



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 547

**MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DE PERFIS LATERÍTICOS
IMATUROS EM ABEL FIGUEIREDO-RONDON DO PARÁ,
AMAZÔNIA ORIENTAL**

Dissertação apresentada por:

DAIVESON SERRÃO ABREU

Orientador: Prof. Dr. Marcondes Lima da Costa (UFPA)

BELÉM
2019

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)**

- A162M Abreu, Daiveson Serrão, 1990-
Mineralogia e geoquímica de perfis lateríticos imaturos em
Abel Figueiredo-Rondon do Pará, Amazônia Oriental / Daiveson
Serrão Abreu. — 2019.
xvi, 112 f. : il. ; 30 cm
Inclui biografias
Orientador(a): Prof. Dr. Marcondes Lima da Costa
Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em
Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade
Federal do Pará, Belém, 2019.
1. Laterita. 2. Degradação. 3. Topsoil. 4. Goethita. 5. Abel
Figueiredo. I. Título.

CDD 552.098115



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica


**MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DE PERFIS LATERÍTICOS
IMATUROS EM ABEL FIGUEIREDO-RONDON DO PARÁ,
AMAZÔNIA ORIENTAL**

Dissertação apresentada por
DAIVESON SERRÃO ABREU

**Como requisito parcial à obtenção de Grau de Mestre em Ciências na Área de GEOQUÍMICA
E PETROLOGIA.**

Data de Aprovação: 29 / 03 / 2019

Banca Examinadora:


Prof. Dr. Marcondes Lima da Costa
(Orientador – UFPA)


Prof. Dr.ª Angélica F.D. Chicarino Varajão
(Membro – UFOP)


Prof. Dr.ª Adriana Maria Coimbra Horbe
(Membro – UnB)

À Deus

Por nunca permitir que a minha fé diminuísse perante às dificuldades.
A Maria Elizia Serrão, minha querida mãe e Josiel Abreu, meu pai
Pelo amor, incentivo e apoio incondicional a favor da minha educação.

AGRADECIMENTOS

Ao professor Dr. Marcondes Lima da Costa pelas correções, orientação, paciência, pelos preciosos ensinamentos transmitidos durante a graduação/pós-graduação e por todo esforço despendido para obter os recursos financeiros necessários para o desenvolvimento deste trabalho.

Ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) da Universidade Federal do Pará (UFPA) pela da infraestrutura laboratorial e pelos recursos financeiros;

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo provimento de bolsa de mestrado.

À empresa Votorantim Metais - projeto Alumina Rondon, que possibilitou o suporte de campo para coleta de amostras para realização deste trabalho;

Ao Ms. Geol. Alessandro Leite pelas valiosas orientações durante os trabalhos de campo e ajuda na coleta de amostras;

Aos professores e técnicos do Instituto de Geociências (IG) responsáveis pela Oficina de Preparação de Amostras (Prof. Dr. Cândido Moura); Oficina de Laminação (Prof.^a Ms. Vania Barriga, téc. Joelma Lobo e téc. Bruno Veras); Laboratório de Sedimentologia (Prof. Dr. Afonso Nogueira e téc. Eng. Everaldo Cunha); Laboratório de Microanálises (Prof. Dr. Cláudio Lamarão, téc. Ms. Geol.^a Gisele Marques, téc. Quím.^a Ana Paula e téc. Geol. Bruno Portugal); e Laboratórios de Mineralogia, Geoquímica e Aplicações (Prof. Dr. Marcondes Lima da Costa);

Aos integrantes do Grupo de Mineralogia e Geoquímica Aplicada (GMGA) da UFPA, especialmente o Prof. Marcondes Costa, Alessandro Leite, Pabllo Santos, Prof.^a Roseane Norat, Darilena Porfirio, Glayce Jolhy, Igor Barreto, José Diogo, Priscila Gozzi, Rayara Santos, Leonardo Boiadeiro, Aline Cristina, Prof.^a Maria do Socorro Vilhena, Laís Aguiar e Suyanne Flavia pela ajuda mútua e convivência harmoniosa;

Ao meu irmão Anderson Junior Serrão Abreu, pelo incentivo, amizade e ensinamentos de perseverança e superação;

À minha noiva e melhor amiga Nayanne Monteiro, pelo constante amor, carinho, apoio e compreensão.

RESUMO

Perfis lateríticos imaturos são muito frequentes na Amazônia, a exemplo da região sul do estado do Pará. Porém eles são pouco estudados, embora possam ser portadores de importantes mineralizações como Au, Pt, Ni e Mn e mineralizações associadas a minerais resistatos (Sn, Nb-Ta, Y). Na região de Paragominas-Rondon do Pará essas formações por vezes dominam a paisagem local, sejam como depósitos autóctones sejam alóctones. Entender o processo de formação desses perfis para contribuir no entendimento da evolução geológica durante o Cenozóico nas regiões de Abel Figueiredo e Rondon do Pará é o objetivo deste trabalho. Dois perfis autóctones localizados na região Abel Figueiredo, Sudeste do Pará, sendo um deles no km 137 da BR-222 e o outro no km 138 da mesma rodovia foram selecionados para estudo textural, mineralógico e químico, além de caracterizar o conteúdo de minerais pesados e anatásio para permitir exercer discussões sobre a rocha fonte e processos evolutivos. Trabalhos de campo, difração de raios-X, microscopia óptica, eletrônica e análises químicas multielementares totais foram desenvolvidas. Os perfis em geral são equivalentes em termos de sucessão de horizontes, compreendendo da base para o topo por: horizonte argiloso, que está presente apenas no perfil do km 138, é de coloração marrom avermelhado com manchas brancas e aspecto maciço; Crosta ferroaluminosa colunar parcialmente desmantelada, de coloração marrom avermelhado escuro, de estrutura colunar, paralelizada por canais preenchidos por material silto-argiloso; Crosta ferroaluminosa nodular parcialmente desmantelada de coloração marrom avermelhada escura, com tons ocres, de estrutura nodular, microporosa e cavernosa; Horizonte subesferolítico do perfil do km 138 é representado por subesferólitos de coloração marrom avermelhada, envolvidos por matriz argilosa de coloração marrom amarelada, enquanto o equivalente do perfil do km 137 é denominado de horizonte esferolítico a nodular representado por esferólitos e nódulos envolvidos por matriz de cor marrom; *Topsoil*, é de consistência terrosa e homogênea, correlacionável aos latossolos da Amazônia. Esta estruturação a partir crosta ferroaluminosa colunar mostra grau crescente de desagregação bioquímica e física marcada pelo desmantelamento e fragmentação da crosta, pela ocorrência de padrão colunar e nódulos, e a cominuição dos fragmentos nodulares no topo dando lugar aos esferólitos/subesferólitos. Este padrão estrutural expressa um típico processo granodecrescente, culminando com o topsoil, predominantemente silto-argiloso. A mineralogia dos perfis lateríticos e topsoils consistem em hematita, goethita, caulinita, quartzo e como acessórios anatásio e minerais pesados (zircão, rutilo, turmalina, cianita e estauroлита) que descrevem uma clássica sucessão laterítica. Hematita e goethita são os principais minerais portadores de ferro que

captura elementos altamente móveis (V, Cr, As, Se, Mo, Ag, Sb, Hg e Bi) fixados nas crostas e em seus produtos de degradação (nódulos e esferólitos). Caulinita e Al-goethita desempenham menor importância na captura de elementos, porém sustentam que o perfil laterítico foi afetado pelo intemperismo tropical. O zircão, mineral de comportamento residual assim como o anatásio, mostra afinidade com Ta, Nb, Y e ETR e advém de uma única fonte de filiação granítica. A mineralogia e geoquímica indicam uma evolução contínua da crosta ferroaluminosa colunar parcialmente desmantelada para a crosta ferroaluminosa nodular e desta para o horizonte subesferolítico ou horizonte esferolítico a nodular e finalmente para o *topsoil*. A distribuição de SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2 mostra que as crostas, os nódulos e esferólitos/subesferólitos se assemelham quimicamente entre si. Essa semelhança é também demonstrada pelo mesmo padrão das curvas de distribuição dos elementos traço e ETR. Hematita e goethita se decompõem e formam-se caulinita, Al-goethita, com paralela concentração de quartzo e anatásio residuais, o que se manifesta pelo aumento de SiO_2 e Al_2O_3 e TiO_2 , com consequente perda gradual de Fe_2O_3 . A semelhança mineralógica e química entre a matriz argilosa e o *topsoil* atesta que esta matriz gerada na degradação das crostas é a provável fonte do *topsoil*. O desenvolvimento do perfil laterítico iniciou no Mioceno, quando foi exposto a intensa atividade radicular de floresta tropical que decompõe bioquimicamente as crostas pré-existentes dando origem aos nódulos e esferólitos com geração de matriz argilosa e paralela formação de caulinita e Al-goethita. O *topsoil* se formou no topo dos morros da superfície rebaixada sob clima quente e úmido da Amazônia durante o Pleistoceno.

Palavras-chave: Laterito. Degradação. *Topsoil*. Hematita. Goethita.

ABSTRACT

Immature lateritic profiles are very common in Amazonia, such as in southern region of the state of Pará. However, these profiles are poorly researched their potential for hosting important mineral deposits, such as Au, Pt, Ni, Mn and mineralizations associated the resistate minerals (Sn, Nb-Ta, Y). In the Paragominas-Rondon do Pará region, these formations sometimes dominate the local landscape, both as autochthonous and as allochthonous deposits. To understand the process of formation of these profiles to contribute to the understanding of the geological evolution during the Cenozoic in the regions of Abel Figueiredo and Rondon do Pará is the objective of this work. Two autochthonous profiles located in the Abel Figueiredo region, southeast of Pará, one of them at km 137 of BR-222 and the other at km 138 of the same highway were selected for a textural, mineralogical and geochemical studies, besides characterization of the content heavy minerals and anatase for discussions of the source rock and evolution processes. Fieldwork, X-ray diffraction, optical and scanning electron microscopy and multielementary chemical analyzes were carried out. The profiles generally are equivalent in terms of succession of horizons, comprising from bottom to top by: clayey horizon, which is present only in the profile of km 138, is reddish brown in color with white patches and massive aspect; the partially dismantled columnar iron-aluminous crust, of dark reddish brown coloration, columnar structure, parallelized by channels filled by silt clayey material; partially dismantled nodular iron-aluminous crust of dark reddish brown coloration, with ochre tones, nodular structure, microporous to cavernous appearance; subspherulithic horizon of the profile of km 138 is represented by reddish brown subspheruliths, surrounded by a yellowish-brown clayey matrix, while the equivalent of the profile of km 137 is called the spherulithic to nodular horizon represented by spheruliths and nodules surrounded by matrix of brown color; topsoil, is of earthy consistency and homogeneous, correlated to the latosols of Amazonia. This structuring from the crust ferroaluminosa columnar shows increasing degree of biochemical and physical disaggregation marked by the dismantling and crustal fragmentation, by the occurrence of columnar pattern and nodules, and the comminution of the nodular fragments at the top giving rise to the spherulites /subespherulites. This structural pattern expresses a typical granodecrescent process, culminating with the topsoil, predominantly silty-clayey; The mineralogy of the lateritic profiles and topsoils consist of hematite, goethite, kaolinite, quartz, and as accessory anatase and heavy minerals (zircon, rutile, tourmaline, kyanite and staurolite) that describe a classic lateritic succession. Hematite and

goethite are the main iron-bearing minerals that capture highly mobile elements (V, Cr, As, Se, Mo, Ag, Sb, Hg and Bi) fixed on crusts and their degradation products (nodules, spheroliths and subespheroliths). Caulinite and al-goethite play less importance in the capture of elements, but they support that the lateritic profile was affected by tropical weathering. Zircon, a mineral of residual behavior as well as the anatase, shows affinity with Ta, Nb, Y and ETR and comes from a single source of granitic filiation. The mineralogy and geochemistry indicate a continuous evolution of the partially dismantled columnar iron-aluminous crust to partially dismantled nodular iron-aluminous crust and this to the subesferolithic horizon or spherolithic to nodular horizon and finally to the topsoil. The distribution of SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 and TiO_2 shows that the crusts, nodules and spheroliths are similar chemically. This similarity is also demonstrated by the same pattern of distribution curves of trace elements and REE. Hematite and ferric goethite decompose and form kaolinite, Al-goethite, with parallel residual quartz and residual anatase concentration, which is manifested by the increase of SiO_2 and Al_2O_3 and TiO_2 and the subsequent gradual loss of Fe_2O_3 . The mineralogical and chemical similarity between the clay matrix and the topsoil testifies that this matrix generated by the degradation of crust is the likely source of the topsoil. The lateritic profile began its development from the Miocene, when it was exposed to intense tropical forest root activity that biochemically decomposed the preexisting crusts giving rise to the nodules and spheroliths/ subespheroliths with generation of clay matrix and simultaneously forming kaolinite and Al-goethite. The topsoil was formed at the top of the hills of the lower surface under the warm and humid Amazon climate during the Pleistocene.

Keywords: Laterite. Degradation. Topsoil. Hematite. Goethite.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Mapa de acesso e de localização da área de estudo dos perfis lateríticos imaturos de Abel Figueiredo e Rondon do Paará, sudeste do Pará.....5
- Figura 2 - A) Relevo da área de estudo, gerado com o software Global Mapper 14 a partir do modelo de elevação digital (Shuttle Radar Topography Mission. B) Perfil topográfico representativo de área de estudo e adjacências ressaltando duas superfícies distintas, elaborado pelo autor com modelo de elevação digital (Shutte RadarTopography Mission) e gerado com software Global Mapper 17 e tratado com Software Corel Draw 18).....6
- Figura 3 - Geologia da região nordeste-sudeste do Pará. Modificado de Vasquez *et al.* 2008.10
- Figura 4 – Fluxograma de etapas de preparação e análise das amostras.12
- Figura 5 – Curva de calibração indicando uma proporcionalidade entre absorbância e concentração da solução diluída14
- Figura 6 – Seção esquemática do perfil laterítico de Abel Figueiredo do Km138 mostrando o perfil selecionado e os horizontes identificados: horizonte argiloso (HA), crosta ferroaluminosa colunar parcialmente desmantelada (CFCPD), crosta ferroaluminosa nodular parcialmente desmantelada (CFNPD) da base (B) e topo (T), horizonte subesferolítico granodecrescente (HSE), e *topsoil* (TPS).....18
- Figura 7 – Horizonte argiloso. A) Contato abrupto entre crosta ferroaluminosa e horizonte argiloso; B) Amostras do horizonte argiloso retiradas da porção intermediária do horizonte; C) Difratograma de raios X do horizonte argiloso. Caulinita (Kln); hematita (Hem); quartzo (Qtz)19
- Figura 8 – Imagem de MEV de material da cobertura argilosa. A) caulinitas do horizonte argiloso em placas pseudo-hexagonais empilhadas e B) Detalhe da figura A mostrando caulinitas em placas pseudo-hexagonais empilhadas. C) Caulinita com cristalitos de bordas irregulares. D) Hematitas vermiformes20

- Figura 9 – Crosta ferroaluminosa colunar parcialmente desmantelada. A) Estrutura colunar com canais preenchidos por material argiloso; B) Fragmentos da crosta colunar. C) Difratomogramas de raios X de amostras da crosta ferroaluminosa colunar. 1. Difrátograma de fragmentos de crosta ferruginosa; 2. Difrátograma da matriz argilosa da crosta ferruginosa desmantelada. Caulinita (Kln); goethita (Gt); hematita (Hem); quartzo (Qtz)..... 22
- Figura 10 – Fotomicrografias da crosta ferroaluminosa colunar. A) e B) Plasma ferruginoso cinza escuro envolvendo inúmeras cavidades e poros observados sob o microscópio ótico com nicóis //. C) Agregados esféricos microcristalinos de hematita e goethita preenchendo poros. D) agregados criptocristalinos de hematita e goethita. E) Cavidade envolta por matriz caulínica e ocupada em seu interior por agregados de hematita e goethita. F) plaquetas micrométricas de caulinita.....23
- Figura 11 – Crosta ferroaluminosa nodular parcialmente desmantelada. A) Imagem do horizonte de crosta ferroaluminosa parcialmente desmantelada e seu contato com HSE acima e HA abaixo; B) Fragmentos da crosta ferroaluminosa nodular; C) Nódulos de oxihidróxidos de ferro com película marrom escura de goethita na crosta ferroaluminosa24
- Figura 12 – Difratomogramas de raios X de amostras da crosta ferroaluminosa nodular. A) nódulos ferruginosos da crosta ferroaluminosa; B) matriz argilosa da crosta ferruginosa desmantelada. Anatásio (Ant); caulinita (Kln); goethita (Gt); hematita (Hem); quartzo (Qtz)25
- Figura 13 – Fotomicrografias da crosta ferroaluminosa nodular. A) e B) Cavidades, poros vazios e grãos de quartzo em plasma de oxihidróxidos de Fe observados com microscópio ótico sob os nicóis //. C) Feições microbandadas criptocristalina formadas por oxihidróxidos de Fe em contato com zona microcristalina, também a oxihidróxidos de Fe; D) Detalhe de zona microcristalina mostrando os microcristais de oxihidróxidos de ferro, em geral de goethita férrica. E) Microesferas formadas por agregados microcristalinos de hematita e/ou goethita revestindo paredes de microcavidades; F) Detalhe de microesferas formadas por agregados criptocristalinos de hematita e/ou goethita26

- Figura 14 – Horizonte subesferolítico A) Detalhe do horizonte subesferolítico granodecrescente exibindo contato gradacional com o *topsoil* sobrejacente; B) subesferólitos individuais do horizonte subesferolítico dentro da matriz terrosa e argilosa. C) Difratomogramas de raios x de amostras do horizonte subesferolítico grodecrescente. 1. De subesferólitos individuais; 2. Da matriz argilosa amarrozada. Caulinita (Kln); hematita (Hem); Goethita (Gt); Quartzo (Qtz) 28
- Figura 15 – Fotomicrografias de porções do interior dos esferólitos e nódulos do horizonte esferolítico a nodular. A) Plasma ferruginoso cimentando grãos quartzo ou envolvendo poros sob o microscópio ótico com nicóis //. B) Detalhe de plasma ferruginoso cimentando grãos quartzo //. C) Zona microcristalina mostrando os microcristais de oxi-hidróxidos de ferro. D) Microcavidades com paredes revestidas por cristais esféricos a subsféricos de hematita e goethita.....29
- Figura 16 – *Topsoil*. A) Contato do TPS com HSE e deste com a CFNPD; B) Exemplo do *topsoil* exibindo o aspecto grumoso. C) Difrátograma de raios X de amostras do *topsoil*. 1. *Topsoil* como um todo; 2. dos grumos. Caulinita (Kln); goethita (Gt); hematita (Hem), quartzo (Qtz), anatásio (Ant).....30
- Figura 17 – Imagens de MEV e espectros químicos obtidos com EDS do *topsoil*. A) Agregados micrométricos de cristalitos submicrométricos de caulinita (representados pelos tons cinza escuros), além de oxi-hidróxidos de Fe e anatásio (cinza claros). B) Massa de caulinita formada pelos agregados de cristalitos. Os dois espectros, embora em escala diferente de imagem, mostram a mesma composição química 31
- Figura 18 – Fotomicrografias dos grãos de minerais pesados em luz natural identificados no perfil laterítico imaturo e no *topsoil* km 138 da BR-222. Horizonte Argiloso (HA), Crosta Ferroaluminosa Colunar Parcialmente Desmantelada (CFCPD), Crosta Ferroaluminosa Nodular Parcialmente Desmantelada (CFNPD) da base e topo, Horizonte Subesferolítico (HSE) e *Topsoil* (TPS)33

- Figura 19 – Distribuição composicional comparativa da frequência dos minerais pesados do perfil laterítico imaturo (apenas horizonte argiloso e matriz silto-argilosa) e *topsoil*. Horizonte Argiloso (HA), Crosta Ferroaluminosa Colunar Parcialmente Desmantelada (CFCPD), Crosta Ferroaluminosa Nodular Parcialmente Desmantelada (CFNPD) da base e topo, Horizonte Subesferolítico (HSE) e *Topsoil* (TPS)33
- Figura 20 – Texturas superficiais mais frequentes encontradas nos grãos de zircão (imagens de MEV). A) Zircão do HA. B) Zircão da CFCPD (matriz silto-argilosa). C) Zircão da CFNPD da base (matriz silto-argilosa). D e E) Zircões da CFNPD do topo (matriz silto-argilosa). F e G) Zircões do HSE (matriz silto-argilosa). H e I) Zircões do TPS. 1- Superfície fraturada; 2- Cavidades; 3- Estrias; 4 – Placas soerguidas/deslocadas; 5- Superfície de abrasão; 6 – Fratura conchoidal.....36
- Figura 21 – Grãos de zircão com respectivo espectro analítico químico (MEV/EDS). A) Zircão do HA. B e C) Zircões da CFCPD (matriz silto-argilosa). D e E) Zircões da CFNPD da base (matriz silto-argilosa). F e G) Zircões da CFNPD do topo (matriz silto-argilosa). H) Zircão do HSE (matriz silto-argilosa). I) Zircão do TPS.....37
- Figura 22 – Principais tipos de zircões presentes no perfil laterítico imaturo e no *topsoil*. A) Zircão do HA. B e C) Zircões da CFCPD (matriz silto-argilosa). D) Zircão da CFNPD da base (matriz silto-argilosa). E e F) Zircões da CFNPD do topo (matriz silto-argilosa). G) Zircão do HSE (matriz silto-argilosa). H e I) Zircões do TPS.38
- Figura 23 – Grãos de turmalina e rutilo e respectivo espectro analítico químico (MEV/EDS), com ressaltos de formas e texturas superficiais; A) Turmalina do HA. B) Turmalina da CFCPD (matriz silto-argilosa). C) Turmalina da CFNPD da base (matriz silto-argilosa). D) Turmalina da CFNPD do topo (matriz silto-argilosa). E) Turmalina do HSE (matriz silto-argilosa). F) Turmalina do TPS. G) Rutilo do HA. H) Rutilo da CFCPD (matriz silto-argilosa). I) Rutilo da CFNPD da base. J) Rutilo da CFNPD do topo. K) Rutilo do HSE (matriz silto-argilosa). L) Rutilo do TPS. 1- Marcas de ranhura. 2- Fratura conchoidal. 3- Superfície de abrasão 39
- Figura 24 – Distribuição das concentrações dos elementos maiores ao longo do perfil laterítico de Abel Figueiredo. SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ e TiO₂ e P.F47

- Figura 25 – Padrão de distribuição dos elementos traço confrontadas com a Crosta Superior da Terra de Rudnick & Gao 2003. Legenda: *Topsoil* (TPS), Horizonte subesferolítico (HSE), Crosta ferroaluminosa nodular parcialmente desmantelada (CFNPD), Crosta ferroaluminosa colunar parcialmente desmantelada (CFCPD), Horizonte argiloso (HA)47
- Figura 26 – Diagramas de dispersão das concentrações de pares selecionados de elementos químicos no perfil laterítico imaturo e *topsoil* da BR-222, km 138 48
- Figura 27 – Diagramas de dispersão das concentrações de pares selecionados de elementos químicos no perfil laterítico imaturo e *topsoil* da BR-222, km 138 50
- Figura 28 – Diagramas de dispersão das concentrações de pares selecionados de elementos químicos no perfil laterítico imaturo e *topsoil* da BR-222, km 138 51
- Figura 29 – Padrão de distribuição dos ETR normalizados aos condritos. Legenda: *Topsoil* (TPS), Horizonte subesferolítico (HSE), Crosta ferroaluminosa nodular parcialmente desmantelada (CFNPD), Crosta ferroaluminosa colunar parcialmente desmantelada (CFCPD), Horizonte argiloso (HA).....52

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
RESUMO	vi
ABSTRACT	viii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xi
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
2 OBJETIVO	3
2.1 OBJETIVO GERAL	3
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	3
3 LOCALIZAÇÃO E FIOGRAFIA	4
4 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	8
4.1 GRUPO ITAPECURU	8
4.2 FORMAÇÃO IPIXUNA	8
4.3 FORMAÇÕES LATERÍTIAS	8
5 MATERIAIS E MÉTODOS	11
5.1 AMOSTRAGEM	11
5.1.1 Preparação de amostras	11
5.2 ANÁLISES MINERALÓGICAS E MORFOLÓGICAS	12
5.2.1 Microscopia ótica	12
5.2.2 Difração de raios-X	12
5.2.3 Extração de anatásio	13
5.2.4 Extração de minerais pesados	14
5.2.5 Microscopia Eletrônica de Varredura e Análise com Energia Dispersiva (MEV-EDS)	15
5.2.6 Análises químicas totais	15
6 RESULTADOS E DISCUSSÕES	17
6.1 PERFIL LATERÍTICO IMATURO DE ABEL FIGUEIREDO (KM 138 BR 222)	18
6.1.1 Resultados	18
6.1.1.1 Estruturação do perfil laterítico imaturo	18
6.1.1.2 Morfologia e mineralogia principal dos horizontes	19
6.1.1.2.1 <i>Horizonte Argiloso (HA)</i>	19
6.1.1.2.2 <i>Crosta Ferroaluminosa Colunar Parcialmente Desmantelada (CFCPD)</i>	20

6.1.1.2.3 <i>Crosta Ferroaluminosa Nodular Parcialmente Desmantelada (CFNPD)</i>	23
6.1.1.2.4 <i>Horizonte Subesferolítico Granodecrescente (HSE)</i>	27
6.1.1.2.5 <i>Topsoil</i>	29
6.1.1.3 <i>Minerais Pesados</i>	32
6.1.1.4 <i>Geoquímica</i>	41
6.1.1.4.1 <i>Composição Química</i>	41
6.1.1.4.2 <i>Elementos Traços</i>	42
6.1.2 Discussão	45
6.1.3 Conclusão	53
6.2 DEVELOPMENT OF AN IMMATURE LATERITIC PROFILE IN EASTERN AMAZON	54
7 CONCLUSÕES GERAIS	105
REFERÊNCIAS	107
ANEXO	111
ANEXO A – COMPROVANTE DE SUBMISSÃO DO ARTIGO “DEVELOPMENT OF AN IMMATURE LATERITIC PROFILE IN EASTERN AMAZON”	112

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Perfis lateríticos imaturos foram reconhecidos por Costa (1991) e tem ampla distribuição na Amazônia e fazem parte das *formações lateríticas* (Costa 2007). Esses perfis em termos gerais estão estruturados em *horizontes típicos* (crosta, horizonte mosqueado e saprólito) que se sobrepõem a rocha mãe ou a um substrato de rochas sãs. Seus principais minerais são goethita, hematita, caulinita e quartzo o que, quimicamente, representa o domínio de Fe_2O_3 , Al_2O_3 , SiO_2 e H_2O (Costa 1991). Ao contrário dos perfis maduros, eles são desfavoráveis à formação de depósitos minerais clássicos em lateritos como as bauxitas e minério de ferro, porém podem conter depósitos de Au, Pt, Ni, Mn e de minerais resistentes, como aqueles de Sn, Nb-Ta, Y, etc. (Costa 2007).

De acordo com Costa (2007) o primeiro reconhecimento de perfil laterítico, realizado por Buchanan em 1807, na Planície Costeira de Malabar (Índia), corresponde exatamente aos perfis imaturos de Costa (1991). Foi Katzer em 1903 (apud Costa 1991) que primeiro registrou formações ricas em oxi-hidróxidos de ferro, a que os denominou arenitos ferruginosos, e que certamente não são formações lateríticas típicas, e que para Costa (1991, 2007) não são equivalentes a lateritos. A partir da década de 1970 trabalhos como de Kronberg *et al.* (1979b), Sombroek & Camargo (1983), Costa (1985) e Costa *et al.* (1997), enfatizaram a mineralogia e composição química dos perfis lateríticos imaturos. Costa (1991, 1997) estabeleceu o termo lateritos imaturos ou perfis lateríticos imaturos para designar materiais que apresentam características típicas de baixo grau de evolução, que na Amazônia são de idade pleistocênica, os quais se distinguem dos perfis maduros pela ausência de horizonte bauxítico e/ou de fosfatos de alumínio, se derivados de rochas aluminossilicatas. Mais recentemente Calaf (2000) e Kotschoubey *et al.* (2005a) estudaram esses perfis lateríticos na região sudeste do Pará entre as cidades de Dom Eliseu e Açailândia, e Dom Eliseu e Rondon do Pará ao longo da BR-010 e BR-222, respectivamente, e denominaram de sucessão laterítica do Neógeno-Pleistoceno.

Perfis lateríticos equivalentes aos imaturos de Costa (1991) tem sido descritos nas Guianas, Colômbia e Venezuela na América do Sul bem em vários países da África, na Austrália, e muitas ilhas e arquipélagos dos oceanos Índico e Pacífico (Costa 2007). Representam assim os perfis lateríticos mais frequentes encontrados na face da Terra (Costa, 2007). Na região de Rondon do Pará e Abel Figueiredo e áreas adjacentes, essas formações são comuns e por vezes dominam a paisagem local, constituindo principalmente as porções mais

rebaixadas e peneplanizadas, sejam como depósitos autóctones sejam alóctones (Costa *et. al* 1997).

Embora os perfis imaturos tenham uma ampla distribuição no Brasil, se estendendo do Nordeste ao Sudeste e na própria Amazônia, e também pelo mundo afora, são materiais ainda pouco estudados.

2 OBJETIVO

2.1 OBJETIVO GERAL

Estudo das formações lateríticas imaturas para o entendimento da evolução geológica durante o Cenozóico na região de domínio de Abel Figueiredo e Rondon do Pará.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Caracterização geológica dos perfis lateríticos imaturos de Abel Figueiredo;
- Caracterização mineralógica e micromorfológica desses lateritos;
- Determinação de sua composição química;
- Identificação morfológica e mineralógica dos minerais pesados, em especial dos zircões, e sua importância para definição da proveniência e afinidade entre o perfil laterítico e sua cobertura.
- Extração e caracterização morfológica do anatásio e avaliar a sua importância sobre processos de formação desses perfis.

3 LOCALIZAÇÃO E FISIOGRAFIA

A região de estudos se situa nos municípios de Abel Figueiredo e Rondon do Pará, Sudeste do Pará. Foram investigados dois perfis localizados ao longo da BR-222 no km 137 (0797060 E/ 9456338 S, zona 22M) e km 138 (795924 E/ 9455912 S, zona 22M). O acesso, a partir de Belém-PA pode ser feito pela BR-316 BR-010, e BR-222 até os km 137 e km 138 (figura 1).

Na região investigada distinguem-se duas superfícies (Figura 2). Uma mais elevada representada por platôs dissecados, bem individualizados, sustentados por cobertura laterítica/bauxítica e por seu capeamento argiloso (Argila de Belterra), e nas encostas destes e zonas periféricas está a segunda superfície, de terrenos mais baixos com feições tabulares formando patamares ou rampas levemente inclinadas sustentadas por cobertura ferroaluminosa e por latossolos amarelos (topsoil), além de vales entalhados nestas superfícies (Kotschoubey *et al.* 2005a, Kotschoubey *et al.* 2005b). A primeira superfície alcança altitude de 400 m e suaviza progressivamente para norte, que atinge atitudes entre 200 e 180 m próximo da cidade de Paragominas (Kotschoubey *et al.* 2005a). Já a segunda superfície, em Rondon do Pará e Abel figueiredo chega a 200 m e decresce para 150 m a 65 km mais a norte (Kotschoubey *et al.* 2005a).

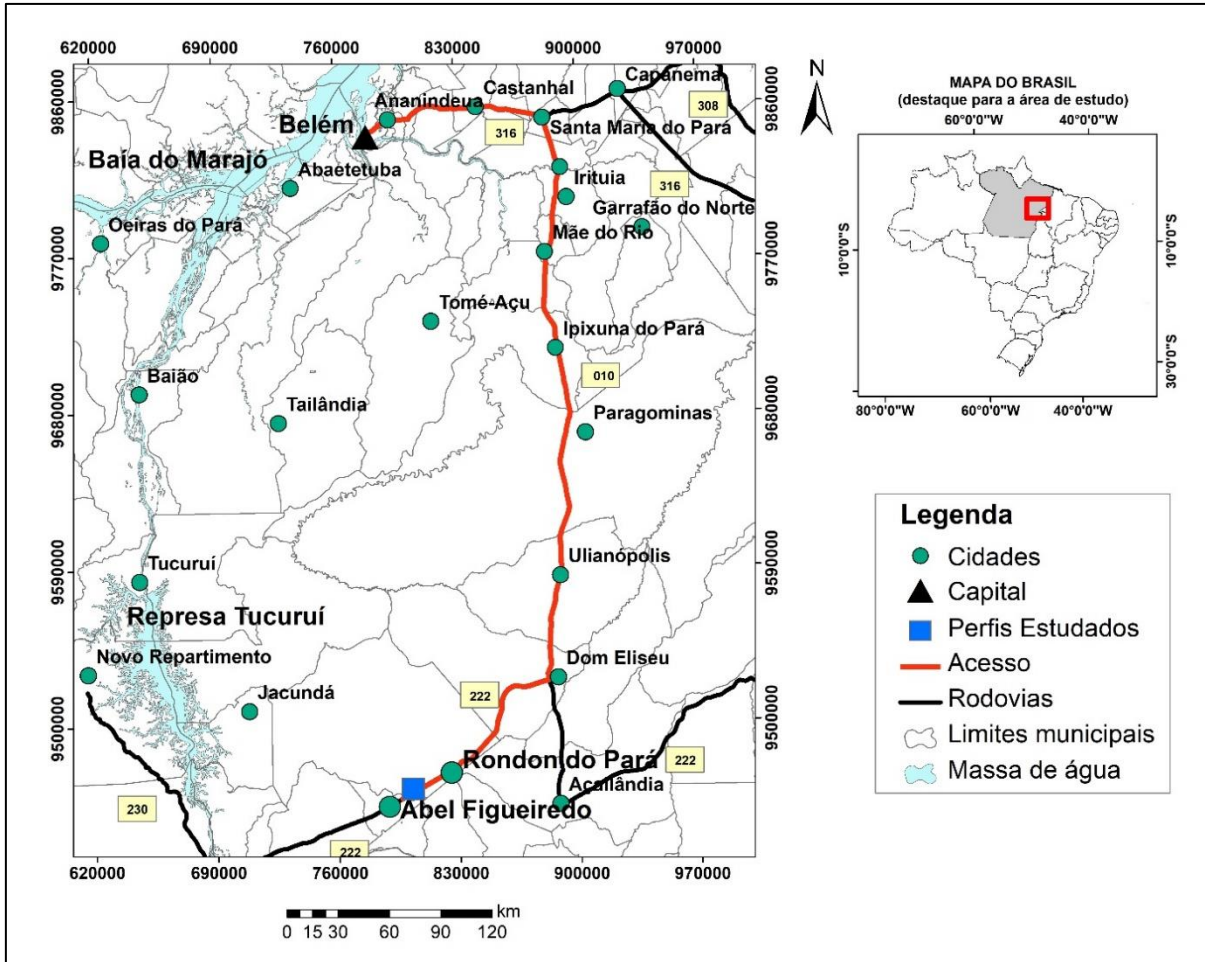


Figura 1 – Mapa de acesso e de localização da área de estudo dos perfis lateríticos imaturos de Abel Figueiredo e Rondon do Pará, sudeste do Pará.

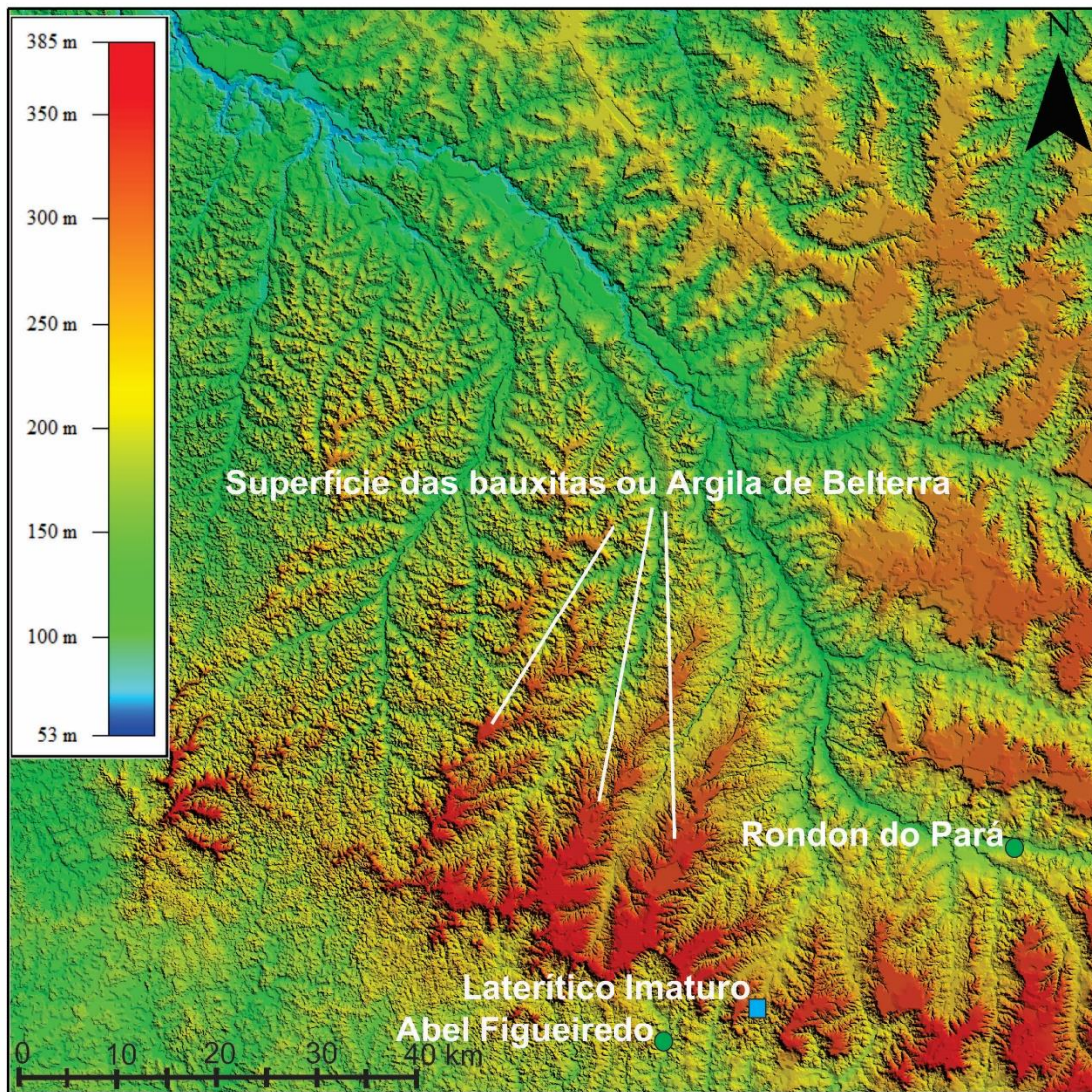


Figura 2 – Relevo da área de estudo, gerado com o software Global Mapper 14 a partir do modelo de elevação digital (Shuttle Radar Topography Mission).

A região investigada apresenta condições climáticas tropicais, com dois períodos bem distintos de precipitação pluviométrica: um chuvoso que se estende de janeiro a maio com precipitação em torno de 1800 a 2200 mm e, outro, de junho a dezembro com chuvas ocasionais (INMET 2017). A temperatura média anual oscila entre 26,5 °C e 29 °C (INMET 2017).

A vegetação predominante é de pastagem, que após a instalação de inúmeras fazendas de criação de gado veio gradativamente a substituir a vegetação nativa de floresta tropical densa. No entanto, a vegetação primária ainda se encontra em áreas isoladas sendo substituída por capoeira latifoliada em áreas desmatadas pelo extrativismo madeireiro (EMBRAPA 2002, 2003) e não ocupadas por pastos. Esta vegetação primária é classificada pela EMBRAPA (1988a) de Floresta Equatorial Subperenifólia, enquanto a regionalmente conhecida por mata

de várzea, de pouca expressão, é denominada de Floresta Equatorial Higrófila composta por espécies florestais de porte mediano, de madeira mole, sem valor comercial, com exceção da andiroba (EMBRAPA 2002, 2003). Recentemente parte das áreas de pastagens estão sendo substituídas pelo cultivo extensivo de soja e milho, e mais restrito, pelo plantio de espécies frutíferas como banana, melancia, maracujá, tomate e também mandioca (raíz), todas manejadas para fins comerciais (FAPESPA 2016)

4 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Essa região ocupa a porção sudoeste da Bacia do Grajaú que se estabeleceu no Eocretáceo sobre rochas gnáissicas, graníticas e metassedimentares do Cinturão de Dobramento Gurupi, Cráton São Luís, bem como rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba (Paz & Rosetti 2001, Rosetti 2001, Vasquez *et al.* 2008). Ela é considerada uma continuidade sul da Bacia São Luís, uma depressão rasa marginal ao contexto de grabens intracontinentais, *Graben* do Gurupi (Paz & Rosetti 2001). A sucessão estratigráfica da Bacia do Grajaú é constituída pelo Grupo Itapecuru e Formação Ipixuna, ambas de idade cretácea, estas, em parte, transformadas em Formações Lateríticas no Paleógeno (Costa 1991, Vasquez *et al.* 2008) (Figura 3).

4.1 GRUPO ITAPECURU

Segundo Rosetti (1997) o grupo Itapecuru é constituído da base para topo pelas formações designadas de Unidade Indiferenciada, Formação Alcântara e Formação Cujupe, que formam um espesso pacote sedimentar (até 4000 m), predominantemente siliciclástico (arenitos caulíníticos finos com níveis argilosos e conglomeráticos, que exibem, via de regra, abundante estratificação cruzada) depositados em ambiente fluvial, sob condições climáticas semi-áridas e ocupando a porção ocidental da Bacia do Grajaú (Góes 1981, Kotschoubey *et al.* 2005). Lima e Rosetti (2001) e Anaisse Jr *et al.* (2001), no entanto identificaram influência marinha em um sistema estuarino-lagunar nas porções centro-leste e sudoeste da Bacia do Grajaú.

4.2 FORMAÇÃO IPIXUNA

A Formação Ipixuna é formada por arenitos com estratificação cruzada ricos em caulim e, além de siltitos e argilitos vermelhos subordinados, que pelo eixo da rodovia Belém-Brasília se estendem desde 60 km ao sul da cidade de São Miguel do Guamá (PA) até a 31 km ao norte de Imperatriz (MA) (Góes 1981). Também está bem exposta na região do Rio Capim na porção leste da Sub-bacia de Cameté do sistema *Graben* do Marajó (Rosetti & Góes, 2004). Santos Jr. & Rosetti (2003) atribuem deposição em ambientes fluviais e estuarinos complexos.

4.3 FORMAÇÕES LATERÍTICAS

As litologias da Bacia do Grajaú expostas à superfície foram transformadas durante o Paleógeno em formações lateríticas complexas (Perfis Maduros), em que bauxita e caulim são as mais significativas na região em apreço (Costa 1991, 1997, Kotschoubey *et al.* 2005b). E depois, em uma nova fase de lateritização no Pleistoceno marcou a formação dos lateritos

imatuos (Costa 1991, 1997, Kotschoubey *et al.* 2005a, Costa *et al.* 2014a) que ocupam o topo dos morros da superfície rebaixada, não indicadas no mapa da Figura 3.

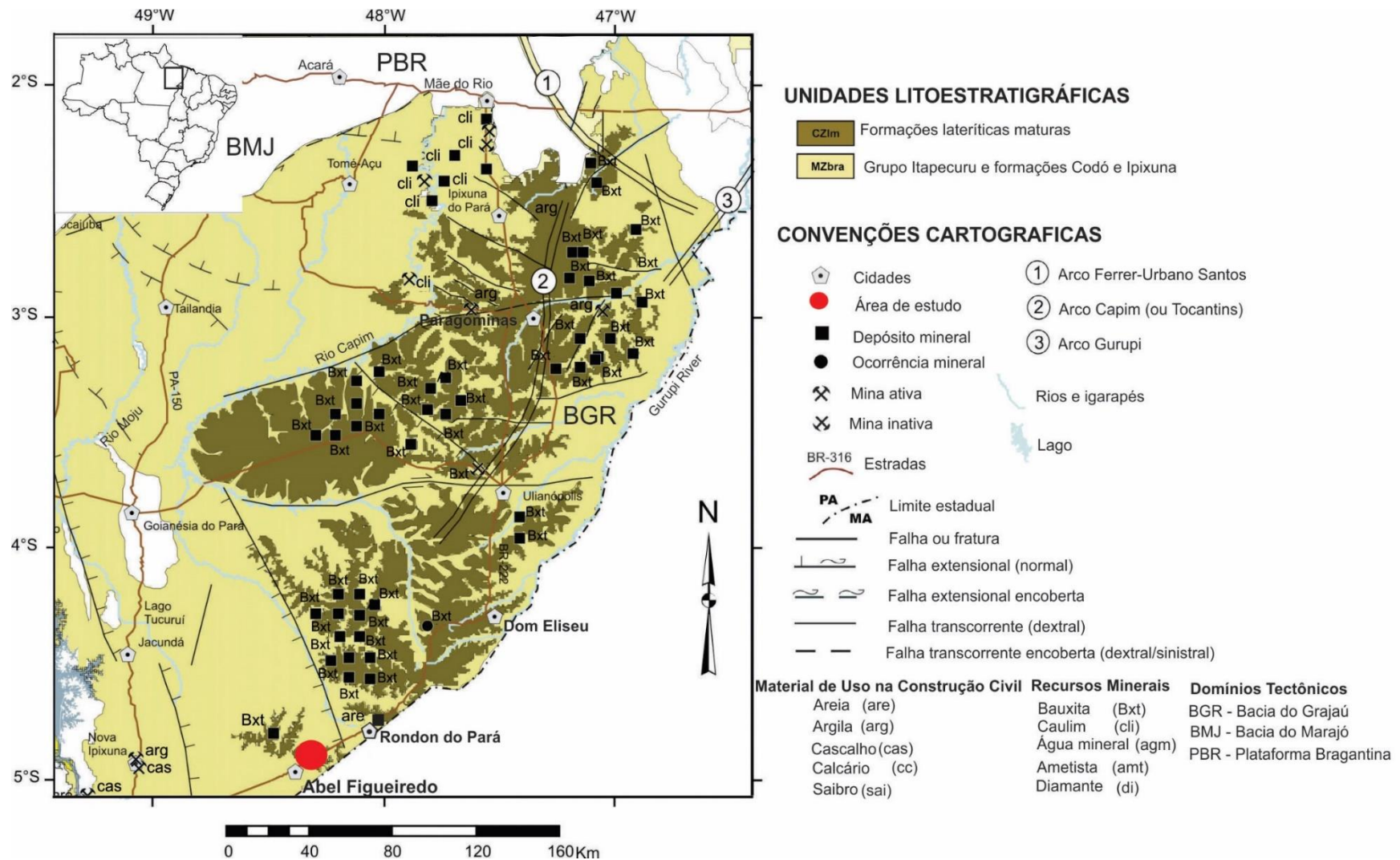


Figura 3 – Geologia da região nordeste-sudeste do Pará. Modificado de Vasquez *et al.* (2008).

5 MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 AMOSTRAGEM

Inicialmente foi desenvolvido trabalhos de campo entre Abel Figueiredo e Rondon do Pará para se avaliar a extensão e características das formações lateríticas em geral tanto maduras mineralizadas em bauxitas quanto imaturas e sua relação com as rochas subjacentes e adjacentes, e a paisagem local e regional.

Foram investigadas seções geológicas em uma extensão de 40 km em cortes da rodovia BR-222 entre as cidades de Abel Figueiredo e Rondon do Pará. Em seguida selecionou-se no município de Abel Figueiredo dois perfis lateríticos imaturos nos km 137 e 138 da BR-222 (260 m de altitude), a 9 e 8 km a nordeste da cidade de Abel Figueiredo, respectivamente. Após a descrição detalhadas dos mesmos procedeu-se a coleta de 21 amostras representativas, para análises laboratoriais. Os trabalhos de campo foram acompanhados de tomadas de imagens que tentaram identificar variações de cor, texturas, estruturas, da granulometria, vazios, grau de coesão, e constituição mineral, o que possibilitou o reconhecimento dos principais horizontes dos perfis lateríticos e sua cobertura.

5.1.1 Preparação das amostras

As amostras foram descritas mesoscopicamente com auxílio de lupa de bolso (aumento de 14x) e imageadas com câmera digital. Uma alíquota *in natura* de cada amostra foi empregada para elaboração de lâmina delgada polida, outra cominuída, homogeneizada e quarteada. Desta uma alíquota foi empregada para extração física de minerais pesados, outra pulverizada em graal de ágata para identificação mineralógica por DRX método do pó, extração química de anatásio e análises químicas multielementares totais (figura 4).

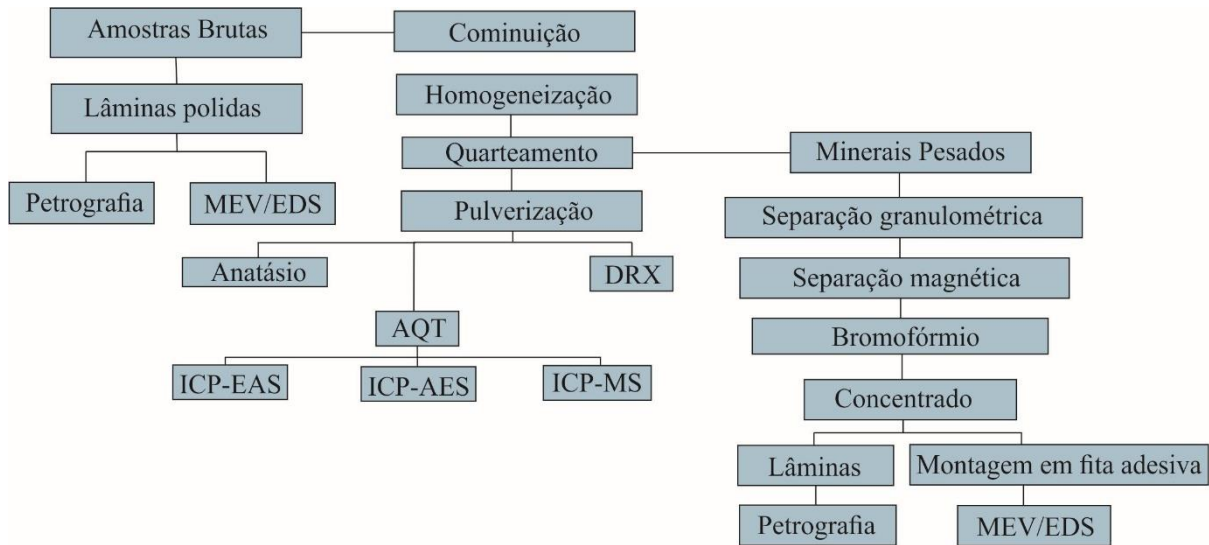


Figura 4 - Fluxograma de etapas de preparação e análise das amostras investigadas.

5.2 ANALISES MINERALÓGICAS E MORFOLÓGICAS

5.2.1 Microscopia ótica

21 lâminas delgadas polidas de amostras representativas de cada horizonte foram investigadas por microscopia ótica, para identificação mineralógica, de padrões texturais, enfatizando relações cristalinas e formas plásmicas e feições herdadas. Também foram confeccionadas 21 lâminas de minerais pesados para identificação dos minerais transparentes e contagem de no mínimo 150 grãos/lâmina. As lâminas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação (LAM) do PPGG-IG-UFPA e os estudos por microscopia ótica de luz transmitida no Laboratório de Mineralogia e Gemologia do IG-UFPA do LAMIGA com auxílio do microscópio Zeiss, modelo AXIOLAB POL. Os principais materiais de apoio para as descrições dos aspectos texturais e identificação dos minerais pesados foram o *Atlas of Micromorphology of Mineral Alteration and Weathering* de Delvigne (1999) e *Heavy Minerals in Color* de Mange & Maurer (1992), respectivamente.

5.2.2 Difração de raios-X

Para a identificação dos constituintes minerais dos perfis lateríticos também se empregou a difração de Raios X (DRX) método pó no Laboratório de Mineralogia e Geoquímica Aplicada (LaMiGA) do IG-UFPA. As análises foram realizadas com auxílio de difratômetro Bruker, modelo D 2 PHASER, equipado com anodo de cobre ($\lambda_{Cu K\alpha} = 1.54184 \text{ \AA}$) em condições de funcionamento de 30 kV de tensão e 10 mA de corrente, passo de 0,02 e tempo de passo de 0,2s com detector do tipo Lynxeye. A aquisição dos dados foi realizada

através do software X'Pert High Score Plus do Laboratório de Caracterização Mineral do PPGG_IG-UFPA e o tratamento realizado com o programa CorelDRAW modelo X6.

5.2.3 Extração de anatásio

Para a extração e caracterização do anatásio foram selecionadas 10 amostras do perfil laterítico do km 137 BR-222. A extração seguiu o método proposto por Sayin e Jackson (1975) e foi realizada no laboratório de Análises Químicas do PPGG-IG-UFPA. O método consiste em tratar as amostras com o ácido hexafluortitânico (H_2TiF_6) que dissolve quimicamente a caulinita e a maioria dos outros filossilicatos das amostras e concentra no resíduo o anatásio e minerais como zircão e rutilo.

Em primeiro lugar foi necessário produzir o ácido H_2TiF_6 . Para esse fim foi utilizado 400 ml de HF 48% MERCK e 180 g de reagente TiO_2 de alta pureza MERCK. HF e TiO_2 reagem produzindo $H_2TiF_6.aq$ e mais duas moléculas de H_2O , conforme a seguinte reação exotérmica: $6HF.aq + TiO_2 \leftrightarrow H_2TiF_6.aq + 2H_2O$ (Sayin & Jackson 1975). Para porcentagens em peso de titânio iguais ou superiores a 16,5% na solução de H_2TiF_6 , ocorre uma efetiva dissolução da caulinita e outros filossilicatos.

A solução foi diluída em aproximadamente 1:55000 para construção de uma curva de calibração (figura 5) e o teor de TiO_2 foi obtido por colorimetria, A concentração de TiO_2 obtida foi então multiplicada pelo fator de diluição e transformada para porcentagem em peso do elemento Ti.

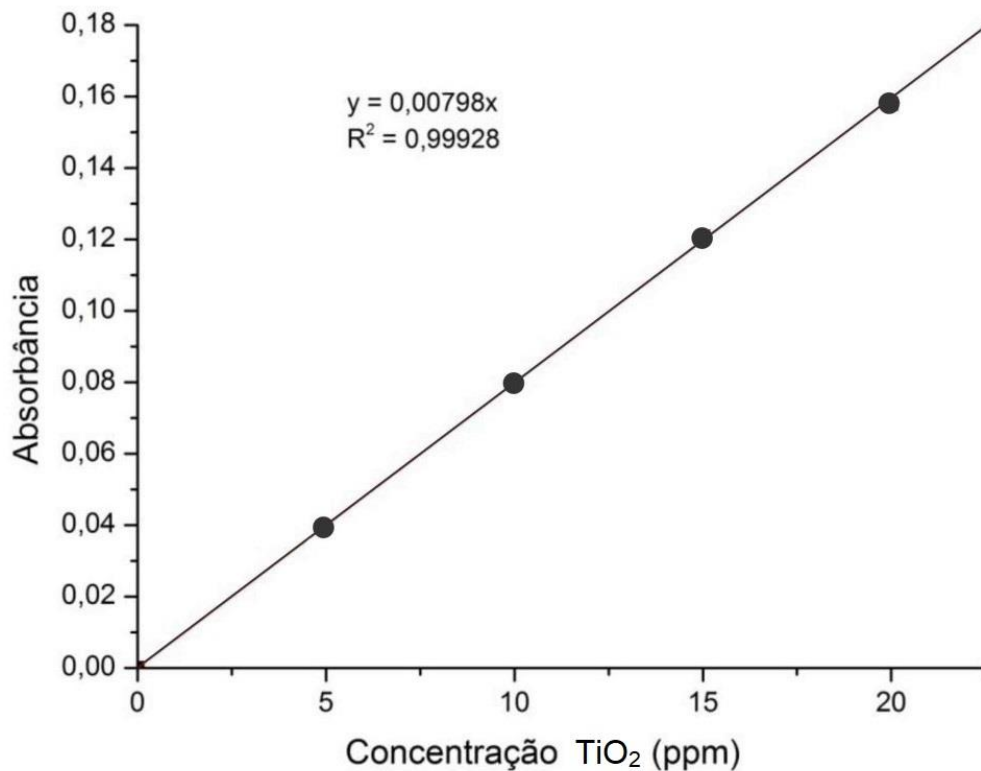


Figura 5- Curva de calibração de TiO₂ na solução diluída.

Produzido o ácido, pesou-se 1 g de cada amostra para reagir com 30 ml de H₂TiF₆ em um tubo de polietileno, mantendo-o firmemente fechado. O tubo então é levado ao banho-maria a 45° C por dois dias e agitado periodicamente a cada uma hora. O resíduo obtido foi lavado 3 vezes com 30 ml de HCl N durante 5 minutos na centrífuga, mais duas vezes com HCl 0.1 N durante 10 minutos também na centrífuga, e finalmente 5 vezes com água deionizada. Posteriormente, os oxihidróxidos de ferro contidos no resíduo foram eliminados com 40 ml de HCl 6N em banho maria por 3 horas a 80° C. Os resíduos assim obtidos foram lavados com água deionizada para eliminar o HCl residual. Por fim, estes foram secados a 40°C por 24h e pesados. Dessa maneira, concentrou-se o anatásio e minerais associados.

5.2.4 Extração de minerais pesados

Os grãos de minerais pesados (anatásio não faz parte deste conjunto, pois se encontra normalmente em cristalitos e/ou grânulos menores que 400 nm, portanto não fazem parte da fração de extração dos minerais pesados) foram extraídos segundo os procedimentos a seguir:

- (i) Cominuição de 100 g de amostras de cada horizonte através de britador de mandíbulas e *shatterbox* durante 2 a 3 segundos na Oficina de Preparação de Amostras (OPA) do PPGG_IG-UFGA;

- (ii) Separação granulométrica através de peneiras de passante a 0,125 mm e retida de 0,063 mm, preservando a fração granulométrica de areia muito fina (0,063-0,125mm) no Laboratório de Sedimentologia do PPGG_IG-UFPA;
- (iii) Separação magnética com caneta magnética no Laboratório de Separação Mineral do PPGG_IG-UFPA;
- (iv) Extração de minerais pesados, através da técnica do líquido denso (bromofórmio) no Laboratório de Sedimentologia do PPGG_IG-UFPA.
- (v) Tomada de pequena alíquota do concentrado de minerais pesados e sua montagem em fita adesiva dupla face para análise em microscópio eletrônico de varredura com EDS;
- (vi) Confeção de uma lâmina de minerais pesados para cada amostra respectiva para investigação sob o microscópio óptico.

5.2.5 Microscopia Eletrônica de Varredura e Análise com Energia Dispersiva (MEV-EDS)

Esta técnica foi empregada tanto para estudo dos minerais principais quanto para os ditos minerais pesados, com maior atenção ao zircão e ao anatásio. Para tal foram obtidas imagens dos distintos aspectos morfológicos e texturais e análises químicas semiquantitativas. Para classificação dos cristais de zircões utilizou-se a metodologia de Pupin (1980) que permite a partir da morfologia de seus cristais identificar proveniências petrológicas. Todas amostras empregadas para esse fim foram metalizadas com ouro para favorecer a condutividade elétrica. Todas essas análises foram realizadas no Laboratório de Microanálises do PPGG_IG-UFPA com microscópio eletrônico de varredura modelo LEO-1430 ou SIGMA-VP e também no Laboratório de Mineralogia e Geoquímica Aplicada (LaMiGA) do PPGG_IG-UFPA, quando se empregou o microscópio eletrônico da marca Hitachi modelo TM 3000 e o sistema EDS 3000 acoplado ao MEV através do software Swift ED.

5.2.6 Análises Químicas Totais (AQT)

Para avaliação da composição química dos materiais investigados e sua variação ao longo dos perfis lateríticos foram selecionadas 10 amostras do perfil laterítico do km 137 BR-222 para análises na *Acme Analytical Laboratories (Vancouver) Ltd* e 11 amostras do perfil laterítico do km 138 BR-222 para análises na ALS Brasil LTDA. No laboratório da *Acme* os elementos maiores foram determinados por ICP-EOS após fusão total das amostras com metaborato/tetraborato de lítio e digestão em ácido nítrico, enquanto no laboratório da ALS

foram determinados por ICP-EAS (fusão com borato de lítio). A determinação dos elementos traços pela *Acme* ocorreu por ICP-MS, após também passar por fusão total, com metaborato/tetraborato de lítio e também serem digeridos em ácido nítrico, já os metais preciosos e os metais de base foram digeridos com água régia. O laboratório da ALS determinou os elementos traços por ICP-MS com fusão por borato de lítio, exceto elementos como As, Bi, Hg, In, Re, Sb, Se, Te, Tl que foram determinados por digestão com água régia, enquanto os metais base foram determinados com digestão por quatro ácidos e determinação por ICP-AES. A perda ao fogo (PF) em todas as amostras fora obtida após a calcinação das amostras a 1000 °C

Os resultados foram tratados com o *Excel 2016*, quando além dos cálculos estatísticos básicos, também se gerou diagramas binários de dispersão a partir das matrizes de correlação. Os elementos menores e traços foram normalizados segundo a média crustal de Rudnick & Gao 2003 e os ETR segundo o padrão condritico de Evensen *et al.* (1978) e plotados em diagramas multielementares para observar os padrões de distribuição.

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados, discussões e conclusões dos dois perfis lateríticos investigados são apresentados de duas formas: o primeiro perfil, **km 138** BR-222, segue o padrão convencional de elaboração de texto de dissertação e/ou tese do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, enquanto o segundo, do **km 137** da BR-222, está em forma de artigo submetido à revista *Journal of South American Earth Sciences*.

6.1 PERFIL LATERÍTICO IMATURO DE ABEL FIGUEIREDO (KM 138 BR 222)

6.1.1 Resultados

6.1.1.1 Estruturação do perfil laterítico imaturo

Neste perfil (figura 6) foram identificados cinco horizontes distintos: o argiloso na base (HA), sobreposto pela crosta ferroaluminosa colunar parcialmente dismantelada (CFCPD), seguido pela crosta ferroaluminosa nodular parcialmente dismantelada (CFNPD) da base (B) e topo (T), o subesferolítico granodecrescente (HSE) e então capeado pelo *topsoil* (TPS). Os materiais ferruginosos duros e coesos da CFCPD, CFNPD e HSE serão denominados de crostas para o primeiro e segundo, e de subesferólitos para o último, já os incoesos e argilosos envolventes serão referidos como matriz argilosa.

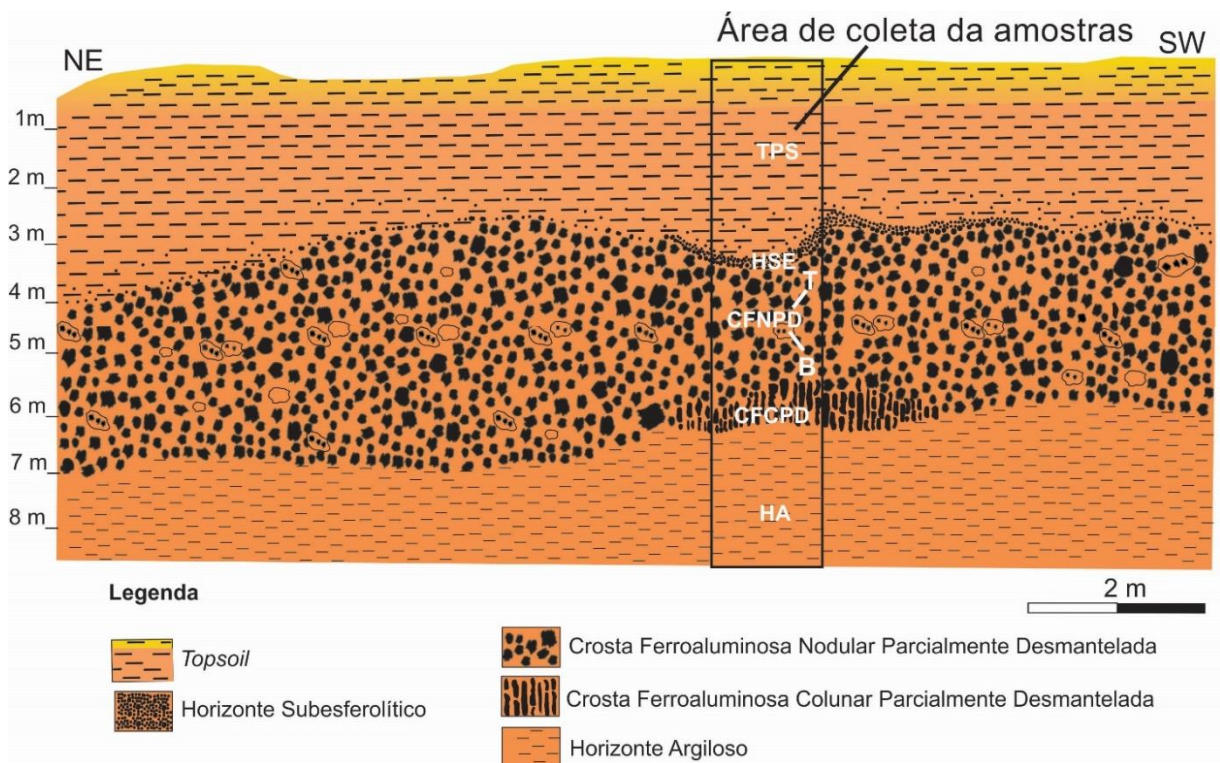


Figura 6- Seção esquemática do perfil laterítico de Abel Figueiredo do Km 138 BR-222 mostrando o perfil selecionado e os horizontes identificados: horizonte argiloso (HA), crosta ferroaluminosa colunar parcialmente dismantelada (CFCPD), crosta ferroaluminosa nodular parcialmente dismantelada (CFNPD) da base (B) e topo (T), horizonte subesferolítico granodecrescente (HSE), e *topsoil* (TPS).

6.1.1.2 Morfologia e Mineralogia

6.1.1.2.1 Horizonte Argiloso (HA)

O HA apresenta espessura em média de 1,30 m e está em contato abrupto com a crosta ferroaluminosa colunar acima (figura 7A). É representado por material silto-argiloso, marrom avermelhado (figura 7B), de aspecto maciço, rico em caulinita e localmente hematita e quartzo (figura 7C). Nas suas paredes externas, observam-se, por vezes, tanto manchas cinza escuras de óxi-hidróxido de ferro como manchas esbranquiçadas de desferriificação (figura 7A).

Sob o microscópio a caulinita se apresenta microcristalina, em cristais euédricos, pseudo-hexagonais empilhadas, às vezes formando booklets, ou mesmo plaquetas isoladas micrométricas (figura 8A e B). Agregados microcristalinos e irregulares de caulinitas também são observadas formando massa porosa (figura 8C). Restritamente hematitas exibem aspecto vermiforme (figura 8D).

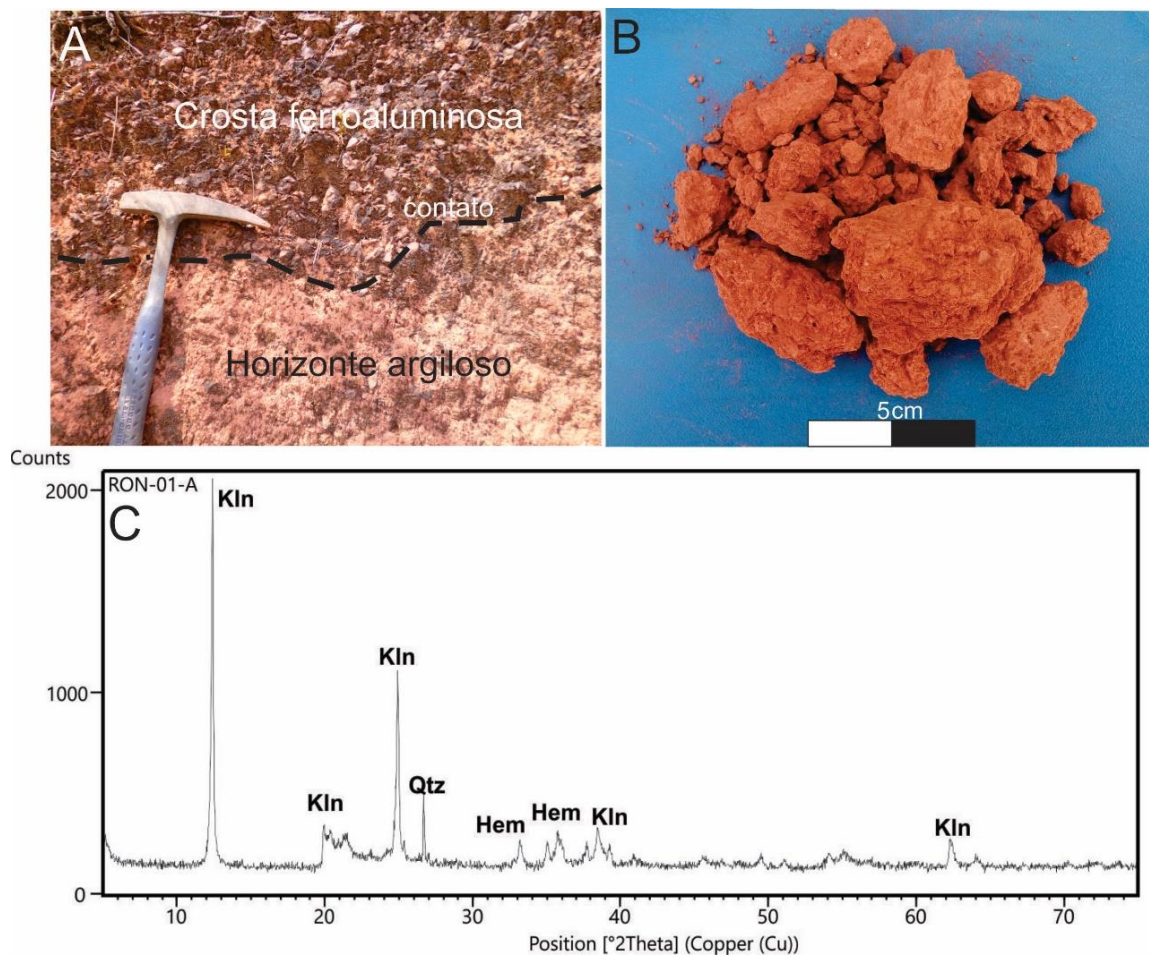


Figura 7– Horizonte argiloso. A) Contato abrupto entre crosta ferroaluminosa e horizonte argiloso; B) Amostras do horizonte argiloso retiradas da porção intermediária do horizonte; C) Difratoograma de raios X do horizonte argiloso. Caulinita (Kln); hematita (Hem); quartzo (Qtz).

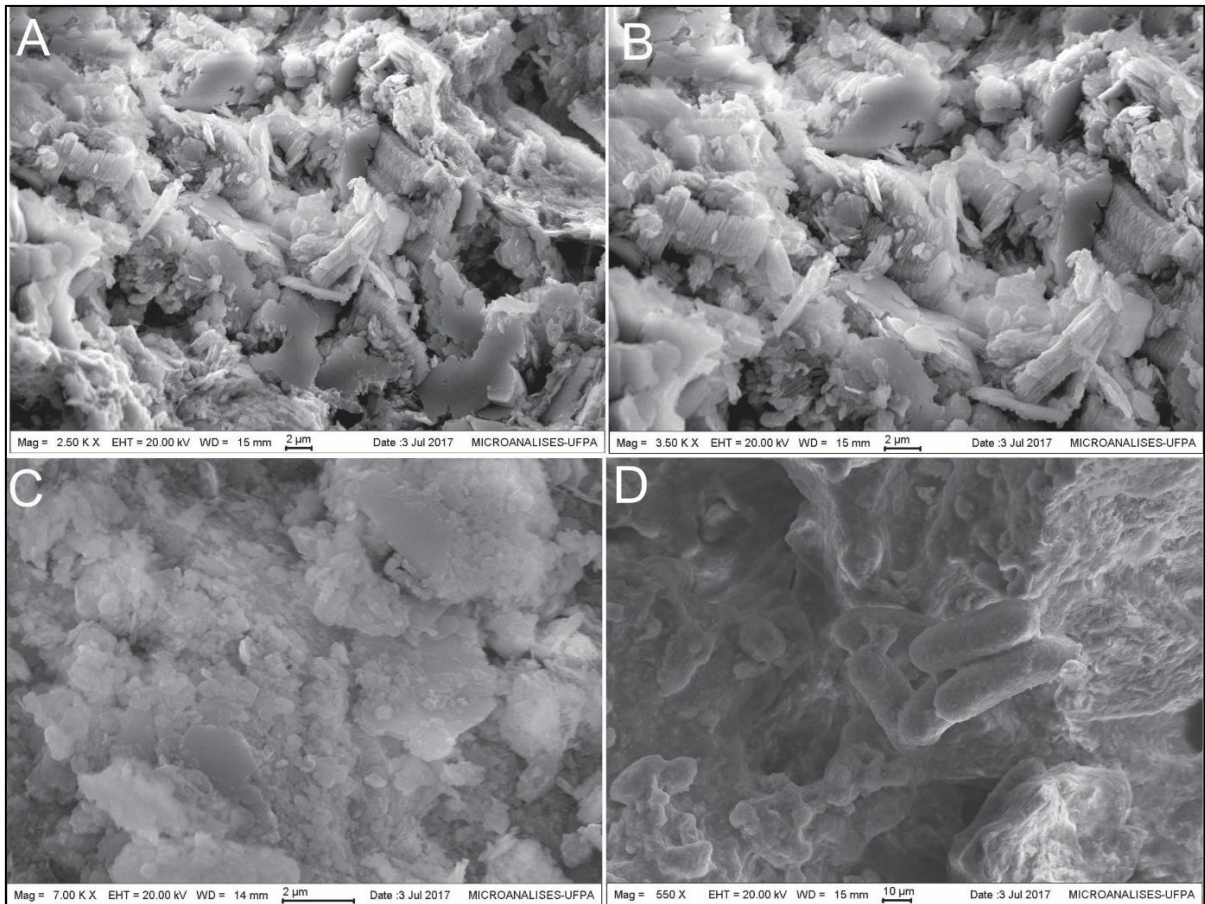


Figura 8– Imagem de MEV de material da cobertura argilosa. A) caulinitas do horizonte argiloso em placas pseudo-hexagonais empilhadas e B) Detalhe da figura A mostrando caulinitas em placas pseudo-hexagonais empilhadas. C) Caulinitas com textura microporosa. D) Hematitas vermiformes.

6.1.1.2.2 *Crosta Ferroaluminosa Colunar Parcialmente Desmantelada (CFCPD)*

Este horizonte foi observado apenas localmente e apresenta espessura máxima de 0,65 m e está em contato gradacional com a crosta ferroaluminosa nodular acima. Apresenta colunas centimétricas constituídas por hematita e goethita, de cores marrons claros a escuros, por vezes vermelhos e também ocres, paralelizadas por canais preenchidos por material silto-argiloso amarronzado contendo ainda resíduos de material colunar (figura 9A e B). São ainda microporosas, cavernosas e observam-se nódulos ferruginosos revestidos por películas marrons escuras de hidróxidos de ferro, com aspecto de superfície envernizada. No todo a CFCPD é constituída por hematita, goethita, caulinita e quartzo (figura 9C).

Ao microscópio óptico, os materiais constituintes das crostas colunares (material duro) exibem um plasma marrom avermelhado escuro formado por hematita e goethita nanocritalina, com micro-nódulos intraplasmáticos (figura 10A e B). Estes micro-nódulos são formados pelos

mesmos minerais do plasma que se apresentam microcristalinos e também associados com caulinita microcristalina (figura 10E e F). Os grãos de quartzo são raros e quando presentes estão fraturados, corroídos e são quebradiços e cimentados por hematita e goethita. A quase ausência de grãos de quartzo e os inúmeros poros ou cavidades não interligados indicam uma completa dissolução desses grãos de quartzo, como já foi observado em Truckenbrodt *et al.* (1995), Boulangé & Carvalho (1997), Delvigne (1999), Kotschoubey *et al.* (2005) e Costa *et al.* (2014a) ou destacamento de grãos de minerais durante a confecção das lâminas (figura 10A e B). Também são comuns feições arredondadas e levemente esféricas micro a criptocristalinos formadas por aglomerados de cristais tabulares de hematita e/ou goethita e ocupam as microcavidades em meio a plasma ferruginoso (figura 10C e D).

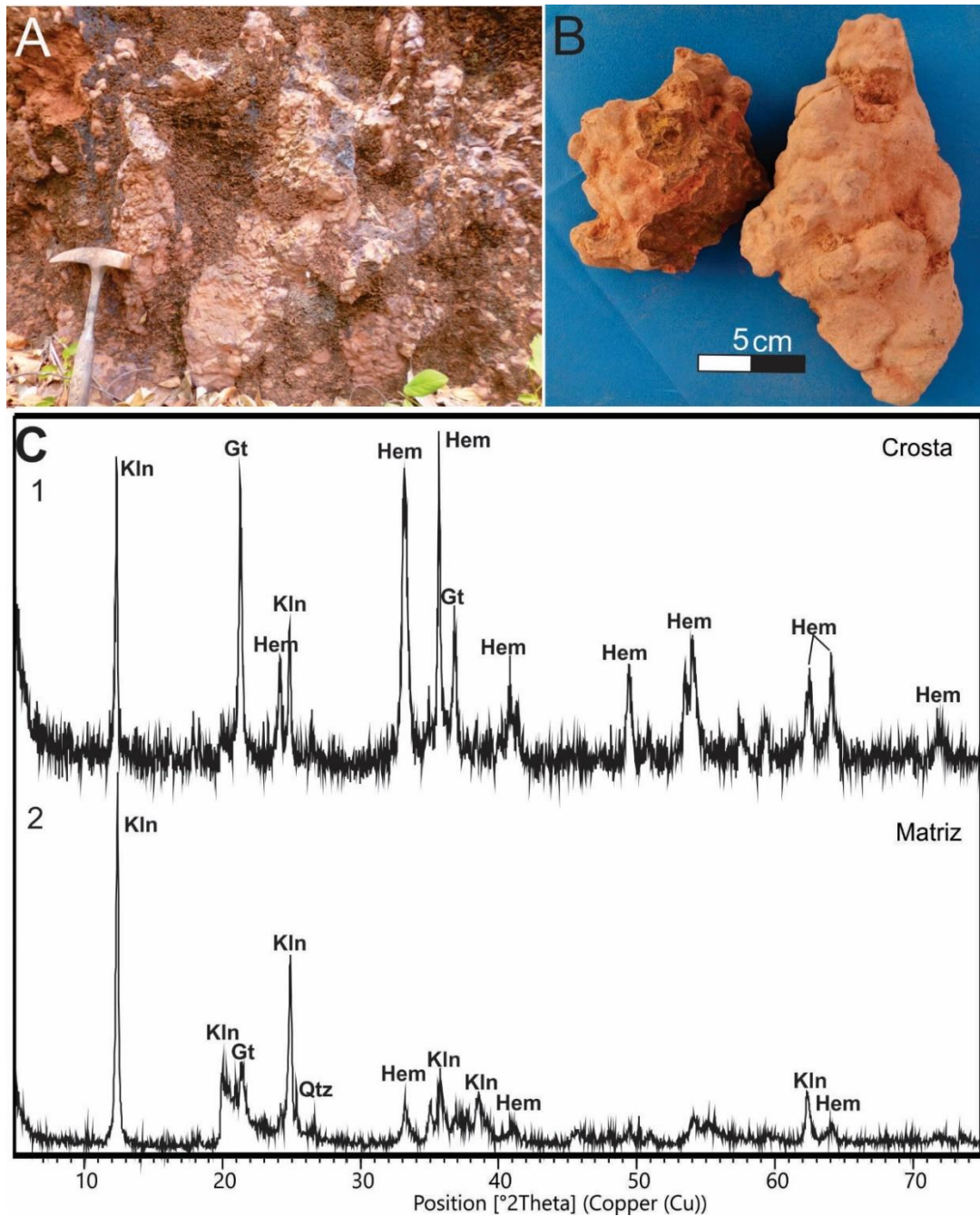


Figura 9– Crosta ferroaluminosa colunar parcialmente desmantelada. A) Estrutura colunar com canais preenchidos por material argiloso; B) Fragmentos da crosta colunar. C) Difratoogramas de raios X de amostras da crosta ferroaluminosa colunar. 1. Difratoograma de fragmentos de crosta ferroaluminosa; 2. Difratoograma da matriz argilosa da crosta ferroaluminosa colunar desmantelada. Caulinita (Kln); goethita (Gt); hematita (Hem); quartzo (Qtz).

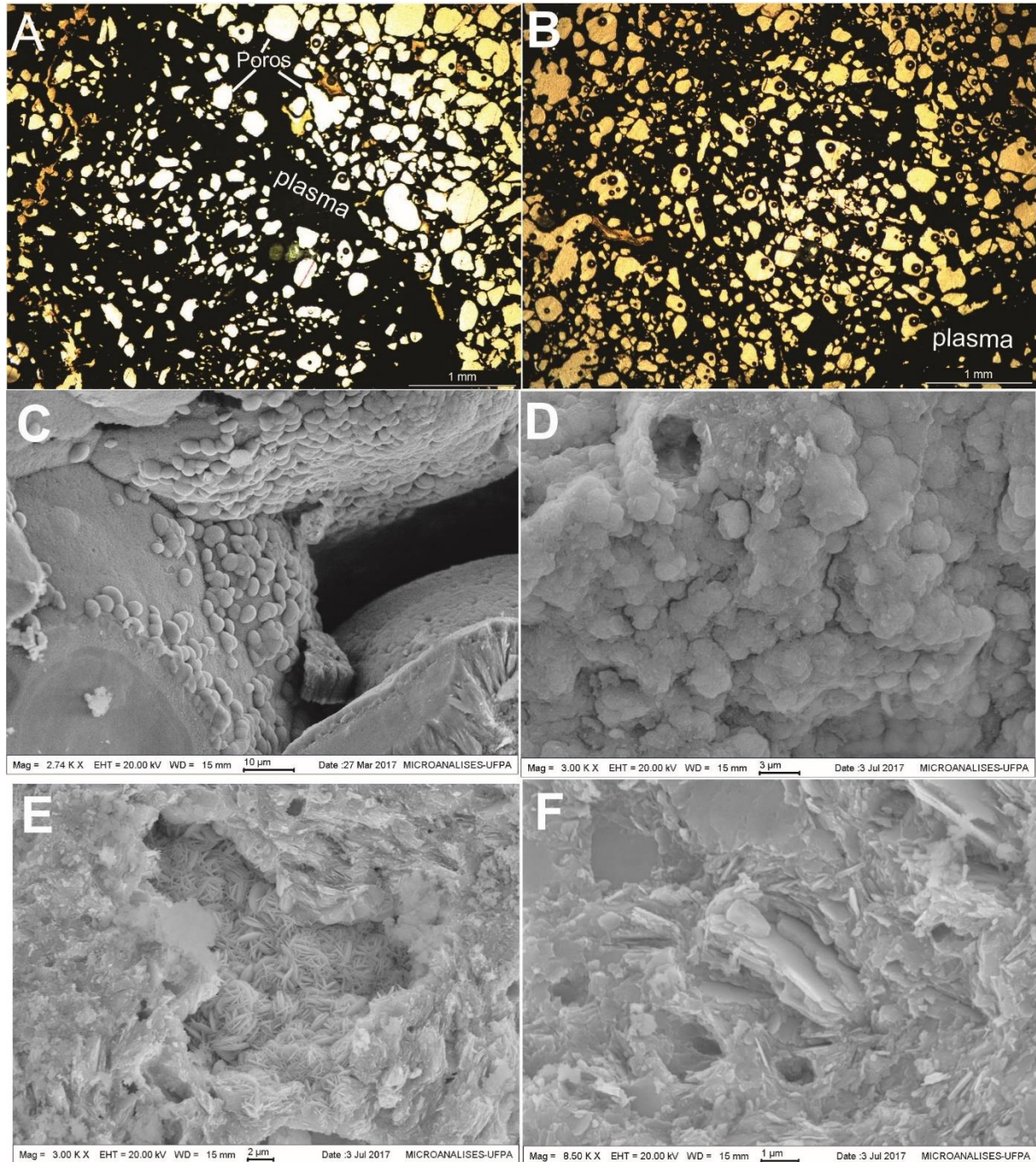


Figura 10- Fotomicrografias da crosta ferroaluminosa colunar. A) e B) Plasma ferruginoso cinza escuro envolvendo inúmeras cavidades e poros observados sob o microscópio ótico com nicóis //. C) Agregados esféricos microcristalinos de hematita e goethita preenchendo poros. D) agregados criptocristalinos de hematita e goethita. E) Cavidade envolta por matriz caulinítica e ocupada em seu interior por agregados de hematita e goethita. F) plaquetas micrométricas de caulinita.

6.1.1.2.3 Crosta Ferroaluminosa Nodular Parcialmente Desmantelada (CFNPD)

A CFNPD alcança 2,8 m de espessura e está em contato gradacional com o horizonte subesferolítico acima (figura 11 A). É constituída por nódulos ferruginosos de até 0,12 m de comprimento, tanto na base como no topo (figura 11B). Também ocorrem nódulos de tamanhos

milimétricos, às vezes sub-esféricos. Os nódulos são compactos e são internamente sub-nodulares de tonalidades distintas do marrom ao vermelho, por vezes ocre. O material terroso presente tanto envolvendo as crostas como em cavidades internas, tende a ser argiloso (figura 11B). Essas crostas são ainda microporosas, cavernosas e observam-se comumente nódulos ferruginosos recobertos por películas marrons escuras de hidróxidos de ferro (figura 11C). Ao todo, os materiais ferruginosos (crosta nodular), incluindo a matriz envolvente são constituídos essencialmente por goethita, hematita e caulinita (figura 12). Grãos de quartzo milimétricos estão também presentes distribuídos ao longo de toda a crosta.

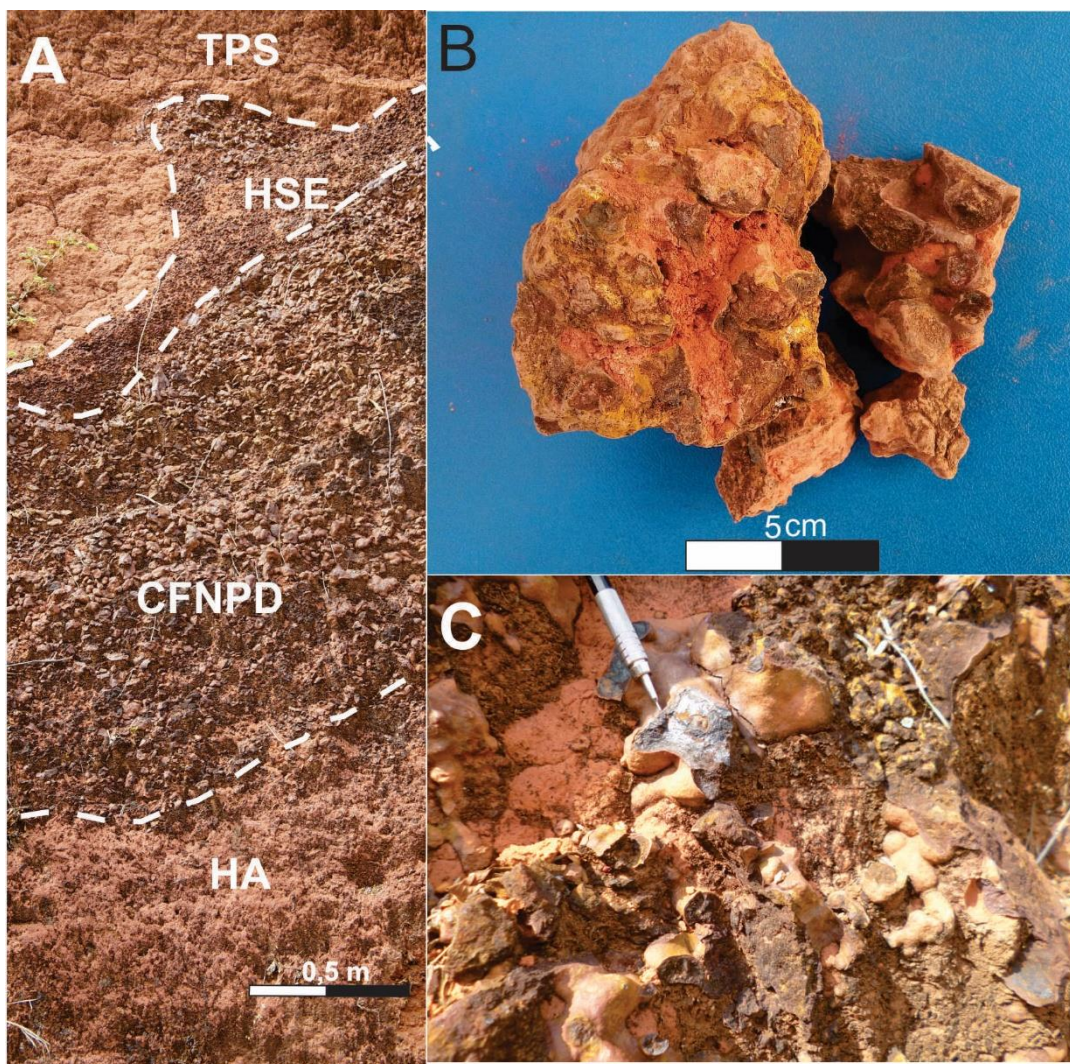


Figura 11– Crosta ferroaluminosa nodular parcialmente dismantelada. A) Imagem do horizonte de crosta ferroaluminosa parcialmente dismantelada e seu contato com HSE acima e HA abaixo; B) Fragmentos da crosta ferroaluminosa nodular; C) Nódulos de oxi-hidróxidos de ferro com película marrom escura de goethita na crosta ferroaluminosa.

Sob o microscópio ótico os materiais constituintes das crostas se apresentam como um plasma marrom avermelhado, com micro-nódulos e micro-esferólitos intraplasma, todos constituídos de goethita, hematita e ainda caulinita, de maneira similar as crostas colunares sotopostas. Grãos quebradiços e irregulares de quartzo ocorrem dentro das cavidades ou poros de dissolução envolvidos pelo plasma ferruginoso, aparentemente com porções isolados da parede do plasma (figura 13A e B). Filmes marrons escuros no plasma são frequentes e exibem feições microbandadas criptocristalinas, o que sugere provável precipitação coloidal de hidróxidos de ferro (goethita essencialmente férrica), muitas vezes em contato com zonas microcristalinas (figura 13C e D). Também são comuns feições subsféricas micro a criptocristalinas formadas por aglomerados de cristais tabulares de hematita e/ou goethita, os quais revestem as paredes dos poros ou microcavidades (Figura 13 E e F).

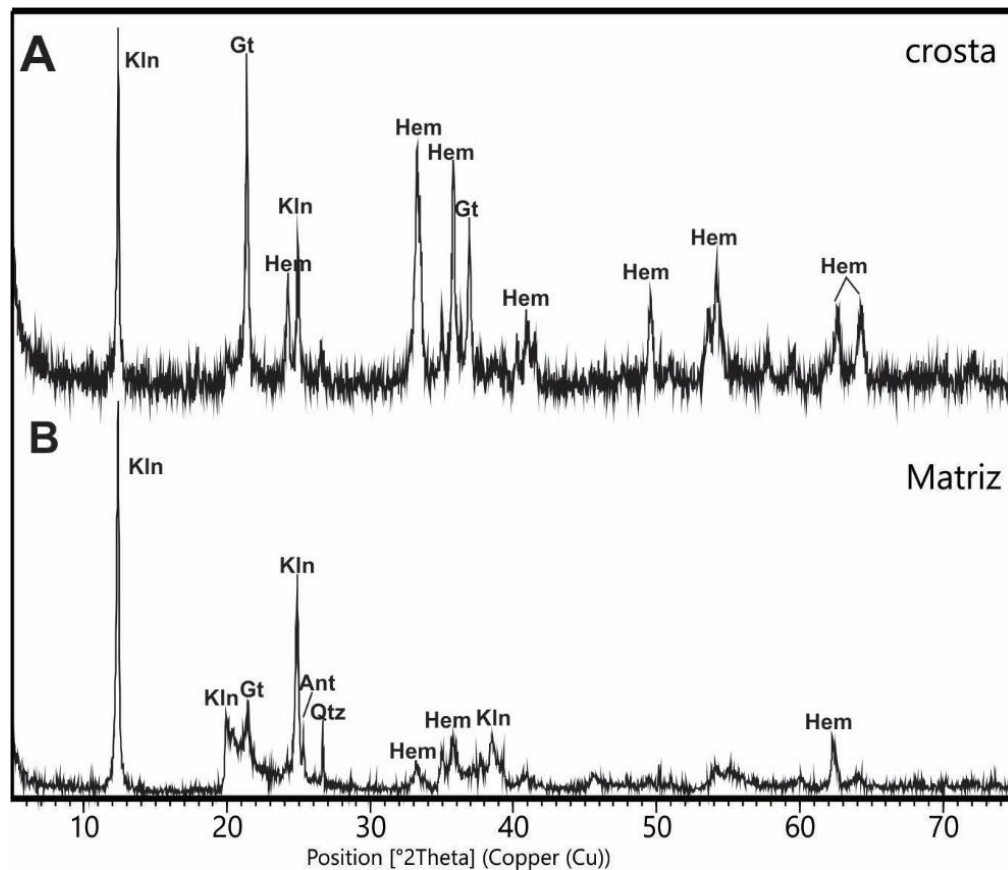


Figura 12– Difratoformas de raios X de amostras da crosta ferroaluminosa nodular parcialmente desmantelada. A) . Difratoforma de fragmentos de crosta ferroaluminosa; B) matriz argilosa da crosta ferroaluminosa nodular desmantelada. Anatásio (Ant); caulinita (Kln); goethita (Gt); hematita (Hem); quartzo (Qtz).

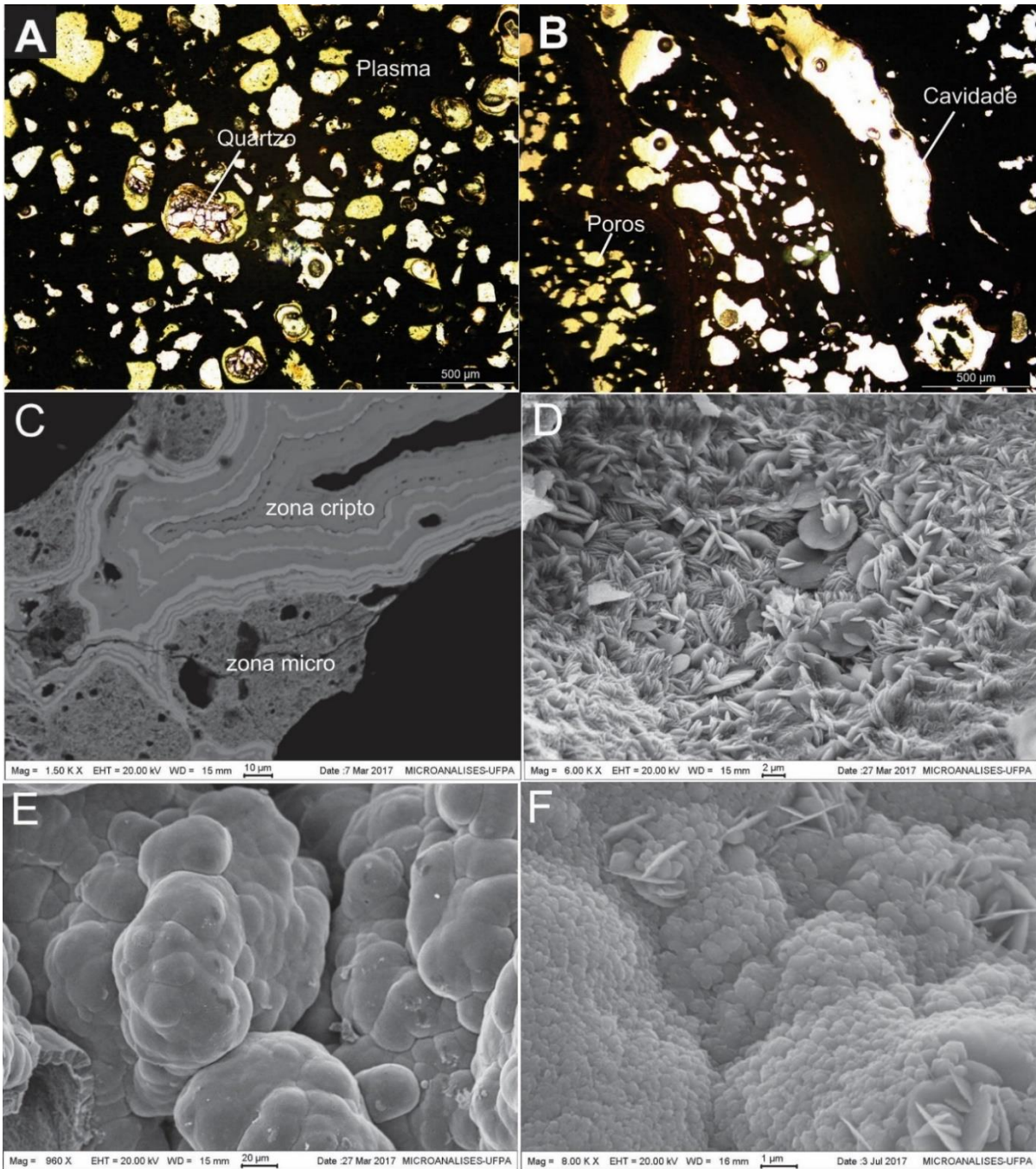


Figura 13– Fotomicrografias da crosta ferroaluminosa nodular. A) e B) Cavidades, poros vazios e grãos de quartzo em plasma de oxihidróxidos de Fe observados com microsópio ótico sob os nicóis //. C) Feições microbandadas criptocristalina formadas por oxi-hidróxidos de Fe em contato com zona microcristalina, também há oxi-hidróxidos de Fe; D) Detalhe de zona microcristalina mostrando os microcristais de oxi-hidróxidos de ferro, em geral de goethita férrica. E) Formações microbotrioidais formadas por agregados microcristalinos a criptocristalinos de hematita e/ou goethita revestindo paredes de microcavidades; F) Detalhe dessas feições formadas por agregados de hematita e/ou goethita.

6.1.1.2.4 Horizonte Subesferolítico Granodecrescente (HSE)

O HSE alcança até 0,3 m de espessura e está em contato gradacional com *o topsoil* sobrejacente (figura 14A). É representado por subesferólitos envolvidos por matriz silto-argilosa a terrosa de coloração marrom amarelada. Os subesferólitos são de cor marrom avermelhado e são envoltos por capa argilosa de mesma composição da matriz e seus diâmetros variam de 0,4 a 1,5 cm, com nítida granodecrescência para o topo (figura 14A e B).

Os subesferólitos internamente são representados por um plasma coloração marrom avermelhado escuro formado hematita e goethita (figura 14C). Esse plasma envolve grãos fraturados e corroídos de quartzo (figura 15A e B). Caulinita encontra-se também disseminada no plasma e em torno dos grãos de quartzo. Muitos dos poros parecem produtos de dissolução total e/ou parcial dos grãos de quartzo (figura 15A e B). Observam-se em meio ao plasma zonas microcristalinas, além de microcavidades ocupadas por agregados de cristais arredondados a subcirculares descrevendo formações subesféricas, e a morfologia cristalina reflete domínio de hematita e goethita (figura 15C e D).

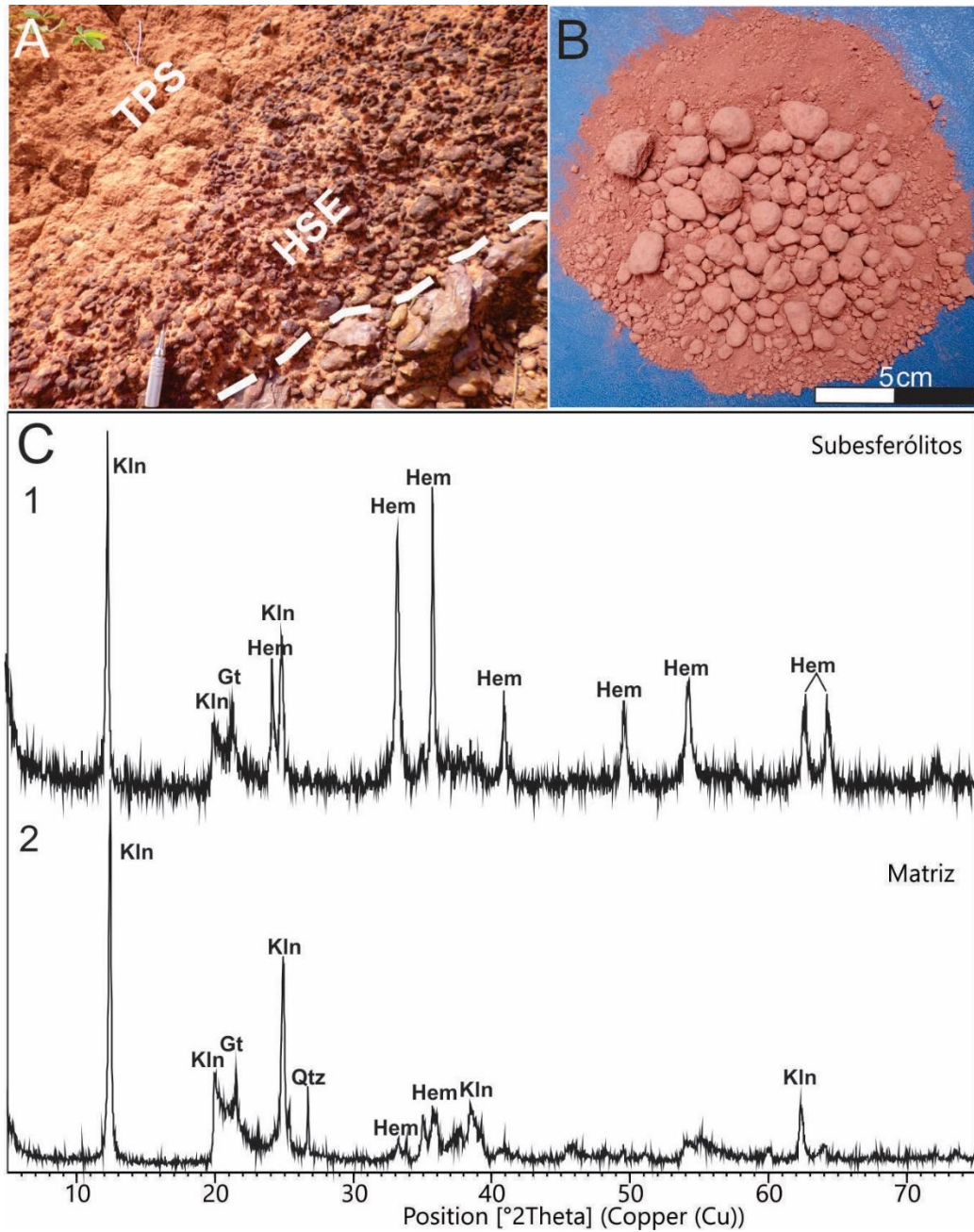


Figura 14– Horizonte subesferolítico A) Detalhe do horizonte subesferolítico granodecrescente exibindo contato gradacional com o *topsoil* sobrejacente; B) subesferólitos individuais do horizonte subesferolítico dentro da matriz terrosa e argilosa. C) Difratogramas de raios X de amostras do horizonte subesferolítico granodecrescente. 1. De subesferólitos individuais; 2. Da matriz argilosa amarelo-avermelhada. Caulinita (Kln); hematita (Hem); Goethita (Gt); Quartzo (Qtz).

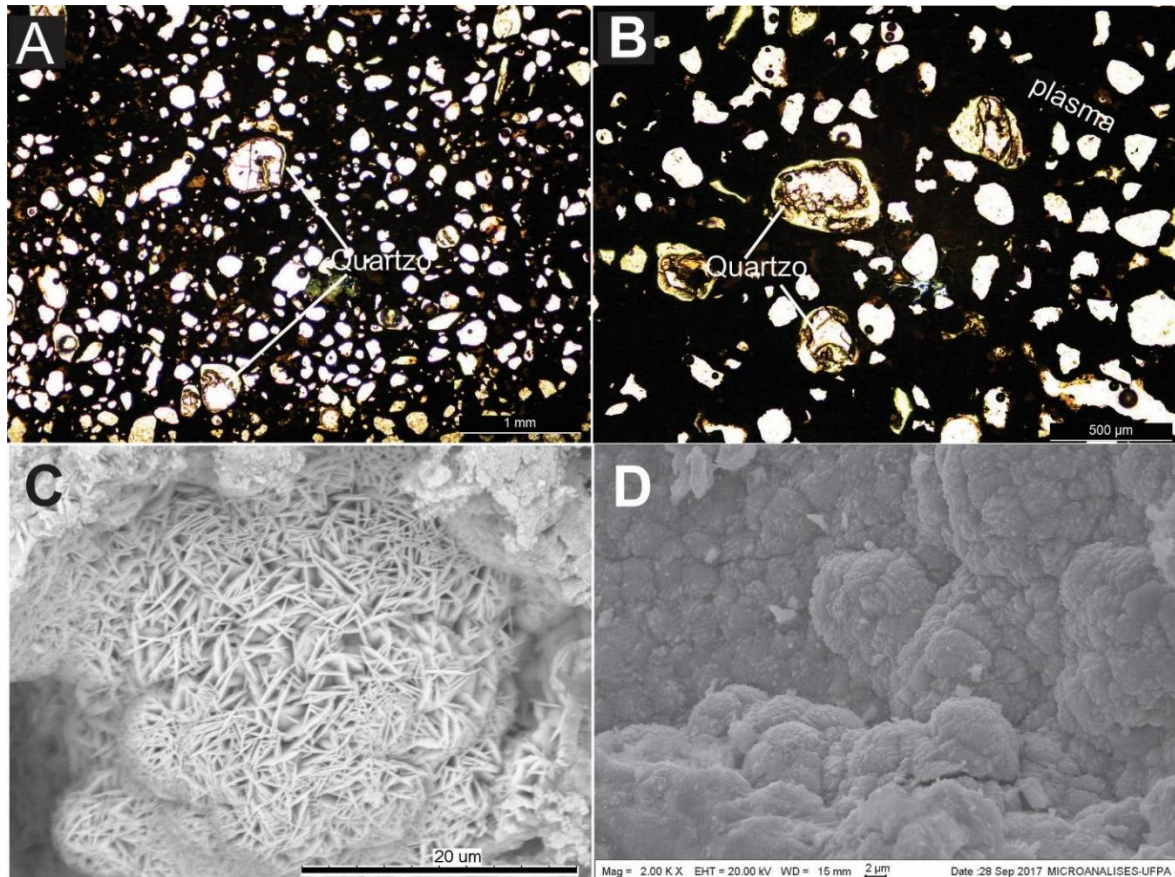


Figura 15– Fotomicrografias de porções do interior dos esferólitos e nódulos do horizonte esferolítico a nodular. A) Plasma ferruginoso cimentando grãos quartzo ou envolvendo poros sob o microscópio ótico com nicóis //. B) Detalhe de plasma ferruginoso cimentando grãos quartzo. Nicóis //. C) Agregados de microcristais de oxi-hidróxidos de ferro tipo rosetas placosas. D) Superfície microbotrioidal formada por agregados microcristalinos tipo bouqué de hematita e goethita.

6.1.1.2.5 Topsoil (TPS)

Com média 3,5 m de espessura, é de cor marrom avermelhada na base e amarelo amarronzada para o topo. É silto-argiloso, de consistência terrosa, homogêneo, sem estruturação visível, no geral correlacionável aos latossolos e argissolos da Amazônia (figura 16 A e B). Também se observam alguns grumos irregulares argilosos, pulverulentos, que chegam até 5 cm de diâmetro (figura 16B). O *topsoil* no seu todo se constitui de caulinita, goethita, hematita, quartzo e anatásio (figura 16C). A caulinita é submicrométrica (figura 17) intercrescida com hematita e/ou goethita e anatásio segundo as análises de EDS (figura 17).

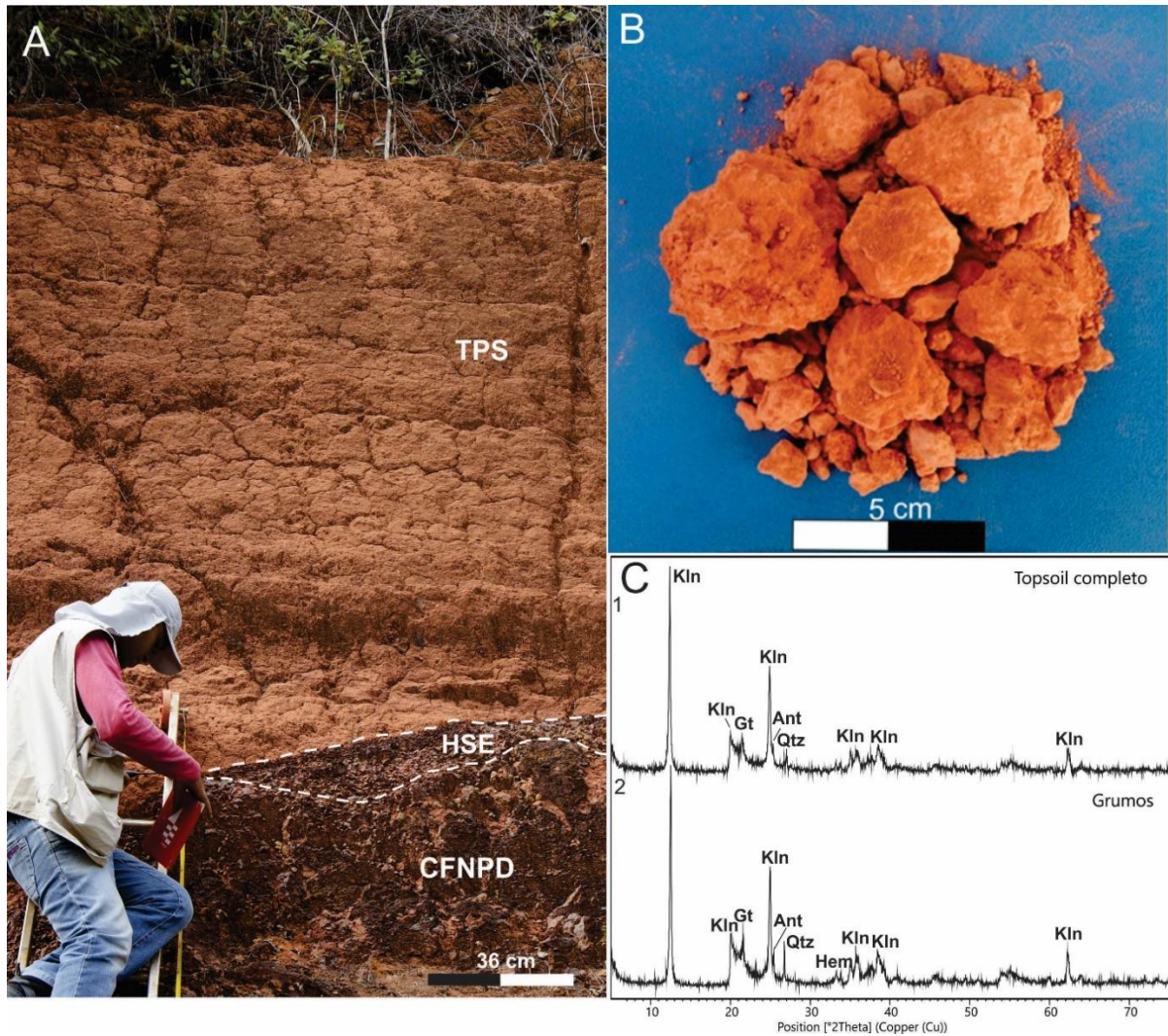


Figura 16– *Topsoil*. A) Contato do TPS com HSE e deste com a CFNPD; B) Amostra típica do *topsoil* exibindo o aspecto grumoso. C) Difratoograma de raios X de amostras representativa do *topsoil*: 1. *Topsoil* como um todo; 2. dos grumos. Caulinita (Kln); goethita (Gt); hematita (Hem), quartzo (Qtz), anatásio (Ant).

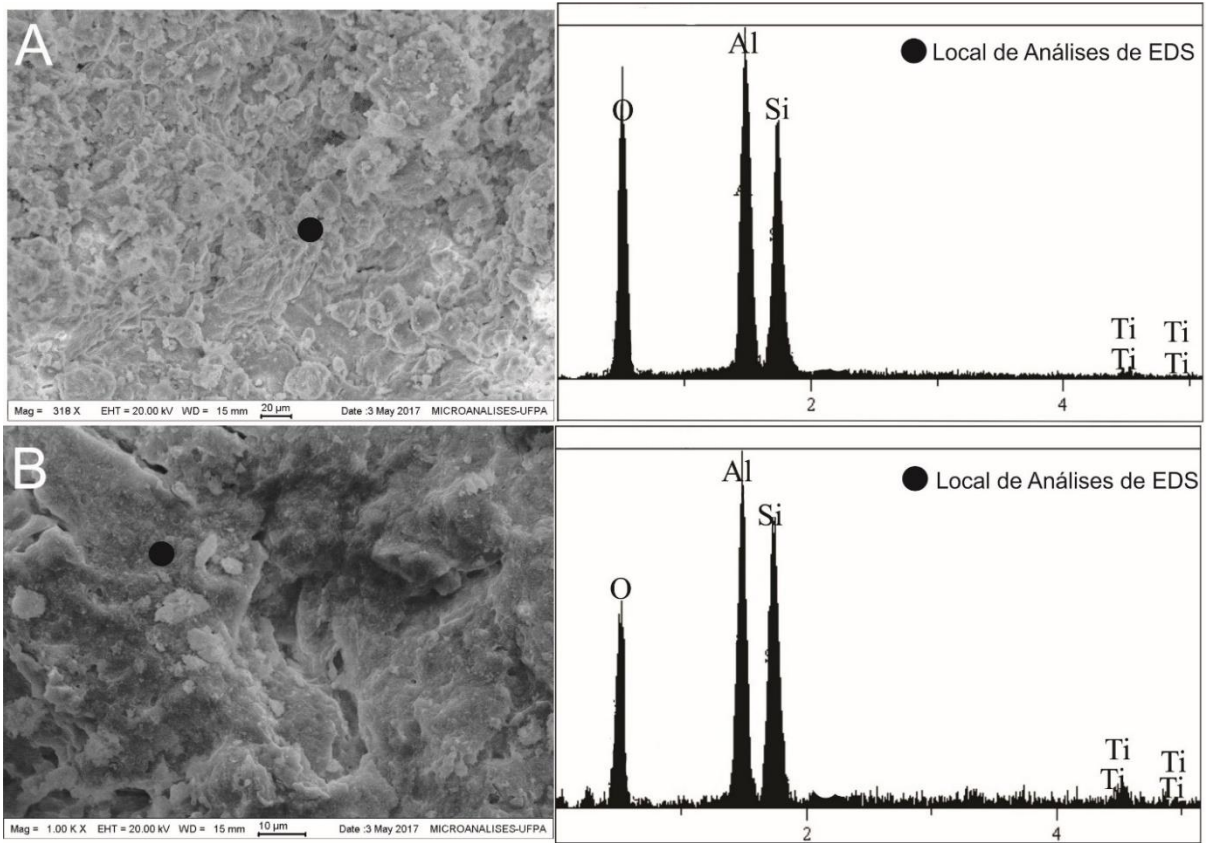


Figura 17– Imagens de MEV e espectros químicos obtidos com EDS em pequena alíquota de *topsoil*. A) Agregados micrométricos de cristalitos submicrométricos de caulinita (representados pelos tons cinza escuros), além de oxi-hidróxidos de Fe e anatásio (ambos no domínio cinza claro). B) Massa de caulinita formada pelos agregados de cristalitos. Os dois espectros, embora em escala diferente de imagem, mostram a mesma composição química.

6.1.1.3 Minerais Pesados

Os minerais pesados identificados no perfil laterítico (restritos ao horizonte argiloso e à matriz silto-argilosa das crostas e subesferólitos) e do *topsoil* foram em ordem decrescente de abundância zircão, turmalina, rutilo, cianita e estauroлита (figura 18), ou seja, minerais reconhecidamente ultraestáveis (zircão, turmalina e rutilo) ao intenso intemperismo tropical, a exemplo da lateritização. O zircão, turmalina e rutilo foram identificados em todos os horizontes do perfil laterítico, inclusive no *topsoil*, sendo o primeiro o mais abundante (figura 19), enquanto cianita e estauroлита apenas em alguns horizontes (figura 19). Em termos gerais não foi identificado contraste em espécie mineral entre os horizontes (figura 19), apenas na frequência, sendo mais contrastante no *topsoil*, no qual turmalina é mais frequente (figura 21).

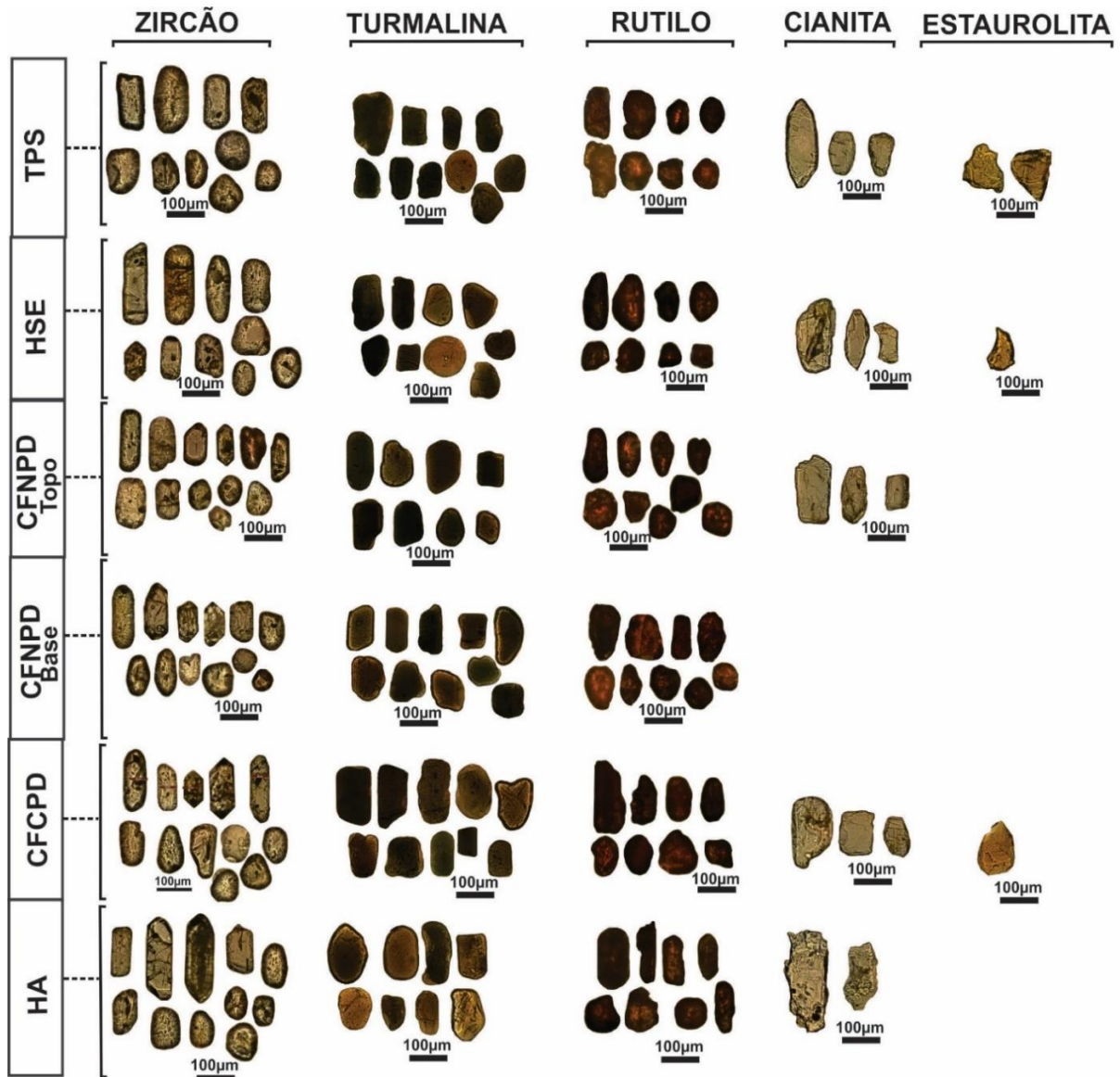


Figura 18 – Fotomicrografias dos grãos de minerais pesados em luz natural identificados no perfil laterítico imaturo e no *topsoil* km 138 BR-222. Horizonte Argiloso (HA), Crosta Ferroaluminosa Colunar Parcialmente Desmantelada (CFCPD), Crosta Ferroaluminosa Nodular Parcialmente Desmantelada (CFNPD) da base e topo, Horizonte Subesferolítico (HSE) e *Topsoil* (TPS).

O zircão é o mineral pesado mais frequente em todos os horizontes estudados (78,4% no HA, 77,6 % na CFCPD, 76% na CFNPD da base, 85, 9% na CFNPD do topo, 72,2% no HSE e 59,7% no TPS) e apresenta distribuição homogênea principalmente na porção inferior do perfil laterítico (HA, CFCPD e CFNPD da base). A turmalina apresenta distribuição mais irregular ao longo do perfil e é consideravelmente mais elevada no *topsoil* (7,2% no HA, 18,1% na CFCPD, 18,1% na CFNPD da base, 5,7% na CFNPD do topo, 17,1% no HSE e 28,3% no TPS). O rutilo é o terceiro mineral pesado mais frequente e apresenta distribuição irregular da mesma forma que a turmalina (9,6% no HA, 2,1% na CFCPD, 5,9% na CFNPD da base, 6,3%

na CFNPD do topo, 9,1% no HSE e 8,5% no TPS). A cianita e estauroлита exibem a menor frequência e não alcançam 5% nos horizontes do perfil e *topsoil* (figura 21).

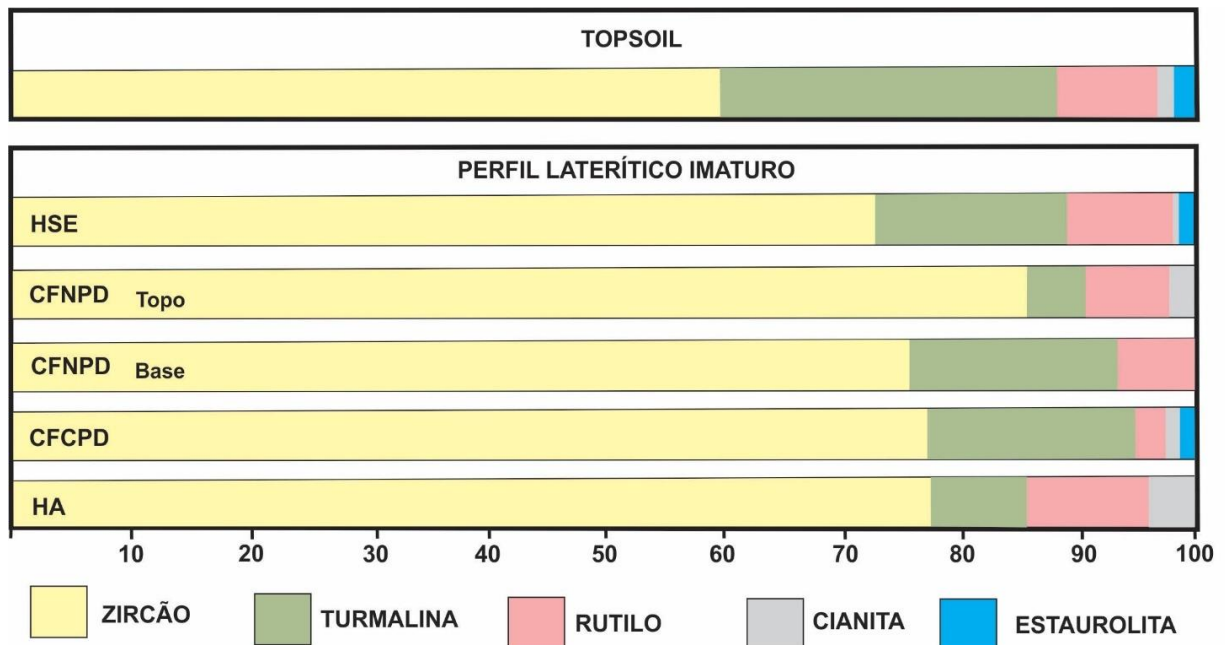


Figura 19 – Distribuição comparativa da frequência dos minerais pesados do perfil laterítico imaturo (apenas horizonte argiloso e matriz silto-argilosa de CFCPD, CFNPD, HSE) e *topsoil*. Horizonte Argiloso (HA), Crosta Ferroaluminosa Colunar Parcialmente Desmantelada (CFCPD), Crosta Ferroaluminosa Nodular Parcialmente Desmantelada (CFNPD), Horizonte Subesferolítico (HSE) e *Topsoil* (TPS).

Os grãos de zircão são predominantemente incolores, mas podem ser ainda amarelos, rosados e castanhos, que são menos frequentes. De modo geral são subarredondados a arredondados. Se em cristais preservam a forma prismática, sendo possível observar prismas curtos e longos com truncamento das terminações piramidais e/ou arestas arredondadas. Os cristais prismáticos euédricos com terminações bipiramidais são raros. Inclusões de minerais opacos e inclusões em forma de bolha e agulha são frequentes. Na superfície dos grãos e dos cristais podem ser observadas fissuras, cavidades, estrias, placas soerguidas/deslocadas, feições de abrasão e fraturas conchoidais (figura 20). Essas feições superficiais sugerem que a maioria dos grãos sofreu modificações mecânicas em decorrência de transporte. Sob MEV/EDS foi verificado que os diferentes grãos ou cristais apresentam composição química similar (figura 21).

As diferentes morfologias dos cristais de zircão comparados ao diagrama de Pupin (1980) permitiu a identificação dos grupos P1, P2, P4, P5, S7, S13 e S18 que correspondem aos zircões cristalizados a 650°C (P1), 700°C (P2 e S7), 800°C (P4 e S18) e 850°C (P5) (figura 22).

O tipo 'P', que é o mais frequente no perfil e *topsoil*, é típico de magmas fontes de granitos alcalinos. O tipo 'S, o menos comum no perfil, é típico de granitos com fonte de magmas cálcico-alcalinos. Portanto os zircões do perfil laterítico e *topsoil* tiveram como fonte principal granitos cálcico-alcalinos a alcalinos, que alimentaram as rochas sedimentares do Grupo Itapecuru no domínio dos terrenos da Abel Figueiredo, que posteriormente foram lateritizadas.

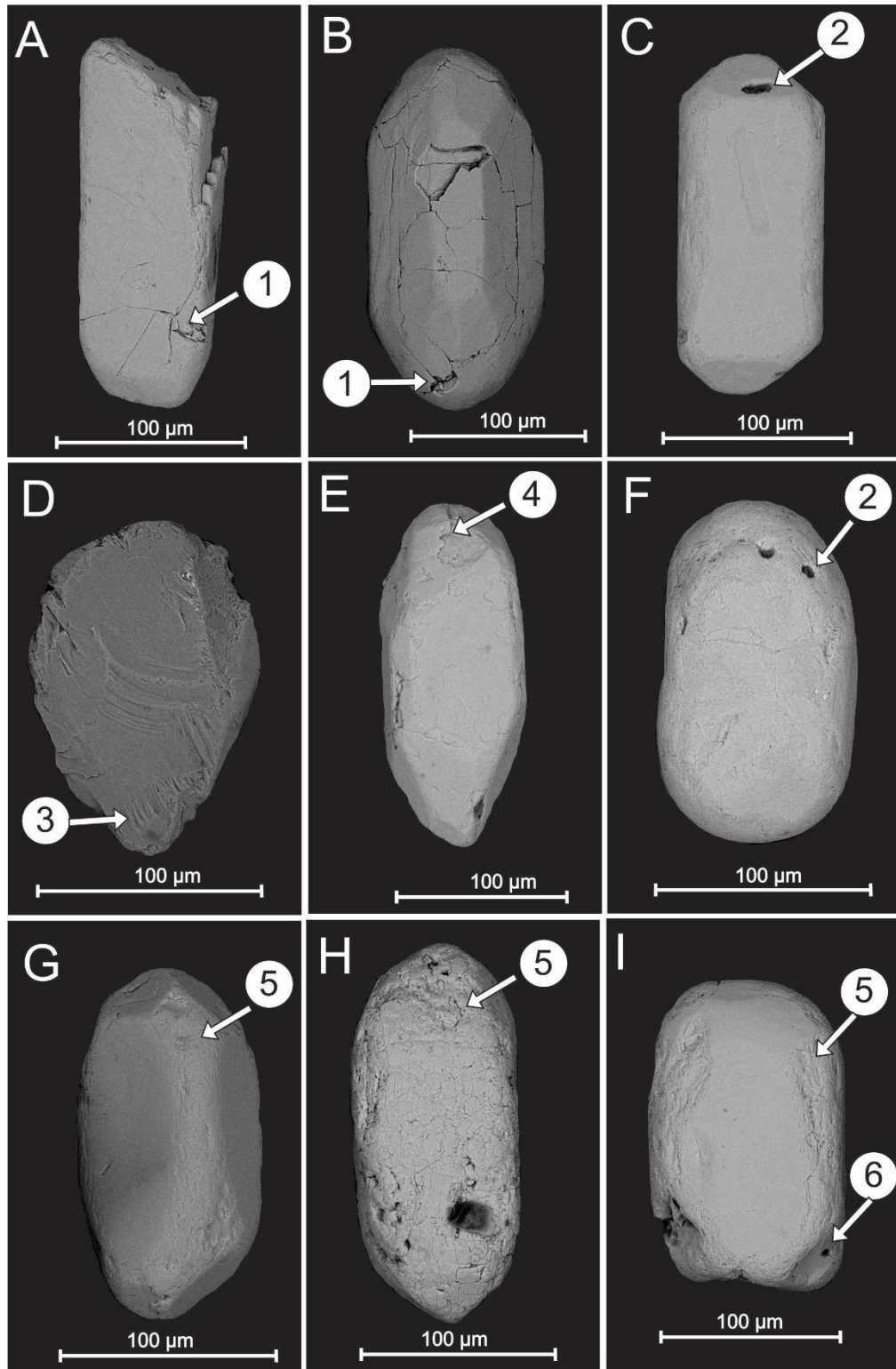


Figura 20 – Texturas superficiais mais frequentes encontradas nos grãos de zircão (imagens de MEV). A) Zircão do HA. B) Zircão da CFCPD (matriz silto-argilosa). C) Zircão da CFNPD da base (matriz silto-argilosa). D e E) Zircões da CFNPD do topo (matriz silto-argilosa). F e G) Zircões do HSE (matriz silto-argilosa). H e I) Zircões do TPS. 1- Superfície fraturada; 2- Cavidades; 3- Estrias; 4 – Placas soerguidas/deslocadas; 5- Superfície de abrasão; 6 – Fratura conchoidal.

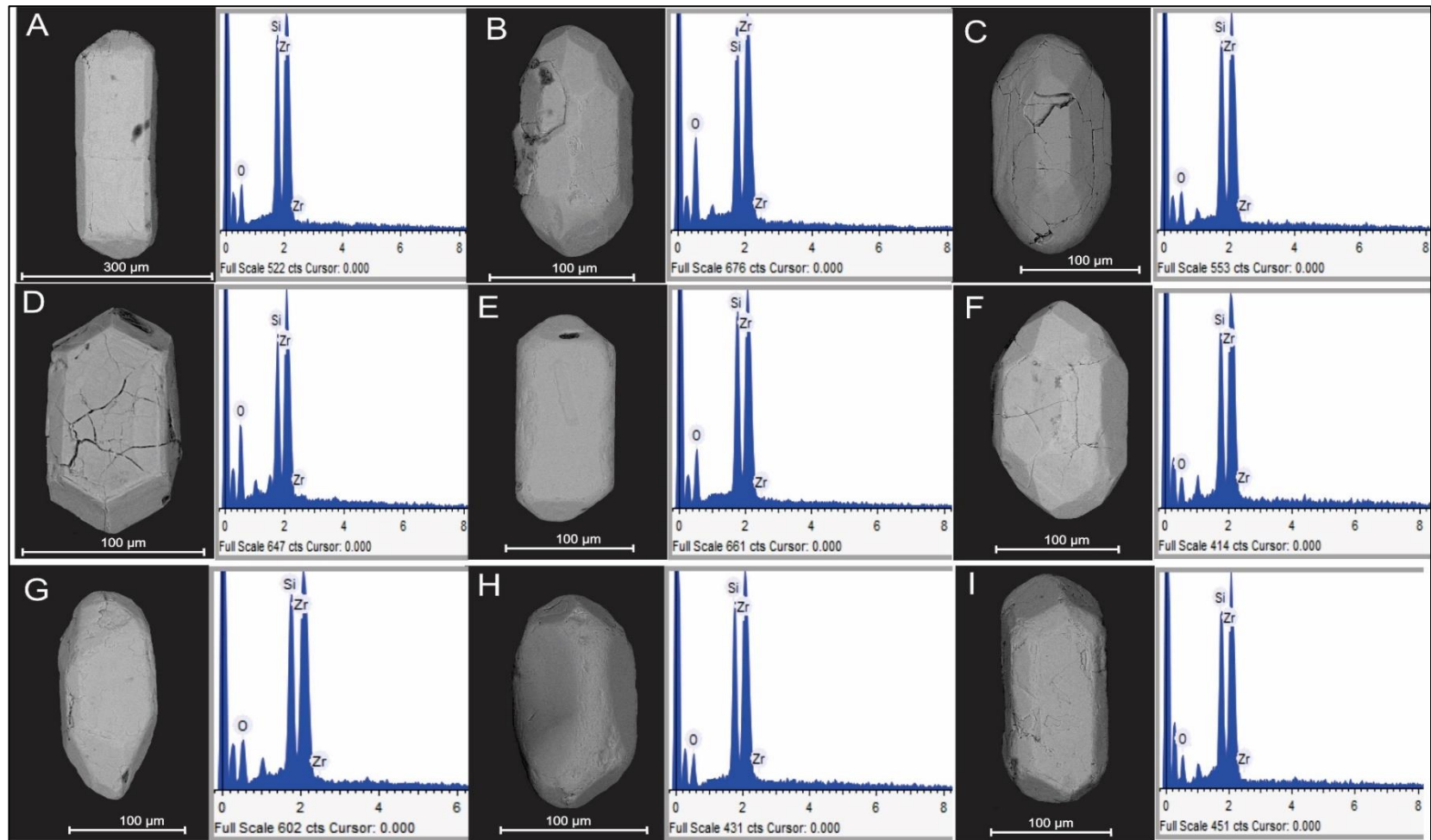


Figura 21– Grãos de zircão com respectivo espectro analítico químico (MEV/EDS). A) Zircão do HA. B e C) Zircões da CFCPD (matriz silto-argilosa). D e E) Zircões da CFNPD da base (matriz silto-argilosa). F e G) Zircões da CFNPD do topo (matriz silto-argilosa). H) Zircão do HSE (matriz silto-argilosa). I) Zircão do TPS.

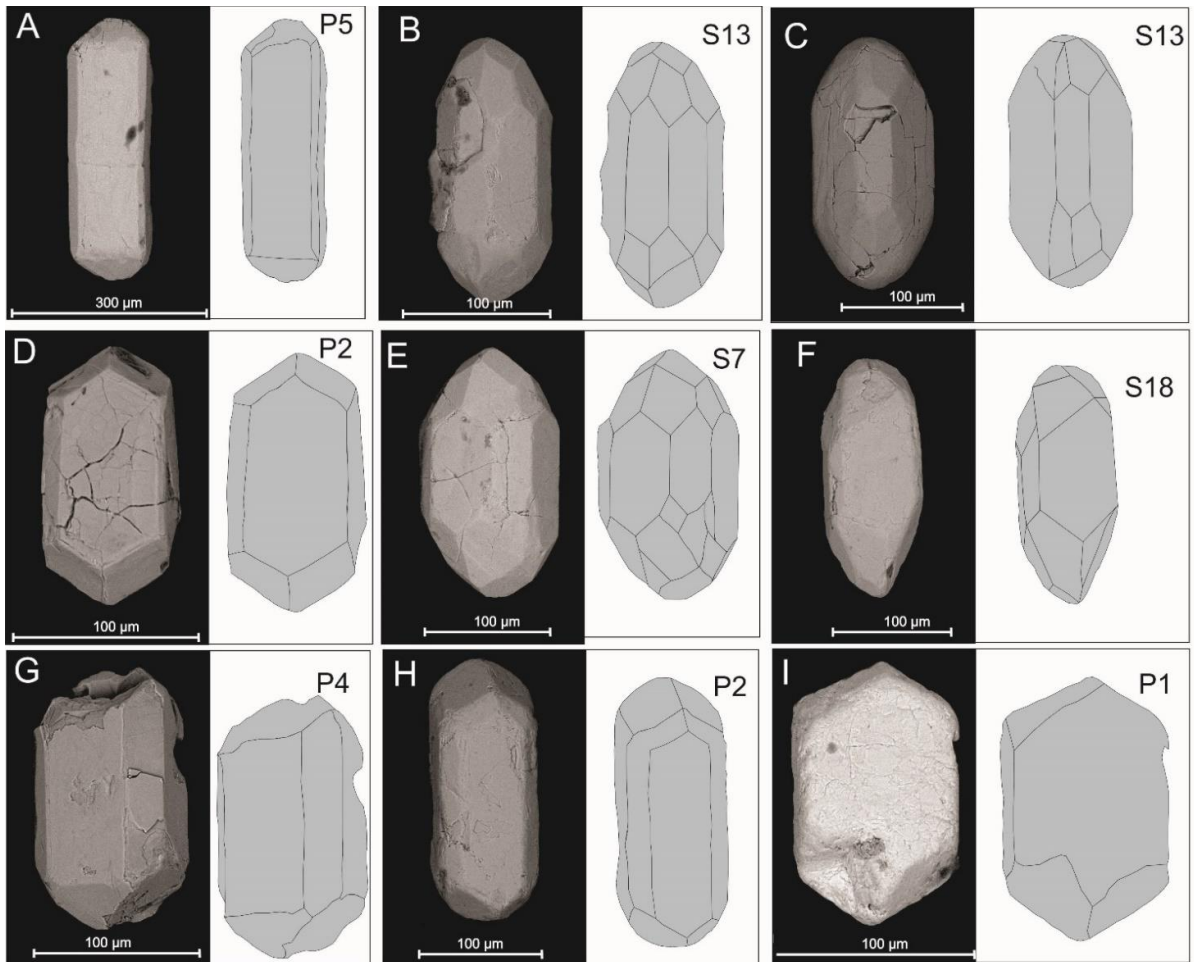


Figura 22- Principais tipos de zircões presentes no perfil laterítico imaturo e no *topsoil*. A) Zircão do HA. B e C) Zircões da CFCPD (matriz silto-argilosa). D) Zircão da CFNPD da base (matriz silto-argilosa). E e F) Zircões da CFNPD do topo (matriz silto-argilosa). G) Zircão do HSE (matriz silto-argilosa). H e I) Zircões do TPS.

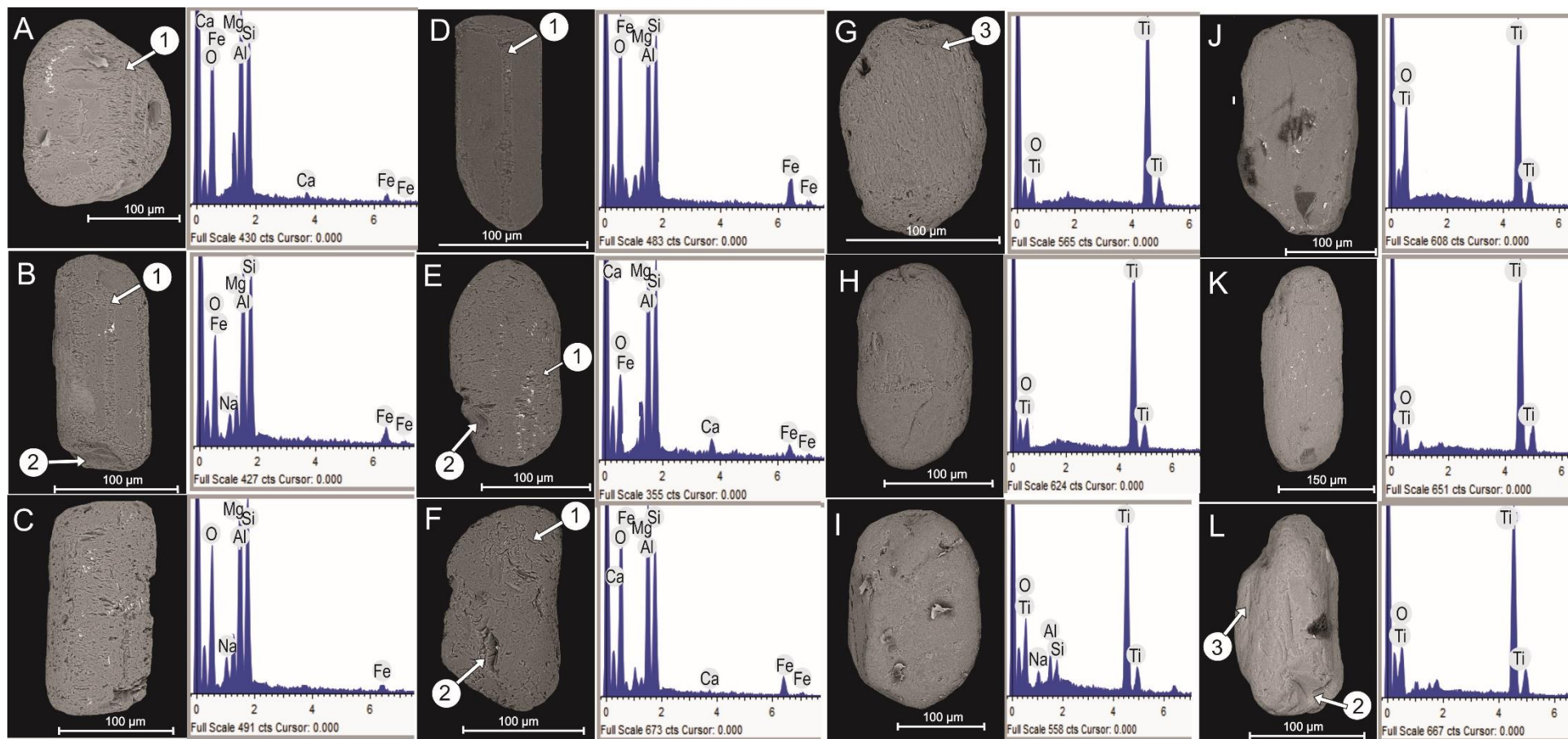


Figura 23 – Grãos de turmalina e rutilo e respectivo espectro analítico químico (MEV/EDS), com ressaltado de formas e texturas superficiais; A) Turmalina do HA. B) Turmalina da CFCPD (matriz silto-argilosa). C) Turmalina da CFNPD da base (matriz silto-argilosa). D) Turmalina da CFNPD do topo (matriz silto-argilosa). E) Turmalina do HSE (matriz silto-argilosa). F) Turmalina do TPS. G) Rutilo do HA. H) Rutilo da CFCPD (matriz silto-argilosa). I) Rutilo da CFNPD da base. J) Rutilo da CFNPD do topo. K) Rutilo do HSE (matriz silto-argilosa). L) Rutilo do TPS. 1-Marcas de ranhura. 2- Fratura conchoidal. 3- Superfície de abrasão.

A turmalina ocorre como grãos arredondados ou como cristais prismáticos, porém já com as arestas parcialmente arredondadas a bem arredondadas, sendo rara como cristais euédricos e subédricos. Evidências de desgaste como ranhuras e fraturas conchoidais são comuns em suas faces (figura 23A, B, C, D, E e F). Esses grãos ou cristais se apresentam principalmente marrons ou verdes amarronzados e em sua composição química correspondem a dravita (figura 23).

O rutilo se apresenta principalmente como grãos arredondados a subarredondados e irregulares, mas também ocorrem como cristais prismáticos parcialmente truncados ou com terminações abauladas. A cor é preferencialmente vermelha, sendo que os grãos irregulares são geralmente amarronzados. É possível se observar nos grãos ou cristais marcas de abrasão e a composição química é similar entre eles (figura 23G, H, I, J, K e L).

A cianita é incolor e ocorre como prismas alongados ou curtos de terminações arredondadas ou irregulares. A estaurolita se apresenta em grãos irregulares subangulosos a subarredondados, e é de cor amarelo pálido ou intenso.

6.1.1.4 Geoquímica

6.1.1.4.1 Elementos Principais

A sequência de horizontes do perfil laterítico e sua cobertura (*topsoil*) são constituídos essencialmente por SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 e TiO_2 (Tabela 1), que juntamente com a perda ao fogo (PF) correspondem a mais de 99 % da composição química total. No entanto, estas concentrações divergem consideravelmente entre os horizontes lateríticos ferroaluminosos (CFCPD, CFNPD e HSE) e o *topsoil*, assim como nos materiais rochosos (crostas e subesferólitos) e a matriz envolvente, reflexo da grande variação da abundância dos minerais que os constituem. Os demais elementos químicos representados por seus óxidos (Na_2O , K_2O , CaO , MgO) apresentam concentrações muito baixas em todos materiais ($< 0,1$ %), da mesma forma os elementos menores MnO e P_2O_5 . Se presentes na rocha mãe, provavelmente foram lixiviados por completo nos horizontes do perfil, sendo compatível com a composição química dos perfis lateríticos imaturos (Costa 1991, Costa 1997, Costa *et al.* 1997).

A distribuição dos elementos químicos mais abundantes ao longo do perfil laterítico retrata as diferenças marcantes e as similaridades entre os horizontes identificados (figura 24). Os teores de SiO_2 nos materiais ferruginosos aumentam para o topo do perfil, e variam de 12,3 % nas crostas colunares para 13,7 % nas crostas nodulares, com aumento expressivo nos subesferólitos sobrejacentes (23,5 %). Por outro lado, os teores de SiO_2 são mais elevados e oscilantes entre horizonte argiloso, matriz da CFCPD e matriz da CFNPD, e aumenta com ápice na matriz do HSE e *topsoil* (41,5%). Os teores de Al_2O_3 tem comportamento similar ao da SiO_2 ao longo do perfil laterítico e *topsoil*. Esses valores de SiO_2 e Al_2O_3 refletem o domínio variável de caulinita, além de quartzo, mais restrito. Os teores de Fe_2O_3 apresentam um comportamento inverso ao de SiO_2 e Al_2O_3 . Eles estão muito elevados nas crostas (nodular e colunar), onde oscilam entre 60,6 a 68,9 %, com diminuição nos subesferólitos (43,9%), e representam o domínio de hematita e goethita nesses materiais. Em compensação o horizonte argiloso, *topsoil* e as respectivas matrizes silto-argilosas dos demais horizontes apresentam teores muito menos elevados, entre 7,34 e 23,9 %, ou seja, goethita e hematita muito menos abundantes.

Os teores de TiO_2 , que oscilam entre 0,55 a 2,08 %, respondem fundamentalmente pelo anatásio e em parte o rutilo, o primeiro identificado por DRX, como será mostrado posteriormente, através da extração química e o segundo a partir de extração física de minerais pesados ao longo do perfil laterítico e *topsoil*. Os teores estão mais concentrados no horizonte argiloso e no *topsoil* e suas concentrações são mais baixas na parte rochosa das crostas. Os

valores de PF são quase constantes ao longo do perfil, tanto nos materiais ferruginosos (8,26 a 10,4%) quanto nas matrizes, horizonte argiloso e *topsoil* (13,3 a 14,5 %) e retratam a presença dominante de caulinita e/ou goethita, que apresentam PF similar.

6.1.1.4.2 Elementos Traços

O perfil de Abel Figueiredo do km 138 BR 222 apresenta grande variação nas concentrações dos elementos-traço analisados. Quando comparados com os valores médios da Crosta Superior da Terra (CST) de Rudnick & Gao (2003) (razão da concentração do elemento na amostra/concentração do elemento na CST), elementos como V, Cr, As, Se, Zr, Hf, Nb, Mo, Ag, Th, Hg, W Ta, Sn, Ga, Pb, U e Bi estão mais concentrados em todos os horizontes com fator > 2 . Por outro lado, Zn, Ni, Ba, Co, Sr, Rb, Cu e Cs estão em níveis inferiores a CST (< 1) e Sb, Y e U apresentam-se em valores que se estendem de níveis inferiores a superiores a essa média crustal. O Sc tem concentração em torno da CST (fator ± 1) em todos os horizontes, assim como nas crostas e matrizes envolventes (tabela 1, figura 25).

Os elementos traços com fator > 2 , excetuando Zr, Hf, Nb, Sn e Ta, concentram-se preferencialmente na porção rochosa (crosta) dos horizontes ferroaluminosos (CFCPD e CFNPD) e subesferolítico (subesferólitos), portanto com forte relação positiva ao principal componente químico, o ferro (fator 11), representado por goethita e hematita. As, Hg, Mo e Pb embora tenham valores mais baixos nas matrizes e *topsoil* (alguns abaixo da média da crosta), também se enriquecem nas crostas e acompanham igualmente o ferro (tabela 1, figura 25). Por outro lado, Zr, Hf, Nb, Sn e Ta se distribuem de forma inversa, ou seja, concentram-se primordialmente no horizonte argiloso, matrizes e no *topsoil*. Como o zircônio forma seu próprio mineral, sendo este o mineral pesado mais abundante em todo o perfil, admite-se que seja o principal carreador Hf, Nb, Sn e Ta e também Y e ETR, como será demonstrado adiante.

Os elementos químicos traço com fator < 1 apresentam concentrações mais elevadas no horizonte argiloso, matrizes e *topsoil* (mais evidente para Sr e Ba), exceto Co que mostra concentração equivalente nas crostas/subesferólitos, matrizes, horizonte argiloso e *topsoil*, e o Cu, mais concentrado nas crostas/subesferólitos. Rb, Sr, Y, Cs e Ba devem espelhar os traços de illita/muscovita e estão enriquecidos no horizonte argiloso, matrizes e *topsoil* em detrimento do material rochoso. Especificamente Rb, Sr e Ba têm relativa diminuição de seus teores ao longo do perfil laterítico da base para o topo, o que se relaciona com a eliminação de illita/muscovita. Zn, Ni e Cu provavelmente refletem o domínio de goethita ocre (aluminosa) no horizonte argiloso, matrizes e *topsoil*. Embora Ba, Rb, Sr e Ni estejam em valores abaixo da

média crustal em todos os horizontes, ainda assim apresentam enriquecimento que é maior no horizonte argiloso em detrimento das matrizes e *topsoil*. Em adição o Zr que está acima da média crustal chega a concentração máxima de 1360 ppm no horizonte argiloso, que por sua vez contém os valores mais elevados de ETR, podendo indicar que os ETR estão preferencialmente no zircão, mineral que classicamente carrega ETR (Melo *et al.* 2017).

As concentrações dos elementos terras raras (ETR) estão, de modo geral, abaixo daquelas da CST, e mostram que os ETRL são mais abundantes que os ETRP, fato normal, com destaque para La, Ce e Nd sobre os demais elementos (tabela 1). No entanto as concentrações de La, Ho e Dy (apenas no horizonte argiloso) e de Er ao Lu principalmente no horizonte argiloso, matrizes e *topsoil* estão acima da CST (figura 29; tabela 1). Os ETR como um todo apresentam concentrações distintas segundo os horizontes, mas sempre estando mais elevados no horizonte argiloso com Σ ETR de 164,67 ppm, seguido pelas matrizes com Σ ETR de 91,5 ppm e *topsoil* com 84,57 ppm, enquanto as crostas e subesferólitos mostram valores de Σ ETR nitidamente mais baixos, na ordem de 50,92 ppm (tabela 1). Isto demonstra que os ETR têm maior afinidade com o domínio de Zr (zircão) e Ti (anatásio), os quais apresentam principalmente no horizonte argiloso seguido pelas matrizes e *topsoil* as suas maiores concentrações.

Tabela 1- Composição química expressão em % em peso (elementos maiores) e ppm (elementos traços) confrontadas com a média das crostas/subesferólitos e matrizes, além da Crosta Superior da Terra (CST) com base em Rudnick & Gao 2003. Legenda: Horizonte argiloso: HA; Crosta ferroaluminosa colunar parcialmente desmantelada: CFCPD; Crosta ferroaluminosa nodular parcialmente desmantelada: CFNPD; Horizonte subesferolítico: HSE; *Topsoil*: TPS.

Óxidos/Elem.	HA	CFCPD		CFNPD/Base		CFNPD/topo		HSE		TPS	Média		CST
		crostas	Matriz	crostas	Matriz	crostas	Matriz	subesferólitos	Matriz		crostas/subesferólitos (4)*	Média matriz (4)*	
SiO ₂	40,8	12,3	32,7	13,45	40,4	13,7	37	23,5	41,5	41,5	15,74	37,9	66,62
Al ₂ O ₃	33,1	11,25	27,5	11,55	31	12,3	30,2	20,3	32,9	34,5	13,85	30,4	15,4
Fe ₂ O ₃	10,05	68,9	23,9	61,4	13,95	60,6	17,6	43,9	9,29	7,34	58,7	16,18	5,04
TiO ₂	2,06	0,55	1,64	0,66	1,94	0,65	1,82	1,06	1,98	2,08	0,73	1,85	0,64
MgO	0,04	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,04	0,03	0,02	0,032	2,48
CaO	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,012	0,023	3,59
K ₂ O	0,05	0,01	0,03	0,06	0,08	0,05	0,1	0,02	0,03	<0,01	0,035	0,06	2,8
Na ₂ O	0,07	<0,01	<0,01	0,08	0,05	0,08	0,06	<0,01	<0,01	<0,01	<0,045	<0,032	3,27
MnO	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	<0,01	0,01	0,01	<0,012	0,015	0,1
P ₂ O ₅	0,03	0,04	0,04	0,07	0,03	0,05	0,03	0,02	0,03	0,02	0,045	0,033	0,15
PF	13,3	8,95	14	8,26	13,85	9,69	14,25	10,4	14,5	14,45	9,33	14,15	-
TOTAL	99,5	102	99,9	95,63	101,4	97,22	101,17	99,3	100,33	99,96	98,54	100,7	-
Sc	11	14	14	7	12	14	11	9	13	12	11	12,5	14
V	270	2080	560	1590	382	2010	440	1820	259	197	1875	410,25	97
Cr	170	480	220	350	190	400	200	695	180	160	481,25	197,5	92
Co	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	17,3
Ni	6	<1	1	2	5	3	4	1	4	5	<1,75	3,5	47
Cu	8	15	6	20	7	55	11	1	5	4	22,75	7,25	28
Zn	3	<2	9	<2	8	2	9	<2	10	7	<2	9	67
Ga	50,7	57,4	67,7	48,2	53,2	65,5	53,7	68,5	50,5	52,1	59,9	56,27	17,5
As	2,4	26,1	17,1	13,9	5,1	18	9	77,6	5,3	2,6	33,9	9,125	4,8
Se	0,4	1,8	2,3	1,8	1,2	1,4	1	3,6	1	0,7	2,15	1,375	0,09
Rb	1,1	0,5	0,6	1,3	0,9	0,4	1	0,2	0,5	0,9	0,6	0,75	84
Sr	19,9	2,7	9,7	11	15	4,1	12,7	4,5	12,4	11,9	5,57	12,45	320
Y	28,1	7	18,8	8,3	23,4	12,4	21,2	10,9	23,2	23,9	9,65	21,65	21
Zr	1360	315	890	251	1190	440	998	634	1200	1100	391	1069,5	193
Nb	40,8	11,4	31,6	12,8	39,8	13,6	36,5	21,6	39	42,6	14,85	36,73	12
Mo	<1	2	<1	3	<1	7	1	11	1	<1	5,75	1	1,1
Ag	0,5	1,1	1,1	0,5	0,5	0,9	0,5	2,1	1	1,1	1,15	0,775	0,07
Sn	6	3	5	3	7	4	7	4,5	8	7	3,62	6,75	2,3
Sb	0,26	1,68	0,45	0,69	0,21	0,99	0,29	2	0,24	0,14	1,34	0,297	0,4
Cd	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,09
Cs	0,06	0,03	0,1	0,03	0,05	0,01	0,06	0,05	0,07	0,29	0,03	0,07	5,8
Ba	36,7	3,7	14,7	22,2	22,2	6	15,5	6,5	17,3	16,1	9,6	17,42	624
Hf	34,1	8,1	24,4	6,6	29,8	12	26,1	16,4	30,9	28,1	10,77	27,8	5,3
Ta	2,9	0,8	2,5	0,9	2,7	0,9	2,4	1,6	2,9	3	1,45	2,625	0,9
W	5	2	3	3	5	4	4	4,5	4	4	3,38	4	1,9
Hg	0,028	0,764	0,351	0,353	0,118	0,76	0,176	1,692	0,232	0,099	0,892	0,219	0,05
Pb	36	49	24	47	27	54	18	18	16	13	42	21,25	17
Bi	0,28	0,81	0,47	0,38	0,3	0,63	0,36	0,955	0,42	0,32	0,694	0,387	0,16
Th	40,7	41,4	30,6	32,4	39,4	42,8	41,1	29,9	31,2	31,9	36,63	35,57	10,5
U	4,2	3,77	2,92	2,41	3,79	5,4	4,01	1,65	2,93	2,95	3,31	3,282	2,7
La	59,6	6,3	21,3	30,1	39,6	11,4	27,5	8,45	27,7	25,4	14,1	29,03	31
Ce	61,2	8,9	26,9	17,6	43,6	16,6	33,1	11,8	33,6	31,8	13,72	34,3	63
Pr	5,93	1,12	2,57	4,36	4,03	2,35	3,21	1,18	3,16	2,93	2,252	3,242	7,1
Nd	15,9	3,4	7	13,1	11	8,9	9,4	3,45	8,7	8,2	7,212	9,03	27
Sm	2,65	0,94	1,34	1,99	2,08	2,18	1,98	0,85	1,62	1,55	1,49	1,75	4,7
Eu	0,62	0,21	0,36	0,34	0,48	0,57	0,45	0,2	0,38	0,45	0,33	0,417	1
Gd	3,04	0,81	1,58	1,65	2,19	2,04	2,39	1,07	2,3	2,16	5,57	2,115	4
Tb	0,59	0,16	0,34	0,25	0,4	0,41	0,48	0,2	0,4	0,45	0,255	0,405	0,7
Dy	3,98	1,18	2,53	1,56	3,05	2,52	3,14	1,51	3,62	3,34	1,692	3,085	3,9
Ho	0,96	0,29	0,61	0,32	0,81	0,6	0,8	0,38	0,7	0,73	0,398	0,73	0,83
Er	3,83	0,98	2,39	1,04	3,36	1,83	2,66	1,33	2,69	2,89	1,295	2,78	2,3
Tm	0,58	0,21	0,36	0,15	0,44	0,31	0,5	0,27	0,47	0,5	0,735	0,443	0,3
Yb	5,04	1,3	2,97	1,31	3,96	2,16	3,74	1,71	3,71	3,52	1,62	3,595	2
Lu	0,75	0,15	0,5	0,24	0,62	0,31	0,62	0,3	0,54	0,65	0,25	0,57	0,31
ΣETR	164,67	25,95	70,75	74,01	115,62	52,18	89,97	34,7	89,59	84,57	50,92	91,492	148,14
Zr/Hf	39,88	38,88	36,47	38,03	39,93	36,66	38,23	38,65	38,83	39,14	38,05	38,36	36,41
Nb/Ta	14,06	14,25	12,64	14,22	14,74	15,11	15,20	13,50	13,44	14,20	14,27	14,00	13,33

Número de amostras *

6.1.2 Discussão

A estruturação do perfil de Abel Figueiredo do km 138, sob a forma de horizontes ou zonas, com um horizonte argiloso na base, sucedido por uma crosta ferroaluminosa colunar em contato gradacional a uma crosta ferroaluminosa nodular e seguido pelo horizonte subesferolítico, equivale-se ao perfil laterítico imaturo de Costa (1991, 1997), muito frequente na Amazônia e bem representado na região costeira (Costa *et al.* 1991). O horizonte argiloso está em contato brusco com a crosta ferroaluminosa colunar que expressa sua degradação intempérica por meio do desenvolvimento de colunas sub-verticais separadas por canais mais ou menos interligados e preenchidos por argila de iluviação (figura 9A e B), feições estas transformadas para formas nodulares e subesferolíticas em climas tropicais sazonalmente contrastados (Tardy 1993) a partir de alteração intempérica das crostas mediada pela intensa atividade radicular da floresta tropical conforme reconhecido por Costa (1991), Kotschoubey *et al.* (2005a), (2005b), Costa *et al.* (2014a) e Oliveira *et al.* (2016). A liberação de ions H⁺ pelas raízes, bem como presença de ácidos húmicos contribui à acidificação do meio e a consequente decomposição e cominuição dos materiais rochosos, o que leva à diminuição de tamanho das crostas gerando os nódulos e subesferólitos (Kotschoubey *et al.* 2005a, Costa *et al.* 2014a). A presença de grãos límpidos e corroídos de quartzo nos horizontes de crostas ferroaluminosas (figura 15A e B) indica esse ambiente ácido gerado pela produção de ácidos húmicos, o que reforça esta degradação intempérica em decorrência de atividade radicular (Costa *et al.* 2014a). A composição mineralógica e química similar entre as crostas e subesferólitos sustentam que os mesmos sejam relictos da cominuição bioquímica dessas próprias crostas. Com o avanço da alteração ocorre a geração de matriz argilosa que envolve os materiais rochosos, assim como preenche fissuras e cavidades e se torna mais abundante em direção ao topo do perfil. Os oxihidróxidos coloidais que constituem as crostas (figura 13C e D) e revestem as paredes das cavidades indicam a dissolução parcial da hematita e sua nova precipitação como Al-goethita (Costa *et al.* 2014a). De acordo com Tardy (1993) e Kotschoubey *et al.* (2005b) a hidratação da hematita leva ao processo de dissolução (após redução) do ferro e sua reprecipitação na forma de goethita. Por sua vez ocorre a incorporação de SiO₂ e Al-goethita pela atividade perfurativa das raízes e leva a formação de caulinita em ambiente ácido (Costa *et al.* 2014). A equivalência química e mineralógica entre matriz e *topsoils* também sustenta a afinidade entre esses materiais. Portanto, esses aspectos químico-mineralógicos similares mostram que os *topsoils* podem ter derivados do domínio das matrizes sobre as crostas.

A transformação intempérica das crostas para a matriz e solo (*topsoil*) derivados ocorre gradativamente quando os fragmentos de crosta se tornam menores e arredondados por fragmentação e cominuição *in situ*, em um típico processo granodecrescente ascendente, e a matriz se torna mais abundante para o topo do perfil (Horbe & Costa 1997, 2005, Costa *et al.* 2014a). Esta transformação pode ser caracterizada pelo mesmo padrão das curvas de distribuição dos elementos traço (figura 25) e ETR (figura 29) que suportam o processo de *reworking* na crosta ferroaluminosa em consequência de sua exposição ou proximidade a superfície sob influência de vegetação (Horbe & Costa 1999, 2005). Este processo diminui o conteúdo de hematita e Fe_2O_3 em direção ao topo do perfil, enquanto que aumenta os teores de Al-goethita, caulinita, quartzo, Al_2O_3 e SiO_2 originando o *topsoil* (Horbe & Costa 1997, 2005) (figura 24). Esse padrão de degradação de crostas e formação de *topsoil* é similar ao descrito na África (Beavauis & Tardy 1993, Beavauis & Colin 1993) e na Amazônia (Boulangé & Carvalho 1997).

A curva de distribuição dos valores normalizados a média da CST (figura 25) mostra considerável paralelismo entre todos os horizontes, com exceção principalmente de V, Cr, As, Se, Mo, Sb, Hg e Bi. Isso denota a forte similaridade e afinidade química entre os horizontes estudados. Já as diferenças marcantes de V, Cr, As, Se, Mo, Sb, Hg e Bi se devem ao contraste maior das concentrações desses elementos entre a parte rochosa (crosta e subesferólitos) e a matriz envolvente, além do horizonte argiloso e *topsoil*. Esses elementos estão mais enriquecidos nas crostas e subesferólitos, ou seja, naqueles dominados pelo ferro, o qual durante sua alta mobilidade química captura elementos também altamente móveis (fator >2) para a formação dessas crostas.

As correlações inversas de $\text{SiO}_2 \times \text{Fe}_2\text{O}_3$ e $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{Fe}_2\text{O}_3$ ao longo do perfil de Abel Figueiredo (figura 26A e 26B) mostram sua degradação intempérica tropical úmida dada pela diminuição dos teores de Fe_2O_3 e o aumento de Al_2O_3 e SiO_2 para o topo do perfil, incluindo o *topsoil*, com neoformação parcial de hidróxido de ferro como Al-goethita (Horbe & Costa 1997, Costa *et al.* 2014a). A forte correlação linear positiva Fe_2O_3 (figura 26C-H) com os elementos de fator >2 (V, Cr, As, Se, Mo, Ag, Sb, Hg, Bi, Ga e Pb), a exemplo de $\text{Fe}_2\text{O}_3 \times \text{V}$ e $\text{Fe}_2\text{O}_3 \times \text{Pb}$ (figura 26A e H), mostra a afinidade entre estes elementos e, portanto, com os oxi-hidróxidos de Fe, e reforçam a evolução laterítica e sua degradação intempérica tropical. A capacidade diadógica parcial da goethita e hematita com esses elementos está bem estabelecida nos solos tropicais e em perfis lateríticos (Cornell & Schwertmann 2003, McLennan *et al.* 1980). Essa capacidade diadógica é significativa principalmente em goethitas férricas que constituem os

nódulos, esferólitos e filmes que revestem as paredes de cavidades e perde importância com sua transformação para goethita aluminosa na matriz e nos *topsoils*, conforme foi observado por Costa *et al.* (2014a). A correlação positiva $Fe_2O_3 \times Ga$ também é característico de formação laterítica (Costa *et al.* 2014a), sendo o gálio normalmente adsorvido em óxi-hidróxido de Fe (Hieronymus *et al.* 2001) (figura 26G).

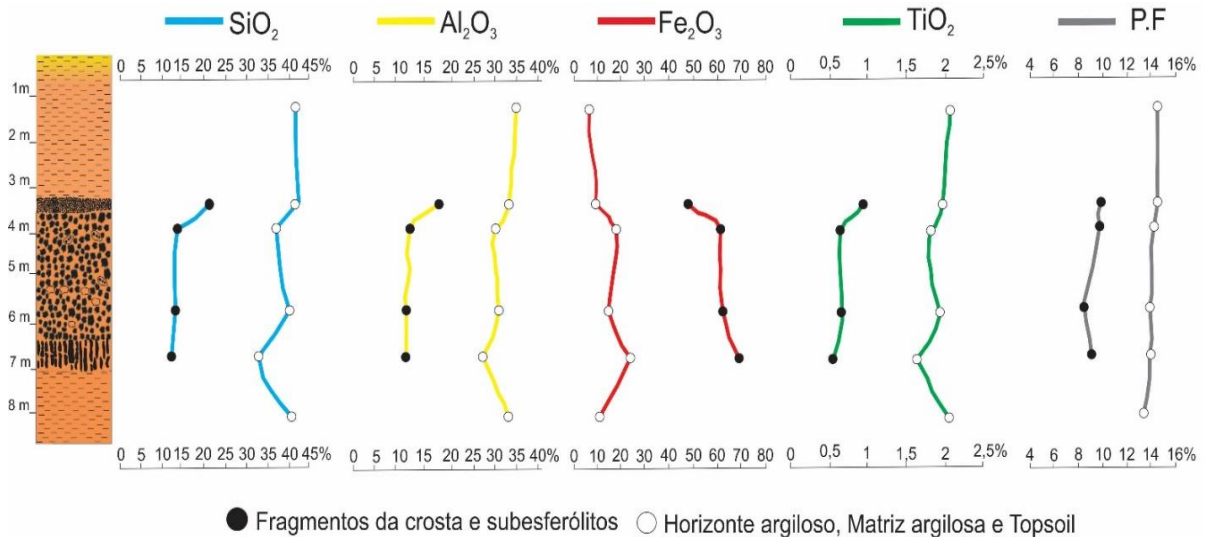


Figura 24 – Distribuição das concentrações dos elementos químicos maiores na forma de óxidos (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2) além de PF ao longo do perfil laterítico de Abel Figueiredo, considerando em parte os constituintes principais de cada horizonte: crosta, subesferólitos e matriz.

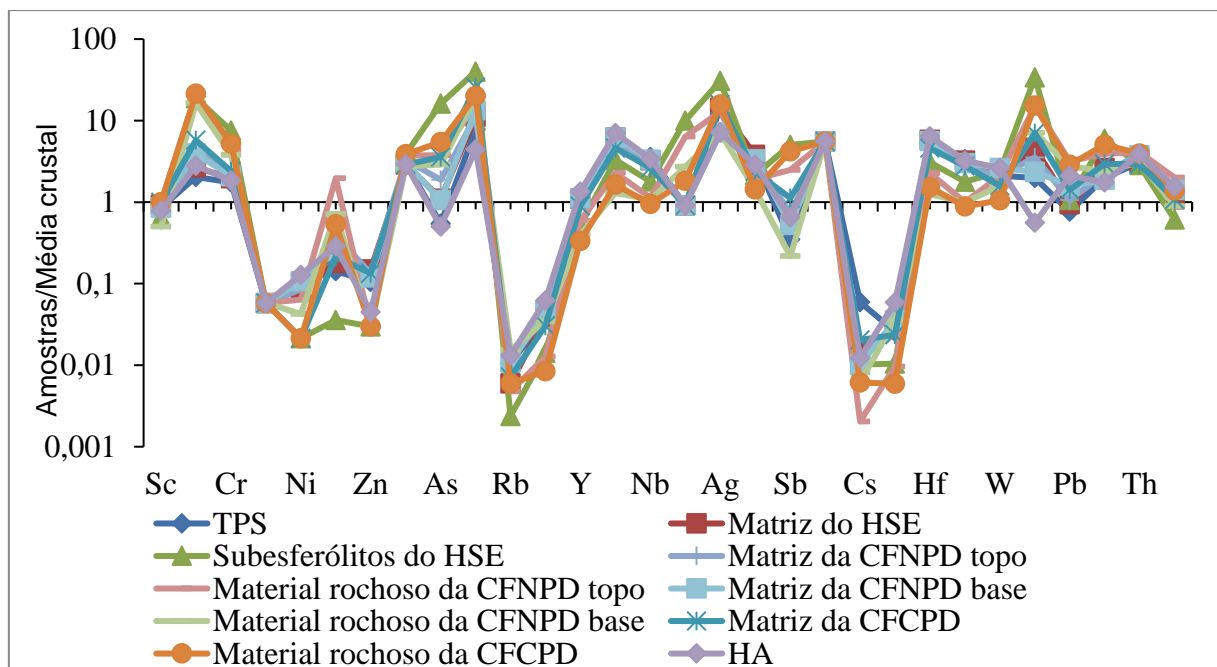


Figura 25– Padrão de distribuição das concentrações dos elementos traço normalizadas com as respectivas concentrações na Crosta Superior da Terra de Rudnick & Gao 2003. Legenda: *Topsoil* (TPS), Horizonte subesferólítico (HSE), Crosta ferroaluminosa nodular parcialmente desmantelada (CFNPD), Crosta ferroaluminosa colunar parcialmente desmantelada (CFCPD), Horizonte argiloso (HA).

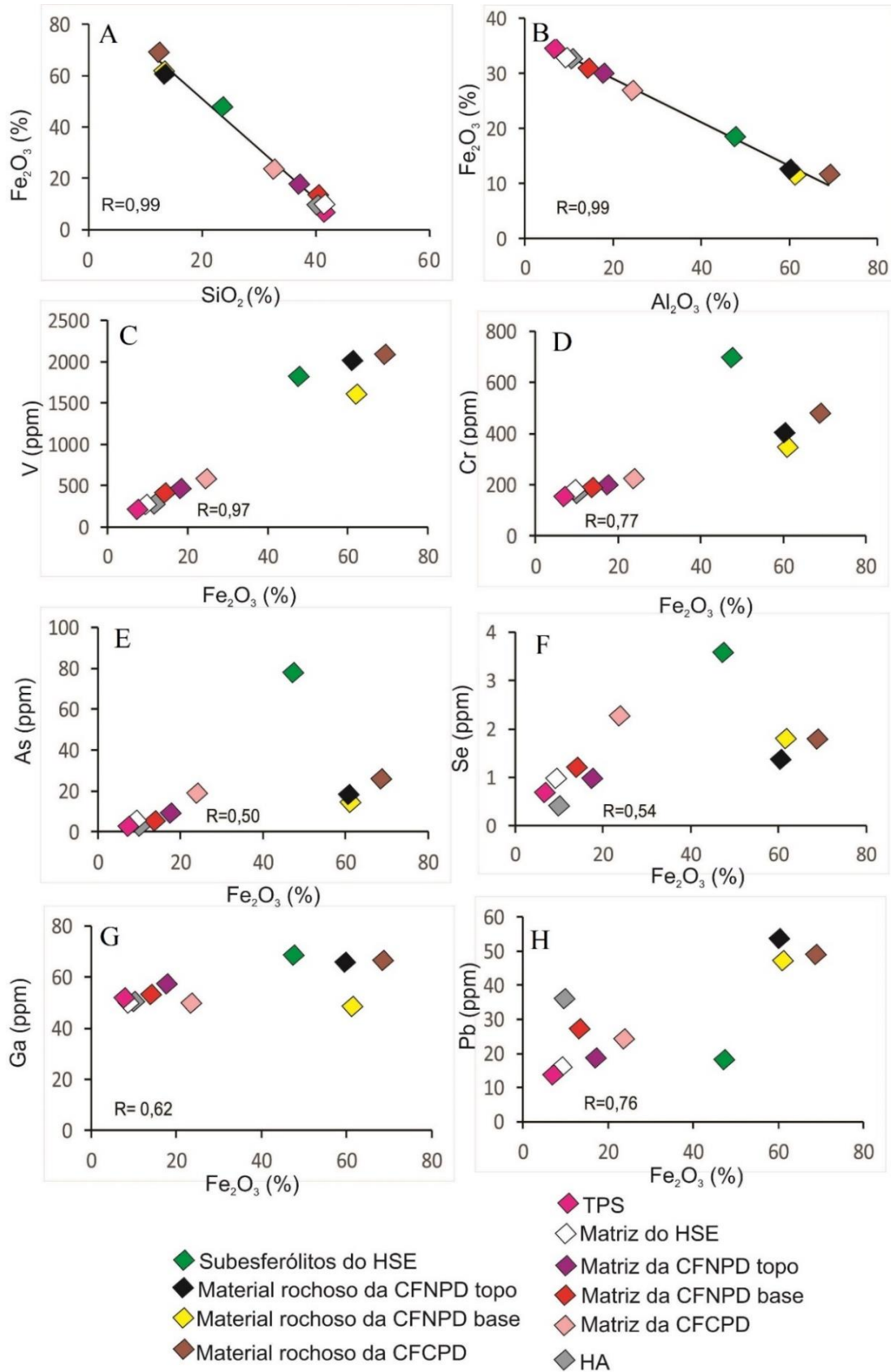


Figura 26– Diagramas de dispersão das concentrações de pares selecionados de elementos químicos no perfil laterítico imaturo e *topsoil* da BR-222, km 138.

As correlações lineares positivas de Zr, Hf, Nb, Ta e Y (figura 28) entre si retratam comportamento tipicamente residual, em que o zircão responderia por esses elementos e em parte aos ETR (Costa *et al.* 2014a). A importância do zircão e sua filiação granítica é demonstrada pelo enriquecimento ETRP e pela anomalia negativa de Eu que se dá de forma clara no perfil laterítico e *topsoil* (figura 29). A correlação positiva entre Zr e ETRP (figura 28F) sugere que o zircão seja o principal carreador dos ETR, e a pequena dispersão Zr x Hf (figura 28A) e Nb x Ta (figura 28D) se aproximando da linearidade, assim como as razões Zr/Hf e Nb/Ta praticamente constantes com média de 38,69 e 14,06 (tabela 1) respectivamente, sugerem que esses elementos constituem uma única fase mineral, o zircão, que proviria de uma única fonte e que esta, de fato é granítica, como foi previamente demonstrado através da morfologia e química-mineral deste mineral. Já a correlação positiva entre Ti e ETR, Zr, Nb e Sn (figura 27) apenas reflete a natureza residual do anatásio (formado, intemperizado e depois residual) e zircão, e desta forma o anatásio do perfil estudado não seria importante carreador de ETR, como já foi observado por Costa *et al.* (2014a) e Santos *et al.* (2016).

A associação de minerais pesados ultraestáveis identificada no perfil de Abel Figueiredo km 138 é similar tanto qualitativa quanto quantitativamente à identificada em Rondon do Pará por Pantoja (2015) e Santos (2017) nos perfis laterito-bauxíticos das lavras piloto Ciríaco e Décio, respectivamente. Por sua vez Nascimento & Góes (2007) e Pantoja (2015) identificaram a mesma associação de minerais pesados (zircão, turmalina, rutilo estauroilita e cianita) em rochas do Grupo Itapecuru, o primeiro em quartzo-arenitos e o segundo em siltitos argilosos e argilitos. Em adição, os estudos químico-mineralógicos e morfológicos com base em Pupin (1980) nos zircões do perfil de Abel Figueiredo indicam que tiveram como fonte principal granitos cálcico-alcálicos a alcalinos. Desse modo, deduz-se que rochas graníticas alimentaram as rochas sedimentares do Grupo Itapecuru no domínio dos terrenos da Abel Figueiredo, que posteriormente foram lateritizadas resultando nas formações lateríticas aqui investigadas.

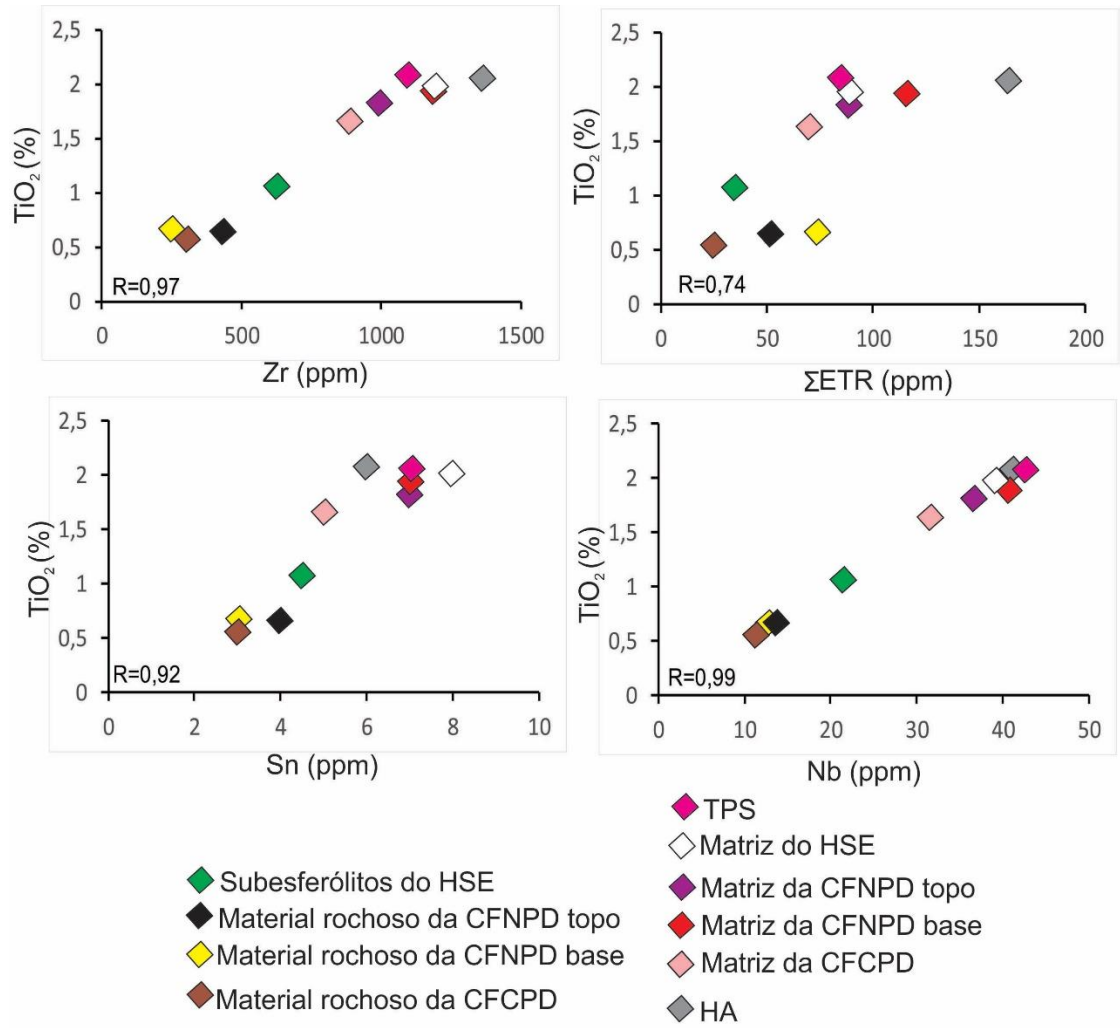


Figura 27- Diagramas de dispersão das concentrações de pares selecionados de elementos químicos no perfil laterítico imaturo e *topsoil* do Km 138 BR-222.

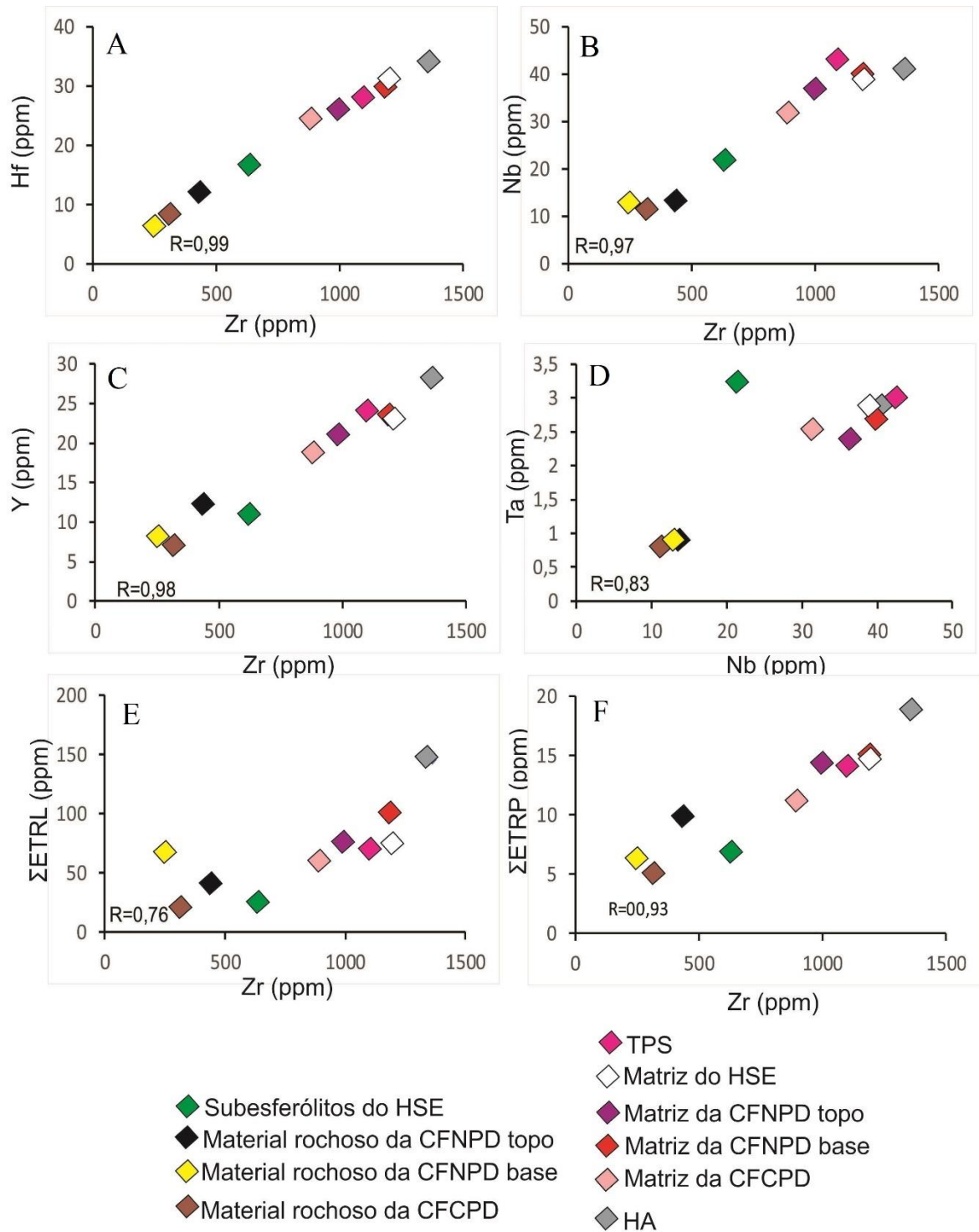


Figura 28- Diagramas de dispersão das concentrações de pares selecionados de elementos químicos no perfil laterítico imaturo e *topsoil* do Km 138 BR-222.

Os ETR normalizados aos condritos (figura 29) mostram padrões de distribuição semelhante entre os horizontes, com empobrecimento dos ETRL e enriquecimento dos ETRP, no entanto com tendência de diferenciação de dois domínios geoquímicos representados pelos materiais ferruginosos duros (crostas subesferólitos) e pelas respectivas matrizes argilosas,

horizonte argiloso e *topsoil*, comportamento este melhor observado na zona dos ETRP (figura 29). As curvas ainda exibem a anomalia negativa de Eu e ausência de anomalia positiva de Ce, em parte comparável outros perfis lateríticos da região amazônica (Horbe & Costa 1997, 1999, Costa *et al.* 2014a, Kotschoubey *et al.* 2005b). A anomalia negativa de Eu sugere que o zircão seja de origem ígnea, enquanto a ausência de anomalia positiva de Ce (figura 29), típica de formação laterítica, em especial em sua crosta ferruginosa, em geral dada pela cerianita neoformada (Costa *et al.* 2014a), sugere que praticamente todo o conteúdo de ETR esteja na forma de zircão, mineral residual, desprovido dessa anomalia.

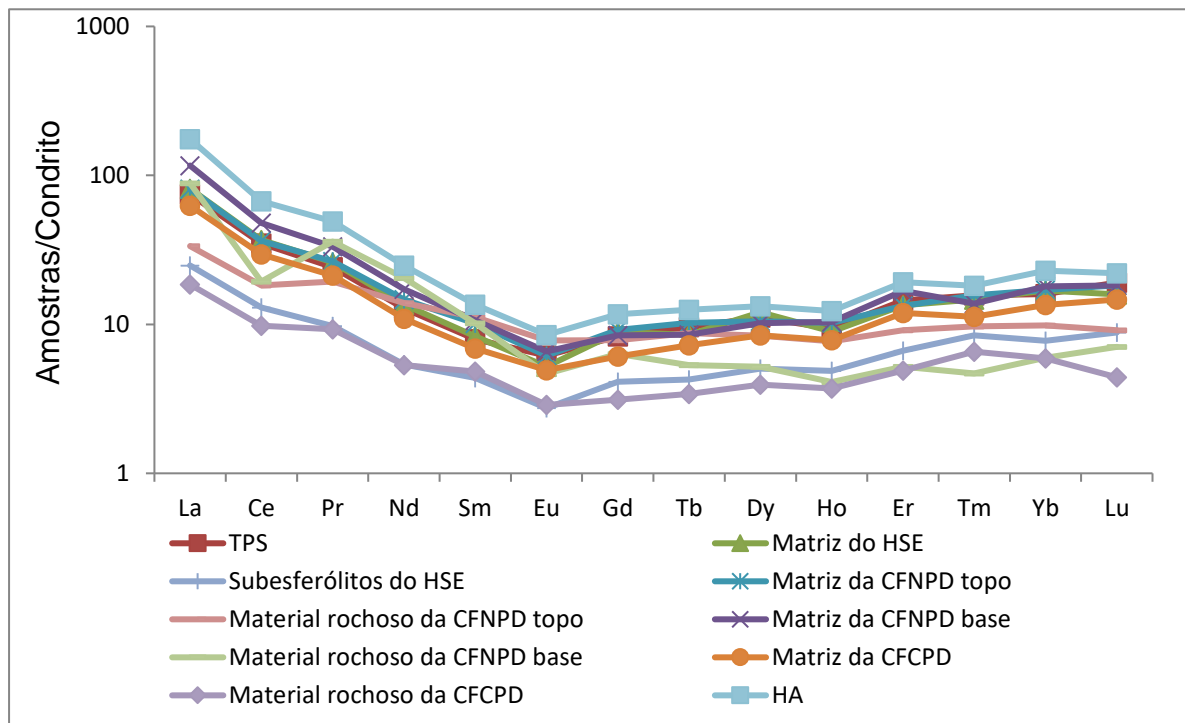


Figura 29– Padrão de distribuição dos ETR, cujas concentrações foram normalizadas aos condritos. Legenda: *Topsoil* (TPS), Horizonte subesferolítico (HSE), Crosta ferroaluminosa nodular parcialmente desmantelada (CFNPD), Crosta ferroaluminosa colunar parcialmente desmantelada (CFCPD), Horizonte argiloso (HA).

6.1.3 Conclusões

O perfil laterítico de Abel Figueiredo do km 138 da BR-222 formado por um conjunto de quatro horizontes (a partir da base horizonte argiloso, crosta ferroaluminosa colunar, crosta ferroaluminosa nodular e horizonte subesferolítico) corresponde a porção mediana ao topo dos perfis lateríticos imaturos da região amazônica, desenvolvido por ação de lateritização imatura sobre as rochas siliciclásticas do Grupo Itapecuru. A estruturação a partir da crosta ferroaluminosa colunar para o topo do perfil mostra grau crescente de desagregação bioquímica e física, marcada pelo dismantelamento e fragmentação da crosta, pela ocorrência de padrão colunar e nodular, e a cominuição destes fragmentos nodulares no topo dando lugar aos subesferólitos em um típico processo granodecrescente, culminando com o *topsoil*, predominantemente silto-argiloso.

Os minerais que compõem os horizontes são basicamente hematita, goethita, caulinita, e anatásio, sendo estes neoformados a partir das rochas precursoras (Grupo Itapecuru). Já quartzo, zircão, rutilo, turmalina, cianita e estauroлита sobreviveram ao intenso intemperismo tropical (lateritização), pois já eram minerais presentes nas rochas sedimentares do Grupo Itapecuru, possíveis rochas geradoras do perfil de Abel Figueiredo.

O padrão geoquímico assinalado retrata uma formação laterítica clássica que se manifesta da crosta ferroaluminosa colunar para o *topsoil* (base para o topo) pelo aumento relativo de SiO_2 , Al_2O_3 e TiO_2 , com conseqüente perda gradual de Fe_2O_3 , ou seja, formação de caulinita, Al-goethita, concentração residual de anatásio, quartzo e decomposição de hematita e goethita férrica. Por sua vez a distribuição desses elementos mostra que as crostas e subesferólitos se assemelham quimicamente, e assim como estes, o horizonte argiloso, matrizes e o *topsoil* também são equivalentes, portanto sustenta a forte afinidade entre estes materiais.

Os elementos V, Cr, As, Se, Mo, Ag, Sb, Hg e Bi foram assimilados pela estrutura dos oxi-hidróxidos de ferro, já o zircão de comportamento residual responderia por Zr, Hf, Nb, Ta e Y.

O *topsoil*, com forte relação mineralógica e geoquímica com os horizontes subjacentes é resultante do intemperismo tropical por ação radicular de antiga floresta que leva a decomposição bioradicular e fragmentação das crostas pré-existentes, além de geração de matriz argilosa, que é considerada a principal fonte do *topsoil*. A incorporação de sílica pela massa vegetal decomposta e decomposição dos oxi-hidróxidos de Fe providos de alumínio favorece a neoformação de caulinita e goethita aluminosa, gerando *topsoil*, tipo latossolos amarelos, o que indica o estabelecimento de clima quente e úmido na Amazônia durante o Pleistoceno.

6.2 DEVELOPMENT OF AN IMMATURE LATERITIC PROFILE IN EASTERN AMAZON

Daiveson Serrão Abreu¹, Marcondes Lima da Costa²

ABSTRACT: Immature lateritic profiles are very common in the Amazon, such as in southern Pará State. However, these profiles are poorly researched despite their potential for hosting important mineral deposits, such as Au, Pt, Ni and Mn. In the Paragominas-Rondon do Pará region, these formations sometimes dominate the local landscape, both as autochthonous and as allochthonous deposits. An autochthonous profile located in Abel Figueiredo was selected for a textural, mineralogical and chemical study, as well as heavy mineral and anatase content characterization, to address the source rock and evolutionary processes. Fieldwork, X-ray diffraction, optical microscopy, scanning electron microscopy, and chemical analyses were carried out. The profile consisted of three horizons: a partially dismantled iron-aluminous crust at the base, a spherolithic to nodular horizon and then topsoil. The major minerals of the profile and topsoil were hematite, goethite, kaolinite, and quartz, and the accessory minerals were anatase and heavy minerals (zircon, rutile, tourmaline, kyanite, and staurolite). The chemical composition reinforced the mineralogical data and confirmed the SiO₂, Fe₂O₃, Al₂O₃, and TiO₂ domain. The distribution of these elements was chemically similar among the crusts, nodules, and spheroliths, and the transition of their horizons indicated that the nodules and spheroliths were the product of the alteration of these crusts. The mineralogical and chemical similarity between the clay matrix and the topsoil, which were enriched upwards in SiO₂ and TiO₂, showed that this matrix generated from the degradation of crusts was the probable source of the topsoil. The mineralogical and chemical data demonstrated the *in situ* evolution of the lateritic profile since the Miocene and subsequent exposure to intense tropical forest root activity that biochemically decomposed the preexisting crusts, thereby generating nodules and spheroliths with a clay matrix and simultaneously forming kaolinite and Al-goethite. The topsoil accumulated at the top of the hills of the lower surface under the warm and humid Amazon climate during the Pleistocene.

Keywords: Weathering; Hematite; Goethite; Abel Figueiredo.

¹Graduate Program in Geology and Geochemistry, Institute of Geosciences, Universidade Federal do Pará, Belém (PA), Brazil. *E-mail:* daiveson_abreu@hotmail.com

²Institute of Geosciences, Universidade Federal do Pará, Belém (PA), Brazil. *E-mail:* marcondeslc@gmail.com

1. INTRODUCTION

Immature lateritic profiles, which were recognized by Costa (1991), are common and widely distributed in the Amazon. Combined with mature profiles, they were called *lateritic formations* by Costa (2007). In general terms, these profiles are structured in *typical horizons* (crust, mottled horizon and saprolite) that overlap various parent rocks and/or substrates, and they are predominantly composed of goethite, hematite, kaolinite, and quartz, which chemically represents the domain of Fe_2O_3 , Al_2O_3 , SiO_2 and H_2O (Costa, 1991). Compared with mature profiles, they are less conducive to the formation of mineral deposits, such as bauxite, aluminum and iron phosphates, and manganese, although they may be mineralized in Au, Pt, Ni, and metals associated with resistate minerals (Sn, Nb-Ta, and Y) (Costa, 2007).

According to Costa (2007), the first lateritic profile identification, which was described by Buchanan in 1807 in the Malabar Coastal Plain (India), corresponds to the immature profiles of Costa (1991). Equivalent profiles in the Amazon region were studied by Katzer in 1903 (*apud* Costa, 1991), who described them as ferruginous sandstones, which are not consistent with laterites. According to Costa (1991), mature laterites are generally older (Paleocene-Oligocene), usually contain an aluminous horizon based on gibbsite and/or aluminum phosphates, and present hematite as the dominant iron mineral in the ferruginous crust and mottled/saprolite horizons. However, the immature, younger (Pleistocene) laterites are devoid of the typical aluminous horizon and the dominant iron mineral is goethite in the equivalent horizons.

Lateritic profiles equivalent to the immature profiles of Costa (1991) have been identified in several countries in addition to Brazil, such as the Guianas, Colombia, Venezuela, Equatorial African countries, and Australia, and many islands and archipelagos of the Indian and Pacific oceans; thus, they represent the most frequent lateritic profiles found on Earth (Costa, 2007).

In Brazil, these profiles extend from the southeast to the northeast and throughout much of the Amazon. In the field of bauxite deposits (mature lateritic profiles), especially those of Rondon do Pará and Paragominas, these immature lateritic formations are frequent and often dominate the landscape either as autochthonous or allochthonous deposits, and they are found almost side by side with mature lateritic profiles. Given this backdrop and based on more detailed studies of mature profiles, autochthone immature lateritic formations were selected in the region of Rondon do Pará for the development of a textural, mineralogical and geochemical

study throughout all of its horizons, and its most recent weathering products were also evaluated. The results of these analyses are presented and discussed herein.

2. LOCATION AND PHYSIOGRAPHY

The immature lateritic formations selected for this study are located in the municipality of Abel Figueiredo in the Rondon do Pará domain, southeastern Pará State. These formations are located 9 km northeast of the municipality of Abel Figueiredo (0797060 E/ 9456338 S, zone 22M) and 584 km from Belém, the state capital (Fig. 1).

The landscape of the Abel Figueiredo region (Fig. 2) and adjacent areas consist of a higher, flat, dissected surface represented by plateaus, with altitudes ranging from 400 m to the south and progressively decreasing north to 200 and 180 m near the city of Paragominas (Kotshoubey *et al.*, 2005a). These plateaus are carved on a mature lateritic succession mineralized in bauxite, which is topped with a yellow clayey cover equivalent to Belterra Clay. After this landscape, a second surface of lower terrain at an altitude of 150 to 200 m (in Abel Figueiredo) is surrounded by a lower, slightly wavy surface with tabular features surrounded by valleys and ravines that indicate a strong dissection process (Kotschoubey *et al.*, 2005a; Kotschoubey *et al.*, 2005b).

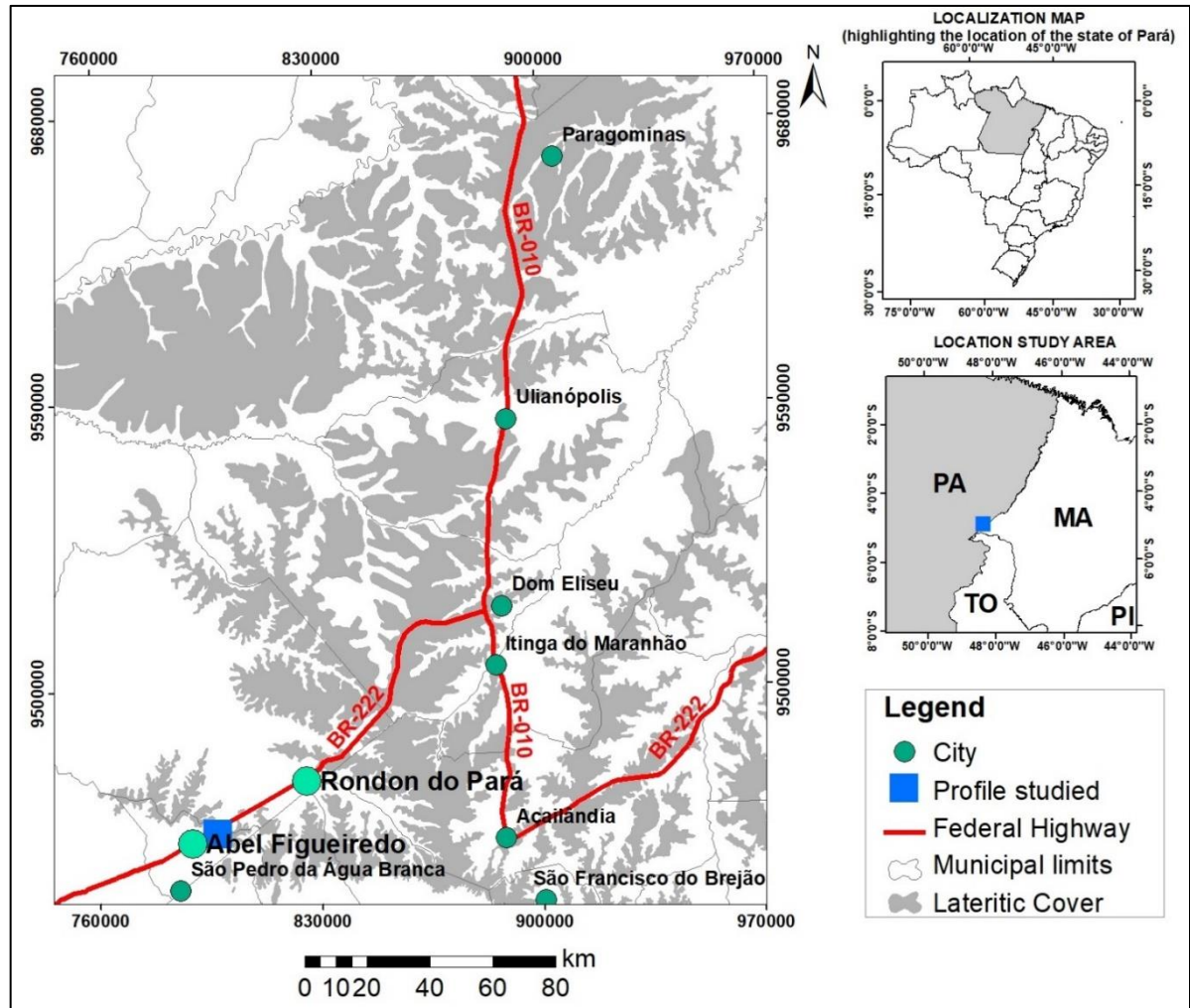


Figure 1. Location of the studied immature laterite formations in southeastern Pará.

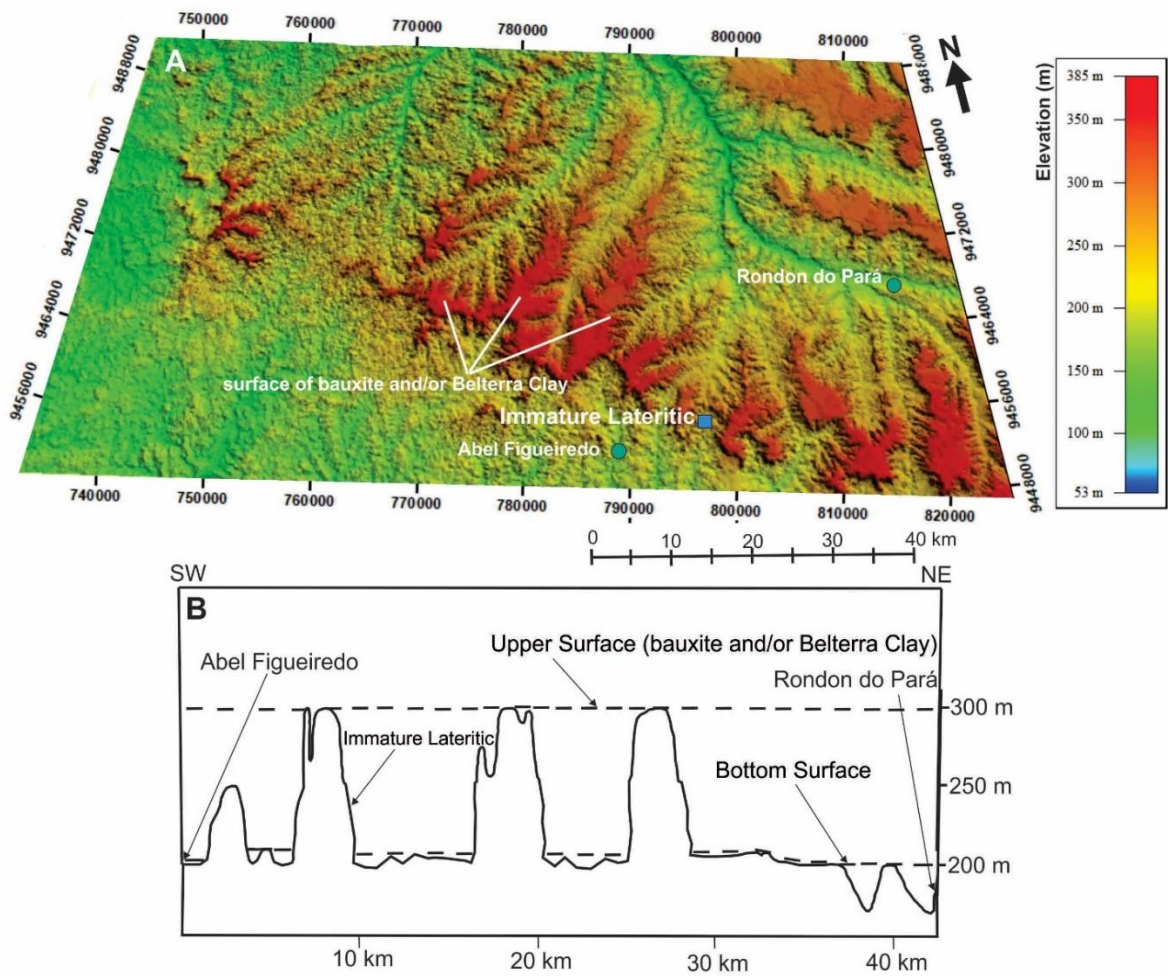


Figure 2. A) Study area relief generated with Global Mapper 14 software based on the digital elevation model (Shuttle Radar Topography Mission). B) Representative topographic profile of the study area and surroundings highlighting two distinct surfaces prepared by the author with a digital elevation model (Shuttle Radar Topography Mission), which was generated with Global Mapper 17 software and processed with the software Corel Draw 18.

3. REGIONAL GEOLOGY

The Abel Figueiredo-Rondon do Pará region and adjacent areas are located in the southwest portion of the Grajaú Basin (Fig. 3). With more than 130,000 km², the Grajaú Basin was established during the last stages of the Gondwana break-up in the Eo-Cretaceous and is bordered by the Ferrer-Urbano Santos Arc to the north, the Xambioá-Alto Parnaíba Antecline to the south, Parnaíba River Lineament-associated faults and the Parnaíba Basin to the east, and the Capim Arc and Marajó Basin to the northwest (Paz and Rosetti, 2001; Vasquez *et al.*, 2008). The stratigraphic succession of the Grajaú Basin consists of the Codó Formation, Itapecuru Group and Ipixuna Formation (Fig. 3) (Vasquez *et al.* 2008). The Codó Formation encompasses black shales, evaporites, anhydrites, limestones and sandstones of mainly lacustrine origin (Paz and Rosetti, 2001; Rosseti and Góes, 2004); the Itapecuru Group includes a thick siliciclastic package formed by sandstones, siltstones, claystones, arkoses, and conglomerates (Góes, 1981; Kotshoubey *et al.*, 2005b); and the Ipixuna Formation, sandstone presents cross-stratification and is interspersed with kaolin, siltstones and subordinate red claystones (Góes, 1981).

The lithologies of the Grajaú Basin exposed to the surface were transformed during the Paleogene into complex lateritic formations (Maturas), in which bauxite and kaolin are the most significant ore in the studied region (Costa, 1991 and 1997). Later, a new laterization phase during the Pleistocene marked the formation of immature laterites (Costa, 1991 and 1997; Costa *et al.*, 2014a) at the top of the hills of the lower surface (not indicated in the map of Fig. 3).

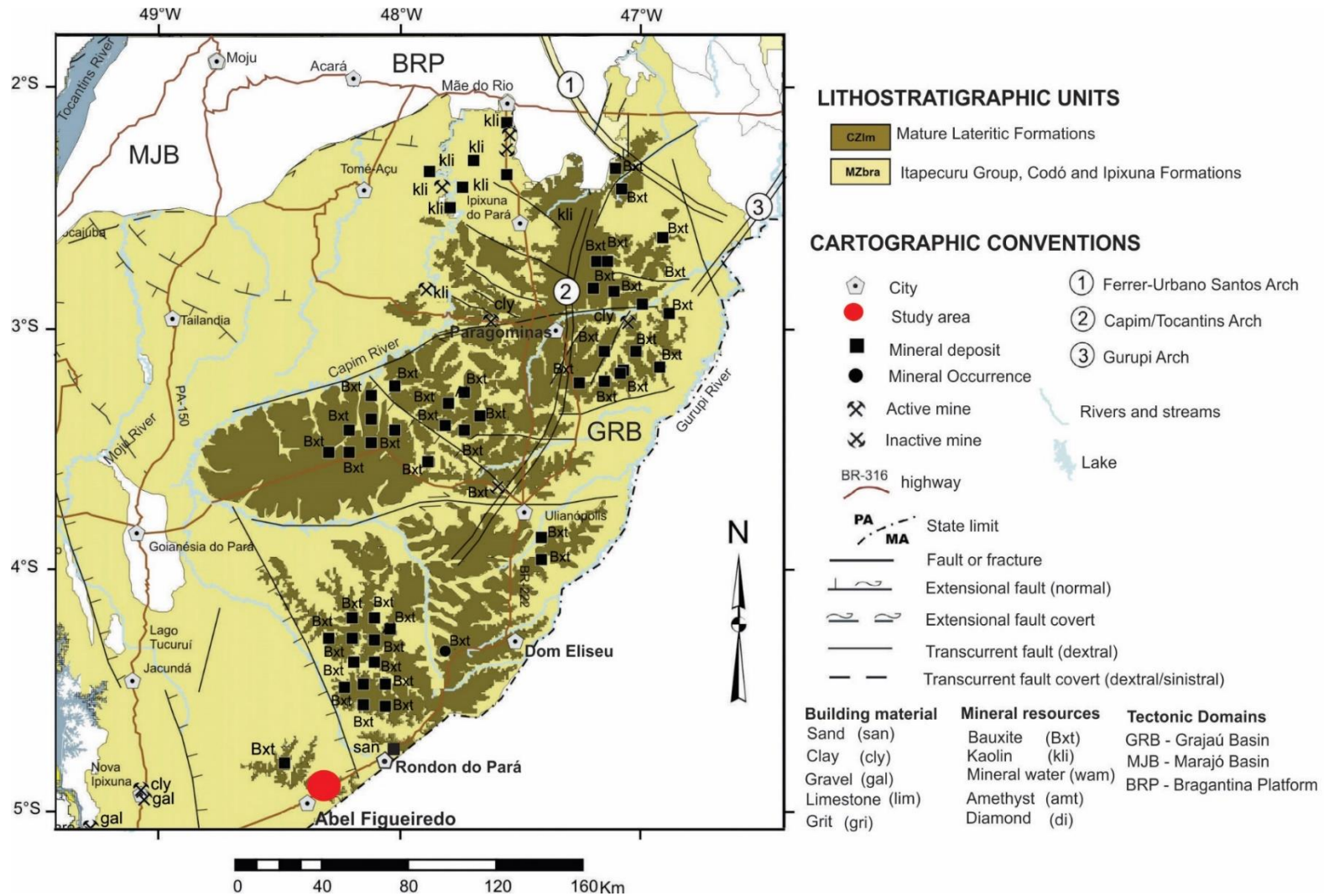


Figure 3. Geological map of the northeast-southeast region of Pará. Modified from Vasquez *et al.* 2008.

4. MATERIALS AND METHODS

First, fieldwork was conducted between the region of Abel Figueiredo and Rondon do Pará to evaluate the extent and characteristics of lateritic formations in general, i.e., mature, mineralized into bauxites, and immature, and their relationship with the underlying and adjacent rocks and the local and regional landscape.

Then, the Abel Figueiredo region was selected for the study of immature lateritic profiles, which are well represented locally. Several sections and immature lateritic profiles were described in detail in cross-sections of highway BR-222 at km 137 (260 m in altitude), 9 km northeast of the city of Abel Figueiredo. Subsequently, a more typical profile was selected for the collection of representative samples, and ten samples were selected for laboratory analysis. Fieldwork was supported by the acquisition of images that attempted to identify variations in color, texture, structure, particle size, voids, cohesion degree, and mineral constitution, which enabled the recognition of the main horizons of the lateritic profiles and their coverage.

4.1 SAMPLE PREPARATION

The samples were described mesoscopically with the aid of a pocket magnifying glass (14x magnification), and images were taken with a digital camera. An *in natura* aliquot of each sample was used for the preparation of a polished thin section, and another one was comminuted, homogenized and quartered. Then, an aliquot from this sample was used for the physical extraction of heavy minerals, and another one was ground on an agate mortar for mineralogical identification via X-ray powder diffraction (XRD). In addition, chemical extraction of anatase and a total chemical analysis were performed.

4.2 MINERALOGICAL AND MORPHOLOGICAL ANALYSES

Ten polished thin sections from the samples of each horizon were investigated by optical microscopy to evaluate the textural and mineralogical aspects of their different materials. Using this method, heavy minerals were also investigated, with the grains mounted on glass slides (identification and quantified by a minimum count of 150 grains per slide). The Zeiss AXIOLAB POL microscope was used for this purpose, and it was coupled to a Canon A460 digital camera. The major supporting materials for the descriptions of textural aspects and

identification of heavy minerals were the *Atlas of Micromorphology of Mineral Alteration and Weathering* by Delvigne (1999) and *Heavy Minerals in Color* by Mange and Maurer (1992).

To support the mineralogical analysis by optical microscopy, the XRD method was also performed with the aid of a Bruker diffractometer (model 2D PHASER) equipped with copper anode ($\lambda_{\text{Cu K}\alpha} = 1.54184 \text{ \AA}$) under the operating conditions of 30 kV voltage and 10 mA current, which were implemented at a step of 0.02 and a step time of 0.2 s with a LynxEye detector. Data acquisition was carried out with the X'Pert High Score Plus software, and processing was performed with CoreIDRAW X6.

Anatase is a typical mineral in lateritic profiles (Costa, 1991; Costa *et al.*, 2006; Oliveira *et al.*, 2013) that was also present in the immature profile of Abel Figueiredo, and it was extracted and chemically concentrated. The extraction of the anatase crystallites was carried out by the method proposed by Sayin & Jackson (1975), which consists of treating the samples with hexafluorotitanic acid (H_2TiF_6), which chemically dissolves the kaolinite and most of the other phyllosilicates contained in the samples, with anatase remaining in the residue in addition to zircon, rutile, and iron oxyhydroxides, with the latter eliminated after each residue was subjected to 40 ml of HCl 6N in a water bath for 3 hours at 80 °C. The final residue was subsequently obtained, and it consisted of only of anatase, zircon, and rutile.

Heavy minerals in a fraction greater than 0.063 mm were extracted according to the following procedures:

- (i) Crushing and disaggregating of 100 g of each of the 10 samples;
- (ii) Particle size separation by ultrasound, sieving with meshes of 0.125 mm and 0.063 mm, and preservation of the particle size fraction of very fine sand (0.063 - 0.125 mm);
- (iii) Extraction of the magnetic fraction with a magnetic pen;
- (iv) Extraction of heavy minerals through the heavy liquid technique (bromoform);
- (v) Collection of a small aliquot of the heavy mineral concentrate and mounting on double-sided adhesive tape for analysis by scanning electron microscopy/energy dispersive spectroscopy (SEM-EDS);
- (vi) Preparation of a heavy mineral thin section for each respective sample for investigation under an optical microscope.

The SEM-EDS technique was used for the major mineral and heavy mineral analyses, including those chemically extracted (anatase residue), using images of morphological aspects and semiquantitative chemical analysis. The images of the different morphologies of the zircon crystals allowed for the use of the methodology of Pupin (1980) to discuss the likely origins of these minerals. All thin sections were previously metalized with gold to favor electrical conductivity. The SEM-EDS analyses were performed using a Zeiss SIGMA-UP LEO-1430 electron microscope and a Hitachi TM 3000 microscope, which were all located in the laboratories of the Institute of Geosciences, Federal University of Pará (UFPA).

4.3 TOTAL CHEMICAL ANALYSES

The total chemical analyses for the 10 selected samples were carried out at Acme Analytical Laboratories, Ltd. The major elements were determined by inductively coupled plasma optical emission spectroscopy (ICP-OES) after total fusion of the samples with lithium metaborate/tetraborate and nitric acid digestion, and the trace elements and rare earth elements (REEs) were determined by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) after total fusion with lithium metaborate/tetraborate and nitric acid digestion. For the determination of precious metals and base metals, the materials were digested with aqua regia and determined by ICP-MS. The loss on ignition (LI) was obtained after calcination of the samples at 1000 °C.

The results of the chemical analysis were processed with Excel 2010, and binary diagrams were generated from the correlation matrices. The trace elements were normalized according to the crustal average of Rudnick and Gao (2003), and the REEs were normalized according to the chondrite standard of Evensen *et al.* (1978) and plotted in multi-element diagrams to observe the distribution patterns.

5. RESULTS

5.1 STRUCTURE OF THE IMMATURE LATERITIC PROFILE

The outcropping immature lateritic profile of the Abel Figueiredo region (Fig. 4 and 5) is structured into three distinct horizons from the base to top: a partially dismantled iron-aluminous crust (A), a fining-upward spherulithic to nodular horizon (B) and topsoil (C).

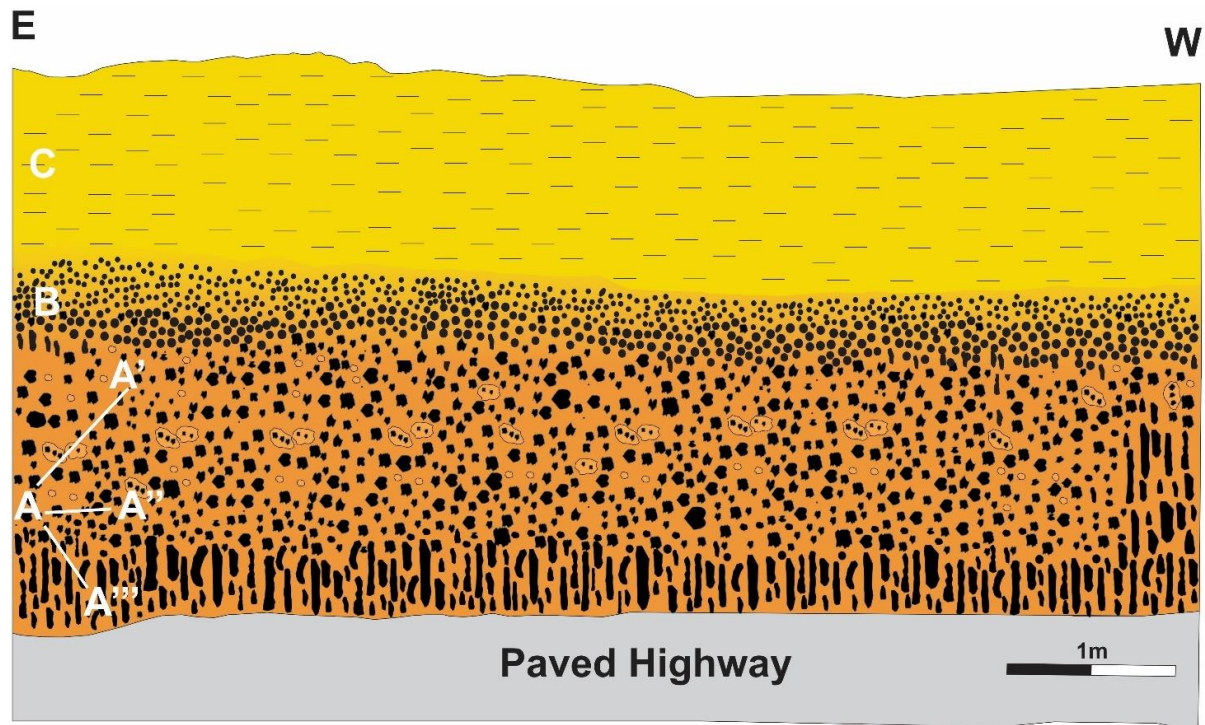


Figure 4. Geological section of the lateritic formation at km 137 of highway BR-222, and the main horizons are as follows: partially dismantled iron-aluminous crust (A), with columnar zone (A''') and nodular zone of the base (A'') and top (A'), fining-upward spherulithic to nodular horizon (B) and topsoil (C).

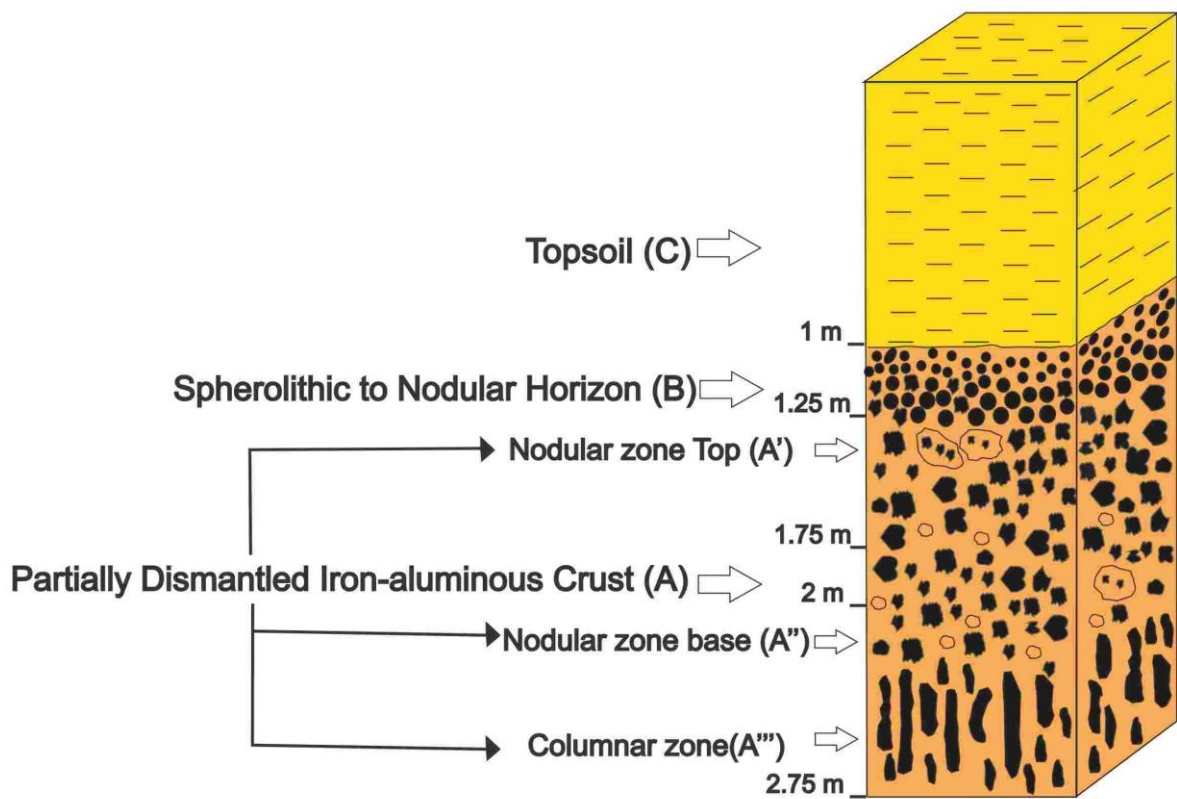


Figure 5. Immature lateritic profile at km 137 of highway BR-222 in the Abel Figueiredo region, with an indication of the main horizons.

5.1.1 Main morphology and mineralogy of the horizons

5.1.1.1 Partially dismantled iron-aluminous crust (PDIC)

The PDIC has a maximum thickness of 2.0 m and is in gradational contact with the spherulithic to nodular horizon above (Fig. 6A). In this crust, it is possible to distinguish two zones: the columnar zone below and the nodular zone above.

The columnar zone in the lower portion (Fig. 6B and C) stands out because of the almost metric columns formed from light brown to dark and sometimes red Fe oxyhydroxides separated by yellow silty-clayey zones, which are shaped similar to ducts and often contain residues of the columnar material, with nodular and even spherulithic features. The nodular zone at the upper part of the PDIC, both at the base and at the top, is compact and has an internal subnodular appearance, with subconcentric halos expressed by bands of different shades of brown and red and sometimes ochre. The earthy material present tends to be clayey. The crusts, both nodular and columnar, are microporous and cavernous and have ferruginous nodules usually covered by dark brown films of iron hydroxides (Fig. 6D). Millimetric grains of quartz present irregular

shapes and are clear and brittle, and they are distributed throughout the material. In addition to quartz and Fe oxyhydroxides (goethite and hematite), kaolinite is also observed (Fig. 6E).

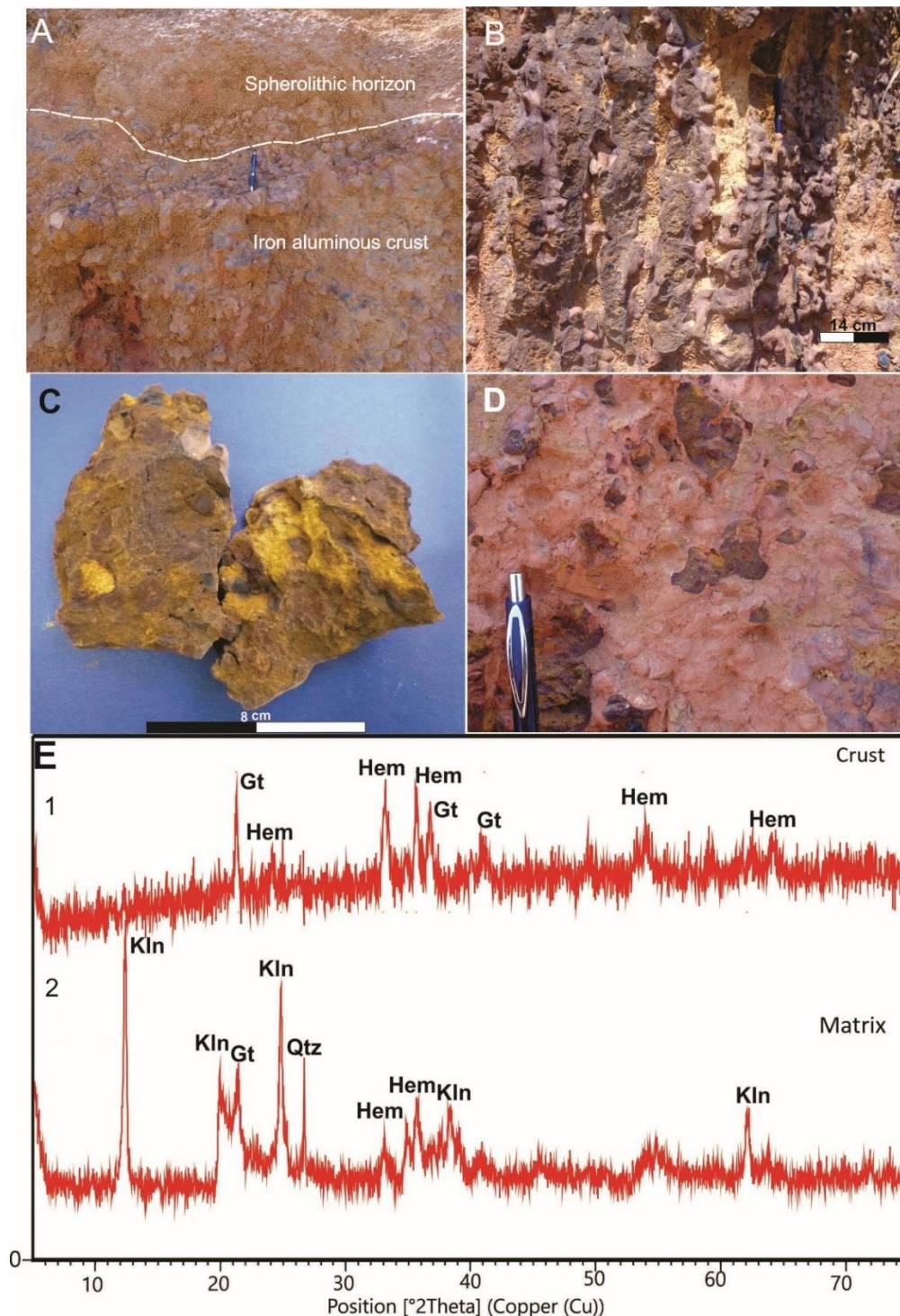


Figure 6. A) Gradational contact between dismantled iron-aluminous crust and the spherulithic to nodular horizon. B) Columnar zone of the crust with duct filled by silty-clayey material. C) Internal detail of fragments of the columnar crust. D) Hematite nodules of the base of the nodular crust; E) X-ray diffractograms of representative samples of the iron-aluminous crust. 1. Diffractogram of fragments of the ferruginous crust; and 2. Diffractogram of the clay matrix of the dismantled ferruginous crust. Kaolinite (Kln); goethite (Gt); hematite (Hem); and quartz (Qtz).

The view under the optical microscope shows that the columnar and nodular zone crusts (base and top) are formed by a reddish-brown plasma and present micronodules and intraplasma microspheruliths. The plasma domain is formed by goethite and nanocrystalline hematite, whereas in the micronodules, these minerals are also dominant and appear microcrystalline, sometimes with kaolinite intergrowths, which are microcrystalline to nanocrystalline (Fig. 7A and B). These minerals combined bond the isolated quartz grains (Fig. 7C and D). Pores or cavities (Fig. 7) are frequent, noninterconnected, and denote a possible total dissolution of quartz grains as observed by Truckenbrodt *et al.* (1995), Boulangé & Carvalho (1997), Delvigne (1999), Kotschoubey *et al.* (2005) and Costa *et al.* (2014a) or the detachment of mineral grains during the preparation of the thin sections. The quartz grains are fractured, corroded and brittle and observed in isolated portions of the plasma wall (Fig. 7C and D). Dark brown films are frequent in the plasma and exhibit cryptocrystalline microbanded features, suggesting likely colloidal precipitation of iron hydroxides (essentially ferric goethite), which are often in contact with microcrystalline zones (Fig. 8A, B and C). Subspherical features formed by clusters of tabular crystals of hematite and/or goethite are also common and occupy pores in the ferruginous plasma (Fig. 8 D).

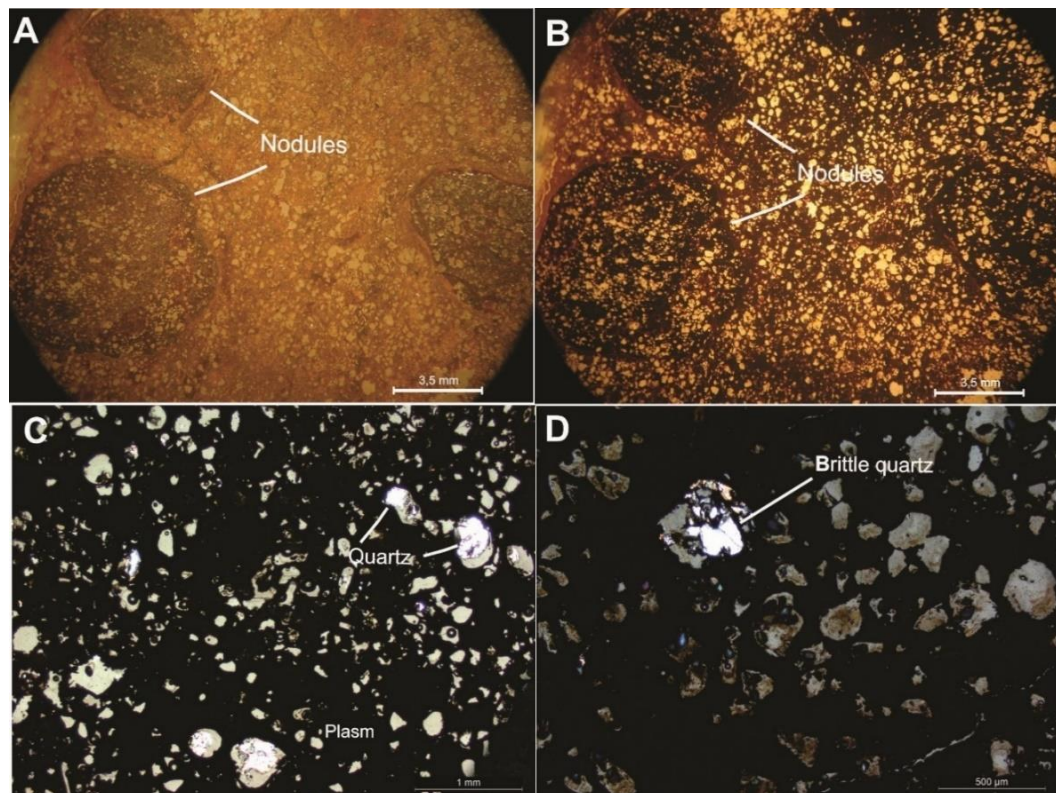


Figure 7. Photomicrographs of the iron-aluminous crust. A) and B) Microporous nodules: A. parallel nicols; and B. crossed nicols. C) Quartz grains with irregular shapes surrounded by the Fe oxyhydroxide plasma and crossed nicols. D) Polycrystalline and brittle quartz grain within the same plasma in detail and crossed nicols.

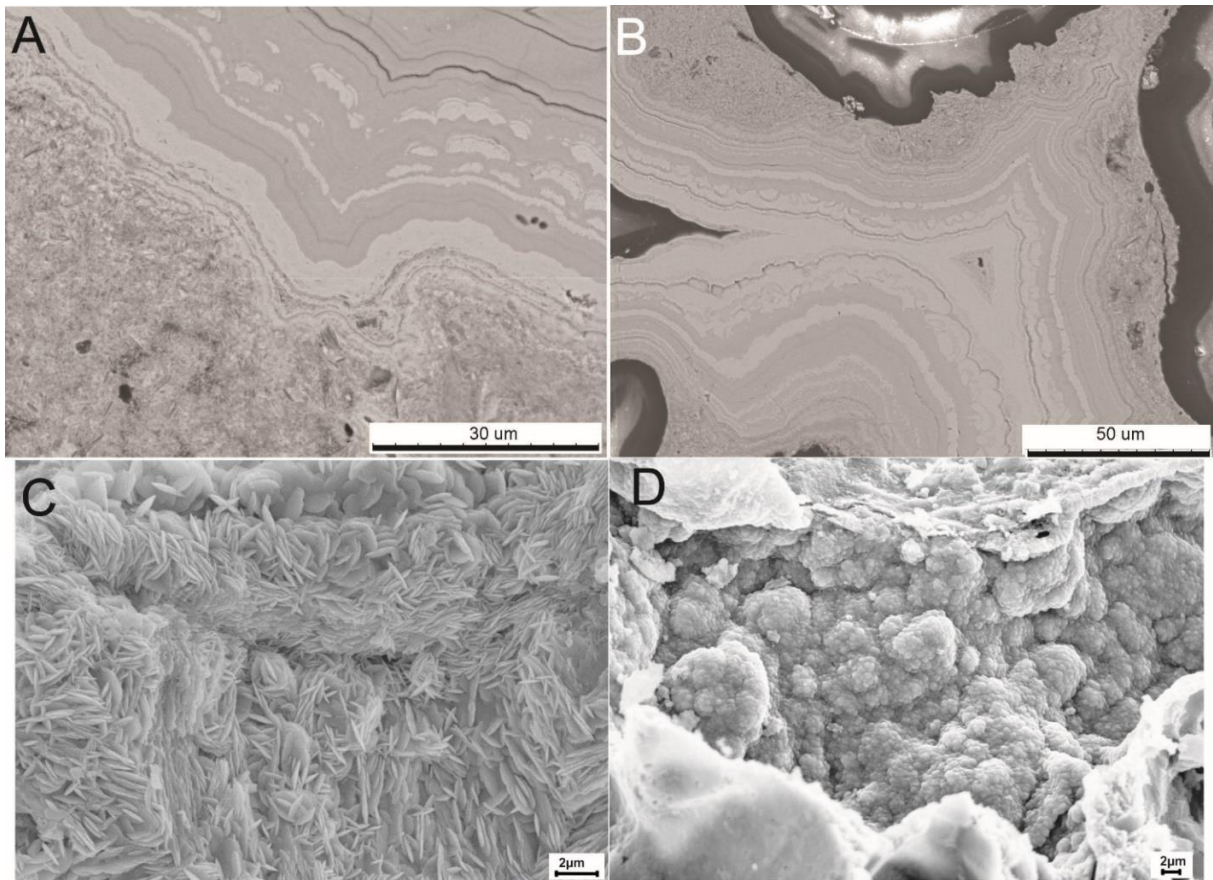


Figure 8. SEM images of the partially dismantled iron-aluminous crust. A) Microbanded manifestations tending to cryptocrystalline and formed of Fe oxyhydroxides in contact with the microcrystalline zone, which is also formed of Fe oxyhydroxides. B) Parallel and concentric cryptocrystalline manifestations of iron oxyhydroxides with the development of cavities. C) Detail of the microcrystalline zone showing the microcrystals of iron oxyhydroxides, which are generally of ferric goethite. D) Microbotryoidal surface formed by cryptocrystalline clusters of hematite of the bouquet type and/or goethite covering the walls of microcavities.

5.1.1.2 Spherulithic to Nodular Horizon (SNH)

The SNH is up to 1 m in thickness and in sharp contact with the topsoil above. The spheruliths are 0.2 cm to 1 cm in diameter and clearly fine upwards. The spheruliths are dark reddish brown in color and enclosed in a yellowish brown clayey to earthy matrix (Fig. 9A). Along with the spheruliths, dark reddish-brown nodules are found, ranging from 0.2 to 5 cm in diameter with the greatest length in a subvertical direction (Fig. 9B).

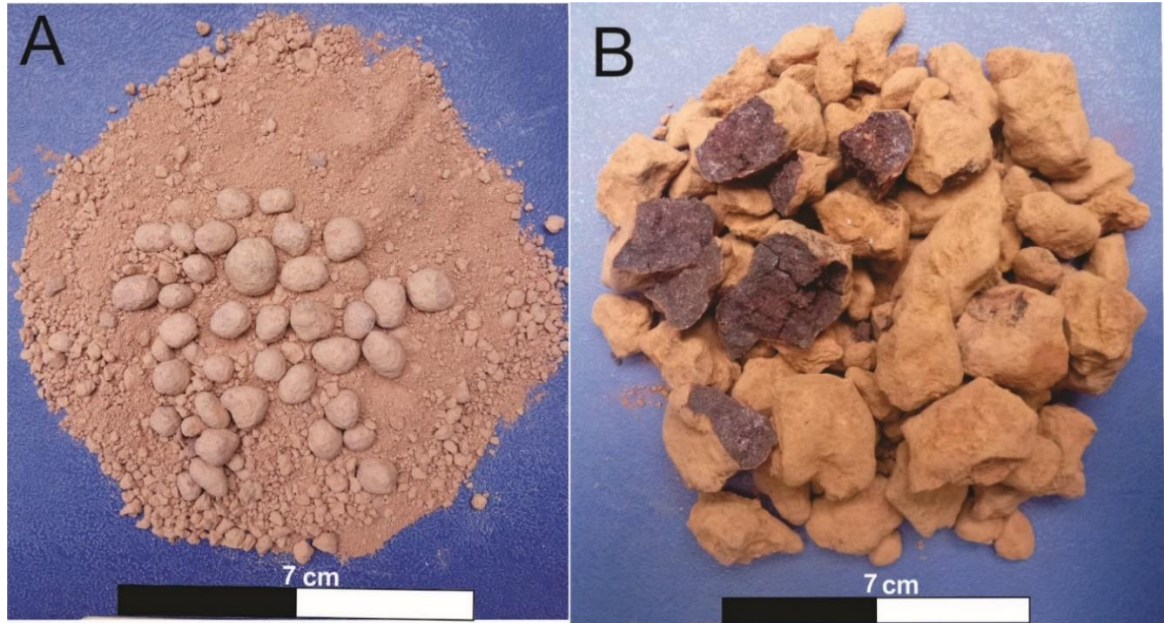


Figure 9. A) Individual spheruliths of the spherulithic to nodular horizon within the earthy and clayey matrix. B) Individual nodules of the spherulithic to nodular horizon, with an aggregated and hard character.

Internally, the spheruliths and nodules are formed by a plasma of Fe oxyhydroxides that cement the quartz grains and present many microcavities, which suggests total dissolution and/or loss of quartz grains (Fig. 10 A and B) since residual quartz grains are rare in these materials.

The iron oxyhydroxides appear as “banana”-shaped crystals in micrometric subspherical or even platy clusters, and they cover the walls of submillimetric cavities within the nodular and/or spherulithic body (Fig. 10C and D). Spherical and discoid clusters also fill pores and are observed amidst the ferruginous plasma (Fig. 10E and F). These formations of Fe oxyhydroxides were interpreted as hematite/goethite (Fig. 11).

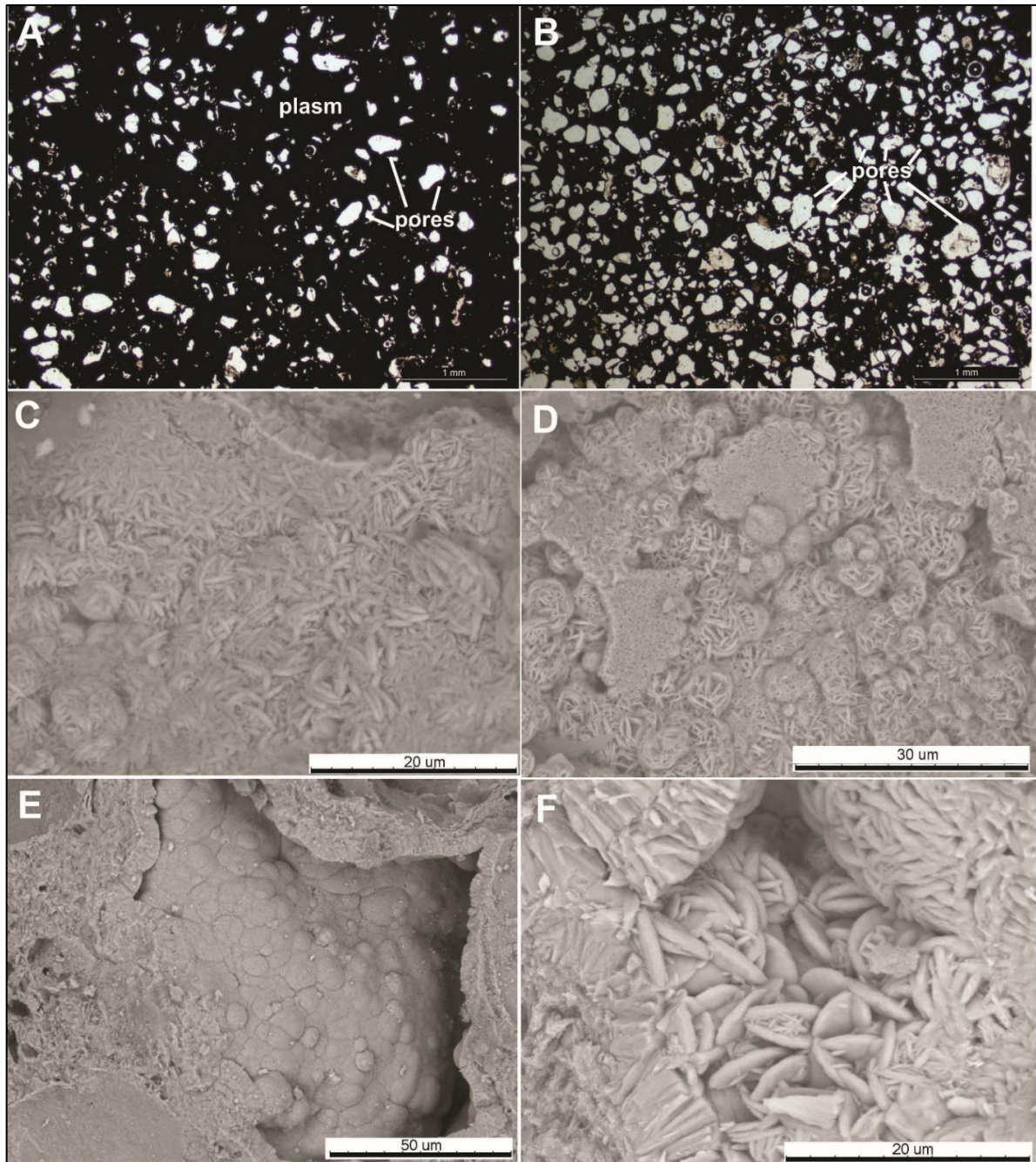


Figure 10. Photomicrographs of the spherulithic to nodular horizon. A) Ferruginous plasma (dark gray) surrounded by voids under the optical microscope with parallel nicols. B) Emphasis on the many cavities. C) and D) Plasma observed under SEM showing subspherical and platy clusters of hematite and goethite. E) Subspherical micrometric structures formed by cryptocrystalline clusters of hematite and goethite inside microcavities. F) Detail of clusters of hematite and/or goethite discoids in microcavities.

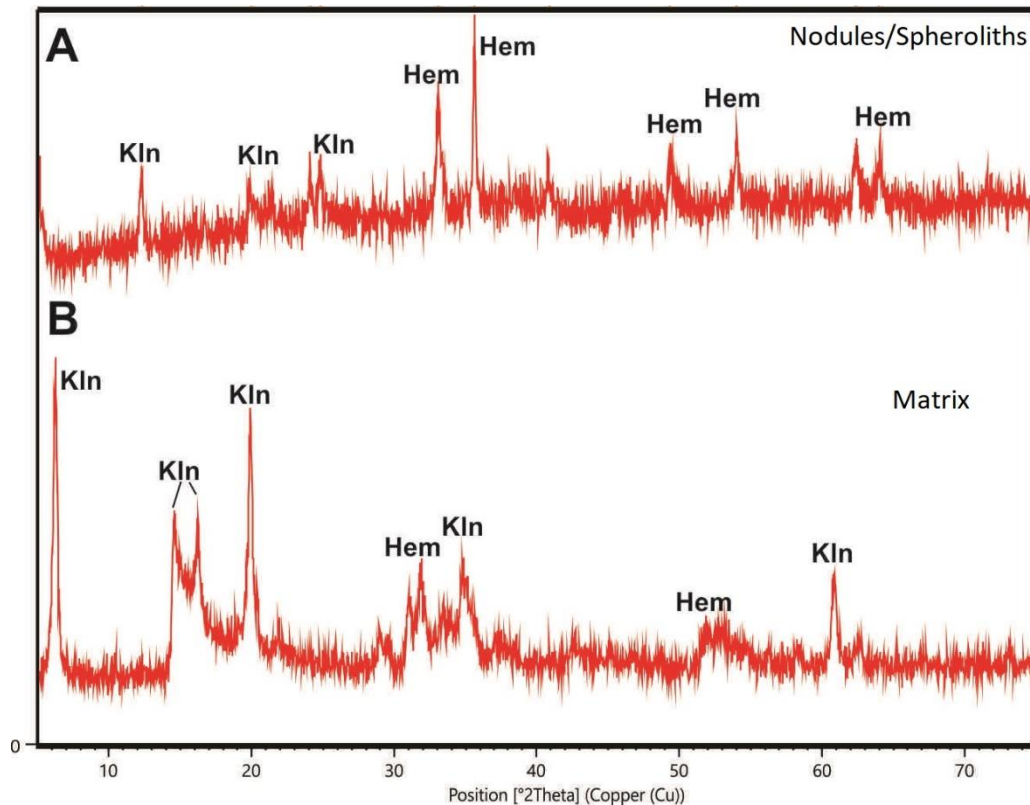


Figure 11. X-ray diffractograms of samples representative of nodules and/or spheruliths (A) and of the matrix (B) of the spherulithic to nodular horizon. Kaolinite (Kln); hematite (Hem).

5.1.1.3 Topsoil

The topsoil is approximately 1.0 m in thickness and silty-clayey, and it presents an earthy consistency (Fig. 12A), and a color that varies from reddish at the base to yellow at the top. There are uneven clayey lumps scattered in this silty-clayey mass, and they crumble under finger pressure and are up to 3 cm in diameter, and ferruginous spheruliths with a reddish-brown internal color and a light brown outer film are also observed. In general, the topsoil consists of kaolinite, goethite, hematite and quartz as major minerals and anatase as an accessory mineral (Fig. 12B). Its lumps are formed by the same minerals, whereas the spheruliths have the same composition as the underlying horizon; thus, they are dominated by hematite and goethite and sometimes include kaolinite (Fig. 12B).

The kaolinite forms a microcrystalline mass formed by nanocrystalline clusters (Fig. 13), and its crystallites are confused with goethite and anatase (Fig. 13A). The light gray crystallites are probably Fe and Ti oxyhydroxides (Fig. 13A). The EDS analyses support the presence of Fe oxyhydroxides and anatase.

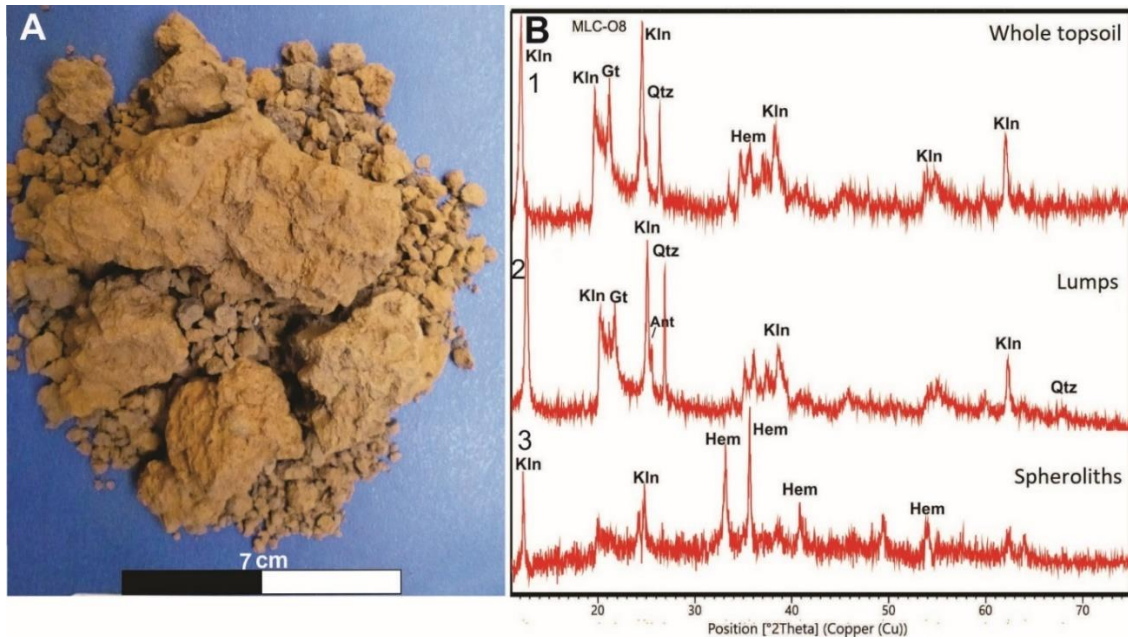


Figure 12. A) Silty-clayey topsoil exhibiting a lumpy aspect. B) X-ray diffractogram of topsoil samples. 1. Topsoil as a whole; 2. Lumps; and 3. Spheruliths. Kaolinite (Kln); goethite (Gt); hematite (Hem); quartz (Qtz); and anatase (Ant)

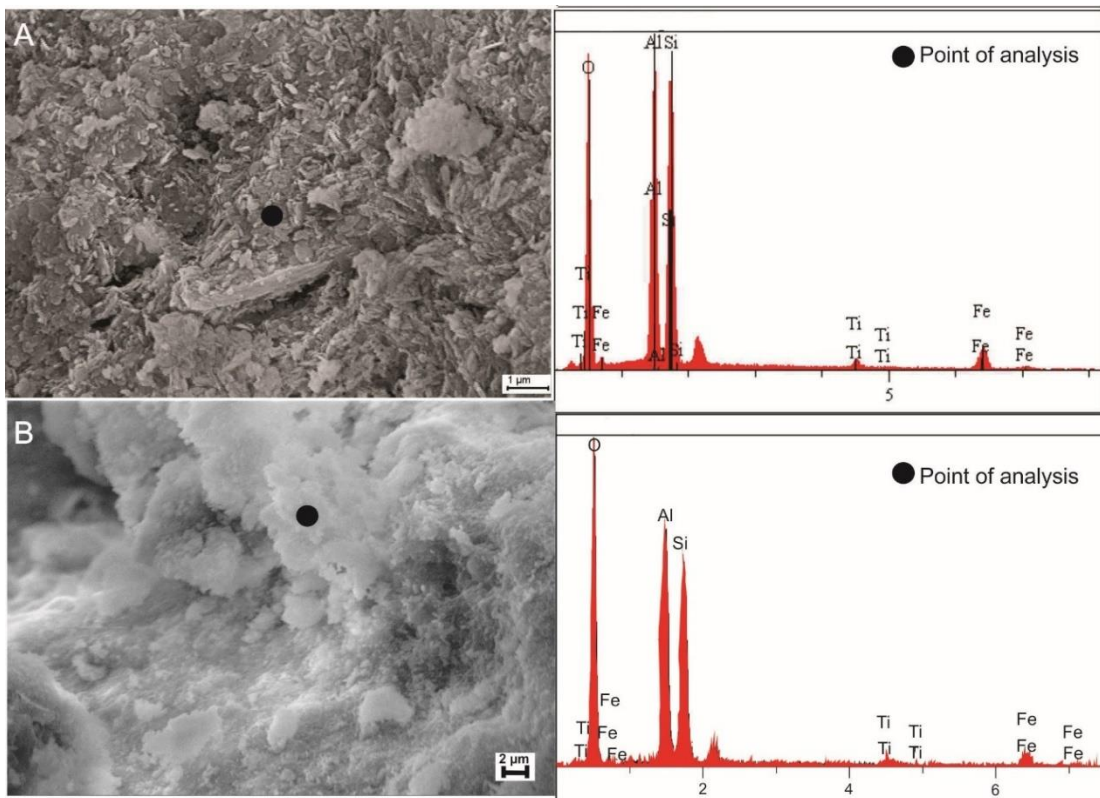


Figure 13. SEM images and chemical spectra obtained via EDS of the topsoil. The two spectra, although on a different image scale, show the same chemical composition, which is typical of a kaolinite domain with restricted hematite/goethite and anatase. A) Micrometric clusters of submicrometric kaolinite crystallites (represented by dark gray tones), as well as Fe oxyhydroxides and anatase (light gray). B) Kaolinite mass formed by crystallite clusters, where high porosity can be observed.

5.1.2 Accessory minerals

5.1.2.1 Anatase

Anatase is an accessory mineral typical of the lateritic formations of the Amazon (Costa *et al.*, 2014a; Krysiak *et al.*, 2018, submitted), and although it is not observable under the optical microscope, it can be observed with difficulty under the electronic microscope when inside the rock, that is, when not isolated. However, it is easily identifiable by XRD (Krysiak *et al.*, 2018 submitted). In the profile investigated in this study, anatase was identified by XRD and chemical analysis. In addition, its crystallites were successfully isolated throughout the entire profile, including the topsoil (Fig. 14), by chemical methods. Thus, its crystallites were clearly observed in the SEM analysis of nanometric to submicrometric crystals. In this chemically obtained anatase-rich residue, quartz, rutile and zircon also stand out, with the latter restricted only to the nodular iron-aluminous crust (Fig. 14E and F) and the matrix of the spherulithic to nodular horizon (Fig. 14H). Rutile was detected in the residue of almost every sample investigated. The sporadic presence of cristobalite (Fig. 14C) indicates neoformation from the decomposition of kaolinite, which led to saturation of the solution in SiO₂.

Anatase appears along the lateritic profile and topsoil as crystallites < 400 nm (Fig. 15), generally from 200 to 300 nm, which is similar to that observed by Costa *et al.* (2014b) in the Juruti bauxites and their Belterra Clay. The morphology and size of the crystallites behave identically in the immature lateritic profile (crust, nodules/spheruliths and matrix) and the topsoil.

The chemical composition (SEM/EDS) of the total residue dominated by anatase (Tab. 1) shows the Ti dominance (44.0% to 58.4%) followed by Si (1.4% to 20.6%), Fe (3.2% to 7.2%) and Al (0.9% to 1.1%). This finding confirms the dominance of anatase in the residues as well as its dominance as a Ti mineral in the immature profile and topsoil (Tab. 5) as shown by XRD.

Table 1. Element chemical composition (% by weight, obtained by SEM/EDS) of anatase residue in the different horizons of the immature lateritic profile and topsoil. PDIC, Partially dismantled iron-aluminous crust; SNH, Spherolithic to nodular horizon; TPS, Topsoil; CZ, Columnar zone; BNZ, Base nodular zone; TNZ, Top nodular zone.

Chemical Elements	PDIC CZ	PDIC BNZ	PDIC TNZ	SNH	TPS
Ti	50.1	44.0	53.4	58.4	55.4
Fe	-	3.2	7.2	3.7	-
Al	1.0	0.94	1.1	0.9	1.1
Si	2.4	20.6	1.4	4.8	5.9
O	42.7	33.6	37.0	32.3	37.6

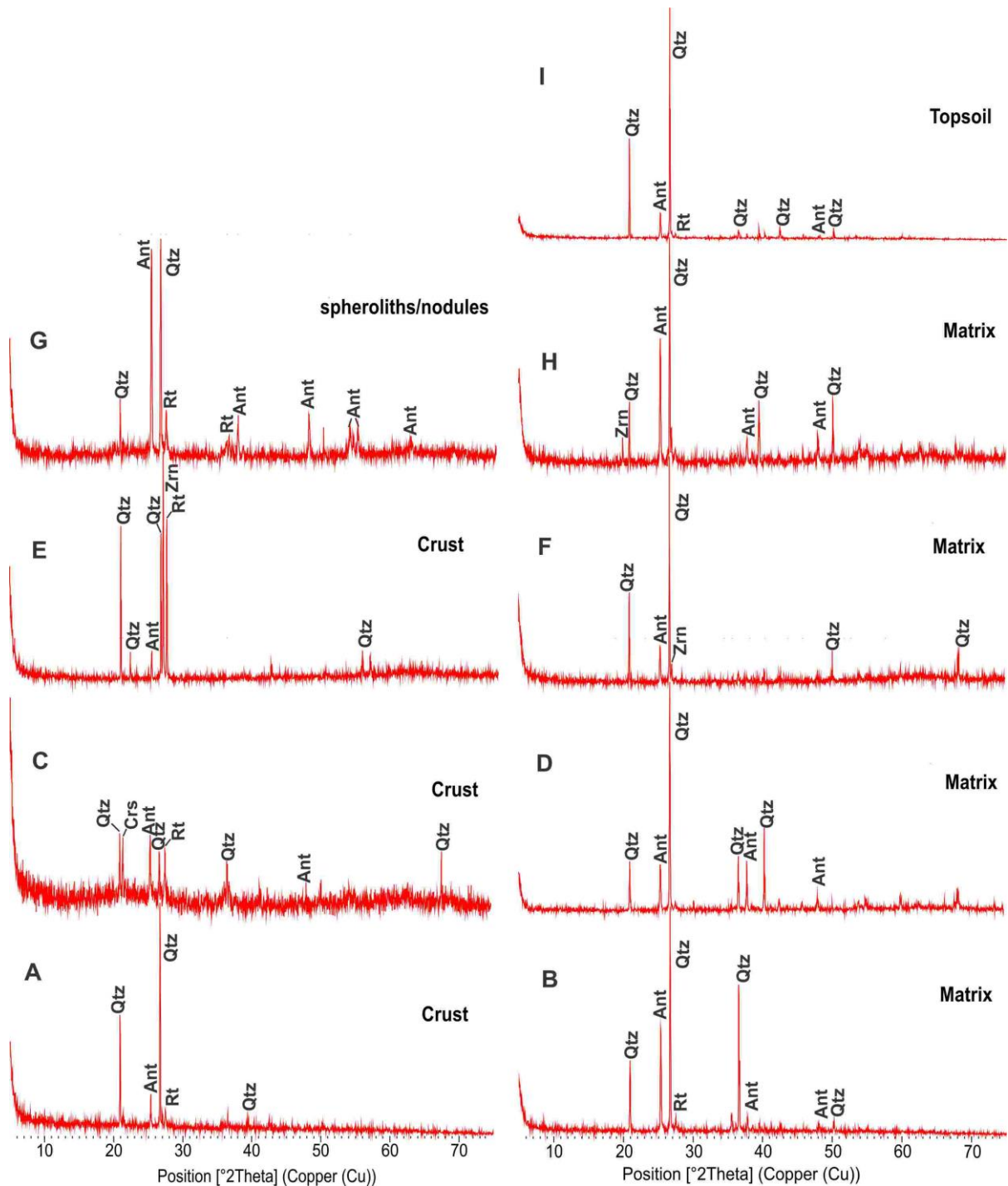


Figure 14. X-ray diffractograms of anatase-enriched residues of the main samples of the immature profile and respective topsoil. Ant – anatase, Crs – cristobalite; Qtz – quartz; Rt – rutile; and Zrc – zircon. A. Partially dismantled columnar iron-aluminous crust (crust zone). B. Matrix of partially dismantled columnar iron-aluminous crust. C. Partially dismantled nodular iron-aluminous crust base (crust zone). D. Matrix of partially dismantled nodular iron-aluminous crust base. E. Partially dismantled nodular iron-aluminous crust top (crust zone). F. Matrix of partially dismantled nodular iron-aluminous crust top. G. Spheroliths/nodules of the spherulithic to nodular horizon. H. Matrix of spherulithic to nodular horizon. I. Topsoil.

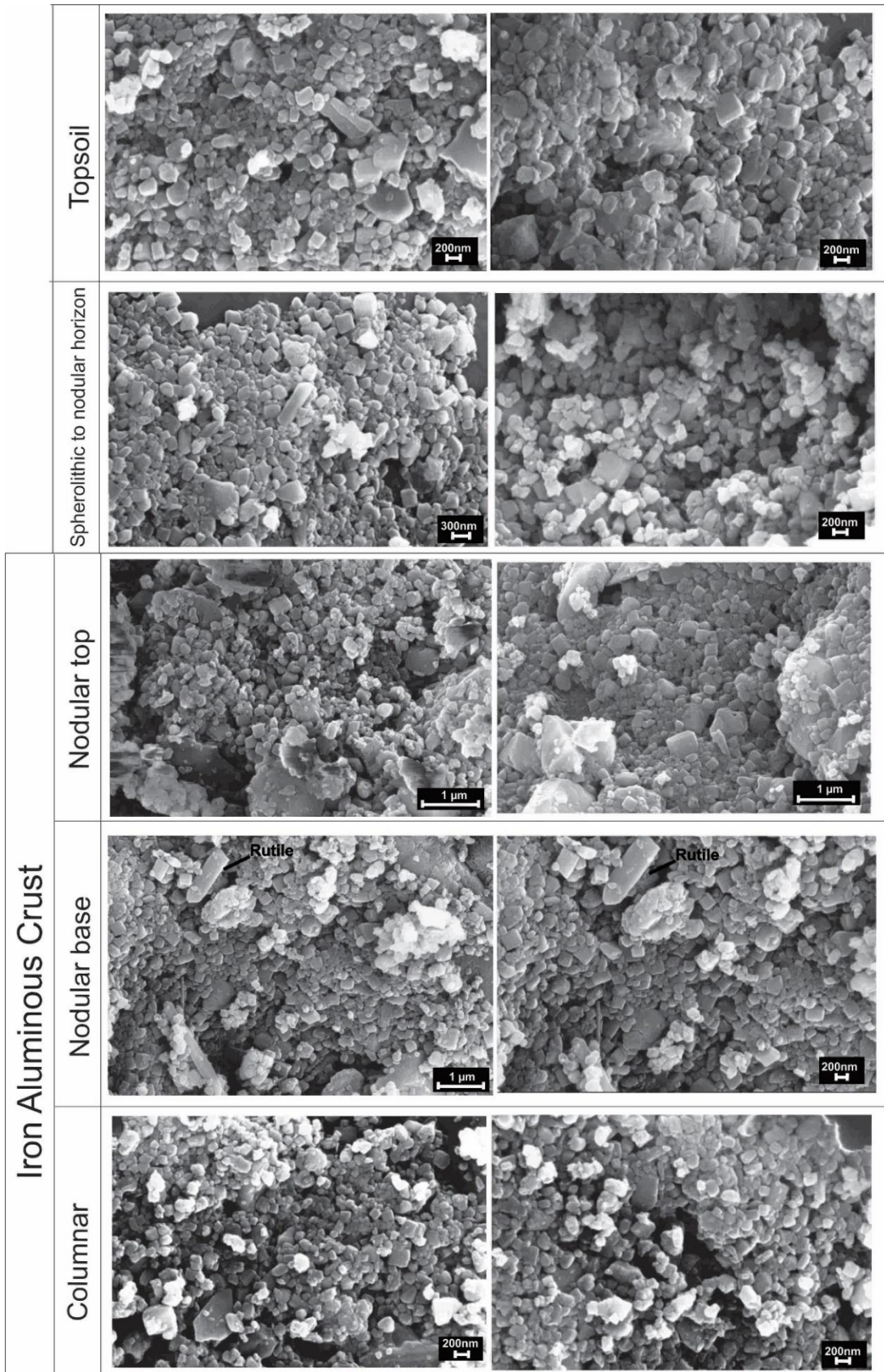


Figure 15. SEM images of nanometric to submicrometric anatase crystals in residue obtained from clayey matrix samples from the crusts (columnar, nodular base and top), spheruliths/nodules and topsoil from the immature lateritic profile at km 137.

5.1.3 Heavy minerals

Heavy minerals are those that have been extracted by a physical method (density higher than that of bromoform, i.e., > 2.89). The anatase in the lateritic profiles, due to its occurrence as nanometric to submicrometric crystallites, is not extracted by density, although it is considered a heavy mineral.

In the investigated immature lateritic profile (only the matrix was considered) and the topsoil, the heavy minerals zircon, rutile, tourmaline, kyanite and staurolite were identified (Fig. 16), and they represent ultrastable minerals. Zircon is the most abundant mineral, followed by rutile and tourmaline (Fig. 17) in the studied materials. Kyanite and staurolite occur sporadically, and the latter is restricted to the lower portion of the immature profile. Among the opaque minerals in the profile, mainly in the coarse fraction (0.125 to 0.250 mm), hematite and magnetite stood out, and they presented a wide variety of surface shapes and textures. No contrast was observed between these minerals along the horizons of the profile and the topsoil (Fig. 22). However, in terms of frequency, only the spherulithic to nodular horizon presented contrasting values and was relatively more abundant in tourmaline.

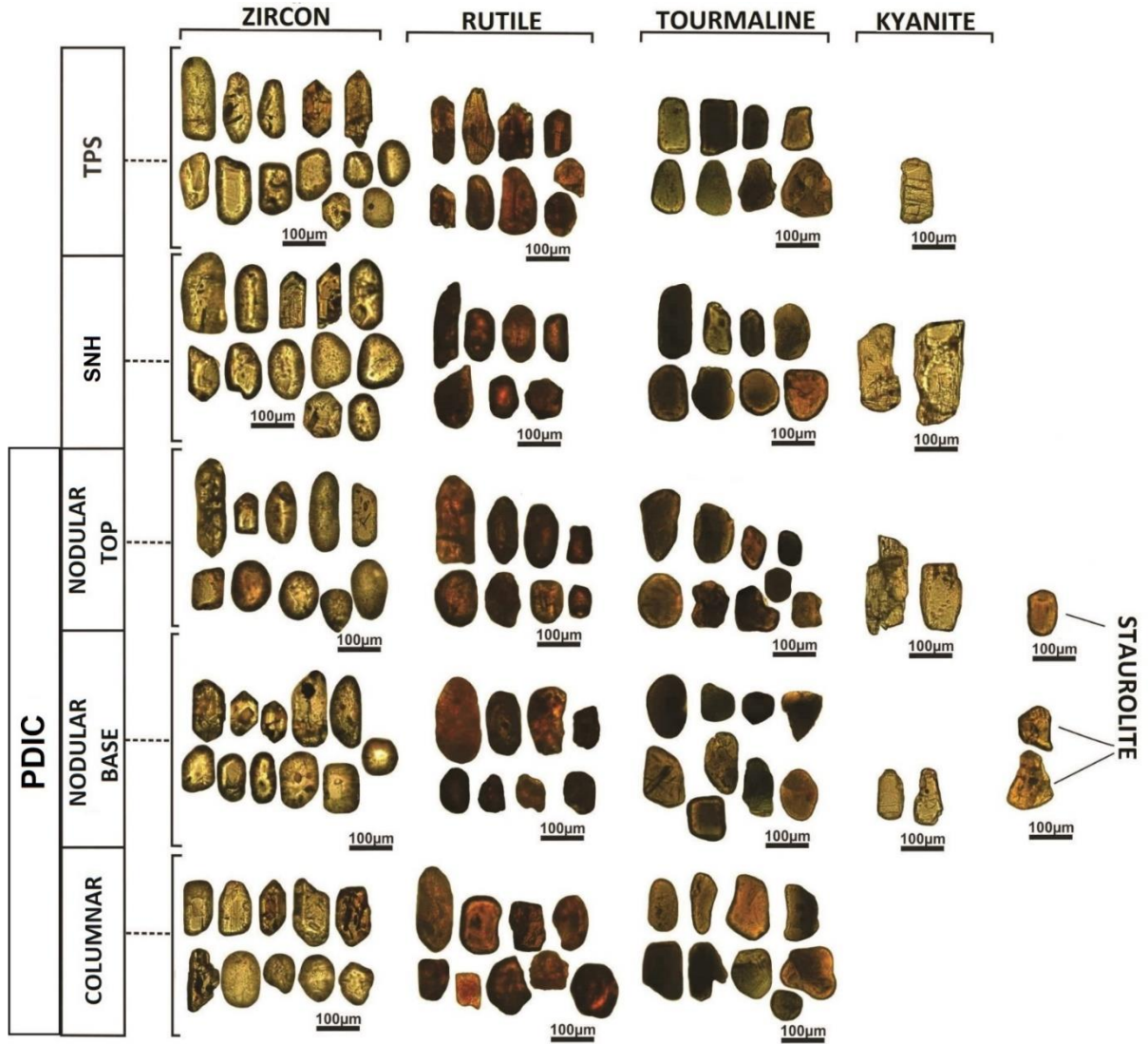


Figure 16. Photomicrographs of the heavy mineral grains in natural light identified in the immature lateritic profile and topsoil at km 137 of BR-222 highway. partially dismantled iron-aluminous crust (PDIC), Spherolithic to Nodular Horizon (SNH) and Topsoil (TPS).

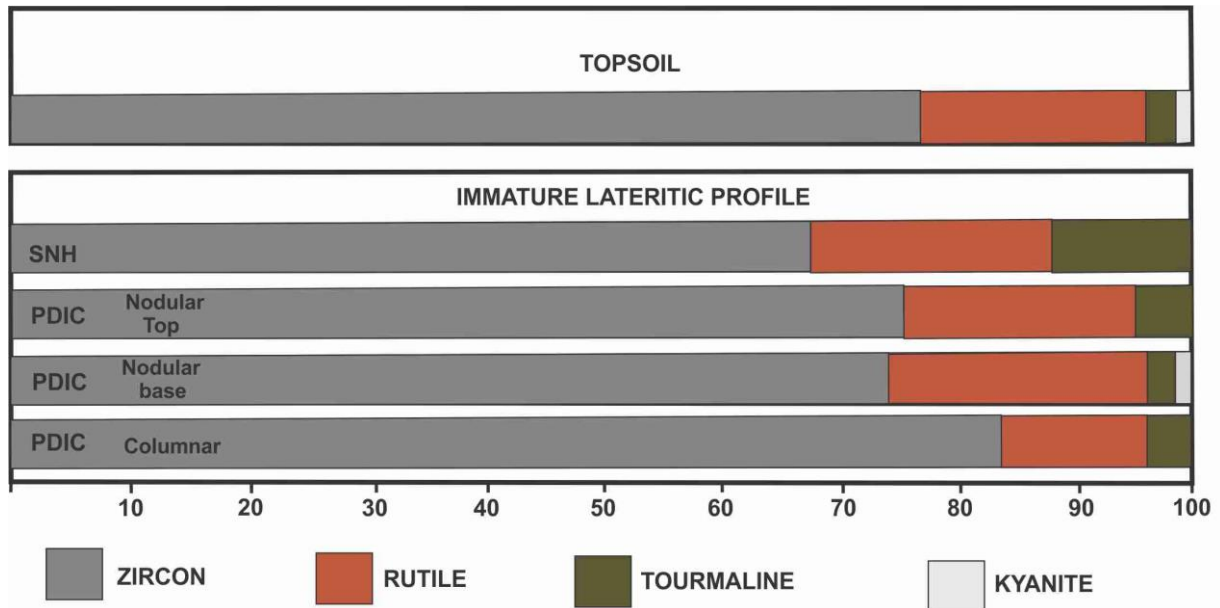


Figure 17. Comparative compositional distribution of the frequency of heavy minerals of the immature lateritic profile (silty-clayey matrix only) and topsoil. partially dismantled iron-aluminous crust (PDIC), Spherulithic to Nodular Horizon (SNH) and Topsoil (TPS).

Zircon is the most abundant mineral (67% to 83%), and it is mainly found in the clay matrix of the columnar zone of the partially dismantled iron-aluminous crust and topsoil. In general, it is colorless, appears brown and yellowish and has pinkish hues. The grains are subrounded to rounded, and they occur to a lesser extent as crystals, which occur as prismatic crystals with the truncation of euhedral to subhedral pyramidal endings and rarely as bipyramidal prismatic crystals. In general, the crystals have rounded edges. Opaque minerals and bubble and needle-shaped inclusions are common in the zircons found. Abrasion edges, conchoidal fractures, parallel fractures, polished surfaces, rescued/displaced plates and circular cavities can be observed on the surface of the grains and crystals (Fig. 18). These superficial features suggest that most grains have undergone mechanical modifications due to transport when abrasion effects can occur. The SEM/EDS analysis showed that the different crystals and grains have similar chemical compositions (Fig. 19)

The morphological evaluation based on Pupin (1980) was applied to crystals with at least one distinguishable face, and it identified P and S types in the immature profile and topsoil samples (Fig. 20). The 'P' type, which is the most frequent in the profile, is typical of magmas sources of alkaline granite. The 'S' type, which is the least common in the profile, is typical of granites with a calc-alkaline magma source. Therefore, the main source of the zircons of the lateritic profile and topsoil was calc-alkaline to alkaline granites, which fed the sedimentary rocks in the Abel Figueiredo domain of the Itapecuru Group.

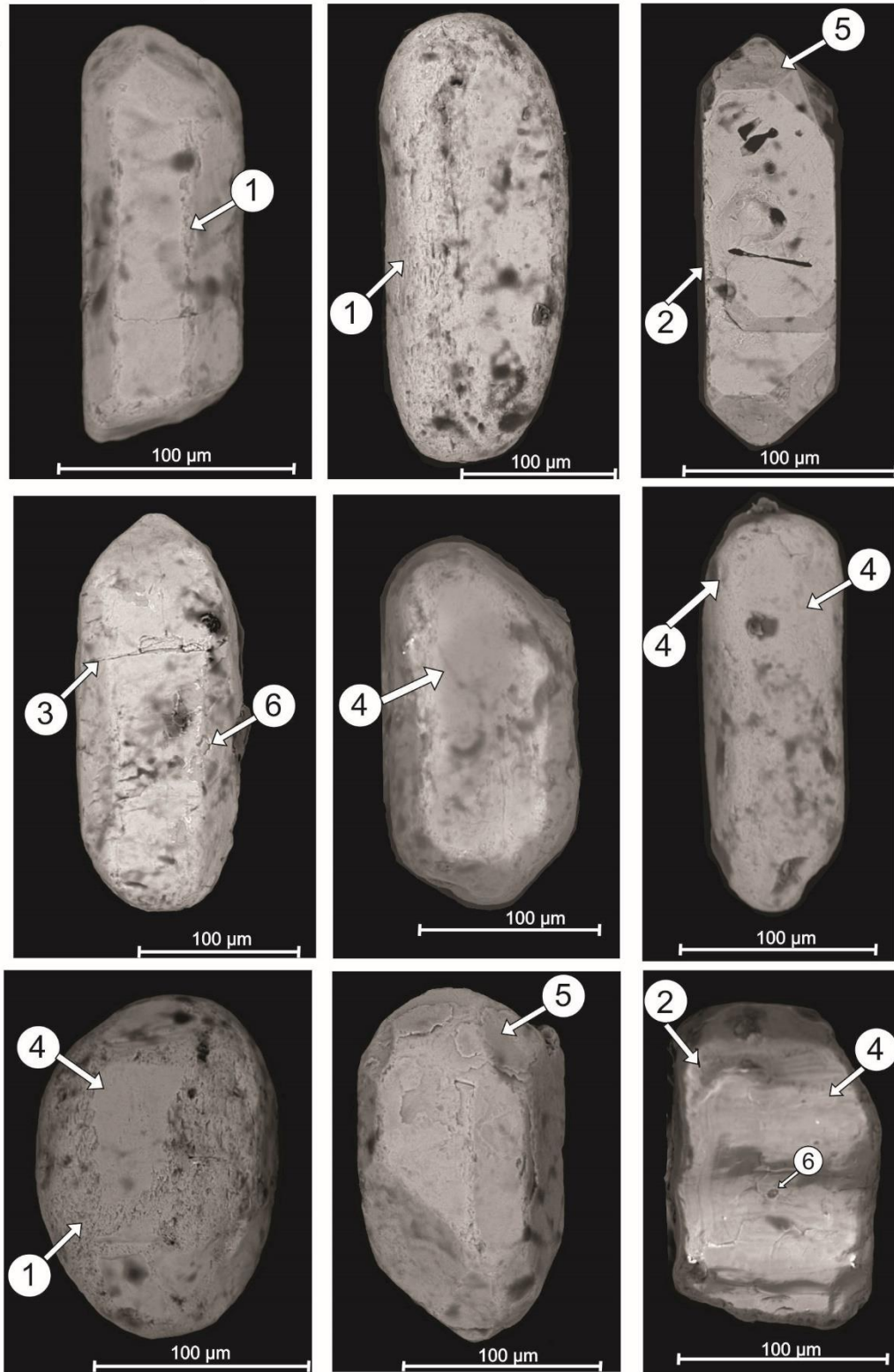


Figure 18. Most frequent surface textures found in zircon grains (SEM images): 1 - erosion edges; 2 - conchoidal fractures; 3 - parallel fractures; 4 - polished surface; 5 - uplifted/displaced plates; and 6 - circular cavities.

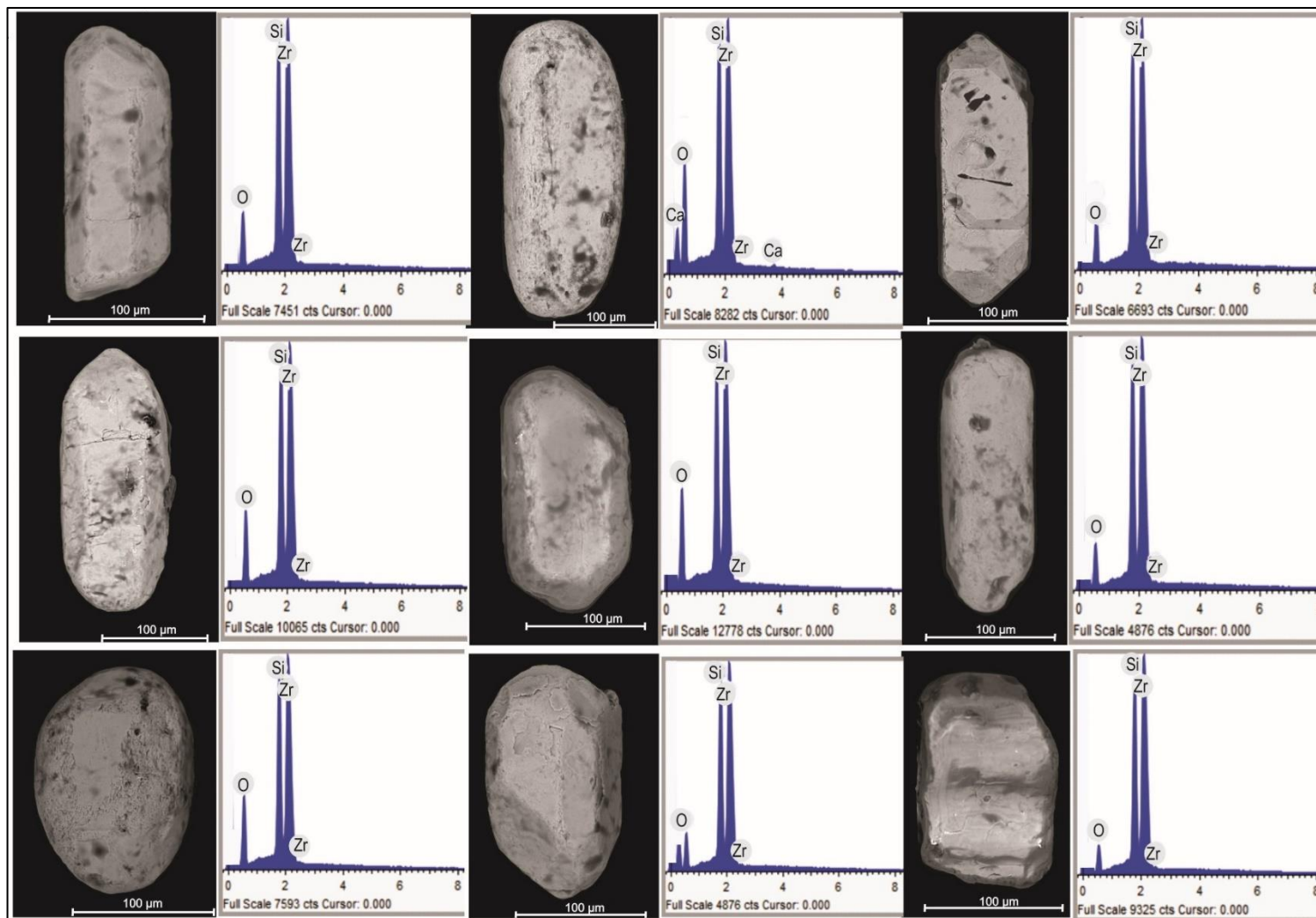


Figure 19. Zircon grains with their respective chemical analytic spectrum (SEM/EDS).

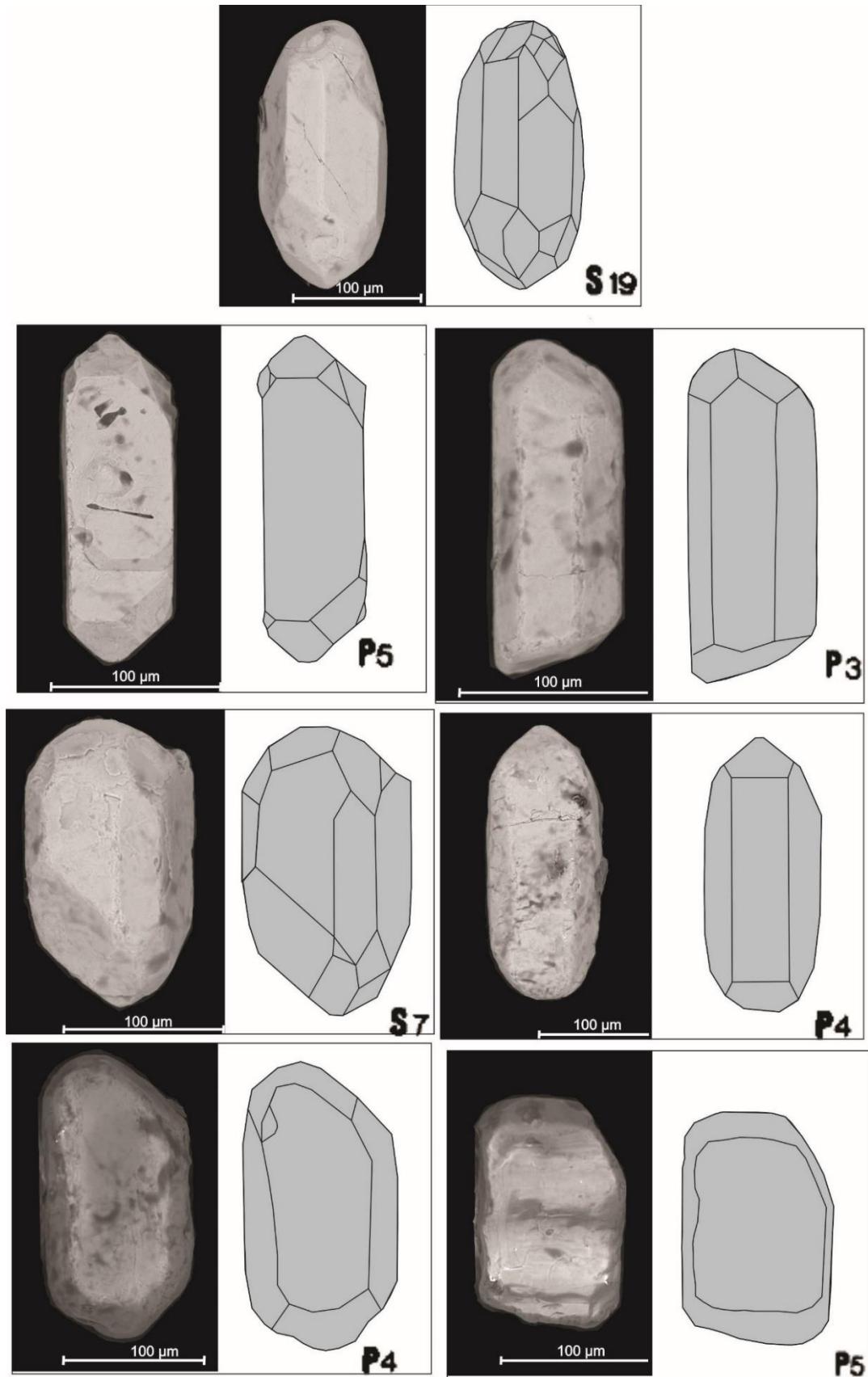


Figure 20. Main types of zircons present in the immature lateritic profile and topsoil.

Rutile accounts for 13 to 23% of the nonopaque heavy mineral fraction and mainly appears in a partially truncated bipyramidal prismatic shape, although irregular rounded to subrounded grains are also observed. The color is mostly red, and the irregular grains are usually brownish. Microfractures and abrasion marks can be observed in these grains, and they may contain low concentrations of Fe and Si (Fig. 21 a, b, c, d)

Tourmaline accounts for 2 to 13% of the total and usually occurs as grains that preserve the prismatic morphology. However, these grains also present rounded to well rounded edges and rarely as euhedral and subhedral crystals. Irregular, angular to subangular fragments were also frequently observed. Evidence of erosion, such as grooves and conchoidal fractures, are common on their edges (Fig. 21 e, f, g, h). These grains or crystals are mainly brown or brownish-green, and their chemical composition corresponds to that of dravite (Fig. 21).

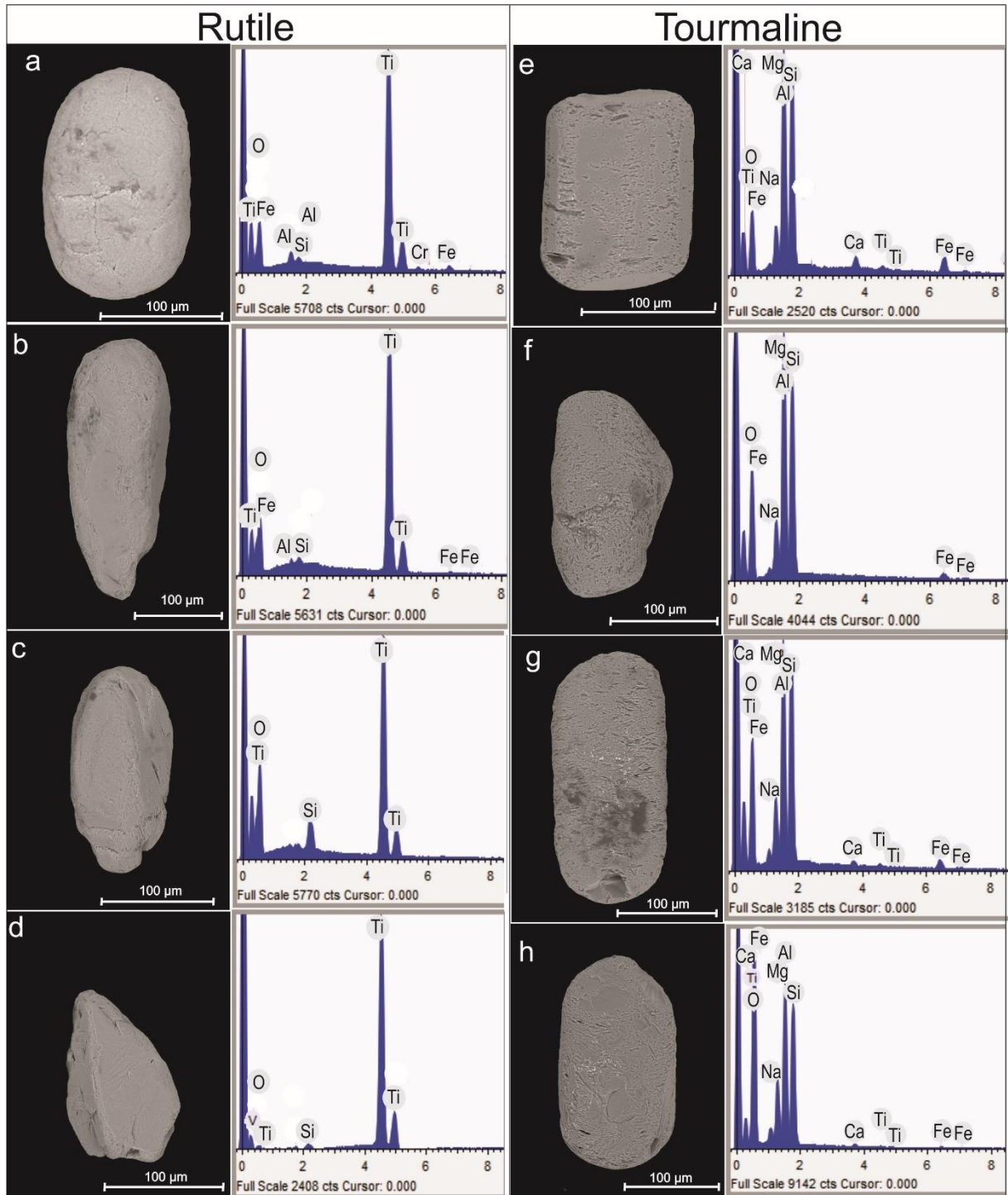


Figure 21. Rutile and tourmaline grains and their chemical analytical spectrum (SEM/EDS), with an emphasis on the surface shapes and textures. Rutile in (a), (b), (c) and (d) exhibits subhedral prismatic shapes with rounded edges, and surface textures of abrasion and microfractures more evident in (a) and (c). Tourmaline in (e), (f), (g) and (h) shows subhedral prismatic forms, groove marks are more evident in (e), (f) and (g), and an apparent conchoidal fracture is observed at the edges of the grain in (g).

Less frequent minerals include the following: kyanite (1%), which is colorless and appears as irregular grains, and tabular crystals are rarely observed; and staurolite (< 1%), which

is pale or intense yellow, with irregular subangular to subrounded grains, and it is only observed in the lower portion of the immature lateritic profile and shows microfractures and opaque mineral inclusions.

5.2 GEOCHEMISTRY

5.2.1 Major elements

The ferruginous materials (crusts, spheroliths or nodules and their silty-clayey matrix) of the immature lateritic profile and their topsoil consist primarily of SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 and TiO_2 (Tab. 2), which constitute on average 86.8% of the total chemical composition of their materials, or 99.6% if loss on ignition (LOI) is considered. However, individual concentrations depend on each horizon, and the contrast is greater between the horizons of the lateritic profile and the topsoil above as well as between the rocky portion (crust) and the surrounding matrix. This chemical variation reflects the great variation in the abundance of minerals since there is no distinction in the species, which are kaolinite, hematite, goethite, quartz, and anatase as observed by Costa (1991) and Costa *et al.* (2014a), in correlated profiles.

The hard and compact ferruginous materials of the PDIC and SNH are characterized by the high content of Fe_2O_3 (52.13 to 73.49%), which presents relatively constant values in the crusts (73.49 to 68.26%) and decreases in spheroliths/nodules (52.13%), thus reflecting the dominance of hematite and goethite (Fig. 22). By contrast, the SiO_2 and Al_2O_3 values are much lower in the crusts at between 7.9 to 9.93% and 8.33% to 9.54%, respectively. In the spheroliths/nodules, the values are higher at up to 20.12% for SiO_2 and 17.26% for Al_2O_3 (Tab. 2). The chemical composition of the matrix of crusts (columnar and nodular) and nodules/spheroliths diverges from that of the hard materials but is similar to that of the topsoil (Fig. 22). In these sections, the SiO_2 levels are high, especially in the topsoil (42.98%), and the Al_2O_3 values (28.97 to 33.73%), which reflect the dominance of kaolinite in addition to quartz, are more restricted.

The TiO_2 contents range from 0.38 to 2.28% and should basically represent anatase, which is the only titanium mineral identified by XRD. Rutile is very rare and corresponds on average to 18% of the heavy mineral content, and this value does not reach 1% of the total sample but rather is on the order of 0.01%. Anatase is more concentrated in the matrix and topsoil. Na_2O , K_2O , CaO , and MgO are found at concentrations $< 0.05\%$.

5.2.2 Trace elements

The concentrations of the trace elements (Tab. 2) show considerable variations compared with the Upper Continental Crust (UCC) average of Rudnick and Gao (2003), and many of them are much higher than this average while others are lower, and a smaller number of these elements have equivalent values. The large variations can reach concentrations with a factor (content in the investigated materials/UCC content ratio) of almost 30 times.

Trace elements with a factor greater than 4: V (26), Cr (5), As (8), Se (30), Zr (7), Mo (9), Ag (23), Sb (9), Hg (17) and Bi (7).

Trace elements with a factor of 2 to 4: Ga, Nb, Sn, Hf, Ta, Pb, and Th.

Trace elements with a factor of greater than or equal to 1 (hence around the UCC average): Sc, Cd, (W) and U;

Trace elements with a factor less than 1: Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Cs, and Ba. Emphasis ($\ll 1$) on Rb, Sr, and Ba.

The trace elements with a factor greater 4 (except Zr) are primarily concentrated on the rocky material (crust, nodules/spheroliths), which is dominated by Fe (factor 13) and represented by goethite and hematite. The elements with a factor of 2 to 4 (except Pb, Ga and Th), including Zr are mainly concentrated in the matrix and topsoils, whereas Ga, Pb, and Th are concentrated in the crusts. Nb, Sn, Hf, Ta and Zr have a factor equivalent to TiO_2 (2.6) and Al_2O_3 (2.0) in the matrix and topsoil. In turn, those trace elements with a factor less than 1 show higher concentrations in the matrix and topsoil (more evident for Rb, Sr, and Ba) except Cu, which is more concentrated in the crusts. Although Co, Ni, (Cu) and Zn probably reflect the dominance of ochre goethite (aluminous), Rb, Sr, Y, Cs, and Ba reflect illite/muscovite traces both in the matrix and topsoil. Although the matrices and topsoils have similar chemical composition, the topsoils are depleted in Fe, V, Cr, Cu, As, Mo, Ag, Cs, Hg, Pb, Sb, and Bi compared with the matrix but enriched in Si, Ti, (Co), Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Hf, Ta and W (Tab. 2). Ti and Zr represent the dominance of anatase and zircon in the topsoils, respectively, which contains less Fe, i.e., less goethite. These chemical-mineralogical aspects show that topsoils originated in the clay matrices of the crusts and their consequent partial loss of iron oxyhydroxides and kaolinite and gains of quartz, anatase, zircon and illite/muscovite.

REE concentrations are generally below that of the UCC, although a greater abundance of light rare earth elements (LREE) over heavy rare earth elements (HREE) is observed (Tab. 2). However, the concentrations of Er to Lu are higher than that of the UCC (Tab. 2) and

experience a relative enrichment as shown in Fig. 27. The REEs, in relative terms, are mainly concentrated in the matrix and topsoil, where the Σ REE amount to 72.5 ppm, while in the crusts and spheroliths/nodules, the Σ REE amount to only 27.78 ppm (Tab. 2). However, it is noteworthy that there is fractionation of the REE between the matrix and topsoils: in the matrix, there is a concentration of LREEs and in the topsoils, there is a concentration of HREEs (Tab. 2 and Fig. 27). This differentiation seems to reflect the almost two-fold increase in zircon (Zr content) in the topsoils (Tab. 2). Zircon is a mineral that is classically enriched in heavy REEs (Melo *et al.*, 2017).

Table 2. Chemical composition (% by weight) and concentrations of trace elements and rare earth elements (ppm) compared with the averages from the crusts/spheroliths/nodules and matrices in addition to the UCC based on Rudnick and Gao 2003. Legend: partially dismantled columnar iron-aluminous crust: PDCIC; partially dismantled nodular iron-aluminous crust: PDNIC; Spherolithic to nodular horizon: SNH; Topsoil: TPS.

oxides/ elem.	PDCIC		PDNIC/ Base		PDNIC/Topo		SNH		TPS/base	TPS/top	Average crusts/spheroliths/ nodules (4)*	Average matrix (4)*	Average TPS (2)*	UCC
	Crust	Matrix	Crust	Matrix	Crust	Matrix	Spherolith/Nodule	Matrix						
SiO ₂ %	9.40	39.09	7.9	35.83	9.93	33.74	20.12	37.96	40.69	42.98	11.8	36.6	41.8	66.62
Al ₂ O ₃	9.30	33.73	8.33	30.48	9.54	28.97	17.26	32.28	33.61	30.87	11.1	31.4	32.2	15.4
Fe ₂ O ₃	68.26	9.97	73.49	18.36	70.23	21.94	52.13	13.4	8.35	7.89	66	15.9	8.12	5.04
TiO ₂	0.38	1.71	0.46	1.67	0.5	1.55	0.86	1.69	1.91	2.28	0.55	1.65	2.1	0.64
MgO	<0.01	0.02	<0.01	0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.02	0.03	0.04	<0.01	0.015	0.035	2.48
CaO	<0.01	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.02	0.02	<0.01	<0.013	0.02	3.59
K ₂ O	<0.01	0.03	0.01	0.02	<0.01	0.02	<0.01	0.02	0.03	0.03	<0.01	0.022	0.03	2.8
Na ₂ O	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	3.27
MnO	<0.01	0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.01	0.01	0.02	<0.01	0.01	0.015	0.1
P ₂ O ₅	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	<0.01	<0.01	<0.02	0.15
PF	12.1	15.3	9.3	13.4	9.2	13.5	9.3	14.4	15.1	15.6	9.97	14.15	15.35	-
TOTAL	99.52	99.85	99.57	99.78	99.46	99.76	99.71	99.83	99.82	99.75	99.6	99.8	99.78	-
Sc ppm	20	14	18	15	20	16	13	14	14	14	17.75	14.75	14	14
V	2419	237	2066	476	2608	684	1201	303	185	176	2073.5	425	180.5	97
Cr	253.1	143.5	424.2	185	547.4	219	554.2	178	136.8	123.2	444.7	181.3	130	92
Co	0.9	1.1	0.9	1	1.1	1.1	0.4	0.9	1.2	1.6	0.825	1.02	1.4	17.3
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	47
Cu	26.4	1.2	14.6	3.4	23.2	8	1.4	1.4	0.9	1	16.4	3.5	0.95	28
Zn	6	4	2	3	4	4	<1.0	3	4	4	<3.25	3.5	4	67
Ga	36.6	45.5	66.5	49.8	73.1	53.7	68.5	48.6	45.7	39.5	61.2	47.13	42.6	17.5
As	40.2	2.8	29.8	6.3	31.9	9.3	46.6	5.1	1.8	1.4	37.12	5.87	1.6	4.8
Se	2.7	0.5	1.9	0.5	3	1.5	3.1	0.5	0.5	0.5	2.67	0.75	0.5	0.09
Rb	0.1	0.7	<0.1	0.4	<0.1	0.4	<0.1	0.5	0.8	1	<0.1	0.5	0.9	84
Sr	1.6	11.4	1.9	11.2	2.6	10.2	3.9	10.7	13.3	13.4	2.5	10.9	13.35	320
Y	6	15.9	6.8	17.6	9	15.9	7.8	17.2	18.4	25.5	7.4	16.65	21.95	21
Zr	238.9	698	302.8	847.3	317.9	738	437.4	738	970.6	1453.9	324.25	755.22	1212.25	193
Nb	6.3	31.2	8.8	30.9	9.5	28	14.8	30.5	36.3	43.4	9.85	30.15	39.85	12
Mo	3.8	0.7	4.9	1	6.9	1.8	10.2	1.1	0.6	0.5	6.45	1.15	0.55	1.1
Ag	0.4	<0.1	0.7	0.1	1.2	0.3	1.6	0.2	<0.1	<0.1	0.97	0.175	<0.1	0.07
Sn	1	5	2	5	2	5	3	5	6	5	2	5	5.5	2.3
Sb	2.7	0.1	2.8	0.3	3.2	0.6	1.9	0.2	0.1	<0.1	2.65	0.3	<0.1	0.3
Cd	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.09
Cs	1	1	1	1	1	1	1	1	0.2	0.2	1	1	0.2	5.8
Ba	2	15	1	14	4	15	4	16	15	16	2.75	15	15.5	624
Hf	5.8	18.8	7.8	20.9	8.6	18.8	11.1	19.5	24.7	36.8	8.32	19.5	30.75	5.3
Ta	0.5	2.4	0.7	2.3	0.7	2.2	1.1	2.4	2.7	3.4	0.75	2.32	3.05	0.9
W	0.9	2.9	1.1	2.8	1.3	2.5	2.4	2.4	2.7	3.2	1.42	2.65	2.95	1.9
Hg	0.65	0.2	0.86	0.18	1.01	0.31	1.21	0.28	0.21	0.16	0.93	0.242	0.185	0.05
Pb	44.2	3.8	53.3	12.3	65.6	19.7	26.4	6.3	2.8	2.8	47.4	10.5	2.8	17
Bi	0.5	0.3	0.9	0.4	1.1	0.6	1	0.4	0.3	0.3	0.875	0.425	0.3	0.16
Th	3.8	32.3	48.6	38.2	51	38.8	34.8	35.1	33.3	34.7	41.8	36.1	34	10.5
U	4.5	2.4	3.9	3.1	4.6	3.1	1.7	2.7	2.8	4.1	3.67	2.82	3.45	2.7
La	5.9	19.5	4.9	24	8.3	21.6	8	21.2	20.2	18.5	6.8	21.6	19.35	31
Ce	7.5	24	6	29.2	14.1	28.2	9.4	25.2	26.4	24.7	9.25	26.65	25.55	63
Pr	1.22	2.44	0.85	2.88	1.89	2.92	1.05	2.6	2.77	2.52	1.3	2.71	2.65	7.1
Nd	4.7	7.4	2.7	8.7	7.3	9.5	3.3	8.3	8.1	8	3.3	8.5	8.05	27
Sm	0.95	1.47	0.47	1.49	1.8	1.8	0.59	1.44	1.59	1.61	0.95	1.55	1.6	4.7
Eu	0.22	0.36	0.17	0.36	0.45	0.48	0.14	0.29	0.41	0.44	0.245	0.37	0.425	1
Gd	1.12	1.7	0.65	1.87	1.85	1.99	0.79	1.53	1.82	2.2	1.1	1.77	2.01	4
Tb	0.21	0.33	0.14	0.37	0.34	0.39	0.17	0.36	0.41	0.51	0.215	0.362	0.46	0.7
Dy	1.49	2.61	1.07	2.73	2.33	2.91	1.24	2.48	3	3.95	1.53	2.68	3.47	3.9
Ho	0.28	0.6	0.25	0.71	0.49	0.66	0.31	0.55	0.72	0.96	0.332	0.63	0.84	0.83
Er	0.87	2.04	0.84	2.19	1.48	2.21	1.1	2.19	2.52	3.38	1.07	2.16	2.95	2.3
Tm	0.13	0.35	0.15	0.4	0.23	0.39	0.2	0.39	0.46	0.58	0.177	0.382	0.52	0.3
Yb	1.05	2.69	1.17	2.91	1.67	2.83	1.35	2.83	3.34	4.35	1.31	2.81	3.85	2
Lu	0.16	0.43	0.19	0.49	0.24	0.45	0.23	0.46	0.54	0.75	0.205	0.46	0.645	0.31
ΣETR	25.8	65.92	19.55	78.3	42.47	76.33	28.07	69.82	72.28	72.45	27.78	72.6	72.4	148.14
Zr/Hf	41.19	37.13	38.82	40.54	36.96	39.25	39.4	37.82	39.29	39.5	39.09	38.68	39.395	36.41
Nb/Ta	12.6	13	12.57	13.43	13.57	12.73	13.45	12.7	13.44	12.76	13.05	12.96	13.1	13.33

Number of samples *

6. DISCUSSION

The succession of horizons identified in the profile of Abel Figueiredo (partially dismantled iron-aluminous crust, spherolithic to nodular horizon and topsoil) corresponds to the median and upper portion of the immature lateritic profiles identified by Costa (1991) in the Amazon. Its subvertical to vertical columnar structures are separated by silty-clay zones (Fig. 6B and C), and its gradual transition to nodular and spherolithic features within the columnar zone and its matrix and in the upper horizons are recognized in other regions by Costa (1991), Kotschoubey *et al.* (2005a), (2005b), Costa *et al.* (2014a) and Oliveira *et al.* (2016) indicate the weathering alteration in the crusts mediated by the intense root activity of the tropical forest that followed (Costa, 1991; Kotschoubey *et al.*, 2005a and 2005b; Oliveira *et al.*, 2016). The root activity biochemically decomposes the rocky material (crust), gradually grinding it, thereby generating nodules and spheroliths (Costa *et al.*, 2014a) and the clay matrix, which gradually increases as the weathering advances. At the same time, kaolinite is formed by the biochemical incorporation of SiO₂ and aluminous goethite in an acidic hydrolysis environment (Costa *et al.*, 2014a). The gradual but sometimes abrupt passage from the spherolithic horizon to topsoil reinforces this bioradicular weathering degradation. The similar mineralogical and chemical composition, especially among the crusts, nodules and spheroliths, support that they are relicts from the biochemical grinding of these crusts. The clay enclosure and even clay pockets similar to that of the matrix within the nodules and spheroliths support their transformation to the matrix. The chemical and mineralogical equivalence between matrix and topsoils also supports the strong affinity between these materials.

Observations under the microscope of crust materials (columnar and nodular) indicate a continuous quartz dissolution process (Fig. 7C and D), which resulted in the formation of rounded cavities of millimetric to centimetric sizes, which were cemented predominantly by dark brown goethite, which was observed by Truckenbrodt *et al.*, (1995) and Boulangé and Carvalho (1997) in laterite-bauxitic profiles of Paragominas. These aspects indicate the high mobility of the iron and its reprecipitation mainly in the form of ferric goethite in the new cavities. In addition, corroded and brittle grains of quartz survive partially enveloped by the cryptocrystalline mass of hematite and goethite (Fig. 7). This clearly corroded and brittle nature of the quartz grains indicates an acidic environment generated by the high production of humic acids due to root activity, and it is similar to that observed by Costa *et al.* (2014a) in a lateritic profile of Juruti in the state of Pará.

The iron concentrated in the crust (columnar and nodular) as hematite and goethite, which imparted the red to yellowish brown color to the entire profile during their high chemical mobility (Factor 13), because the formation of these crusts captured elements that are also highly mobile, such as V (26), Cr (5), As (8), Se (30), Mo (9), Ag (23), Sb (9), Hg (17) and Bi (7) (factor > 4), and partially captured Cu and Th (factor ≤ 4). The affinity of these elements with Fe oxyhydroxides is reinforced by positive and significant linear correlations between them (Figs. 23 and 24). The partial diadochic capacity of goethite and hematite with these elements is well established in tropical soils and in lateritic profiles (Cornell & Schwertmann, 2003, McLennan *et al.*, 1980). In the specific case of Th (Fig. 23), the U/Th-He method in goethite is currently used for geochronological purposes in soils and lateritic profiles (Monteiro *et al.*, 2014). This diadochic capacity is notable mainly in ferric goethites that constitute the nodules, spheruliths, and films lining the walls of cavities, and it loses importance with its transformation into aluminous goethite in the matrix and topsoils as observed by Costa *et al.* (2014a).

The distribution of the contents of the main elements, such as SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 and TiO_2 (Fig. 22), shows that the crusts, nodules, and spheruliths are chemically similar and the main horizons partially diverge in the presence of spheruliths in the silty-clay matrix, in which the formation of kaolinite is reflected by the increase in levels of SiO_2 and Al_2O_3 and the subsequent gradual loss of Fe_2O_3 . That is, the formation of kaolinite and aluminous goethite, residual quartz, and residual anatase and decomposition of hematite and ferric goethite are observed. This mineral behavior is reinforced by the chemical similarity between the matrices and the topsoil, which are slightly enriched in SiO_2 and TiO_2 (Fig. 22). Therefore, the matrix generated in the weathering degradation of crusts behaves as a probable source of topsoil as previously found, and it is a not only chemical but mineralogical heritage. This similarity is also demonstrated by the distribution of trace elements (Fig. 23).

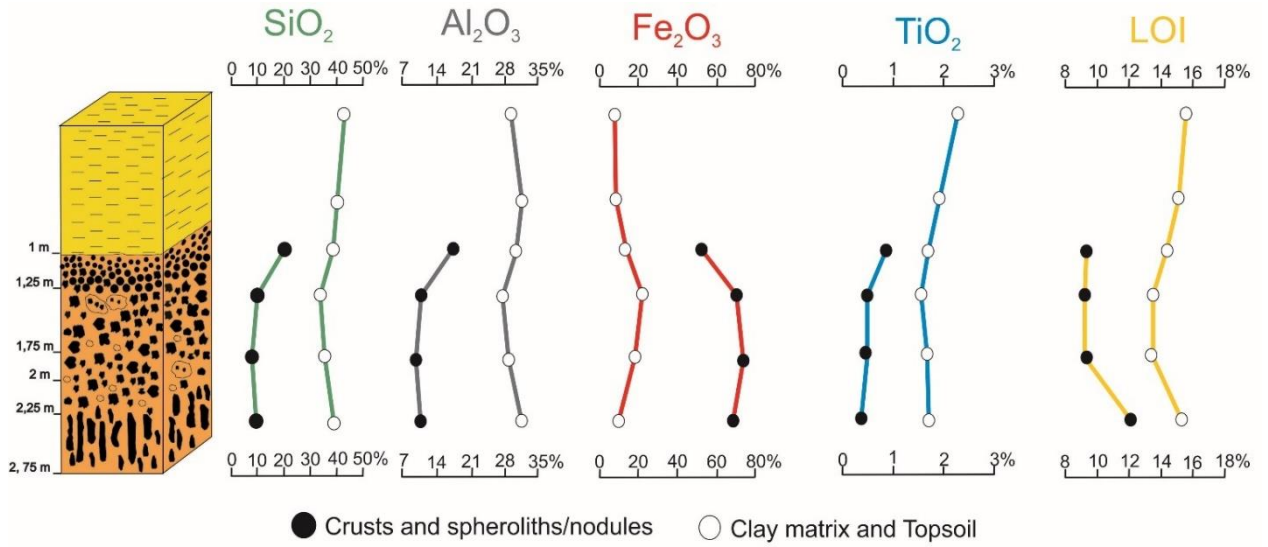


Figure 22. Distribution of concentrations of the major elements along the immature lateritic profile at km 137 of highway BR-222. SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂, and LOI.

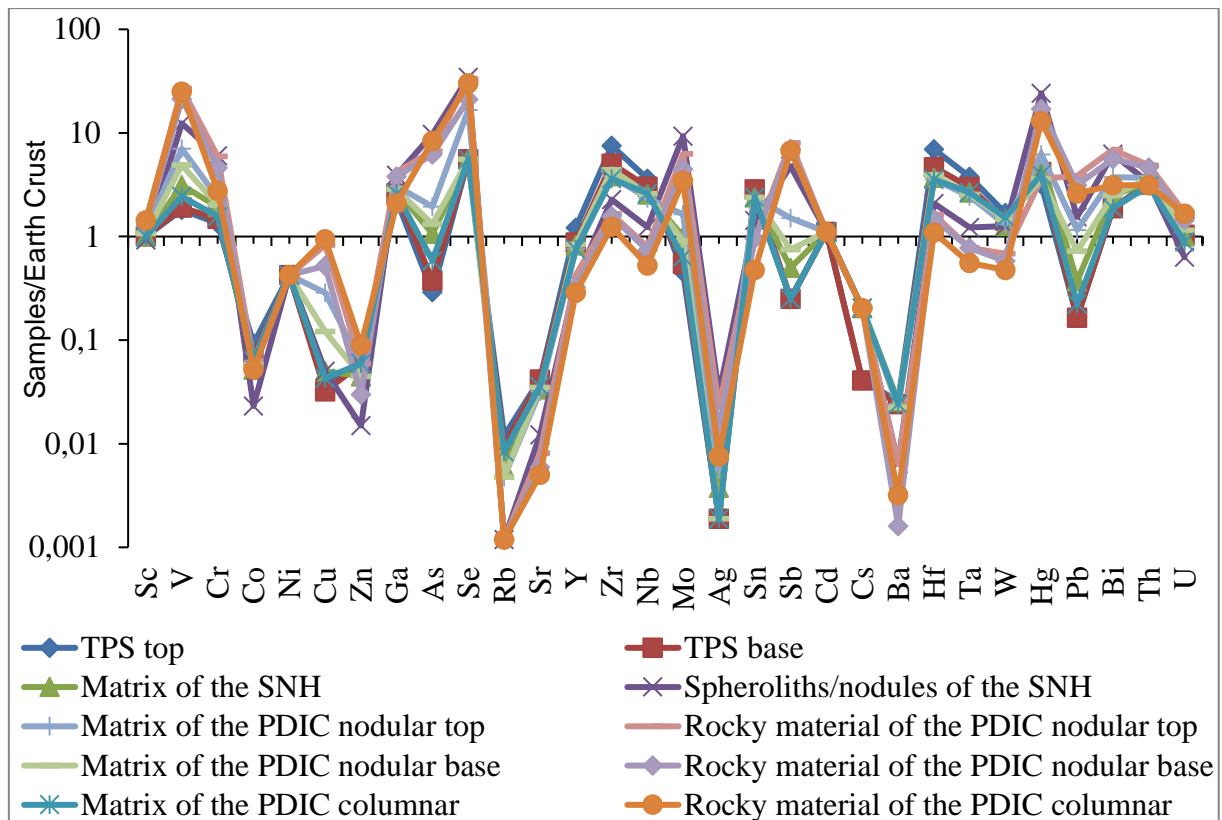


Figure 23. Distribution pattern of trace elements confronted with the crustal average of Rudnick and Gao 2003. Legend: Topsoil (TPS); Spherolithic to Nodular Horizon (SNH); and Partially Dismantled Iron-aluminous Crust (PDIC).

The negative correlations of SiO₂ x Fe₂O₃ and Al₂O₃ x Fe₂O₃ along the profile of Abel Figueiredo (Fig. 24) indicate wet tropical weathering degradation due to the decrease in Fe₂O₃

and the increase of Al_2O_3 and SiO_2 contents (Fig. 22) towards the top of the profile, including the topsoil, with partial neoformation of iron hydroxide as Al-goethite (Horbe and Costa, 1997; Costa *et al.*, 2014a). This fact is further reinforced by the significant and positive correlation between Al_2O_3 and TiO_2 and the negative correlation between Fe_2O_3 and TiO_2 (Fig. 24B and C), which indicates two geochemical domains since Al and Ti are low mobility elements as opposed to Fe, which is an element of high mobility as verified by Costa *et al.* (2014a), Santos *et al.* (2016). The strong positive linear correlation of Fe_2O_3 (Fig. 24) with elements of factor 2 to 4 and > 4 , such as $\text{Fe}_2\text{O}_3 \times \text{V}$, shows the affinity between these elements and, therefore, with the Fe oxyhydroxides and reinforces the lateritic evolution and its tropical weathering degradation. The positive correlation between Fe_2O_3 and Ga (Costa *et al.*, 2014a) is also characteristic of an immature lateritic formation, whose gallium is normally adsorbed to Fe oxyhydroxide (Hieronymus *et al.*, 2001) (Fig. 24 G).

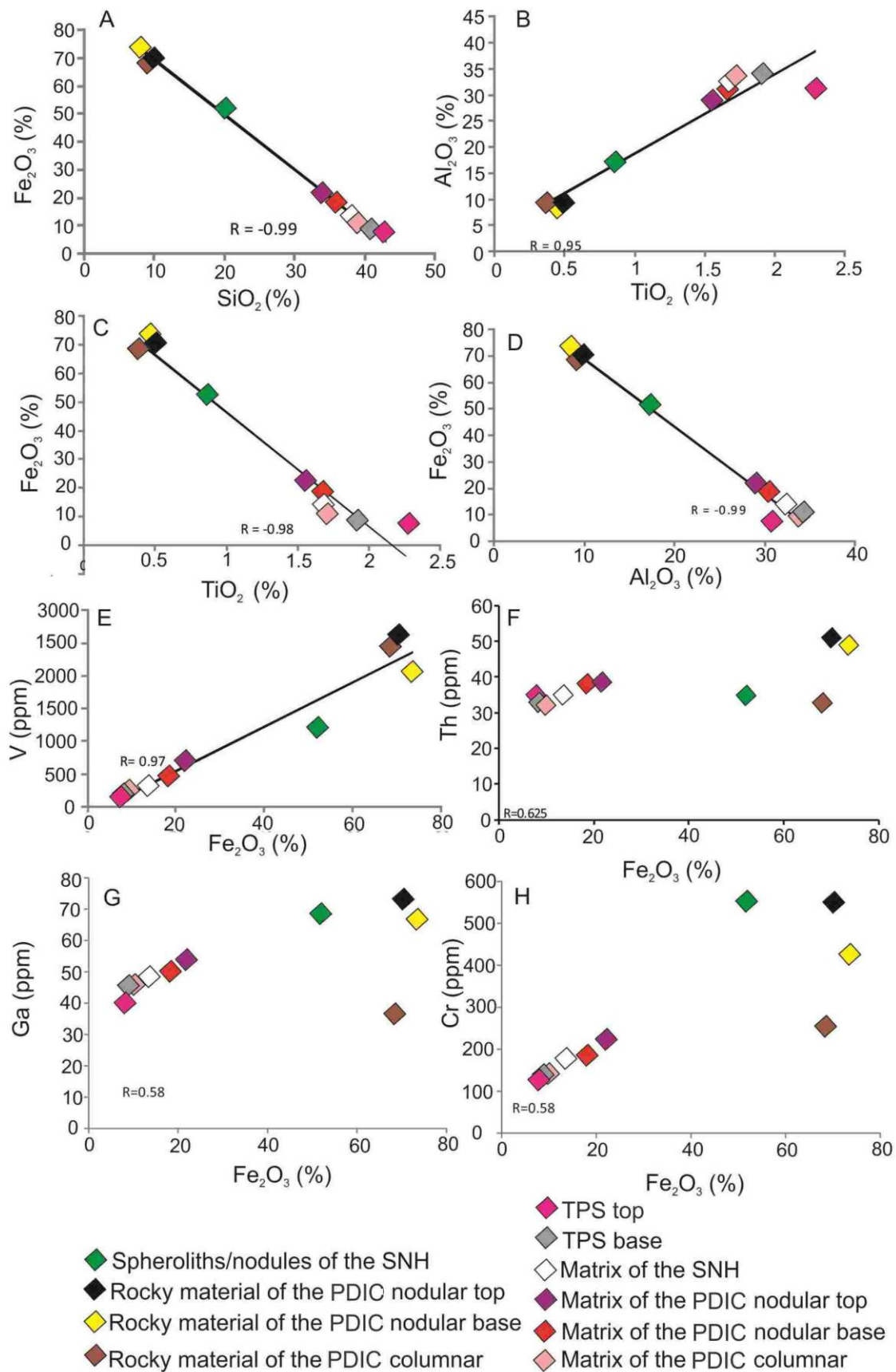


Figure 24. Dispersion diagrams of selected pairs of chemical elements in the immature lateritic profile and topsoil at km 137 of highway BR-222.

The positive linear correlations between TiO_2 and the HFSEs (High Field Strength Elements: Zr, Hf, Nb, and Ta), and Y (Sn and U) (Fig. 25 and 26) reinforce the importance of anatase and zircon, with emphasis on the structure of stable minerals, such as the neoformed anatase in the lateritic profile and ultrastable zircon (Costa *et al.*, 2014a; Santos *et al.*, 2016). The importance of zircon and its granitic affiliation is demonstrated by the HREE enrichment and the negative Eu anomaly that clearly occurs in the matrices, especially in the topsoil (Fig. 27), as well as by the morphology of its crystals. The positive correlation between Zr and HREE indicates that zircon is the main carrier of REE (Fig. 26H), and the high significance of the positive linear correlation of Zr vs. Hf (Fig. 26 D) and almost constant Zr/Hf ratio (Tab. 2) suggest that most zircons come from the same source and that this source is, in fact, granitic, and this was previously demonstrated through the chemical mineralogy and morphology of the crystals identified by the Pupin methodology as types 'P' and 'S', which is typical of granitic magmas (Fig. 20). This finding is also reinforced by the constant Nb/Ta ratio with an average of 13 (Tab. 2), a value normally found in zircons (Barros *et al.*, 2005). In turn, the dispersion diagrams Zr x U and U x Th show two distinct populations in which the highest values of U are clearly related to the hematite and goethite domain (Fig. 26A and 26C).

The chondrite-normalized REE distribution curves (Fig. 27) well discriminate two geochemical domains represented by hard ferruginous materials (crusts and nodules/spheruliths) and their clayey matrices and topsoil. The curves also show the negative anomaly of Eu and slightly negative anomaly of Ce, and they present a HREE-enrichment trend that is partially comparable to other lateritic profiles of the Amazon region (Horbe and Costa, 1997 and 1999, Costa *et al.*, 2014a) and similar to that observed by Kotschoubey *et al.* (2005) in laterite-bauxitic profiles of the Paragominas region. The HREE enrichment shows a progressive upward enrichment and indicates the importance of zircon as a carrier of REE, especially HREE, by residual accumulation in the lateritic profile and its weathering alteration, which formed the topsoils.

The absence of a positive cerium anomaly (Fig. 27), which is typical of lateritic formation, especially in the ferruginous crust, based on the neoformed cerianite (Costa *et al.*, 2014a) suggests that virtually all the REE content is in the form of zircon, a residual mineral devoid of this anomaly. The high and significant correlation REE x TiO_2 (Fig. 25) in this case reflects only the residual nature of the anatase and zircon; thus, the anatase of the studied profile does not carry REE as previously observed by Costa *et al.* (2014a) and Santos *et al.* (2016).

The anatase of the Abel Figueiredo profile occurs as bipyramidal prismatic crystallites with sizes between 100 and 400 nm, and it is mainly concentrated in the matrix and topsoil and presents typical characteristics of lateritic profiles and their topsoils (Oliveira *et al.*, 2013; Costa *et al.*, 2014a).

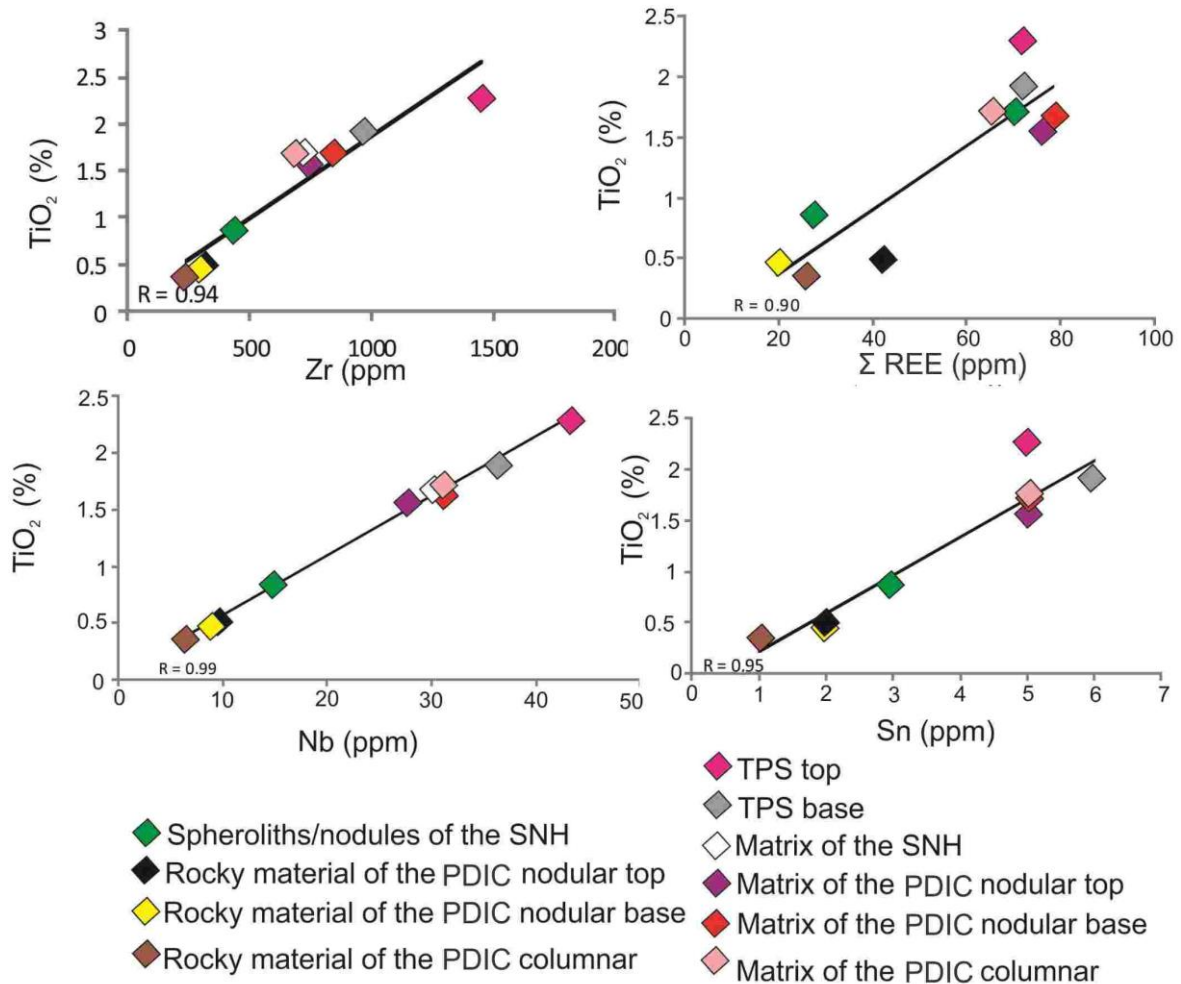


Figure 25. Dispersion diagrams of selected pairs of chemical elements in the immature lateritic profile and topsoil at km 137 of highway BR-222.

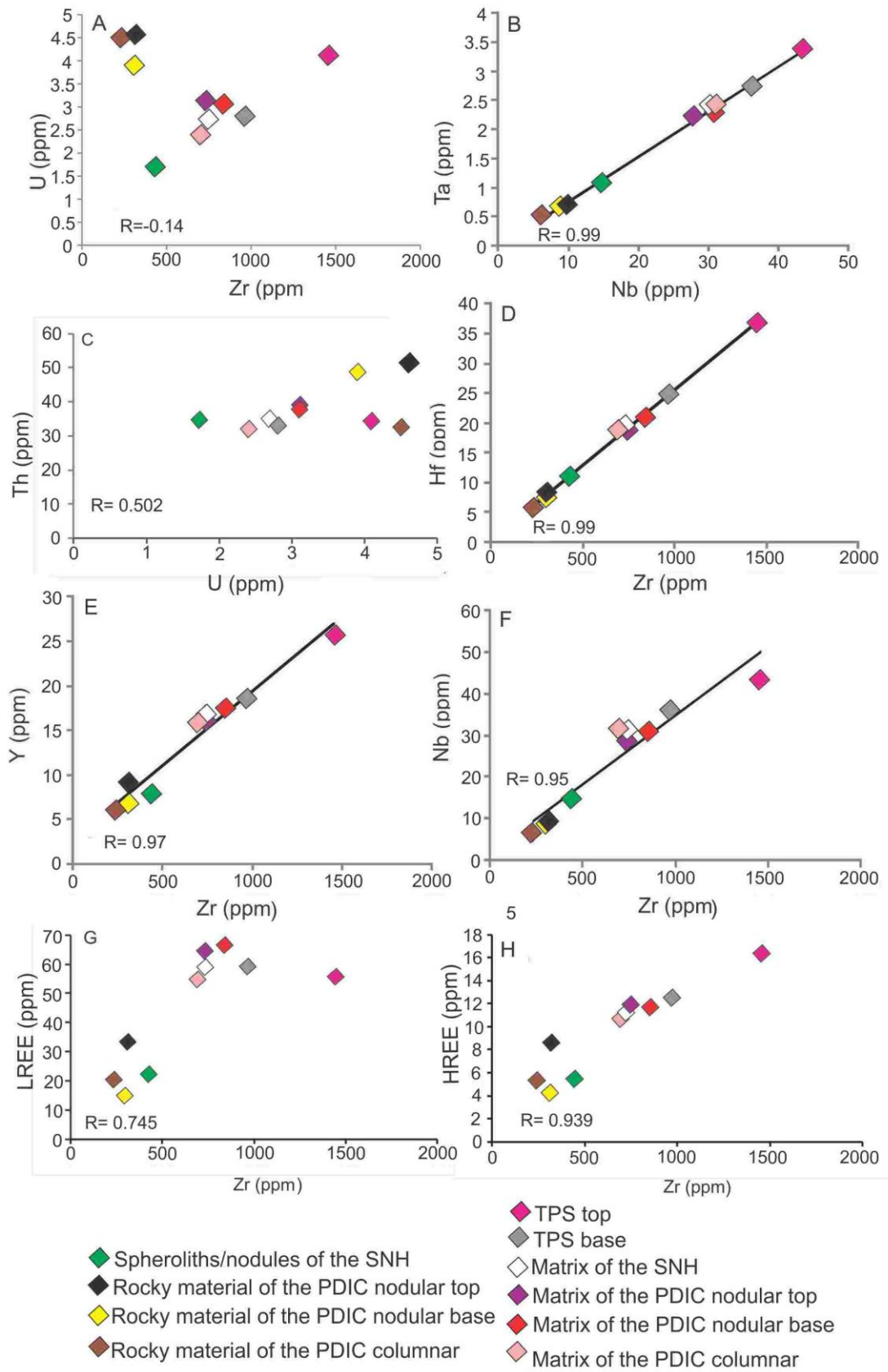


Figure 26. Dispersion diagrams of selected pairs of chemical elements in the immature lateritic profile and topsoil at km 137 of highway BR-222.

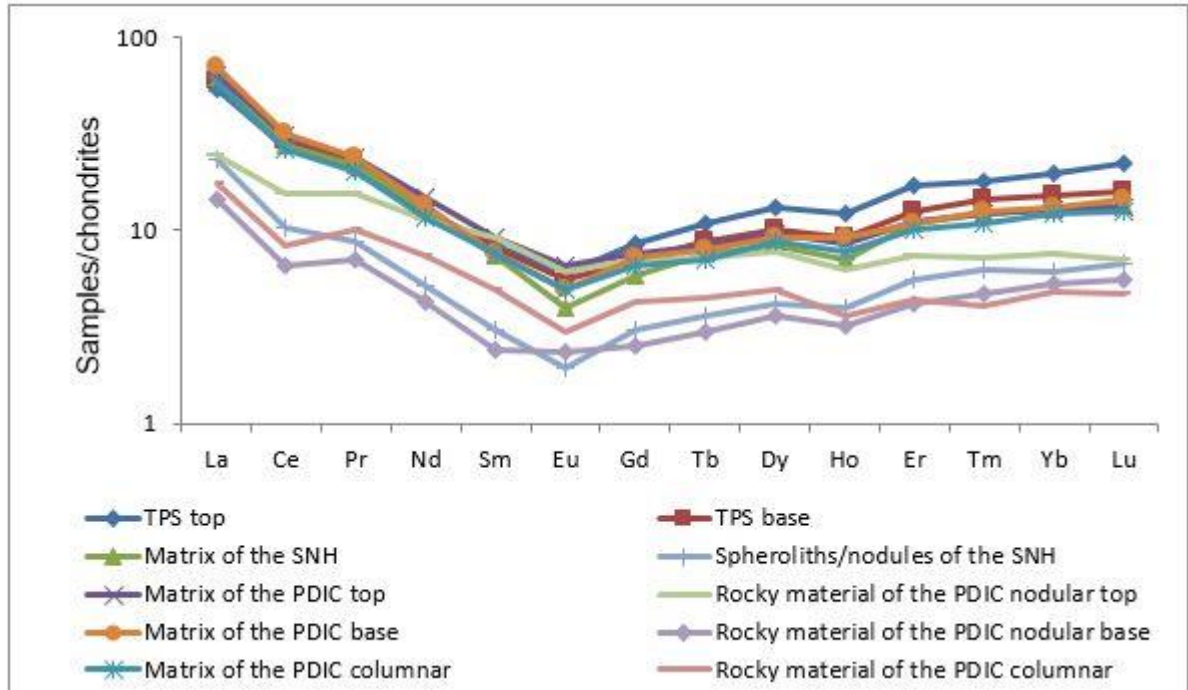


Figure 27. Distribution pattern of chondrite-normalized REEs. Legend: Topsoil (TPS); Spherolithic to Nodular Horizon (SNH); and Partially Dismantled Iron-aluminous Crust (PDIC).

6.1 RECONSTITUTION OF THE MAIN EVOLUTIONARY PHASES OF THE LATERITIC PROFILE OF ABEL FIGUEIREDO AND ITS TOPSOIL

1. The results indicate that the studied lateritic profile began its development from a complete and immature profile (Costa 1991, 1997) with an unaltered crust and underlying nonoutcropping horizons (possibly mottled and saprolitic) in the road cut of highway BR-222 (Fig. 28 A). The unweathered crust was formed in a laterization event in the Upper Miocene (Vasconcelos *et al.*, 1994; Théveniaut and Freyssinet, 2002), possibly by contributions from sandstones and claystones (parent rocks) of the Itapecuru Group.
2. The SNH nodules and spheruliths have textural, mineralogical and chemical characteristics similar to that of the underlying (columnar and nodular) crusts, which supports the affiliation between these materials. The textural, mineralogical and chemical data show the intense root activity and the enrichment of crusts, nodules, and spheruliths in the highly mobile elements (V, Cr, As, Se, Mo, Ag, Sb, Hg, and Bi) captured by Fe oxyhydroxides indicate the establishment of a ferrolysis environment that caused the mobility and reprecipitation of Fe. Therefore, the lateritic profile was affected by tropical forests in a hydromorphic environment near the surface.
3. The progressive shift during the Pliocene from wet climate phases with forest cover to a drier climate with forest evolution to savannah/caatinga vegetation (Horbe and Costa, 1999; Kotschoubey *et al.* 2005a) exposed the crust while also causing greater fragmentation (Fig. 28C) (Costa, 1991; Horbe and Costa, 1997 and 1999; Calaf, 2000; Kotschoubey *et al.*, 2005a). Spheruliths/nodules were generated in this dry and semiarid climate phase, with little forest cover and full erosive activity (Costa, 1991; Costa *et al.*, 2005; Pantoja, 2015) (Fig. 28 D).
4. The topsoil, which presented a strong mineralogical and geochemical relationship with the underlying horizons, represents the tropical weathering of pre-existing crusts mainly by root action of an old forest and generation of the clay matrix, which is considered the main source of the topsoil. The partial dissolution of Fe minerals (hematite) promoted by humic acids originating from root activity led to the precipitation of part of Fe as Al-goethite (Kotschoubey *et al.*, 2005b; Costa *et al.*, 2014a). In turn, the incorporation of silica and Al-goethite by root activity allowed for the formation of kaolinite (Costa *et al.*, 2014a), which generated the soil and indicates the establishment of hot and humid climate in the Amazon during the Pleistocene (Fig. 28 D and E).

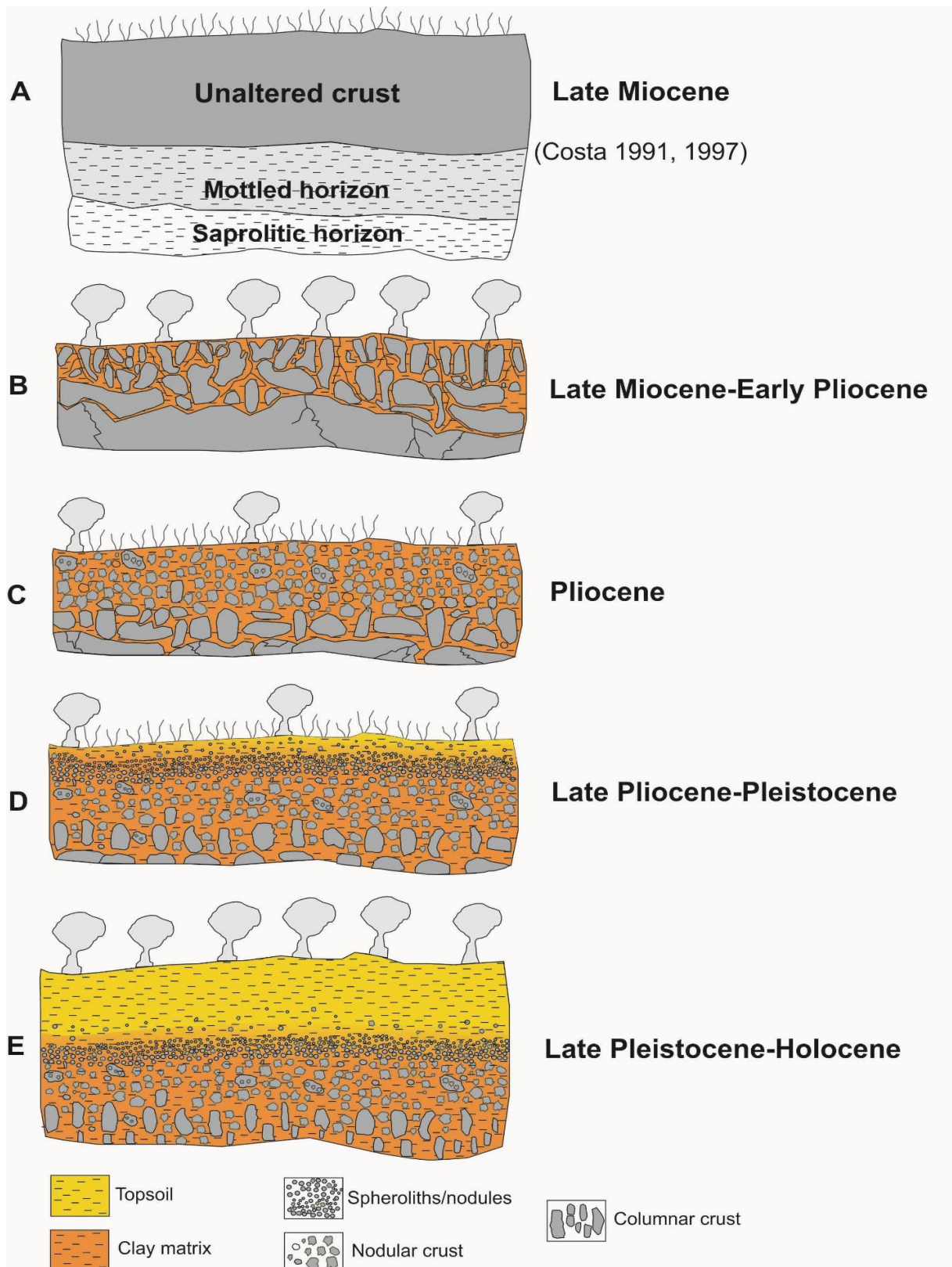


Figure 28. Diagram of the formation of the immature lateritic profile highlighting the evolution phases: crust formation (A), crust fragmentation and dismantling (B) and (C), spherolith/nodule formation (D) and topsoil formation (E).

7. CONCLUSIONS

The investigated immature profile of Abel Figueiredo consists of three horizons of weathering alterations. The partially dismantled iron-aluminous crust is at the base, and it is followed by the spherolithic to nodular horizon and finally the topsoil. The general mineralogy of the immature lateritic profile and topsoil is represented by hematite, goethite, kaolinite, quartz, and anatase and heavy minerals (zircon, rutile, tourmaline, kyanite and staurolite) are accessories. This distribution describes a classic lateritic succession. Hematite and goethite are the main iron-bearing minerals that capture highly mobile elements (V, Cr, As, Se, Mo, Ag, Sb, Hg, and Bi) fixed in the crusts and their alteration products (nodules and spheroliths). Kaolinite and Al-goethite play a less important role in capturing elements but indicate that the lateritic profile was affected by tropical weathering. Ta, Nb, Y and HREE and obviously Zr show a strong affinity with zircon, a typically residual mineral, which comes from a single granitic source.

The mineralogy and geochemistry indicate a continuous evolution of the partially dismantled iron-aluminous crust to the spherolithic to nodular horizon and finally to topsoil. The distribution of SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , and TiO_2 shows that the crusts, nodules, and spheroliths are chemically similar to each other, thereby supporting the strong affinity between these materials. Hematite and ferric goethite decompose and form kaolinite, Al-goethite, residual quartz, and residual anatase concentration, which is manifested by the increase in SiO_2 , Al_2O_3 , and TiO_2 and the subsequent gradual loss of Fe_2O_3 . The mineralogical and chemical similarity between the clay matrix and topsoil testifies that this matrix generated by the degradation of crusts is the likely source of the topsoil.

Sandy and clayey sequences of the Itapecuru Group are possibly the precursors of the studied profile, and they have undergone a continuous process of laterization associated with progressive leaching of Si and Al and strong enrichment in Fe, a typical process in a lateritic evolution. The considerable amount of residual quartz grains in the columnar and nodular crusts may indicate that clayey sandstones are the most appropriate parent rock for the formation of these materials. In turn, the morphological studies of zircons indicated that granite rocks could have fed the sedimentary rocks in the Abel Figueiredo domain of the Itapecuru Group, which were later lateritized.

Therefore, the immature lateritic profile of Abel Figueiredo is the result of the laterization of rocks of the Itapecuru Group in a geochemical environment favorable to its

development from the Miocene, and it was subsequently exposed to intense root activity of the tropical forest that decomposed and biochemically broke up the pre-existing crusts to form nodules and spheruliths with the generation of a clay matrix and parallel formation of kaolinite and Al-goethite. The topsoil accumulated at the top of the hills of the lower surface under the warm and humid Amazon climate during the Pleistocene.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors would like to thank Votorantim Metals (today Nexa Resources) - Alumina Rondon project for their support in the fieldwork and sample collection; the National Council for Scientific and Technological Development (CNPQ) for financial support through processes 305015/2016-8 and 304.519/2009-0 (grants) granted to the supervisor; the Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel (CAPES) for providing a fellowship to the first author through the Graduate Program in Geology and Geochemistry (PPGG); the National Institute of Amazonian Geosciences (GEOCIAM) for financial support through process 573733/2008-2; the Institute of Geosciences of Federal University of Pará (UFPA) for the laboratory analyses; and the Dean of Research and Graduate Studies (PROPEP) of UFPA for financial assistance.

REFERENCES

- Barros, A.E., Nardi, L.V.S., Dillenburg, S.R. 2005. Geoquímica de minerais detríticos em estudos de proveniência: uma revisão. *Revista Pesquisas em Geociências*, 32 (1), 3-15.
- Beauvais, A., Colin, F., 1993. Formation and transformation processes of iron duricrust systems in tropical humid environment. *Chemical Geology*. 106, 77–101. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90167-H](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90167-H)
- Beauvais, A., Tardy, Y., 1993. Degradation and dismantling of iron crust under climatic changes in Africa Central. *Chemical Geology*. 107, 277-288. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90190-T](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90190-T)
- Boulangé, B., Carvalho, A., 1997. The bauxite of Porto de Trombetas. In: Carvalho A., Boulangé B., Melfi A.J., Lucas Y. (ed.). *Brazilian bauxites*. São Paulo: USP/FAPESP/ORSTOM, p. 107–133.
- Calaf, J.M.C., 2000. Evolução geológica no cenozóico da região entre Açailândia (MA) e Ligação (PA). MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2000. 1 CD- ROM.

Cornell, R.M., Schwertmann, U. (eds). 2003. The iron oxides: structure, properties, reactions, occurrences and uses. Weinheim, Wiley-VCH. 664 p.

Costa, M. L., 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, 21 (2), 146-160. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.1991146160>

Costa, M.L., 1997. Lateritisation as a major process of ore deposit formation in the Amazon region. *Exploration and Mining Geology*, London, 6 (1), 79-104.

Costa, M. L., Moraes, E. L., Horbe, A. M. C., 1997. Lateritização imatura sobreposta a lateritos maduros em Mãe do Rio - Para. In: Costa, M.L., Angélica, R.S. (eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, Falangula, p. 339-357.

Costa M. L., Fernandez O. J. C., Requelme M. E. R., 2005. O depósito de manganês do Azul, Carajás: Estratigrafia, mineralogia, geoquímica e evolução geológica. In: Marini O. J., Queiroz E.T., Ramos B.W. (ed.): *Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia*. Brasília, DF, DNPM-CT/MINERAL-ADIMB, p. 227-334.

Costa, M.L., 2007. Introdução ao intemperismo laterítico e à lateritização. In: Licht, O.A.B., Silva, C.R.S., Bandeira de Melo C.S. (eds.). *Prospecção geoquímica*. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geoquímica, p. 299-344.

Costa, M.L., Cruz, G.S., Almeida, H. D. F., Pöllmann, H., 2014a. On the geology, mineralogy and geochemistry of the bauxite-bearing regolith in the lower Amazon basin: Evidence of genetic relationships. *Journal of Geochemical Exploration*. 146, 58-74. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2014.07.021>

Costa, M.L., Pöllmann, H., Figueira, B., Kaden, R., Göske, J., 2014b. Nanoanatase as accessory mineral of clay cover from lateritic profile. In: *General Meeting of the International Mineralogical Association*, Gauteng, South Africa. *Resumo Simples*.

Delvigne, J. E. 1999., *Atlas of Micromorphology of Mineral Alteration and Weathering*. Ottawa, Ontario: Mineralogical, Canadian Mineralogist Special Publication 3, 495 p.

Evensen, N.M., Hamilton, P. J., O'nions R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteoritic. *Geochemical Cosmochimica Acta*. 42, 1199-1212.

Góes, A.M., 1981. Estudo sedimentológico dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecurú, no nordeste do Pará e noroeste do Maranhão. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1981. 1 CD- ROM.

Hieronimus, B., Kotschoubey, B., Boulègue, J., 2001. Galium behaviour in some constrating lateritic profiles from Cameroon and Brazil. *Journal of Geochemical Exploration*. 72, 147-163. [https://doi.org/10.1016/S0375-6742\(01\)00160-1](https://doi.org/10.1016/S0375-6742(01)00160-1)

Horbe, A.M., 1995. Evolução mineralógica e geoquímica multi-elementar de perfis de solos sobre lateritos e gossans na Amazônia. PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 213p.

Horbe, A.M.C., Costa, M.L., 1997. Solos gerados a partir do intemperismo de crostas lateríticas sílico-ferruginosas. *Acta Amazônica*, 27 (4), 241-256.

Horbe, A.M.C., Costa, M.L., 1999. Relações genéticas entre latossolos e crostas lateríticas luminosas e alumino-ferruginosas na região de Paragominas, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 29 (4), 497-504. DOI:10.25249/0375-7536.199929497504

Horbe, A.M.C., Costa, M.L., 2005. Lateritic crust and related soils in eastern Brazilian Amazonia. *Geoderma*, 126, 225–239. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.09.011>

Krysiak, Y., Costa, M. L., Pöllmann, H., Göske, J., Kolb, Ute., 2018. Automated electron diffraction tomography on nanoanatase and goyazite from clay cover of bauxite deposits in the Amazon. Submitted.

Kotschoubey, B., Truckenbrodt, W., Calaf J.M.C., 2005a Evolução geológica da porção meridional da Província Bauxitífera de Paragominas durante o Neógeno/Pleistoceno (noroeste da Bacia do Grajaú, nordeste do Pará e extremo oeste do Maranhão). *Revista Brasileira de Geociências*, 35 (2), 263-272. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2005352263272>

Kotschoubey, B., Calaf, J.M.C., Lobato, A.C.C., Leite, A.S., Azevedo, C.H.D., 2005b. Caracterização e gênese dos depósitos de bauxita da Província Bauxitífera da Região de Paragominas, noroeste da Bacia do Grajaú, nordeste do Pará/oeste do Maranhão. In: Marini, O.J., Queiroz, E.T., Ramos, B.W. (eds). *Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia*. Brasília, DF, DNPM-CT/MINERAL-ADIMB, p. 687-782.

McLennan, S. M., Nancy, W. B., Taylor, R., 1980. Rare earth element-thorium correlation in sedimentary rock and the composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44, 1833-1839.

Mange, M.A., Maurer, H.F.W., 1992. *Heavy mineral in color*. London, Chapman & Hall, p. 147.

Melo, M.G., Lana, C., Stevens, G., Pedrosa-Soares, A.C., Gerdes A., Alkmin, L.A., Nalini Jr, H.A., Alkmim, F. F., 2017. Assessing the isotopic evolution of S-type granites of the Carlos Chagas Batholith, SE Brazil: Clues from U–Pb, Hf isotopes, Ti geothermometry and trace element composition of zircon. *Lithos*, 284-285, 730-750. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2017.05.025>

Monteiro, H.S., Vasconcelos, P.M., Farley, K.A., Spier, C.A., Mello, C.L., 2014. (UTh)/He geochronology of goethite and the origin and evolution of Cangas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 131, 267-289. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.01.036>

Oliveira F.S., Varajão A.F.D.C., Varajão C.A.C., Boulangé B., Soares C.C.V. 2013. Mineralogical, micromorphological and geochemical evolution of the facies from the bauxite deposit of Barro Alto, Central Brazil. *Catena*, 105, 29-39. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.01.004>

Oliveira, S.B., Costa, M.L., Prazeres, Filho H., 2016. The lateritic bauxite deposit of Rondon do Pará: a new giant deposit in the Amazon Region, northern Brazil. *Economic Geology*, 111 (5), 1-14. <https://doi.org/10.2113/econgeo.111.5.1277>

Pantoja, H.M., 2015. Mineralogia, geoquímica e minerais pesados do perfil laterito-bauxítico com cobertura e sua relação com o Grupo Itapecuru: lavra piloto Ciríaco (Rondon do Pará). MS

Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 71f.

Paz, J. D. S., Rossetti, D. F., 2001. Reconstrução paleoambiental da Formação Codó (Aptiano), borda leste da Bacia do Grajaú, MA. In: Rossetti, D.F., Góes, A.M., Truckenbrodt, W. (Eds.). O cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi. p.77-100.

Pupin, J.P., 1980. Zircon and granite petrology. *Contribution to mineralogy and petrology*, Berlin /Heidelberg, 73 (3), 207 – 220.

Rossetti, D.F., Góes, A.M., Geologia. In: Rossetti, D.F., Góes, A.M., Truckenbrodt, W. (Eds.). 2004. O Neógeno na Amazônia Oriental Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi. p. 13-52. (Coleção Fiedrich Katzer).

Santos, P.H.C., Costa M.L., Leite A. S. 2016. The Piriá aluminous lateritic profile: mineralogy, geochemistry and parent rock. *Brasilian Journal of Geology*, 46 (4), 617-636. <http://dx.doi.org/10.1590/2317-4889201620160101>.

Sayin, M., Jackson, M. L., 1975. Anatase and Rutile determination in kaolinite deposits. *Clays and Clay Minerals*, 23, 437-443.

Rudnick, R.L., Gao, S., 2003. Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry*, 3, 1-64.

Théveniaut, H., Freyssinet, P., 2002. Timing of lateritisation of the Guyana Shield: synthesis of paleomagnetic results from French Guyana and Suriname. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 178, 91-117. [http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00404-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00404-7)

Truckenbrodt, W., Kotschoubey, B., Hieronymus, B., 1995. Aluminization: an important process in the evolution of Amazonian bauxites. *Travaux. ICSOBA, Zagreb*, 22 (1), 27-42.

Vasconcelos, P. M., Renne, P.R., Brimhall, G.H., Becker T.A., 1994. Direct dating of weathering phenomena by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar analysis of supergene K-Mn oxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 1635-1665. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90565-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90565-7)

Vasquez, M. L., Rosa-Costa, L.T., Silva, C.M.G., Klein, E.L. 2008. Compartimentação Tectônica. In: Vasquez, M. L., Rosa-Costa, L.T. 2008. (eds). *Geologia e recursos minerais do estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do estado do Pará*. Belém, PA, CPRM, 1 CD-ROM.

7 CONCLUSÕES GERAIS

Os perfis investigados do km 137 e 138 da BR-222 no domínio de Abel Figueiredo são muito bem correlacionáveis em mineralogia e composição química, o que claramente indica que esses perfis seriam uma continuidade lateral um do outro em uma mesma seção geológica nos cortes de estrada da BBR-222. Esses perfis se desenvolveram a partir de lateritização imatura sobre rochas do Grupo Itapecuru nas áreas de domínio de Abel Figueiredo. Com exceção do horizonte argiloso presente apenas no perfil do km 138, os demais horizontes são equivalentes em ambos os perfis, compreendendo da base para o topo por: crosta ferroaluminosa colunar parcialmente desmantelada, crosta ferroaluminosa nodular parcialmente desmantelada, horizonte subesferolítico do perfil do km 138, enquanto o equivalente do perfil do km 137 é denominado de horizonte esferolítico a nodular, e por fim o topsoil. Esta estruturação a partir crosta ferroaluminosa colunar mostra grau crescente de desagregação bioquímica e física marcada pelo desmantelamento e fragmentação da crosta, pela ocorrência de padrão colunar e nódulos e a diminuição dos fragmentos nodulares no topo dando lugar aos esferólitos/subesferólitos em um típico processo granodecrescente, culminando com o topsoil, predominantemente silto-argiloso. As colunas, nódulos, esferólitos/subesferólitos e topsoil representam a degradação *in situ*, comum aos dois perfis, por ação da alteração intempérica sob clima tropical úmido com mudanças drásticas para clima mais seco, promovendo intensa atividade erosiva bioquímica e física.

A mineralogia dos perfis lateríticos e topsoils do km 137 e 138 são basicamente hematita, goethita, caulinita, quartzo e como acessórios anatásio e minerais pesados (zircão, rutilo, turmalina, cianita e estauroлита) que descrevem uma clássica sucessão laterítica. Hematita e goethita são os principais minerais portadores de ferro que captura elementos altamente móveis (V, Cr, As, Se, Mo, Ag, Sb, Hg e Bi) fixados nas crostas e em seus produtos de alteração (nódulos esferólitos e subesferólitos). Caulinita e Al-goethita desempenham menor importância na captura de elementos, porém sustentam que o perfil laterítico foi afetado pelo intemperismo tropical. O zircão, mineral de comportamento residual assim como o anatásio neoformado, mostra afinidade com Ta, Nb, Y e ETR e advém de uma única fonte de filiação granítica.

De modo geral, os dois perfis mostram muitas características em comum, porém em detalhe podem ser distinguidos quanto a abundância dos minerais pesados e elementos traços. O rutilo é o segundo mineral pesado mais abundante no perfil do km 137, enquanto no perfil do km 138 é a turmalina, sendo estes inferiores apenas ao zircão. Já os elementos traços tem pequenas diferenças de teores entre os perfis, com exceção Zr Ta, Nb, Y e ETR,

consideravelmente mais elevados no perfil do km 138, o que indica neste sua maior abundância em zircão.

A composição química de ambos os perfis é fundamentalmente composta de SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2 . A distribuição desses elementos mostra que as crostas, os nódulos e esferólitos/subesferólitos se assemelham quimicamente entre si, portanto sustenta a forte afinidade entre estes materiais. Essa semelhança é também demonstrada pelo mesmo padrão das curvas de distribuição dos elementos traço e inclusive ETR. Hematita e goethita férrica se decompõem e formam-se caulinita, Al-goethita, quartzo residual e concentração residual de anatásio, o que se manifesta pelo aumento de SiO_2 e Al_2O_3 e TiO_2 , com consequente perda gradual de Fe_2O_3 . A semelhança mineralógica e química entre as matrizes argilosas e os topsoils atesta que esta matriz gerada na degradação das crostas é a provável fonte do topsoil.

Portanto, a formação laterítica imatura de Abel Figueiredo iniciou seu desenvolvimento a partir do Mioceno, resultante da desagregação química e física das crostas pré-existentes com atuação de atividade radicular de floresta tropical que cominui bioquimicamente os fragmentos da crosta dando origem aos nódulos e esferólitos/subesferólitos com geração de matriz argilosa e paralela formação de caulinita e Al-goethita. O topsoil se acumulou no topo dos morros da superfície rebaixada sob clima quente e úmido da Amazônia durante o Pleistoceno.

REFERÊNCIAS

- Anaisse Jr J., Truckenbrodt W., Rossetti D.F. 2001. Fácies de um sistema estuarino-lagunar no Grupo Itapecuru, área de Açailândia/MA, Bacia do Grajaú. *In: Rossetti, D.F.; Góes, A.M., Truckenbrodt, W. (Ed.). O Cretáceo na bacia de São Luís-Grajaú.* Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 150 p.
- Beauvais A. & Colin F. 1993. Formation and transformation processes of iron duricrust systems in tropical humid environment. *Chemical Geology*. **106**: 77–101.
- Beauvais A. & Tardy Y. 1993. Degradation and dismantling of iron crust under climatic changes in Africa Central. *Chemical Geology*. **107**: 277-288.
- Boulangé B. & Carvalho A. 1997. The bauxite of Porto de Trombetas. *In: Carvalho A., Boulangé B., Melfi A.J., Lucas Y. (ed.). Brazilian bauxites.* São Paulo: USP/FAPESP/ORSTOM, p. 107–133.
- Calaf J.M.C. 2000. *Evolução geológica no cenozóico da região entre Açailândia (MA) e Ligação (PA)*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2000. 1 CD- ROM.
- Cornell R.M. & Schwertmann, U (ed). 2003. *The iron oxides: structure, properties, reactions, occurrences and uses.* Weinheim, Wiley-VCH. 664 p.
- Costa M. L. 1985. Contribuição à geologia das lateritas do Acre sua importância para construção civil. *In: SGA, 2º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. Anais.* p. 297-311.
- Costa M. L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**(2): 146-160.
- Costa M.L. 1997. Lateritisation as a major process of ore deposit formation in the Amazon region. *Exploration and Mining Geology*, London, **6** (1): 79-104.
- Costa M. L., Moraes E. L., Horbe A. M. C. 1997. Lateritização imatura sobreposta a lateritos maduros em Mãe do Rio - Para. *In: Costa M.L. & Angélica R.S. (ed.). Contribuições à Geologia da Amazônia.* Belém, Falangula, p. 339-357.
- Costa M. L., Fernandez O. J. C., Requelme M. E. R. 2005. O depósito de manganês do Azul, Carajás: Estratigrafia, mineralogia, geoquímica e evolução geológica. *In: Marini O. J., Queiroz E.T., Ramos B.W. (ed.): Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia.* Brasília, DF, DNPM-CT/MINERAL-ADIMB, p. 227-334.
- Costa M.L. 2007. Introdução ao intemperismo laterítico e à lateritização. *In: Licht O.A.B., Silva C.R.S., Bandeira de Melo C.S. (ed.). Prospecção geoquímica.* Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geoquímica, p. 299-344.
- Costa M.L., Cruz G.S., Almeida H. D. F., Pöllmann, H. 2014a. On the geology, mineralogy and geochemistry of the bauxite-bearing regolith in the lower Amazon basin: Evidence of genetic relationships. *Journal of Geochemical Exploration*. **146**:58-74.

Costa M.L., Pöllmann H., Figueira B., Kaden R., Göske J. 2014b. Nanoanatase as accessory mineral of clay cover from lateritic profile. In: *General Meeting of the International Mineralogical Association*, Gauteng, South Africa. *Resumo Simples*.

Delvigne J. E. 1999. Atlas of Micromorphology of Mineral Alteration and Weathering. Ottawa, Ontario: *Mineralogical, Canadian Mineralogist Special Publication 3*, 495 p.

Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA). 1988. *Critérios para distinção de classes de solos e de fases de unidades de mapeamento*. Rio de Janeiro, Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos, 67p.

Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA). 2002. *Zoneamento agroecológico do município de Abel Figueiredo – Estado do Pará*. Belém, Embrapa Amazônia Oriental.

Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA). 2003. *Zoneamento agroecológico do município de Rondon do Pará – Estado do Pará*. Belém, Embrapa Amazônia Oriental.

Evensen N.M., Hamilton P. J., O'niions R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteoritic. *Geochemical Cosmochimica Acta*. **42**: 1199-1212.

Fundação Amazônia de Amparo a Estudos e Pesquisas (FAPESPA). 2016. Estatísticas Municipais Paraenses: Abel Figueiredo. Belém, Diretoria de Estatística e de Tecnologia e Gestão da Informação, 53p.

Fundação Amazônia de Amparo a Estudos e Pesquisas (FAPESPA). 2016. Estatísticas Municipais Paraenses: Rondon do Pará. Belém, Diretoria de Estatística e de Tecnologia e Gestão da Informação, 57p.

Góes A.M. 1981. *Estudo sedimentológico dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecurú, no nordeste do Pará e noroeste do Maranhão*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1981. 1 CD- ROM.

Hieronymus B., Kotschoubey B., Boulègue J. 2001. Galium behaviour in some constrating lateritic profiles from Cameroon and Brazil. *Journal of Geochemical Exploration*. **72**: 147-163.

Horbe A.M. 1995. *Evolução mineralógica e geoquímica multi-elementar de perfis de solos sobre lateritos e gossans na Amazônia*. PhD Thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém. 213p.

Horbe A.M.C. & Costa M.L. 1997. Solos gerados a partir do intemperismo de crostas lateríticas sílico-ferruginosas. *Acta Amazônica*, **27**: 241-256.

Horbe A.M.C. & Costa M.L. 1999. Relações genéticas entre latossolos e crostas lateríticas luminosas e alumino-ferruginosas na região de Paragominas, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **29** (4): 497-504.

Horbe A.M.C. & Costa M.L. 2005. Lateritic crust and related soils in eastern Brazilian Amazonia. *Geoderma*, **126**: 225–239.

Krysiak Y., Costa M. L., Pöllmann H., Göske J., Kolb Ute. 2018. Automated electron diffraction tomography on nanoanatase and goyazite from clay cover of bauxite deposits in the Amazon. Submitted.

Kotschoubey B., Truckenbrodt, W., Calaf J.M.C. 2005a Evolução geológica da porção meridional da Província Bauxitífera de Paragominas durante o Neógeno/Pleistoceno (noroeste da Bacia do Grajaú, nordeste do Pará e extremo oeste do Maranhão). *Revista Brasileira de Geociências*, **35** (2): 263-272.

Kotschoubey B., Calaf J.M.C., Lobato A.C.C., Leite A.S., Azevedo C.H.D. 2005b. Caracterização e gênese dos depósitos de bauxita da Província Bauxitífera da Região de Paragominas, noroeste da Bacia do Grajaú, nordeste do Pará/oeste do Maranhão. In: Marini O.J., Queiroz E.T., Ramos B.W. (ed). *Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia*. Brasília, DF, DNPM-CT/MINERAL-ADIMB, p. 687-782.

Mange M.A. & Maurer H.F.W.1992. *Heavy mineral in colour*. London, Chapman & Hall, p. 147.

McLennan S. M., Nancy W. B., Taylor R. 1980. Rare earth element-thorium correlation in sedimentary rock and the composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **44**:1833-1839.

Melo M.G., Lana C., Stevens G., Pedrosa-Soares A.C., Gerdes A., Alkmin L.A., Nalini Jr H.A., Alkmin F. F. 2017. Assessing the isotopic evolution of S-type granites of the Carlos Chagas Batholith, SE Brazil: Clues from U–Pb, Hf isotopes, Ti geothermometry and trace element composition of zircon. *Lithos*, **284-285**:730-750.

Monteiro H.S., Vasconcelos P.M., Farley K.A., Spier C.A., Mello C.L. 2014. (UTh)/He geochronology of goethite and the origin and evolution of Cangas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **131**: 267-289.

Oliveira F.S., Varajão A.F.D.C., Varajão C.A.C., Boulangé B., Soares C.C.V. 2013. Mineralogical, micromorphological and geochemical evolution of the facies from the bauxite deposit of Barro Alto, Central Brazil. *Catena*, **105**: 29-39.

Nascimento M.S. & Góes A.M. 2007. Petrografia de arenitos e minerais pesados de depósitos cretáceos (Grupo Itapecuru), Bacia de São Luís-Grajaú, norte do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(1): 1-15.

Oliveira S.B., Costa M.L., Prazeres Filho H. 2016. The lateritic bauxite deposit of Rondon do Pará: a new giant deposit in the Amazon Region, northern Brazil. *Economic Geology*, **111**: 1-14.

Pantoja H.M. 2015. *Mineralogia, geoquímica e minerais pesados do perfil laterito-bauxítico com cobertura e sua relação com o Grupo Itapecuru: lavra piloto Ciríaco (Rondon do Pará)*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará, Belém, 71f.

Paz J. D. S. & Rossetti D. F. 2001. Reconstrução paleoambiental da Formação Codó (Aptiano), borda leste da Bacia do Grajaú, MA. In: Rossetti D.F., Góes A.M., Truckenbrodt W. (Ed.). *O cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú*. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi. p.77-100.

Pupin J.P. 1980. Zircon and granite petrology. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, Berlin /Heidelberg, **73** (3): 207 – 220.

Rossetti D. F. 1997. Facies analysis of the lower succession of the upper Itapecuru Formation, São Luís Basin, northern Brazil. In: Costa M.L. & Angélica R.S (ed.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Belém, Falangola. p.241-284.

Rossetti D.F. & Góes A.M. Geologia. In: Rossetti D.F., Góes A.M., Truckenbrodt W. (Ed.). 2004. *O Neógeno na Amazônia Oriental* Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi. p. 13-52. (Coleção Friedrich Katzer).

Santos P.H.C., Costa M.L., Leite A. S. 2016. The Piriá aluminous lateritic profile: mineralogy, geochemistry and parent rock. *Brasilian Journal of Geology*, **46** (4): 617-636.

Santos Jr. A.E. & Rossetti D. F. 2003. Paleoambiente e estratigrafia da Formação Ipixuna, área do rio Capim, leste da sub-bacia de Cametá. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**: 313-324.

Sayin M. & Jackson M. L. 1975. Anatase and Rutile determination in kaolinite deposits. *Clays and Clay Minerals*, **23**: 437-443.

Sombroek W.G. & Camargo M.N. 1983. Groundwater laterite and ironstone soils in Brazil, with examples from the Amazon Region. In: 2nd International Seminar on Lateritization Processes, São Paulo. *Proceedings*. p. 541-552.

Rudnick R.L. & Gao S. 2003. Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry*, **3**:1-64.

Tardy Y. 1993. *Pétrologie des laterites et des soils tropicaux*. Masson, Paris, 459 pp.

Théveniaut H. & Freyssinet P. 2002. Timing of lateritisation of the Guyana Shield: synthesis of paleomagnetic results from French Guyana and Suriname. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **178**:91-117.

Truckenbrodt W., Kotschoubey B., Hieronymus B. 1995. Aluminization: an important process in the evolution of Amazonian bauxites. *Travaux. ICSOBA, Zagreb*, **22** (1): 27-42.

Vasconcelos P. M., Renne P.R., Brimhall G.H., Becker T.A. 1994. Direct dating of weathering phenomena by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar analysis of supergene K-Mn oxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**:1635-1665.

Vasquez M. L., Rosa-Costa L.T., Silva C.M.G., Klein E.L. 2008. Compartimentação tectônica. In: Vasquez M. L. & Rosa-Costa L.T. 2008. (ed). *Geologia e recursos minerais do estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas geológico e tectônico e de recursos minerais do estado do Pará*. Belém, PA, CPRM, 1 CD-ROM.

ANEXO

ANEXO A – COMPROVANTE DE SUBMISSÃO DO ARTIGO “DEVELOPMENT OF AN IMMATURE LATERITIC PROFILE IN EASTERN AMAZON”

15/02/2019

Email – Daiveson Abreu – Outlook

Successfully received: submission DEVELOPMENT OF AN IMMATURE LATERITIC PROFILE IN EASTERN AMAZON for Journal of South American Earth Sciences

Journal of South American Earth Sciences <EvisSupport@elsevier.com>

Sex, 15/02/2019 19:19

Para: daiveson_abreu@hotmail.com <daiveson_abreu@hotmail.com>

This message was sent automatically.

Ref: SAMES_2019_71

Title: DEVELOPMENT OF AN IMMATURE LATERITIC PROFILE IN EASTERN AMAZON

Journal: Journal of South American Earth Sciences

Dear Mr. Serrão Abreu,

Thank you for submitting your manuscript for consideration for publication in Journal of South American Earth Sciences. Your submission was received in good order.

To track the status of your manuscript, please log into EVISE® at: http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jspx?JRNL_ACR=SAMES and locate your submission under the header 'My Submissions with Journal' on your 'My Author Tasks' view.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Journal of South American Earth Sciences

Have questions or need assistance?

For further assistance, please visit our [Customer Support](#) site. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about EVISE® via interactive tutorials. You can also talk 24/5 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email.

Copyright © 2018 Elsevier B.V. | [Privacy Policy](#)

Elsevier B.V., Radarweg 29, 1043 NX Amsterdam, The Netherlands, Reg. No. 33156677.