



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 587

**MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DO PERFIL LATERÍTICO
DO DEPÓSITO DE FERRO DA SERRA LESTE, CARAJÁS-PA**

Dissertação apresentada por:

RAYARA DO SOCORRO SOUZA DA SILVA

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

**BELÉM-PARÁ
2020**

**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)**

S586m Silva, Rayara do Socorro Souza da

Mineralogia e geoquímica do perfil laterítico do depósito de ferro da Serra Leste, Carajás-PA / Rayara do Socorro Souza da Silva. — 2020.

xii, 47 f. : il. color.

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, 2020.

1. Minério de ferro laterítico - Serra Leste (Carajás-PA).
Intemperismo. I. Título.

CDD 558.115



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

MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DO PERFIL LATERÍTICO DO DEPÓSITO DE FERRO DA SERRA LESTE, CARAJÁS-PA

Dissertação apresentada por

RAYARA DO SOCORRO SOUZA DA SILVA

**Como requisito parcial à obtenção de Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA, linha de pesquisa MINERALOGIA E
GEOQUÍMICA**

Data de Aprovação: 17 / 07 / 2020

Banca Examinadora:

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

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

Prof. Dr. Rômulo Simões Angélica
(Membro – UFPA)

AGRADECIMENTOS

À Deus, por conceder força e saúde para enfrentar os momentos de dificuldades;

Ao meu orientador, professor Dr. Marcondes Lima da Costa, por todo apoio durante desenvolvimento do trabalho, como auxílio na atividade campo, recursos financeiros, além das inúmeras correções e sugestões.

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

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

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

À Vale S.A pelo apoio logístico e concessão de testemunhos de sondagem e amostras. Em especial aos geólogos Luis Claudio e Clovis Maurity.

Ao professor Joel Buenano Macambira por permitir participar como ouvinte da disciplina “Microscopia de Minério”; pela ajuda e discussões das descrições petrográficas.

Aos integrantes do Grupo de Mineralogia e Geoquímica Aplicada (GMGA) da UFPA, especialmente o Prof. Marcondes Costa, Glayce Jolhy, Igor Barreto, Alan Queiroz, Daiveson Abreu, Paulo Ronny e professoras Roseane Norat e Rosemary Nascimento pela contribuição, convivência e amizade.

À Lucia Imbirida, bibliotecária do Instituto de Geociências da UFPA, pela revisão e orientação com relação as normas do programa.

Ao meu noivo, Pablllo Santos, pelo companheirismo, encorajamento e o imenso apoio durante a realização do trabalho.

Aos meus familiares, pelo apoio financeiro, motivacional e amor incondicional.

RESUMO

A Província Carajás hospeda um dos maiores depósitos de ferro de alto teor do mundo, distribuídos nos distritos Serra Norte, Serra Sul e Serra Leste. O processo de mineralização do Fe na região ainda é palco de discussão, parte é em decorrência à complexidade textural típica do minério, o que induz diferentes interpretações quanto ao seu modelo genético. Neste contexto, no intuito de auxiliar na compreensão sobre a sua origem, o presente trabalho buscou avaliar a contribuição do intemperismo laterítico para a formação do depósito de ferro da Serra Leste. Em campo foi descrito um perfil de alteração intempérica e seu substrato, por meio de dois furos de sondagens cedidos pela empresa VALE S.A, seguido de amostragem. Posteriormente cerca de 20 amostras foram descritas, fotografadas e preparadas para análises mineralógicas e químicas. As fases mineralógicas foram identificadas por Difração de Raios - X (DRX) e as imagens micromorfológicas obtidas por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), acompanhadas de análises semi-quantitativas por Espectrometria de Energia Dispersiva (EDS). Os aspectos texturais envolveram também microscopia ótica por luz refletida e transmitida. Análise por espectroscopia Mössbauer foi empregada no intuito de se identificar os estados de oxidação dos íons Fe presente nas amostras, complementando as informações obtidas pelas demais técnicas utilizadas. As análises químicas foram realizadas por Espectrômetro de Emissão Atômica por Plasma Acoplado Indutivamente (ICP-AES), e Espectrômetro de Massa com Plasma indutivamente acoplado (ICP-MS). O perfil investigado compreende duas sucessões de alteração laterítica, uma derivada de jaspilitos e outra derivada de rochas de composição máfica. O perfil compreende na base jaspilitos e clorititos, seguidos dos horizontes saprolíticos (saprólito grosso e saprólito fino) e crostas ferroaluminosas. A composição química demonstra que as quantidades de SiO₂ (chert/quartzo) diminuíram drasticamente durante a formação dos horizontes a partir da base do perfil, com aumento nos teores Fe₂O₃ (principalmente hematita) e sua concentração substancial no horizonte saprolítico (zona mineralizada). A partir do topo do saprólito fino há um aumento nos conteúdos de Al₂O₃, TiO₂ e P₂O₅, relacionados a presença da gibbsita, goethita aluminosa e anatásio, da mesma forma elementos traços (Ga, V, Cr, Ta, Nb, W, Zr, ETR e outros) presentes na estrutura dos minerais neoformados. Os dados obtidos no perfil investigado, portanto, evidenciam uma evolução laterítica, e são similares aos perfis lateríticos maduros da Amazônia.

Palavras-chave: Intemperismo. Minério de ferro laterítico. Jaspilitos. Hematita. Goethita.

ABSTRACT

The Carajás Province hosts one of the largest high-grade iron ore deposits in the world, distributed in the districts Serra Norte, Serra Sul and Serra Leste. The process of Fe mineralization in the region is still a stage of discussion, due to the textural complexity typical of the ore, which induces different interpretations regarding its genetic model. In this context, in order to better understand its origin, the present work evaluates the contribution of lateritic weathering to the formation of the iron deposit of Serra Leste. In the field, a profile of weathering and its substrate were described, through two drill holes provided by the company VALE S.A, followed by sampling. After that, about 20 samples were described, photographed and prepared for mineralogical and chemical analysis. The mineralogical phases were identified by X-Ray Diffraction (XRD) and the micromorphological images obtained by Scanning Electron Microscopy (SEM), accompanied by semi-quantitative analyzes by Energy-Disperse Spectroscopy (EDS). The textural aspects also involved optical microscopy by reflected and transmitted light. Analysis by Mössbauer spectroscopy were used in order to identify the oxidation states of Fe ions present in the samples, complementing the information obtained by the other techniques. Chemical analyzes were performed by Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometer (ICP-AES), and Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (ICP-MS). The investigated profile comprises two successions of lateritic alteration, one derived from jaspilites and the other derived from mafic composition rocks. The profile comprises jaspilites and chloritites at the base, followed by saprolitic horizons (thick saprolite and fine saprolite) and ferroaluminous crusts. The chemical composition shows that the SiO₂ contents (chert/quartz) decreased drastically during the formation of the horizons from the base of the profile, with an increase in the levels of Fe₂O₃ (mainly hematite and goethite) and its substantial concentration in the saprolitic horizon (mineralized zone). From the top of the fine saprolite there is an increase in the contents of Al₂O₃, TiO₂ and P₂O₅, related to the presence of gibbsite, aluminous goethite and anatase, in the same way trace elements (Ga, V, Cr, Ta, Nb, W, Zr, ETR and others) present in the structure of newly formed minerals. The data obtained in the investigated profile, therefore, shows a lateritic evolution, and are similar to the mature lateritic profiles of the Amazon.

Keywords: Weathering. Iron lateritic ore. Jaspilites. Hematite. Goethita.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 – (A)Localização da Província Mineral de Carajás no Estado do Pará. B. Divisão da Província Carajás nos domínios Rio Maria (RMD), Carajás (CD) e Domínio de Transição (TD). C. Mapa geológico do Domínio Carajás e a localização de seus principais depósitos minerais (Modificado de DOCEGEO 1988, Dardenne & Schobbenhaus 2001, Moreto *et al.* 2011). 5
- Figura 2 – Principais depósitos de ferro da Província Mineral de Carajás, em imagem obtida do modelo digital de elevação gerado a partir de dados SRTM. Em destaque área de estudo com a localização dos furos descritos (imagem obtida do aplicativo *Google Earth*). 8
- Figura 3 – Perfil laterítico e seus respectivos horizontes do furo de sondagem SL132..... 11
- Figura 4 – Perfil laterítico e seus respectivos horizontes do furo de sondagem SL110..... 12
- Figura 5 - Fotomicrografia do jaspilito. (A) contato paralelo e sinuoso entre as bandas de óxidos de ferro e quartzo (Qtz/chert), e lentes de hematita microcristalina nas bandas de chert. (B) agregados de cristais eudrais de hematita pseudomórfica invadindo a banda de chert. (C) detalhe da hematita euédrica pseudomórfica retilíneas preservando hábito da magnetita. (D) goethita preenchendo espaços vazios em aspecto de franja. (E) detalhe da goethita com hábito fibrorradial. (F) bandas de chert e óxidos de ferro interrompidas por microveios microcristalinos de quartzo (indicado pela seta). (G) cristais de quartzo recristalizados imersos na matriz e acompanhados por vênulas de goethita. Plano polarizado sob luz refletida: (A), (B), (C) e (F). Luz transmitida: (D), (E) e (G). Mag= magnetita; Hem=hematita; Psh= hematita pseudomórfica da magnetita; Qtz = quartzo; Gt= goethita; P= poro..... 14
- Figura 6 – Difratoograma de umas das amostras de clorititos, constituída por clinocloro e quartzo. 15

- Figura 7 – Fotomicrografia do cloritito: (A) clivagem de crenulação definida pelo domínio da clorita (Chl) com níveis quase paralelos de quartzo (Qtz). (B) clivagem de crenulação do tipo discreta. Cloritito milonitizado: (C) e (D) deformação plástica evidenciada pelos porfiroclastos e clorita anastomosada. Plano polarizado sob luz transmitida (C) e com polarizadores cruzados (A), (B) e (D). 16
- Figura 8 – Aspecto textural e composição mineralógica das amostras representativas do horizonte saprolítico mineralizado. (A) hematita friável. (B) Fragmentos de hematita/goethita friável constituído, em uma de suas superfícies, por cristais de hematita e magnetita octaédrica (detalhe em C) e porções maciças de oxi-hidróxido de ferro em outra interface. (C) imagem de MEV dos octaedros de magnetita na escala de 10 µm. (D) Hematita compacta densa com zonas de oxi-hidróxido de ferro. (E) material compacto de oxi-hidróxido de Fe parcialmente friável. Hem=hematita; Gt=goethita; Mag= magnetita; Qtz= quartzo..... 18
- Figura 9 – Mineralogia do material argiloso não mineralizado no saprólito grosso: hematita (Hm), caulinita (Kln) gibbsita (Gbs), quartzo (Qtz), anatásio (Ant) e muscovita (M). 19
- Figura 10 – Fotomicrografia do saprólito mineralizado em Fe. (A) cristais de hematita com relictos de magnetita e goethita associada. (B) goethita preenchendo parcial ou totalmente cristais de hematita. (C) zonas de goethita (delineada pela linha pontilhada) com hematita microplacosa imersas. (D) destaque dos cristais prismáticos de hematita microplacosa dispostos aleatoriamente. (E) morfologia coliforme da goethita na banda de óxido e hidróxido de Fe do minério compacto. (F) cristais de hematita cimentados por goethita. (G) franjas de goethita preenchendo microcavidades. (H) zonas de hematita microplacosa (destacado pela linha pontilhada) em meio a matriz de hematita anédrica. (I) detalhe dos cristais de hematita microplacosa na escala de MEV. (J) e (K) gibbsita em mosaico associada a hematita microplacosa em áreas de fissuras. Plano polarizado sob luz refletida: (A), (B), (C), (D), (F), (H) e (J). Luz transmitida: (E), (G) e (K). Mag= magnetita; Hem=hematita; Psh= hematita pseudomórfica da magnetita; pHm= hematita microplacosa; Gt= goethita; P= poro. 20

- Figura 11 – Mineralogia do material argiloso no saprólito fino: hematita (Hm), caulinita (Kln) gibbsita (Gbs), quartzo (Qtz), anatásio (Ant) e muscovita (M). (A) e (B) amostras argilosas contendo hematita com grau de cristalinidade elevado no plano 104.22
- Figura 12 – Imagens de MEV do saprólito argiloso. (A) gibbsita (Gbs) mesocristalina em meio a matriz fina caulínica. (B) placas pseudo-hexagonais da caulinita.23
- Figura 13 – Crostas. (A) crosta compacta (B) crosta ferroaluminosa composta por nódulos e oólitos de hematita e goethita aluminosa, cimentados em parte por gibbsita. Legenda: hematita (Hm), gibbsita (Gbs), goethite (Gt), anatásio (Ant).24
- Figura 14 – Fotomicrografia das crostas. (A) textura esferolítica caracterizada por nódulos e oólitos de oxi-hidróxido de ferro. (B) cristais de gibbsita preenchendo e delineando poros e fissuras presentes. Plano polarizado sob luz transmitida. Gbs= gibbsita; P=poro.....24
- Figura 15 – Espectros Mössbauer à temperatura ambiente de algumas amostras selecionadas. (A) e (D) minério compacto; (B) e (C) minério friável; (E) crosta.....26
- Figura 16 –Distribuição das concentrações dos elementos-traços das amostras do perfil laterítico Serra Leste (A e B) normalizados pela média da crosta superior da Terra (Rudnick & Gao 2014). Legenda: Crosta (Crt); Hematita-goethita compacta (HGC); Hematita-goethita friável (HCF); Hematita friável (HF); Material argiloso (MA); Jaspilite (JP); Cloritite (CL).31
- Figura 17 – Padrão de distribuição dos ETR, cujas concentrações foram normalizadas aos condritos de Wedepohl (1995). Legenda: Crosta (Crt); Hematita-goethita compacta (HGC); Hematita-goethita friável (HCF); Hematita friável (HF); Material argiloso (MA); Jaspilite (JP); Cloritite (CL).32

Figura 18 – Diferentes texturas dos minerais no jaspilito e no minério. (A) jaspilito com magnetita em alteração para hematita pseudomórfica, e goethita em processo de preenchimento dos espaços porosos deixados por quartzo. (B) modelo da oxidação da magnetita para formar hematita pseudomórfica (Fonte: Morris 1985). (C) matriz do minério com inúmeros moldes de quartzo dissolvidos. (D) e (E) hematita pseudomórfica em processo de dissolução para formação de hematita microplacosa. (F) hematita microplacosa (área do círculo) em meio as zonas de preenchimento de goethita. (G) octaedros de hematita pseudórmofica contendo diversas porosidades e cavidades. (H) Substituições da hematita pela goethita. (I) goethita fibrorradial. Hem= hematita; pHm= hematita microplacosa; psh= hematita pseudomórfica da magnetita; Qtz= quartzo; Gt= goethita; P=poro..... 35

Figura 19 – Diagrama ternário $Al_2O_3 - SiO_2 - Fe_2O_3$ mostrando a variação química ao longo dos horizontes do perfil de alteração da Serra Leste. A linha pontilhada constitui amostras do saprólito mineralizada em Fe..... 36

Figura 20 – Diagramas de dispersão das concentrações de pares selecionados de elementos químicos no perfil laterítico da Serra Leste. 37

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	iv
RESUMO	v
ABSTRACT	vi
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	vii
AGRADECIMENTOS	4
RESUMO	5
ABSTRACT	6
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	7
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
2 JUSTIFICATIVA	2
3 OBJETIVO	3
3.1 OBJETIVOS GERAIS	3
3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	3
4 GEOLOGIA REGIONAL	4
5 DEPÓSITOS DE FERRO DE CARAJÁS	6
6 MATERIAIS E MÉTODOS	7
6.1 MATERIAIS E AMOSTRAGEM	7
6.2 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA POR MICROSCOPIA ÓPTICA	7
6.3 ANÁLISES MINERALÓGICAS POR DIFRAÇÃO DE RAIOS – X (DRX)	9
6.4 ANÁLISES MINERALÓGICAS E MICROTEXURAIS POR MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)	9
6.5 ANÁLISES QUÍMICAS TOTAIS	9
6.6 REFINAMENTO MINERAL DOS ÓXIDOS DE FERRO POR ESPECTROSCOPIA MÖSSBAUER	10
7 RESULTADOS	11

7.1 O PERFIL LATERÍTICO DA JAZIDA DE FERRO SERRA LESTE - SL1	11
7.1.1 Rochas do substrato	13
7.1.1.1 Jaspilito	13
7.1.1.2 Clorititos	15
7.1.2 Horizonte saprolítico	16
7.1.2.1 Saprólito Grosso	16
7.1.2.2 Saprólito Fino	21
7.1.3 Crostas	23
7.2 CARACTERIZAÇÃO DOS ÓXIDOS DE FERRO POR ESPECTROSCOPIA MÖSSBAUER	25
7.3 GEOQUÍMICA	27
8 DISCUSSÕES	33
9 CONCLUSÕES	39
REFERÊNCIAS	40
APÊNDICE A	46

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O minério de ferro é a principal commodity mineral do Brasil, responsável por 71,1% do valor da produção mineral, e 83% do valor das exportações minerais brasileiras no ano de 2019 (MME 2019). Segundo dados da U.S. Geological Survey (2020), o Brasil é o segundo maior produtor mundial de ferro, com uma produção estimada de 480 Mt para o ano de 2019. As reservas brasileiras de minério de ferro representam 16.8% das reservas mundiais (MME 2019), e as principais regiões produtoras são: Minas Gerais (Quadrilátero Ferrífero), Pará (Província Mineral de Carajás) e Mato Grosso do Sul (Maciço Urucum).

Os depósitos de ferro da Província Mineral Carajás estão distribuídos nos distritos Serra Norte, Serra Sul e Serra Leste. Estes depósitos estão associados às formações ferríferas bandadas (protominério), os quais por meio dos processos mineralizadores obtiveram enriquecimento em teores entre 60 e 68% de Fe. O minério de ferro é essencialmente formado por magnetita/hematita, que próximo à superfície pode estar recoberto por crostas ferruginosas cavernosas, também denominadas de cangas, que além desses minerais apresentam oxihidróxidos de Fe e Mn, hidróxido de Al (gibbsita) e fosfatos de alumínio (Dardenne & Schobbenhaus 2001, Clout & Manuel 2015, Rosière & Rolim 2016).

Apesar da sua mineralogia relativamente simples, o minério de ferro em geral apresenta grande complexidade textural, que suscita questionamentos quanto aos processos que teriam contribuído para sua formação. Isto motivou a realização de trabalhos que até então propuseram a origem: supergênica/laterítica (Tolbert *et al.* 1971, Morris 1985, Ramanaidou 2009; Ramanaidou & Morris 2010, Silva & Costa 2020); hipogênica (Dalstra & Guedes 2004; Lobato *et al.* 2005a,b, Figueiredo e Silva *et al.* 2020); hipogênica modificada (Beisiegel *et al.* 1973, Beukes *et al.* 2003).

Neste trabalho, portanto, objetivou-se investigar perfis lateríticos referentes à jazida de ferro SL1, Serra Leste, para contribuir no melhor entendimento da formação e evolução genética do minério de ferro da região.

2 JUSTIFICATIVA

Amazônia foi palco de um intenso intemperismo paleotropical e processo erosional que contribuíram não somente na modificação da paisagem como na formação de extensos depósitos minerais lateríticos (Bárdossy & Aleva 1990, Costa 1991, 2007, Costa *et al.* 2014, Costa *et al.* 2016). Na Província Carajás, de acordo com Costa & Araújo (1997), Costa *et al.* (2011), Silva & Costa (2020), este processo contribuiu para o enriquecimento do ferro a partir da alteração das formações ferríferas bandadas e resultou em minério de alto teor.

Tentativas de detalhar os aspectos químicos e microtexturais dos minérios de ferro em perfis lateríticos pontuais podem ajudar a compreender a evolução mineral de cada horizonte e, por conseguinte, elucidar sua complexa distribuição espacial e relação com as rochas geradoras e possíveis rochas encaixantes. Nesse sentido, furos de sondagem realizados em Serra Leste (Carajás), recentemente disponibilizados pela Vale S.A., constituem importante fonte de dados para complementação de informações geológicas da região, bem como, modelo genético laterítico.

3 OBJETIVO

3.1 OBJETIVOS GERAIS

Com o presente trabalho objetiva-se investigar a mineralização de ferro no perfil laterítico da Serra Leste, e sua relação evolutiva com rocha mãe e desta forma, contribuir para o entendimento da origem de parte dos depósitos de ferro de Carajás

3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Descrever os padrões texturais e suas relações com a assembleia mineralógica característica de cada horizonte do perfil;
- Determinar a composição química e suas variações no perfil laterítico e seu substrato;
- Avaliar a possível contribuição dos jaspilitos para a formação dos depósitos supergênicos lateríticos;
- Avaliar possíveis correlações com depósitos lateríticos locais e mundiais.

4 GEOLOGIA REGIONAL

A Província Carajás está situada na porção sul-oriental do Cráton Amazônico, limitada a leste pelos rios Araguaia-Tocantins, a oeste pelo rio Xingu, a norte pela Serra do Bacajá e a sul pela Serra dos Gradaús (DOCEGEO 1988). Corresponde uma unidade metalogenética caracterizada por expressivos depósitos de ferro, além de Mn, Au, Cu, Ni, Zn, Al entre outros (Dardenne & Schobbenhaus 2001, Grainger *et al.* 2008).

A província Carajás é subdivida em dois domínios tectônicos distintos, na porção norte pelo Domínio Carajás (Neorqueano), também chamado Cinturão Itacaiúnas, e ao sul, pelo Domínio Rio Maria ou Terrenos Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM) (Mesoarqueano) (Araújo *et al.* 1988, Vasquez *et al.* 2008). Entre os domínios TGGRM e Carajás há evidências geofísicas de uma descontinuidade tectônica denominada informalmente de Domínio de Transição (Feio *et al.* 2013). A área do presente estudo encontra-se na porção leste do Domínio Carajás (Fig. 1).

O Domínio Carajás constitui um embasamento arqueano formado por granito-gnáissicos, às vezes migmatizados, do Complexo Xingu e granitos do Complexo Pium (2.8 Ga - Machado *et al.*, 1991), e unidades de rochas vulcanossedimentares em diferentes graus metamórficos e deformacionais do Supergrupo Itacaiúnas, tais como Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Grão-Pará e Igarapé Bahia (DOCEGEO, 1988, Monteiro *et al.* 2014). O Supergrupo Itacaiúnas também apresenta intrusões máfico-ultramáficas acamadadas dos complexos Luanga e Vermelho, e é recoberto por rochas metassedimentares da Formação Águas Claras (Machado *et al.* 1991, Nogueira *et al.* 1995). Os grandes depósitos de Fe das Serras dos Carajás estão associados às formações ferríferas bandadas (BIFs) do Grupo Grão Pará.

O Grupo Grão-Pará compreende duas sequências paleovulcânicas de acordo com Beisiegel *et al.* (1973), inferior e superior, separadas pelas formações ferríferas bandadas da Formação Carajás. A Sequência Paleovulcânica Inferior, atribuída à Formação Parauapebas, contém rochas vulcânicas máficas, intercaladas com vulcânicas félsicas, e com possíveis alterações hidrotermais (Lemos & Villas 1983). A Sequência Paleovulcânica Superior corresponde à Formação Igarapé Cigarra, e constitui rochas vulcânicas básicas semelhantes àquelas da Sequência Paleovulcânica Inferior, com intercalações de tufos, sedimentos clásticos e químicos (Macambira & Schrank 2002). Para alguns autores (Meirelles & Dardenne 1991, Lindenmayer *et al.* 2001), entretanto, a relação de topo e base das rochas vulcânicas e os BIFs

corresponde apenas como um aspecto estrutural, ao invés de estratigráfico.

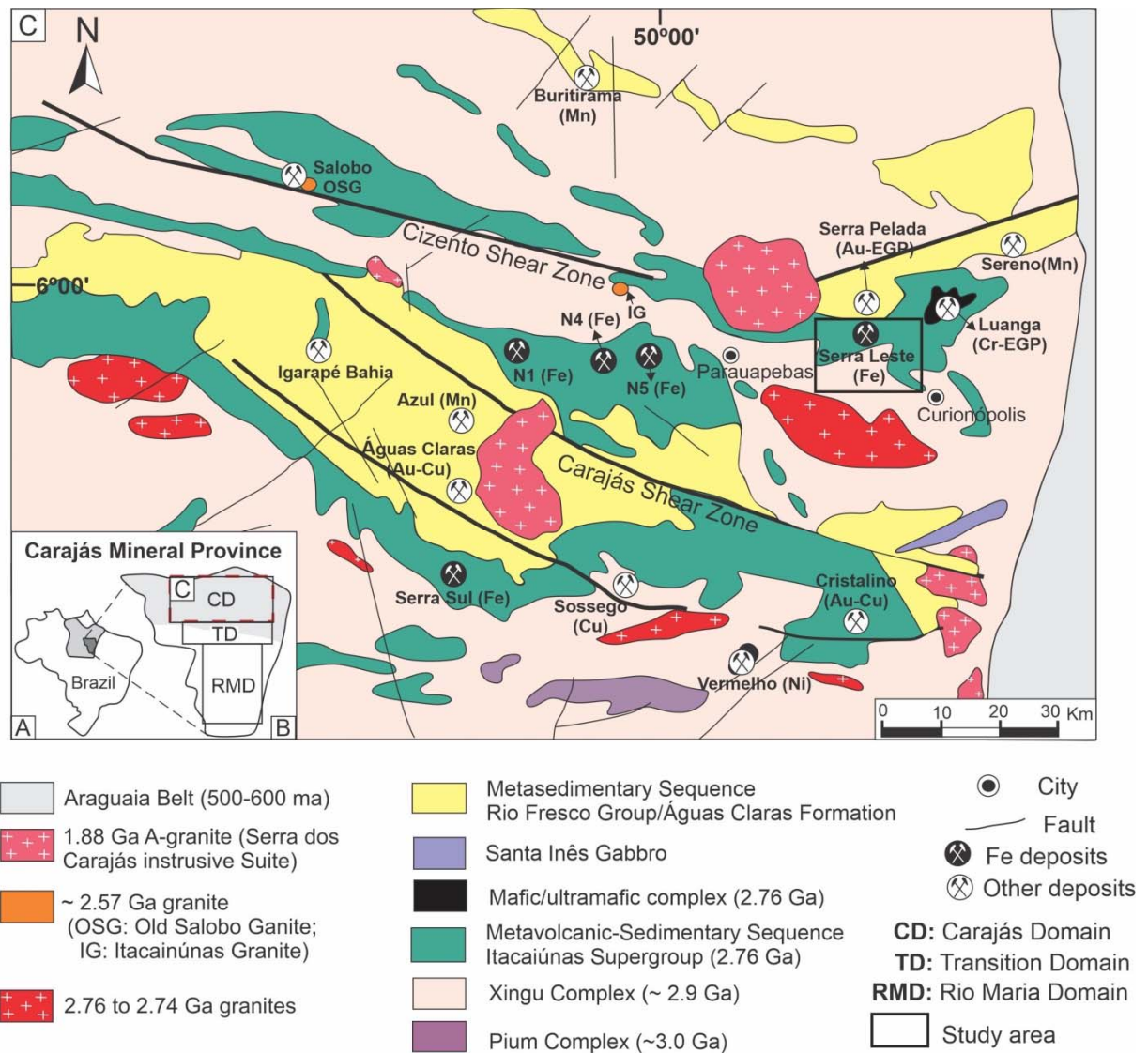


Figura 1 – (A) Localização da Província Mineral de Carajás no Estado do Pará. B. Divisão da Província Carajás nos domínios Rio Maria (RMD), Carajás (CD) e Domínio de Transição (TD). C. Mapa geológico do Domínio Carajás e a localização de seus principais depósitos minerais (Modificado de DOCEGEO 1988, Dardenne & Schobbenhaus 2001, Moreto *et al.* 2011).

5 DEPÓSITOS DE FERRO DE CARAJÁS

As formações ferríferas bandadas de Carajás constituem jaspilitos caracterizados por bandamento centimétrico formados por óxido de ferro que se alternam com bandas de jaspe e/ou chert (Macambira & Schrank 2002). Os BIFs apresentam espessura média de 200-250 m na Serra Norte e acima de 300 m na Serra Sul e são cortados por diques e soleiras de rochas máficas (Macambira & Schrank 2002). Apresentam estruturas deposicionais, tais como laminação interna plano-paralela, estruturas de escavação e preenchimento (*scour-and-fill*) e esferulitos/grânulos de provável origem orgânica (Meirelles 1986, Dardenne & Schobbenhaus 2001). Segundo Lindenmayer *et al.* (2001) as formações ferríferas bandadas de Carajás possivelmente foram depositados em plataformas rasas e estáveis, abaixo da influência de onda, e perto de fontes hidrotermais. Datação SHRIMP de grãos de zircão em um sill máfico que corta a Formação Carajás, juntamente com os dados da datação por U-Pb, sugerem uma idade mínima de 2740 ± 8 Ma para a deposição dos BIFs de Carajás (Trendall *et al.* 1998). Os jaspilitos foram alvos de diversos estudos detalhados no intuito de entender processos geológicos, bem como processos mineralizantes da região, por exemplo DOCEGEO (1988), Meirelles (1986), Lindenmayer *et al.* (2001), Klein & Ladeira (2002), Macambira & Schrank (2002), Figueiredo e Silva *et al.* (2013), Hagemann *et al.* (2016), dentre outros.

As primeiras investigações sobre relação minério de ferro e jaspilitos da Província Carajás foram realizadas por Tolbert *et al.* (1971), que concluíram que o minério friável seja de origem supergênica. Segundo estes autores, o processo de lixiviação da sílica elevou o teor de ferro de 36-45% para 64-68%, e formação dos atuais corpos de minério. Estudos como de Guedes (2000); Lindenmayer *et al.*, 2001; Lobato *et al.* (2005a, 2005b); Figueiredo e Silva *et al.* (2013, 2020) indicam, porém, que os processos hidrotermais teriam sido responsáveis pela substituição da sílica por hematita nos jaspilitos e formação de hematita compacta. Para Rosière *et al.* (2004, 2006), existe ainda um controle estrutural nessas mineralizações, visto que os grandes corpos se desenvolveram em zonas de maior permeabilidade, ou seja, na zona de charneira do antifórme de Carajás. Outros autores como Dardenne & Schobbenhaus (2001), Costa (1991) e trabalhos recentes de Costa *et al.* (2011) na mina N8 e Silva & Costa (2020) na mina S11D demonstram que grande parte da mineralização de ferro de Carajás é de enriquecimento laterítico.

6 MATERIAIS E MÉTODOS

6.1 MATERIAIS E AMOSTRAGEM

O presente trabalho foi desenvolvido a partir dos furos de sondagens da Serra Leste (SL1) disponibilizados pela VALE em sua casa de Testemunhos de Sondagens situada na Serra Norte, em Carajás, Pará. Foram descritos dois furos de sondagens apoiados pelo prof. Orientador, Marcondes Lima da Costa. Com base nessas descrições foi possível reconhecer a sucessão de horizontes de alteração intempérica laterítica e o substrato do mesmo. A base do perfil laterítico, em geral, está representado por jaspilitos e rochas tidas como máficas na geologia da mina. Os furos empregados para identificação do perfil foram SL110 com 309,1m de profundidade (inclinação de -86° na direção norte), realizado na área hoje correspondente a cava da lavra do minério, e furo SL132 com 351 m de profundidade (inclinação de -90° na direção norte), localizado a noroeste da cava, a uma distância de aproximadamente 600m (Fig. 2). Foram coletadas 36 amostras nos dois furos, representativas dos horizontes saprolíticos e crostas, além de jaspilitos e rochas máficas (cloritito).

As amostras selecionadas foram descritas macroscopicamente com auxílio de lupa de bolso (aumento de 14x) e fotografadas. Destas 22 foram direcionadas para diferentes análises mineralógicas e 20 para análises químicas.

6.2 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA POR MICROSCOPIA ÓPTICA

As análises petrográficas por microscopia ótica foram realizadas através de lâminas polidas e delgadas. As lâminas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação (LAM) do IG-UFGPA, e as descrições por microscopia ótica de luz refletida e transmitida foram realizadas no Laboratório de Mineralogia e Gemologia do Instituto de Geociências da UFGPA (LAMIGA/IG-UFGPA) com auxílio do microscópio Zeiss, modelo AXIOLAB 450910, com lentes de aumento de 10, 20 e 50 vezes, e acoplado a uma câmera digital e um microcomputador.

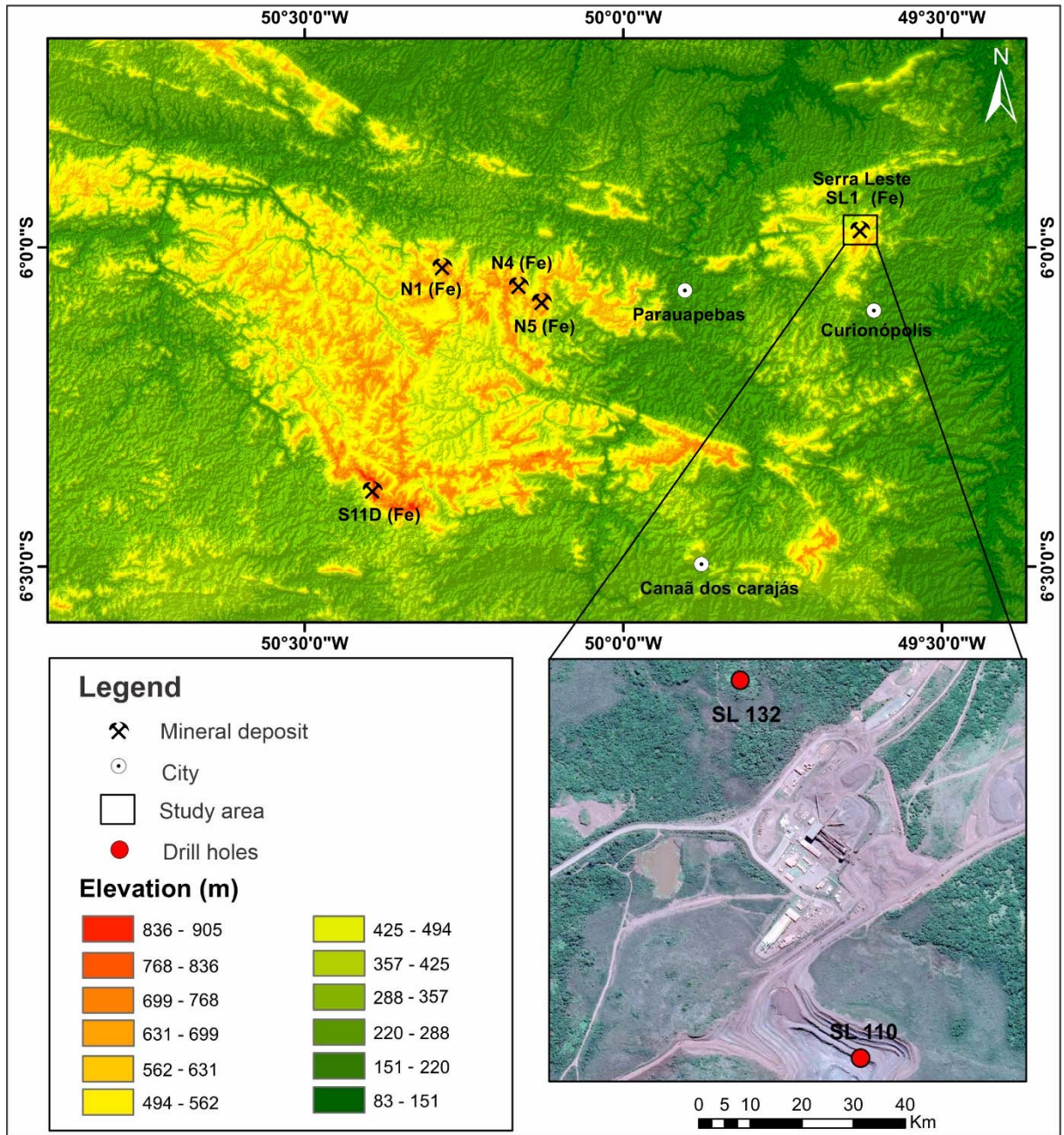


Figura 2 – Principais depósitos de ferro da Província Mineral de Carajás, em imagem obtida do modelo digital de elevação gerado a partir de dados SRTM. Em destaque área de estudo com a localização dos furos descritos (imagem obtida do aplicativo *Google Earth*).

6.3 ANÁLISES MINERALÓGICAS POR DIFRAÇÃO DE RAIOS – X (DRX)

Para a identificação mineralógica foi empregada a técnica de DRX pelo método do pó. Análise ocorreu no laboratório de caracterização mineral (LCM), do Instituto de Geociências (IG), na Universidade Federal do Pará (UFPA). O equipamento utilizado foi um difratômetro de raios-X, modelo Empyrean da PANalytical, com tubos de raios-X cerâmico de anodo de Co ($K\alpha_1 = 1,78901 \text{ \AA}$), foco fino longo, filtro $K\beta$ de Fe, detector PIXcel3D-Medpix3 1x1, no modo *scanning*, com voltagem de 40 kV, corrente de 35mA, tamanho do passo $0,0260^\circ$ em 2θ , varredura de 3° a 94° em 2θ , tempo/passos de 30,6 s, fenda divergente: $1/4^\circ$ e anti-espalhamento: $1/2^\circ$, máscara: 10 mm. A aquisição dos dados foi realizada através do software X'Pert Data Collector, versão 3.0, e o tratamento dos dados com X'Pert HighScore Plus versão 3.0.

6.4 ANÁLISES MINERALÓGICAS E MICROTURAIS POR MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

As análises por Microscopia Eletrônica de Varredura acoplada ao Sistema de Energia Dispersiva (MEV/EDS) foram empregadas para observações e obtenção de imagens dos distintos aspectos micro morfológicos e texturais, além de análises químicas pontuais semiquantitativas dos minerais de Fe e associados, quando pertinente. As análises foram realizadas por meio de fragmentos centimétricos das amostras in natura, utilizando o método de elétrons secundários, e também em lâminas polidas, pelo método de elétrons retroespalhados. Em ambos os métodos as amostras foram metalizadas com ouro para favorecer a condutividade elétrica. Empregou-se o microscópio eletrônico de varredura modelo SIGMA-VP, marca Zeiss, com EDS modelo Sedona-SD, do Laboratório de Microanálises (IG/UFPA).

6.5 ANÁLISES QUÍMICAS TOTAIS

As análises químicas da amostra total para determinação dos elementos maiores, menores e traços, incluindo os terras raras (ETR), foram realizadas no laboratório da ALS Brasil Ltda. Os elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , MnO , P_2O_5 e SrO) foram determinados por ICP-AES (Espectrometria de emissão atômica por plasma acoplado indutivamente) após a fusão das amostras com borato de Lítio. A perda ao fogo (PF) foi obtida por calcinação a 1000°C . Os elementos traços (Ba, Cr, Cs, Ga, Ge, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Y e Zr) e terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) foram determinados por Espectrômetro de Massa com Plasma indutivamente acoplado (ICP-MS) após a fusão com borato de lítio. Outros elementos traços (As, Bi, Hg, In, Re, Sb, Se,

Te e Ti) foram analisados por ICP-MS, porém após a digestão por água régia. Os metais base (Ag, Cd, Co, Cu, Li, Mo, Ni, Pb, Sc e Zn) foram determinados por ICP-AES após a digestão por quatro ácidos. Outros parâmetros como carbono e enxofre total foram obtidos mediante LECO.

6.6 REFINAMENTO MINERAL DOS ÓXIDOS DE FERRO POR ESPECTROSCOPIA MÖSSBAUER

Para melhor caracterização dos óxidos de ferro empregou-se análises por espectroscopia de Mössbauer, modelo WissEl - Wissenschaftliche Elektronik GmbH. As medições foram realizadas à temperatura ambiente (RT) em modo de aceleração constante com uma fonte nominal de 50 mCi ^{57}Co em uma matriz Rh. Os espectros foram coletados em uma faixa de velocidade de aproximadamente ± 10 mm /s com um analisador multicanal de 512 canais. A velocidade foi calibrada em relação ao metal $\alpha\text{-Fe}$ à temperatura ambiente. E os espectros obtidos foram ajustados usando o software WinNormos-for-Igor. Esta análise foi realizada no laboratório do LAMIGA/ MÖSSBAUER (IG-UFPA).

7 RESULTADOS

7.1 O PERFIL LATERÍTICO DA JAZIDA DE FERRO SERRA LESTE - SL1

O perfil laterítico (Fig. 3 e Fig.4) na jazida de ferro da Serra Leste compreende uma sucessão de horizontes formados por saprólito grosso, saprólito fino e crostas. Na base do perfil são encontrados ainda jaspilitos e rocha classificada genericamente como máfica (cloritito).

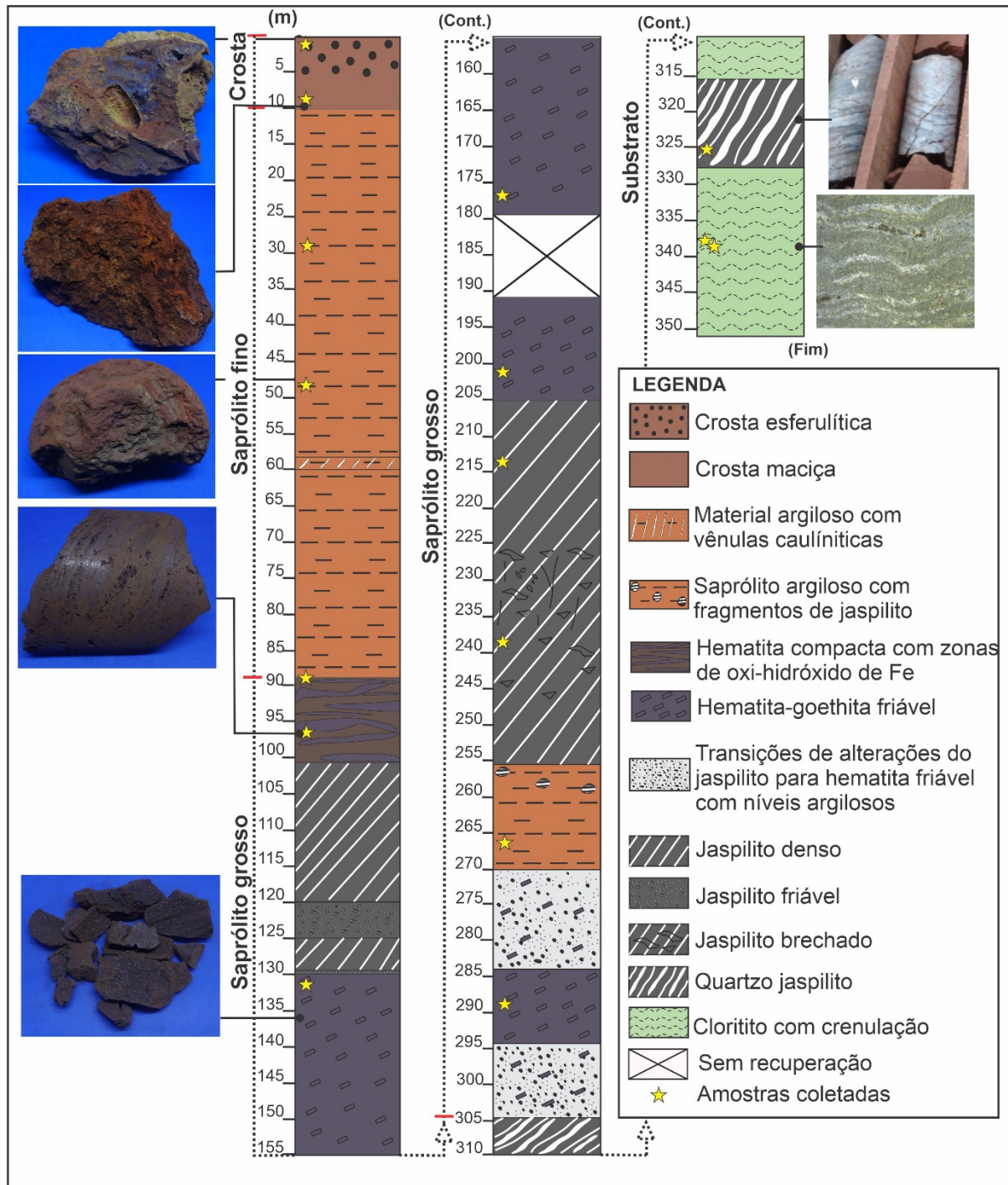


Figura 3 – Perfil laterítico e seus respectivos horizontes do furo de sondagem SL132.

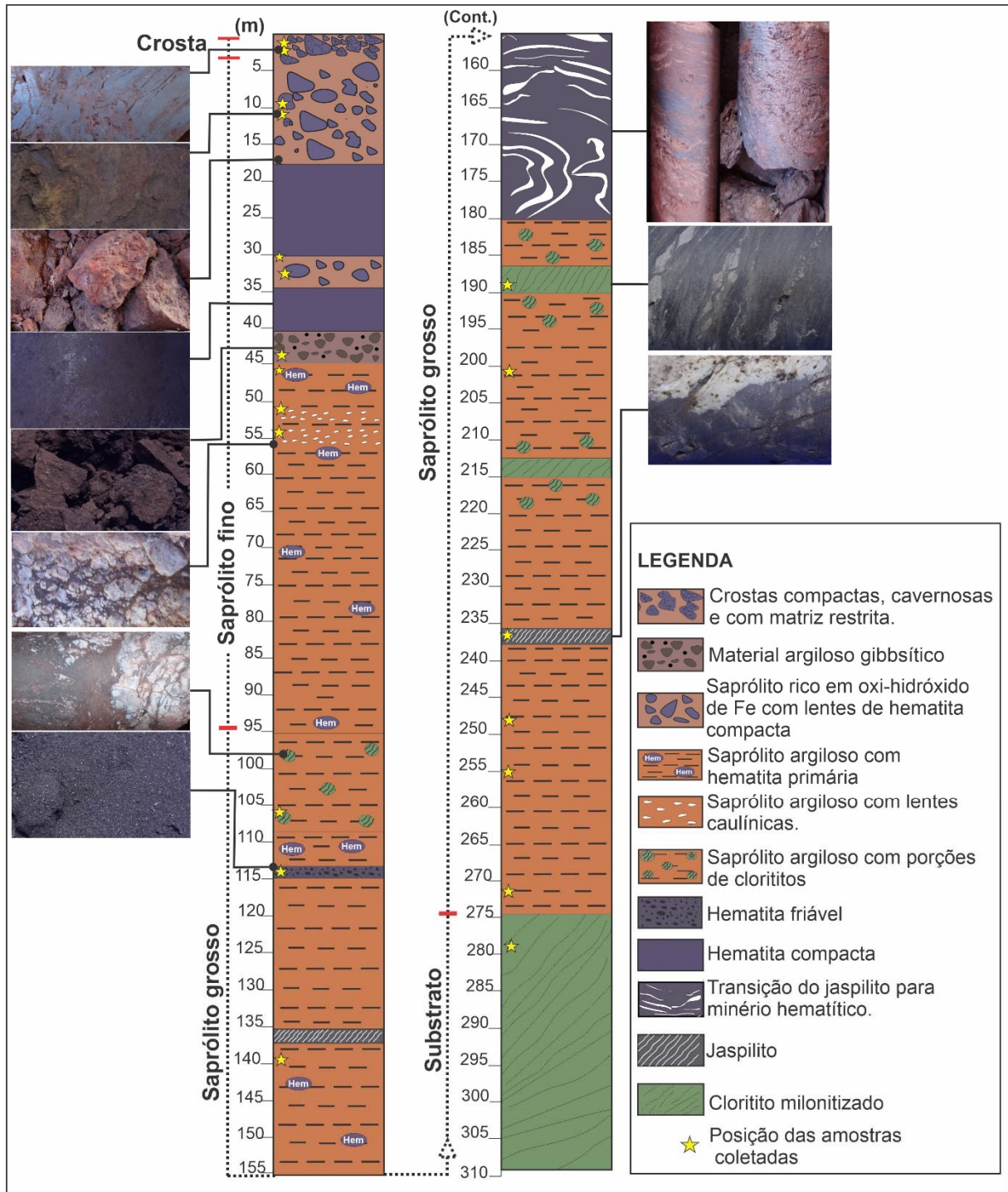


Figura 4 – Perfil laterítico e seus respectivos horizontes do furo de sondagem SL110.

7.1.1 Rochas do substrato

7.1.1.1 Jaspilito

O jaspilito se apresenta de forma clássica, formado por meso e microbandas de quartzo micro a criptocristalino intercalado com óxidos de Fe (hematita e magnetita) e goethita (Fig. 5A). Em geral se encontra muito fraturado. Em parte, essas fraturas são preenchidas com quartzo microcristalino, que confere localmente o padrão de brecha. No furo SL132 outras características texturais dos jaspilitos também são observadas, como lentes de jaspilito friáveis.

A hematita é o óxido de ferro dominante e é caracterizada por dois tipos morfológicos: hematita anédrica e hematita pseudomórfica da magnetita (martita). A hematita anédrica ocorre como finos agregados. A hematita pseudomórfica da magnetita exhibe cristais euédricos a subédricos, com hábito octaédrico e tabular (Fig. 5B), que sob luz polarizada expõe o padrão treliça. São comuns em cristais agregados e, menos frequentes, isolados, com relictos de magnetita (Fig. 5C). A goethita aparece substituindo parcialmente cristais de hematita e preenchendo cavidades e fissuras (Fig. 5D). Nas zonas de preenchimento, os cristais de goethita apresentam-se com hábito fibrorradial, extinção ondulante, e ocorre comumente como franjas nas bordas (Fig. 5E).

As bandas quartzosas são predominantemente contínuas e localmente lenticulares. O quartzo ocorre em três modos distintos. 1) Agregados microcristalinos (média de 0,04 mm de diâmetro) pontualmente cimentado por hematita (jaspe). 2) Vênulas microcristalinas (média de 0,1 mm de diâmetro) discordantes das bandas do jaspilito (Fig. 5F). 3) Cristais maiores de quartzo recristalizados, imersos na matriz de quartzo microcristalino (1) geralmente associados com vênulas de goethita (Fig. 5G).

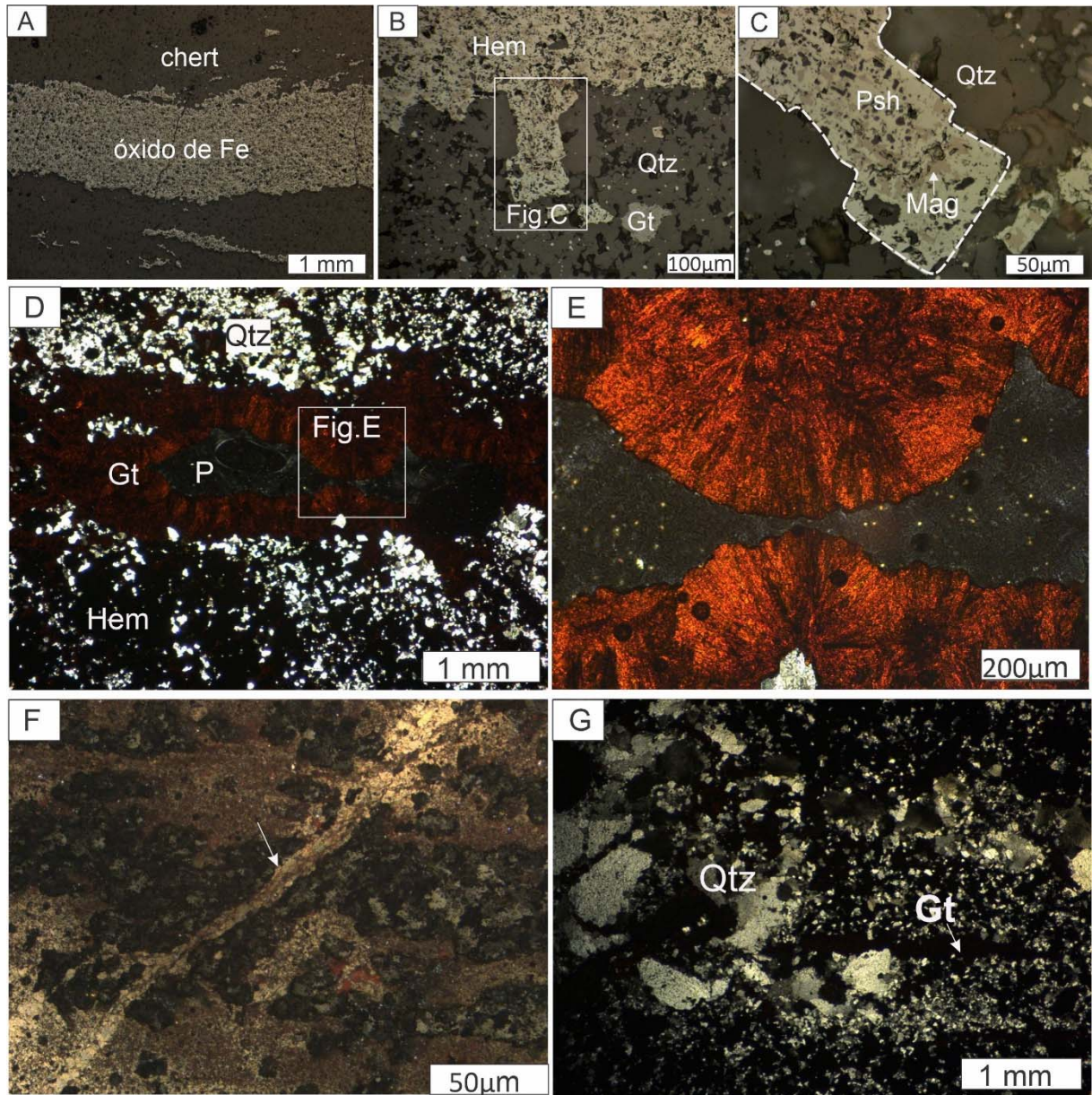


Figura 5 – Fotomicrografia do jaspilito. (A) contato paralelo e sinuoso entre as bandas de óxidos de ferro e quartzo (Qtz/chert), e lentes de hematita microcristalina nas bandas de chert. (B) agregados de cristais eudrais de hematita pseudomórfica invadindo a banda de chert. (C) detalhe da hematita eudrica pseudomórfica retilíneas preservando hábito da magnetita. (D) goethita preenchendo espaços vazios em aspecto de franja. (E) detalhe da goethita com hábito fibrorradial. (F) bandas de chert e óxidos de ferro interrompidas por microveios microcristalinos de quartzo (indicado pela seta). (G) cristais de quartzo recristalizados imersos na matriz e acompanhados por vênulas de goethita. Plano polarizado sob luz refletida: (A), (B), (C) e (F). Luz transmitida: (D), (E) e (G). Mag= magnetita; Hem=hematita; Psh= hematita pseudomórfica da magnetita; Qtz = quartzo; Gt= goethita; P= poro.

7.1.1.2 Clorititos

Os clorititos nos dois furos estudados foram encontrados principalmente na base dos mesmos. É um critério de campo dos geólogos de exploração para delimitar a sondagem, ao admitir que o minério não se estende para além dessas rochas em profundidade. Estes também ocorrem, por vezes, aparentemente intercalados aos possíveis blocos de jaspilitos ou ainda no horizonte saprolítico em forma de lentes, preservados ou parcialmente intemperizados.

Os clorititos em geral são esverdeados, com granulação que varia de média a fina, e compostos por clinocloro (Fig. 6), além de zonas de quartzo, e pontuais minerais opacos (< 3%). Estas rochas ao microscópio apresentam foliações, micro-dobras e estão micro brechadas e microfraturadas; além de exibir clivagem de crenulação (Fig. 7A) do tipo discreta (Fig. 7B), conforme a classificação de Passchier & Trouw (1996). Vênulas de quartzo ocorrem comumente em conformidade ou seccionam as superfícies de foliações. Os cristais que constituem estas vênulas podem apresentar bordas parcialmente corroídas e extinção ondulante, indicando recristalização.

Parte dos clorititos são também encontrados milonitizados, com a foliação definida pela clorita junto com os cristais de quartzo segregados. A porção rica em quartzo exhibe a forma de porfiroclatos que lembram “*augen*” (Fig. 7C), e são caracterizados por abundantes cristais recristalizados, sendo alguns fitados (Fig. 7D).

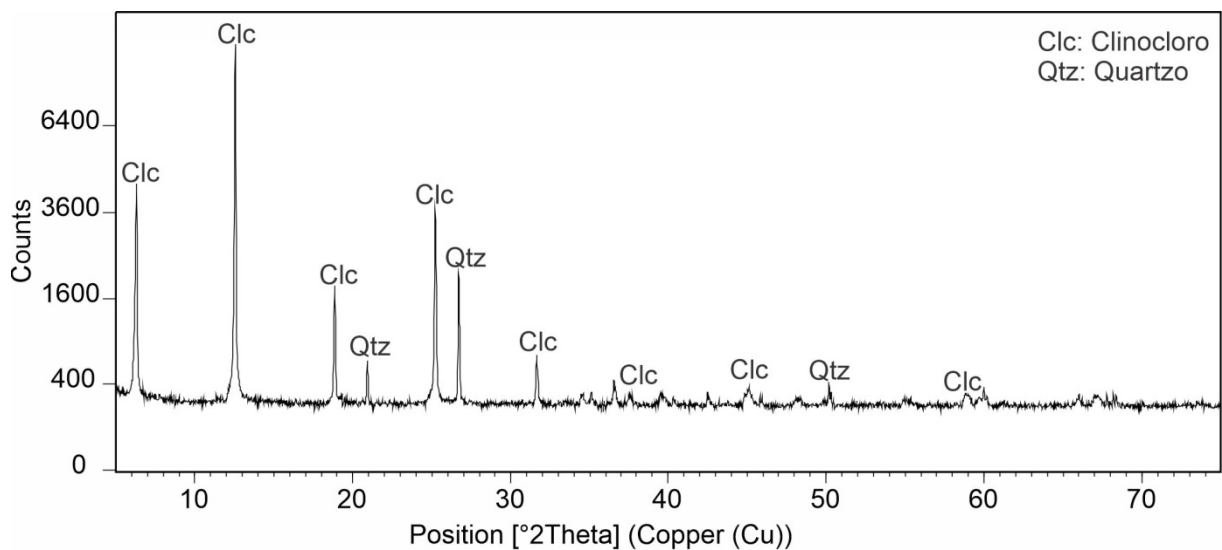


Figura 6 – Difratograma de umas das amostras de clorititos, constituída por clinocloro e quartzo.

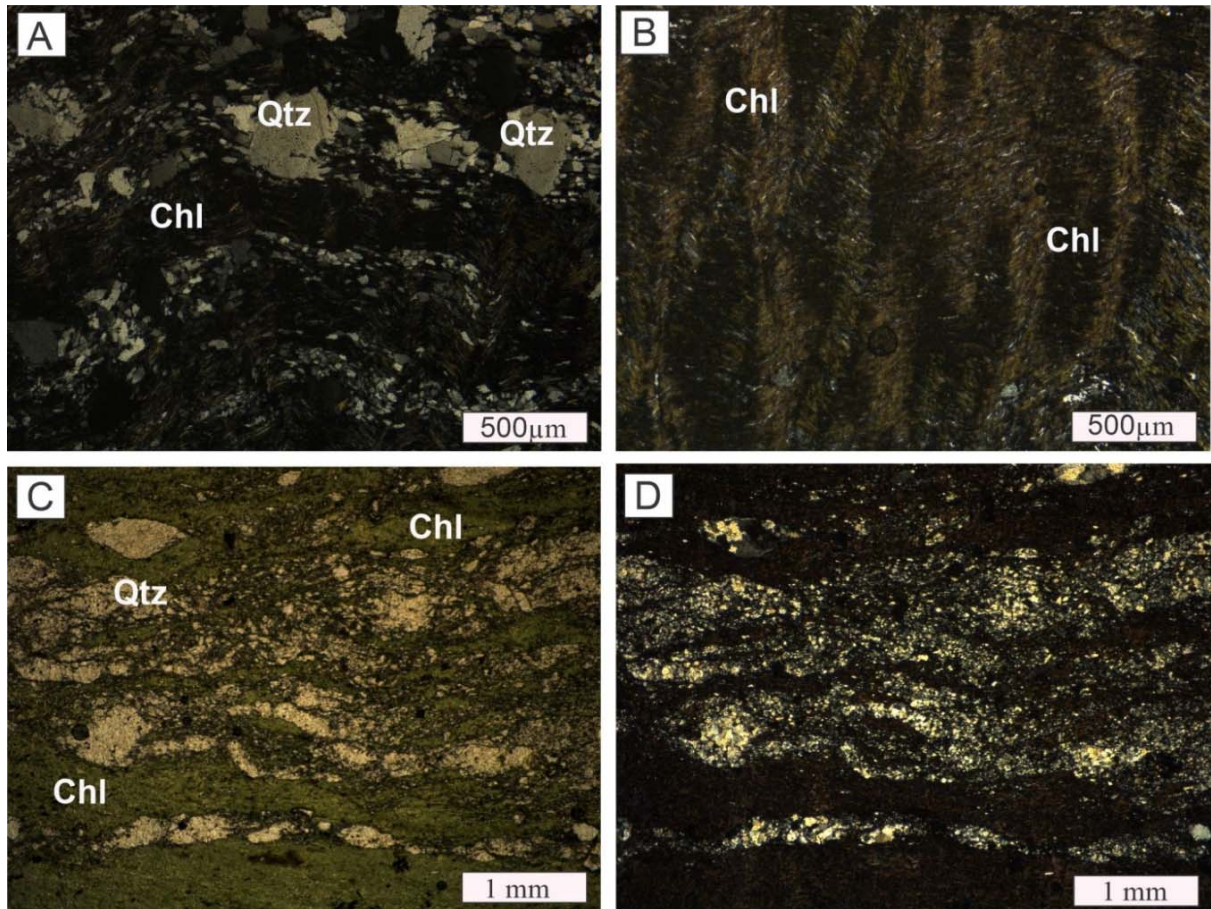


Figura 7 – Fotomicrografia do cloritito: (A) clivagem de crenulação definida pelo domínio da clorita (Chl) com níveis quase paralelos de quartzo (Qtz). (B) clivagem de crenulação do tipo discreta. Cloritito milonitizado: (C) e (D) deformação plástica evidenciada pelos porfiroclastos e clorita anastomosada. Plano polarizado sob luz transmitida (C) e com polarizadores cruzados (A), (B) e (D).

7.1.2 Horizonte saprolítico

7.1.2.1 Saprólito Grosso

O saprólito grosso constitui parte do intervalo do perfil onde ocorre: 1) minério de ferro de alto teor, com a estrutura do bandamento e parte da mineralogia primária preservados; 2) material argiloso não mineralizado. A porção do saprólito grosso constituída por minério de ferro foi classificada conforme o grau de coesão em hematita-goethita friável e hematita-goethita compacta.

As zonas de hematita-goethita friáveis são ligeiramente distintas nos furos SL110 e SL132. O primeiro, é caracterizada pela cor cinza metálica, aspecto pulverulento, contendo somente hematita e pouco de quartzo (Fig. 8A); enquanto no segundo é encontrado na forma de fragmentos centimétricos microporosos (Fig.8B), maciços a bandados, ricos em oxi-

hidróxido de ferro (hematita e goethita). Geralmente estes fragmentos exibem uma superfície de brilho metálico formada por cristais de hematita e magnetita octaédrica (Fig. 8C), e outra terrosa, contendo oxi-hidróxido de ferro e quartzo restrito. Ao microscópio ótico, a hematita-goethita friável é formada por agregados de hematita anédrica e frequentes cristais subédricos a euédricos de hematita pseudomórfica da magnetita. Em ambos os casos ocorre magnetita reliquiar e substituição por goethita (Fig. 10A). A goethita aparece também de forma invasiva nos cristais de hematita (Fig. 10B).

A hematita-goethita compacta apresenta até 12m de espessura e é caracterizada pelo aspecto microporoso, por vezes bandado, e bastante denso. No furo SL132, é constituída por bandas centimétricas marrons ricas em hematita + goethita, que se alternam com laminações milimétricas subparalelas, de cor cinza escuro, compostas apenas por hematita (Fig. 8D). Ao microscópio ótico, observa-se que nas bandas marrons a hematita forma cristais microplacosos (Fig. 10C), euédricos, com formas prismáticas e terminações, dispostas aleatoriamente, e que variam com até 0,15 mm de comprimento (Fig. 10D). E a goethita, por sua vez, exibem ao microscópio cristais em camadas com aspecto coliforme que podem apresentar cavidades (Fig. 10E). Na zona de óxido de ferro predomina a hematita anédrica, em parte com bordas corroídas e/ou consumidas pela goethita.

No furo SL1-110 a hematita-goethita compacta se caracteriza como lentes com predominâncias de hematita, de cor cinza azulado, nos quais podem apresentar-se ligeiramente foliadas e localmente fraturadas. Estas em geral, são vistas no topo do perfil como fragmentos centimétricos parcialmente alterados para características friáveis.

O material argiloso não mineralizado em Fe, no intervalo do saprólito grosso, é distinguido pelo aspecto friável de cor marrom-avermelhado, no qual predomina caulinita, hematita, quartzo e traços de gibbsita e muscovita (Fig. 9).

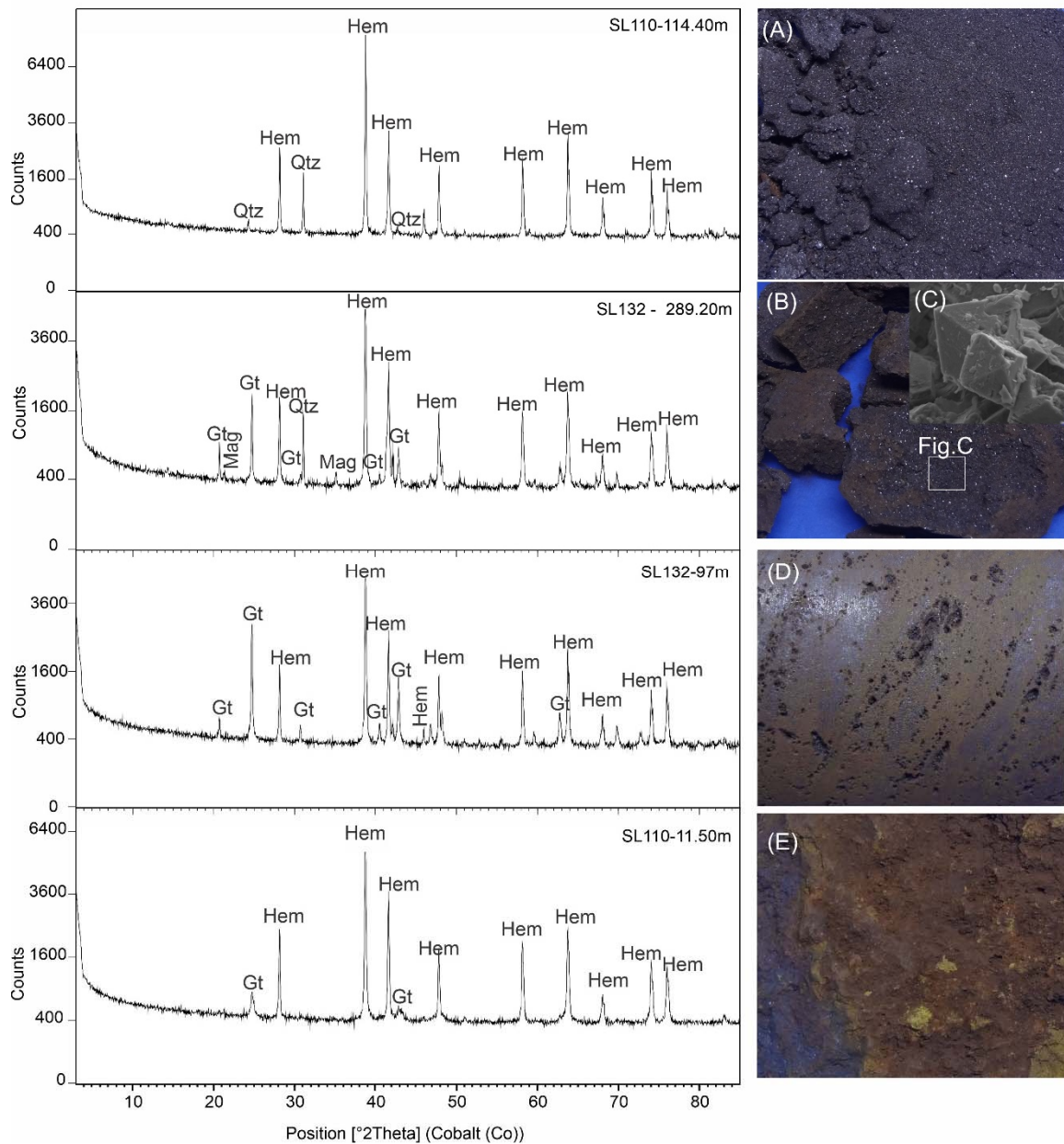


Figura 8 – Aspecto textural e composição mineralógica das amostras representativas do horizonte saprolítico mineralizado. (A) hematita friável. (B) Fragmentos de hematita/goethita friável constituído, em uma de suas superfícies, por cristais de hematita e magnetita octaédrica (detalhe em C) e porções maciças de oxi-hidróxido de ferro em outra interface. (C) imagem de MEV dos octaedros de magnetita na escala de 10 µm. (D) Hematita compacta densa com zonas de oxi-hidróxido de ferro. (E) material compacto de oxi-hidróxido de Fe parcialmente friável. Hem=hematita; Gt=goethita; Mag= magnetita; Qtz= quartzo.

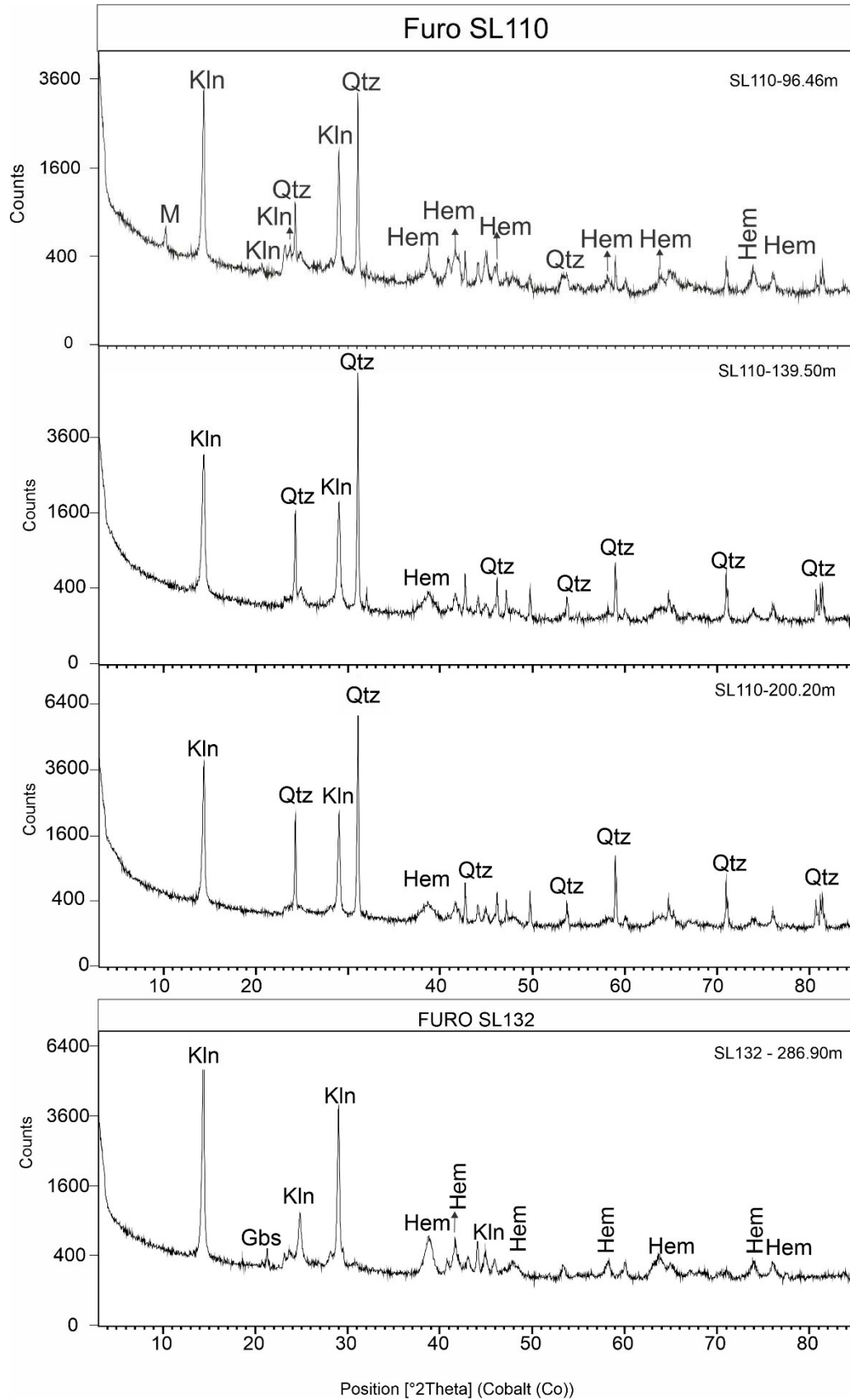


Figura 9 – Mineralogia do material argiloso não mineralizado no saprólito grosso: hematita (Hm), caulinita (Kln), gibbsita (Gbs), quartzo (Qtz), anatásio (Ant) e muscovita (M).

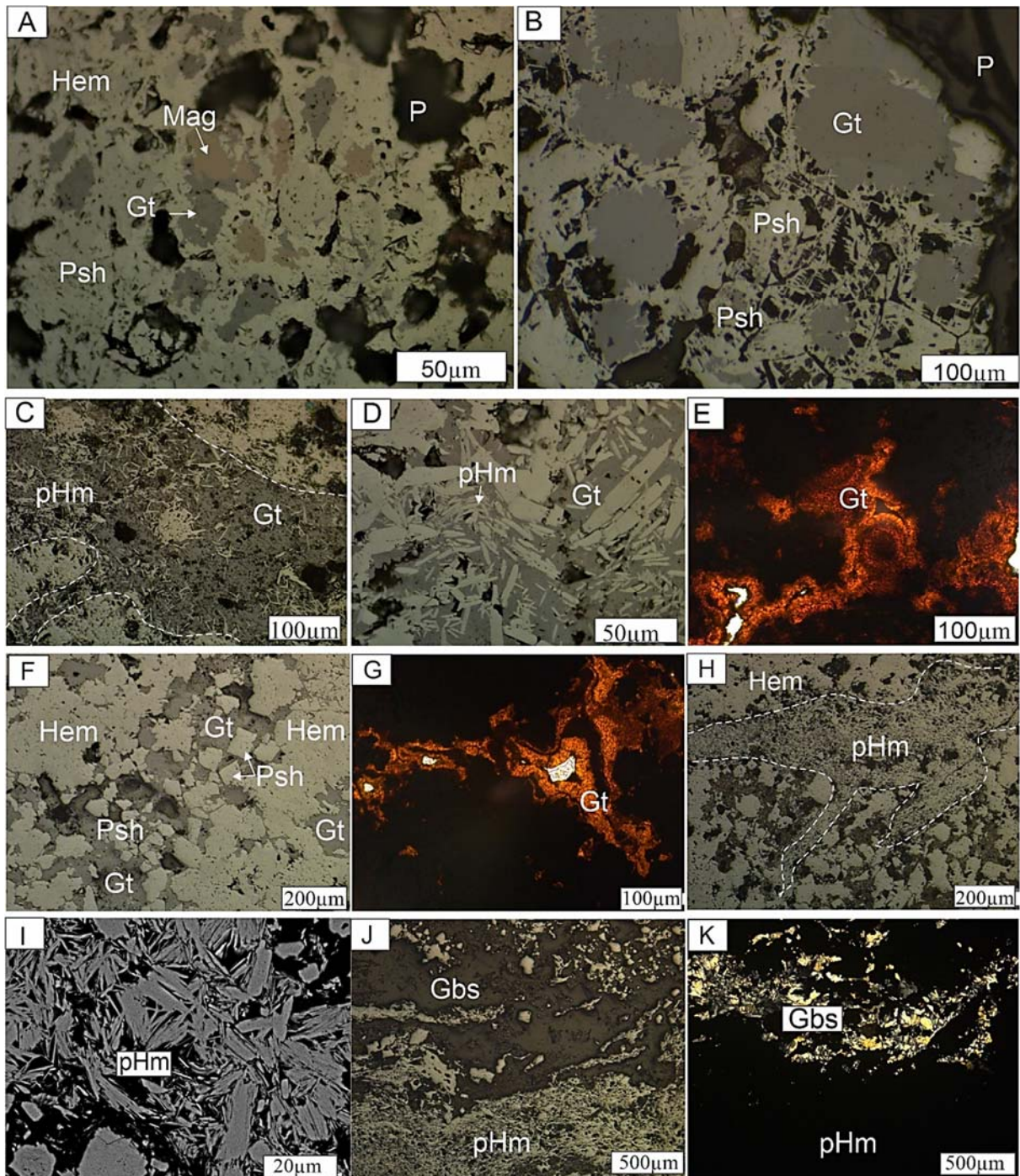


Figura 10 – Fotomicrografia do saprólito mineralizado em Fe. (A) cristais de hematita com relictos de magnetita e goethita associada. (B) goethita preenchendo parcial ou totalmente cristais de hematita. (C) zonas de goethita (delineada pela linha pontilhada) com hematita microplacosa imersas. (D) destaque dos cristais prismáticos de hematita microplacosa dispostos aleatoriamente. (E) morfologia coloforme da goethita na banda de óxido e hidróxido de Fe do minério compacto. (F) cristais de hematita cimentados por goethita. (G) franjas de goethita preenchendo microcavidades. (H) zonas de hematita microplacosa (destacado pela linha pontilhada) em meio a matriz de hematita anédrica. (I) detalhe dos cristais de hematita microplacosa na escala de MEV. (J) e (K) gibbsita em mosaico associada a hematita microplacosa em áreas de fissuras. Plano polarizado sob luz refletida: (A), (B), (C), (D), (F), (H) e (J). Luz transmitida: (E), (G) e (K). Mag= magnetita; Hem=hematita; Psh= hematita pseudomórfica da magnetita; pHm= hematita microplacosa; Gt= goethita; P= poro.

7.1.2.2 Saprólito Fino

A mineralização em Fe no saprólito fino foi observada somente no furo SL110. Esta se caracteriza como material maciço, friável, hematítico, com porções de goethita ocre (Fig. 8E), além de gibbsita associada. Na escala micro, a goethita aparece cimentando os espaços intersticiais dos cristais de hematita pseudomórfica sem relictos de magnetita (Fig. 10F) e também revestindo as paredes das cavidades existentes, em forma de franjas fibrorradiais (Fig. 10G). A hematita em sua maioria é anédrica, seguido de cristais com faces subédricas do octaédrico da hematita pseudomórfica.

São frequentes hematita-goethita compacta como fragmentos dispersos no material fino, dentro dos quais exibem micro laminações porosas preenchidas por hematita microplacosa parcialmente prismática. A hematita microplacosa comumente invade a matriz formada por hematita anédrica e hematita pseudomórfica (Fig. 10H), e também está associada as microfraturas e cristais bem desenvolvidos de gibbsita existentes (Fig. 10J e Fig. 10K).

Nesta porção do perfil ainda há continuidade do material argiloso não mineralizado, entretanto com injeções de hematita primária (Fig. 11A e 11B) e frequentes vênulas caulínicas. Também há lentes argilosas com clastos caulínicos com deformações reliquiares (Fig. 11B), intercalados a menos de 1m no material argiloso. A composição mineralógica é definida por caulinita, gibbsita, hematita, e pouco de muscovita e anatásio. Neste mesmo intervalo, no furo SL110, a hematita exhibe grau de cristalinidade elevado, o que diferente dos outros intervalos do perfil, encontrada com cristalinidade baixa a quase amorfo.

Sob microscópio é possível observar em algumas amostras argilosas cristais mesocristalinos de gibbsita (Fig. 12A) e caulinita na forma de cristais pseudo-hexagonais (Fig. 12B).

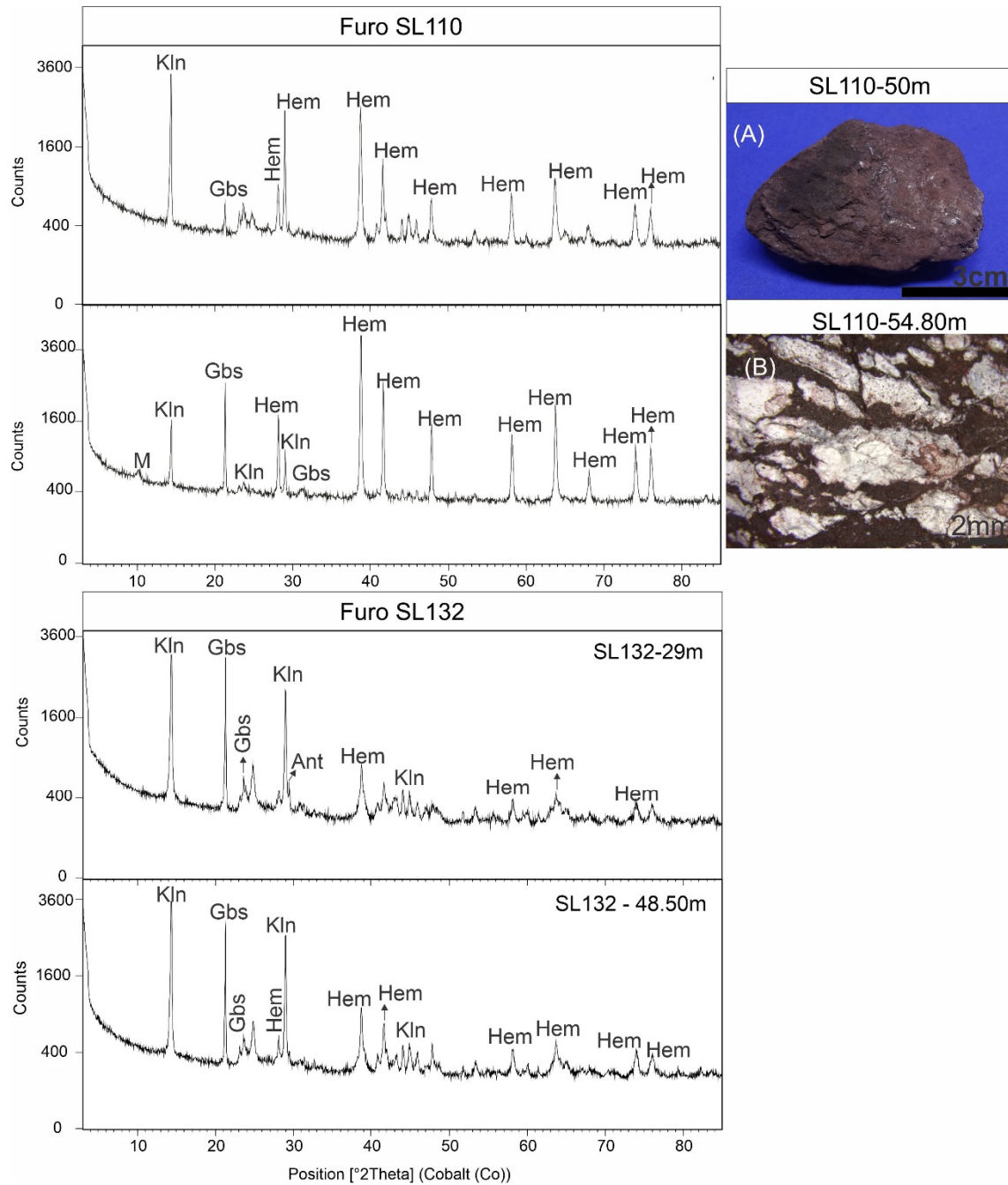


Figura 11 – Mineralogia do material argiloso no saprólito fino: hematita (Hm), caulinita (Kln) gibbsita (Gbs), quartzo (Qtz), anatásio (Ant) e muscovita (M). (A) e (B) amostras argilosas contendo hematita com grau de cristalinidade elevado no plano 104.

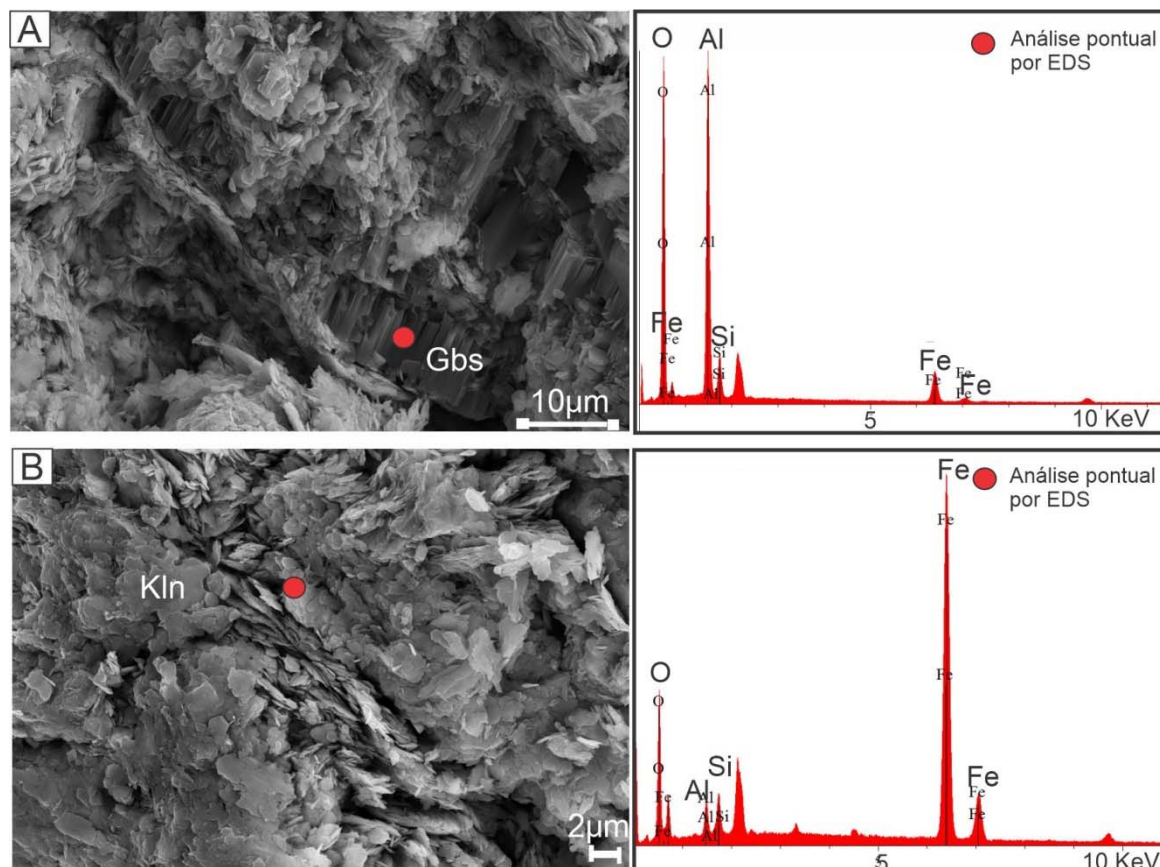


Figura 12 – Imagens de MEV do saprólito argiloso. (A) gibbsita (Gbs) mesocristalina em meio a matriz fina caulínica. (B) placas pseudo-hexagonais da caulinita.

7.1.3 Crostas

O topo do perfil é constituído por diversos tipos de crostas. No furo SL110 as crostas expõem eventualmente cavidades e matriz restrita, contendo abundantes fragmentos hematíticos quase prismáticos na escala macroscópica (Fig. 13A), e também filmes de goethita. Em geral, são constituídas por hematita, goethita e gibbsita.

No furo SL132 as crostas são do tipo ferroaluminosas, caracterizadas pela cor marrom avermelhada com porções de ocre, que varia de maciça a esferolítica, cavernosa e porosa. Internamente os esferolitos apresentam-se na forma de nódulos, ólitos esféricos a subsféricos de oxi-hidróxido de ferro, com córtex de goethita aluminosa, e interligados por uma matriz ferroaluminosa e cimento gibbsítico (Fig. 14A). Os espaços porosos são circundados e preenchidos por cristais de gibbsita bem desenvolvidos, dentre quais contém maclamentos polissintéticos típicos. Geralmente os cristais são orientados paralelamente uns aos outros e perpendiculares as paredes em que eles crescem (Fig. 14B). A composição dessas crostas é definida por hematita, gibbsita, Al-goethita e anatásio (Fig. 13B).

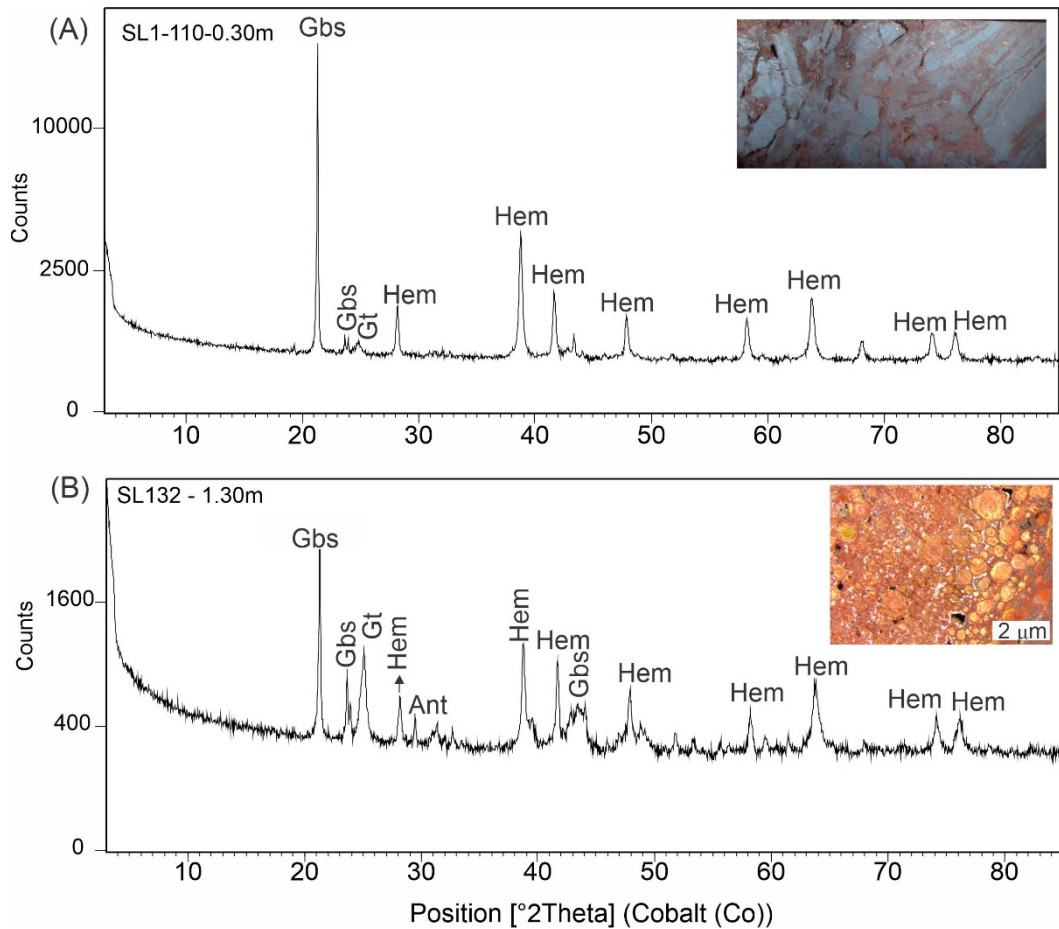


Figura 13 – Crostas. (A) crosta compacta (B) crosta ferroaluminosa composta por nódulos e oólitos de hematita e goethita aluminosa, cimentados em parte por gibbsita. Legenda: hematita (Hm), gibbsita (Gbs), goethite (Gt), anatásio (Ant).

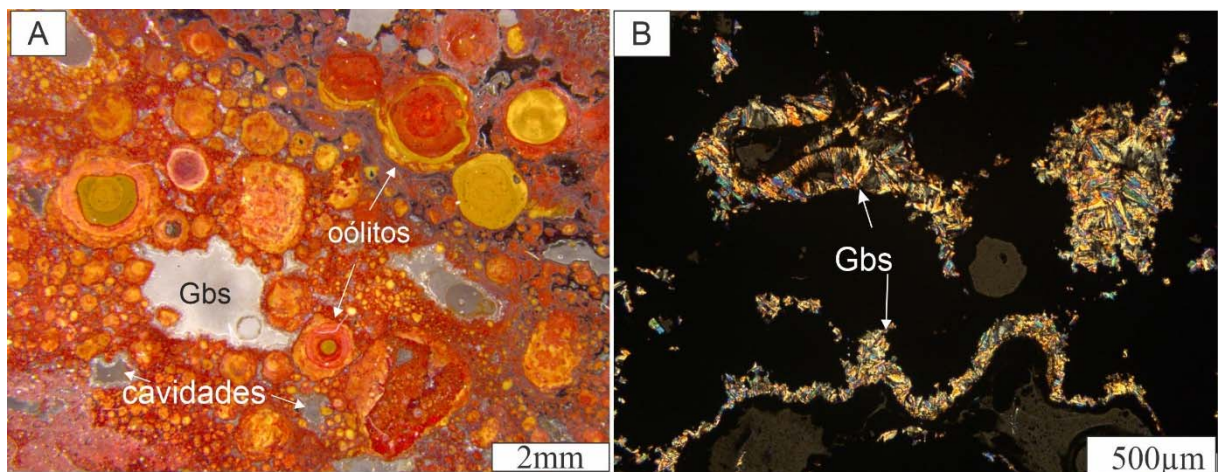


Figura 14 – Fotomicrografia das crostas. (A) textura esferolítica caracterizada por nódulos e oólitos de oxihidróxido de ferro. (B) cristais de gibbsita preenchendo e delimitando poros e fissuras presentes. Plano polarizado sob luz transmitida. Gbs= gibbsita; P=poro.

7.2 CARACTERIZAÇÃO DOS ÓXIDOS DE FERRO POR ESPECTROSCOPIA MÖSSBAUER

Os espectros das amostras abaixo demonstram a presença de ferro principalmente na forma de hematita, seguido de goethita, conforme indicado por DRX. Todos os valores de deslocamento isométrico (IS) são dados em relação à fonte de ^{57}Co (matriz Rh) à temperatura ambiente. As duas fases mineralógicas estão presentes nas amostras do minério do tipo friável e compacto do horizonte saprolítico. Nestas amostras o sexteto interno (campo maior) ($B_{hf_{\text{médio}}} = 51,8 \text{ T}$) é atribuído à hematita ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$), e o sexteto externo ($B_{hf_{\text{médio}}} = 38 \text{ T}$) atribuído à goethita ($\alpha\text{-FeOOH}$) (Fig. 15). Nas crostas ferroaluminosas se observou apenas um sexteto referente à fase da hematita e um dubleto indicando a presença da fase superparamagnética da goethita. As diferenças no tamanho do campo hiperfino pode ser atribuída à substituição parcial por exemplo de Fe por Al nas goethitas, e também no tamanho dos cristalitos (Tab. 1). Segundo Nayak *et al.* (2001), estas características de modificações das fases dos óxidos de Fe demonstram a possível formação de goethita a partir do intemperismo da hematita.

Tabela 1 – Parâmetros obtidos por espectroscopia Mössbauer das amostras do perfil Serra Leste; Legenda: QS: desdobramento quadrupolar; Bhf: campo hiperfino; e A.R.: área relativa)

Amostras	Fase	Is (mm/s)	Qs (mm/s)	B_{hf} (T)	A.R
SL110-2.73m	Hematita	-0.32	0.20	51.86	1.0
SL110-114.4m	Hematita	-0.32	0.21	52.02	1.0
SL132-132.5m	Hematita	-0.32	0.20	51.8	0.797
	Goethita	-0.33	0.28	38.49	0.202
SL132-97m	Hematita	-0.32	0.21	51.81	0.618
	Goethita	-0.33	0.28	37.60	0.381
SL132-1.3m	Hematita	-0.32	0.22	50.9	0.611
	Goethita	-0.32	-0.57	-	0.388

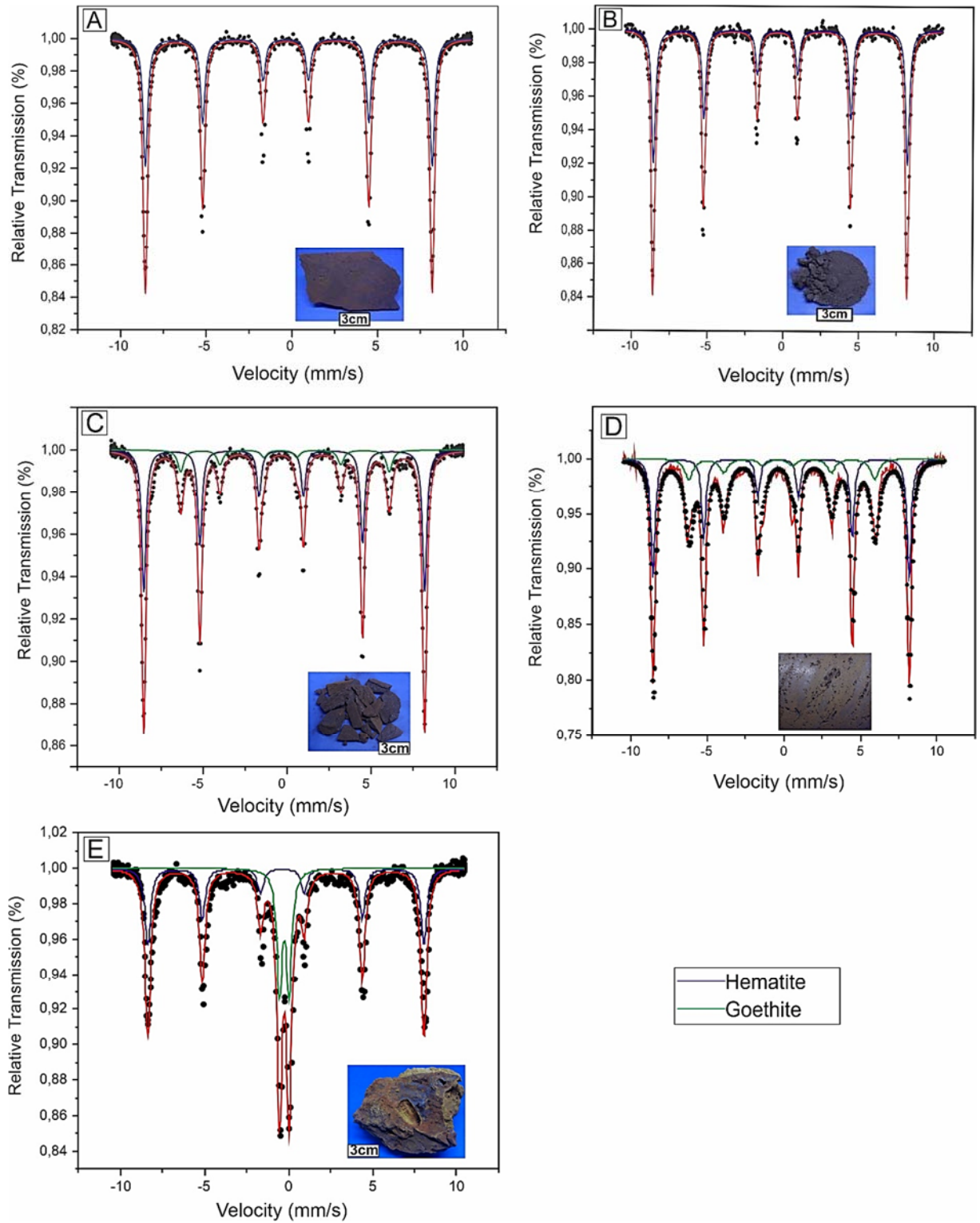


Figura 15 – Espectros Mössbauer à temperatura ambiente de algumas amostras selecionadas. (A) e (D) minério compacto; (B) e (C) minério friável; (E) crosta.

7.3 GEOQUÍMICA

A composição química média do perfil laterítico da Serra Leste (Tab. 2) demonstra que a quantidade de elementos maiores é condizente com as características mineralógicas desse tipo de depósito. Na ordem decrescente de abundância estão inseridos Fe_2O_3 , SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , TiO_2 , MnO e P_2O_5 , dentre os quais as concentrações variam de acordo com o horizonte.

Os teores Fe_2O_3 variam de 14.3% a 87.6%, com valores menores nas amostras dos substratos (cloritito e jaspilito) e maiores no saprólito grosso do furo SL132 e saprólito fino do furo SL110. Por outro lado, os teores de SiO_2 são maiores nas amostras do substrato (53.1% no cloritito) e saprólito grosso do furo SL110 (cerca de 61.6% no material argiloso), e menores no saprólito fino do furo SL110 (média 5.71%) e SL132 (22%). As crostas em média apresentam 67.3% de Fe_2O_3 e 0.77% de SiO_2 no perfil.

Os valores de Al_2O_3 oscilam de 0.07% a 39%, sendo menores teores encontrados nos jaspilitos e maiores no material argiloso. Este comportamento químico também é acompanhado pelos teores de TiO_2 (<0.01% a 2.27%) e LOI (0.23% a 16.4%), com teores significativos principalmente nas amostras argilosas e crostas.

Os teores de MnO são relevantes no intervalo do saprólito fino (média 0.27%) e em amostras pontuais do saprólito grosso (0.01% a 1.11%). Na base do perfil, os clorititos também apresentam teores elevados de MnO (média = 0.24%). Já o conteúdo de P_2O_5 é acentuado nas crostas (0.18% a 0.3%) e parte das amostras do saprólito fino (0.05% a 0.31%), os quais alcançam concentrações no dobro da média crustal.

Entre os elementos alcalinos e alcalinos terrosos analisados, apenas teores de MgO estão acima da média crustal, e se encontram somente nos clorititos (9.62% a 10.25%). Os teores de K_2O , embora estejam em concentrações abaixo da média crustal, expressam certa significância nos materiais argilosos (0.02% a 0.83%) e refletem os minerais acessórios de natureza micácea (muscovita), identificados por DRX. Os demais óxidos como CaO , Na_2O e SrO exibem concentrações abaixo de 0.01%.

(conclusão)

FURO SL132										
Prof. (m)	Crosta		Saprólito fino	Saprólito grosso				Substrato	UCC	CH
	1.3	9.8	MA	HGC	HGF	JP ¹	HGF	CL		
			48.5	97	202.7	238.7	289.2	337.5		
(Wt%)										
SiO ₂	1.21	0.53	22	0.79	1.34	51.3	2.88	53.1	66.6	-
TiO ₂	2.24	1.96	1.17	<0.01	0.02	<0.01	0.02	0.67	0.64	-
Al ₂ O ₃	24.7	11	27.9	0.35	0.43	0.07	0.31	14.25	15.4	-
Fe ₂ O ₃	54.5	74.1	35.5	77.1	81.3	48.9	72.8	14.3	5.04	-
MnO	0.02	0.07	0.45	0.15	0.05	0.01	0.13	0.19	0.1	-
MgO	0.03	0.02	0.03	0.01	0.02	<0.01	0.02	10.25	2.48	-
CaO	0.05	0.01	0.01	0.02	<0.01	<0.01	0.08	0.06	3.59	-
Na ₂ O	0.01	0.03	0.03	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	3.27	-
K ₂ O	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.32	2.8	-
P ₂ O ₅	0.3	0.18	0.13	0.13	0.01	<0.01	0.02	0.01	0.15	-
SrO	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	-	-
LOI	16.4	10.5	13.55	4.35	2.07	0.23	2.19	6.65	-	-
Total	99.54	98.45	100.81	82.91	85.26	100.52	78.5	99.87	-	-
C	0.22	0.21	0.04	0.02	0.05	0.03	0.06	0.02	-	-
S	0.07	0.09	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.02	0.05	0.062	-
(ppm)										
Li	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	50	24	-
Sc	28	24	11	2	2	<1	1	32	14	-
V	874	416	351	22	8	<5	11	225	97	-
Cr	460	240	80	10	10	<10	20	380	92	-
Co	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	62	17.3	-
Ni	<1	2	26	52	<1	<1	<1	94	47	-
Cu	33	72	120	50	42	3	84	379	28	-
Zn	<2	13	50	150	<2	<2	<2	584	67	-
Ga	45.2	32.3	29.2	1.7	1.7	2	1.5	15	17.5	-
Ge	<5	<5	<5	6	6	<5	<5	<5	1.4	-
As	2.7	1.8	0.8	3.6	1.4	0.7	0.9	0.3	4.8	-
Se	<0.2	0.5	<0.2	0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	0.09	-
Rb	0.3	0.2	0.7	0.3	0.4	0.2	0.6	26	84	-
Sr	9.5	4.5	3.1	3.6	0.5	3.5	1.7	1.9	320	-
Y	18.3	12	23.5	11.1	4.9	2.2	4.1	16.6	21	-
Zr	361	243	139	8	10	5	8	96	193	-
Nb	22	12.7	5.5	3.7	0.5	5.5	0.3	4.1	12	-
Mo	8	2	1	3	2	1	3	2	1.1	-
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.05	-
Cd	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.6	0.09	-
Sn	7	4	2	1	2	2	1	1	2.1	-
In	0.178	0.094	0.074	0.258	0.032	0.061	0.046	0.078	0.056	-
Sb	0.57	0.1	0.19	0.01	0.11	0.07	0.43	<0.05	0.4	-
Te	<0.2	0.5	<0.2	0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	-	-
Cs	<0.01	<0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.02	0.68	4.9	-
Ba	9.6	8.7	66.2	22.5	10.5	13.3	61.8	26.2	628	-
Hf	10	6.5	4.5	0.2	0.4	<0.2	0.3	2.6	5.3	-
Ta	1.4	1	0.4	0.2	<0.1	0.2	<0.1	0.2	0.9	-
W	16	5	5	3	2	2	10	2	1.9	-
Re	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	<0.001	0.001	<0.001	-
Hg	0.184	0.046	<0.005	0.006	0.01	<0.005	0.041	0.025	0.05	-
Tl	<0.02	<0.02	0.09	0.05	<0.02	<0.02	0.02	0.04	0.9	-
Pb	2	<2	35	<2	<2	<2	<2	155	17	-
Bi	0.53	0.36	0.16	0.26	0.14	0.04	0.14	0.04	0.16	-
Th	17.6	10.9	7.6	0.37	0.37	0.21	0.41	3.05	10.5	-
U	3.13	1.95	2.95	4.51	0.34	3.6	0.18	0.83	2.7	-
La	12	7.1	8.6	24.6	2	4.7	1.6	6.9	31	0.34
Ce	17.1	9.6	205	21.8	3.3	8.6	3.5	14.9	63	0.91
Pr	2.12	1.16	2.03	6.21	0.37	1.02	0.32	1.75	7.1	0.121
Nd	7.5	3.9	7.5	26.1	1.3	3.7	1.1	6.9	27	0.64
Sm	1.72	1.01	2.24	6.18	0.34	0.67	0.24	1.71	4.7	0.195
Eu	0.42	0.34	0.92	2.42	0.32	0.32	0.21	0.47	1	0.073
Gd	1.73	1.42	3.66	5.06	0.42	0.47	0.35	2.28	4	0.26
Tb	0.35	0.31	0.72	0.62	0.07	0.07	0.05	0.39	0.7	0.047
Dy	2.71	1.97	4.62	3.04	0.33	0.29	0.28	2.99	3.9	0.3
Ho	0.63	0.46	0.95	0.43	0.08	0.06	0.08	0.61	0.83	0.078
Er	2.09	1.44	2.62	0.97	0.27	0.16	0.36	1.82	2.3	0.2
Tm	0.31	0.25	0.44	0.15	0.08	0.08	0.05	0.26	0.3	0.032
Yb	2.07	1.68	2.57	0.76	0.16	0.03	0.26	1.66	1.96	0.22
Lu	0.33	0.27	0.35	0.11	0.03	0.02	0.06	0.26	0.31	0.034
ΣLREE	40.86	23.11	226.29	87.31	7.63	19.01	6.97	32.63	133.8	2.28
ΣHREE	10.22	7.8	15.93	11.14	1.44	1.18	1.49	10.27	14.3	-
ΣREE	51.08	30.91	242.22	98.45	9.07	20.19	8.46	42.9	148.1	3.45
Eu/Eu*	0.74	0.88	0.99	1.33	2.61	1.67	2.23	0.73	-	-
Ce/Ce*	0.71	0.69	10.71	0.39	0.81	0.85	1.05	0.94	-	-

A abundância dos elementos traços é bastante variável ao longo dos horizontes (Fig. 16A e Fig. 16B). Quando comparados com a média crustal (Rudnick & Gao 2014), elementos como Sc, V, Cu, Cd, Sn, In, W, Pb, Bi e U estão acima da média em todos os horizontes. Li, Zn, V, Cr, Ni, Ga e Y estão acima da média crustal principalmente nos clorititos e no material argiloso. Os metais nos jaspilitos estão abaixo da média crustal ou fora do limite de detecção, exceto pelos elementos Cd, U e Ni. Nas amostras mineralizadas em Fe no horizonte saprolítico, estão enriquecidas principalmente em Ge, Hg, Pb e W. Teores anômalos de Co (100 ppm), Ba (1995 ppm) e Ag (0.5 ppm) ocorrem ainda em uma amostra de hematita friável (SL110-114.4) no saprólito grosso do perfil SL110 (Fig. 16A). As crostas concentram maiores quantidade de elementos acima de UCC, tais como Cr, Ga, Zr, Hf, Ta, Zr, Nb, Mo, W e Th.

A distribuição das concentrações dos Elementos Terras Raras (ETR) nos horizontes evidenciam também uma ampla variação ao longo do perfil. Quando comparados com a média crustal (ETRL = 133.8 ppm e ETRP = 14.3 ppm), no horizonte saprolítico os materiais argilosos estão acima de UCC, principalmente em ETRP (média = 22.23 ppm), comportamento também acompanhado pelo cloritito do furo SL110 (ETRP = 18.38 ppm). Enquanto que as amostras mineralizadas em Fe ($ETR_{\text{média}} = 42.25$ ppm) e jaspilitos ($ETR_{\text{média}} = 17.44$ ppm) estão abaixo da média crustal, exceto por uma amostra do saprólito fino, SL110-11.5 (ETR = 166 ppm). O que denota a forte similaridade e afinidade química entre as amostras dos horizontes estudados e possíveis rochas precursoras.

Quando normalizados aos condritos (Wedepohl 1995) os ETRL e ETRP demonstram padrões de distribuição semelhantes entre os horizontes, exceto pelas amostras de jaspilito e minério de Fe que divergem desse padrão, nas quais apresentam leve enriquecimento em ETRL e um empobrecimento ou oscilações nas concentrações de ETRP (Fig. 17A e Fig. 17B). Estes últimos também exibem fortes anomalias positivas de Eu, essencialmente no saprólito grosso ($Eu/Eu^*_{\text{média}} = 1.5$).

Além de Eu, outra anomalia também presente é anomalia positiva de Ce, na qual foi observada em uma amostra argiloso do saprólito fino ($Ce/Ce^* = 10.71$), e provavelmente está relacionada a neoformação de cerianita (Fig. 17B).

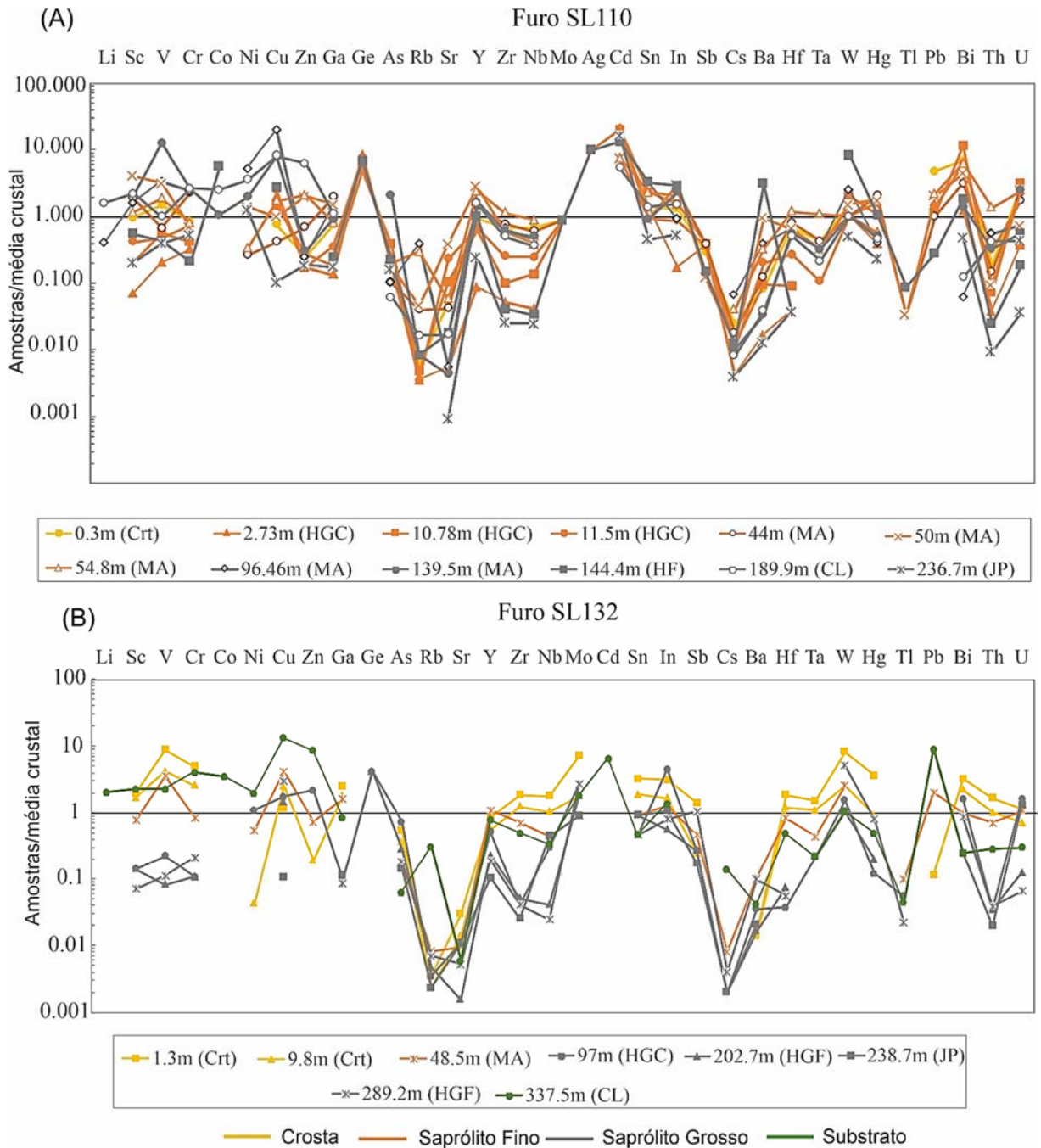


Figura 16 – Distribuição das concentrações dos elementos-traços das amostras do perfil laterítico Serra Leste (A e B) normalizados pela média da crosta superior da Terra (Rudnick & Gao 2014). Legenda: Crosta (Crst); Hematita-goethita compacta (HGC); Hematita-goethita friável (HCF); Hematita friável (HF); Material argiloso (MA); Jaspilito (JP); Cloritito (CL).

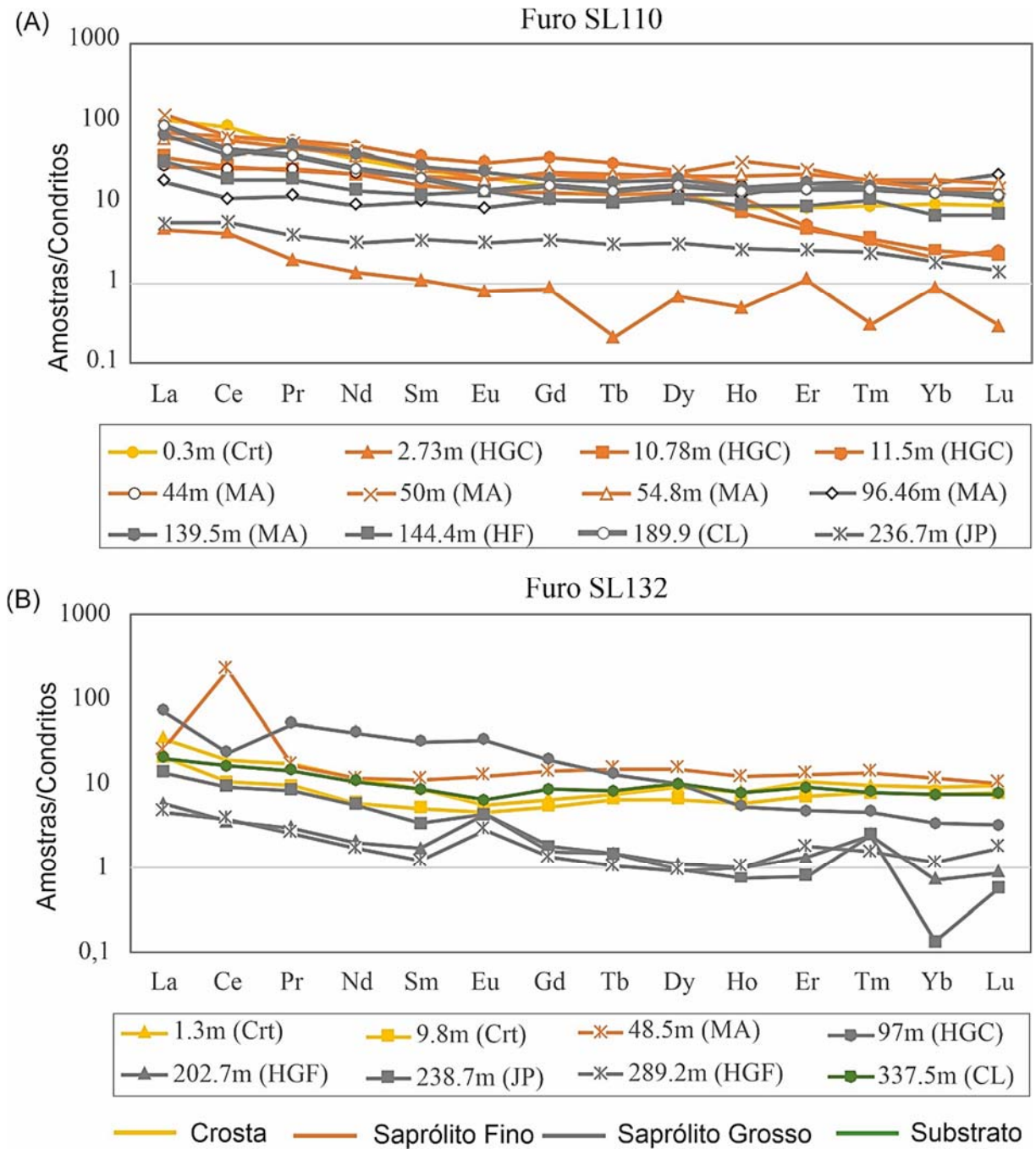


Figura 17 – Padrão de distribuição dos ETR, cujas concentrações foram normalizadas aos condritos de Wedepohl (1995). Legenda: Crosta (Crt); Hematita-goethita compacta (HGC); Hematita-goethita friável (HCF); Hematita friável (HF); Material argiloso (MA); Jaspilito (JP); Cloritito (CL).

8 DISCUSSÕES

As modificações texturais, mineralógicas e químicas observadas ao longo dos perfis da Serra Leste permitem determinar uma análise paragenética relacionadas aos diferentes estágios dos óxidos de ferro durante a formação do minério.

As primeiras fases do óxido de ferro são observadas na forma de magnetita e agregados de hematita anédrica (hem 1). A magnetita ocorre sempre como relictos dentro da hematita, normalmente como relictos pontuais, vista principalmente nos jaspilitos (Fig. 18A). A preservação de relictos de magnetita e a forma tabular sugerem segunda geração de hematita (hem 2) a partir da substituição pseudomórfica da magnetita anterior, e é predominante no saprólito grosso. Esta passagem decorre essencialmente sob condições de oxidação da magnetita pela difusão do oxigênio ao longo dos planos de partição octaédricos, através da reação com Fe^{2+} que migra da magnetita para formar lamelas de hematita (Fig. 18B) (Davis *et al.* 1968, Craig & Vaughan 1994, Morris 1985).

A ausência de quartzo e inúmeros moldes negativos do mesmo, dispersos na matriz do minério, são consequência da solubilidade da sílica (Fig. 18C). Sob condições oxidantes e com pH neutro, onde a solubilidade do quartzo é de aproximadamente 11 ppm (= 11 mg L⁻¹) a 25 ° C, enquanto o ferro férrico é praticamente insolúvel (Rimstidt 1997).

A ocorrência de hematita microplacosa (hem 3) associada com a goethita férrica, ou em zonas de fissuras, indica uma textura que foi formada da decomposição da hematita pseudomórfica (Fig.18D e Fig.18E). Além disso, a hematita microplacosa parece ser uma textura estável ao longo do perfil, por se encontrar ainda no saprólito fino, ao longo de fissuras que também são acompanhadas por gibbsita. A origem da hematita microplacosa ainda é bastante discutida e incerta, alguns autores defendem a formação desta por meio da recristalização da hematita pseudomórfica, durante um metamorfismo retrógrado anterior ao intemperismo, baseado nas similaridades da composição química entre ambas texturas (Hensler *et al.* 2015).

No saprólito grosso, o óxido de ferro (hematita) torna-se poroso (Fig. 18G) e junto com quartzo parecem ter sido substituídos por hidróxido de ferro (Gt1). Parte das amostras ricas em Fe são delineadas por microlaminações marrons de goethita que provavelmente antes eram preenchidas por quartzo. Aparentemente as bandas de sílica nos jaspilitos foram dissolvidas resultando em cavidades com preenchimento posterior por hidróxido de ferro (Ramanaidou

2009). Nos óxidos a substituição por goethita parece progredir das margens ao interior dos grãos de hematita pseudomórfica da magnetita (Figura 18H). Hospedadas em veios, a goethita se apresenta em camadas alternadas concêntricas e rítmicas (textura colóforme) (Gt 2) (Fig. 18I).

A formação de goethita, segundo alguns autores (Morris 1985, Dukino *et al.* 2000), é resultante do intemperismo e lixiviação de zona lateritizadas sobrejacente e próxima à superfície, sendo a goethita precipitada por meio das águas subterrâneas ou perto do lençol freático. O Fe^{+2} disponível em solúvel oxida e a primeira fase a precipitar na hidrólise é o gel ferrihidrita hidratado ($\text{FeO} [\text{OH}] 3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), seguido na formação de goethita (Cudennec & Lecerf 2006).

A partir do saprólito fino tornam-se comuns várias outras gerações de goethita com teor de alumínio crescente para o topo do perfil, associada com os traços de gibbsita. A hematita pseudomórfica torna-se perceptível muitas das vezes apenas pelos vestígios de uma das faces do octaédrico em meio a matriz de goethita, sem a magnetita residual. Estas características acompanhadas com a estrutura dos jaspilitos quase imperceptível indicam mobilização em várias etapas de ferro e alumínio nas proximidades da superfície (Valeton 1994).

A entrada do alumínio no sistema está associada ao intemperismo das rochas de composição máfica que levou modificações significativas no perfil intempérico, e formação de um conjunto de minerais aluminosos, como goethita-Al (Gt 3) e gibbsita. Segundo Ramanaidou (2009), durante a precipitação da gibbsita, por meio de uma solução rica em alumínio, há liberação de prótons e criação de um ambiente ácido local, no qual gera a dissolução dos óxidos de ferro primários e a liberação do ferro na solução, que por sua vez ao combinar com o alumínio se transforma em goethita aluminosa.

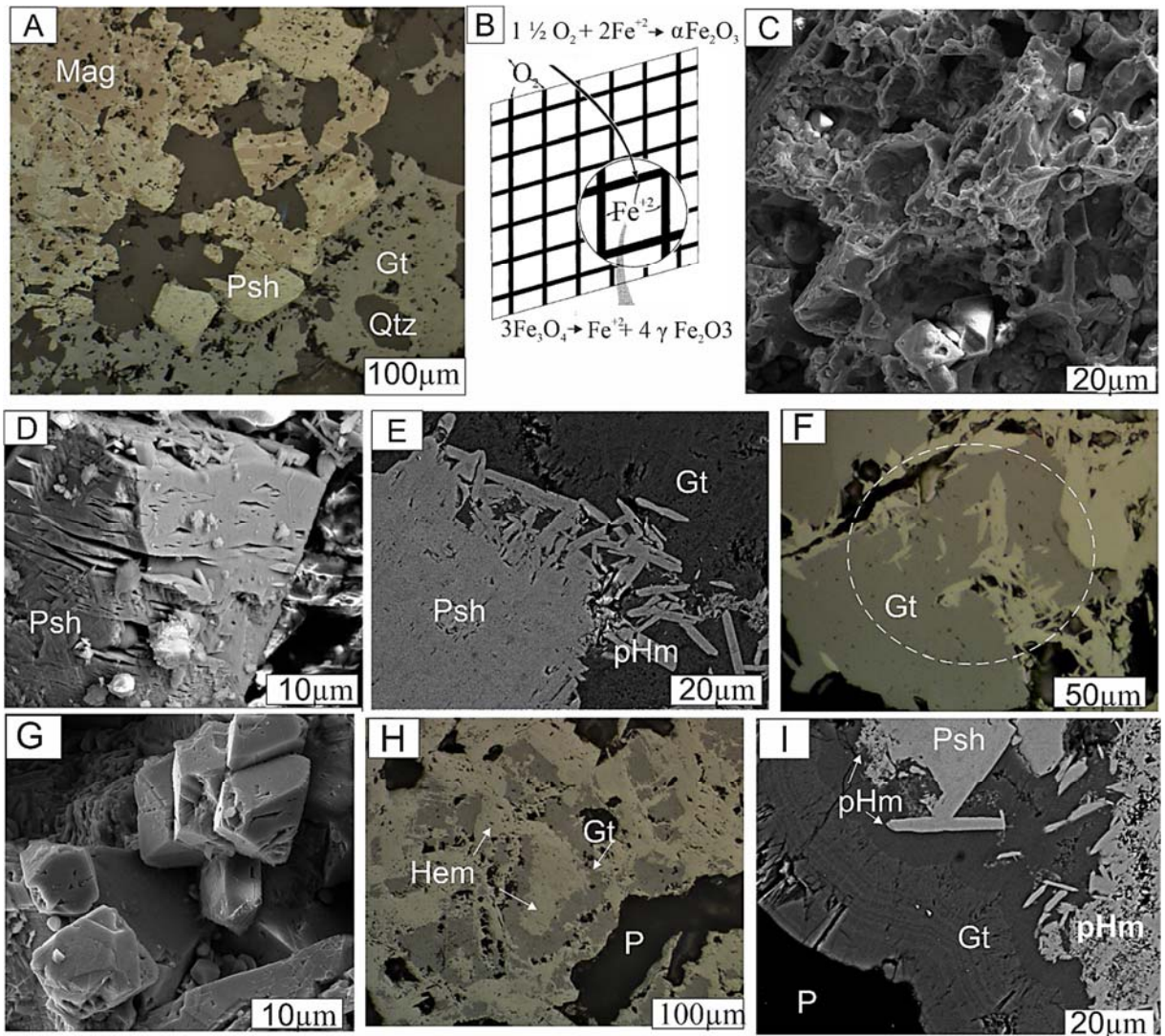


Figura 18 – Diferentes texturas dos minerais no jaspilito e no minério. (A) jaspilito com magnetita em alteração para hematita pseudomórfica, e goethita em processo de preenchimento dos espaços porosos deixados por quartzo. (B) modelo da oxidação da magnetita para formar hematita pseudomórfica (Fonte: Morris 1985). (C) matriz do minério com inúmeros moldes de quartzo dissolvidos. (D) e (E) hematita pseudomórfica em processo de dissolução para formação de hematita microplacosa. (F) hematita microplacosa (área do círculo) em meio as zonas de preenchimento de goethita. (G) octaedros de hematita pseudomórfica contendo diversas porosidades e cavidades. (H) Substituições da hematita pela goethita. (I) goethita fibrorradial. Hem= hematita; pHm= hematita microplacosa; Psh= hematita pseudomórfica da magnetita; Qtz= quartzo; Gt= goethita; P=poro.

A composição química confirma a distribuição mineralógica dos respectivos horizontes do perfil. No diagrama ternário Al_2O_3 - SiO_2 - Fe_2O_3 (Fig. 19) é possível observar distribuição composicional segundo a sequência de alteração. Os teores elevados de SiO_2 estão concentrados principalmente nos jaspilitos e clorititos, os quais derivaram os horizontes de alteração. Os teores de Fe_2O_3 aumentam significativamente no horizonte saprolítico na forma de hematita e goethita. O acentuado enriquecimento de ferro é atribuído a efetiva remoção da sílica e dos elementos alcalinos e alcalinos terroso, um processo típico dentro do quadro evolutivo de alteração intempérica (Anand & Paine 2002, Freyssinet 2005, Costa 2007). Há também o enriquecimento nos teores de Al_2O_3 essencialmente no saprólito fino, representados pela gibbsita e caulinita. O relativo aumento de Al_2O_3 é acompanhado pelos teores de TiO_2 (Fig. 20B), este último na forma de anatásio, e demonstram um comportamento residual resultante da ação do intemperismo das rochas de composição máfica (Lemos & Villas 1983).

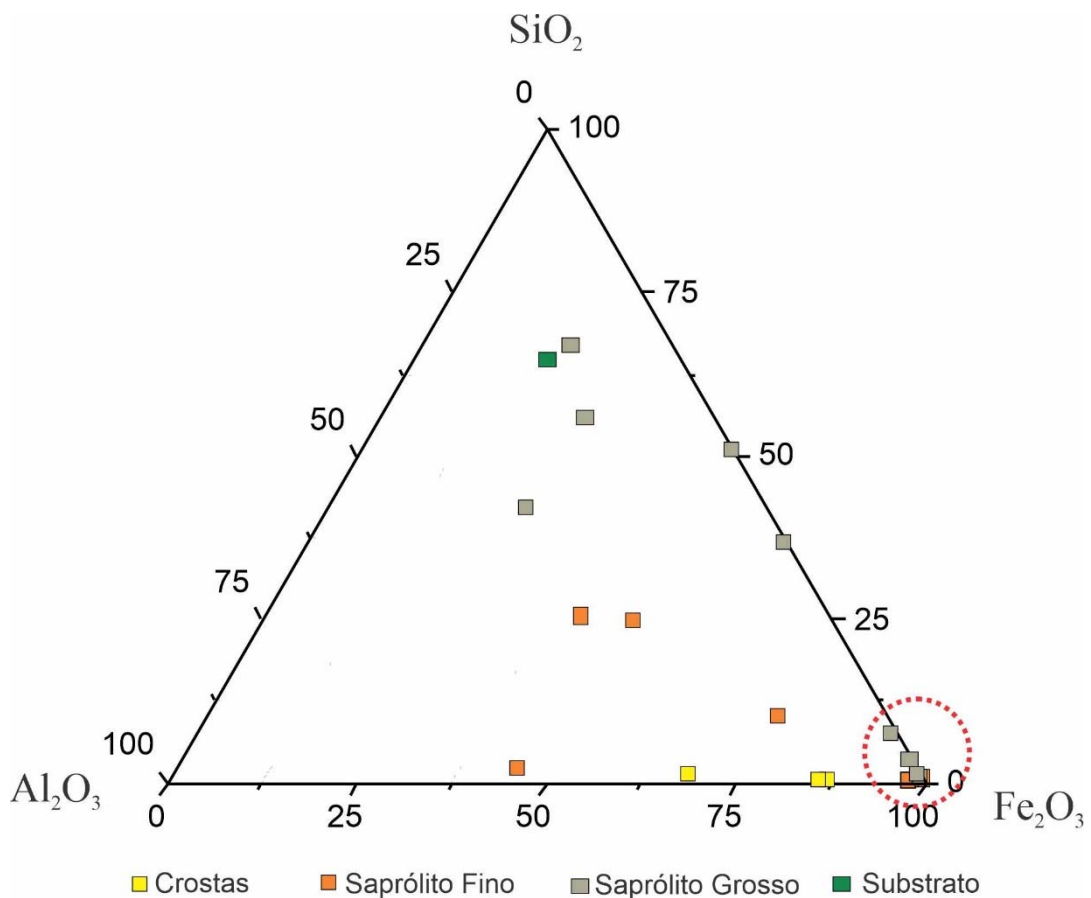


Figura 19 – Diagrama ternário Al_2O_3 – SiO_2 – Fe_2O_3 mostrando a variação química ao longo dos horizontes do perfil de alteração da Serra Leste. A linha pontilhada constitui amostras do saprólito mineralizada em Fe.

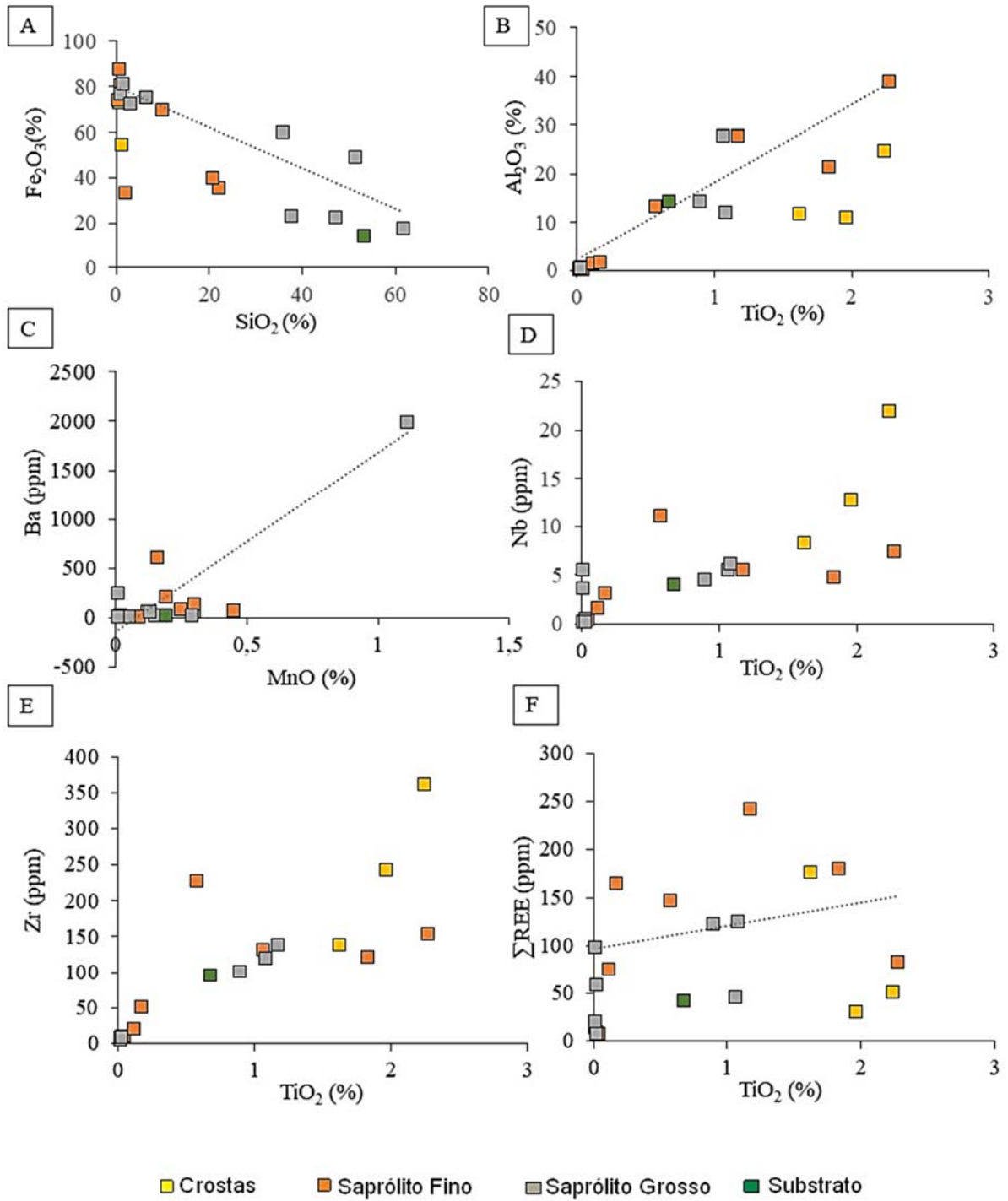


Figura 20 – Diagramas de dispersão das concentrações de pares selecionados de elementos químicos no perfil laterítico da Serra Leste.

o conteúdo de P_2O_5 é significativo no topo do perfil, principalmente nas amostras argilosas e crostas. Provavelmente, o P_2O_5 ocorre como fosfato de alumínio, uma situação comum em perfis lateríticos (Costa 1991).

Os teores de MnO são bastante expressivos no horizonte saprolítico (fator entre 1 e 11 em relação à média crustal). A correlação positiva de MnO x Ba (Fig. 20C) evidencia a presença de hollandita, essencialmente em uma amostra de hematita friável (SL110-114.4), na qual demonstrou maior teor de Ba (1995 ppm), além de Ag (0.5 ppm) e Co (100 ppm) presentes possivelmente na estrutura desse mineral. Segundo Costa (2015) a hollandita é um mineral indicador do intemperismo laterítico.

Os elementos como Sc, V, Cr, Ni, Cu, Zn, Ga, Y e ETR, em relação à média crustal, estão enriquecidos nos clorititos e saprolito argiloso e reforçam, portanto, afinidade derivativa de rochas máficas e uma similaridade com as bauxitas ferruginosas de N5 em Carajás, que são também derivadas de rochas máficas (Costa *et al.* 1997). Entretanto, uma amostra argilosa (SL110-54.8) diverge desse comportamento, contendo unicamente valores elevados de Zr (22 ppm), Hf (6.5 ppm), Th (14.86 ppm) e Ta (1 ppm), implicando uma rocha parental de composição diferente, granítica (Peixoto & Horbe 2008). Dentre estes elementos Th, Ta, Y, Hf, Zr, ETR, Sc apresentam uma forte correlação positiva entre em si (Anexo A), e estão associados aos minerais ultraestáveis como zircão, e anatásio como mineral neoforado (Costa *et al.* 2014).

O minério de ferro exibe a mesma assinatura geoquímica dos jaspilitos, com a concentração média dos elementos traços, incluindo terras raras, abaixo da média crustal. Além de anomalia positiva de Eu ($Eu/Eu^* > 1$), o que reafirma a relação genética com os BIF's de Carajás (Macambira & Schrank 2002). Apesar disso, 2 amostras ricas em Fe divergiram desse padrão, contendo concentrações significativas de ETR que podem estar relacionados aos minerais oxi hidróxidos de Mn e/ou ao conteúdo de P_2O_5 , por ser conhecidos como portadores de ETR (Mishra *et al.* 2007). Amostra SL110-11.5 concentra ETR entorno de 166.02 ppm e exibe fator de enriquecimento 3 de MnO e fator 2 de P_2O_5 . Já amostra SL132-97 contém fator de enriquecimento >1 somente para os teores de MnO e alguns ETR (Sm, Eu e Gd).

Parte das amostras do saprolito fino e crostas constitui a maioria dos elementos traços acima da média crustal, provavelmente incorporados tanto nas estruturas dos oxi-hidróxidos de Fe (Ex. Sc, Ga, V, Cr), como do anatásio (Ex. Ta, Nb, Zr e parte dos ETR) (Fig. 20D-F).

9 CONCLUSÕES

A gênese do minério de ferro derivado de jaspilito na Serra Leste consiste essencialmente na dissolução de quartzo, e transformação da magnetita em hematita, portanto por oxidação parcial do Fe^{2+} , goethitização, e consequente enriquecimento residual de ferro. Alteração começou com a desintegração das microcamadas de quartzo nos jaspilitos por meio da lixiviação do quartzo/chert. Conseqüentemente, ocorreu enriquecimento de ferro e o aumento da porosidade no saprólito grosso, porém com a estrutura original em parte preservada. Estágios de oxidação são evidenciados pela formação de texturas como hematita pseudomórfica da magnetita, além de goethita preenchendo espaços porosos que anteriormente eram ocupados por chert/quartzo, demonstrando um processo supergênico.

A partir do saprólito fino tornam-se comum várias gerações de goethita com teor de alumínio crescente para o topo do perfil, associada com os traços de gibbsita. A hematita pseudomórfica torna-se perceptível pelos vestígios das faces do octaedro em meio a matriz de goethita, sem a magnetita residual, e a estrutura primária dos jaspilitos encontra-se destruída, indicando mobilização em várias etapas de ferro e alumínio nas proximidades da superfície. A alteração intempérica das rochas de composição máfica favoreceu a entrada do alumínio no sistema, e consequente formação de goethita aluminosa e gibbsita. No topo do perfil, as crostas resultam em um produto final do intemperismo laterítico, com neoformação de texturas, tais como esferolítica nodular.

Desta forma, sugere-se a formação do minério de ferro da Serra Leste dentro de um quadro evolutivo supergênico-laterítico, os quais são correlacionáveis com outros depósitos de ferro lateríticos expostos na Amazônia (Silva & Costa 2020), parte da Austrália (Morris & Kneeshaw 2011), Índia (Roy & Venkatesh 2009) e África (Carney & Miene 2003).

REFERÊNCIAS

- Anand R. R. & Paine M. 2002. Regolith geology of the Yilgarn Craton, Western Australia: implications for exploration, *Australian Journal of Earth Science* **49**:3-163. [http://doi: 10.1046/j.1440-0952.2002.00912.x](http://doi:10.1046/j.1440-0952.2002.00912.x).
- Araújo O.J.B., Maia R.G., João X.S.J., Costa, J.B.S. 1988. A mega-estruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. *In*: SBG/DNPM, 7º Congresso Latino-Americano de Geologia, Belém, *Anais*, v.1, p. 324-328.
- Bárdossy G. & Aleva G.J.J. 1990. *Lateritic bauxites*. Amsterdam, Elsevier, 624p. (Developments in Economic Geology, 27).
- Beukes N.J., Gutzmer J., Mukhopadhyay J. 2003. The geology and genesis of high-grade hematite iron ore deposits. *Applied Earth Science*. Perth, Australia, **112**:1, 18-25. [http://doi: 10.1179/037174503225011243](http://doi:10.1179/037174503225011243).
- Beisiegel V.R., Bernardelli A.L., Drummond N.F., Ruff A.W., Tremaine J.W. 1973. Geologia e Recursos Minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **3**: 215-242.
- Carney M. D & Mienie P. J. 2003. A geological comparison of the Sishen and Sishen South (Welgevonden) iron ore deposits, Northern Cape Province, South Africa. *Applied Earth Science* **112**(1), 81-88. <https://doi.org/10.1179/0371745032501171>.
- Clout J.M.F & Manuel J.R. 2015. Mineralogical, chemical, and physical characteristics of iron ore. *In*: Lu L. (ed.). *Iron ore: mineralogy, processing and environmental sustainability*. Woodhead publications. Cambridge, Elsevier, p. 45–84. <https://doi.org/10.1016/B978-1-78242-156-6.00002-2>.
- Costa M.L. 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**(2): 146-160.
- Costa M.L. 2007. Introdução ao intemperismo laterítico e à lateritização. *In*: Licht O.A.B., Silva C.R.S., Melo C.S. Bandeira de (eds.). *Prospecção geoquímica*. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geoquímica – SBGq, p. 299-344.
- Costa M. L. & Araújo E. S. 1997. Caracterização mineralógica e geoquímica multi-elementar de crostas ferruginosas lateríticas tipo minérios de ferro em Carajás. São Paulo. *Geociências*, **16** (1): 55-86.
- Costa M. L., Leite A.S., Poellmann H. 2016. A laterite-hosted APS deposit in the Amazon region, Brazil: the physical-chemical regime and environment of formation. *Journal of Geochemical Exploration*, **170**: 107-124. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2016.08.015>.
- Costa M.L., Lemos V.P., Villas R.N.N. 1997. The Bauxite of Carajás Mineral Province. *In*: Carvalho A., Boulangé B., Melfi A.J., Lucas Y. (eds). *Brazilian bauxites*. São Paulo/Paris, USP/FADESP/ORSTOM, p. 13-159.

- Costa M. L., Cruz G. S., Almeida H.D.F., Pollmann H. 2014. 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., Queiroz J.D.S., Silva A.C.S., Almeida D.D.F., Silva G.J.S., Costa L.C.G. 2011. Perfil laterítico desenvolvido sobre Formação Ferrífera Bandada (Jaspilito) em Carajás. *In: 12º Simpósio de Geologia da Amazônia, Anais...* Boa Vista, SBG-Núcleo Norte.
- Cornell R. M. & Schwertmann U. 1996. *The iron oxides: structure, properties, reactions, occurrence and uses*, Wiley-VCH, Weinheim, Germany.
- Cudennec Y. & Lecerf A. 2006. The transformation of ferrihydrite into Goethite or Hematite, revisited. *Journal of Solid State Chemistry*. **179**: 716–722 <https://doi.org/10.1016/j.jssc.2005.11.030>.
- Craig J.R. & Vaughan D.J. 1994. *Ore microscopy and ore petrography*. New York, John Wiley & Sons Ltd, 434p.
- Dalstra H. & Guedes S. 2004. Giant hydrothermal hematite deposits with Mg-Fe metasomatism: a comparison of the Carajás, Hamersley, and other iron ores. *Economic Geology*, **99**: 1793-1800. <https://doi.org/10.2113/99.8.1793>.
- Dardenne M.A. & Schobbenhaus C. 2001. *Metalogênese do Brasil*. Brasília,DF, Editora Universidade de Brasília. 392p.
- Davis B.L., Rapp JR., G., Walawender M.J. 1968. Fabric and structural characteristics of the martitization process. *American Journal of Science*, **266**: 482 – 496. <https://doi.org/10.2475/ajs.266.6.482>.
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, Belém, *Anexo aos Anais*, p. 11-54.
- Dukino R.D., England B.M., Kneeshaw M. 2000. Phosphorus distribution in BIF-derived iron ores of Hamersley Province, Western Australia. *Trans Inst. Min. Metall.*, B B108:168–176. <https://doi.org/10.1179/aes.2000.109.3.168>
- Freyssinet PH., BUTT C.R.M., Morris R.C., Piantone P. 2005. Ore-forming processes related to lateritic weathering. *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume, 681-722.
- Feio G. R. L., Dall’Agnol R., Dantas E. L., Macambira M. J. B., Santos J. O. S., Althoff F. J. Soares J. E. B. 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research* **227**: 157-185. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.04.007>.
- Grainger C.J., Groves D.I., Tallarico F.H.B., Fletcher I.R. 2008. Metallogensis of the Carajás Mineral Province, Southern Amazon Craton, Brazil: Varying styles of Archean through Paleoproterozoic to Neoproterozoic base- and precious-metal mineralisation. *Ore Geology Reviews*, **33**(3-4):451-489. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2006.10.010>.

Guedes S.G. 2000. Evidências de alteração hidrotermal na formação ferrífera bandada e minérios de ferro de N4, N5 e Serra Leste, Serra dos Carajás-Pará, Brasil. *In: Seminário de Qualificação*, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Minas Gerais, 61p.

Hensler A.S., Hagemann S.G., Rosière C.A., Angerer T., Gilbert, S. 2015. Hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction associated with hypogene "hard" iron ore mineralisation in the Quadrilátero Ferrífero, Brazil: implications from in-situ laser ablation ICP-MS iron oxide chemistry. *Ore Geology Reviews*, **69**: 325 – 351.

Hagemann S., Angerer T., Duuring P., Rosière C., Silva R.F. e, Lobato L., Hensler A., Walde D. 2016. BIF-hosted iron mineral system: a review. *Ore Geol. Rev.* **76**: 317–359. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.11.004>.

Klein C. & Ladeira E.A. 2002. Petrology and geochemistry of the least-altered banded Iron formation of the Archean Carajás Formation, northern Brazil. *Economic Geology*, **97**: 643-651. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.97.3.643>.

Lemos V.P. & Villas R.N.N. 1983. Alteração supergênica das rochas básicas do Grupo Grão Pará- Implicações sobre a gênese do depósito de bauxita de N-5, Serra dos Carajás. *Rev. Bras. Geociências*, **13**(3):165-177.

Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Teixeira J.B.G. 2001. Considerações sobre a origem das formações ferríferas da Formação Carajás, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**:21-28.

Lobato L.M., Rosière C.A., Silva R.C.F., Zucchetti M., Baars F.J., Seoane J.C.S., Rios F.J., Pimentel M., Mendes G.E., Monteiro A.M. 2005a. A mineralização hidrotermal de ferro da Província Mineral de Carajás – controle estrutural e contexto na evolução metalogenética da província. *In: Marini O.J., Queiroz E.T., Ramos B.W. (eds.). Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia*. Brasília,DF, DNPM/CTMineral/FINEP/ADIMB, p. 25-92.

Lobato L. M., Silva R.C.F.e, Rosière C.A., Zucchetti M., Baars F.J., Pimentel M., Rios F.J., Seoane J.C.S., Monteiro A.M. 2005b. Hydrothermal origin for the iron mineralization, Carajás Province, Pará state, Brazil. *In: Iron ore*. Perth, Australia, The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Publication Series no 8/2005, *Proceedings*. p. 99-110.

Macambira J.B. & Schrank A. 2002. Químio-estratigrafia e evolução dos jaspilitos da Formação Carajás (PA). *Revista Brasileira de Geociências*, **32**: (4): 567-577.

Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T.E., Lindenmayer D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**: 329-354. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(91\)90040-H](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90040-H).

Mishra P. P., Mohapatra B. K., Singh P. P. 2007. Contrasting REE signatures on manganese ores of iron ore group in North Orissa, India. *J. Rare Earths* **25**:749.

Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Souza Filho, C. R., Moreto C.P.N. 2014. Metalogênese da Província Carajás. In: Silva M.G., Rocha Neto M.B., Jost H., Kuyumjian R.M. (orgs.) *Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras*. Belo Horizonte, Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais, p. 43–92.

Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Amaral W.S., Santos T.J.S., Juliani C., Souza Filho C.R. 2011. Mesoarchean (3.0 and 2,86Ga) host rocks of the iron-oxide-Cu-Au bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U-Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposit.* <https://doi.org/10.1007/s00126-011-0352-9>.

Morris R. C. & Kneeshaw M. 2011. Genesis modelling for the Hamersley BIF-hosted iron ores of Western Australia: a critical review. *Australian Journal of Earth Sciences*, **58**, 417–451, <http://doi.org/10.1080/08120099.2011.566937>.

Meirelles M.R. & Dardenne M.A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica e ambiente de arco arqueano, Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**: 41-50.

Meirelles M.R. 1986. *Geoquímica e petrologia dos jaspilitos e rochas vulcânicas associadas, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás, Pará*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 171p.

Ministério de Minas e Energia (MME). *Boletim do Setor Mineral*. 2019. Disponível em: <http://www.mme.gov.br/documents/78404/0/BOLETIM+SETOR+MINERAL.pdf/acb1ca8d-b2bd-825c-03e8-939e87f94682>. Acessado em 4 de fevereiro de 2020.

Morris R.C. 1985. Genesis of iron ore in banded iron-formation by supergene and super-gene-metamorphic processes—a conceptual model. In: Wolf K. H. (ed.). *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*. [S.l.], Elsevier, v.10, p. 73-235.

Morris R.C. & Horwitz R.C. 1983. The origin of iron-formation-rich Hamersley Group of western Australia-deposition on a platform. *Precambrian Research*, **21**:273-297. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(83\)90044-X](https://doi.org/10.1016/0301-9268(83)90044-X).

Nayak P. K.das, D., Vijayan V., Singh P., Chakravorty V. 2001. ⁵⁷Fe Mössbauer and EDXRF Studies on Three Representative Banded Iron Formations (BIFs) of Orissa, India. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B*, **184** (4): 649-654. [https://doi.org/10.1016/S0168-583X\(01\)00786-8](https://doi.org/10.1016/S0168-583X(01)00786-8).

Nogueira A.C.R., Truckenbrodt W., Pinheiro R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: redescrição e redefinição litoestratigráfica. *Bol. Museu Par. Emílio Goeldi*, **7**:177-197.

Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Nova York, Springer-Verlag. 283 p.

Peixoto S. F. & Horbe A. M. C. 2008. Bauxitas do nordeste do Amazonas. *Revista Brasileira de Geociências*. **38** (2): 406-422.

Ramanaidou E. R. 2009. Genesis of lateritic iron ore from banded iron-formation in the Capanema mine (Minas Gerais, Brazil), *Australian Journal of Earth Sciences*. **56** (4): 605-620. <https://doi.org/10.1080/08120090902806354>

Ramanaidou E R & Morris R C, 2010. Comparison of supergene mimetic and supergene lateritic iron ore deposits. *Applied Earth Science*, **119**: 35–39. <https://doi.org/10.1179/037174510X12853354810589>.

Rimstidt J.D. 1997. Quartz solubility at low temperatures. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61**: 2553 – 2558. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00103-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00103-8).

Rosière C. A & Rolim V.k. 2016. Fomagens ferríferas e minério de alto teor associado: o minério de ferro no Brasil – geologia, metalogênese e economia. *In: Melfi et al. (orgs). Recursos minerais no Brasil: problemas e desafios*. Rio de Janeiro, Academia Brasileira de Ciências. 420 p.

Rosière C.A., Seoane J.C.S., Baars F.J., Lobato L.M. 2004. Estruturação da província de Carajás e sua influência na mineralização de ferro, PA. *In: Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, Ouro Preto, ADIMB*. 1 CD-ROM.

Rosière C.A., Baars F.J., Seoane J.C.S., Lobato L.M., Silva L.L. da, Souza S.R.C. de, Mendes G.E. 2006. Structure and iron mineralisation of the Carajás Province. *Applied Earth Science*, **115**: 126-133. <https://doi.org/10.1179/174327506X138986>.

Rudnick R.L. & Gao S. 2014. The Composition of the Continental Crust. *In: Holland H.D & Turekian K.K (eds). Treatise on geochemistry*. Second Edition. Oxford, Elsevier-Pergamon. Vol. 4, 1-51 p.

Roy Subrata & Venkatesh A S. 2009. Mineralogy and geochemistry of banded iron formation and iron ores from eastern India with implications on their genesis. *Journal of Earth System Science*, **118** (6): 619-641. <https://doi.org/10.1007/s12040-009-0056-z>

Silva A.C.S & Costa M.L. 2020. Genesis of the “soft” iron ore at S11D Deposit, in Carajás, Amazon Region, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, vol.**50** (1). <https://doi.org/10.1590/2317-4889202020180128>.

Figueiredo e Silva R. C., Hagemann S., Lobato L. M., Rosiere C. A., Banks D. A., Davidson G. J., Vennemann T., Hergt J. 2013. Hydrothermal fluid processes and evolution of the Giant Serra Norte jaspilite-hosted iron ore deposits, Carajás Mineral Province, Brazil. *Economic Geology* **108**(4): 739-779.

Figueiredo e Silva R.C., Lobato L.M., Zucchetti M., Hagemann S., Venneman T. 2020. Geotectonic signature and hydrothermal alteration of metabasalts under- and overlying the giant Serra Norte iron deposits, Carajás mineral Province. *Ore Geology Reviews* **120**:103407. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103407>.

Trendall A.F., Basei M.A.S., DeLaeter J.R., Nelson D.R. 1998. SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará group, Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, vol.**11** (3). [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(98\)00015-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00015-7).

Tolbert G.E., Tremaine J.W., Melcher G.C., Gomes C.B. 1971. The recently discovered Serra dos Carajás iron deposits. Northern Braz. *Econ. Geol.* **7**: 985–994. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.66.7.985>.

U.S. Geological Survey. 2020. *Mineral commodity summaries 2020*: U.S. Geological Survey, 200 p. <https://doi.org/10.3133/mcs2020>.

Vasquez M.L., Carvalho J.M.A., Sousa C.S., Ricci P.S.F., Macambira E.M.B., Costa L.T.R. 2008. *Mapa Geológico do Pará em SIG*. Brazilian Geological Survey - CPRM.

Valeton I. 1994. Element concentration and formation of ore deposits by weathering. *Rev. Catena*. **21**: 99-129. [https://doi.org/10.1016/0341-8162\(94\)90006-X](https://doi.org/10.1016/0341-8162(94)90006-X).

Wedepohl K.H. 1995. The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59** (7): 1217-1232.

