/4	argilosa	ligeiramente duro
2,8 - 2,9	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	duro
2,9 - 3,0	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	ligeiramente duro
3,0 - 3,1	2,5YR 2,5/4	argilosa	macio
3,1 - 3,2	2,5YR 2,5/4	argilosa	ligeiramente duro
3,2 - 3,3	2,5YR 2,5/4	argilosa	duro
3,3 - 3,4	2,5YR 2,5/4	argilosa	ligeiramente duro
3,4 - 3,5	2,5YR 2,5/4	argilosa	duro
3,5 - 3,6	2,5YR 2,5/4	argilosa	duro
3,6 - 3,7	2,5YR 2,5/4	argilosa	duro
3,7 - 3,8	2,5YR 2,5/4	argilosa	ligeiramente duro
3,8 - 3,9	2,5YR 2,5/4	argilosa	ligeiramente duro
3,9 - 4,0	2,5YR 2,5/4	argilosa	ligeiramente duro
4,0 - 4,1	2,5YR 2,5/4	argilosa	ligeiramente duro
4,1 - 4,2	2,5YR 2,5/4	argilosa	ligeiramente duro
4,2 - 4,3	2,5YR 2,5/4	argilosa	ligeiramente duro

4,3 - 4,4	2,5YR 2,5/4	argilosa	ligeiramente duro
4,4 - 4,5	2,5YR 2,5/4	argilosa	ligeiramente duro
4,5 - 4,6	2,5YR 2,5/4	argilosa	ligeiramente duro
4,6 - 4,7	2,5YR 2,5/4	argilosa	ligeiramente duro
4,7 - 4,8	2,5YR 2,5/4	argilosa	ligeiramente duro
4,8 - 4,9	2,5YR 2,5/4	argilosa	ligeiramente duro
4,9 - 5,0	2,5YR 2,5/4	argilosa	ligeiramente duro
5,0 - 5,1	2,5YR 2,5/4	argilosa	ligeiramente duro
5,1 - 5,2	2,5YR 2,5/4	argilosa	ligeiramente duro
5,2 - 5,3	2,5YR 2,5/4	argilosa	ligeiramente duro
5,3 - 5,4	2,5YR 2,5/4	argilosa	ligeiramente duro
5,4 - 5,5	2,5YR 2,5/4	argilosa	ligeiramente duro
5,5 - 5,6	2,5YR 2,5/4	argilo-arenosa	ligeiramente duro
5,6 - 5,7	2,5YR 2,5/4	argilosa	ligeiramente duro
5,7 - 5,8	2,5YR 2,5/4	argilosa	ligeiramente duro
5,8 - 5,9	2,5YR 2,5/4	argilosa	ligeiramente duro
5,9 - 6,0	2,5YR 2,5/4	argilosa	duro
6,0 - 6,1	2,5YR 2,5/4	argilosa	duro
6,1 - 6,2	2,5YR 2,5/4	argilosa	duro
6,2 - 6,3	2,5YR 2,5/4	argilosa	duro
6,3 - 6,4	2,5YR 2,5/4	argilosa	duro
6,4 - 6,5	2,5YR 2,5/4	argilosa	duro
6,5 - 6,6	2,5YR 2,5/4	argilosa	duro
6,6 - 6,7	2,5YR 2,5/4	argilosa	duro
6,7 - 6,8	2,5YR 2,5/4	argilosa	duro
6,8 - 6,9	2,5YR 2,5/4	argilosa	duro
6,9 - 7,0	2,5YR 2,5/4	argilosa	duro
7,0 - 7,1	2,5YR 2,5/4	argilosa	duro
7,1 - 7,2	2,5YR 2,5/4 mosqueado com 10 YR 6/8	argilosa	muito duro
7,2 - 7,3	2,5YR 2,5/4 mosqueado com 10 YR 6/8	argilosa	muito duro
7,3 - 7,4	2,5YR 2,5/4 mosqueado com 10 YR 6/8	argilosa	muito duro
7,4 - 7,5	2,5YR 2,5/4 mosqueado com 10 YR 6/8	argilosa	muito duro
7,5 - 7,6	2,5YR 2,5/4 mosqueado com 10 YR 6/8	argilosa	muito duro
7,6 - 7,7	2,5YR 2,5/4 mosqueado com 10 YR 6/8	argilosa	muito duro
7,7 - 7,8	10 YR 7/8	argilosa	duro
7,8 - 7,9	10 YR 7/8	argilosa	duro
7,9 - 8,0	10 YR 7/8	argilosa	duro
8,0 - 8,1	10 YR 7/8	argilosa	duro
8,1 - 8,2	10 YR 7/8	argilosa	duro
8,2 - 8,3	10 YR 8/8	argilosa	duro
8,3 - 8,4	10 YR 8/8	argilosa	duro
8,4 - 8,5	10 YR 8/8	argilosa	duro
8,5 - 8,6	10 YR 8/8	argilosa	ligeiramente duro
8,6 - 8,7	10 YR 8/8	argilosa	ligeiramente duro
8,7 - 8,8	10 YR 8/8	argilosa	ligeiramente duro
8,8 - 8,9	10 YR 8/8	argilosa	ligeiramente duro
8,9 - 9,0	10 YR 8/8	argilosa	ligeiramente duro
9,0 - 9,1	10 YR 8/8	argilosa	ligeiramente duro
9,1 - 9,2	10 YR 8/8	argilosa	ligeiramente duro
9,2 - 9,3	10 YR 8/8	argilosa	ligeiramente duro
9,3 - 9,4	10 YR 8/8	argilosa	ligeiramente duro
9,4 - 9,5	10 YR 8/8	argilosa	ligeiramente duro
9,5 - 9,6	10 YR 8/8	argilosa	ligeiramente duro

## Anexo C

Tabela C.1: Transferência ( $\tau$ ) dos componentes maiores, perda ao fogo e transferência de massa ( $\tau_m$ ) no ponto RA, em porcentagem, com TiO<sub>2</sub> imóvel.

Ponto RA												
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P. F.	$\tau_m$
	$\tau$ %											
RA_0-0.5	-65,5	0,0	0,7	-7,0	-51,8	-97,2	-99,5	-99,3	-97,3	-63,3	6738,0	-42,2
RA_0.5-1	-66,6	0,0	-1,0	-7,2	-56,3	-97,5	-99,5	-99,1	-97,3	-67,5	6290,6	-43,6
RA_1-1.5	-66,8	0,0	3,0	-4,7	-58,9	-97,5	-99,5	-99,3	-98,0	-72,7	6077,7	-43,0
RA_1.5-2	-67,6	0,0	-1,9	-7,9	-59,8	-97,4	-99,6	-99,1	-97,4	-76,5	5716,0	-45,0
RA_2-2.5	-67,6	0,0	-0,6	-7,2	-62,7	-97,8	-99,6	-99,4	-98,1	-78,6	5634,8	-44,9
RA_2.5-3	-67,2	0,0	6,0	-4,6	-63,4	-97,8	-99,7	-99,3	-98,0	-78,5	6148,7	-42,8
RA_3-3.5	-66,3	0,0	8,2	-3,7	-62,6	-97,6	-99,5	-99,3	-98,0	-78,6	6135,8	-42,0
RA_3.5-4	-67,7	0,0	5,9	-4,8	-61,9	-97,6	-99,5	-99,3	-98,0	-78,9	5948,4	-43,3
RA_4-4.5	-66,4	0,0	22,3	13,2	-26,7	-95,8	-99,5	-99,3	-98,5	-53,3	6752,8	-36,3
RA_4.5-5	-67,2	0,0	7,6	-3,0	-60,0	-97,6	-99,7	-99,3	-97,3	-79,9	6052,1	-42,3
RA_5-5.5	-67,7	0,0	9,1	0,1	-59,3	-97,4	-99,6	-99,1	-97,9	-79,4	6111,3	-41,8
RA_5.5-6	-78,9	0,0	7,2	-0,3	-63,0	-97,9	-99,6	-99,4	-98,1	-60,6	6534,8	-47,1
RA_6-6.5	-80,0	0,0	10,5	4,5	-56,0	-97,5	-99,7	-99,4	-98,7	-53,5	6941,9	-45,8
RA_6.5-7	-67,3	0,0	6,7	-3,8	-61,7	-97,8	-99,6	-99,3	-98,0	-79,6	6509,9	-42,1
RA_7-7.5	-70,0	0,0	13,4	15,6	-21,3	-95,4	-99,6	-99,3	-98,5	-28,5	7161,0	-38,2
RA_7.5-8	-63,1	0,0	18,8	17,7	4,1	-94,6	-99,7	-99,2	-98,4	-29,5	7062,3	-33,9
RA_8-8.5	-58,2	0,0	22,2	21,0	14,7	-92,9	-99,3	-98,9	-98,4	-25,4	7184,4	-30,1
Média	-67,9	0,0	8,1	1,0	-47,4	-96,9	-99,6	-99,3	-98,0	-63,8	6411,8	-41,4

Tabela C.2: Transferência ( $\tau$ ) dos componentes maiores, perda ao fogo e transferência de massa ( $\tau_m$ ) no ponto RB, em porcentagem, com TiO<sub>2</sub> imóvel.

Ponto RB												
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P. F.	$\tau_m$
	$\tau$ %											
RB_0-0,5	-60,2	0,0	0,6	-13,0	-60,7	-97,5	-99,3	-99,3	-97,2	-64,6	6777,3	-40,6
RB_0,5-1	-59,0	0,0	9,2	-8,3	-63,3	-95,6	-99,5	-98,8	-92,8	-73,9	6567,3	-38,5
RB_1-1,5	-61,3	0,0	8,7	-7,8	-67,5	-97,7	-99,6	-99,3	-97,2	-76,3	6447,6	-39,6
RB_1,5-2	-61,2	0,0	3,3	-11,2	-66,8	-97,7	-99,6	-99,3	-97,9	-78,1	6245,8	-40,0
RB_2-2,5	-61,3	0,0	10,6	-9,5	-67,5	-97,9	-99,6	-99,5	-97,2	-78,0	6497,9	-39,6
RB_2,5-3	-61,3	0,0	9,2	-10,2	-65,6	-97,9	-99,6	-99,3	-96,5	-79,4	6171,0	-40,3
RB_3-3,5	-61,7	0,0	10,4	-8,5	-66,4	-97,9	-99,6	-99,3	-97,2	-80,2	6258,4	-39,9
RB_3,5-4	-61,8	0,0	12,2	-5,7	-66,7	-97,8	-99,6	-99,0	-97,1	-80,4	6284,3	-39,2
RB_4-4,5	-63,2	0,0	12,7	-4,7	-64,6	-97,9	-99,6	-99,1	-97,2	-80,1	6346,8	-39,6
RB_4,5-5	-86,0	0,0	16,6	7,2	-68,0	-97,9	-99,8	-99,4	-98,7	-34,1	7863,7	-46,3
RB_5-5,5	-81,0	0,0	12,2	12,5	-49,1	-97,3	-99,8	-99,3	-98,7	-31,6	7610,2	-43,9
RB_5,5-6	-71,6	0,0	10,2	9,8	3,0	-96,2	-99,5	-99,1	-97,2	-49,8	7088,3	-40,5
Média	-65,8	0,0	9,7	-4,1	-58,6	-97,4	-99,6	-99,2	-97,1	-67,2	6679,9	-40,7

Tabela C.3: Transferência ( $\tau$ ) dos componentes maiores, perda ao fogo e transferência de massa ( $\tau_m$ ) no ponto RC, em porcentagem, com  $\text{TiO}_2$  imóvel.

	Ponto RC											$\tau_m$
	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$	$\text{MnO}$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{P}_2\text{O}_5$	P. F.	
	$\tau \%$											
RC_0-0,5	-51,4	0,0	3,8	-14,6	-58,3	-97,3	-98,9	-99,5	-95,5	-69,1	6956,8	-35,8
RC_0,5-1	-51,5	0,0	14,6	-9,2	-70,7	-97,2	-99,1	-99,2	-97,7	-74,5	7038,4	-33,6
RC_1-1,5	-51,5	0,0	10,7	-11,3	-71,7	-97,6	-99,3	-99,2	-96,9	-75,8	6506,2	-35,0
RC_1,5-2	-51,6	0,0	8,2	-12,9	-72,1	-97,6	-99,5	-99,2	-96,2	-77,9	6248,3	-36,0
RC_2-2,5	-52,2	0,0	10,5	-11,9	-71,7	-97,6	-99,7	-99,5	-97,0	-79,4	6208,3	-35,8
RC_2,5-3	-52,1	0,0	16,8	-10,1	-70,7	-97,8	-99,7	-99,2	-96,1	-78,4	6468,3	-34,3
RC_3-3,5	-51,7	0,0	12,5	-10,9	-70,9	-97,4	-99,7	-99,2	-96,2	-80,0	6127,8	-35,6
RC_3,5-4	-53,5	0,0	12,0	-11,8	-72,0	-97,5	-99,7	-99,5	-97,0	-81,0	6102,3	-36,4
RC_4-4,5	-53,6	0,0	14,5	-8,6	-70,6	-97,3	-99,8	-99,2	-97,0	-80,1	6168,2	-35,7
RC_4,5-5	-53,5	0,0	13,6	-10,0	-70,3	-97,4	-99,8	-99,5	-97,0	-80,1	6154,9	-35,8
RC_5-5,5	-53,0	0,0	15,1	-8,3	-70,6	-97,3	-99,8	-99,0	-96,9	-80,6	6303,3	-34,9
RC_5,5-6	-51,2	0,0	18,3	-5,2	-70,8	-97,3	-99,7	-98,9	-96,8	-80,3	6446,1	-32,9
RC_6-6,5	-51,1	0,0	17,3	-2,8	-70,2	-97,3	-99,8	-99,5	-96,9	-80,3	6138,7	-33,2
RC_6,5-7	-47,8	0,0	20,1	3,7	-70,6	-97,4	-99,9	-99,2	-95,9	-79,7	6149,9	-29,9
RC_7-7,5	-41,0	0,0	23,0	22,8	-67,1	-96,7	-99,8	-98,8	-96,4	-72,4	6869,8	-22,6
RC_7,5-8	-45,7	0,0	27,3	17,9	-28,5	-95,7	-99,8	-98,8	-97,3	-71,9	6947,7	-24,5
RC_8-8,5	-50,0	0,0	26,1	18,7	16,5	-94,3	-99,7	-99,4	-98,3	-67,9	7083,2	-26,3
RC_8,5-9	-51,4	0,0	18,2	14,7	6,0	-93,9	-99,6	-99,2	-98,3	-63,3	6755,0	-29,1
RC_9-9,5	-50,1	0,0	23,2	13,8	57,3	-91,9	-99,1	-98,9	-97,4	-60,7	7396,9	-26,9
Média	-50,7	0,0	16,1	-1,9	-52,5	-96,7	-99,6	-99,2	-96,9	-75,4	6530,0	-32,3

Tabela C.4: Transferência de massas ( $\tau$ ) dos metais traço (exceto ETRs) no ponto RA, com  $\text{TiO}_2$  imóvel, em porcentagem.

Ponto RA														
	RA_0-0.5	RA_0.5-1	RA_1-1.5	RA_1.5-2	RA_2-2.5	RA_2.5-3	RA_3-3.5	RA_3.5-4	RA_4-4.5	RA_4.5-5	RA_5-5.5	RA_5.5-6	RA_6-6.5	Média
	$\tau$ %													
Li	-0,6	-5,0	-3,7	-4,1	-12,0	-33,1	-7,5	1,0	14,7	4,3	3,9	-9,2	-35,0	-6,6
Be	-49,6	-53,8	-51,0	-51,8	-58,5	-60,6	-57,7	-56,8	-50,5	-53,8	-53,1	-1,1	-1,5	-46,1
Sc	-89,3	-15,6	-74,7	-8,4	-12,7	-88,7	-3,9	-15,4	-4,6	-52,5	-18,9	54,4	13,9	-24,3
V	-32,9	-34,3	-31,5	-38,7	-30,4	-33,8	-32,4	-32,1	-22,4	-29,4	-29,6	9,3	-23,4	-27,8
Cr	2471,7	2406,9	2412,3	2211,5	2441,4	2331,6	2347,2	2492,1	2736,0	2687,3	2691,0	3308,0	3103,5	2587,7
Co	-31,4	-29,4	-40,5	-43,6	-48,7	-56,7	-57,3	-45,3	-47,9	-50,6	-43,7	-24,1	-20,4	-41,5
Ni	33,1	28,3	35,1	23,9	22,1	16,7	20,9	26,4	42,5	31,5	35,4	40,0	20,1	28,9
Cu	-28,0	-33,3	-33,7	-36,8	-45,1	-47,0	-42,3	-39,9	-31,5	-34,1	-28,8	17,6	8,1	-28,8
Zn	-46,2	-48,6	-47,4	-56,5	-48,8	-52,5	-54,4	-53,0	-45,4	-47,4	-50,6	-21,6	-46,3	-47,6
Ga	7,9	5,9	7,4	5,6	4,5	3,9	12,5	9,4	23,0	13,3	12,2	45,6	9,3	12,3
Rb	-98,2	-95,4	-97,6	-96,1	-96,1	-97,3	-95,5	-95,9	-95,2	-97,0	-96,4	-96,6	-98,2	-96,6
Sr	-99,3	-99,2	-97,6	-98,5	-97,5	-97,6	-98,5	-99,3	-99,3	-99,6	-99,4	-99,4	-99,6	-98,8
Y	-77,8	-56,6	-64,4	-64,4	-71,7	-88,0	-74,4	-75,5	-68,5	-60,1	-37,8	-47,6	-55,2	-64,8
Zr	11,2	8,1	8,3	7,9	5,9	11,0	16,3	11,6	27,5	18,4	17,3	50,1	3,1	15,1
Nb	49,6	48,5	52,7	44,0	47,8	52,9	56,5	51,8	74,1	55,5	49,9	91,7	26,2	53,9
Mo	49,6	45,3	45,9	42,7	51,5	52,0	52,4	45,5	72,3	49,5	46,4	68,5	12,7	48,8
Cd	-1,2	-13,4	-3,3	-3,6	-8,3	-3,6	-10,7	0,4	17,6	-1,1	7,7	145,4	5,1	10,1
Sb*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs	-5,5	14,7	-15,9	-6,3	-11,0	-18,9	-1,1	-9,7	3,4	-24,1	-19,4	-42,7	-66,9	-15,6
Ba	-93,3	-92,2	-93,9	-95,0	-94,9	-97,3	-96,1	-96,7	-96,3	-96,9	-96,0	-96,3	-96,0	-95,5
Hf	16,8	10,3	14,1	15,3	13,7	18,2	20,8	18,9	36,9	22,7	25,4	50,6	9,9	21,0
Ta	-5,4	-7,6	-4,2	-9,9	-6,5	-2,3	1,0	-3,9	10,0	-0,7	-5,5	21,5	-20,0	-2,6
Pb	240,6	211,0	185,9	183,1	188,6	194,6	214,2	199,7	231,1	205,0	188,9	217,6	102,1	197,1
Bi	434,5	401,8	396,1	433,1	442,3	1039,1	491,7	438,7	521,5	456,6	403,7	302,3	116,7	452,2
Th	20,5	122,5	81,5	132,4	139,4	1,0	172,9	138,1	157,3	89,5	125,3	85,2	26,7	99,4
U	138,0	114,7	197,1	133,0	148,4	224,7	174,4	171,7	158,4	145,1	141,1	241,3	76,2	158,8

\*Elemento não medido no diabásio.



Ponto RA														
	RA_0-0.5	RA_0.5-1	RA_1-1.5	RA_1.5-2	RA_2-2.5	RA_2.5-3	RA_3-3.5	RA_3.5-4	RA_4-4.5	RA_4.5-5	RA_5-5.5	RA_5.5-6	RA_6-6.5	Média
	$\tau$ %													
La	-37,6	-24,3	-29,1	-36,3	-48,1	-61,8	-45,4	-46,3	-22,8	-15,5	-11,6	-28,7	-41,5	-34,5
Ce	-22,7	30,4	29,9	22,2	13,1	-31,0	39,8	21,1	27,6	16,2	30,9	11,1	3,1	14,8
Pr	-47,3	-24,7	-27,6	-33,9	-46,3	-64,0	-45,3	-41,4	-16,2	-15,5	-12,1	-21,0	-35,5	-33,1
Nd	-53,0	-29,4	-32,7	-38,1	-49,9	-67,3	-49,7	-45,1	-20,9	-20,6	-18,7	-25,8	-38,4	-37,7
Sm	-57,9	-28,8	-33,6	-36,7	-48,2	-69,1	-49,4	-45,4	-24,1	-23,3	-16,0	-19,9	-33,1	-37,4
Eu	-72,3	-46,8	-51,0	-53,5	-62,4	-78,8	-66,1	-62,0	-46,9	-42,7	-36,0	-36,7	-47,3	-54,0
Gd	-60,5	-32,5	-37,8	-41,1	-52,3	-72,5	-52,8	-51,8	-35,8	-26,9	-14,2	-21,9	-36,0	-41,3
Tb	-70,5	-43,9	-50,3	-50,1	-59,2	-80,7	-62,5	-61,6	-48,5	-39,8	-25,6	-26,5	-40,1	-50,7
Dy	-76,5	-48,9	-56,5	-55,0	-63,6	-83,9	-67,1	-65,7	-54,8	-47,2	-30,5	-30,0	-43,0	-55,6
Ho	-79,5	-52,3	-61,3	-58,4	-67,0	-86,4	-69,5	-69,2	-59,7	-53,2	-35,5	-35,6	-47,0	-59,6
Er	-80,6	-52,1	-62,5	-57,6	-65,8	-86,9	-67,9	-68,3	-58,6	-52,8	-34,6	-34,8	-47,2	-59,2
Tm	-81,8	-50,0	-62,2	-56,3	-63,7	-87,6	-67,8	-66,7	-55,9	-52,4	-34,9	-31,8	-43,4	-58,0
Yb	-82,4	-48,0	-62,8	-51,3	-59,7	-87,1	-63,6	-62,1	-50,9	-48,7	-31,3	-27,1	-38,8	-54,9
Lu	-83,6	-49,3	-64,1	-52,7	-61,3	-88,6	-64,4	-63,4	-52,5	-51,6	-32,6	-30,5	-41,4	-56,6

Tabela C.5: Transferência de massas ( $\tau$ ) dos elementos terras raras no ponto RA, com TiO<sub>2</sub> imóvel, em porcentagem.

Tabela C.6: Transferência de massa de Hg ( $\tau$ ) nos três perfis analisados, em porcentagem, com TiO<sub>2</sub> imóvel.

Ponto - RA		Ponto - RB		Ponto - RC	
Amostra	T <sub>TiO<sub>2</sub>, Hg</sub> (%)	Amostra	T <sub>TiO<sub>2</sub>, Hg</sub> (%)	Amostra	T <sub>TiO<sub>2</sub>, Hg</sub> (%)
RA_0-0,5	234,1	RB_0-0,5	185,9	RC_0-0,5	318,1
RA_0,5-1	171,6	RB_0,5-1	97,4	RC_0,5-1	129,0
RA_1-1,5	78,9	RB_1-1,5	79,2	RC_1-1,5	98,7
RA_1,5-2	57,3	RB_1,5-2	80,6	RC_1,5-2	87,6
RA_2-2,5	62,0	RB_2-2,5	110,5	RC_2-2,5	143,3
RA_2,5-3	104,0	RB_2,5-3	158,1	RC_2,5-3	179,3
RA_3-3,5	141,4	RB_3-3,5	112,7	RC_3-3,5	163,6
RA_3,5-4	130,7	RB_3,5-4	54,5	RC_3,5-4	115,0
RA_4-4,5	82,4	RB_4-4,5	36,9	RC_4-4,5	112,8
RA_4,5-5	50,5	RB_4,5-5	-52,5	RC_4,5-5	82,9
RA_5-5,5	11,1	RB_5-5,5	-20,1	RC_5-5,5	109,6
RA_5,5-6	-18,5	RB_5,5-6	28,2	RC_5,5-6	76,7
RA_6-6,5	-36,5	Média	72,6	RC_6-6,5	46,0
RA_6,5-7	-28,1			RC_6,5-7	47,4
RA_7-7,5	-70,9			RC_7-7,5	41,5
RA_7,5-8	-57,4			RC_7,5-8	11,1
RA_8-8,5	-55,8			RC_8-8,5	-1,8
Média	50,4			RC_8,5-9	-34,8
				RC_9-9,5	-84,0
				Média	86,4

Tabela C.7: Índices de intemperismo nos perfis amostrados RA, RB e RC. Índice químico de alteração (CIA – molar), índice potencial de intemperismo (WPI – % em massa) e índice de lateritização (IOL – % em massa).

Ponto - RA				Ponto - RB				Ponto - RC			
Amostra	CIA	WPI	IOL	Amostra	CIA	WPI	IOL	Amostra	CIA	WPI	IOL
RA_0-0,5	98,99	-16,23	63,59	RB_0-0,5	98,75	-15,80	59,43	RC_0-0,5	98,29	-14,79	54,70
RA_0,5-1	98,94	-15,42	64,11	RB_0,5-1	98,71	-14,32	60,34	RC_0,5-1	98,67	-14,40	56,75
RA_1-1,5	99,14	-14,66	64,98	RB_1-1,5	99,16	-14,68	61,68	RC_1-1,5	98,90	-13,58	56,06
RA_1,5-2	99,09	-14,23	64,59	RB_1,5-2	99,24	-14,60	60,59	RC_1,5-2	99,07	-13,22	55,58
RA_2-2,5	99,21	-14,01	64,84	RB_2-2,5	99,31	-14,83	61,73	RC_2-2,5	99,33	-13,13	56,28
RA_2,5-3	99,29	-14,82	65,59	RB_2,5-3	99,20	-14,15	61,50	RC_2,5-3	99,25	-13,39	57,23
RA_3-3,5	99,17	-14,46	65,33	RB_3-3,5	99,18	-14,28	62,05	RC_3-3,5	99,24	-12,77	56,41
RA_3,5-4	99,17	-14,37	65,92	RB_3,5-4	99,19	-14,16	62,63	RC_3,5-4	99,42	-13,00	57,14
RA_4-4,5	99,23	-14,43	68,57	RB_4-4,5	99,20	-14,42	63,68	RC_4-4,5	99,43	-12,95	57,93
RA_4,5-5	99,26	-14,40	65,98	RB_4,5-5	99,60	-21,55	83,26	RC_4,5-5	99,49	-13,00	57,56
RA_5-5,5	99,24	-14,39	66,83	RB_5-5,5	99,51	-19,57	78,64	RC_5-5,5	99,36	-13,11	57,69
RA_5,5-6	99,29	-17,47	75,33	RB_5,5-6	99,06	-16,61	70,71	RC_5,5-6	99,29	-12,98	57,51
RA_6-6,5	99,39	-18,25	76,99	Média	99,18	-15,75	65,52	RC_6-6,5	99,49	-12,34	57,65
RA_6,5-7	99,22	-15,63	65,84					RC_6,5-7	99,44	-11,75	57,13
RA_7-7,5	99,26	-16,06	70,41					RC_7-7,5	99,37	-11,80	56,49
RA_7,5-8	99,38	-14,55	66,64					RC_7,5-8	99,38	-12,28	58,40
RA_8-8,5	98,95	-13,74	64,44					RC_8-8,5	99,49	-12,86	60,36
Média	99,19	-15,13	67,06					RC_8,5-9	99,26	-12,67	59,89
								RC_9-9,5	99,72	-13,37	59,62
								Média	99,21	-13,02	57,39

Tabela C.8: Matriz de correlação – Coeficiente de Pearson entre as amostras RA.

	RA 0-0,5	RA 0,5-1	RA 1-1,5	RA 1,5-2	RA 2-2,5	RA 2,5-3	RA 3-3,5	RA 3,5-4	RA 4-4,5	RA 4,5-5	RA 5-5,5	RA 5,5-6	RA 6-6,5	RA 6,5-7	RA 7-7,5	RA 7,5-8	RA 8-8,5
RA_0-0,5	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	1,00	1,00	0,95	0,94	1,00	0,98	1,00	1,00
RA_0,5-1	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	1,00	1,00	0,96	0,95	1,00	0,99	1,00	1,00
RA_1-1,5	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,96	0,95	1,00	0,99	1,00	1,00
RA_1,5-2	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	1,00	1,00	0,96	0,95	1,00	0,99	1,00	1,00
RA_2-2,5	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,96	0,95	1,00	0,99	1,00	1,00
RA_2,5-3	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,97	0,96	1,00	0,99	1,00	1,00
RA_3-3,5	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,97	0,96	1,00	0,99	1,00	1,00
RA_3,5-4	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,97	0,96	1,00	0,99	1,00	1,00
RA_4-4,5	0,99	0,99	1,00	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,98	0,98	1,00	1,00	1,00	0,99
RA_4,5-5	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,97	0,96	1,00	0,99	1,00	1,00
RA_5-5,5	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,98	0,97	1,00	0,99	1,00	1,00
RA_5,5-6	0,95	0,96	0,96	0,96	0,96	0,97	0,97	0,97	0,98	0,97	0,98	1,00	1,00	0,97	0,99	0,97	0,96
RA_6-6,5	0,94	0,95	0,95	0,95	0,95	0,96	0,96	0,96	0,98	0,96	0,97	1,00	1,00	0,96	0,99	0,96	0,95
RA_6,5-7	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,97	0,96	1,00	0,99	1,00	1,00
RA_7-7,5	0,98	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00	1,00	0,99
RA_7,5-8	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,97	0,96	1,00	1,00	1,00	1,00
RA_8-8,5	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	1,00	1,00	0,96	0,95	1,00	0,99	1,00	1,00

Tabela C.9: Matriz de correlação – Coeficiente de Pearson entre as amostras RB.

	RB 0-0,5	RB 0,5-1	RB 1-1,5	RB 1,5-2	RB 2-2,5	RB 2,5-3	RB 3-3,5	RB 3,5-4	RB 4-4,5	RB 4,5-5	RB 5-5,5	RB 5,5-6
RB_0-0,5	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	0,83	0,88	0,96
RB_0,5-1	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,84	0,89	0,96
RB_1-1,5	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,86	0,91	0,97
RB_1,5-2	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,84	0,89	0,96
RB_2-2,5	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,86	0,90	0,97
RB_2,5-3	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,86	0,90	0,97
RB_3-3,5	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,86	0,91	0,97
RB_3,5-4	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,87	0,91	0,97
RB_4-4,5	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,88	0,92	0,98
RB_4,5-5	0,83	0,84	0,86	0,84	0,86	0,86	0,86	0,87	0,88	1,00	0,99	0,95
RB_5-5,5	0,88	0,89	0,91	0,89	0,90	0,90	0,91	0,91	0,92	0,99	1,00	0,98
RB_5,5-6	0,96	0,96	0,97	0,96	0,97	0,97	0,97	0,97	0,98	0,95	0,98	1,00

Tabela C.10: Matriz de correlação – Coeficiente de Pearson entre as amostras RC.

	RC 0-0,5	RC 0,5-1	RC 1-1,5	RC 1,5-2	RC 2-2,5	RC 2,5-3	RC_ 3-3,5	RC 3,5-4	RC 4-4,5	RC 4,5-5	RC 5-5,5	RC 5,5-6	RC 6-6,5	RC 6,5-7	RC 7-7,5	RC 7,5-8	RC 8-8,5	RC 8,5-9	RC 9-9,5
RC_0-0,5	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99
RC_0,5-1	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	0,99	1,00
RC_1-1,5	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	0,99	0,99
RC_1,5-2	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	0,99	0,99
RC_2-2,5	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	0,99	0,99
RC_2,5-3	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	1,00	0,99	0,99	1,00
RC_3-3,5	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	0,99	0,99
RC_3,5-4	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	1,00	0,99	0,99	1,00
RC_4-4,5	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00
RC_4,5-5	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	1,00	0,99	0,99	1,00
RC_5-5,5	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	1,00
RC_5,5-6	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	1,00
RC_6-6,5	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
RC_6,5-7	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
RC_7-7,5	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
RC_7,5-8	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
RC_8-8,5	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
RC_8,5-9	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
RC_9-9,5	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	1,00	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00

Tabela C.11: Matriz de correlação – Coeficiente de Pearson entre as amostras RA e RB.

	RB 0-0,5	RB 0,5-1	RB 1-1,5	RB 1,5-2	RB 2-2,5	RB 2,5-3	RB 3-3,5	RB 3,5-4	RB 4-4,5	RB 4,5-5	RB 5-5,5	RB 5,5-6
RA_0-0,5	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,88	0,93	0,98
RA_0,5-1	0,99	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,89	0,93	0,98
RA_1-1,5	0,99	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	1,00	1,00	1,00	0,90	0,94	0,99
RA_1,5-2	0,99	0,99	1,00	0,99	1,00	0,99	1,00	1,00	1,00	0,90	0,94	0,99
RA_2-2,5	0,99	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	1,00	1,00	1,00	0,90	0,94	0,99
RA_2,5-3	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00	1,00	1,00	0,91	0,94	0,99
RA_3-3,5	0,99	0,99	1,00	0,99	1,00	0,99	1,00	1,00	1,00	0,90	0,94	0,99
RA_3,5-4	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00	1,00	0,91	0,95	0,99
RA_4-4,5	0,97	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,99	0,99	0,94	0,97	1,00
RA_4,5-5	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00	1,00	0,91	0,95	0,99
RA_5-5,5	0,98	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00	0,92	0,95	0,99
RA_5,5-6	0,92	0,93	0,94	0,93	0,94	0,94	0,94	0,95	0,95	0,98	1,00	0,99
RA_6-6,5	0,90	0,91	0,92	0,91	0,92	0,92	0,93	0,93	0,94	0,99	1,00	0,99
RA_6,5-7	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00	1,00	0,91	0,95	0,99
RA_7-7,5	0,96	0,96	0,97	0,96	0,97	0,97	0,97	0,98	0,98	0,95	0,98	1,00
RA_7,5-8	0,98	0,98	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,92	0,95	0,99
RA_8-8,5	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	1,00	1,00	0,89	0,94	0,99

Tabela C.12: Matriz de correlação – Coeficiente de Pearson entre as amostras RA e RC.

	RC 0-0,5	RC 0,5-1	RC 1-1,5	RC 1,5-2	RC 2-2,5	RC 2,5-3	RC 3-3,5	RC 3,5-4	RC 4-4,5	RC 4,5-5	RC 5-5,5	RC 5,5-6	RC 6-6,5	RC 6,5-7	RC 7-7,5	RC 7,5-8	RC 8-8,5	RC 8,5-9	RC 9-9,5
RA_0-0,5	0,97	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,98	0,99	1,00	0,99	0,99
RA_0,5-1	0,97	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,99	0,98	0,98	0,98	0,99	0,98	0,98	0,99	0,99	0,99	0,99
RA_1-1,5	0,97	0,98	0,97	0,97	0,97	0,98	0,97	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,99	0,99	0,99	0,99
RA_1,5-2	0,97	0,98	0,97	0,97	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,99	0,99	0,99	0,99
RA_2-2,5	0,97	0,98	0,97	0,97	0,97	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,99	0,99	0,99	0,99
RA_2,5-3	0,96	0,97	0,97	0,97	0,97	0,98	0,97	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,97	0,98	0,99	0,99	0,99
RA_3-3,5	0,96	0,98	0,97	0,97	0,97	0,98	0,97	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,97	0,98	0,99	0,99	0,99
RA_3,5-4	0,96	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,97	0,97	0,98	0,99	0,99	0,99
RA_4-4,5	0,94	0,95	0,95	0,94	0,95	0,96	0,95	0,96	0,96	0,96	0,96	0,96	0,96	0,96	0,95	0,97	0,98	0,97	0,97
RA_4,5-5	0,96	0,97	0,97	0,96	0,97	0,97	0,97	0,97	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,97	0,97	0,98	0,99	0,99	0,99
RA_5-5,5	0,95	0,97	0,96	0,96	0,96	0,97	0,96	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,96	0,98	0,99	0,98	0,98
RA_5,5-6	0,87	0,89	0,88	0,87	0,88	0,89	0,88	0,89	0,90	0,90	0,90	0,90	0,90	0,89	0,89	0,91	0,93	0,92	0,92
RA_6-6,5	0,84	0,87	0,86	0,85	0,86	0,87	0,86	0,87	0,88	0,88	0,88	0,88	0,88	0,87	0,87	0,89	0,91	0,91	0,90
RA_6,5-7	0,96	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,97	0,98	0,99	0,99	0,99
RA_7-7,5	0,92	0,93	0,93	0,92	0,93	0,94	0,93	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,95	0,97	0,96	0,96
RA_7,5-8	0,95	0,96	0,96	0,96	0,96	0,97	0,96	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,97	0,98	0,99	0,98	0,98
RA_8-8,5	0,97	0,98	0,97	0,97	0,97	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,99	0,99	0,99	0,99

Tabela C.13: Matriz de correlação – Coeficiente de Pearson entre as amostras RC e RB.

	RB 0-0,5	RB 0,5-1	RB 1-1,5	RB 1,5-2	RB 2-2,5	RB 2,5-3	RB 3-3,5	RB 3,5-4	RB 4-4,5	RB 4,5-5	RB 5-5,5	RB 5,5-6
RC_0-0,5	0,99	0,99	0,99	0,99	0,98	0,99	0,98	0,98	0,98	0,76	0,82	0,92
RC_0,5-1	1,00	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,98	0,79	0,84	0,93
RC_1-1,5	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,78	0,84	0,93
RC_1,5-2	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,98	0,98	0,77	0,83	0,92
RC_2-2,5	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,98	0,78	0,84	0,93
RC_2,5-3	1,00	1,00	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,80	0,85	0,93
RC_3-3,5	1,00	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,98	0,78	0,84	0,93
RC_3,5-4	1,00	1,00	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,79	0,85	0,93
RC_4-4,5	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	0,99	0,99	0,81	0,86	0,84
RC_4,5-5	1,00	1,00	0,99	1,00	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	0,80	0,85	0,94
RC_5-5,5	1,00	1,00	0,99	1,00	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	0,80	0,86	0,84
RC_5,5-6	1,00	1,00	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,80	0,85	0,94
RC_6-6,5	1,00	1,00	0,99	1,00	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	0,80	0,86	0,94
RC_6,5-7	1,00	1,00	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,80	0,85	0,94
RC_7-7,5	1,00	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,99	0,98	0,79	0,85	0,93
RC_7,5-8	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	0,81	0,87	0,95
RC_8-8,5	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	0,84	0,89	0,96
RC_8,5-9	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	0,83	0,89	0,96
RC_9-9,5	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	0,83	0,88	0,96

Tabela C.14: Matriz de correlação no perfil RB – Correlação de Pearson (r) \ nível de confiança (p) entre os elementos maiores, menores, Hg, PF, CIA, WPI, IOL, teor de argila e pH das amostras do perfil RB. Em rosa estão os valores de  $r > 0,8$ . Em amarelo estão os valores de  $r < -0,8$ . Em verde estão os valores de  $p < 0,05$ . Este perfil contém a análise granulométrica em todas as amostras (exceto RB\_3-3,5).

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Hg	PF	CIA	WPI	IOL	Argila	pH
SiO <sub>2</sub>		0,000	0,000	0,000	0,232	0,623	0,029	0,754	0,072	0,000	0,001	0,000	0,013	0,000	0,000	0,030	0,612
TiO <sub>2</sub>	-0,9		0,000	0,000	0,708	0,862	0,057	0,338	0,038	0,000	0,024	0,000	0,014	0,000	0,000	0,109	0,973
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-0,9	0,9		0,000	0,755	0,888	0,003	0,720	0,136	0,004	0,001	0,001	0,003	0,001	0,000	0,071	0,315
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-1,0	0,8	0,9		0,086	0,419	0,054	0,954	0,097	0,000	0,001	0,000	0,030	0,000	0,000	0,011	0,625
MnO	-0,4	0,1	0,1	0,5		0,037	0,652	0,436	0,743	0,139	0,354	0,332	0,832	0,377	0,246	0,075	0,969
MgO	-0,2	-0,1	0,0	0,3	0,6		0,421	0,019	0,045	0,326	0,611	0,537	0,119	0,654	0,636	0,829	0,823
CaO	0,6	-0,6	-0,8	-0,6	0,1	0,3		0,551	0,179	0,219	0,006	0,146	0,000	0,113	0,024	0,485	0,054
Na <sub>2</sub> O	0,1	-0,3	-0,1	0,0	0,2	0,7	0,2		0,022	0,772	0,594	0,629	0,084	0,545	0,778	0,606	0,431
K <sub>2</sub> O	0,5	-0,6	-0,5	-0,5	-0,1	0,6	0,4	0,6		0,137	0,193	0,116	0,005	0,079	0,080	0,144	0,664
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-0,9	0,9	0,8	0,9	0,5	0,3	-0,4	-0,1	-0,5		0,016	0,000	0,112	0,000	0,000	0,046	0,868
Hg	0,8	-0,6	-0,8	-0,8	-0,3	-0,2	0,7	-0,2	0,4	-0,7		0,013	0,018	0,011	0,001	0,081	0,088
PF	-1,0	1,0	0,8	0,9	0,3	0,2	-0,4	-0,2	-0,5	1,0	-0,7		0,067	0,000	0,000	0,078	0,857
CIA	-0,7	0,7	0,8	0,6	-0,1	-0,5	-0,9	-0,5	-0,8	0,5	-0,7	0,5		0,044	0,012	0,291	0,126
WPI	1,0	-1,0	-0,8	-0,9	-0,3	-0,1	0,5	0,2	0,5	-1,0	0,7	-1,0	-0,6		0,000	0,083	0,906
IOL	-1,0	0,9	0,9	1,0	0,4	0,2	-0,6	-0,1	-0,5	0,9	-0,8	0,9	0,7	-1,0		0,028	0,584
Argila	0,7	-0,5	-0,6	-0,7	-0,6	-0,1	0,2	-0,2	0,5	-0,6	0,5	-0,6	-0,4	0,5	-0,7		0,715
pH	-0,3	0,0	0,6	0,3	0,0	-0,1	-0,9	0,5	-0,3	-0,1	-0,8	-0,1	0,8	0,1	0,3	-0,2	



Tabela C.15: Matriz de correlação – Correlação de Pearson ( $r$ ) \ nível de confiança ( $p$ ) entre os elementos traço e os elementos maiores, menores, Hg, CIA, WPI, IOL, teor de argila e pH das amostras do perfil RA, até 6,5 m de profundidade. Em rosa estão os valores de  $r > 0,8$ . Em amarelo estão os valores de  $r < -0,8$ . Em verde estão os valores de  $p < 0,05$ . Não são apresentadas as correlações entre os elementos maiores e Hg (vide tabela 7.2).

	Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Cd											
SiO <sub>2</sub>	0,227	0,000	0,013	0,002	0,000	0,012	0,134	0,000	0,009	0,008	0,368	0,136	0,070	0,048	0,257	0,921	0,012											
TiO <sub>2</sub>	0,309	0,022	0,115	0,054	0,038	0,016	0,189	0,029	0,049	0,075	0,624	0,727	0,216	0,173	0,308	0,726	0,093											
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,301	0,002	0,017	0,007	0,001	0,221	0,323	0,004	0,047	0,016	0,662	0,173	0,148	0,048	0,231	0,939	0,025											
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,307	0,000	0,006	0,005	0,000	0,036	0,162	0,000	0,023	0,015	0,585	0,189	0,054	0,071	0,305	0,924	0,022											
MnO	0,496	0,882	0,901	0,846	0,951	0,831	0,875	0,872	0,891	0,807	0,952	0,220	0,909	0,728	0,721	0,759	0,861											
MgO	0,301	0,800	0,984	0,545	0,621	0,816	0,951	0,816	0,527	0,591	0,774	0,244	0,862	0,551	0,553	0,653	0,614											
CaO	0,156	0,373	0,648	0,511	0,217	0,797	0,821	0,458	0,783	0,634	0,410	0,980	0,320	0,645	0,919	0,624	0,622											
Na <sub>2</sub> O	0,378	0,577	0,672	0,405	0,480	0,713	0,835	0,722	0,435	0,580	0,182	0,628	0,100	0,647	0,528	0,671	0,596											
K <sub>2</sub> O	0,195	0,246	0,267	0,412	0,256	0,956	0,741	0,375	0,739	0,654	0,850	0,990	0,910	0,881	0,944	0,581	0,630											
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,507	0,003	0,165	0,066	0,023	0,004	0,175	0,004	0,051	0,124	0,325	0,134	0,356	0,304	0,544	0,828	0,120											
Hg	0,555	0,029	0,044	0,058	0,013	0,399	0,246	0,040	0,163	0,090	0,796	0,633	0,019	0,167	0,462	0,957	0,109											
Li	0,4	-0,3	-0,3	-0,3	0,2	0,3	0,4	0,3	0,4	-0,2	0,2	0,324	0,776	0,944	0,577	0,671	0,108	0,558	0,936	0,686	0,125	0,297	0,397	0,510	0,358	0,188	0,781	
Be	-0,9	0,6	0,8	0,9	0,0	-0,1	-0,3	-0,2	-0,3	0,8	-0,6	-0,3		0,014	0,000	0,000	0,000	0,035	0,000	0,001	0,002	0,274	0,188	0,042	0,025	0,164	0,906	0,004
Sc	-0,7	0,5	0,6	0,7	0,0	0,0	-0,1	0,1	-0,3	0,4	-0,6	0,1	0,7		0,009	0,000	0,101	0,124	0,015	0,047	0,006	0,113	0,236	0,030	0,024	0,093	0,377	0,020
V	-0,8	0,5	0,7	0,7	-0,1	-0,2	-0,2	-0,3	-0,2	0,5	-0,5	0,0	0,8	0,7		0,000	0,027	0,002	0,000	0,000	0,000	0,876	0,392	0,065	0,000	0,000	0,046	0,000
Cr	-0,9	0,6	0,8	0,9	0,0	-0,2	-0,4	-0,2	-0,3	0,6	-0,7	-0,2	0,9	0,7	0,9		0,003	0,013	0,000	0,000	0,000	0,417	0,122	0,018	0,005	0,066	0,569	0,001
Co	-0,7	0,6	0,4	0,6	0,1	-0,1	0,1	0,1	0,0	0,7	-0,3	-0,1	0,8	0,5	0,6	0,7		0,019	0,00	0,011	0,052	0,284	0,172	0,038	0,190	0,454	0,808	0,058
Ni	-0,4	0,4	0,3	0,4	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,4	-0,3	0,5	0,6	0,4	0,8	0,7	0,6		0,009	0,000	0,001	0,854	0,269	0,010	0,002	0,006	0,070	0,001
Cu	-0,9	0,6	0,7	0,8	0,0	-0,1	-0,2	-0,1	-0,3	0,7	-0,6	-0,2	1,0	0,7	0,9	1,0	0,9	0,7		0,000	0,001	0,312	0,111	0,017	0,010	0,100	0,727	0,001
Zn	-0,7	0,6	0,6	0,6	0,0	-0,2	-0,1	-0,2	-0,1	0,6	-0,4	0,0	0,8	0,6	1,0	0,9	0,7	0,8	0,8		0,000	0,656	0,430	0,075	0,000	0,001	0,041	0,000
Ga	-0,7	0,5	0,7	0,7	-0,1	-0,2	-0,1	-0,2	-0,1	0,4	-0,5	0,1	0,8	0,7	1,0	0,8	0,5	0,8	0,8	0,9		0,842	0,294	0,057	0,000	0,000	0,021	0,000
Rb	0,3	-0,2	-0,1	-0,2	0,0	0,1	0,3	0,4	0,1	-0,3	0,1	0,4	-0,3	0,5	0,0	-0,2	-0,3	-0,1	-0,3	-0,1	0,1		0,934	0,800	0,665	0,422	0,181	0,980
Sr	0,4	0,1	-0,4	-0,4	-0,4	-0,3	0,0	-0,1	0,0	-0,4	0,1	-0,3	-0,4	-0,4	-0,3	-0,5	-0,4	-0,3	-0,5	-0,2	-0,3	0,0		0,092	0,364	0,854	0,595	0,410
Y	-0,5	0,4	0,4	0,5	0,0	-0,1	-0,3	0,5	0,0	0,3	-0,6	0,3	0,6	0,6	0,5	0,6	0,6	0,7	0,6	0,5	0,5	0,1	-0,5		0,107	0,368	0,931	0,088
Zr	-0,6	0,4	0,6	0,5	-0,1	-0,2	-0,1	-0,1	0,0	0,3	-0,4	0,2	0,6	0,6	0,9	0,7	0,4	0,8	0,7	0,9	1,0	0,1	-0,3	0,5		0,000	0,003	0,000
Nb	-0,3	0,3	0,4	0,3	-0,1	-0,2	0,0	-0,2	0,0	0,2	-0,2	0,3	0,4	0,5	0,8	0,5	0,2	0,7	0,5	0,8	0,9	0,2	-0,1	0,3	0,9		0,000	0,000
SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Hg	Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Cd	

continua

Mo	0,0	0,1	0,0	0,0	-0,1	-0,1	0,2	-0,1	0,2	-0,1	0,0	0,4	0,0	0,3	0,6	0,2	-0,1	0,5	0,1	0,6	0,6	0,4	0,2	0,0	0,8	0,9	0,012	
Cd	-0,7	0,5	0,6	0,6	-0,1	-0,2	-0,2	-0,2	-0,1	0,5	-0,5	0,1	0,7	0,6	1,0	0,8	0,5	0,8	0,8	0,9	1,0	0,0	-0,2	0,5	1,0	0,9	0,7	
Sb	0,9	-0,5	-0,7	-0,9	-0,1	0,0	0,4	0,0	0,4	-0,7	0,7	0,3	-0,9	-0,6	-0,5	-0,8	-0,8	-0,4	-0,8	-0,5	-0,5	0,4	0,5	-0,6	-0,3	0,0	0,3	-0,4
Cs	0,9	-0,4	-0,8	-0,8	0,0	0,1	0,7	0,4	0,5	-0,5	0,8	0,5	-0,8	-0,3	-0,6	-0,8	-0,5	-0,3	-0,7	-0,5	-0,4	0,6	0,3	-0,4	-0,3	-0,1	0,3	-0,4
Ba	0,3	0,2	-0,6	-0,3	0,1	0,0	0,7	0,4	0,5	0,2	0,5	0,2	0,0	-0,1	-0,2	-0,2	0,5	0,2	0,0	0,0	-0,2	0,0	0,1	0,1	-0,2	-0,1	-0,1	-0,2
La	-0,2	0,0	0,1	0,2	0,2	0,2	0,0	0,4	0,2	0,1	-0,3	0,6	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,7	0,3	0,3	0,3	0,1	-0,6	0,8	0,3	0,2	0,1	0,3
Ce	0,0	0,1	0,1	0,1	-0,1	0,0	0,1	0,4	0,0	-0,2	-0,2	0,5	0,0	0,5	0,1	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,2	0,6	-0,1	0,5	0,1	0,1	0,0	0,0
Pr	-0,3	0,0	0,3	0,4	0,2	0,2	-0,1	0,4	0,0	0,2	-0,5	0,6	0,3	0,5	0,4	0,5	0,4	0,7	0,4	0,4	0,5	0,2	-0,6	0,9	0,4	0,3	0,1	0,4
Nd	-0,4	0,0	0,3	0,4	0,2	0,2	-0,1	0,4	0,0	0,3	-0,5	0,6	0,4	0,5	0,4	0,5	0,4	0,7	0,5	0,4	0,5	0,2	-0,6	0,9	0,4	0,3	0,1	0,4
Sm	-0,5	0,2	0,4	0,5	0,2	0,2	-0,2	0,4	-0,1	0,3	-0,6	0,4	0,5	0,6	0,5	0,6	0,5	0,7	0,6	0,5	0,5	0,2	-0,5	0,9	0,5	0,3	0,1	0,5
Eu	-0,5	0,3	0,5	0,6	0,1	0,1	-0,3	0,4	-0,1	0,3	-0,7	0,4	0,6	0,6	0,6	0,6	0,5	0,7	0,6	0,5	0,6	0,2	-0,5	0,9	0,5	0,3	0,1	0,5
Gd	-0,5	0,3	0,4	0,5	0,0	0,0	-0,3	0,4	0,0	0,2	-0,6	0,4	0,5	0,6	0,5	0,6	0,5	0,7	0,6	0,5	0,5	0,2	-0,5	1,0	0,5	0,3	0,1	0,5
Tb	-0,6	0,4	0,5	0,6	0,0	0,0	-0,3	0,4	-0,1	0,3	-0,7	0,3	0,6	0,7	0,6	0,7	0,6	0,7	0,7	0,6	0,6	0,1	-0,5	1,0	0,6	0,4	0,1	0,6
Dy	-0,6	0,4	0,5	0,7	0,0	0,0	-0,3	0,4	-0,1	0,3	-0,7	0,3	0,6	0,7	0,6	0,7	0,6	0,7	0,7	0,6	0,6	0,1	-0,5	1,0	0,6	0,4	0,1	0,6
Ho	-0,6	0,4	0,5	0,7	0,0	0,0	-0,3	0,4	-0,1	0,3	-0,7	0,2	0,6	0,7	0,6	0,7	0,6	0,7	0,7	0,6	0,6	0,1	-0,5	1,0	0,6	0,4	0,1	0,6
Er	-0,6	0,4	0,5	0,6	0,0	0,0	-0,3	0,4	-0,1	0,3	-0,7	0,3	0,6	0,7	0,6	0,7	0,6	0,7	0,7	0,6	0,6	0,2	-0,5	1,0	0,6	0,4	0,1	0,6
Tm	-0,6	0,4	0,6	0,7	0,0	0,0	-0,3	0,4	-0,2	0,4	-0,7	0,2	0,7	0,8	0,6	0,7	0,6	0,7	0,7	0,6	0,7	0,2	-0,5	1,0	0,6	0,4	0,1	0,6
Yb	-0,6	0,4	0,6	0,7	0,0	0,0	-0,3	0,4	-0,2	0,3	-0,7	0,2	0,7	0,8	0,6	0,7	0,6	0,6	0,7	0,6	0,7	0,2	-0,5	0,9	0,6	0,4	0,1	0,6
Lu	-0,6	0,4	0,6	0,7	0,0	0,0	-0,3	0,4	-0,2	0,3	-0,7	0,2	0,6	0,8	0,6	0,7	0,5	0,6	0,7	0,5	0,6	0,3	-0,5	0,9	0,6	0,4	0,1	0,6
Hf	-0,6	0,4	0,6	0,6	-0,1	-0,1	-0,2	-0,2	-0,1	0,3	-0,5	0,2	0,6	0,6	0,9	0,7	0,3	0,7	0,7	0,9	1,0	0,1	-0,3	0,5	1,0	0,9	0,8	1,0
Ta	-0,3	0,3	0,4	0,3	-0,1	-0,2	0,0	-0,2	0,0	0,2	-0,2	0,2	0,4	0,5	0,8	0,5	0,2	0,7	0,5	0,8	0,9	0,2	0,0	0,2	0,9	1,0	0,9	0,9
Pb	0,4	-0,1	-0,4	-0,5	-0,1	-0,1	0,5	0,0	0,6	-0,2	0,5	0,6	-0,3	-0,1	0,2	-0,2	-0,1	0,4	-0,2	0,3	0,3	0,3	0,0	-0,2	0,5	0,6	0,8	0,3
Bi	0,5	-0,3	-0,3	-0,5	-0,2	-0,2	-0,1	-0,1	0,1	-0,5	0,3	-0,3	-0,6	-0,6	-0,3	-0,5	-0,6	-0,5	-0,6	-0,3	-0,3	0,0	0,5	-0,7	-0,2	0,0	0,3	-0,2
Th	0,3	-0,1	-0,1	-0,1	0,0	0,1	0,2	0,3	0,0	-0,3	0,0	0,6	-0,3	0,5	-0,1	-0,2	-0,3	0,0	-0,3	-0,2	0,1	0,9	0,0	0,2	0,1	0,1	0,3	0,0
U	-0,1	0,3	0,2	0,0	-0,4	-0,5	-0,1	-0,3	0,0	-0,2	-0,1	0,0	0,1	0,1	0,5	0,2	-0,1	0,4	0,2	0,5	0,6	0,1	0,4	-0,1	0,7	0,8	0,8	0,6
CIA	-0,6	0,2	0,8	0,6	-0,2	-0,2	-0,7	-0,6	-0,7	0,2	-0,7	-0,5	0,5	0,2	0,5	0,5	0,0	0,0	0,4	0,4	0,4	-0,3	0,1	0,0	0,4	0,3	0,1	0,4
WPI	0,8	-0,5	-0,6	-0,7	-0,1	0,0	0,1	0,2	0,3	-0,8	0,3	0,4	-0,9	-0,4	-0,6	-0,8	-0,9	-0,4	-0,9	-0,7	-0,6	0,5	0,4	-0,4	-0,4	-0,2	0,1	-0,6
IOL	-1,0	0,4	0,9	1,0	0,2	0,1	-0,4	-0,3	-0,6	0,7	-0,7	-0,4	0,9	0,7	0,8	0,9	0,6	0,4	0,9	0,7	0,7	-0,2	-0,4	0,5	0,6	0,3	0,0	0,7
Argila	0,7	-0,3	-0,6	-0,6	-0,3	-0,1	-0,1	0,0	-0,2	-0,8	0,2	-0,6	-0,8	-0,4	-0,7	-0,7	-0,9	-0,8	-0,8	-0,7	-0,7	0,2	0,7	-0,6	-0,7	-0,7	-0,5	-0,7
pH	-0,6	0,1	0,8	0,8	0,1	0,0	-0,8	0,0	-0,8	0,1	-1,0	0,1	0,3	0,9	0,5	0,5	-0,1	0,3	0,3	0,4	0,5	0,9	0,2	0,6	0,5	0,5	0,6	0,5

	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Bi	Th	U	CIA	WPI	IOL	Arg.	pH
SiO <sub>2</sub>	0,000	0,000	0,354	0,621	0,969	0,260	0,223	0,102	0,061	0,106	0,040	0,026	0,025	0,028	0,018	0,018	0,022	0,038	0,253	0,178	0,092	0,405	0,808	0,021	0,000	0,000	0,099	0,380
TiO <sub>2</sub>	0,088	0,183	0,489	0,880	0,792	0,912	0,885	0,544	0,370	0,402	0,225	0,189	0,180	0,187	0,170	0,175	0,176	0,206	0,328	0,818	0,356	0,734	0,371	0,555	0,087	0,182	0,499	0,902
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,004	0,000	0,036	0,753	0,857	0,301	0,258	0,136	0,099	0,154	0,076	0,053	0,055	0,052	0,041	0,032	0,038	0,031	0,203	0,175	0,250	0,715	0,583	0,001	0,028	0,000	0,226	0,206
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,000	0,001	0,276	0,543	0,791	0,177	0,144	0,058	0,035	0,072	0,025	0,016	0,016	0,016	0,010	0,008	0,010	0,049	0,307	0,110	0,084	0,668	0,920	0,020	0,006	0,000	0,232	0,179
MnO	0,675	0,892	0,842	0,529	0,763	0,458	0,438	0,605	0,734	0,875	0,952	0,979	0,993	0,996	0,924	0,919	0,942	0,812	0,662	0,749	0,480	0,953	0,157	0,617	0,645	0,560	0,613	0,940
MgO	0,905	0,698	0,968	0,489	0,950	0,439	0,427	0,618	0,791	0,890	0,985	0,944	0,935	0,936	0,991	0,983	0,994	0,650	0,506	0,723	0,466	0,723	0,122	0,511	0,969	0,817	0,823	0,966
CaO	0,136	0,012	0,015	0,887	0,640	0,685	0,645	0,493	0,368	0,390	0,298	0,270	0,279	0,274	0,306	0,269	0,275	0,498	0,980	0,075	0,695	0,436	0,797	0,012	0,835	0,150	0,837	0,157
Na <sub>2</sub> O	0,986	0,195	0,183	0,124	0,194	0,203	0,221	0,212	0,227	0,162	0,216	0,224	0,190	0,192	0,221	0,239	0,211	0,609	0,425	0,981	0,729	0,292	0,265	0,027	0,501	0,384	0,927	1,000
K <sub>2</sub> O	0,140	0,064	0,109	0,451	0,955	0,927	0,998	0,823	0,792	0,960	0,806	0,710	0,696	0,682	0,606	0,550	0,563	0,677	0,991	0,046	0,637	0,942	0,998	0,011	0,398	0,024	0,759	0,174
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,015	0,112	0,517	0,642	0,613	0,433	0,401	0,325	0,284	0,413	0,289	0,256	0,254	0,282	0,214	0,243	0,269	0,316	0,592	0,514	0,088	0,274	0,576	0,622	0,000	0,005	0,032	0,890
Hg	0,006	0,003	0,101	0,268	0,420	0,069	0,054	0,020	0,010	0,020	0,008	0,006	0,007	0,006	0,006	0,004	0,005	0,103	0,465	0,062	0,243	0,925	0,785	0,015	0,335	0,004	0,758	0,035
Li	0,298	0,092	0,561	0,021	0,079	0,040	0,050	0,125	0,228	0,172	0,313	0,399	0,432	0,405	0,444	0,443	0,424	0,534	0,413	0,049	0,295	0,030	0,964	0,077	0,157	0,235	0,197	0,938
Be	0,000	0,002	0,914	0,505	0,976	0,241	0,217	0,093	0,050	0,081	0,026	0,017	0,017	0,020	0,014	0,016	0,020	0,027	0,173	0,395	0,045	0,361	0,681	0,106	0,000	0,000	0,059	0,653
Sc	0,046	0,287	0,698	0,412	0,058	0,109	0,090	0,026	0,022	0,035	0,013	0,008	0,006	0,004	0,002	0,001	0,001	0,021	0,103	0,801	0,045	0,087	0,811	0,480	0,174	0,011	0,462	0,134
V	0,058	0,051	0,623	0,415	0,834	0,180	0,171	0,081	0,051	0,075	0,030	0,021	0,024	0,024	0,019	0,021	0,025	0,000	0,00	0,518	0,267	0,834	0,055	0,078	0,016	0,002	0,144	0,492
Cr	0,001	0,002	0,580	0,299	0,915	0,117	0,103	0,039	0,018	0,031	0,008	0,005	0,006	0,006	0,004	0,005	0,007	0,005	0,067	0,617	0,064	0,505	0,490	0,056	0,001	0,000	0,129	0,536
Co	0,003	0,113	0,119	0,299	0,933	0,223	0,214	0,117	0,072	0,095	0,045	0,037	0,035	0,045	0,033	0,051	0,054	0,242	0,532	0,667	0,018	0,348	0,778	0,979	0,000	0,022	0,020	0,864
Ni	0,186	0,408	0,466	0,015	0,407	0,008	0,009	0,007	0,006	0,006	0,005	0,006	0,008	0,009	0,009	0,017	0,018	0,004	0,011	0,232	0,069	0,881	0,213	0,875	0,148	0,154	0,051	0,725
Cu	0,000	0,005	0,986	0,287	0,908	0,130	0,119	0,047	0,024	0,037	0,011	0,007	0,007	0,009	0,006	0,008	0,010	0,012	0,109	0,620	0,035	0,402	0,622	0,169	0,000	0,000	0,036	0,720
Zn	0,092	0,104	0,906	0,309	0,988	0,170	0,167	0,095	0,060	0,084	0,040	0,033	0,039	0,042	0,034	0,046	0,054	0,000	0,000	0,336	0,265	0,603	0,068	0,215	0,012	0,012	0,112	0,632
Ga	0,121	0,125	0,596	0,294	0,602	0,117	0,114	0,055	0,039	0,052	0,022	0,017	0,020	0,018	0,015	0,016	0,019	0,000	0,000	0,309	0,256	0,860	0,045	0,161	0,044	0,009	0,099	0,517
Rb	0,235	0,032	0,968	0,754	0,019	0,521	0,503	0,486	0,616	0,614	0,696	0,689	0,647	0,558	0,538	0,424	0,401	0,679	0,454	0,288	0,900	0,000	0,865	0,242	0,080	0,422	0,743	0,054
Sr	0,099	0,360	0,688	0,045	0,772	0,047	0,047	0,063	0,078	0,069	0,076	0,080	0,080	0,082	0,080	0,079	0,084	0,406	0,874	0,955	0,063	0,968	0,184	0,763	0,128	0,146	0,090	0,828
Y	0,021	0,195	0,692	0,001	0,065	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,119	0,428	0,599	0,012	0,518	0,744	0,923	0,207	0,072	0,202	0,389
Zr	0,371	0,285	0,461	0,297	0,713	0,148	0,151	0,094	0,076	0,087	0,051	0,043	0,049	0,045	0,043	0,045	0,051	0,000	0,000	0,113	0,584	0,803	0,013	0,198	0,154	0,049	0,090	0,521
Nb	0,964	0,782	0,636	0,505	0,726	0,313	0,322	0,259	0,242	0,274	0,218	0,205	0,227	0,212	0,204	0,212	0,226	0,000	0,000	0,020	0,982	0,625	0,001	0,346	0,463	0,259	0,122	0,458
Mo	0,241	0,407	0,788	0,801	0,892	0,695	0,726	0,721	0,746	0,759	0,736	0,736	0,777	0,729	0,736	0,727	0,740	0,000	0,000	0,001	0,399	0,381	0,002	0,772	0,697	0,931	0,288	0,360

Continua

	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Bi	Th	U	CIA	WPI	IOL	Arg.	pH	
Cd	0,157	0,140	0,602	0,380	0,888	0,180	0,179	0,098	0,070	0,092	0,044	0,035	0,039	0,038	0,033	0,038	0,043	3E-08	4E-05	0,259	0,452	0,893	0,020	0,136	0,048	0,013	0,089	0,544	
Sb		0,000	0,765	0,347	0,826	0,141	0,116	0,047	0,024	0,044	0,016	0,011	0,010	0,013	0,008	0,009	0,010	0,331	0,994	0,024	0,017	0,395	0,434	0,162	0,002	0,000	0,108	0,407	
Cs	0,8		0,126	0,832	0,518	0,534	0,490	0,319	0,210	0,272	0,150	0,123	0,132	0,147	0,136	0,139	0,154	0,224	0,729	0,038	0,248	0,102	0,885	0,001	0,011	0,000	0,346	0,521	
Ba	0,1	0,4		0,513	0,598	0,820	0,863	0,899	0,905	0,850	0,914	0,960	0,934	0,987	0,969	0,891	0,909	0,312	0,527	0,499	0,313	0,939	0,369	0,003	0,661	0,276	0,796	0,111	
La	-0,3	-0,1	0,2		0,084	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002	0,002	0,004	0,008	0,008	0,359	0,584	0,754	0,039	0,448	0,518	0,368	0,789	0,629	0,142	0,601	
Ce	-0,1	0,2	0,2	0,5		0,031	0,029	0,021	0,037	0,030	0,048	0,055	0,050	0,041	0,042	0,033	0,029	0,780	0,778	0,854	0,047	0,000	0,714	0,396	0,416	0,973	0,835	0,014	
Pr	-0,4	-0,2	0,1	1,0	0,6		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,169	0,378	0,971	0,018	0,277	0,678	0,720	0,640	0,250	0,178	0,256	
Nd	-0,5	-0,2	0,1	0,9	0,6	1,0		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,170	0,388	0,891	0,016	0,270	0,657	0,768	0,616	0,213	0,205	0,221	
Sm	-0,6	-0,3	0,0	0,9	0,6	1,0	1,0		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,104	0,317	0,731	0,010	0,261	0,755	0,986	0,423	0,096	0,244	0,185	
Eu	-0,6	-0,4	0,0	0,9	0,6	1,0	1,0	1,0		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,085	0,297	0,638	0,012	0,380	0,829	0,865	0,302	0,058	0,251	0,205	
Gd	-0,6	-0,3	0,1	0,9	0,6	1,0	1,0	1,0	1,0		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,100	0,327	0,743	0,012	0,346	0,802	0,982	0,371	0,103	0,213	0,266	
Tb	-0,7	-0,4	0,0	0,8	0,6	0,9	0,9	1,0	1,0	1,0		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,057	0,261	0,648	0,009	0,423	0,887	0,761	0,210	0,039	0,212	0,287	
Dy	-0,7	-0,4	0,0	0,8	0,5	0,9	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0		0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,047	0,245	0,601	0,011	0,444	0,926	0,674	0,170	0,025	0,214	0,283	
Ho	-0,7	-0,4	0,0	0,8	0,6	0,9	0,9	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0		0,000	0,000	0,000	0,000	0,054	0,271	0,571	0,010	0,421	0,883	0,702	0,165	0,025	0,220	0,281	
Er	-0,7	-0,4	0,0	0,8	0,6	0,9	0,9	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0		0,000	0,000	0,000	0,048	0,252	0,597	0,011	0,347	0,896	0,695	0,193	0,026	0,245	0,255	
Tm	-0,7	-0,4	0,0	0,7	0,6	0,9	0,9	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0		0,000	0,000	0,046	0,246	0,558	0,009	0,348	0,882	0,679	0,158	0,017	0,257	0,234	
Yb	-0,7	-0,4	0,0	0,7	0,6	0,8	0,9	0,9	0,9	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0		0,000	0,045	0,250	0,528	0,009	0,253	0,841	0,638	0,194	0,016	0,315	0,185	
Lu	-0,7	-0,4	0,0	0,7	0,6	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0		0,050	0,267	0,526	0,009	0,232	0,829	0,668	0,217	0,020	0,327	0,182	
Hf	-0,3	-0,4	-0,3	0,3	0,1	0,4	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6		0,000	0,164	0,625	0,789	0,013	0,121	0,189	0,037	0,127	0,465	
Ta	0,0	-0,1	-0,2	0,2	0,1	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,9		0,021	0,920	0,653	0,001	0,274	0,470	0,252	0,129	0,463
Pb	0,6	0,6	0,2	0,1	-0,1	0,0	0,0	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	-0,2	0,4	0,6		0,360	0,518	0,067	0,237	0,482	0,158	0,102	0,594	
Bi	0,6	0,3	-0,3	-0,6	-0,6	-0,6	-0,6	-0,7	-0,7	-0,7	-0,7	-0,7	-0,7	-0,7	-0,7	-0,7	-0,7	-0,1	0,0	0,3		0,358	0,147	0,709	0,115	0,101	0,047	0,749	
Th	0,3	0,5	0,0	0,2	0,8	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,4	0,1	0,1	0,2	-0,3		0,842	0,281	0,068	0,468	0,402	0,125	
U	0,2	0,0	-0,3	-0,2	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-0,1	-0,1	0,7	0,8	0,5	0,4	-0,1		0,119	0,952	0,794	0,265	0,526	
CIA	-0,4	-0,8	-0,7	-0,3	-0,3	-0,1	-0,1	0,0	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,5	0,3	-0,4	0,1	-0,3	0,5		0,299	0,007	0,713	0,011	
WPI	0,8	0,7	-0,1	-0,1	0,2	-0,1	-0,2	-0,2	-0,3	-0,3	-0,4	-0,4	-0,4	-0,4	-0,4	-0,4	-0,4	-0,4	-0,2	0,2	0,5	0,5	0,0	-0,3		0,001	0,013	0,835	
IOL	-0,9	-0,9	-0,3	0,1	0,0	0,3	0,4	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,7	0,6	0,6	0,3	-0,4	-0,5	-0,2	0,1	0,7	-0,8		0,128	0,321	
Arg.	0,7	0,5	0,1	-0,7	0,1	-0,6	-0,6	-0,6	-0,6	-0,6	-0,6	-0,6	-0,6	-0,6	-0,6	-0,5	-0,5	-0,7	-0,7	-0,7	0,8	0,4	-0,5	-0,2	0,9	-0,7		0,980	
pH	-0,6	-0,5	-0,9	0,4	1,0	0,7	0,8	0,8	0,8	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,8	0,8	0,8	0,5	0,5	-0,4	-0,3	0,9	0,5	1,0	0,2	0,7	0,0	

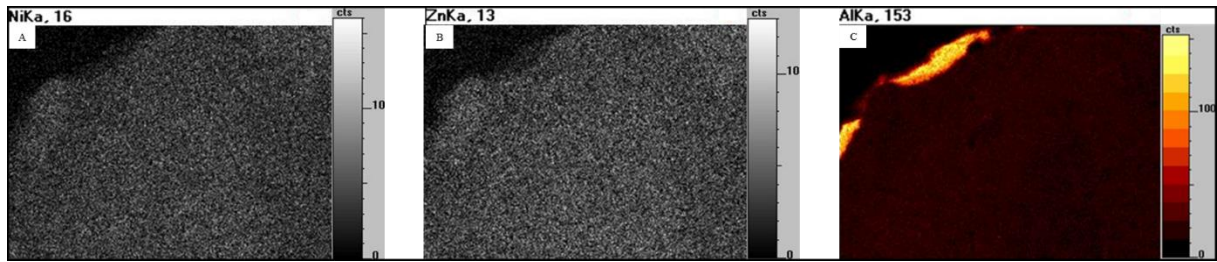


Figura C.1: Mapeamento por EDS do grão de magnesioferrita com exsolução de ilmenita, fração fina da amostra RA\_4,5-5. A – Ni; B – Zn; C – Al. Escala de cor em contagens.

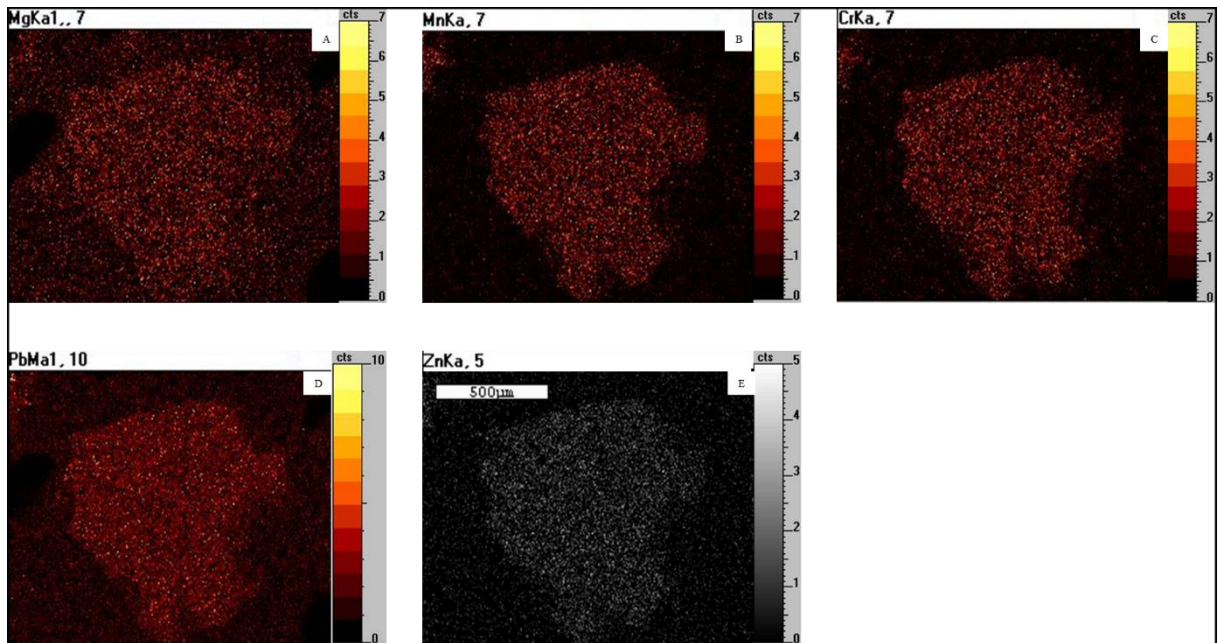


Figura C.2: Mapeamento por EDS do grão de magnesioferrita com exsolução de ilmenita, fração grossa da amostra RA\_4,5-5. A – Mg; B – Mn; C – Cr; D – Pb; E – Zn. Escala de cor em contagens.

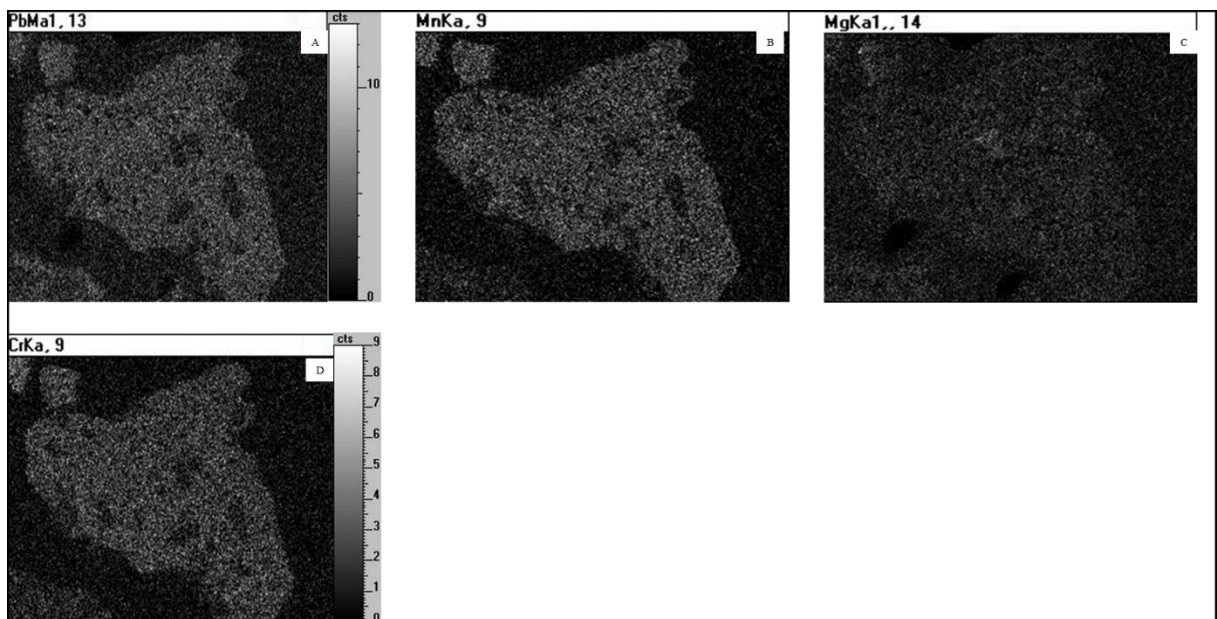


Figura C.3: Mapeamento por EDS do grão de magnesioferrita com exsolução de ilmenita, fração grossa da amostra RA\_4,5-5. A – Pb; B – Mn; C – Mg; D – Cr. Escala de cor em contagens.