

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DE ITABIRITOS DA
SERRA DO SAPO, MG: APLICAÇÃO DA TÉCNICA
MINERAL LIBERATION ANALYSER - MLA.**

por

Amanda de Almeida Pires e Souza

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geologia.

Área de concentração: Geologia Econômica e Aplicada

Orientadora: Prof^a. Rosaline Cristina Figueiredo e Silva

Coorientador: Prof. Carlos Alberto Rosière

BELO HORIZONTE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA UFMG
2014

S729c
2014

Souza, Amanda de Almeida Pires e.

Caracterização mineralógica de minério de ferro da Serra do Sapo, MG [manuscrito] : aplicação da técnica Mineral Liberation Analyser – MLA / Amanda de Almeida Pires e Souza. – 2014.

121 f., enc. : il. color., CD-ROM

Orientadora: Rosaline Cristina Figueiredo e Silva.

Coorientador: Carlos Alberto Rosière.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2014.

Área de concentração: Geologia Econômica e Aplicada.

Bibliografia: f. 60-65.

Inclui anexos.

1. Minérios de ferro – Teses. 2. Espinhaço, Serra do (MG e BA) – Teses. I. Silva, Rosaline Cristina Figueiredo e. II. Rosière, Carlos Alberto. III. Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências. IV. Título.

CDU: 553.31(815.1)

Dissertação defendida e aprovada em 05 de setembro de 2014, pela Banca Examinadora constituída pelos professores

Prof^a. Dra. Rosaline Cristina Figueiredo e Silva

Prof^a. Dra. Lydia Maria Lobato

Prof. Dr. Paulo Roberto Gomes Brandão

Dr. Henrique Dias Gatti Turrer

Agradecimentos

Expresso minha imensa gratidão a todos que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho.

À minha orientadora Profa. Dra. Rosaline Cristina Figueiredo e Silva pela oportunidade, apoio, dedicação, incentivo, paciência, amizade e pelas discussões que auxiliaram na produção desta dissertação e contribuíram para meu desenvolvimento profissional e pessoal.

Ao meu coorientador Prof. Dr. Carlos Alberto Rosière pelas discussões e revisões de textos.

À Anglo American, pelo apoio financeiro e logístico, disponibilização de mapas e dados fornecidos.

À equipe de geólogos, técnicos, secretários e ajudantes por todo o suporte e em especial ao Geraldo Sarquis, Fernando Morais e Henrique Turrer, pela colaboração na fase inicial de reconhecimento da área de trabalho, da etapa de amostragem e na preparação das amostras.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do estado de Minas Gerais – **FAPEMIG** pela concessão da Bolsa de estudos de Mestrado.

Ao Prof. Dr. Paulo Brandão por autorizar o uso do Laboratório de Caracterização de Minérios e Materiais - Departamento de Engenharia de Minas da UFMG para a preparação de amostras e pelo auxílio na interpretação de dados.

Ao colega Itamar Daniel Delbem pela amizade e pelo auxílio na preparação de amostras.

Aos colegas da pós-graduação.

À Mahyra Menca pela amizade e companheirismo de sempre.

Aos meus pais agradeço pelo carinho, incentivo, pela paciência, dedicação e torcida. Por caminharem comigo sempre, e me ensinarem a nunca desistir. Aos meus irmãos pelo apoio, carinho e cumplicidade.

Ao Rapha pelo carinho, companheirismo, paciência e auxílio nas revisões e nas correções dos textos.

Índice

Capítulo 1 - Introdução	11
1.1 - Apresentação da dissertação	11
1.2 - Justificativa e Objetivos	12
1.3 - Localização e Vias de acesso	12
Capítulo 2 - Metodologia	14
2.1 - Mineral Liberation Analyser – MLA	16
2.1.1 - Histórico	16
2.1.2 - Metodologia	17
Capítulo 3 - Geologia Regional.....	20
3.1 - Borda leste da Serra do Espinhaço Meridional	21
3.1.1 - Complexo Basal	23
3.1.2 - Grupo Serra da Serpentina	24
3.1.3 - Grupo Itapanhoacanga	25
Capítulo 4 - Petrografia.....	27
4.1 - Itabirito	37
4.1.1 - Itabirito Semifriável	43
4.2 - Itabirito Friável	44
4.3 - Veios de quartzo com hematita especular	47
Capítulo 5 – Resultados do MLA.....	49
5.1 - Composição mineralógica.....	49
5.2 - Características texturais das partículas.....	50
5.3 - Distribuição de massa e teores	51
5.4 - Liberação Mineral.....	53
<i>Recuperação do ferro</i>	55
Capítulo 6 – Considerações Finais	57
Referências.....	60
ANEXO I	66
ANEXO II.....	67
ANEXO III.....	96

Lista de Figuras

Figura 1: Mapa rodoviário de localização do depósito da Serra do Sapo. Fonte: Google Maps (2012).	13
Figura 2: Imagem de satélite indicando a localização da Serra do Sapo. Fonte: Google Maps (2014).	13
Figura 3. (A): Imagem BSE; (B): Imagem BSE com contraste de tons de cinza aprimorado; (C): Partícula segmentada e classificada pelo MLA (FEI).	18
Figura 4: Mapa geológico regional mostrando a localização das FFBs do Grupo Serra da Serpentina, e a distribuição das outras sequências de FFBs no sudeste do Brasil, incluindo a Serra do Sapo (modificado de Rolim & Rosière 2011; baseado em Grossi-Sad <i>et al.</i> 1997; Pedrosa Soares <i>et al.</i> 1994).	21
Figura 5: Mapa geológico regional da porção centro sul borda leste da Serra do Espinhaço Meridional (Rolim 2014).	22
Figura 6: Coluna estratigráfica proposta para a borda leste da Serra do Espinhaço Meridional (Rolim 2014).	26
Figura 7: Desenho esquemático representativo do furo de sondagem FD115, mostrando fotos macroscópicas das principais litologias.	28
Figura 8: Desenho esquemático representativo do furo de sondagem FD144, mostrando fotos macroscópicas das principais litologias.	29
Figura 9: Desenho esquemático representativo do furo de sondagem FD152, mostrando fotos macroscópicas das principais litologias.	30
Figura 10: Desenho esquemático representativo do furo de sondagem FD195, mostrando fotos macroscópicas das principais litologias.	31
Figura 11: Desenho esquemático representativo do furo de sondagem FD201, mostrando fotos macroscópicas das principais litologias.	32
Figura 12: Desenho esquemático representativo do furo de sondagem FD408, mostrando fotos macroscópicas das principais litologias.	33
Figura 13: Desenho esquemático representativo do furo de sondagem FD521, mostrando fotos macroscópicas das principais litologias.	34
Figura 14: Perfil de intemperismo, tipos de minério e mineralogia típica de cada tipo.	36
Figura 15. Fotomicrografias (A): Bandamento do itabirito (FD201); (B): Vugs paralelos ao bandamento do itabirito (FD195); (C): Cristais de magnetitas visíveis a olho nu no itabirito (FD195); (D): Veio de quartzo contendo lamelas de hematita (FD201); (E): Veio de quartzo discordante contendo cristais de hematita e vugs (FD521); (F): Itabirito com aspecto conglomerático (FD152).	39
Figura 16. Fotomicrografias (A): Variação de granulação de cristais de quartzo. Luz transmitida, nicóis cruzados, aumento 25x (Amostra 152-1); (B): Cristais de mica branca, alongados e orientados segundo o bandamento em luz transmitida, nicóis cruzados, aumento 50x (Amostra FD195-3); (C): Cristais de clorita junto a cristais de hematita. Luz transmitida, nicóis paralelos, aumento 100x (Amostra 115-7); (D): Cristais de hematita microlamelares de granulação grossa sobrecrescem os cristais de granulação mais fina, e ambos sobrecrescem a hematita anédrica. Luz refletida, nicóis paralelos, aumento 100x (Amostra 201-7); (E): Cristais lamelares de hematita sobrecrescem os cristais microlamelares. Luz refletida, nicóis paralelos, aumento 100x.	41
Figura 17. Fotomicrografias (A e B): Aglomerados anédricos de hematita em luz refletida, nicóis paralelos, e cruzados onde se observa tratarem de inúmeros cristais ou subgrãos de hematita, aumento de 100x (Amostra FD144-10); (C): Cristais microlamelares de hematita sobrecrescem os aglomerados de hematita anédrica e os cristais microlamelares de granulação grossa sobrecrescem os de granulação fina. Luz refletida, nicóis paralelos, aumento 200x (Amostra FD201-3); (D): Cristais microlamelares de hematita sobrecrescem os aglomerados de hematita anédrica e os cristais microlamelares de granulação grossa sobrecrescem os de granulação fina. Luz refletida, nicóis cruzados, aumento 200x (Amostra FD201-3); (E): Cristal subédrico de martita junto a cristais de hematita microlamelares. Luz transmitida, nicóis paralelos, aumento	

100x (Amostra FD201-4); (E): Cristais de hematita microlamelares de granulação fina inclusos nos cristais de quartzo. Luz transmitida, nicóis cruzados, aumento 100x (Amostra FD 408-4). ...	42
Figura 18: (A): Itabirito com brilho sedoso devido à presença de mica branca (FD144); (B): Manchas de magnetita no itabirito semifriável (FD 408); (C): Porção de um veio contendo hematita especularítica no itabirito semifriável (FD 408); (D): Itabirito semifriável contendo <i>microvugs</i> paralelos ao bandamento (FD 408).	43
Figura 19. Fotomicrografias (A): Aspecto geral da lâmina contendo cristais de martita com resquícos de kenomagnetita e cristais microlamelares de hematita. Luz refletida, nicóis paralelos, aumento 25x (Amostra 115-2); (B): Cristais de martita localizados nos poros do ISF. Luz transmitida, nicóis paralelos, aumento (Amostra FD115-1); (C): Cristal de martita contendo relictos de kenomagnetita. Luz refletida, nicóis paralelos, aumento 100x (Amostra 115-2); (D): Cristal de martita sobre hematita anédrica. Luz refletida, nicóis paralelos, aumento 200x (Amostra FD144-4); (E): Cristal de martita sobrecrecendo cristais microlamelares e sendo sobrecrecidos por eles. Luz refletida, nicóis paralelos, aumento 200x (Amostra FD195-3); (F): Ocorrência de goethita em porção deformada do ISF onde o bandamento é destruído. Luz refletida, nicóis cruzados, aumento 100x (Amostra FD115-1).....	44
Figura 20. Fotomicrografias (A): Porção do itabirito friável totalmente pulverizado (FD521); (B): Porção do itabirito friável com presença de fragmentos (FD521); (C): Porção friável de um veio de quartzo contendo fragmentos de hematita lamelar.	45
Figura 21. Fotomicrografias (A): Porosidade entre os cristais de quartzo, com luz transmitida, nicóis paralelos, aumento de 200x (Amostra FD195-1); (B): Banda formada por cristais de hematita microlamelares. Luz refletida, nicóis paralelos, aumento 200x (Amostra FD408-2); (C): Cristais de hematita microlamelares de granulação fina inclusos nos cristais de quartzo. Luz transmitida, nicóis paralelos, aumento 200x (Amostra FD521-4); (D): Cristais de hematita microlamelares de granulação fina inclusos nos cristais de quartzo. Luz transmitida, nicóis paralelos, aumento 100x (Amostra FD521-4); (E): Aglomerados de hematita anédrica sendo contornados e sobrecrecidos por cristais de hematita microlamelares. Luz refletida, nicóis paralelos, aumento 100x (Amostra FD408-5); (F): Aglomerados de hematita anédrica sendo contornados e sobrecrecidos por cristais de hematita microlamelares. Luz refletida, nicóis cruzados, aumento 100x (Amostra FD408-5).....	47
Figura 22. Fotomicrografias (A): Cristal de gibsita junto a cristais de hematita lamelar e quartzo. Luz transmitida, nicóis cruzados, aumento 25x (Amostra 144-8); (B): Cristal de carbonato junto a cristais de hematita microlamelar. Luz transmitida, nicóis paralelos, aumento 100x (Amostra FD201-6); Cristais longos de hematita especular. Luz refletida, nicóis paralelos, aumento 25x (Amostra FD152-4); (C): Cristais longos de hematita lamelar. Luz refletida, nicóis paralelos, aumento 25x (Amostra FD152-4); (D): Cristais lamelares de hematita junto aos cristais microlamelares. Luz refletida, nicóis paralelos, aumento 50x (Amostra FD152-4).	48
Figura 23: Diagrama mostrando a variação da proporção de hematita e quartzo na amostra total de itabirito semifriável.	49
Figura 24. Imagens BSE da amostra de itabirito semifriável mostrando o aspecto das partículas nas granulometrias: (A): 600 µm; (B): 500 µm; (C): 420 µm; (D): 149 µm; (E): 74 µm; (F): < 38 µm.....	51
Figura 25: Curvas acumuladas de distribuição em massa das partículas no itabirito semifriável.	52
Figura 26: Curvas acumuladas de distribuição em massa dos grãos de hematita (A): no itabirito semifriável.....	53
Figura 27: Formas de associação das partículas de hematita no itabirito semifriável.....	54
Figura 28. Diagramas de liberação de hematita (A): por composição da partícula do itabirito semifriável; (B): por superfície livre do itabirito semifriável.....	55
Figura 29: Diagrama da recuperação do itabirito semifriável de acordo com cada fração granulométrica.	56

Lista de Tabelas

Tabela 1: Lista de amostras macroscópicas amostradas e lâminas produzidas para cada furo de sondagem estudado.	27
Tabela 2: Testemunhos de sondagem amostrados, com posição (coordenadas utm), e profundidade.	27
Tabela 3: Tabela de descrição petrográfica microscópica.	35
Tabela 4: Tipos de óxidos de ferro classificados com base na definição de Hagemann et al. (2008). ..	37
Tabela 5: Composição mineralógica modal por fração granulométrica do itabirito semifriável.	49
Tabela 6: Distribuição de teores por granulometrias das amostras de itabirito semifriável.	52
Tabela 7: Associações minerais da hematita no itabirito semifriável.	53

Resumo

O presente estudo trata da caracterização mineralógica dos itabiritos do depósito Serra do Sapo. O depósito tem 15 km de extensão e localiza-se na porção leste da Serra do Espinhaço Meridional, nas proximidades do município de Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais, Brasil.

De acordo com o grau de intemperismo e compacidade, minérios de ferro supergênicos com teores entre 31 e 39% Fe são classificados em itabirito, semifriável e friável, compostos essencialmente por quartzo e hematita. Os cristais de hematita são classificados de acordo com suas características texturais e morfológicas em microlamelar, anédrica, lamelar e martita.

Análises químicas de rocha total mostram que os três tipos de itabirito são semelhantes com conteúdo de CaO ($\leq 0,14\text{wt}\%$), MgO ($\leq 0,04\text{wt}\%$), MnO ($\leq 0,21\text{wt}\%$), Al₂O₃ ($\leq 0,94\text{wt}\%$), K₂O ($\leq 0,27\text{wt}\%$), TiO₂ ($\leq 0,05\text{wt}\%$) e P₂O₅ ($\leq 0,11\text{wt}\%$), entretanto com maiores concentrações de Al₂O₃, MgO e K₂O presentes nos itabiritos semifriável e friável, e as de CaO e P₂O₅ no itabirito. O teor em U autigênico, e as relações V/Cr e Ni/Co do itabirito apontam para um ambiente de sedimentação oxidante para a formação ferrífera bandada. Razões (Eu/Sm)_{SN}, (La/Sm)_{CN}, (Sm/Yb)_{SN}, (Eu/Eu*)_{SN}, e (Sm/Yb)_{CN} indicam que a formação ferrífera bandada mais fresca representada pelo itabirito está livre de contaminação clástica. Já as razões de Sm/Yb vs. Eu/Sm e de Eu/Eu*_(CN) vs. (Sm/Yb)_(CN) indicam contribuição insignificante por fluidos hidrotermais de alta temperatura.

A caracterização mineralógica utilizando o sistema Mineral Liberation Analyser indica, assim como a petrografia microscópica, que todos os tipos de itabirito apresentam a mesma associação mineralógica. As relações texturais mostradas pelas partículas sugerem uma relação complexa entre os minerais de ganga, principalmente quartzo, e hematita, devido à alta interligação entre eles, principalmente nas granulometrias mais grossas. A concentração de Fe é maior no itabirito friável, assim como as concentrações de Al, K, Mg e F. Já as concentrações de Ca, P e Ba são maiores no itabirito. As partículas de hematita livre estão em maior proporção no itabirito friável, e as menores concentrações de Fe encontram-se no intervalo granulométrico 105+74 μm . Em todos os itabiritos as partículas mistas são em geral associadas ao quartzo, e em menores proporções às micas. No itabirito ainda ocorrem associações com apatita e no itabirito friável com carbonato. O itabirito friável apresenta graus liberação da hematita tanto por superfície livre quanto por composição da partícula muito maiores que o itabirito. A recuperação do ferro contido na forma de hematita no itabirito friável é também muito superior ao itabirito e ao semifriável. Dessa forma, durante as etapas de tratamento do minério, o itabirito friável deve apresentar um melhor aproveitamento, seguido pelo itabirito semifriável e pelo itabirito. Estes devem passar por outras etapas de processamento a fim de melhorar seu rendimento.

Palavras Chave: Serra do Sapo, Serra do Espinhaço Meridional, minério de ferro, caracterização mineralógica, MLA

Abstract

This work presents mineralogical characterization of the itabirites of Serra do Sapo deposit. The deposit is 15 km long and located in the eastern portion of the southern Espinhaço Range, near the city of Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais, Brazil.

Supergene low to medium- grade iron ore (31 to 39%) are classified in itabirite, semi-friable and friable or soft itabirite, with variable grade according to the degree of weathering and compactness, mainly composed of hematite and quartz. Hematite crystals were classified after their textural and morphological characteristics as: microplaty, anhedral, platy, and martite (pseudomorphic after magnetite).

Geochemical analysis show that the three types of itabirites are similar regarding the content of CaO ($\leq 0,14$ wt%), MgO ($\leq 0,04$ wt%), MnO ($\leq 0,21$ wt%), Al₂O₃ ($\leq 0,94$ wt%), K₂O ($\leq 0,27$ wt%), TiO₂ ($\leq 0,05$ wt%) e P₂O₅ ($\leq 0,11$ wt%), with major grades of Al₂O₃, MgO and K₂O present in semi-friable and friable itabirites, and of CaO and P₂O₅ in hard itabirite. The autigenic U, V/Cr and Ni/Co indexes point to an oxic environment of sedimentation. Ratios of (Eu/Sm)_{SN}, (La/Sm)_{CN}, (Sm/Yb)_{SN}, (Eu/Eu*)_{SN}, and (Sm/Yb)_{CN} indicate that the banded iron formation represented by itabirite is free of clastic contamination, and the ratios of Sm/Yb vs. Eu/Sm and of Eu/Eu*_(CN) vs. (Sm/Yb)_(CN) indicate insignificant contribution of high temperature hydrothermal fluids.

The mineralogical characterization using the Mineral Liberation Analyser software indicated, as well as microscopic petrography, that all types of itabirites show similar mineralogical association. The textural characteristics of the particles show a complex interlocking of gangue minerals with iron oxide mainly in the coarser grain sizes. The concentration of Fe is higher in the friable itabirite than other types, as well as the concentrations of Al, K, Mg and F. The concentrations of Ca, P and Ba are higher in itabirite. Particles of iron oxide are free in the greater proportion friable itabirite and lower concentrations of Fe are in the particle size range 105+74 μm . In all itabirites the mixed particles are generally associated with the quartz and mica to a lesser extent. Associantios with apatite and carbonate can still occur, in hard and friable itabirite, respectively. Friable itabirite shows liberation degrees of iron oxide in both free surface and by the composition of the particle much larger than the hard itabirite. It is also observed that the recovery of iron content as iron oxide in friable itabirite is much higher than the itabirite and semi-friable itabirite. Thus, during the stages of ore processing, friable itabirite must submit a better use, followed by semi-compact itabirite and the itabirite that must undergo further processing steps to improve their productivity.

Key-Words: Serra do Sapo, Serra do Espinhaço Meridional, iron ore, mineral characterization, MLA

Capítulo 1 - Introdução

A Serra do Espinhaço é um cinturão orogênico com cerca de 1200 km de extensão que atravessa os estados de Minas Gerais e Bahia e divide-se em porção setentrional e meridional. A borda leste da Serra do Espinhaço Meridional constitui-se por um conjunto de rochas sedimentares e apresenta as principais ocorrências de formação ferrífera conhecidas na Serra do Espinhaço desde o século XIX, quando foram utilizadas para alimentar o primeiro alto forno da América do Sul, instalado em 1814 em Morro do Pilar - 25 km ao sul de Conceição do Mato Dentro (Rolim 2014). Tais formações ferríferas só ganharam importância econômica no início do século XXI, devido ao aumento dos preços do minério de ferro no mercado internacional.

Nas últimas décadas, a crescente demanda mundial por minério de ferro incentivou a viabilidade econômica de depósitos de baixo teor (< 40%), como os depósitos localizados na Serra do Espinhaço Meridional, dos quais uma das sequências, com mais de 40 km de extensão, localiza-se nas Serras da Serpentina e do Sapo, nas proximidades do município de Conceição do Mato Dentro. Este trabalho tem como foco, a caracterização mineralógica do minério de ferro proveniente da Serra do Sapo, cuja detentora da área é a empresa Anglo American.

A caracterização mineralógica do minério tem importância fundamental neste tipo de depósito para a indústria, porque, além de determinar e quantificar a associação mineralógica e definir quais são os minerais de interesse e de ganga, ela define o tamanho de partícula necessário para liberação do(s) minera(is) de interesse dos minerais de ganga, gerando informações úteis na definição das rotas de processamento.

A dissertação faz parte do Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da UFMG, e tem orientação da Prof^a. Dra. Rosaline Cristina Figueiredo e Silva e coorientação do Prof. Dr. Carlos Alberto Rosière. O trabalho insere-se em projeto de pesquisa intitulado "Caracterização mineralógica, mineraloquímica, morfologia dos componentes dos diferentes tipos de minério da Serra do Sapo e Itapanhoacanga", financiado por Convênio da empresa Anglo American e UFMG – IGC.

1.1 - Apresentação da dissertação

Parte desta dissertação de mestrado é apresentada na forma de artigos científicos nacionais, detalhados a seguir.

- 1) O primeiro artigo, intitulado “**Estudos geoquímicos de itabiritos da Serra do Sapo, Espinhaço Meridional, Minas Gerais**”, está reproduzido no **Anexo II**. O trabalho expõe os principais resultados obtidos através dos estudos de geoquímica de rocha total, e de forma

resumida os estudos petrográficos. Este artigo foi submetido à revista Geonomos, com previsão de publicação no volume 2 de 2014.

- 2) O segundo artigo intitula-se “**Caracterização mineralógica do minério de ferro da Serra do Sapo, Minas Gerais**”, e deverá ser submetido à revista Geologia USP - Série Científica. O trabalho foca na caracterização mineralógica utilizando o sistema Mineral Liberation Analyser – MLA, em amostras de itabirito do depósito de ferro da Serra do Sapo, e está apresentado no **Anexo III**. Dados adicionais do itabirito semifriável encontram-se detalhados no Capítulo 5. A técnica MLA está ainda detalhada no Capítulo 2.1.

1.2 - Justificativa e Objetivos

A crescente demanda mundial de minério de ferro tornou viáveis depósitos outrora sub-econômicos, como por exemplo, os depósitos localizados na Serra do Espinhaço Meridional. Esse fato associado à escassez de estudos de caracterização dos depósitos itabiríticos da região (e.g. Braga 2012; Rolim 2014) justificam a necessidade de caracterização dos tipos de itabirito no local.

O entendimento da mineralogia de um determinado tipo de minério é de extrema importância para a indústria, desde a avaliação da possibilidade técnica e viabilidade econômica do empreendimento mineral até projetos de otimização de uma linha de processo já instalada (Sales 2009).

O presente trabalho teve como principal objetivo a caracterização mineralógica dos tipos de minério de ferro da Serra do Sapo, fazendo-se uso da conjugação de técnicas de caracterização como petrografia macro e microscópica e análises utilizando o sistema Mineral Liberation Analyser acoplado ao microscópio eletrônico de varredura. Como resultados, este estudo teve por meta definir a morfologia e o tamanho das partículas, a composição mineralógica e química das amostras, as formas de associação da hematita com os minerais de ganga e o seu grau de liberação, a partição do ferro entre a hematita e outros eventuais minerais portadores de ferro, além de identificar potenciais elementos deletérios como Si, Al, P e S. Estudos adicionais de geoquímica de rocha total também foram realizados para o entendimento do ambiente de formação da formação ferrífera.

1.3 - Localização e Vias de acesso

A área de estudo localiza-se na borda leste da porção meridional da Serra do Espinhaço. O acesso à área (**Figura 1**) se faz por via terrestre percorrendo cerca de 140 km pela rodovia MG-010 sentido Lagoa Santa, a partir de Belo Horizonte, via que conduz ao município de Conceição do Mato Dentro. A Serra do Sapo está aproximadamente 15 km a nordeste de Conceição do Mato Dentro, continuando na MG- 010, ao lado da vila de São Sebastião do Bonsucesso, delimitada pelas coordenadas UTM 7900000 e 7910000 N e 663000 e 670000 E (**Figura 2**).

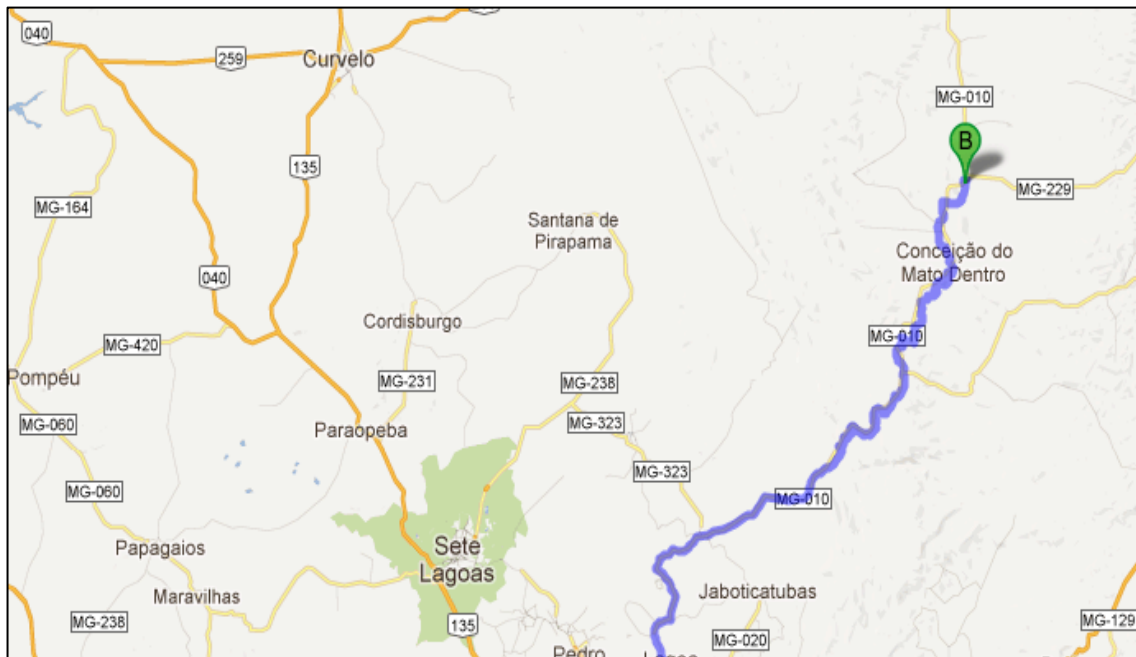


Figura 1: Mapa rodoviário de localização do depósito da Serra do Sapo. Fonte: Google Maps (2012).



Figura 2: Imagem de satélite indicando a localização da Serra do Sapo. Fonte: Google Maps (2014).

Capítulo 2 - Metodologia

O desenvolvimento da dissertação incluiu as seguintes etapas:

1. Trabalhos de campo e amostragem.
 - a. Os trabalhos de campo ocorreram entre junho e agosto de 2012 no município de Conceição do Mato Dentro. Foram coletadas ao todo 65 amostras provenientes de 7 de furos de sondagem. A seleção das amostras ocorreu de forma a representar todos os tipos de itabirito, englobando veios de quartzo.
2. Estudos petrográficos macro- e microscópicos, envolvendo a avaliação das características petrográficas/mineralógicas dos tipos de itabirito.
 - a. Foram confeccionadas 37 lâminas delgadas polidas em laboratório no município de Mariana-MG e no laboratório do Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa (CPMTC);
 - b. Para as descrições das lâminas petrográficas utilizou-se de um microscópio de luz transmitida e refletida LEICA, modelo DM2500P, do CPMTC, com ocular de 10X e objetivas de 2,5X, 5X, 10X, 20X e 50X. As análises petrográficas foram ilustradas por fotomicrografias em câmera LEICA, modelo DFC295.
3. Análises químicas de rocha total foram realizadas pelo Laboratório AcmeLabs – ACME *Analytical Laboratories Ltd.* (Canadá), em maio de 2013.
 - a. Foram analisadas 15 amostras de furos de sondagem, entre elas itabirito e veios de quartzo. Os métodos utilizados para as análises quantitativas foram: ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometric*), com fusão da amostra por metaborato de lítio e digestão com ácido, para os óxidos maiores e elementos menores; ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectroscopy*), com fusão da amostra por metaborato de lítio e digestão com água régia, para metais-base, metais preciosos, para elementos traços e terras-raras; análise LECO para análise de carbono e enxofre totais e perda ao fogo (LOI) pela sinterização a 1000°C;
 - b. Os dados de elementos terras-raras foram normalizados ao PAAS - *Post-Archean Australian Shale* - de McLennan (1989) e condrito de Taylor & McLennan (1985).

4. Preparação das amostras para a produção de seções polidas, analisadas utilizando-se do sistema Mineral Liberation Analyser (MLA), foram realizadas pelos técnicos da empresa Anglo American em Conceição do Mato Dentro, com acompanhamento da mestranda.
 - a. As amostras de itabirito e itabirito semifriável foram britadas e peneiradas a 1,00 mm, caso mais de 25% do material ficasse retido na peneira, a parte não passante retornava ao britador. Posteriormente as amostras foram homogeneizadas e quarteadas para passarem pelo peneiramento a seco utilizando as malhas de 4,00 mm, 3,35 mm, 2,36 mm, 1,7 mm, 1,18 mm, 600 μm e 500 μm . A carga de fundo passou por um novo peneiramento, dessa vez a úmido utilizando malhas de 425 μm , 300 μm , 212 μm , 150 μm , 106 μm , 75 μm , 53 μm e 38 μm . A carga de fundo desse último peneiramento foi filtrada em filtro de pressão, marca Brastorno. Todo o material peneirado a úmido foi levado à estufa e em seguida cada fração granulométrica do material foi pesada na balança da marca Toledo. Para o material friável não foi realizada britagem, passou-se diretamente para as etapas de quarteamento e peneiramento.
5. Preparação das seções polidas para análises no MLA foram realizadas pela aluna no Laboratório de Caracterização de Minérios e Materiais - Departamento de Engenharia de Minas da UFMG, entre maio e setembro de 2013, em colaboração com o doutorando Itamar Daniel Delbem.
 - a. Foram confeccionadas 29 seções de diferentes frações granulométricas provenientes de 3 amostras, uma de cada tipo de itabirito, de forma que cada amostra foi separada em diferentes frações granulométricas. Cada seção apresenta um intervalo de frações granulométricas, no caso do Itabirito e do Itabirito Friável, ou uma fração apenas, no caso do Itabirito Semifriável. Para a produção de cada seção polida foram utilizados 7,00 g de resina, 10% de endurecedor (0,70 g) e aproximadamente 1,00 g do minério. O material foi homogeneizado e colocado em repouso por 24 horas em um frasco previamente lubrificado com vaselina para endurecer. Os processos de lixamento e polimento foram realizados em politriz semiautomática, marca Buehler e modelo Minimet 1000. Para o lixamento foram utilizadas três lixas diferentes: 240 grit; 400 grit e 600 grit. As lixas foram coladas a uma placa de vidro acoplada à *politriz*. O polimento foi realizado em uma placa de vidro forrada com tecido onde são colocadas pastas de diamante acopladas ao aparelho de polimento. Foram utilizadas seis pastas diferentes: 15 μm ; 9 μm ; 6 μm ; 3 μm ; 1 μm ; 1/4 μm juntamente a fluido para polimento. Durante cada etapa do polimento, ao retirar cada pastilha da pasta, estas foram colocadas no aparelho de ultrassom *Maxiclean*, onde a

partir de vibrações limpou-se a pasta utilizada e posteriormente lavou-se cada uma com detergente em água corrente. Quando finalizado o processo de polimento, todas as pastilhas foram colocadas dentro do aparelho de ultrassom, permanecendo por 2 minutos, em seguida foram lavadas em água corrente e secas. Posteriormente passou-se éter de petróleo para retirada de qualquer “gordura” ou vestígio de pasta na superfície das seções.

6. Revestimento das amostras por carbono foi realizada no Centro de Microscopia da UFMG.
7. Estudos de identificação e química mineral a partir da técnica de microscopia eletrônica de varredura associada à espectrometria de raios-X por dispersão de energia (*EDS-energy dispersive spectrometry*), e análise do grau de liberação mineral (Mineral Liberation Analyser, MLA) foram realizados no Centro de Microscopia da UFMG.

2.1 - Mineral Liberation Analyser – MLA

2.1.1 - Histórico

Unidades geometalúrgicas (Lotter *et al.* 2003, Fragomeni *et al.* 2005 in Lotter 2011) são definidas como um grupo de minérios que possuem um conjunto único de propriedades texturais e composicionais, a partir das quais pode-se prever desempenho metalúrgico semelhante ou não. A amostragem de uma jazida com base nas unidades geometalúrgicas define a variabilidade metalúrgica e permite aos engenheiros de processo projetar opções de fluxogramas mais robustos (Lotter 2011). Para dividir um corpo de minério em unidades geometalúrgicas são necessárias informações sobre a mineralogia das partículas, porosidade, as associações minerais, textura, dureza, distribuição de tamanho, densidades de classe, liberação e composição mineral, bem como a composição molecular de cada mineral. O conhecimento de tais características é de importância fundamental para o planejamento e a otimização das plantas de processo (Fandrich *et al.* 2007). As combinações de diferentes técnicas como análise granulométrica, análise química, microscopia e análise de imagens visam fornecer tais informações (Donskoi *et al.* 2007).

Historicamente, técnicas de tratamento de minérios foram realizadas de acordo com as ferramentas disponíveis em cada época. Segundo Lotter (2011), com o avanço das pesquisas os métodos modernos foram desenvolvidos, havendo a percepção de que a abordagem integrada utilizando mineralogia e processamento mineral iria produzir uma sinergia.

O desenvolvimento de QEM*SEM – Quantitative Evaluation of Materials by Scanning Electron Microscopy – a segunda geração QEMSCAN (Grant *et al.* 1976, Barbery *et al.* 1979, Sutherland 1993, Gottlieb *et al.* 2000 in Lotter 2011), e o desenvolvimento posterior do MLA (Gu 2003;

Fandrich *et al.* 2007 in Lotter 2011) geraram o avanço de plataformas que hoje é conhecido como Mineralogia de Processo Moderna, usando como ferramentas a geologia, a amostragem, a mineralogia e o processamento mineral. A adição posterior de estatística aplicada à interpretação de testes e ensaios em escala de planta reforçou ainda mais este desenvolvimento (Lotter 2011).

Atualmente, a microscopia eletrônica de varredura, através da análise de imagens de elétrons retroespalhados (*backscattered electrons* - BSE) e secundários (SE) de alta resolução, é utilizada na caracterização mineralógica para estudar detalhadamente as fases minerais, pela diferença de número atômico médio (Jones 1987 in Gu 2003) dos elementos constituintes, através de tons de cinza. O microanalisador por dispersão de raios-X (EDS) acoplado ao MEV realiza um mapeamento composicional das partículas fornecendo informações qualitativas e quantitativas (Goldstein 2003). Sua associação a um sistema de análise de liberação mineral (Mineral Liberation Analyser - MLA) permite elaborar estudos de caracterização de última geração.

2.1.2 - Metodologia

O MLA consiste em um sistema automatizado acoplado ao MEV, este equipado com espectrômetros de raios-X por dispersão de energia, e um conjunto de *softwares* que incorpora as tecnologias do MEV (Sylvester 2012). O método combina as imagens de elétrons retroespalhados (BSE) e análises de raios-X para fornecer informação mineralógica automatizada a respeito de um material. As imagens de alta resolução das partículas geradas pelo MEV permitem ao MLA discriminar as fases minerais dentro de uma partícula, através de técnicas avançadas de análises de imagens (Fandrich *et al.* 2007), além da obtenção de dados como mineralogia modal, porosidade, tamanho de grãos e forma, associações mineralógicas e mapas texturais coletados em superfícies de rochas polidas, sedimentos ou outras amostra particuladas (Sylvester 2012).

Por ser um sistema automatizado, substitui a análise manual, tem autonomia na operação, permite a análise de várias amostras, fornece a representação estatística (milhares de partículas), é repetitivo, evita a parcialidade de operador e tem custo efetivo. Quando comparado a analisadores automatizados tradicionais, fornece resultados em tempo muito reduzido, por exemplo, de dias para algumas horas (Gu 2003).

As aplicações do MLA incluem também áreas como Petróleo e Gás, Cimento, Geociência Forense, Avaliação de Impacto Ambiental e outras que requerem análises avançadas de sistemas particulados (Ciminelli *et al.* 2010).

As principais funções de análise do MLA consistem em desaglomeração e segmentação dos grãos (Gu 2003), muito importantes na análise de liberação mineral das partículas (**Figura 3**).

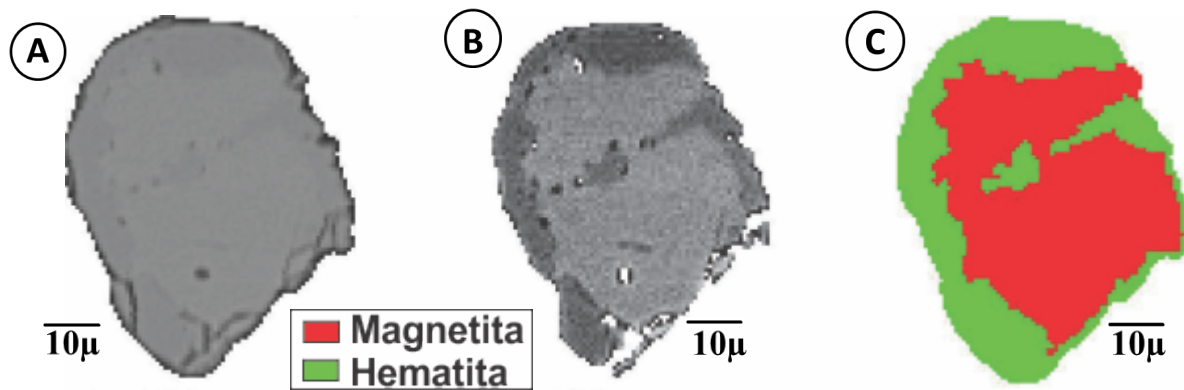


Figura 3. (A): Imagem BSE; (B): Imagem BSE com contraste de tons de cinza aprimorado; (C): Partícula segmentada e classificada pelo MLA (FEI).

Durante a etapa de preparação das amostras algumas partículas podem se tocar, se isso não for identificado pelo sistema e tratado apropriadamente, a aglomeração das partículas pode levar a resultados errôneos a respeito da liberação. A função de desaglomeração detecta os aglomerados e os separa de acordo com parâmetros de forma (Fandrich *et al.* 2007).

Posteriormente, a segmentação de fase identifica precisamente todas as fases minerais e define seus limites dentro das partículas. O processo é realizado de forma que são identificadas regiões de tons de cinza homogêneos dentro da imagem BSE. O valor médio BSE de cada região corresponde a um mineral de número atômico médio único (Jones 1987 *in* Gu 2003). O número atômico médio único determina o número de elétrons retroespalhados emitidos pelo mineral e é diretamente proporcional ao tom de cinza registrado na imagem BSE. Assim definem-se estruturas internas da partícula baseada nas características da imagem BSE, delineando fases minerais dentro de uma partícula, estabelecendo limites de grãos e removendo rachaduras, buracos e relevos (Fandrich *et al.* 2007). A imagem segmentada é gerada com cada grão mineral numa partícula, sendo a este associada uma única cor (**Figuras 3-A, B e C**).

O MLA opera com sete modos básicos de medição (Gu 2003), para analisar diferentes tipos de amostras e fornecer informações mineralógicas:

- 1) *Standard BSE liberation analysis* (BSE);
- 2) *Extended BSE liberation analysis* (XBSE);
- 3) *Sparse phase liberation* (SPL) *analysis*;
- 4) *Particle X-ray mapping* (PXMAP) *analysis*;
- 5) *Selected particle X-ray mapping* (SXMAP) *analysis*;
- 6) *X-ray modal* (XMOD) *analysis*;
- 7) *Rare phase search* (RPS) *methods*.

O método XBSE é o utilizado neste trabalho, e consiste em um método avançado, em que cada imagem BSE é coletada e segmentada para delinear os limites dos grãos em cada partícula, e então cada grão mineral é analisado com um raio-X. O processo *off-line* gera mapas das partículas a partir dos dados de segmentação destas partículas e espectros de raios-X (Gu 2003).

O *Data View* é um *software* de apresentação dos dados do MLA que permite ao operador examinar, processar, apresentar e armazenar os dados mineralógicos quantitativos gerados pelo conjunto *softwares* de medição do MLA. Dados de pixel são combinados com as composições químicas e as densidades dos minerais identificados para produzir uma variedade de dados sobre a composição mineralógica modal da amostra, *calculated assay*, partição dos elementos, distribuição de tamanho de partículas e de grãos, distribuição de densidade de partículas, *phase specific surface area* (PSSA), associação mineralógica, *mineral locking*, liberação mineral expressa por composição da partícula ou por superfície livre (Fandrich 2007).

Capítulo 3 - Geologia Regional

A Serra do Espinhaço, termo introduzido por Eschwege (1822) *in* Almeida-Abreu & Reger (2002), é a faixa orogênica mais extensa e contínua do território brasileiro. Estende-se por mais de 1200 km, na direção N-S, e atravessa os estados da Bahia e de Minas Gerais, onde é separada em dois setores nas proximidades do paralelo 17°00'S, Setentrional e Meridional (SdEM) (Knauer 2007). Esta última é comumente separada na região central, em borda oeste da serra e borda leste da serra.

A porção meridional da serra pertence à zona externa da Faixa Araçuaí, a qual bordeja a margem sudeste do Cráton Neoproterozóico do São Francisco (Uhlein 1991, Brito Neves & Cordani 1991, Trompette *et al.* 1992, Schobbenhaus 1993, 1996, Alkmim *et al.* 1993 *in* Martins-Neto 1998), limita o sudeste do Cráton do São Francisco, amalgama-se para nordeste com a Faixa e mostra-se segmentada e deslocada em relação à parte setentrional dessa serra. Estende-se do Quadrilátero Ferrífero em direção ao norte por cerca de 300 km (**Figura 4**).

A estratigrafia do Setor Meridional da Serra do Espinhaço foi descrita por Pflug (1968) e Schöll & Fogaça (1979), com modificações propostas por Fogaça *et al.* (1984), Dossin *et al.* (1984) e Almeida Abreu (1993). A subdivisão inicial de Pflug (1968) reconheceu, da base para o topo, oito formações: Formação São João da Chapada, Formação Sopa-Brumadinho, Formação Galho do Miguel, Formação Santa Rita, Formação Córrego dos Borges, Formação Córrego da Bandeira, Formação Córrego Pereira e Formação Rio Pardo Grande (Knauer 2007). Almeida-Abreu & Renger (2002) defendem que a Serra do Espinhaço Meridional é edificada pelas unidades citadas subdivididas nos grupos Guinda e Conselheiro Mata, além das unidades supracrustais aflorantes na borda leste da porção meridional da serra, reunidas sob a denominação de Grupo Serro. Já Knauer (2007) agrupou tais unidades em três conjuntos denominados de Grupo Guinda, Formação Galho do Miguel e Grupo Conselheiro Mata.

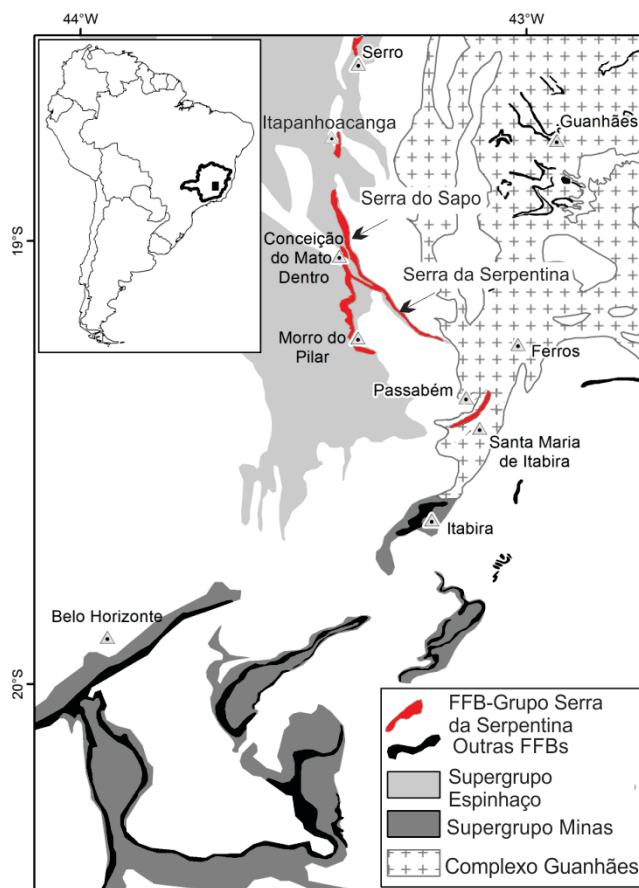


Figura 4: Mapa geológico regional mostrando a localização das FFBs do Grupo Serra da Serpentina, e a distribuição das outras sequências de FFBs no sudeste do Brasil, incluindo a Serra do Sapo (modificado de Rolim & Rosière 2011; baseado em Grossi-Sad *et al.* 1997; Pedrosa Soares *et al.* 1994).

3.1 - Borda leste da Serra do Espinhaço Meridional

A borda leste da SdEM apresenta litologias exclusivas da região e engloba as principais ocorrências de formação ferrífera conhecidas na Serra do Espinhaço. A forte tectônica tangencial, sob a qual a área foi submetida, impede uma boa caracterização das relações de contato e do posicionamento estratigráfico relativo das sequências (Knauer 1990).

Almeida-Abreu & Renger (2002) agruparam sob a denominação de Grupo Serro as rochas supracrustais e a Suíte Ultramáfica de Alvorada de Minas, que ocorrem no leste da SdEM, em quatro unidades distintas. As unidades, segundo os autores, organizam-se como Suíte Ultramáfica de Alvorada de Minas, Formação Jacém, Formação Serra do Sapo e Formação Itapanhoacanga. Knauer (1990), entretanto, defende que a Formação Itapanhoacanga e a Suíte Metaígneia Conceição do Mato Dentro pertencem ao Grupo Guinda. Já a proposta estratigráfica de Rolim (2014) dividiu o conjunto de rochas sedimentares da região em Grupo Serra da Serpentina e Grupo Itapanhoacanga (**Figura 5**). Adotou-se a recente estratigrafia de Rolim (2014) neste trabalho, fundamentada tanto em dados estratigráficos de campo, como geocronológicos.

Mapa de Geológico-Estrutural Borda Leste da Serra do Espinhaço Meridional

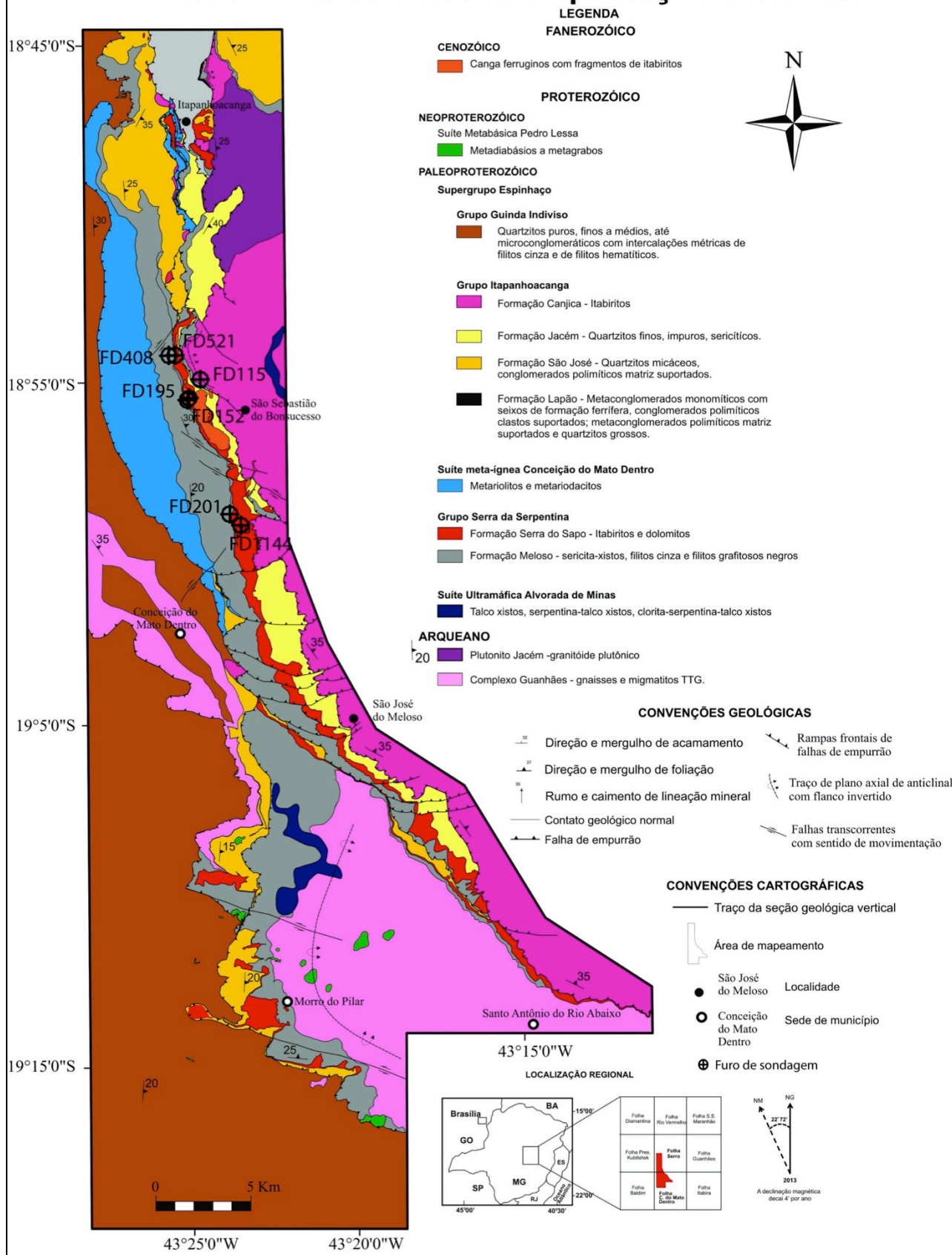


Figura 5: Mapa geológico regional da porção centro sul da borda leste da Serra do Espinhaço Meridional (Rolim 2014).

3.1.1 - Complexo Basal

O Complexo Basal ou Complexo Guanhões – nome local (Grossi-Sad *et al.* 1989, Bastos Neto 1982, Grossi-Sad *et al.* 1997, Knauer & Grossi-Sad 1997) reúne as rochas de idade arqueana – 2,66 a 2,87 Ga (Brito Neves *et al.* 1979 e Silva *et al.* 2002). Rolim (2014) descreve as rochas dessa unidade como rochas graníticas e granodioríticas, em geral milonitizadas e migmatizadas, gnaisses bandados, granada anfíbólio biotita- quartzos xistos e muscovita quartzitos brancos. O complexo é intrudido por várias unidades metaígneas: Suíte metaígneia Alvorada de Minas, Plutonitos Jacém e Dom Joaquim, Unidade metaígneia Conceição do Mato Dentro Grupo, granitos Borrachudos e Suíte Pedro Lessa.

A Suíte metaígneia Alvorada de Minas (Almeida Abreu *et al.* 1989) é conjunto de corpos de rochas ultramáficas, de idade entre 2,05 e 2,22 Ga (U/Pb em zircões – Hagedorn 2004 *in* Rolim 2014) de afinidade toleítica, metamorfisados na fácies xisto verde alto a anfíbolito baixo, intensamente hidrotermalizados e portadores de depósitos estratificados de cromitas (Zapparoli 2001 *in* Rolim 2014).

Os plutonitos Jacém e Dom Joaquim (Knauer & Grossi-Sad 1997), de idade presumidamente arqueana ou paleoproterozóica, são granitoides porfiríticos, foliados, metamorfisados e em parte migmatizados, com fenocristais de feldspato branco.

A Suíte Metaígneia Conceição do Mato Dentro (Knauer 1990) engloba rochas metavulcânicas/subvulcânicas de filiação ácida. Predominam tipos claros, com matriz fina envolvendo fenocristais de quartzo azulado e de feldspato. Localmente são observadas rochas mais escuras, mas também estas mostram os típicos fenocristais de quartzo. Correspondem aos metariolitos descritos na literatura por Grossi-Sad & Mello (1969) *in* Knauer (2007) com os termos mais escuros representando, segundo Herrgesell (1984) *in* Knauer (2007), verdadeiros metariodacitos. Datações U/Pb realizadas nestas rochas forneceram idades entre 1.70 e 1.72 Ga (Brito Neves *et al.* 1979 *in* Knauer 2007). A Suíte Borrachudos é genética e geocronologicamente correlacionada à Suíte Conceição do Mato Dentro (Dussin 1994 *in* Rolim 2014), sendo constituída por diversos corpos de granitos alcalinos anorogênicos que se posicionam no interior do Complexo Basal (Rolim 2014).

A Suíte Metaígneia Pedro Lessa (Knauer 1990) corresponde a metadiabásios de idade 906 ± 2 Ma (Machado *et al.* 1989 *in* Almeida-Abreu & Renger 2002), metamorfisados na fácies xisto verde, que ocorrem sob a forma de diques e soleiras cortando tanto as sequências metassedimentares como as metaígneas e o Complexo Basal (Knauer 1990).

3.1.2 - Grupo Serra da Serpentina

O Grupo Serra da Serpentina, anteriormente descrito como composto por três unidades (Dossin 1985, Grossi-Sad & Magalhães 1989, Almeida-Abreu *et al.* 1989 *in* Rolim 2014), foi considerado por Rolim (2014) como restrito às suas duas unidades inferiores, denominadas Formação Meloso e Formação Serra do Sapo (Almeida-Abreu 1989). Tal unidade já foi alvo de diversos trabalhos devido à importância econômica de suas formações ferríferas.

A Formação Meloso (Rolim 2014) é formada por um conjunto de rochas sedimentares predominantemente pelíticas, tendo como rocha característica um quartzo-clorita-sericita xisto fino. No topo da unidade, ocorre comumente um filito cinza claro a prateado, com presença de aglomerados de hematita tabular nos níveis micáceos. No topo desta litologia ocorrem porções descontínuas de um quartzo-grafita filito negro, lentes de rocha manganésifera de cor negra e espessura métrica, muito decomposta, e intercalação de lentes de quartzitos de espessura métrica a decamétrica. O contato com a unidade de topo é transicional e o inferior com o Complexo Basal é brusco, comumente mascarado pela intrusão de metabasitos xistificados (Rolim 2014).

A Formação Serra do Sapo (Almeida-Abreu 1989) é a unidade mais estudada devido à grande importância econômica de suas formações ferríferas bandadas da base da unidade que, tem em média 80m de espessura na Serra do Sapo, podendo atingir até 350 m na porção norte. A formação ferrífera tem cor cinza clara a cinza escura, localmente negra azulada, formada por alternância de camadas milimétricas a centimétricas, quartzosas e ferruginosas, ricas em hematita especular e granular e, localmente, magnetita. Corpos ricos aparecem descontinuamente, xistosos e de composição especularítica, com 100 m a 300 m de comprimento e espessura variando de 10 m a 30 m. Lentes de formação ferrífera bandada ricas em manganês, de cor negra, ocorrem na base da unidade com espessura de poucos metros. Meta-brechas afloram no topo do nível de formações ferríferas bandadas ao norte da Serra do Sapo, formadas por fragmentos de formações ferríferas angulosos e matriz predominantemente quartzosa. Intercalações lenticulares de quartzitos brancos, sericíticos; quartzitos cinzentos ferruginosos; hematita-sericita-quartzo xistos/ filitos de cor cinza são encontradas em meio às formações ferríferas bandadas. O topo da formação é constituído por dolomitos vermelhos a rosados, finos, recristalizados, cortados por vênulas brancas de quartzo ou de calcita, com espessura de até 80 m. O contato entre o topo das formações ferríferas bandadas e a base dos dolomitos mostra intercalações centimétricas a decimétricas das duas litologias. O contato inferior da Formação Serra do Sapo com a Formação Meloso é gradacional, já o contato superior com a Formação Itapanhoacanga é brusco e marca uma discordância erosiva (Rolim 2014).

3.1.3 - Grupo Itapanhoacanga

O Grupo Itapanhoacanga, segundo Rolim (2014), é predominantemente composto por quartzitos, divididos em quatro formações, da base para o topo: Formação Lapão, Formação Serra de São José, Formação Jacém e Formação Canjica.

A Formação Lapão (Rolim 2014) constitui-se por um conjunto de metaconglomerados e quartzitos grossos. Os metaconglomerados são polimíticos, clastosuportados e mal selecionados, formando corpos lenticulares. Os clastos são constituídos principalmente por quartzitos ferruginosos, metachert ferruginoso, formações ferríferas bandadas e filitos negros com matriz predominantemente arenosa, quartzosa, cinza clara a branca, podendo ser sericítica e/ou ferruginosa. Os metaconglomerados mais basais frequentemente contêm níveis extremamente ricos em seixos de formações ferríferas, muitas vezes monomíticos. Localmente a matriz dos metaconglomerados polimíticos se torna, ferruginosa. Envolvendo os bancos de conglomerados ocorrem quartzitos grossos, sericíticos/moscovíticos, bandados. O contato do topo, com a Formação Serra de São José, é gradacional (Rolim 2014).

A Formação Serra de São José (Rolim 2014) constitui-se por níveis de quartzo-sericita xistos finos que intercalados a um quartzito branco sericítico impuro, além de lentes de metaconglomerados polimíticos, matriz-suportados. A matriz é quartzosa, arenosa e os clastos são seixos de quartzito branco, quartzo de veio, filitos cinzas e negros, formações ferríferas. Estratigraficamente acima, ocorrem intercalados nos quartzitos, níveis de metaconglomerados compostos por grânulos angulosos de quartzo com seixos esparsos de quartzitos e filitos. O contato de topo desta unidade com a Formação Jacém é gradacional (Rolim 2014).

A Formação Jacém (Almeida-Abreu *et al.* 1989, Knauer 1990) é composta por quartzito fino a médio, com uma persistente laminação plano-paralela com intercalações de quartzitos micáceos e filitos (Almeida-Abreu & Renger 2002). Raros filitos e quartzo-sericita xistos finos, de cor cinza clara, recobrem o quartzito fino. O contato de topo da Formação Jacém com a Formação Canjica é transicional, em que as rochas do topo da unidade passam a conter proporções maiores de minerais de ferro (Rolim 2014).

A Formação Canjica (Rolim 2014), unidade de topo do Grupo Itapanhoacanga é descontínua. Compõe-se por formações ferríferas bandadas com bandamento milimétrico a centimétrico e intercaladas a lentes de sericita xistos, filitos cinza e quartzitos sericíticos com espessura decimétrica (Rolim 2014).

A coluna estratigráfica proposta por Rolim (2014) para a região é mostrada na **Figura 6**.

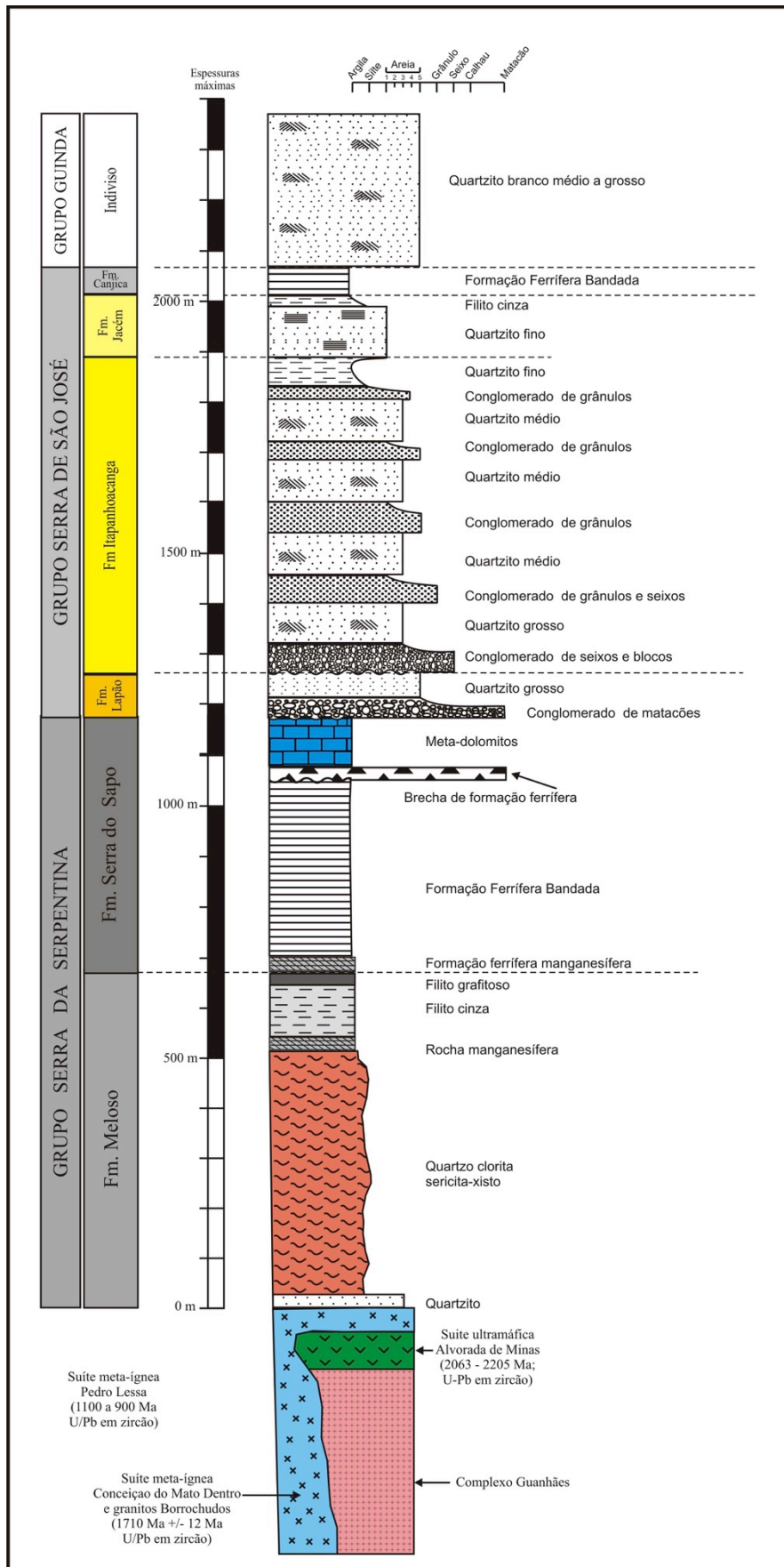


Figura 6: Coluna estratigráfica proposta para a borda leste da Serra do Espinhaço Meridional (Rolim 2014).

Capítulo 4 - Petrografia

Sete furos de sondagem foram descritos e destes 65 amostras de mão selecionadas, sendo 37 para confecção de lâminas delgadas polidas para estudos petrográficos (**Tabela 1**). Os furos de sondagem estudados foram: FD115, FD144, FD152, FD195, FD201, FD408 e FD521, conforme descrição apresentada nas **Figuras 7, 8, 9, 10, 11, 12 e 13**. A localização dos furos é mostrada na **Tabela 2** e na **Figura 5**. O **Anexo I** apresenta as tabelas de descrição petrográfica microscópica.

Tabela 1: Lista de amostras macroscópicas amostradas e lâminas produzidas para cada furo de sondagem estudado.

FUROS	Nº DE AMOSTRAS	Nº DE LÂMINAS
FD115	13	5
FD144	10	5
FD152	11	4
FD195	3	3
FD201	11	9
FD 408	6	5
FD521	11	6

Tabela 2: Testemunhos de sondagem amostrados, com posição (coordenadas utm), e profundidade.

FURO	EAST	NORTH	Prof. Máx (m)
FD115	666803,0	7907605	624,40
FD144	668966,4	7899798	217,40
FD152	666201,9	7906606	159,40
FD195	666107,1	7906503	110,15
FD201	668378,3	7900394	944,71
FD408	665115,2	7908886	154,00
FD521	665445,4	7908899	280,35

No depósito da Serra do Sapo, as FFBs são metamorfisadas e intensamente cisalhadas com transposição e obliteração das estruturas primárias na maioria dos afloramentos. Minérios de ferro de baixo teor foram classificados em itabirito -IT, itabirito semifriável-ISF e itabirito friável-IF, classificação essa feita com base nas descrições petrográficas macroscópicas, e de acordo com o grau de intemperismo e compacidade apresentado pelas amostras.

O itabirito consiste em uma FFB fresca, com intervalos magnéticos e com a presença de veios de quartzo com hematita especularítica, de espessuras centimétricas a métricas. Esses veios, de provável origem hidrotermal, também são aqui descritos.

A alteração intempérica do itabirito produz sua desagregação gerando os tipos denominados semifriável e friável (**Figura 14**). O itabirito friável corresponde ao produto final mais avançado de intemperismo que ocorre em geral nas partes superiores das zonas do saprólito (**Figura 14 e Tabela 3**). As siglas utilizadas nas descrições petrográficas correspondem a:

Qtz – quartzo; Mbr – mica branca; Chl – clorita; Mt – martita; MpHem – hematita microlamelar; AHem – hematita anédrica; PHem – hematita lamelar; Kmg – kenomagnetita; Gt – Goethita; Gbs – Gibsita; Crb - Carbonato

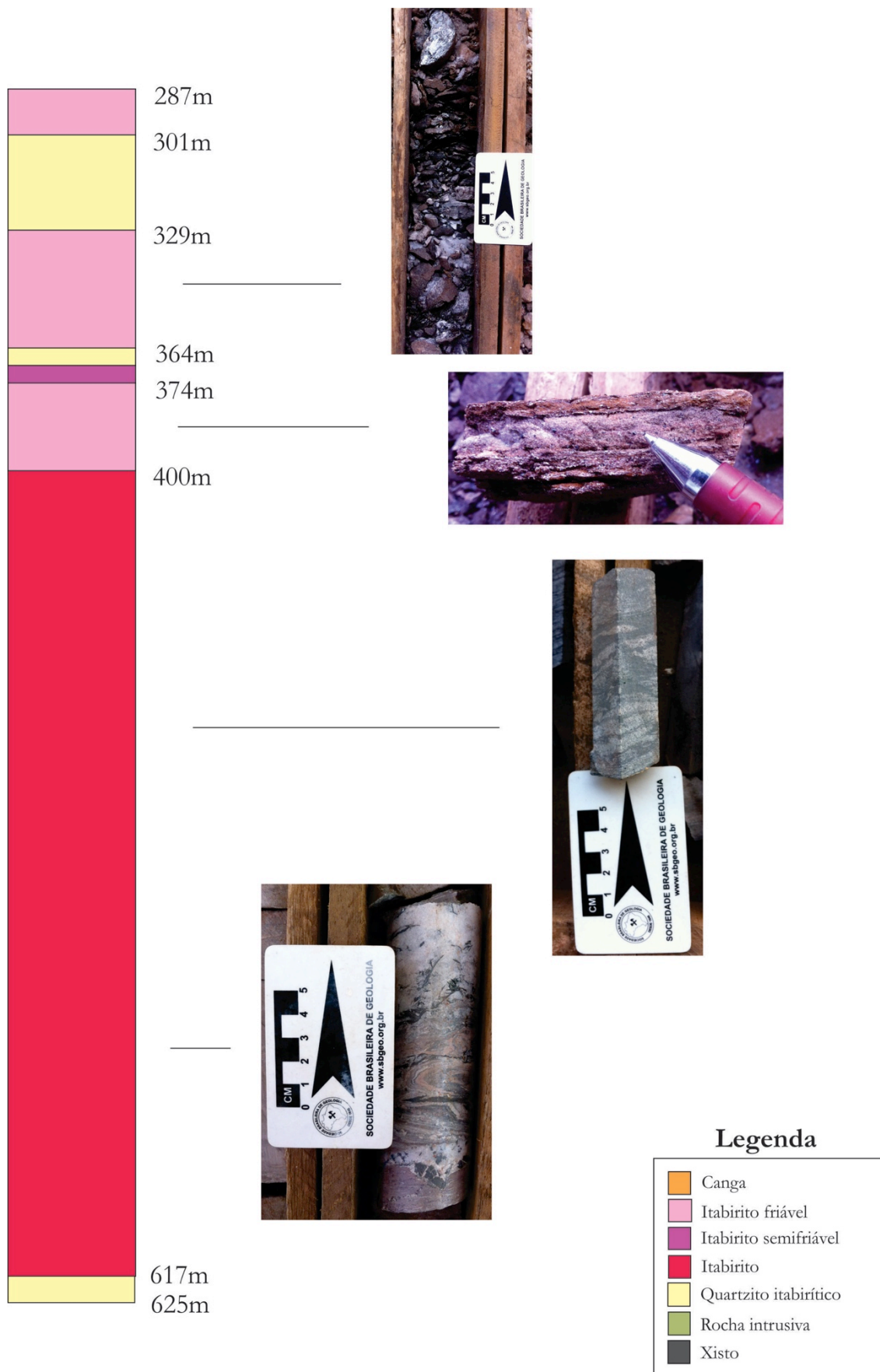


Figura 7: Desenho esquemático representativo do furo de sondagem FD115, mostrando fotos macroscópicas das principais litologias.

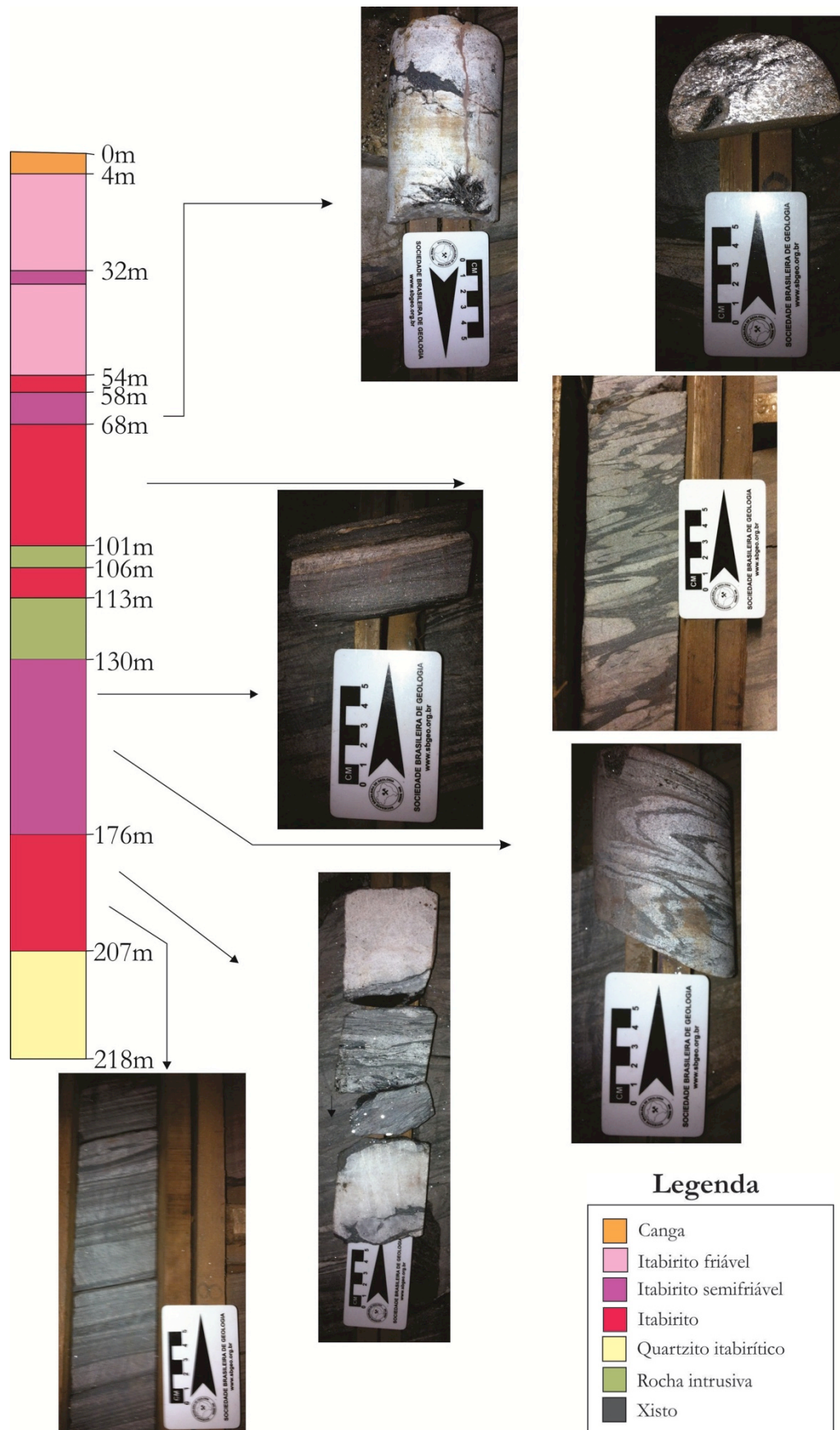


Figura 8: Desenho esquemático representativo do furo de sondagem FD144, mostrando fotos macroscópicas das principais litologias.

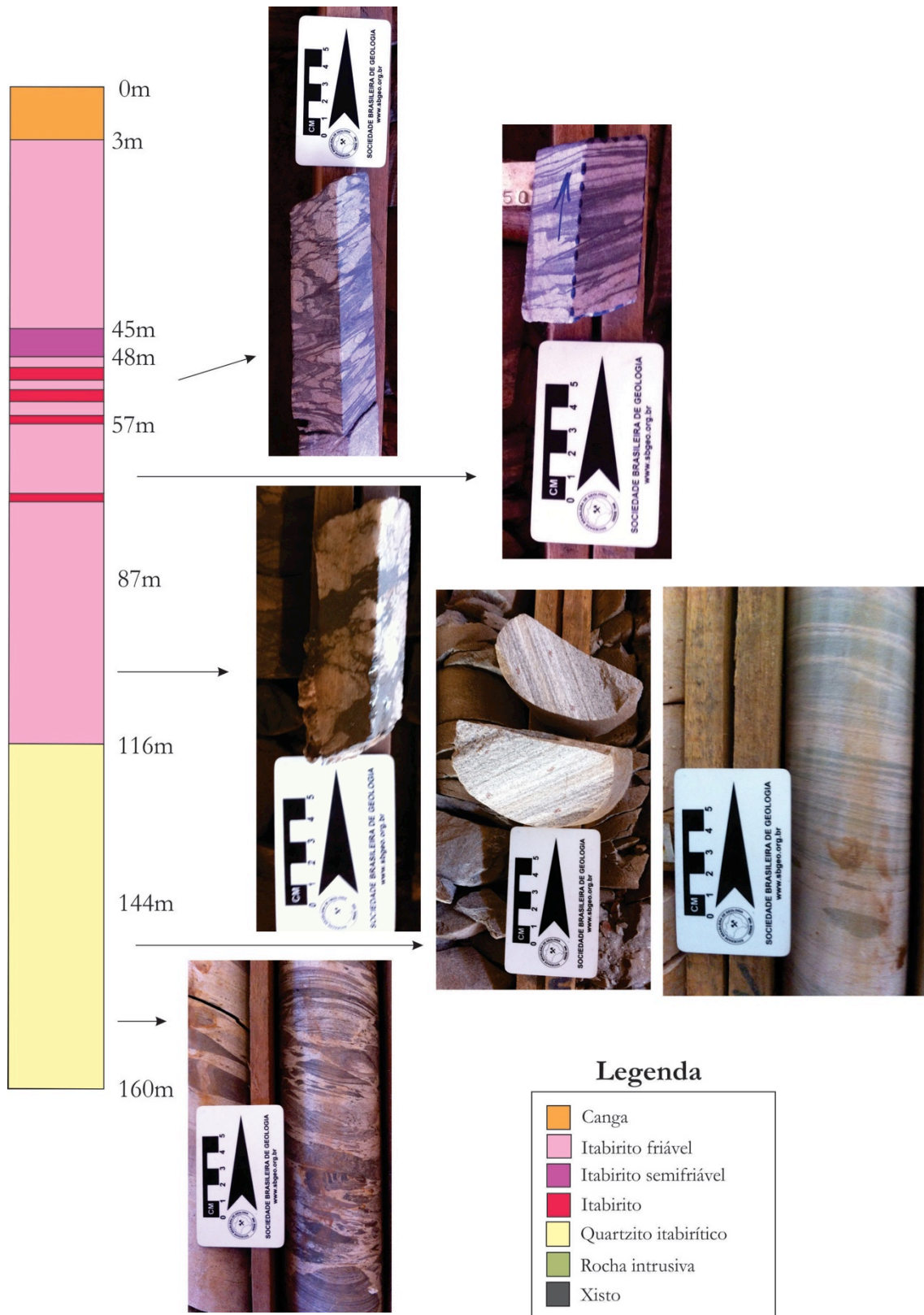


Figura 9: Desenho esquemático representativo do furo de sondagem FD152, mostrando fotos macroscópicas das principais litologias.

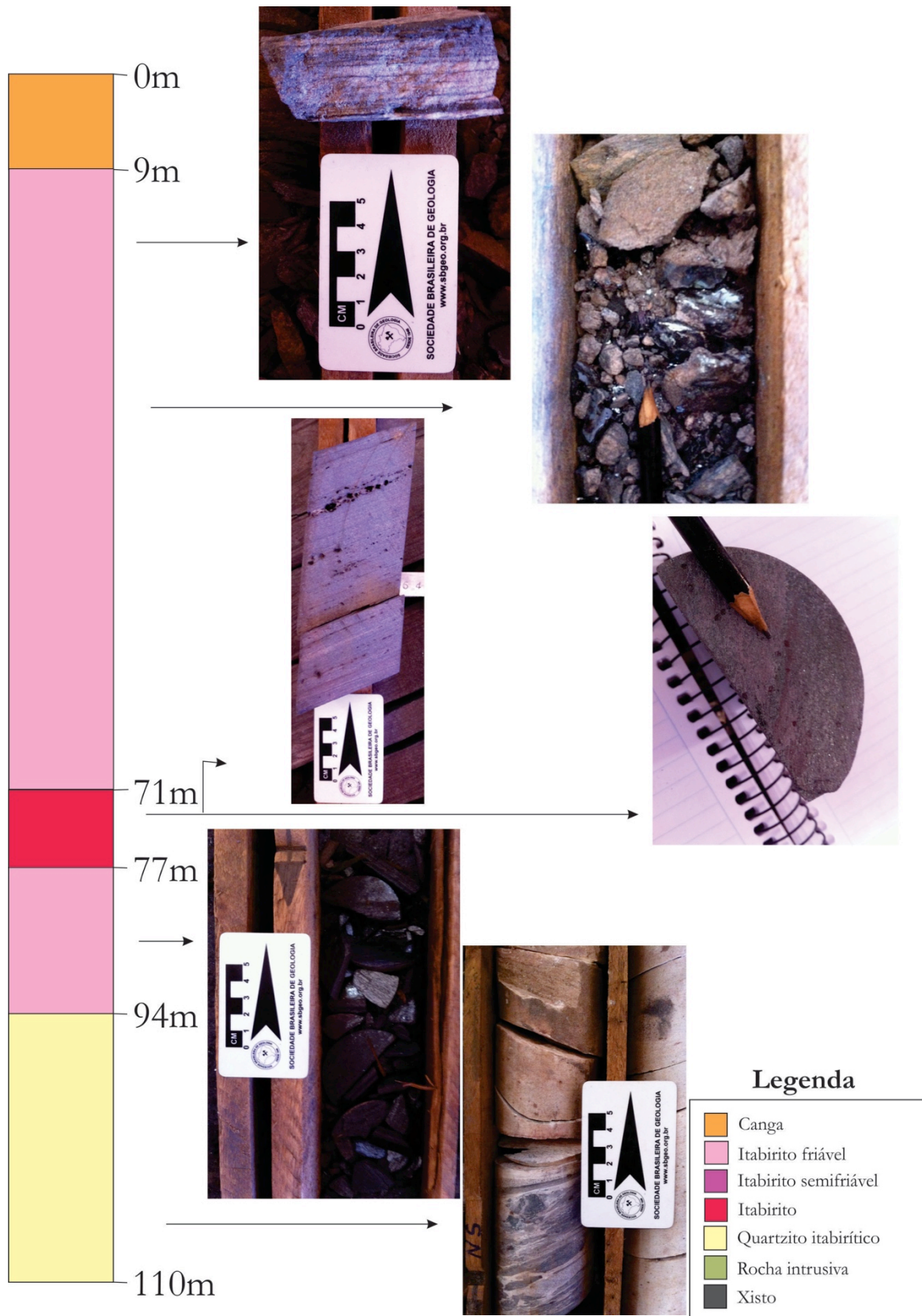


Figura 10: Desenho esquemático representativo do furo de sondagem FD195, mostrando fotos macroscópicas das principais litologias.

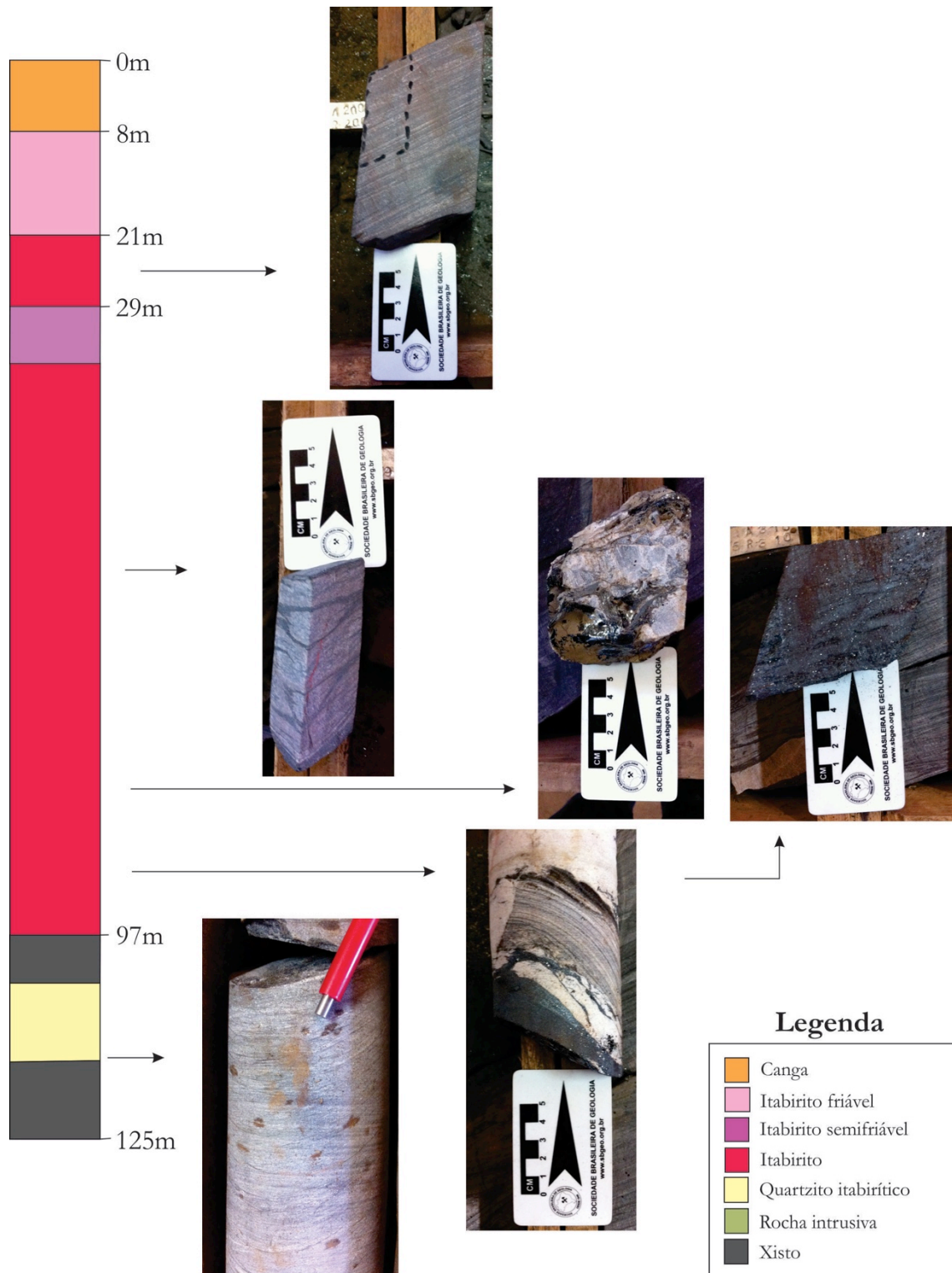


Figura 11: Desenho esquemático representativo do furo de sondagem FD201, mostrando fotos macroscópicas das principais litologias.

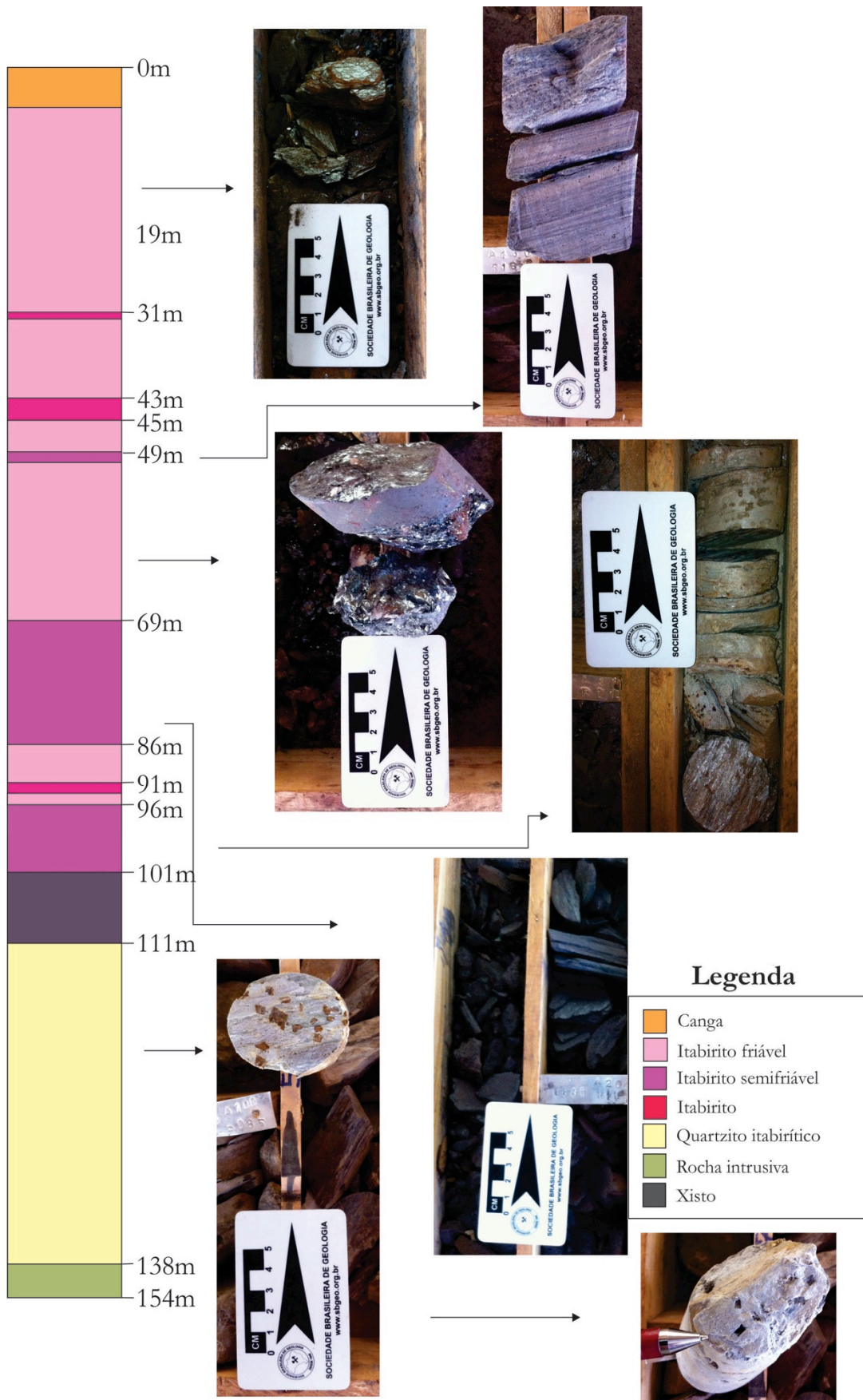


Figura 12: Desenho esquemático representativo do furo de sondagem FD408, mostrando fotos macroscópicas das principais litologias.

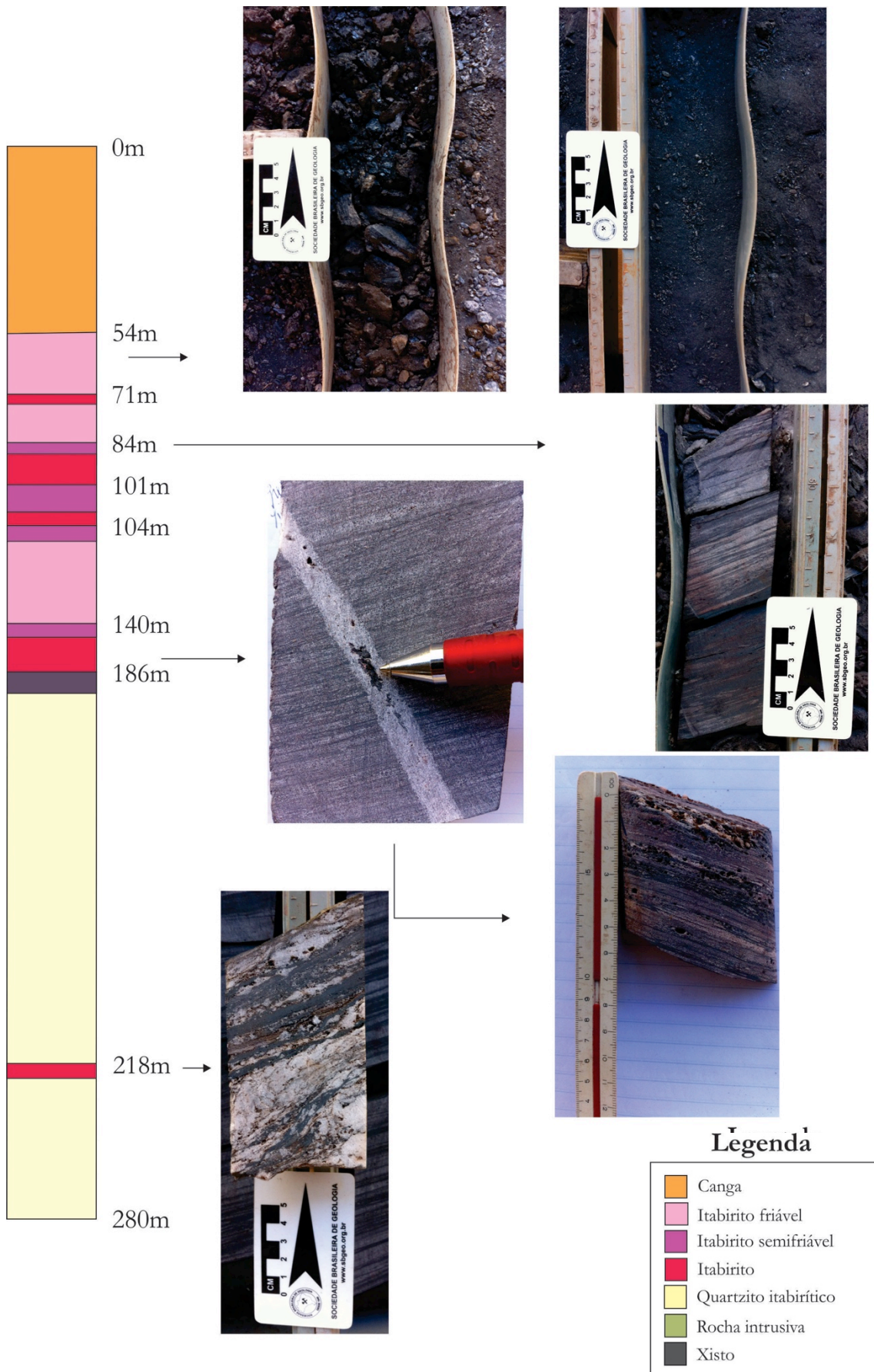


Figura 13: Desenho esquemático representativo do furo de sondagem FD521, mostrando fotos macroscópicas das principais litologias.

Tabela 3: Tabela de descrição petrográfica microscópica.

Amostra FD:	Descrição da amostra/Mineralogia	MpHem	AHem	Mt	kmg	PHem	Gt	Qtz	Mbr	Gbs	Chl	Crb
201-1	IT	xx	xx					xx				
201-2	ISF	xx						xx	x			
201-3	IT (contato com veio)	xx	xx					xx	x			
201-4	IT	xx	xx	x				xx				
201-6	Veio de qtz + PHem					xx		xx				x
201-7	IT	xx	x					xx	x			
201-8	IT	xx	x			xx		xx	x			
201-9	IT	xx	xx					xx				
201-10	IT	xx	xx					xx	x			
115-1	ISF	xx		x	x		xx	x			x	
115-2	ISF	x		xx	x		xx	xx				
115-3	IF	x	xx					xx				
115-4	IT	xx	x					xx	x		x	
115-7	IT	xx	xx								xx	x
144-4	ISF	xx	x	x				xx	x		x	
144-7	IF	xx	xx	xx	x			xx	x			
144-8	Veio de qtz + PHem					xx		xx	x	x		
144-9	IT (contato veio-IT)	x	x			xx		xx	x			
144-10	IT	xx	x					xx	x			
152-1	IT	xx	xx					xx	x			
152-2	IT	xx	xx					xx	xx			
152-4	Veio de qtz + PHem	x				xx		xx	x			
152-5	IT	xx						xx				
195-1	IF	xx	xx					xx	xx			
195-2	IF	xx	x					xx	x			
195-3	ISF	xx	x	x				xx	x			
408-1	IT	xx	x					xx			xx	
402-2	IF	x	xx					xx				
408-3	IF	xx	xx					xx				
408-4	IT-c/poros	x	xx					xx	x	x		
408-5	IF	xx	x					xx	x			
521-1	ISF	xx	xx					xx	x			
521-2	IF	xx						xx	x			
521-3b	IF	xx						xx				
521-4	IF	xx						xx	x			
521-5	IT	xx	x					xx	x			
521-6	IT	xx	xx	x				xx	x			

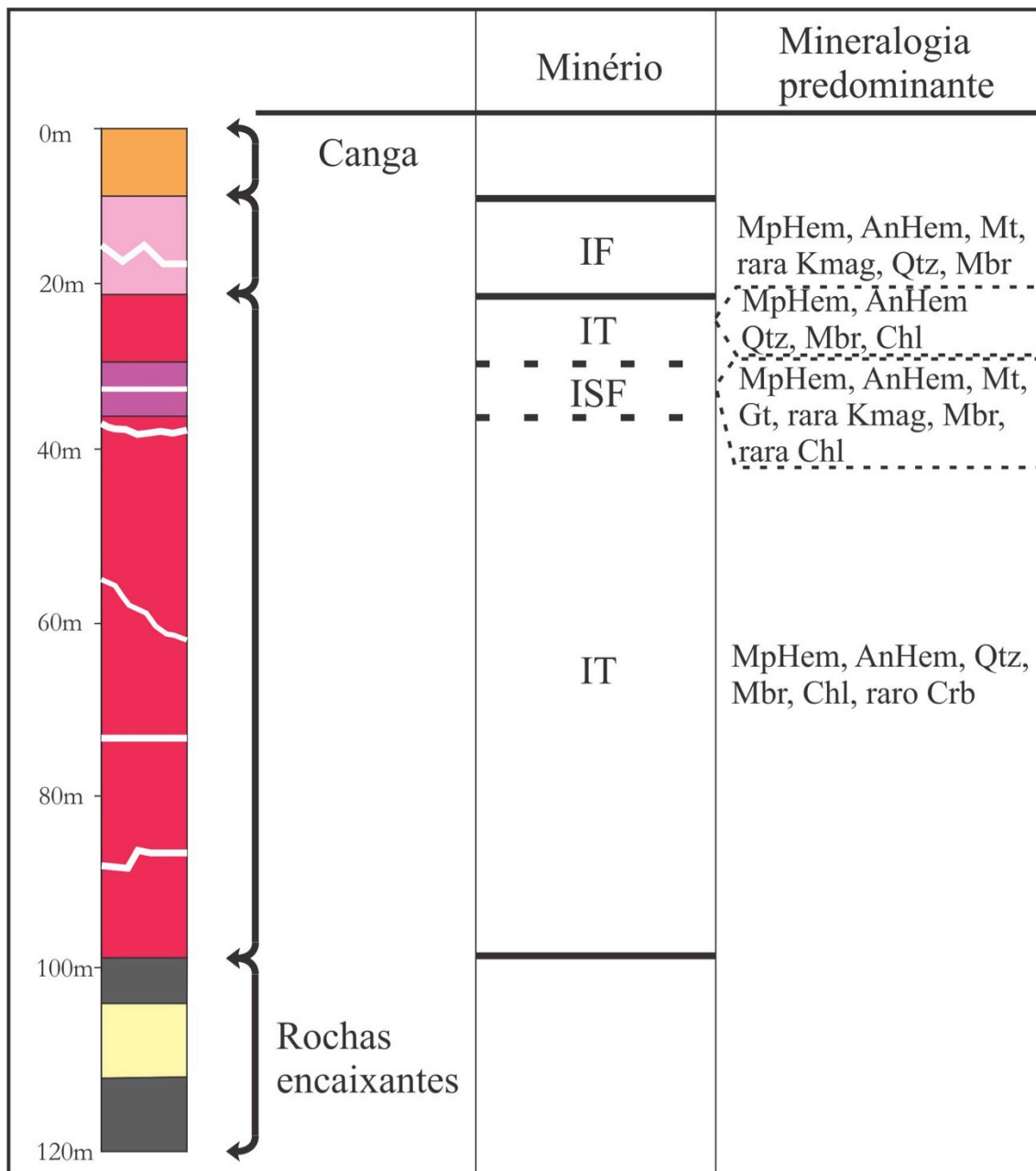
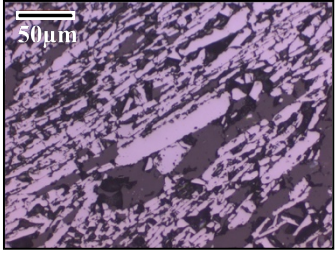
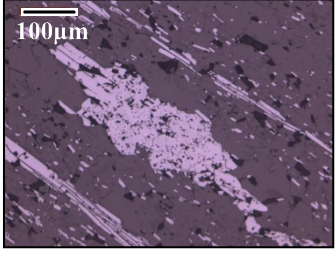
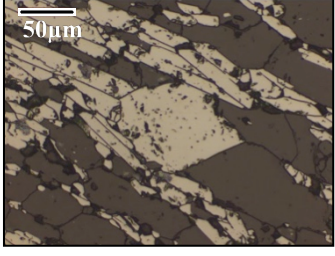
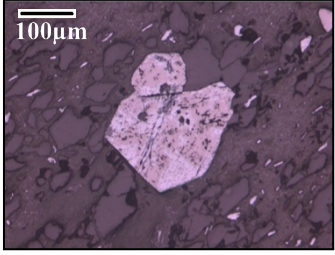
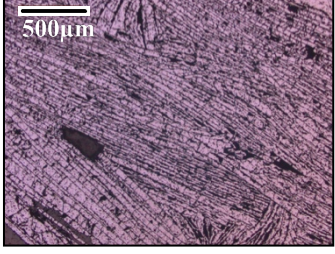


Figura 14: Perfil de intemperismo, tipos de minério e mineralogia típica de cada tipo.

Classificação dos óxidos

Com base nos estudos petrográficos microscópicos dos itabiritos, óxidos de ferro foram identificados conforme descrição apresentada na **Tabela 4**.

Tabela 4: Tipos de óxidos de ferro classificados com base na definição de Hagemann et al. (2008).

Tipo	Descrição	Fotomicrografia
Hematita microlamelar	Cristais de hematita alongados de granulação fina a grossa, que comumente constituem a massa de hematita dos itabiritos.	
Hematita anédrica	Aglomerados anédricos e porosos, que ocorrem comumente associados aos cristais de hematita microlamelar.	
Martita	Cristal de hematita pseudomorfo do cristal octahédrico da magnetita.	
Kenomagnetita	Fase intermediária que se forma durante a oxidação da magnetita para hematita. Pode ser descrita como uma magnetita deficiente em Fe ⁺² (Kullerud, 1969). Apresenta cor rósea e ocorrem no centro dos cristais de martita.	
Hematita especular	Cristais de hematita alongados, com comprimentos muito longos, e muito deformados. Comuns em veios de quartzo.	

4.1 - Itabirito

O itabirito consiste em uma rocha compacta em amostra de mão, com microbandamento característico, marcado pela alternância de bandas constituídas por quartzo, de cor branca, e hematita, de cor cinza escuro e brilho metálico (**Figura 15-A**). O bandamento é comumente milimétrico, no entanto chega a atingir espessuras centimétricas. Dobradas ou não, as microbandas de quartzo podem apresentar aspecto anastomosado. Pode conter pequenas porções ricas em sericita.

Localmente, são observados níveis porosos, (**Figura 15-B**), paralelos ao bandamento, principalmente nas bandas quartzosas. Intervalos de itabiritos magnéticos são comuns, sendo possível observar a olho nu alguns cristais de magnetita (**Figura 15-C**). A presença de veios de quartzo é comum, paralelos ou não ao bandamento. Têm espessuras variando de centimétricas a métricas, de cor branca, podendo conter lamelas de hematita (**Figura 15-D**) e, nos contatos da rocha com o veio, as bandas de hematita tornam-se mais concentradas que as de quartzo. Podem apresentar *vugs* (**Figura 15-E**).

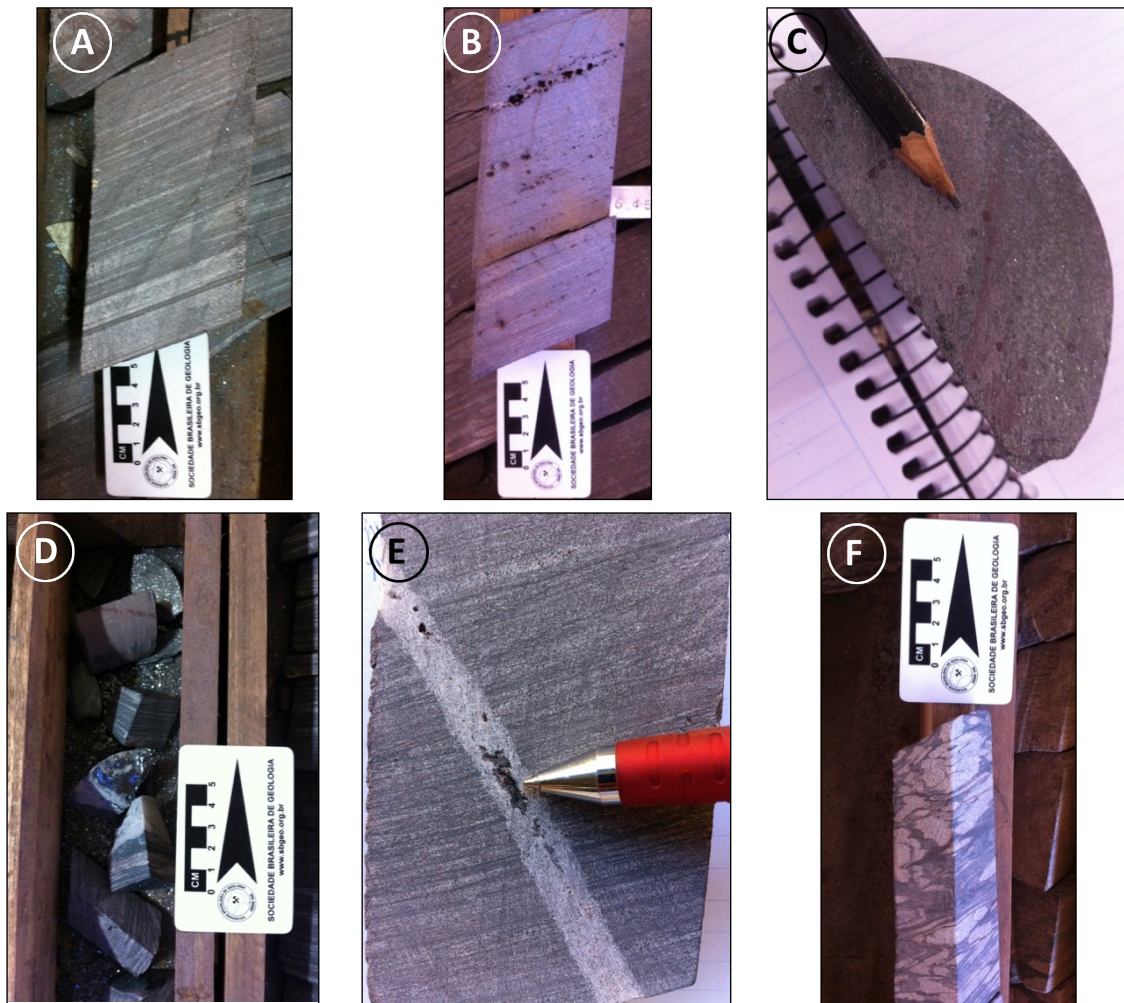


Figura 15. Fotomicrografias (A): Bandamento do itabirito (FD201); (B): Vugs paralelos ao bandamento do itabirito (FD195); (C): Cristais de magnetitas visíveis a olho nu no itabirito (FD195); (D): Veio de quartzo contendo lamelas de hematita (FD201); (E): Veio de quartzo discordante contendo cristais de hematita e vugs (FD521); (F): Itabirito com aspecto conglomerático (FD152).

Veios discordantes que alimentam outros veios menores também são encontrados, às vezes dando aspecto brechado à rocha (**Figura 15-F**). Em profundidades maiores estes veios podem aparecer dobrados.

Microscopicamente, a rocha apresenta bandamento marcado pela alternância de bandas constituídas em geral por quartzo e hematita, com porções ricas em mica. Exibe granulação fina a média, textura predominantemente granoblástica, com lentes ou até mesmo bandas de quartzo granoblástico de granulação grossa, porosas ou não.

As **bandas de minerais transparentes** compõem-se essencialmente por cristais de quartzo, com mica branca subordinada. Os cristais de quartzo têm granulação variando em média de 0,04 mm a 1,00 mm, quando alongados e orientados, chegando a 2,00 mm quando poligonais, e fazem contatos retos e lobados entre si, algumas vezes serrilhados. Bandas (lentes?) de quartzo, com granulação mais grossa que o restante, intercalam-se irregularmente, podendo apresentar variação de espessura (prováveis porções de veios/vênulas) (**Figura 16-A**). Já a mica branca pode ocorrer como cristais

subédricos e alongados, variando de 0,02 mm a 0,08 mm. Cristais de mica branca de hábito acicular ou placóide (**Figura 16-B**) encontram-se, por vezes, dispersos pela rocha, orientados segundo a direção do bandamento, de tamanho 0,005 mm a 0,60 mm, ocorrendo junto ao quartzo e aos minerais opacos, podendo estar inclusos nos cristais. Cristais aciculares de clorita, de cor verde claro acinzentado, ocorrem orientados segundo a direção do bandamento, de granulação de 0,02 mm a 0,15 mm, algumas vezes ocorrendo como placas de tamanho 0,40 mm (na amostra FD115-7, chegam a compor 5% da lâmina), associados à hematita e ao quartzo (**Figura 16-C**). Cristais de carbonato (dolomita) foram encontrados em apenas uma lâmina (FD115-7), comumente associados ao quartzo, em geral arredondados, de tamanho 0,03 mm a 0,07 mm, às vezes anédricos, chegando a 0,32 mm (observado um único cristal de 0,80 mm).

As **bandas de minerais opacos** compõem-se por hematita, predominantemente microlamelar, associada ao quartzo, e martita subordinada. Os cristais microlamelares são orientados paralelos ao bandamento, comumente subédricos, com granulação variada, em média de 0,005 mm a 0,42 mm. Formam bandas de espessuras variadas, localmente descontínuas, variando de lâmina para lâmina onde é possível observar que os cristais mais grossos de hematita microlamelares e lamelares sobrecrescem os de granulação mais fina (**Figuras 16-D e 16-E**). Cristais de hematita microlamelares também ocorrem de forma dispersa na lâmina, orientados em meio às bandas de quartzo.

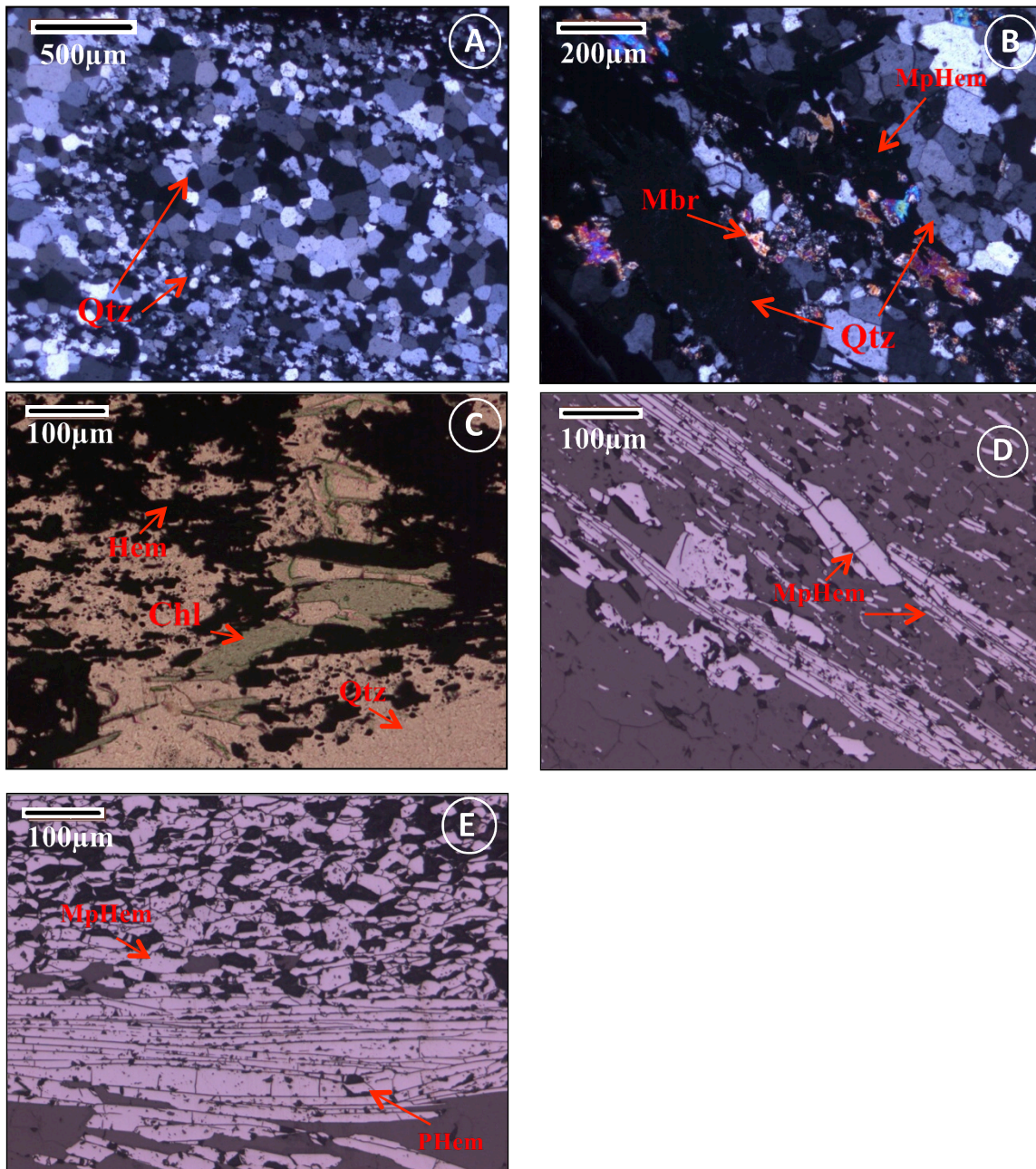


Figura 16. Fotomicrografias (A): Variação de granulação de cristais de quartzo. Luz transmitida, nicóis cruzados, aumento 25x (Amostra 152-1); (B): Cristais de mica branca, alongados e orientados segundo o bandamento em luz transmitida, nicóis cruzados, aumento 50x (Amostra FD195-3); (C): Cristais de clorita junto a cristais de hematita. Luz transmitida, nicóis paralelos, aumento 100x (Amostra 115-7); (D): Cristais de hematita microlamelares de granulação grossa sobrecrecem os cristais de granulação mais fina, e ambos sobrecrecem a hematita anédrica. Luz refletida, nicóis paralelos, aumento 100x (Amostra 201-7); (E): Cristais lamelares de hematita sobrecrecem os cristais microlamelares. Luz refletida, nicóis paralelos, aumento 100x.

Localmente, cristais de hematita formam aglomerados anédricos e porosos (Figura 17-A), que ao se cruzarem os nicóis, observam-se tratarem de inúmeros cristais ou subgrãos (Figura 17-B), sugerindo que estes correspondam a prováveis cristais lobados de martita, no entanto, o limite original dos pseudomorfos de magnetita está obliterado. Tais aglomerados variam de 0,28 mm a 0,60 mm, podendo chegar a 1,60 mm, podem ser arredondados ou alongados e são sobrecrecidos pelos cristais de hematita microlamelares (Figura 17-C e 17-D).

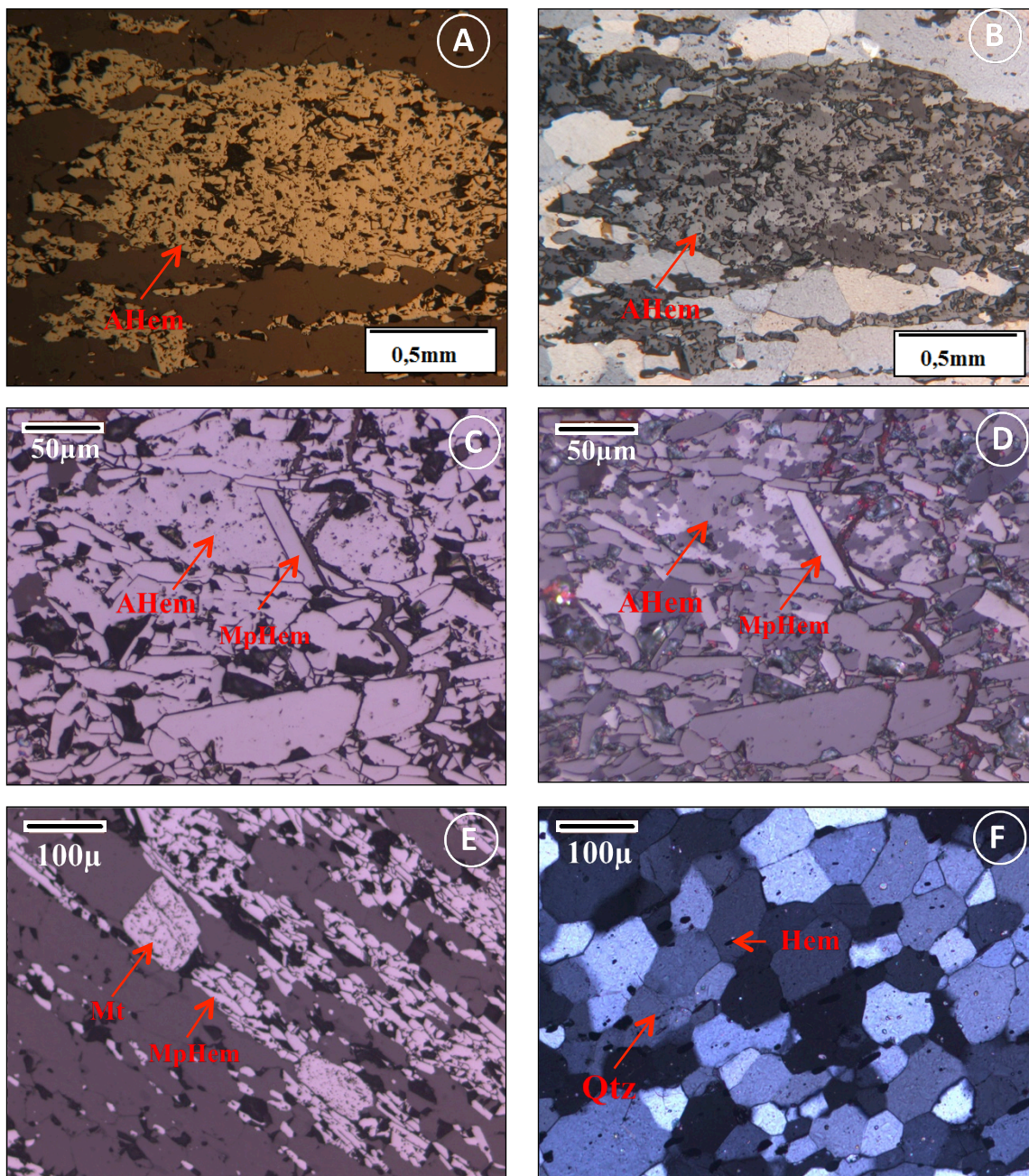


Figura 17. Fotomicrografias (A e B): Aglomerados anédricos de hematita em luz refletida, nicóis paralelos, e cruzados onde se observa tratarem de inúmeros cristais ou subgrãos de hematita, aumento de 100x (Amostra FD144-10); (C): Cristais microlamelares de hematita sobrecrescem os aglomerados de hematita anédrica e os cristais microlamelares de granulação grossa sobrecrescem os de granulação fina. Luz refletida, nicóis paralelos, aumento 200x (Amostra FD201-3); (D): Cristais microlamelares de hematita sobrecrescem os aglomerados de hematita anédrica e os cristais microlamelares de granulação grossa sobrecrescem os de granulação fina. Luz refletida, nicóis cruzados, aumento 200x (Amostra FD201-3); (D): Cristal subédrico de martita junto a cristais de hematita microlamelares. Luz transmitida, nicóis paralelos, aumento 100x (Amostra FD201-4); (E): Cristais de hematita microlamelares de granulação fina inclusos nos cristais de quartzo. Luz transmitida, nicóis cruzados, aumento 100x (Amostra FD 408-4).

Cristais de martita ocorrem de forma dispersa pela rocha, como cristais subédricos, de granulação entre 0,06 mm e 0,28 mm, em média (**Figura 17-E**). Quando inclusos nos cristais de quartzo, a granulação dos cristais de hematita varia de menores que 0,005 mm a 0,05 mm (**Figura 17-F**). Quando associado às bandas de minerais opacos, os cristais de quartzo são alongados, de granulação mais fina que nas bandas de minerais transparentes, variando de 0,01 mm a 1,50 mm em

média, fazendo contatos retos e irregulares entre si e com as hematitas. Mica branca também ocorre associada à hematita.

4.1.1 - Itabirito Semifriável

O itabirito semifriável contém maior quantidade de mica branca, principalmente nas bandas hematíticas, deixando a rocha com brilho sedoso em algumas porções e é comumente magnético (**Figuras 18-A, B, C e D**).

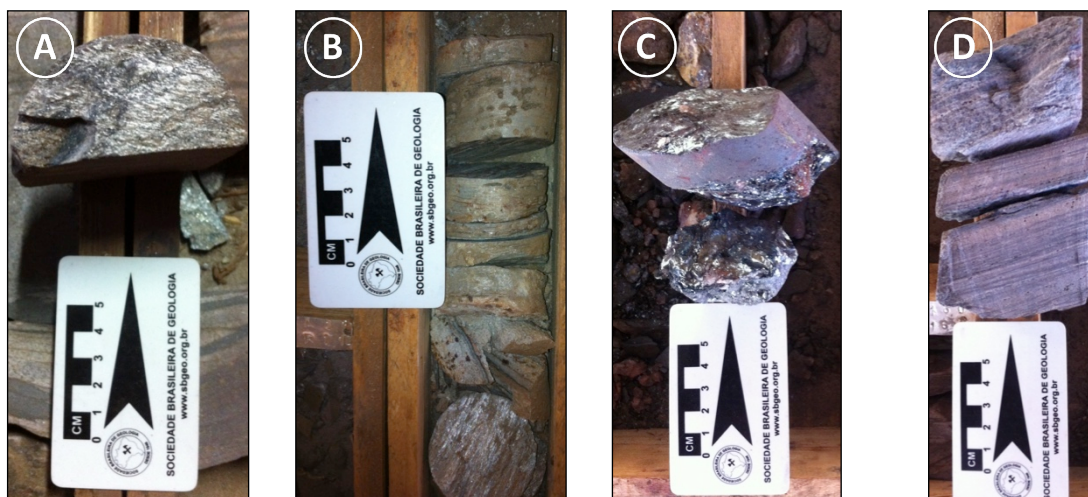


Figura 18: (A): Itabirito com brilho sedoso devido à presença de mica branca (FD144); (B): Manchas de magnetita no itabirito semifriável (FD 408); (C): Porção de um veio contendo hematita especularítica no itabirito semifriável (FD 408); (D): Itabirito semifriável contendo *microvugs* paralelos ao bandamento (FD 408).

Microscopicamente apresenta maior presença de cristais subédricos a euédricos, em geral cúbicos, de martita, associados à hematita microlamelar (**Figura 19-A; Tabela 3**), podendo estar presentes em poros (**Figura 19-B**). Variam de 0,08 mm a 0,40 mm em média, podendo chegar a 1,00 mm. Relictos de cor rósea-marrom característicos de kenomagnetita são comumente observados nos núcleos de martita (**Figura 19-C**). A martita se sobrepõe tanto à hematita anédrica quanto à microlamelar, mas é sobrecrecida pela microlamelar em uma lâmina (FD195-3) (**Figura 19-D e 19-E**).

Goethita/limonita (**Figura 19-F**) ocorre como uma massa amorfa entre os cristais de hematita microlamelar e os de minerais translúcidos.

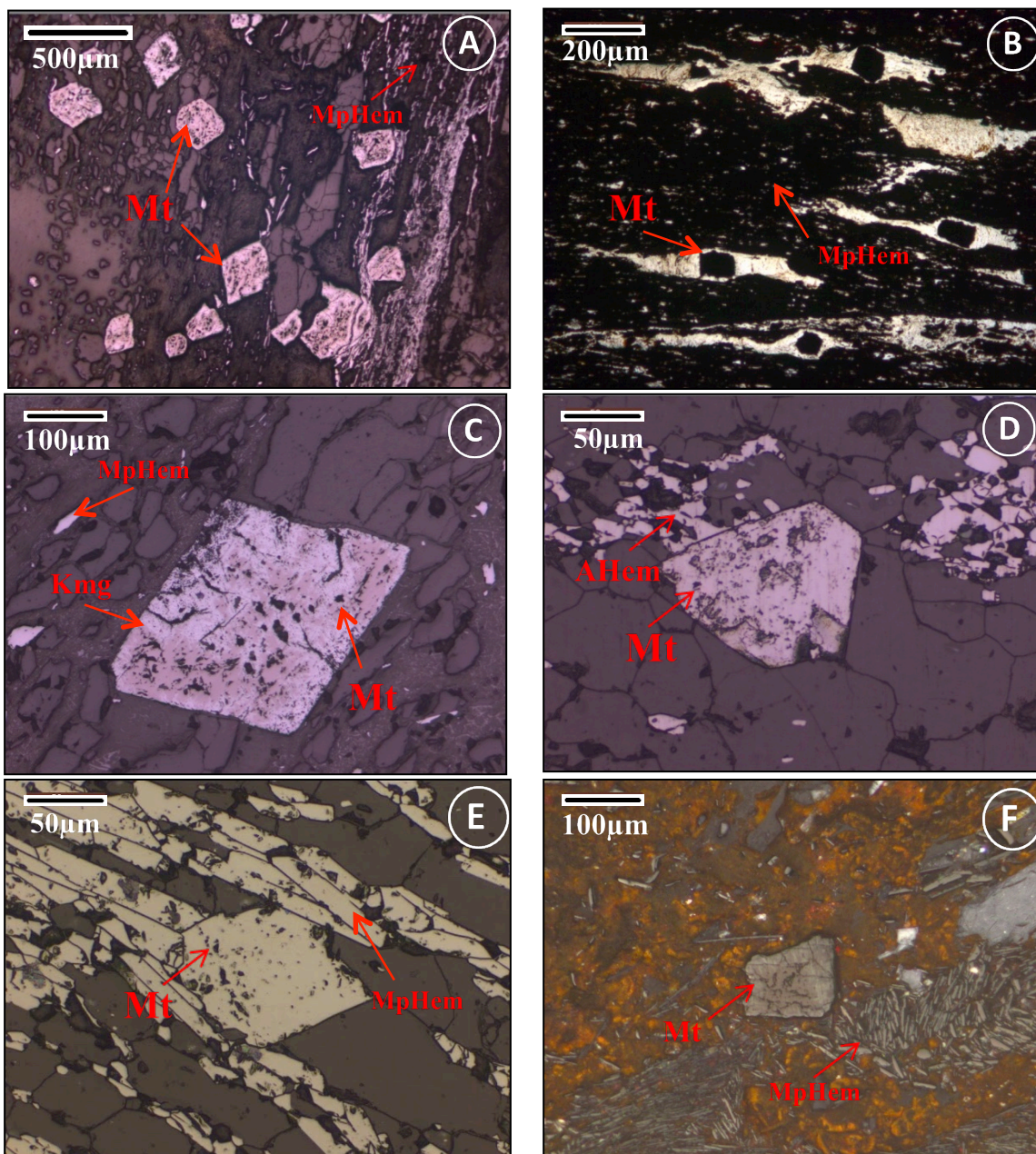


Figura 19. Fotomicrografias (A): Aspecto geral da lâmina contendo cristais de martita com resquícios de kenomagnetita e cristais microlamelares de hematita. Luz refletida, nicóis paralelos, aumento 25x (Amostra 115-2); (B): Cristais de martita localizados nos poros do ISF. Luz transmitida, nicóis paralelos, aumento (Amostra FD115-1); (C): Cristal de martita contendo relictos de kenomagnetita. Luz refletida, nicóis paralelos, aumento 100x (Amostra 115-2); (D): Cristal de martita sobre hematita anédrica. Luz refletida, nicóis paralelos, aumento 200x (Amostra FD144-4); (E): Cristal de martita sobre crescendo cristais microlamelares e sendo sobre crescidos por eles. Luz refletida, nicóis paralelos, aumento 200x (Amostra FD195-3); (F): Ocorrência de goethita em porção deformada do ISF onde o bandamento é destruído. Luz refletida, nicóis cruzados, aumento 100x (Amostra FD115-1).

4.2 - Itabirito Friável

Este tipo de itabirito é o produto final de intemperismo que ocorre em geral nas partes superiores e inferiores das zonas do saprólito, alterna-se frequentemente com o itabirito e consiste em rocha fragmentada a pulverizada (**Figuras 20-A e 20-B**), não sendo possível na maior parte das amostras de mão identificar o bandamento milimétrico a centimétrico característico do itabirito. Bandas quartzosas apresentam granulação fina a média, e bandas hematíticas muito fina a fina. O itabirito friável apresenta ainda porções ricas em quartzo e sericita, onde esta última tem maior abundância

em comparação com os demais itabiritos, chegando a compor 10% da rocha. Exibe cor cinza e brilho metálico, e amostras pulverulentas podem ser magnéticas. Alguns intervalos são mais ricos em fragmentos de rocha, de forma que é possível identificar que estes são compostos por hematita lamelar (**Figura 20-C**).

Veios centimétricos a métricos de quartzo e hematita são comumente observados, assim como porções sericíticas que chegam a formar bandas, denotando brilho sedoso à rocha.



Figura 20. Fotomicrografias (A): Porção do itabirito friável totalmente pulverizado (FD521); (B): Porção do itabirito friável com presença de fragmentos (FD521); (C): Porção friável de um veio de quartzo contendo fragmentos de hematita lamelar.

Devido ao caráter pulverulento deste tipo, apenas algumas lâminas foram confeccionadas (vide tabelas de descrição petrográfica microscópica no **Anexo I**).

Microscopicamente as **bandas de minerais transparentes** são formadas por cristais de quartzo e mica branca, de textura em geral granoblástica. Os cristais de quartzo são poligonais, inequigranulares, podendo ser alongados e orientados segundo a direção do bandamento, de tamanho 0,01 mm a 0,80 mm. Alguns cristais encontram-se fraturados e podem aparecer decussados. Fazem contatos retos e lobados entre si, alguns encontros triplos, mas os espaços vazios prevalecem nos contatos entre os cristais. Muitos poros são observados nas bandas de minerais transparentes (**Figura 21-A**), inclusive *vugs* em veios. Cristais aciculares e placóides de mica branca, orientados, de granulação variando entre 0,03 mm e 0,20 mm, podem ocorrer junto a essas bandas.

As **bandas de minerais opacos** consistem em cristais de hematita microlamelares, formando bandas (**Figura 21-B**), orientados, e como no IT, formando aglomerados anédricos e porosos, que seriam cristais lobados de martita, podendo ser maiores que 3,00 mm, quando possível medir, ou também formando bandas. Os aglomerados são em geral arredondados e alongados e as bandas estão sempre associadas a cristais de quartzo alongados de granulação fina e orientados. Os cristais

de hematita microlamelares, quando formando bandas associados às hematitas anédricas, têm granulação variando de 0,02 mm a 0,30 mm. A hematita também ocorre como cristais dispersos em meio aos cristais de quartzo, orientados, com granulação variando de 0,01 mm a 0,15 mm, podendo chegar a 0,20 mm. Inclusos nos cristais de quartzo, há quantidades significativas de hematitas microlamelares com granulação variando de menores que 0,005 mm a 0,03 mm em média (**Figuras 21-C e 21-D**). É possível observar que as bandas de minerais opacos são comumente descontínuas, formando aglomerados de cristais que se tornam mais espessos ou mais estreitos ao longo da lâmina. Os cristais de hematita microlamelares sobrecrescem as hematitas anédricas (**Figura 21-E e 21-F**) e, os cristais de hematita microlamelares mais grossos, de 0,08 mm a 0,40 mm, sobrecrescem os mais finos, de 0,02 mm a 0,12 mm. Palhetas de mica branca de tamanho 0,02 mm a 0,50 mm em média estão associadas a quartzo e à hematita, mas encontram-se em maior quantidade nas bandas de minerais opacos.

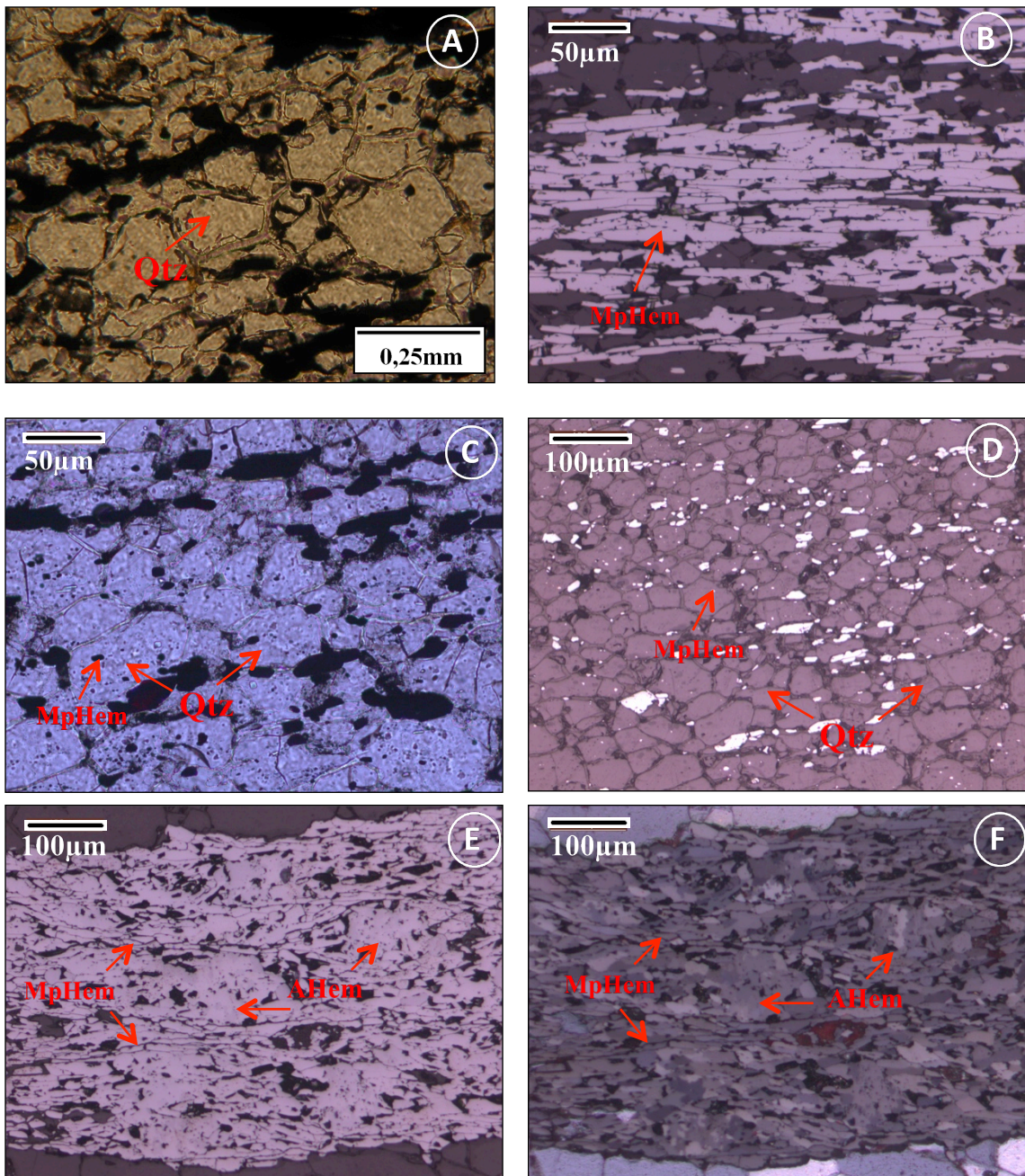


Figura 21. Fotomicrografias (A): Porosidade entre os cristais de quartzo, com luz transmitida, nicóis paralelos, aumento de 200x (Amostra FD195-1); (B): Banda formada por cristais de hematita microlamelares. Luz refletida, nicóis paralelos, aumento 200x (Amostra FD408-2); (C): Cristais de hematita microlamelares de granulação fina inclusos nos cristais de quartzo. Luz transmitida, nicóis paralelos, aumento 200x (Amostra FD521-4); (D): Cristais de hematita microlamelares de granulação fina inclusos nos cristais de quartzo. Luz transmitida, nicóis paralelos, aumento 100x (Amostra FD521-4); (E): Aglomerados de hematita anédrica sendo contornados e sobrecrecidos por cristais de hematita microlamelares. Luz refletida, nicóis paralelos, aumento 100x (Amostra FD408-5); (F): Aglomerados de hematita anédrica sendo contornados e sobrecrecidos por cristais de hematita microlamelares. Luz refletida, nicóis cruzados, aumento 100x (Amostra FD408-5).

4.3 - Veios de quartzo com hematita especular

Os veios de quartzo são compostos essencialmente por quartzo e hematita, com textura granoblástica.

Em geral os cristais de quartzo são anédricos e têm granulação muito variada. Quando associados aos cristais de hematita, apresentam-se com granulação fina, 0,02 mm a 0,40 mm em média,

orientados, fazendo contatos retos e côncavo-convexos entre si. Já os cristais grossos chegam a cerca de 2,00 mm e podem ser maiores que o retículo do microscópio (FD201-6), apresentam extinção ondulante e fazem contatos serrilhados, retos e junções triplas entre si. Cristais aciculares e placóides de mica branca, de granulação entre 0,04 mm a 2,00 mm, são alongados e associados à hematita, assim como cristais de gibsita anédricos e deformados de granulação chegando a 1,20 mm (**Figura 22-A**). Cristal de carbonato (dolomita) foi identificado em apenas uma das lâminas de veios (**Figura 22-B**).

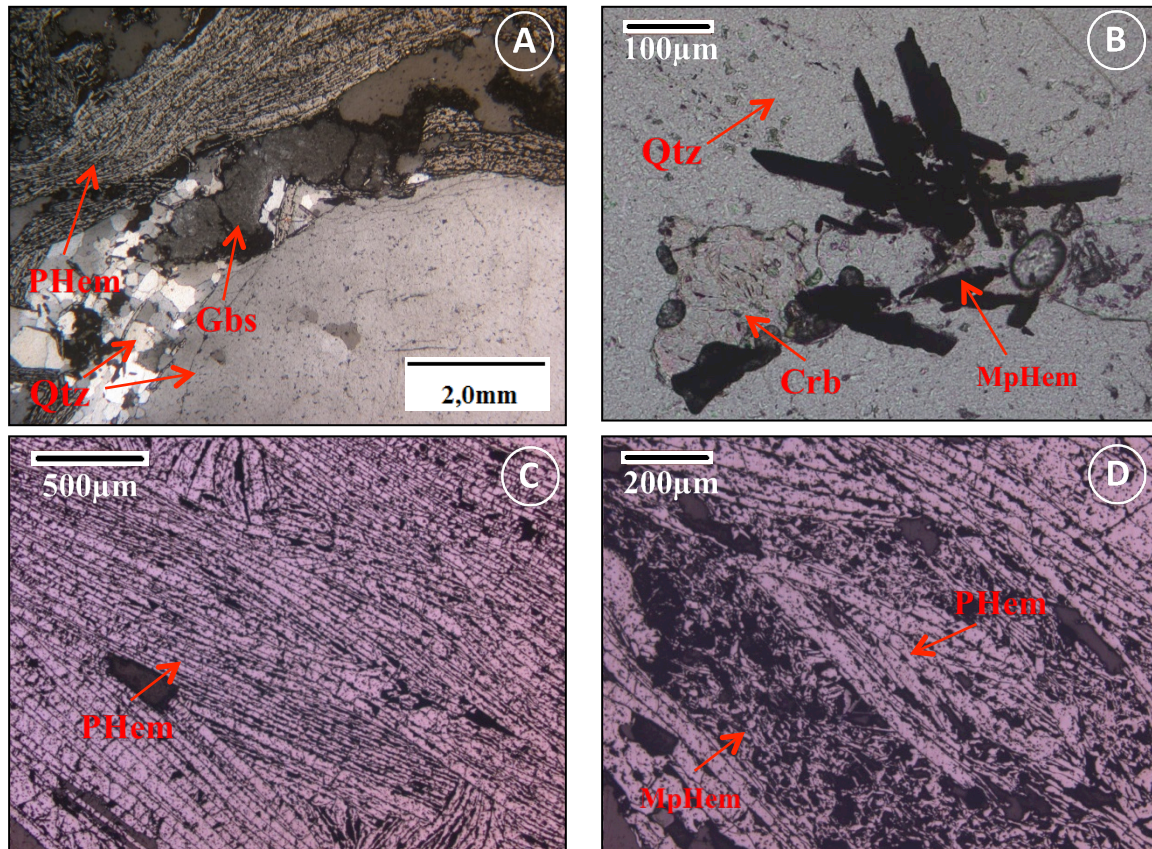


Figura 22. Fotomicrografias (A): Cristal de gibsita junto a cristais de hematita lamelar e quartzo. Luz transmitida, nicóis cruzados, aumento 25x (Amostra 144-8); (B): Cristal de carbonato junto a cristais de hematita microlamelar. Luz transmitida, nicóis paralelos, aumento 100x (Amostra FD201-6); (C): Cristais longos de hematita especular. Luz refletida, nicóis paralelos, aumento 25x (Amostra FD152-4); (D): Cristais lamelares de hematita junto aos cristais microlamelares. Luz refletida, nicóis paralelos, aumento 50x (Amostra FD152-4).

A hematita ocorre majoritariamente como cristais especulares (**Figura 22-C**), muito deformados e fraturados, e em menor frequência como aglomerados de hematita anédrica e cristais microlamelares (**Figura 22-D**), de granulação variando de 0,10 mm a 0,40 mm.

Capítulo 5 – Resultados do MLA

Os dados obtidos através do MLA para o itabirito e o itabirito friável estão apresentados no artigo do Anexo III. Já os dados do itabirito semifriável são apresentados a seguir.

5.1 - Composição mineralógica

A amostra de ISF apresenta a mesma associação mineralógica que o IT e o IF, variando apenas em suas proporções relativas (Figura 23 e Tabela 5).

Observa-se que a granulometria com a maior proporção de hematita é de <38 µm, diminuindo com a diminuição da granulometria até o intervalo de 74 µm a 149 µm, chegando a cerca de 50%, voltando a aumentar a partir da fração 212 µm, mas voltando a cair nas granulometrias mais grossas.

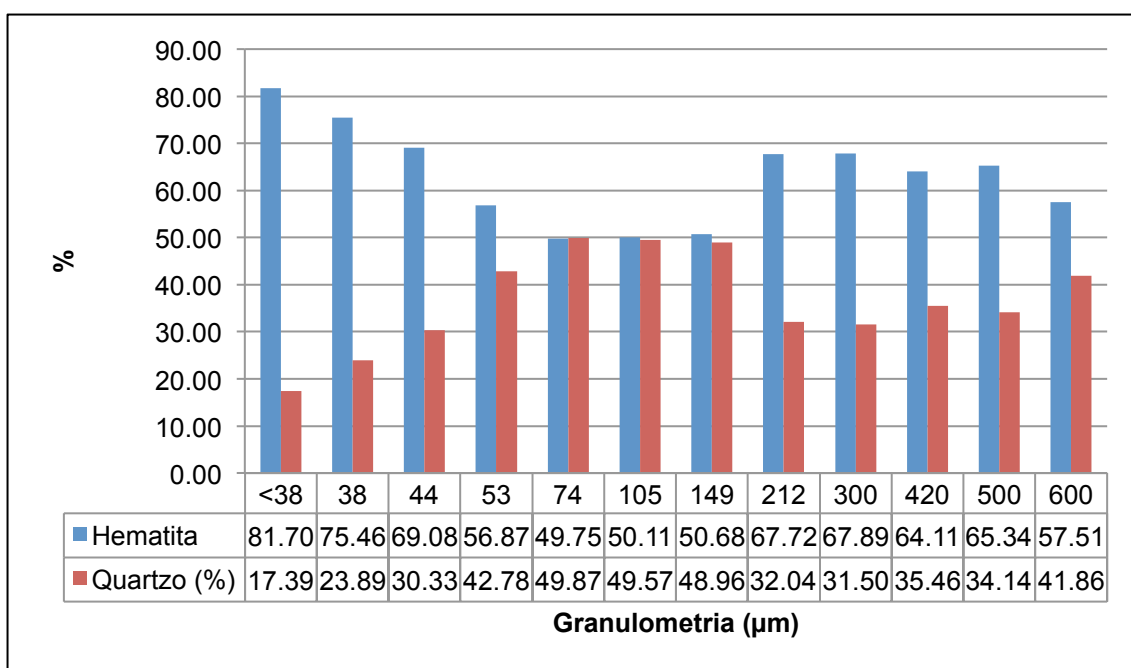


Figura 23: Diagrama mostrando a variação da proporção de hematita e quartzo na amostra total de itabirito semifriável.

Tabela 5: Composição mineralógica modal por fração granulométrica do itabirito semifriável.

Mineral	Minerais (% em massa)											
	<38	38	44	53	74	105	149	212	300	420	500	600
Hematita	81,70	75,46	69,08	56,87	49,75	50,11	50,68	67,72	67,89	64,11	65,34	57,51
Quartzo	17,39	23,89	30,33	42,78	49,87	49,57	48,96	32,04	31,50	35,46	34,14	41,86
Muscovita	0,15	0,08	0,07	0,03	0,04	0,01	0,02	0,02	0,06	0,03	0,22	0,01
Biotita	0,43	0,41	0,40	0,21	0,25	0,15	0,19	0,11	0,38	0,22	0,13	0,19
Apatita	0,03	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Barita	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,00	<0,01	<0,01	<0,01
Carbonato (ank/dol)	0,10	<0,01	0,01	<0,01	0,01	0,03	0,01	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	0,09
K(Ti,Mn,Al)O	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,04
MnAlOF	<0,01	<0,01	0,00	0,00	<0,01	0,00	0,00	<0,01	0,00	0,00	0,00	<0,01
Anidrita+Ox	<0,01	<0,01	<0,01	0,00	<0,01	<0,01	0,00	<0,01	<0,01	0,00	<0,01	<0,01
Fase desconhecida	0,18	0,14	0,09	0,07	0,07	0,11	0,13	0,07	0,15	0,16	0,15	0,29

5.2 - Características texturais das partículas

As imagens BSE expostas na **Figura 24**, exibem as relações texturais observadas nas partículas da amostra de ISF. Observa-se que nas frações granulométricas mais grossas são comuns partículas anédricas apresentando bandamento de quartzo e hematita, assim como partículas de quartzo apresentando inclusões de cristais de hematita (**Figuras 24-A e B**). Em menores proporções, ainda podem ser observadas partículas de hematita com pequenas inclusões de cristais de quartzo (**Figura 24-C**). Já nas partículas mais finas, junto às partículas anédricas, ocorrem partículas microlamelares de hematita e anédricas de quartzo contendo inclusões minúsculas de quartzo e hematita, respectivamente. Tais inclusões tendem a diminuir em proporção com a diminuição da granulometria. As partículas de hematita também podem conter inclusões de outros minerais de ganga (**Figuras 24-D, E e F**).

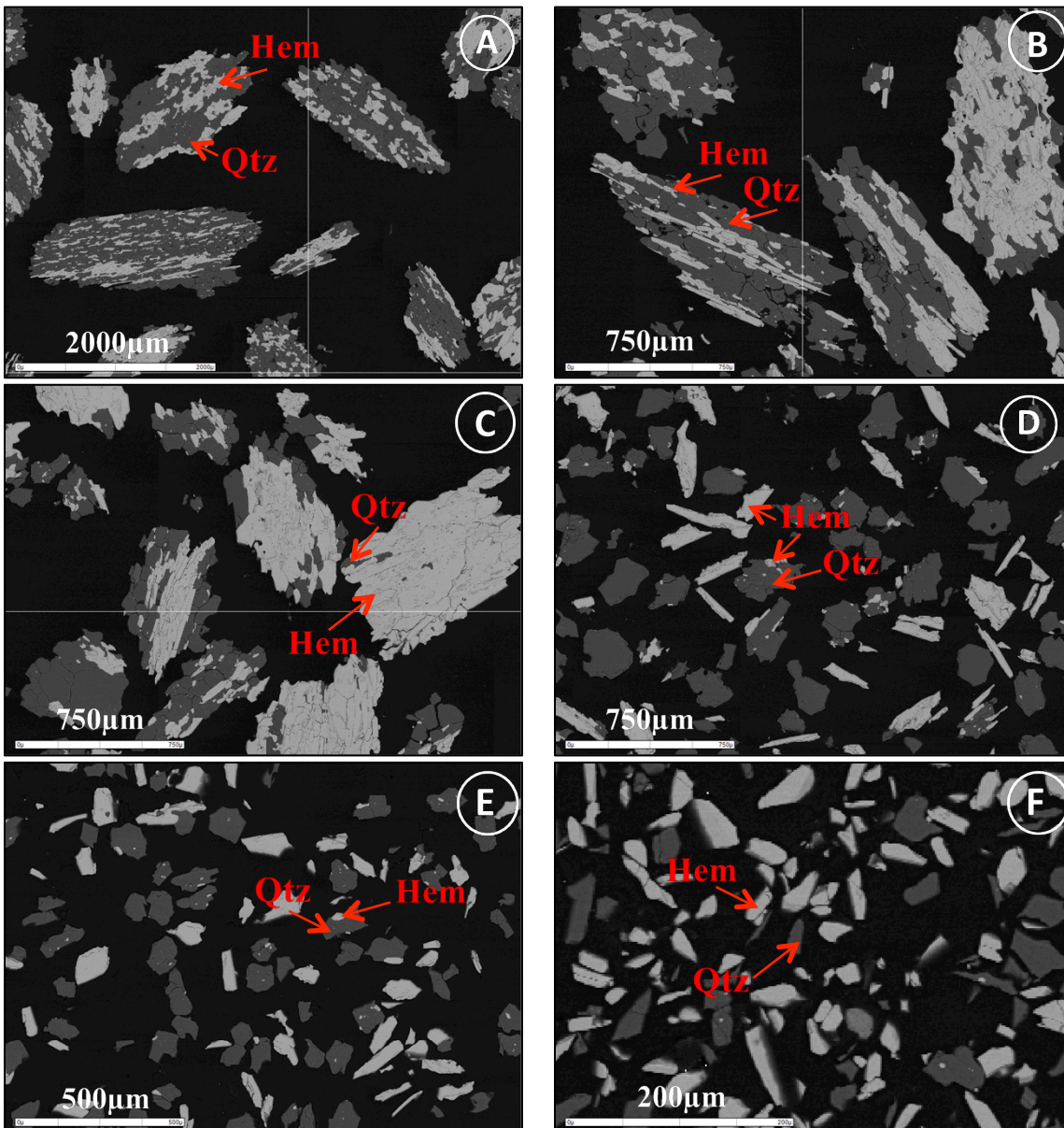


Figura 24. Imagens BSE da amostra de itabirito semifriável mostrando o aspecto das partículas nas granulometrias: (A): 600 μm ; (B): 500 μm ; (C): 420 μm ; (D): 149 μm ; (E): 74 μm ; (F): < 38 μm .

5.3 - Distribuição de massa e teores

Os resultados da análise granulométrica e a distribuição dos teores (*calculated assay*) das amostras estudadas de acordo com as granulometrias obtidos pelo MLA estão expostos na **Figura 25** e na **Tabela 6**. Já as figuras 26-A e B mostram as curvas da distribuição granulométrica dos grãos de hematita e quartzo para o ISF, respectivamente.

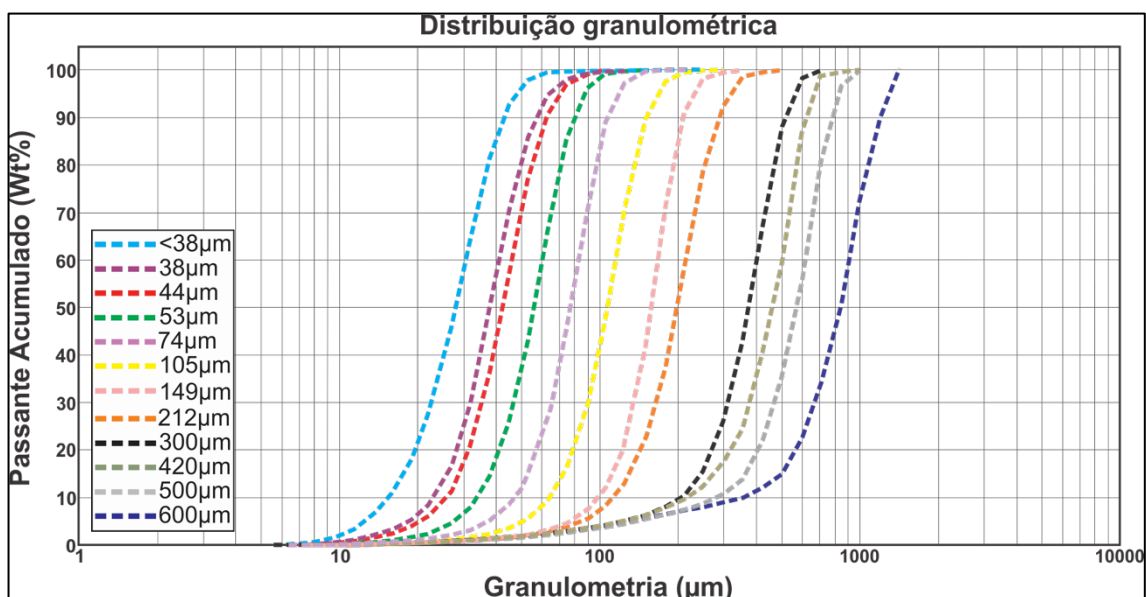


Figura 25: Curvas acumuladas de distribuição em massa das partículas no itabirito semifriável.

Tabela 6: Distribuição de teores por granulometrias das amostras de itabirito semifriável.

Seções (µm)	Itabirito	Teores (%)								
		Fe	Si	Al	K	Mg	F	Ca	Ba	P
<38	ISC	57,17	8,24	0,06	0,05	0,07	0,01	0,03	<0,01	<0,01
38		52,81	11,26	0,04	0,04	0,06	0,01	<0,01	<0,01	<0,01
44		48,35	14,27	0,04	0,04	0,06	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
53		39,80	20,05	0,02	0,02	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
74		34,81	23,37	0,02	0,03	0,04	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
105		35,06	23,20	0,01	0,01	0,03	<0,01	0,01	<0,01	<0,01
149		35,46	22,92	0,01	0,02	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
212		47,37	15,00	0,01	0,01	0,02	<0,01	0,01	<0,01	<0,01
300		47,51	14,81	0,03	0,04	0,05	<0,01	<0,01	0,00	<0,01
420		44,86	16,63	0,02	0,02	0,03	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
500		45,71	16,03	0,05	0,03	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
600	40,24	19,61	0,01	0,02	0,04	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	

De acordo com a **Tabela 6**, o ISF apresenta alíquotas de Fe entre 40,24% e 57,17%. As frações mais ricas são as de frações granulométricas mais finas, diminuindo a concentração com o aumento da granulometria. Com relação aos elementos Al, K, Mg e F a fração mais rica é a < 38 µm, e apesar de não haver uma distribuição regular entre as frações, observa-se que as menores concentrações de tais elementos encontram-se no intervalo entre as frações 105 µm e 212 µm. O cálcio tem suas maiores concentrações nas granulometrias <38 µm, 212 µm e 600 µm. Os elementos Ba e P, encontram-se abaixo do limite de detecção em todas as frações granulométricas.

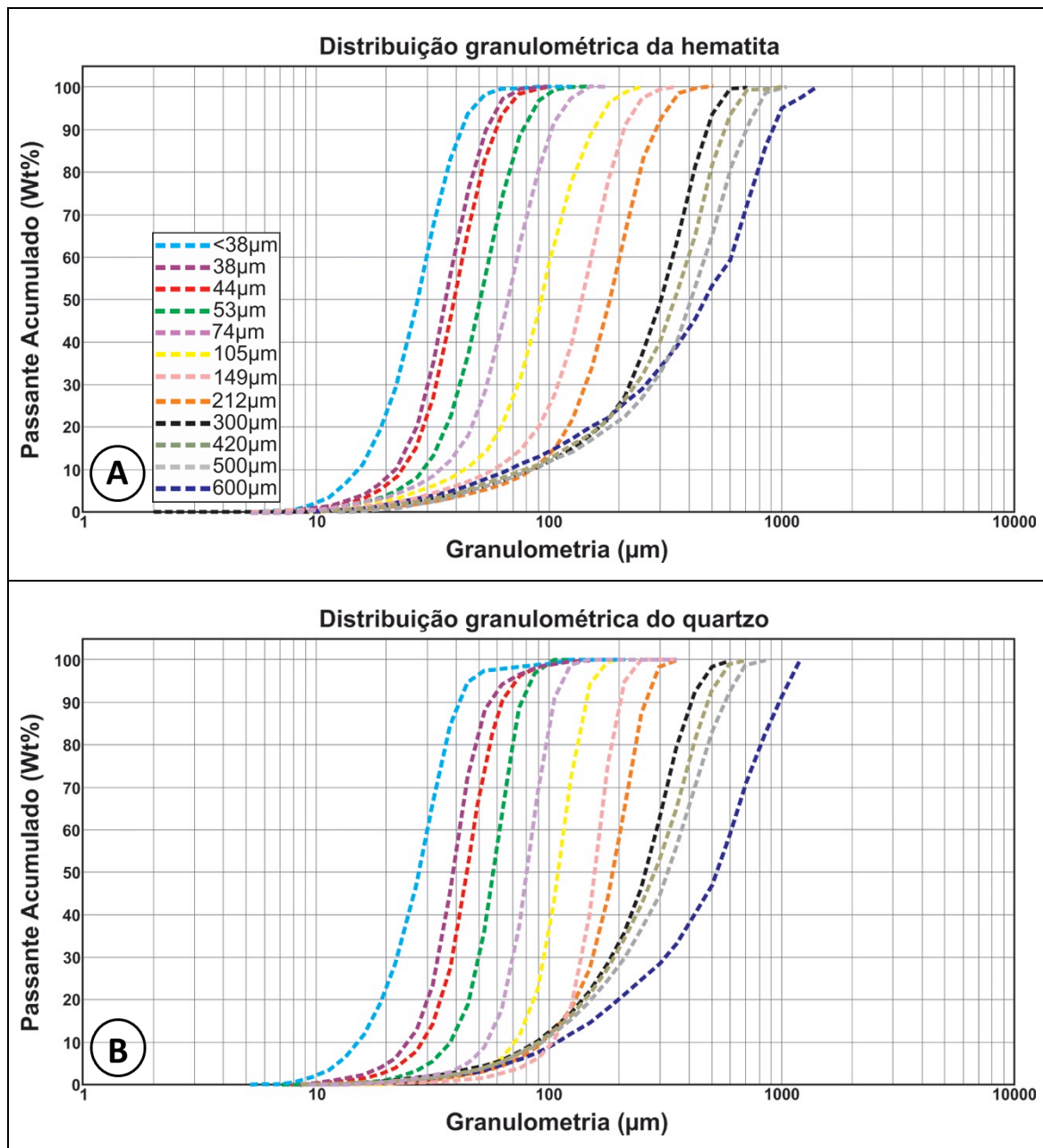


Figura 26: Curvas acumuladas de distribuição em massa dos grãos de hematita (A): no itabirito semifriável.

5.4 - Liberação Mineral

As associações minerais da hematita das amostras de ISF estão expostas na **Tabela 7**. A **Figura 27** exibe o diagrama das associações minerais detalhadas de cada intervalo granulométrico.

Tabela 7: Associações minerais da hematita no itabirito semifriável.

Gran (µm)	<38	38	44	53	74	105	149	212	300	420	500	600
Liv (%)	94,46	91,83	91,67	89,03	87,57	85,47	79,59	76,22	35,91	22,66	18,28	10,44
Bin (%)	5,49	8,07	8,27	10,94	12,37	14,45	20,29	23,62	63,56	76,22	81,15	87,62
Tern (%)	0,05	0,10	0,06	0,03	0,06	0,08	0,12	0,16	0,53	1,12	0,57	1,84

Observa-se que a maior proporção de partículas de hematita livres encontra-se na fração granulométrica <38 µm (**Tabela 7** e **Figura 27**) e tal proporção diminui com o aumento da

granulometria, permanecendo superior às partículas mistas até à fração 212 μm . A partir da fração 300 μm , a proporção das partículas binárias torna-se abundantemente superior às livres. As partículas mistas associam-se principalmente ao quartzo e em menores proporções às micas.

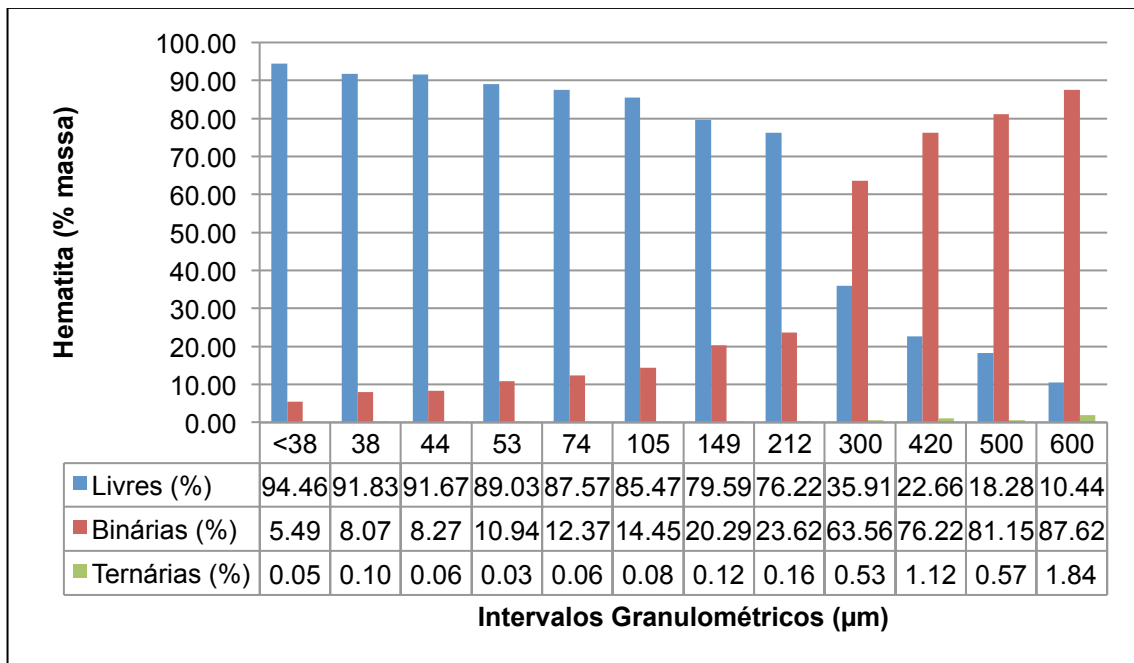


Figura 27: Formas de associação das partículas de hematita no itabirito semifriável.

As curvas do espectro de liberação de hematita para o ISF, considerando as frações em área e em perímetro exposto (superfície exposta de hematita no perímetro de cada partícula), estão expostas nas Figuras 28-A e B abaixo. A liberação de hematita expressa em perímetro exposto (associada à “superfície livre”) é geralmente menor em relação à expressa em área. Observa-se ainda que a liberação tende a diminuir com o aumento da fração granulométrica.

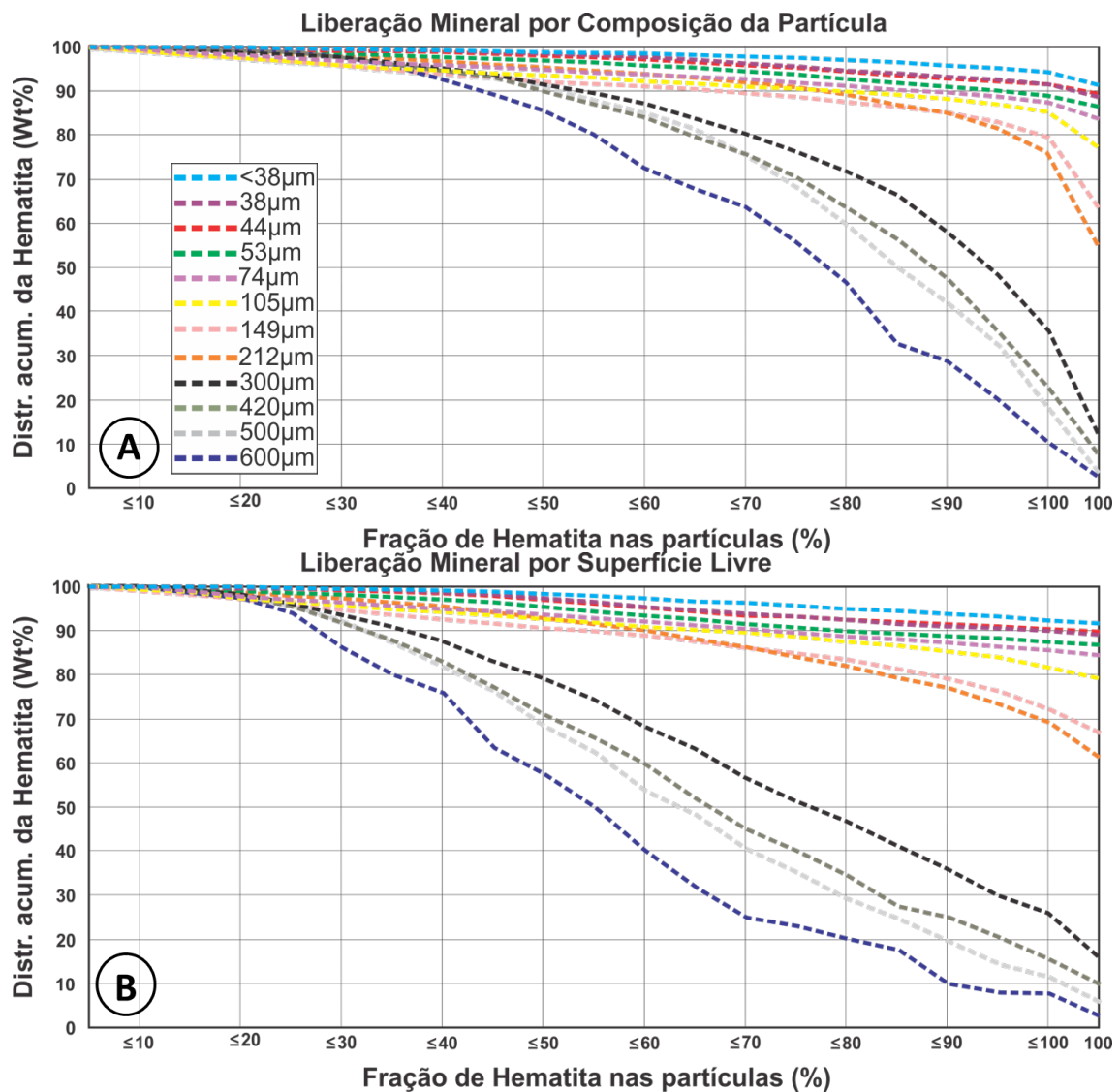


Figura 28. Diagramas de liberação de hematita (A): por composição da partícula do itabirito semifriável; (B): por superfície livre do itabirito semifriável.

Recuperação do ferro

O diagrama exposto na **Figura 29**, mostra a recuperação do ferro de acordo com cada fração granulométrica. Observa-se uma diminuição na recuperação do material com o aumento da granulometria, sendo os melhores resultados obtidos nas frações mais finas que 149 µm. Nessa fração, teoricamente, é possível a obtenção de produto com teor da ordem de 68% em Fe, recuperando 90% do Fe contido na forma de hematita no ISF.

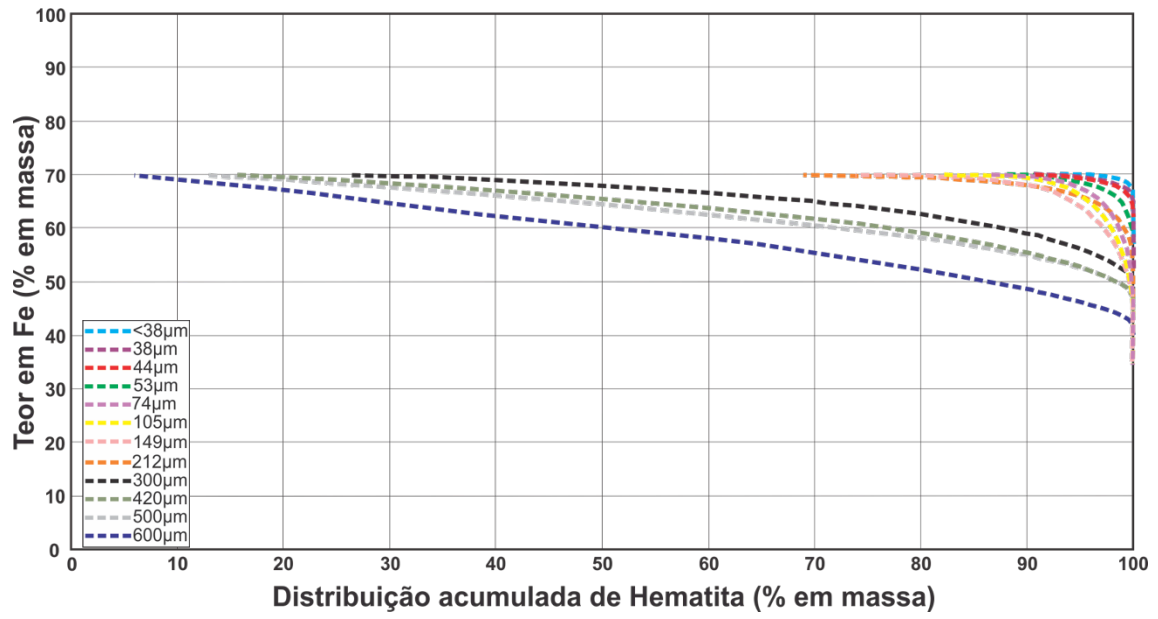


Figura 29: Diagrama da recuperação do itabirito semifriável de acordo com cada fração granulométrica.

Capítulo 6 – Considerações Finais

O depósito da Serra do Sapo localiza-se na borda leste da Serra do Espinhaço Meridional, no estado de Minas Gerais, onde se encontram as principais ocorrências de formação ferrífera conhecidas na Serra do Espinhaço.

O trabalho teve como principal objetivo a caracterização mineralógica do minério de ferro da Serra do Sapo através da conjugação de técnicas de caracterização, como petrografia macro e microscópica, geoquímica de rocha total e análises utilizando o sistema MLA acoplado ao microscópio eletrônico de varredura.

Os pontos mais importantes conclusivos deste trabalho são:

- No depósito da Serra do Sapo, as FFBs são metamorfisadas e intensamente cisalhadas com transposição e obliteração das estruturas primárias. Minérios de ferro de baixo teor são representados por itabirito, itabirito friável e itabirito semifriável.
 - O itabirito consiste em uma FFB não intemperizada, com as bandas ricas em ferro constituídas predominantemente por hematita e martita subordinada. A hematita é texturalmente variável exibindo cristais microlamelares, subédricos, finos e grossos, e agregados anédricos porosos.
 - O itabirito semifriável representa a FFB parcialmente intemperizada. Apresenta cristais euédricos a subédricos de martita, e relictos de kenomagnetita são comuns. Por vezes apresenta goethita.
 - O itabirito friável é o produto final de intemperismo, apesar da quase ausência de hidróxidos de ferro. Ocorre tanto na zona superior quanto inferior do saprolito. Contém os mesmos óxidos de ferro presentes no IT, podendo apresentar cristais de martita com relictos de cor rósea-marrom de kenomagnetita.
- Veios de quartzo são ricos em hematita lamelar de granulação muito grossa (especularita), deformada e fraturada, e podem apresentar cristais microlamelares e aglomerados anédricos subordinados.
- As análises químicas de rocha total mostram que as FFBs, representadas pelo IT, estão livres de contaminação clástica, pelos baixos teores de elementos de afinidade detrítica (Th, Hf, Zr, Rb, Sc, Cs) e pelos diagramas U, V, Mo, Ni, Cu e Co vs. Al₂O₃. Teores elevados de Ba, Zn e As em algumas amostras sugerem contribuição hidrotermal.
- O padrão do diagrama *spider* normalizado ao PAAS (McLeenan, 1989) mostra depleção de ETRL em relação aos ETRP, anomalia de Y predominantemente positiva, valor médio da razão Y/Ho = 41,13, anomalias de Eu_(SN) positivas, com média de 1,95 e (Eu/Sm)_{CN} ~ 1, características comuns para FFB do Paleoproterozoico inferior. A maior parte das amostras

apresenta anomalia positiva de La_{SN} , pois $(Pr/Pr^*)_{SN} \sim 1$ e $(Ce/Ce^*)_{SN} < 1$. A razão $Ce/Ce^*_{(SN)}$ vs. Y/Ho , a média da razão $(Eu/Sm)_{SN} > 1$, valores de $(La/Sm)_{CN} > 1$, $(Sm/Yb)_{SN} \ll 1$, $(Eu/Eu^*)_{SN} > 1$, e a razão $(Sm/Yb)_{CN} = 0,79$ são características de rochas livres de contaminação clástica. As razões de Sm/Yb vs. Eu/Sm e de $Eu/Eu^*_{(CN)}$ vs. $(Sm/Yb)_{(CN)}$ evidenciam que a contribuição por fluidos hidrotermais de alta temperatura nos itabiritos foi insignificante.

➤ As análises no MLA indicaram que:

- Com relação à mineralogia modal, apesar de todos os tipos de itabirito apresentarem a mesma associação mineralógica, o IF é mais rico em hematita que o IT (**ANEXO III - Tab. 2**). Em ambos, as menores concentrações de Fe encontram-se no intervalo granulométrico 105+74 μm . O itabirito friável também apresenta maior quantidade de micas que o IT (**ANEXO III - Tab. 3**), justificando as maiores concentrações de Al e K. O itabirito por sua vez apresenta as maiores concentrações de apatita, barita, carbonato e $K(Ti,Mn,Al)O$ (**ANEXO III - Tab. 4**).
 - O itabirito semifriável, é o mais rico em Fe dos tipos de itabirito, e apresenta as menores concentrações de Fe nas granulometrias entre 53 μm a 149 μm (**Tab. 5**). As proporções de micas são próximas às do IT. Apresenta ainda apatita em proporções maiores que o IF, e menores que o IT. O carbonato e o $K(Ti,Mn,Al)O$ apresentaram-se em concentrações maiores no ISF que nos tipos verdadeiro e friável.
- As relações texturais mostradas pelas partículas estudadas em todos os tipos de itabirito (**ANEXO III - Figs. 8 e 9 – e Fig. 24**) mostram uma interligação entre os minerais de ganga (principalmente o quartzo) e a hematita, já que existem muitas inclusões de grãos de quartzo nos grãos de hematita e *vice-versa*, sobretudo nas granulometrias mais grossas ($>105 \mu m$), uma vez que a proporção de partículas mistas é grande nessas frações.
- Para a maior parte dos intervalos granulométricos, a concentração de Fe é maior no IF que no IT (**ANEXO III - Tab. 5**), assim como as concentrações de Al, K, Mg e F. Já as concentrações de Ca e P são maiores no IT que no IF, com as maiores concentrações nos intervalos $<38 \mu m$, justificadas pela maior presença da apatita nestes intervalos. Já o Ba, apesar de concentrações muito baixas tanto no IF quanto no IT, foi observado em maior proporção neste último, devido à presença de barita na amostra.
 - Para o ISF (**Tab. 6**), as concentrações de Fe são aparentemente maiores que nos outros tipos. As concentrações de Al, K, Mg são maiores que no IT e menores que no IF. As concentrações de F, Ba, Ca e P são muito baixas.

- O itabirito friável é mais rico em partículas de hematita livres que o IT (**ANEXO III - Fig. 13**), com maior concentração de partículas livres nos intervalos granulométricos mais finos. No itabirito, as partículas binárias são predominantes (**ANEXO III - Fig. 14**), havendo, como no IF (**ANEXO III - Fig. 15**), tendência ao aumento da concentração de partículas livres com a diminuição da granulometria. Tanto no IT quanto no IF as partículas mistas são em geral associadas ao quartzo e em menores proporções às micas (**ANEXO III - Tabs. 8 e 9**). No itabirito também são comuns associações com apatita, e no IF com carbonato (**ANEXO III - Tabs. 8 e 9**).
 - Para o ISF, a proporção de partículas livres é maior que as mistas entre as granulometrias <38 μm e 212 μm (**Fig. 27**). As partículas mistas associam-se principalmente ao quartzo, e em menores proporções às micas.
 - O itabirito friável apresenta graus de liberação da hematita tanto por superfície livre quanto por composição da partícula muito maiores que o IT (**ANEXO III - Tab. 10 e Figs. 16 e 17**).
 - As curvas de graus de liberação de hematita por superfície livre e por composição das partículas para o ISF (**Fig. 28**) mostram que a recuperação deste tipo é menor que a do IF, assemelhando-se às curvas para o IT (**ANEXO III - Figs. 18-A e B**).
 - A recuperação do ferro contido na forma de hematita no IF é superior ao IT (**ANEXO III - Figs. 18 e 19**).
 - As curvas de recuperação do ferro contido na forma de hematita no ISF (**Fig. 29**) assemelham-se às curvas apresentadas pelo IT (**ANEXO III - Fig. 18**), porém, aparentemente, o ISF apresenta melhor recuperação que o IT.
- A partir de tais resultados, conclui-se que, durante as etapas de tratamento do minério, o IF deve apresentar um melhor aproveitamento, seguido pelo ISF e pelo IF. Estes últimos poderão passar por outras etapas, incluindo, britagem e mesagem, para que tenham melhor aproveitamento, pois diminuindo o tamanho das partículas pode-se aumentar o grau de liberação da hematita e conseqüentemente aumentar a recuperação do Fe.

Referências

- Alexander B.W., Bau M., Anderson P., Dulski P. 2008. Continentally-derived solutes in shallow Archean seawater: Rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9 Ga Pongola Supergroup, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **72**: 378-394.
- Alibo D.S. & Nozaki Y. 1999. Rare earth elements in seawater: particle association, shale normalization, and Ce oxidation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **63**: 363-372.
- Alkmim F.F.; Brito Neves B.B., Alves J.A.C. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco - uma revisão. In: J.M.L. Dominguez & A. Misi (eds.) *O Cráton do São Francisco*, SBG, SGM, CNPq, Salvador, p.: 45-62.
- Almeida Abreu P. A. 1989. Geologia das quadrículas Onça e Cuiabá (Gouveia-MG) – região meridiana central da Serra do Espinhaço Meridional. Dissertação de Mestrado, Universidade federal do Rio de Janeiro, 75 p.
- Almeida Abreu P.A. 1993. A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil. Tese de Doutorado, Geowiss. Fakultät Universidade de Freiburg, 150 p.
- Almeida-Abreu P.A. & Renger F.E. 2002. Serra do Espinhaço Meridional: um orógeno de colisão do Mesoproterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**(1): 1-14.
- Almeida-Abreu P.A., Knauer L.G., Hartmann M.B., Vieira dos Santos G.G., Guimarães M.L.V., Abreu F.R., Schrank A., Pflug R. 1989. Estratigrafia, faciologia e tectônica do Supergrupo Espinhaço na região de Serro – Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais, Brasil. *Zbl. Geol. Paläont.*, **5/6**: 857-873.
- Barbery G., Huet G., Gateau G., 1979. Liberation analysis by means of image analysers: theory and applications. In: Proc XIII IMPC, **2**: 568-599.
- Bau M. & Möller P. 1993. Rare earth element systematics of the chemically precipitated component in Early Precambrian iron-formations and the evolution of the terrestrial atmosphere-hydrosphere-lithosphere system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**: 2239-2249.
- Bau M. & Dulski P. 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman Iron-Formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, **79**:37–55.
- Bekker A., Slack J. F., Planavsky N., Krapež B., Hofmann A., Konhauser K. O., Rouxel O. J. 2010. Iron Formation: The Sedimentary Product of a Complex Interplay among Mantle, Tectonic, Oceanic, and Biospheric Processes. *Economic Geology*, **105**: 467–508.
- Braga F. C. S. 2012. A sequência portadora de formação ferrífera da Serra do Morro Escuro, Santa Maria de Itabira, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Minas Gerais, 275 p.
- Bruto Neves B.B., Cordani U.G., Kawashita K., Delhal J., 1979. A Evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço – Dados novos e Integração. *Revista Brasileira de Geociências*, **9**:71-85.
- Bruto Neves, B.B. & Cordani, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian REs.*, **53**: 23-40.

- Byrne R. & Sholkovitz E. 1996. Marine chemistry and geochemistry of the lanthanides. *In*: K.A.Jr. Gschneider & L. Eyring (eds.). *Handbook on the physics and chemistry of the rare earths*. Amsterdam, Elsevier, 23, p.: 497–593.
- Chemale Jr.F., Dussin I.A., Alkmim F.F., Martins M.S., Queiroga G., Armstrong R., Santos M.N.,2012. Unraveling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*. **22**(1) p.:200–206.
- Ciminelli V. S. T., Rosière C. A., Brandão P. R. G., Figueiredo e Silva R. C. 2010. Projeto submetido à Sectes - Implantação do Núcleo de Referência e Rede de Usuários Industriais em Caracterização Mineral Avançada de Minas Gerais, Universidade Federal de Minas Gerais – Centro de Microscopia, 23p.
- Donskoi E., Suthers, S.P., Fradd, S.B., Young, J.M., Campbell, J.J., Raynlyn, T.D., Clout, J.M.F. 2007. Utilization of optical image analysis and automatic texture classification for iron ore particle characterization. *Minerals Engineering*, **20**: 461–471.
- Dossin T.M., 1985. Geologia e geoquímica das formações ferríferas da Serra da Serpentina, Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, 140p.
- Dossin I.A., Uhlein A., Dossin T.M. 1984. Geologia da Faixa Movel Espinhaço em sua porção meridional, MG . *In*: Cong. Bras. Geol., 33, *Anais* 7: 3118-3134.
- Dussin I.A. 1994. Evolution structurale de la region de L'Espinhaço Meridional, Bordure Sud-Est du Craton São Francisco, Brésil – Tectoniques Superposées au Proterozoïque. Tese de Doutorado, Universidade de Orleans, 183 p.
- Dymond J., Suess E., Lyle, M., 1992. Barium in deep-sea sediments: a geochemical proxy for paleoproductivity. *Paleoceanography* **7**, 163–181.
- Eschwege W.L.V. 1822. Geognostisches Gemälde von Brasilien und wahrscheinliches Muttergestein der Diamanten. Weimar, *Landes Industrie Comptoir*, 44p.
- Fandrich R., Gu Y., Burrows D., Moeller K. 2007. Modern SEM-Based mineral liberation analysis. *International Journal of Mineral Processing*, **84**: n. 1-4, 310-320.
- FEI. MLA – Iron Ore Unlocking the true value of your resource. Disponível em <http://www.pdfio.com/k-2684635.html>. Acessado em 18 fev 2014.
- Fogaça A.C.C.; Almeida Abreu P.A., Schorscher H. D. 1984. Estratigrafia da sequência supracrustal arqueana da porção mediana central da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. *In*: Cong. Br. Geol., 33, *Anais* 6: 2654-2667.
- Fragomeni D., Boyd L.J., Charland A., Kormos L.J., Lotter N.O., Potts G., 2005. The use of end-members for grind-recovery modelling, tonnage prediction and flowsheet development at Raglan. *In*: Proc. Canadian Mineral Processors, Ottawa, **6**: 75-98.
- German C. R., Holliday B. P. and Elderfield H. (1991) Redox cycling of rare earth elements in the suboxic zone of the Black Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta* **55**: 3553–3558.

Goldstein J.I., Newbury D. E., Echlin P. Joy D. C., Fiori C. Lifshin E. 2003. *Scanning electron microscopy and x-ray microanalysis: a text for biologists, materials scientists, and geologists*. Plenum Press, New York, 689p.

Google Maps. Disponível em: <https://maps.google.com/maps>. Acessado em: 04/11/2012.

Google Maps. Disponível em: <https://www.google.com/maps/place/Concei%C3%A7%C3%A3o+do+Mato+Dentro,+MG,+Rep%C3%ABlica+Federativa+do+Brasil/@18.9388638,43.4161433,6310m/data=!3m1!1e3!4m2!3m1!1s0xaf6aa09f130ba7:0x9dcb33ff5ce8a997>. Acessado 13 mai 2014.

Gottlieb P., Wilkie G., Sutherland D.N., Ho-Tun E., Suthers S., Perera K., Jenkins B., Spencer S., Butcher A., Rayner J. 2000. Using quantitative electron microscopy for process mineralogy applications. **52** (4), 24-25.

Grant G., Hall J.S., Reid A.F., Zuiderwyk M., 1976. Multi-compositional particle characterisation using the SEM-microprobe. *In: Proc. Scanning Electron Microscopy, Part III, Workshop on Techniques for Particulate Matter Studies in SEM*, ITT Research Institute, 401-408.

Grossi-Sad, J.H. & Magalhães, J.M.M. 1989. Reconhecimento geológico do alto e médio vales do Rio Doce, Minas Gerais, Brasil. - Rel. DOCEGEO/GEOSOL, 154 pp. (inédito)

Grossi-Sad J.H. & Melo M.F.V. 1969. Geologia do distrito de Serro, Minas Gerais. DNPM/GEOSOL, Rel. Int., 178 + 110 pp., Belo Horizonte.

Grossi-Sad J.H., Magalhães J.M.M., Carelos P.M. 1989. Geologia do Distrito de Guanhões, Minas Gerais., DOCEGEO - Rio Doce Geologia e Mineração / GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda, Relatório Interno, Belo Horizonte, 252 p.

Grossi-Sad J. H., Mourão M. A. A., Guimarães M. L. V., Knauer L. G. 1997. Geologia da Folha Conceição do Mato Dentro. *In: Grossi-Sad J.H., Lobato L.M., Pedrosa-Soares A.C., Soares-Filho B.S. (coordenadores e editores). Projeto Espinhaço em Cd-Rom (textos, mapas e anexos)*. Belo Horizonte, COMIG, p. 2533-2693.

Gu Ying. 2003. Automated Scanning Electron Microscope Based Mineral Liberation Analysis - An Introduction to JKMR/FEI Mineral Liberation Analyser. *Journal of Minerals & Materials Characterization & Engineering*, **2**(1): 33-41.

Hagedorn M.G., 2004. Contexto geotectônico da Serra do Espinhaço e domínios adjacentes a leste (Minas Gerais) com ênfase em aspectos geoquímicos e geocronológicos. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista, 222 p.

Hagemann S.G., Rosiere C., Gutzmer J., Beukes N.J. 2008. Glossary of Terms Banded Iron-Formation related high-grade iron ore. *In: Hagemann S.G., Rosiere C., Gutzmer J., Beukes N. (eds.) High-grade BIF-related iron mineralization. Reviews In Economic Geology*, **15**: 411-414.

Herrgesell G. 1984. Das Prakambrium am Ostrand der nordlichen Serra do Cipó Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien. Tese de doutorado, Universidade de Freiburg, 247 p.

Jones M. P. (1987). *Applied mineralogy: a quantitative approach*. Graham & Trotman, London; 259p.

- Jones B. & Manning D.A.C. 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of paleoredox conditions in ancient mudstones. *Chem. Geol.* **114**: 111-129.
- Klein C. 2005. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *American Mineralogist*, **90**: 1473-1499.
- Knauer L. G. 1990. Evolução geológica do Pré-cambriano da porção centro-oeste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada. Dissertação de Mestrado, Universidade de Campinas, 298 p.
- Knauer L. G. 2007. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: considerações sobre sua estratigrafia e seu arranjo estrutural. *Geonomos*, **15**(1): 81-90.
- Knauer L. G. & Grossi-Sad J. H. (1997). Geologia da Folha Serro. In: Grossi-Sad J.H., Lobato L.M., Pedrosa-Soares A.C., Soares-Filho B.S. (coordenadores e editores). 1997. *Projeto Espinhaço em Cd-Rom (textos, mapas e anexos)*. Belo Horizonte, COMIG, p. 2057-2316.
- Lotter O. N. 2011. Modern Process Mineralogy: An integrated multi-disciplined approach to flowsheeting. *Minerals Engineering*, **24**: 1229–1237.
- Lotter N.O., Kowal D.L., Tuzun M.A., Whittaker P.J., Kormos L.J., 2003. Sampling and flotation testing of Sudbury Basin drill core for process mineralogy modelling. *Minerals Engineering*, **16**, 857-864.
- Machado N.; Schrank A.; Abreu F.R.; Knauer L.G., Almeida Abreu, P.A. 1989. Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. Simp. Geol. MG, 5, *Anais*, Belo Horizonte, 171-174.
- Martins-Neto M.A. 1998. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: Registro de uma bacia rifte-sag do Paleozoico. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(2): 151-168.
- McLennan S.M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. . In: Rollinson H. R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific & Technical, London, 352 pp.
- Michard A., Albarède F., Michard G., Minster J.F., Charlou J.L. 1983. Rare-earth elements and uranium in high-temperature solutions from East Pacific Rise hydrothermal vent field (13°N). *Nature*, **303**: 795-797.
- Morford J.L., Emerson S.R., Breckel E.J., Kim S.H., 2005. Diagenesis of oxyanions (V, U, Re, and Mo) in pore waters and sediments from a continental margin. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **69**: 5021–5032.
- Pecoits E. 2010. Ediacaran iron formations and carbonates of Uruguay: palaeoceanographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications. Tese de Doutorado, University of Alberta, 230 p.
- Pecoits E., Gingras M.K., Barley M.E., Kappler A., Posth N.R., Konhauser K.O. 2009. Petrography and geochemistry of the Dales Gorge banded Fe formation: Paragenetic sequence, source and implications for palaeo-ocean chemistry. *Precambrian Research*, **172**: 163-187.
- Pedrosa-Soares A.C., Dardenne M.A., Hasui Y., Castro F.D.C., Carvalho M.V.A. 1994. *Nota Explicativa dos Mapas Geológico, Metalogenético e de Ocorrências Mineraias do Estado de Minas Gerais, Escala 1:1.000.000*. SEME/COMIG, Belo Horizonte, 231 pp.

- Pflug, R. 1968. *Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 20 p. (Notas Prel. 142).
- Planavsky N, Bekker A., Rouxel O.J., Kamber B., Hofmann A., Knudsen A., Lyons T. W. 2010. Rare earth element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic Fe formations revisited: New perspectives on the significance and mechanisms of deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **74**(22): 6387-6405.
- Pujol F., Berner Z., Stüben D. 2006. Palaeoenvironmental changes at the Frasnian/Famennian boundary in key European sections: Chemostratigraphic constraints. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **240**(1): 120–145.
- Puteanus D., Glasby G.P., Stoffers P., Kunzendorff H., 1991. Hydrothermal iron-rich deposits from the Teahitia-Mehitia and Macdonald hot spot areas. *Southwest Pacific Marine Geology*, **98**: 389-409.
- Renger FE, Noce CM, Romano AW, Machado N (1994) Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 Ma. de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos* **2**(1): 1-11.
- Rolim V. K. 2014. As formações ferríferas da região de Conceição do Mato Dentro - MG: posicionamento estratigráfico, evolução tectônica, características geoquímicas e gênese dos minérios. Exame de qualificação (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais.
- Rolim V. K. & Rosière C. A. 2011. The Conceição do Mato Dentro Iron Formation Province in southeastern Brazil. In: 11th Biennial SGA Meeting, Antofagasta, Chile, *Extended Abstract*, 927-929.
- Sales, C. G. Apostila de Caracterização Mineralógica e Tecnológica de Minérios – Notas de aula. Disponível em <http://www.ebah.com.br/content/ABAAABVuIAG/apostila-caracterizacao-cap1e2>. Acesso em 13 out 2012.
- Schobbenhaus, C. 1993. Das Mittlere Pwtewzoikum Brasiliens mitbesonderer Ber,cksichtigung dÍs zentralen Osten: Eine Revision. Tese de Doutorado, Universidade de Freiburg, 166 p.
- Schobbenhaus, C. 1996. As tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, Estado da Bahia: Revisão e novas propostas. *Revista Brasileira de Geociências*, **26**(4): 265-276.
- Scholl W.U. & Fogaça A.C.C. 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. Simp. Geol. MG, 1, Diamantina *Anais*, p. 55-73.
- Silva L.C. Armstrong R., Noce C.M, Carneiro M.A., Pimentel M.M., Pedrosa-Soares A.C., Leite C.A., Vieira V.S., Silva M.A., Paes V.J.C., Cardoso-Filho J.M. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**: 513-528
- Sutherland, D.N., 1993. Image analysis for off-line characterisation of mineral particles and prediction of processing properties. *Particle Particle Syst. Charact.* **10**, 271-274.
- Sylvester P J. 2012. Use of the mineral liberation analyzer (MLA) for mineralogical studies of sediments and sedimentary rocks. In Sylvester P J (Ed.). 2012. *Quantitative Mineralogy and Micro-análises of Sediments and Sedimentary Rocks*, 42, Mineralogical Association of Canada Short Course, p. 1-16.

- Taylor S.R. & McLennan, S.M. 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific, Oxford. In: Rollinson H. R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific & Technical, London, 352 pp.
- Tribouillard N., Algeo T. J., Lyons T.W., Riboulleau A. 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical Geology*, **232**: 12-32.
- Trompette, R.; Uhlein, A.; Silva, M.E. Karmann, I. 1992. The Brasiliano São Francisco Cráton revised (central Brazil). *J. South Am. Earth Sci.*, **6**: 49-57.
- Uhlein A. 1991. Transição cráton-faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasiliano) no estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, 295p.
- Uliana D. 2010. Caracterização tecnológica dos tipos de minério de fosfato do Complexo Alcalino de Salitre, MG - Área Fosfertil. Dissertação de Mestrado, Escola Politécnica USP, Universidade de São Paulo, 210p.
- Wignall P.B. & Myers K.J., 1988. Interpreting the benthic oxygen levels in mudrocks: a new approach. *Geology*, **16**: 452-455.
- Zapparoli A. C., 2001. Os depósitos de cromita da borda leste da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais: Petrologia, quimismo e implicações genéticas. Dissertação de mestrado. Universidade Estadual de São Paulo. 133 p.

ANEXO I

FICHAS PETROGRÁFICAS MICROSCÓPICAS (CD)

ANEXO II

**ARTIGO SUBMETIDO À REVISTA GEONOMOS
ESTUDOS GEOQUÍMICOS DE ITABIRITOS DA
SERRA DO SAPO, ESPINHAÇO MERIDIONAL,
MINAS GERAIS**

ESTUDOS GEOQUÍMICOS DE ITABIRITOS DA SERRA DO SAPO, ESPINHAÇO MERIDIONAL, MINAS GERAIS

Amanda A Pires e Souza¹, Rosaline C Figueiredo e Silva¹, Carlos A Rosière¹, Geraldo Sarquis Dias², Fernando Prudêncio Morais²

¹Centro de Pesquisas Professor Manoel Teixeira da Costa, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais - UFMG, Avenida Antônio Carlos 6627, CEP 31270-901, Belo Horizonte, MG, BR

(amanda.de.aps@gmail.com; rosalinecris@yahoo.com.br; crosiere@gmail.com)

²Anglo American, Projeto Minas-Rio, CEP 35860-000, Conceição do Mato Dentro, MG, BR

(geraldodias@angloamerican.com; fernandomorais@angloamerican.com)

RESUMO – A Serra do Sapo localiza-se na porção leste da Serra do Espinhaço Meridional, nas proximidades do município de Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais, Brasil. Nessa região, formações ferríferas bandadas são metamorfasadas e intensamente cisalhadas. De acordo com o grau de intemperismo e compacidade, minérios de ferro supergênicos com teores entre 31 e 39% Fe são classificados em itabirito, itabirito semifriável e itabirito friável. Cristais de hematita são classificados de acordo com suas características texturais e morfológicas em microlamelar, anédrica, lamelar e martita. Análises químicas de rocha total mostram que os três tipos de itabirito são semelhantes com conteúdo de CaO ($\leq 0,14$ wt%), MgO ($\leq 0,04$ wt%), MnO ($\leq 0,21$ wt%), Al₂O₃ ($\leq 0,94$ wt%), K₂O ($\leq 0,27$ wt%), TiO₂ ($\leq 0,05$ wt%) e P₂O₅ ($\leq 0,11$ wt%), entretanto com maiores concentrações de Al₂O₃, MgO e K₂O presentes nos itabiritos semifriável e friável, e as de CaO e P₂O₅ no itabirito. O teor em U autógeno, e as relações V/Cr e Ni/Co do itabirito apontam para um ambiente de sedimentação oxidante para a formação ferrífera bandada. Razões (Eu/Sm)_{SN}, (La/Sm)_{CN}, (Sm/Yb)_{SN}, (Eu/Eu*)_{SN}, e (Sm/Yb)_{CN} indicam que a formação ferrífera bandada mais fresca representada pelo itabirito está livre de contaminação clástica. Já as razões de Sm/Yb vs. Eu/Sm e de Eu/Eu*_(CN) vs. (Sm/Yb)_(CN) indicam contribuição insignificante por fluidos hidrotermais de alta temperatura.

Palavras Chave: Serra do Sapo; Serra do Espinhaço Meridional; Formação ferrífera bandada; Geoquímica

ABSTRACT_ GEOCHEMICAL STUDIES OF ITABIRITES FROM SERRA DO SAPO, SOUTHERN ESPINHAÇO, MINAS GERAIS

The Serra do Sapo is located on east side of the southern portion of Serra do Espinhaço, near the city of Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais, Brazil. In the area banded iron formation are metamorphosed and slightly sheared. Supergene low to medium- grade iron ore (31 to 39%) are classified in itabirite, semi-friable itabirite and friable or soft itabirite, with variable grade according to the degree of weathering and compactness. Hematite crystals were classified after their textural and morphological characteristics as: microplaty, anhedral, platy, and martite (pseudomorphic after magnetite). Geochemical analysis show that the three types of itabirites are similar regarding the content of CaO ($\leq 0,14$ wt%), MgO ($\leq 0,04$ wt%), MnO ($\leq 0,21$ wt%), Al₂O₃ ($\leq 0,94$ wt%), K₂O ($\leq 0,27$ wt%), TiO₂ ($\leq 0,05$ wt%) e P₂O₅ ($\leq 0,11$ wt%), with major grades of Al₂O₃, MgO and K₂O present in semi-friable and friable itabirites and, of CaO and P₂O₅ in itabirite. The autigenic U, V/Cr and Ni/Co indexes point to an oxic environment of sedimentation. Ratios of (Eu/Sm)_{SN}, (La/Sm)_{CN}, (Sm/Yb)_{SN}, (Eu/Eu*)_{SN}, and (Sm/Yb)_{CN} indicate that the banded iron formation represented by hard ore is free of clastic contamination and the ratios of Sm/Yb vs. Eu/Sm and of Eu/Eu*_(CN) vs. (Sm/Yb)_(CN) indicate insignificant contribution of high temperature hydrothermal fluids.

Keywords: Serra do Sapo; Serra do Espinhaço Meridional; Banded iron formation; Geochemistry

1. INTRODUÇÃO

A Serra do Sapo está localizada na borda leste da Serra do Espinhaço (Eschwege, 1822 *in* Almeida-Abreu & Renger, 2002), a aproximadamente 150 km ao norte do Quadrilátero Ferrífero, com mais de 1200 km, *trend* N-S, e que atravessa os estados da Bahia e de Minas Gerais, onde é dividido em dois domínios próximo ao paralelo 17°00'S, Setentrional e Meridional (Knauer, 2007).

A borda leste da Serra do Espinhaço Meridional compreende as principais ocorrências de formações ferríferas conhecidas da Serra do Espinhaço (Knauer, 2007), abrangendo os grupos Itapanhoacanga (Rolim & Rosière, 2011) e Serra da Serpentina (Dossin, 1985, Almeida-Abreu et al., 1989, Rolim & Rosière, 2011). O Grupo Serra da Serpentina (Almeida Abreu & Renger, 2002; Grossi Sad et al., 1990; Knauer & Grossi, 1997) aflora na serra homônima e na Serra do Sapo, e consiste em quartzo xistos, quartzitos, filitos e formação ferrífera bandada (FFB).

Minério de ferro supergênico de baixo teor compreende itabirito com diferentes graus de alteração intempérica, classificados como itabirito (IT), itabirito semifriável (ISF) e itabirito friável (IF), e tem sido explorado pela Anglo American ao longo da Serra do Sapo. As estimativas de recursos e reservas estão em torno de 5,3 bilhões de toneladas com

expectativa de potencial para atingir 8 bilhões de toneladas de minério de ferro (dados fornecidos pela empresa), com o início da produção previsto para o final de 2014.

Este trabalho apresenta os estudos petrográficos e geoquímicos dos diferentes tipos de itabirito (IT, ISF e IF), com o propósito de identificar e caracterizar os minerais minérios e de ganga, identificar o ambiente deposicional da FFB, assim como verificar se houve contaminação clástica ou alguma contribuição hidrotermal na FFB. Pretende-se ainda identificar possíveis contaminantes e caracterizar os tipos de itabirito, no intuito de auxiliar trabalhos futuros de classificação industrial/geometalúrgica.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A Serra do Sapo está localizada a aproximadamente 15km a nordeste do município de Conceição do Mato Dentro, região sudeste do estado de Minas Gerais. A área faz parte da Serra do Espinhaço Meridional – SdEM – faixa orogênica pertencente à zona externa da Faixa Araçuaí, a qual bordeja a margem sudeste do Cráton do São Francisco (Uhlein 1991, Brito Neves & Cordani, 1991, Trompette et al., 1992, Schobbenhaus, 1993, 1996, Alkmim et al., 1993 *in* Martins-Neto, 1998), estendendo-se por cerca e 300 km na direção N-S, desde o Quadrilátero Ferrífero até a região de Olhos d'Água.

A estratigrafia da SdEM foi inicialmente descrita por Pflug (1968) e Schöll & Fogaça (1979), com modificações propostas por Fogaça et al. (1984), Dossin et al. (1984) e Almeida Abreu (1993). Posteriormente, Almeida-Abreu & Renger (2002) e Knauer (2007) também sugeriram modificações.

Esta região engloba as principais ocorrências de FFBs conhecidas na Serra do Espinhaço. A forte tectônica tangencial sob a qual a área foi submetida dificulta uma boa caracterização das relações de contato e do posicionamento estratigráfico relativo das sequências (Knauer, 1990).

A área apresenta três depósitos principais de minério de ferro, os quais pertencem ao Grupo Serra da Serpentina, e estão localizados nas serras do Sapo e da Serpentina, e no Morro do Pilar (Rolim & Rosière, 2011) (**Fig. 1**).

O depósito da Serra do Sapo, ao norte da Conceição do Mato Dentro, tem 15 km de extensão, e a camada de FFB tem em média 120 m de espessura, podendo atingir 350 m no seu extremo norte (Rolim & Rosière, 2011).

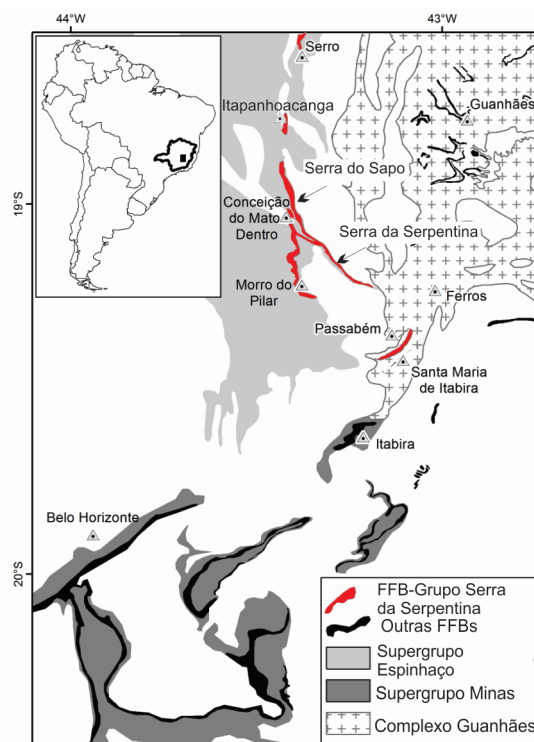


Figura 1: Mapa geológico regional mostrando a localização das FFBs da do Grupo Serra da Serpentina, e a distribuição das outras sequências de FFBs no sudeste do Brasil, incluindo a Serra do Sapo (modificado de Rolim & Rosière 2011; baseado em Grossi-Sad et al. 1997; Pedrosa Soares et al. 1994).

O Grupo Serra da Serpentina, segundo Rolim & Rosière (2011), é composto por unidade basal pelítica constituída por quartzo-mica xistos associados a quartzitos finos e xistos negros ricos em manganês, folhelhos negros e xistos sericíticos. Xistos de cor negra e cinza do topo da unidade fazem contato direto com a FFB. Lentes de metadolomito e mármore dolomítico ocorrem próximo à vila de Itapanhoacanga ao norte de Conceição, contendo veios de quartzo e/ou de calcita que dão aparência brechada à rocha. Quartzito metaconglomerático sericítico, clasto-suportados com clastos da FFB cobrem a unidade da FFB. Clastos de quartzitos, FFB, mica xistos, e filitos são também encontrados na matriz rica em quartzo. Uma unidade superior de FFB com características litológicas e mineralógicas idênticas à da outra FFB, ocorre no topo com 10 a 30 m de espessura.

Idades U-Pb em zircões detríticos e magmáticos apresentadas por Chemale Jr. *et al.* (2012) permitiram uma nova visão sobre a história evolutiva da denominada bacia Espinhaço. Idades U-Pb da seção basal da Fm. Sopa-Brumadinho com pico em 1.192 Ma, e de intrusão de diques máficos da Suíte Pedro Lessa (Machado *et al.*, 1989) que cortam as unidades do Supergrupo Espinhaço, com idade próxima a 0,9 Ga, estabeleceram uma idade Esteniana-Toniana para a porção superior da bacia (Chemale Jr. *et al.* 2012). Rolim & Rosière (2011) obtiveram uma idade mínima preliminar de 2.050 Ma (U-Pb SHIRIMP) a partir de zircões detríticos de metaconglomerados de uma camada

localizada logo acima das FFBs do Grupo Serra da Serpentina, o que sugere que este é mais antigo que o Supergrupo Espinhaço, e mais novo que a Formação Cauê do Supergrupo Minas, segundo Reger et al. (1994), de sedimentação entre 2.580 Ma (base da Formação Moeda) e 2.050 Ma (topo do Grupo Sabará), portanto não podendo ser correlacionado a nenhuma dessas sequências.

3. MATERIAIS & MÉTODOS

3.1 Amostragem e Petrografia

Foram selecionados e descritos 7 de furos de sondagem representativos do depósito, dos quais foram 65 amostras coletadas e 37 lâminas delgadas polidas produzidas, para estudos petrográficos macro- e microscópicos envolvendo a avaliação das características petrográficas e mineralógicas. As descrições petrográficas foram realizadas no Laboratório de Metalogenia do CPMTC.

3.2 Geoquímica

Estudos geoquímicos de rocha total foram realizados no Laboratório AcmeLabs – ACME Analytical Laboratories Ltd. (Canadá). Foram analisadas 15 amostras de testemunho de sondagem, incluindo itabiritos e hematita em veios de quartzo, e levando em conta a maior variabilidade dos tipos de óxidos de ferro. Os métodos utilizados para as análises quantitativas foram ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometric*) e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectroscopy*).

O primeiro foi realizado com fusão da amostra por metaborato de lítio e digestão com HNO₃, para os óxidos maiores e elementos menores. O segundo com fusão da amostra por metaborato e tetraborato de lítio, e digestão com água régia (apenas metais-base), para elementos traço e terras-raras. Os dados dos elementos terras-raras foram normalizados em relação ao PAAS - *Post-Archean Australian Shale* - de McLennan (1989) e ao condrito de Taylor & McLennan (1985).

4. PETROGRAFIA

No depósito da Serra do Sapo, as FFBs são metamorfisadas e intensamente cisalhadas com transposição e obliteração das estruturas primárias na maioria dos afloramentos. Minérios de ferro de baixo teor (31 a 39%) foram classificados em itabirito-IT, itabirito semifriável-ISF e itabirito friável-IF (**Fig. 2**), classificação essa feita com base nas descrições petrográficas macroscópicas, e de acordo com o grau de intemperismo e compactidade apresentado pelas amostras (**Figs. 3-A, 3-B e 3-C; Tab. 1**).

O termo itabirito é usado para denominar a FFB fracamente ou não intemperizada, sendo constituída essencialmente por óxidos de ferro e quartzo. A rocha apresenta intervalos magnéticos e com a presença de veios de quartzo com hematita especularítica, de espessuras centimétricas a métricas. Esses veios, de provável origem hidrotermal, também são aqui descritos.

A alteração intempérica do IT produz sua desagregação gerando os tipos denominados ISF e IF (**Fig. 3**). O itabirito friável corresponde ao produto final mais avançado de intemperismo que ocorre em geral nas partes superiores das zonas do saprólito (**Fig. 4**).

Tabela 1: Tabela de descrição das amostras nas quais foram realizadas análises químicas de rocha total.

Amostra FD:	Descrição da amostra/Mineralogia	MpH	AHem	Mt	Kmg	PHem	Gt	Qtz	Mbr	Gbs	Chl
201-1	IT	xx	xx					Xx			
201-2	ISF	xx						Xx	X		
201-3	IT (contato com veio)	xx	xx					Xx	X		
201-4	IT	xx	xx	x				Xx			
201-7	IT	xx	x					Xx	X		
144-4	ISF	xx	x	x				Xx	X		x
144-7	IF	xx	xx	xx	x			Xx	X		
144-8	Veio de qtz + PHem					xx		Xx	X	x	
144-9	IT (contato com veio-)	x	x			xx		Xx	X		
144-10	IT	xx	x					Xx	X		
152-2	IT	xx	xx					Xx	Xx		
152-4	Veio de qtz + PHem	X				xx		Xx	X		
152-5	IT	xx						Xx			
195-1	IF	xx	xx					Xx	Xx		
195-3	ISF	xx	x	x				Xx	X		

Siglas: MpHem – hematita microlamelar; AHem – hematita anédrica; PHem – hematita lamelar; Mt - martita; Kmg – kenomagnetita; Gt – Goethita; Qtz – quartzo; Mbr – mica branca; Chl – clorita; Gbs – Gibsita.

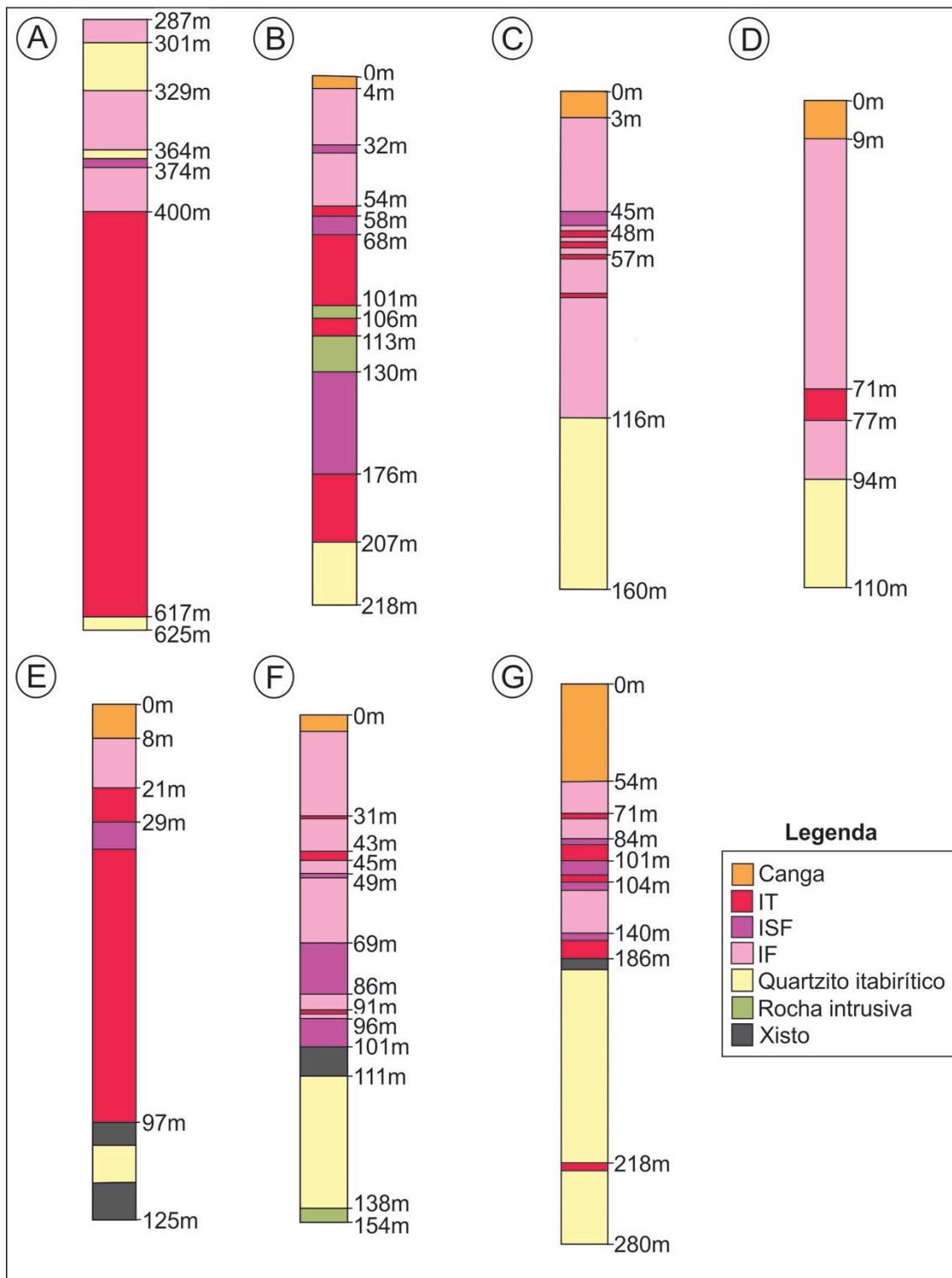


Figura 2. Desenhos esquemáticos representativos dos furos de sondagem descritos: (A): FD115; (B): FD144; (C): FD 152; (D): FD195; (E): FD201; (F): FD 408; (G): FD521.

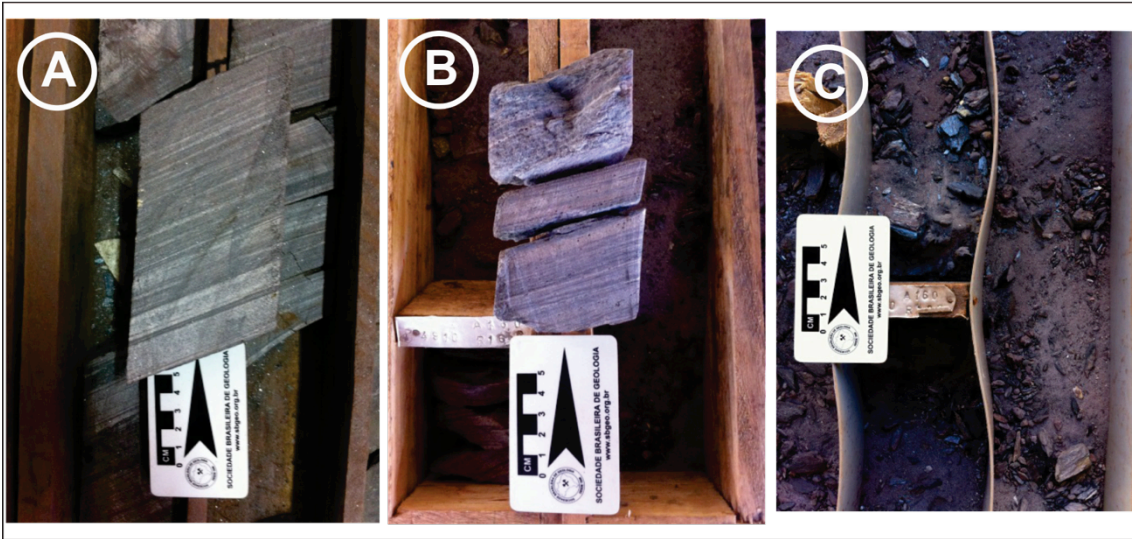


Figura 3. (A): Amostra de IT; (B): Amostra de ISF; (C): Porção do IF com presença de fragmentos.

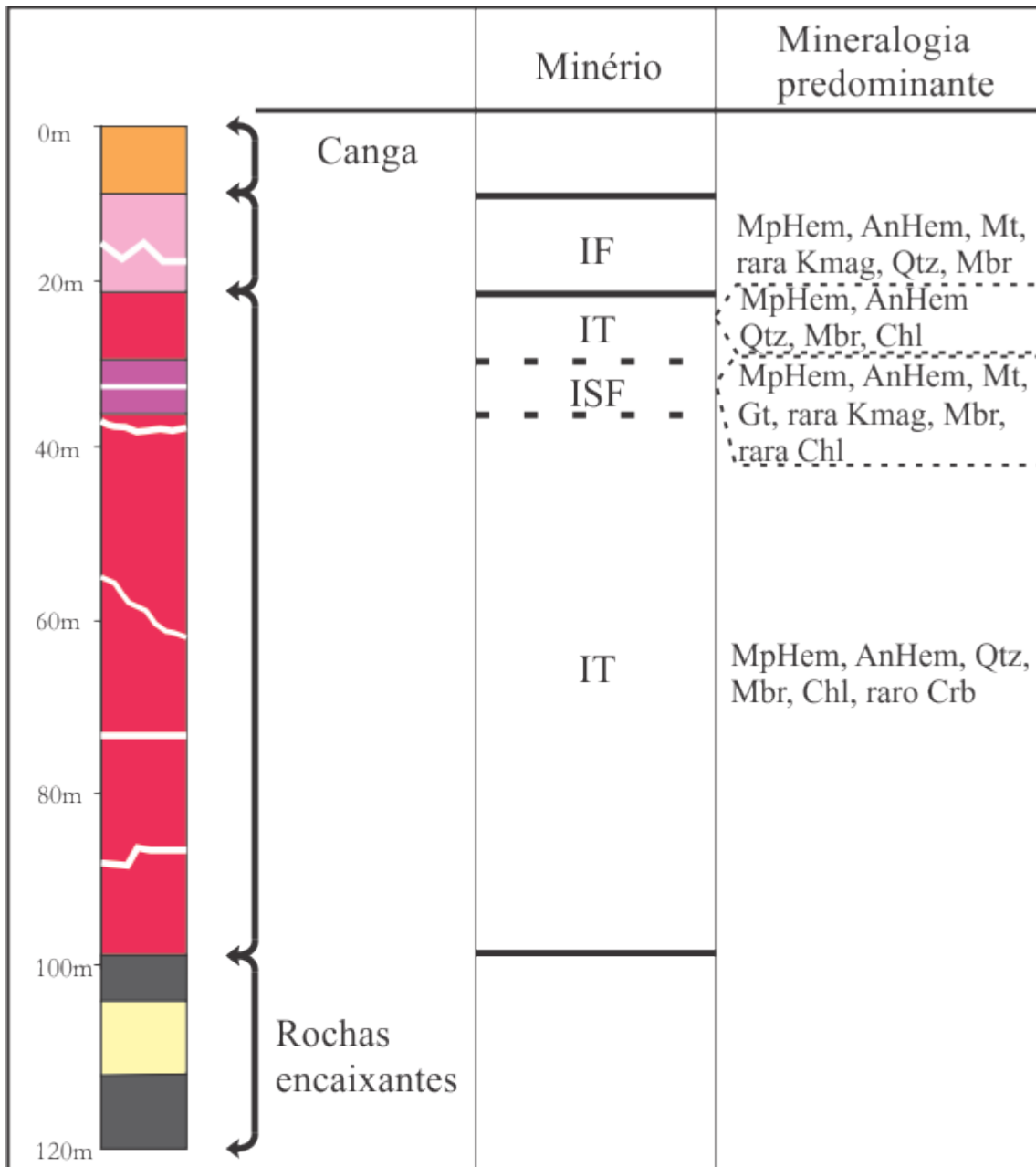


Figura 4: Perfil de intemperismo, tipos de minério e mineralogia típica de cada tipo.

4.1 Itabirito

O itabirito apresenta microbandamento característico, marcado pela alternância de bandas constituídas essencialmente por quartzo e óxidos de ferro, com porções ricas em mica (**Tab. 1**). Exibe granulação fina a média e textura predominantemente granoblástica, com lentes ou até mesmo bandas de quartzo granoblástico, porosas ou não.

Microscopicamente, cristais de quartzo apresentam granulação variando em média de 0,04 mm a 1,00 mm (**Fig. 5-A**). Quando associado às bandas de minerais opacos, os cristais são alongados, de granulação variando de 0,01 mm a 1,50 mm em média. Mica

branca pode ocorrer como cristais de hábito acicular ou placóide (**Fig. 5-B**), variando de 0,005 mm a 0,60 mm, junto ao quartzo e aos minerais opacos, podendo ainda estar inclusos nos cristais. Cristais aciculares de clorita (**Fig. 5-C**), de cor verde claro acinzentado, ocorrem em geral com granulação de 0,02 mm a 0,15 mm, também associados à hematita e ao quartzo.

Cristais de hematita de diferentes texturas podem ser reconhecidos, sendo os cristais microlamelares a variedade mais comum, típicos nas bandas opacas e esporádicos nas bandas ricas em quartzo, em geral subédricos, de granulação fina a grossa, 0,005 mm a 0,42 mm (**Fig. 5-D e Tab. 2**), com sobrecrecimento dos cristais grossos sobre os finos. Quando associados aos aglomerados de hematita anédrica, e à martita subordinada (**Tab. 1**) tendem a formar bandas de espessuras variadas. Quando inclusos nos cristais de quartzo, a granulação dos cristais de hematita microlamelar varia de menores que 0,005 mm a 0,05 mm.

Os aglomerados anédricos e porosos (**Fig. 5-E e Tab. 2**) são prováveis cristais lobados de martita em que o limite original dos pseudomorfos de magnetita está obliterado. Tais aglomerados variam de 0,28 mm a 0,60 mm, podendo chegar a 1,60 mm, arredondados ou alongados e são sobrecrecidos pelos cristais de hematita microlamelar. Cristais de martita ocorrem de forma dispersa pela rocha, como cristais subédricos, de granulação entre 0,06 mm e 0,28 mm, em média (**Fig. 5-F**) sobrecrecidos pelos cristais de hematita microlamelar e pelos aglomerados de hematita anédrica.

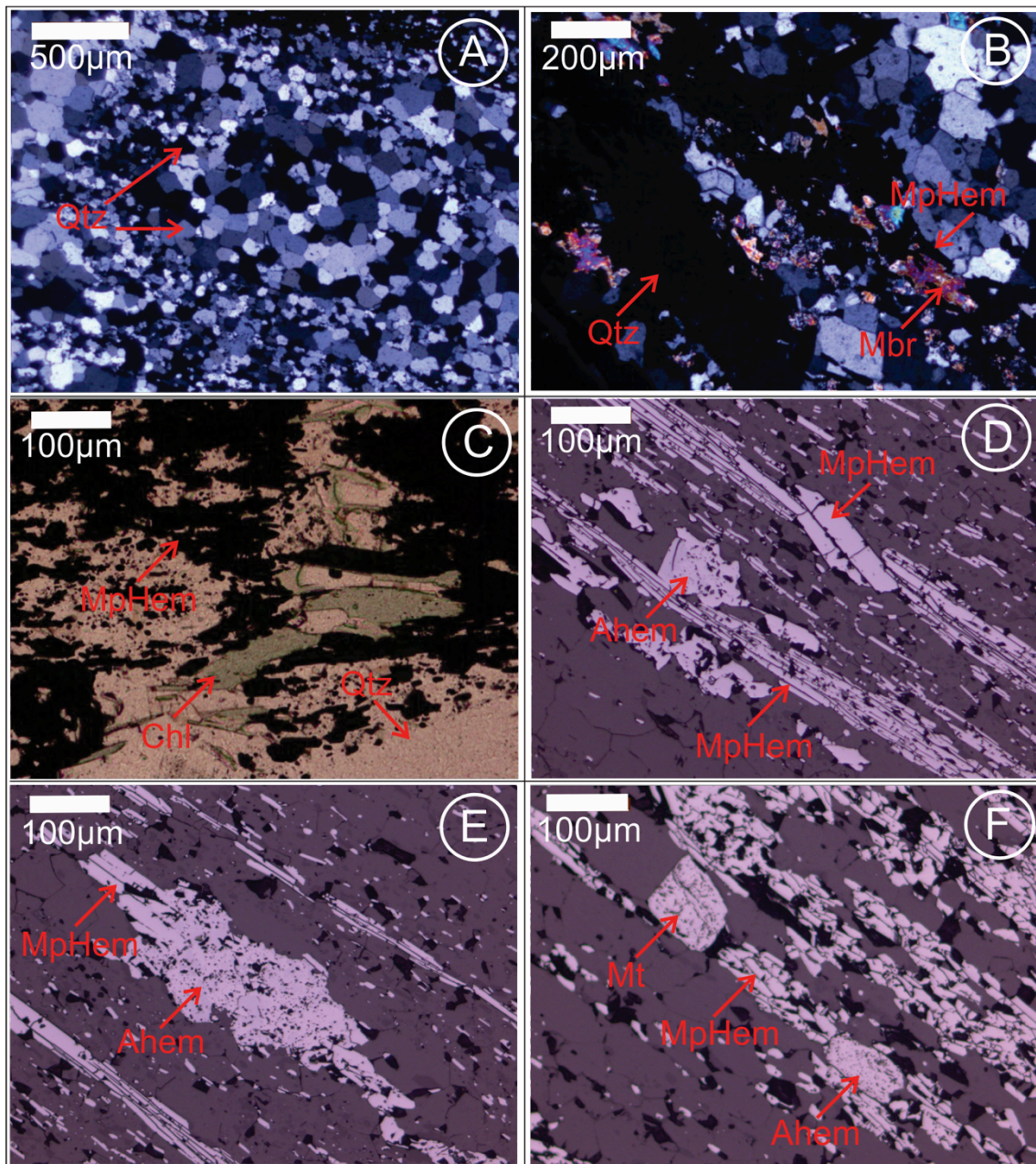
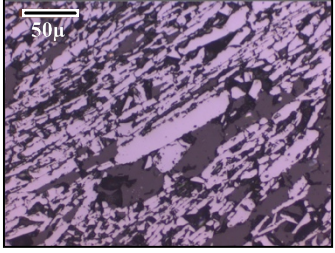
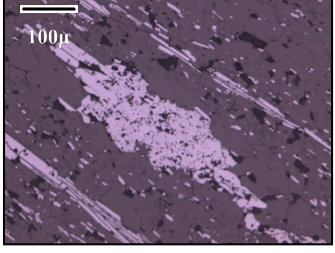
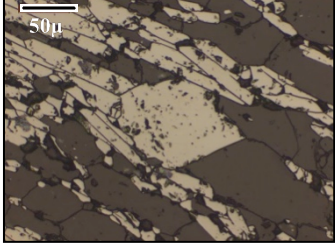
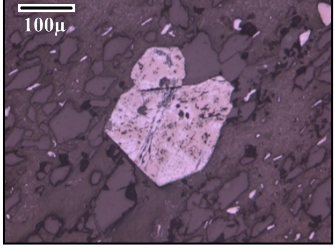
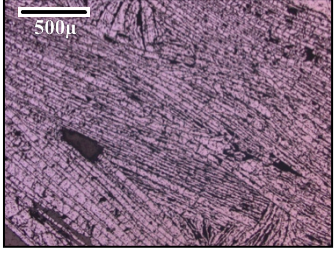


Figura 5. Fotomicrografias mostrando (A): Variação de granulação de cristais de quartzo. Luz transmitida, nicóis cruzados, aumento 25X; (B): Cristais de mica branca associados aos cristais de hematita microlamelares. Luz transmitida, nicóis cruzados (50X); (C): Cristais de clorita junto a cristais de hematita. Luz transmitida, nicóis paralelos (100X); (D): Cristais de hematita microlamelar formando bandas. Luz refletida, nicóis paralelos (100X); (E): Aglomerado anédrico de hematita e cristais de hematita microlamelar em luz refletida, nicóis paralelos (100X); (F): Cristal de martita e glomerado anédrico de hematita junto a cristais de hematita microlamelar. Luz refletida, nicóis paralelos (100X).

Tabela 2: Tipos de óxidos de ferro classificados com base na definição de Hagemann et al. (2008).

Tipo	Descrição	Fotomicrografia
Hematita microlamelar	Cristais de hematita alongados de granulação fina a grossa, que comumente constituem a massa de hematita dos itabiritos.	
Hematita anédrica	Aglomerados anédricos e porosos, que ocorrem comumente associados aos cristais de hematita microlamelar.	
Martita	Cristal de hematita pseudomorfo do cristal octahédrico da magnetita.	
Kenomagnetita	Fase intermediária que se forma durante a oxidação da magnetita para hematita. Pode ser descrita como uma magnetita deficiente em Fe ⁺² (Kullerud, 1969). Apresenta cor rósea e ocorrem no centro dos cristais de martita.	
Hematita especular	Cristais de hematita alongados, com comprimentos muito longos, e muito deformados. Comuns em veios de quartzo.	

Itabirito Semifriável

O itabirito semifriável diferencia-se do IT por conter maior quantidade de mica branca, principalmente nas bandas hematíticas, deixando a rocha com brilho sedoso em algumas porções e é comumente magnético.

Microscopicamente é mais rico em cristais de martita que o IT, de granulação entre 0,08 mm e 0,40 mm, em média. Ocorrem associados à hematita microlamelar (**Fig. 6-A; Tab. 2**), podendo estar presentes em poros (**Fig. 6-B**). Relictos de cor rósea-marrom, característicos de kenomagnetita, são comumente observados nos núcleos de martita (**Fig. 6-C e Tab. 2**). Goethita/limonita (**Fig. 6-D**) ocorre como uma massa amorfa entre os cristais de hematita microlamelar e os de minerais translúcidos.

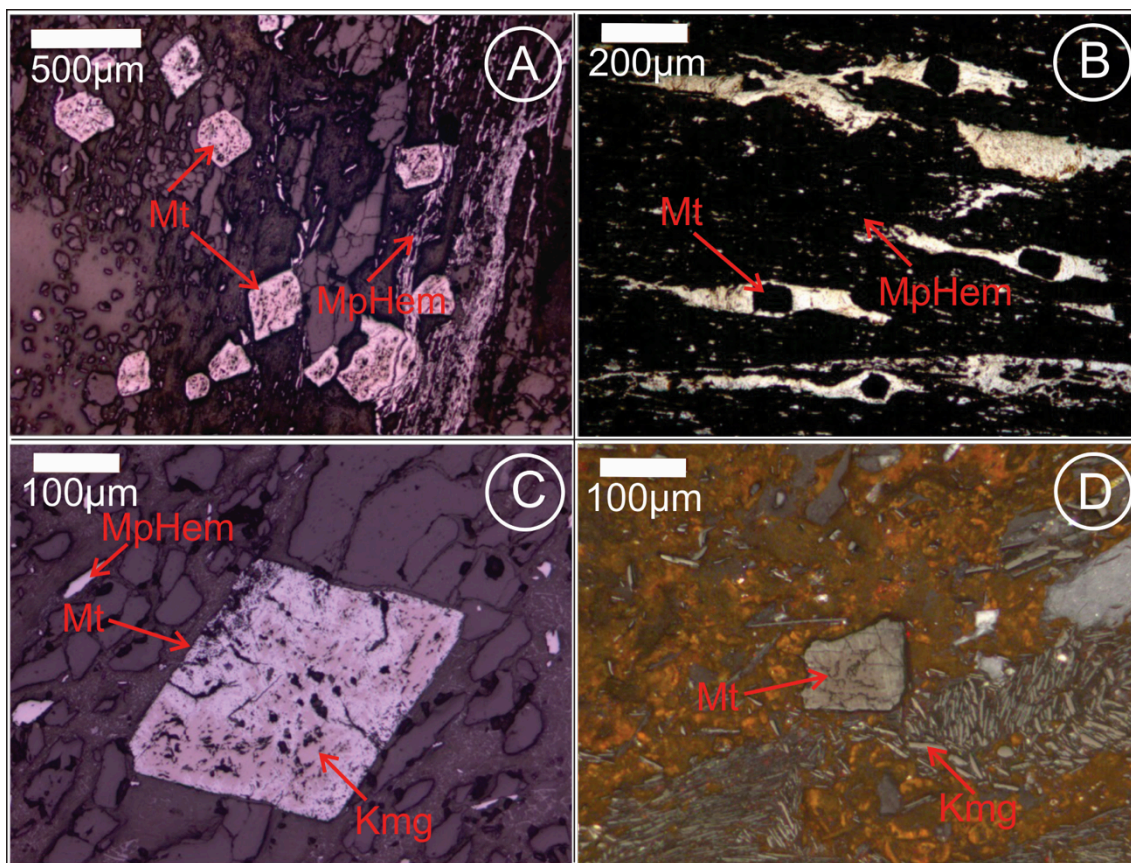


Figura 6. Fotomicrografias (A): Aspecto geral da lâmina contendo cristais de martita com resquícios de kenomagnetita e cristais microlamelares de hematita. Luz refletida, nicóis paralelos (25X); (B): Cristais de martita localizados nos poros do ISF. Luz transmitida, nicóis paralelos (50X); (C): Cristal de martita contendo relictos de kenomagnetita. Luz refletida, nicóis paralelos (100X); (D): Ocorrência de goethita em porção deformada do ISF onde o bandamento é destruído. Luz refletida, nicóis cruzados (100X).

4.2 Itabirito friável

O itabirito friável consiste em um material fragmentado a pulverizado, com porções ricas em quartzo e mica intercaladas com óxidos de ferro. Amostras pulverulentas podem ser magnéticas. Microscopicamente, apresenta muitos poros nas bandas de minerais transparentes (**Fig. 7-A**). Mineralogicamente mostra-se semelhante aos outros tipos de itabirito com maior proporção de mica (**Fig. 7-B**).

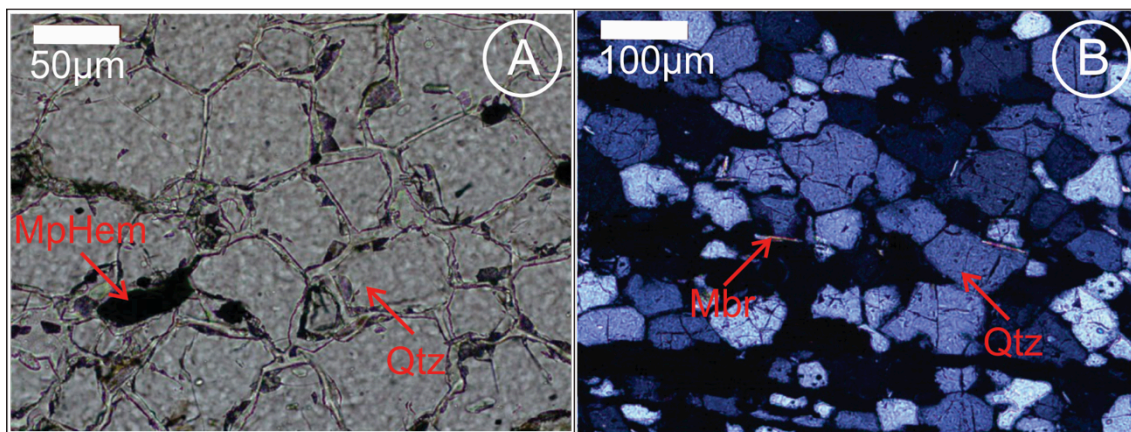


Figura 7. Fotomicrografias mostrando (A): Porosidade entre os cristais de quartzo. Luz transmitida, nicóis paralelos (200X); (B): Cristais de mica branca aciculares entre os cristais de quartzo. Luz transmitida, nicóis cruzados (100X).

4.3 Veios de quartzo com hematita especular

Os veios são compostos essencialmente por quartzo e hematita, com textura granoblástica. Em geral os cristais de quartzo são anédricos e têm granulação muito variada. Quando associados aos cristais de hematita, apresentam-se com granulação fina, 0,02 mm a 0,40 mm em média, orientados, fazendo contatos retos e côncavo-convexos entre si. Já os cristais grossos chegam a cerca de 2,00 mm e podem ser maiores que o retículo do microscópio e apresentam extinção ondulante.

Cristais aciculares e placóides de mica branca, de granulação entre 0,04 mm a 2,00 mm, são alongados e associados à hematita, assim como cristais de gibsita anédricos e deformados de granulação chegando a 1,20 mm (**Fig. 8-A**). Carbonato foi identificado em apenas uma das lâminas de veios (**Fig. 8-B**).

A hematita ocorre majoritariamente como cristais especulares (**Fig. 8-C e Tab. 2**), muito orientados e fraturados, e em menor frequência como aglomerados de hematita anédrica e cristais microlamelares (**Fig. 8-D**), de granulação variando de 0,10 mm a 0,40 mm.

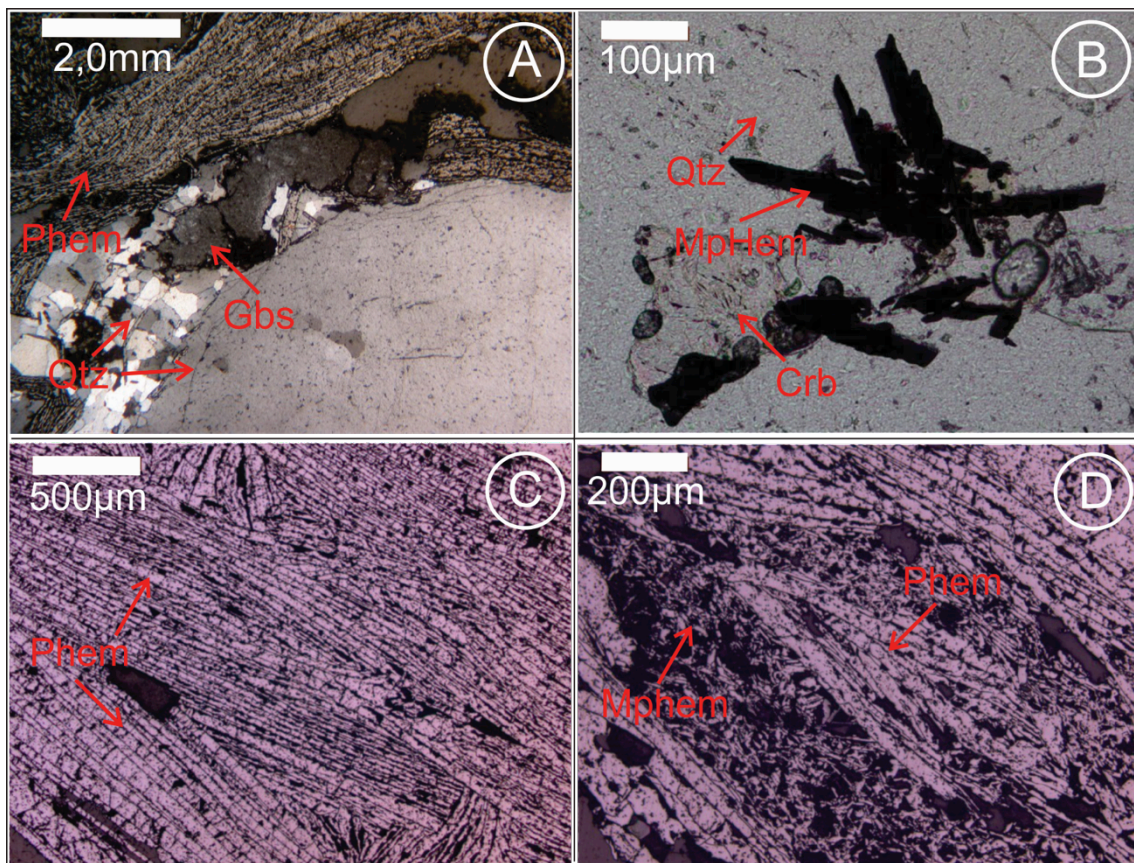


Figura 8. (A): Cristal de gibsita junto a cristais de hematita lamelar e quartzo. Luz transmitida, nicóis cruzados (25X); (B): Cristal de carbonato junto a cristais de hematita microlamelar. Luz transmitida, nicóis paralelos (100X); Cristais longos de hematita especular. Luz refletida, nicóis paralelos (25X); (C): Cristais longos de hematita lamelar. Luz refletida, nicóis paralelos (25X); (D): Cristais lamelares de hematita junto aos cristais microlamelares. Luz refletida, nicóis paralelos (50X).

5. GEOQUÍMICA

As amostras analisadas foram selecionadas para abranger a maior variedade possível dos tipos de óxidos de ferro existentes, com base em amostras de mão e feições microscópicas, incluindo IT, IF, ISF e hematita especularítica em veio de quartzo. A **Tab. 3** mostra os resultados das análises químicas de rocha total.

Tabela 3: Resultado de análise química de rocha total em itabiritos.

FD:	201-1	201-2	201-3	201-4	201-7	144-4	144-7	144-8	144-9	144-10	152-2	152-4	152-5	195-1	195-3
Tipo itab:	IT	ISF	IT	IT	IT	ISF	IF	PHem em veio	IT	IT	IT	PHem em veio	IT	IF	ISF
wt%															
SiO ₂	33,10	60,31	12,45	41,47	64,83	50,95	57,29	9,96	45,73	56,05	57,42	4,34	63,64	38,08	48,44
Al ₂ O ₃	0,06	0,18	0,14	0,05	0,06	0,93	0,21	0,89	0,11	0,06	0,12	0,02	0,18	0,94	0,08
Fe ₂ O ₃	66,66	38,68	87,01	58,29	34,75	46,27	42,62	87,82	53,90	43,39	42,05	95,54	35,28	55,19	51,03
FD:	201-1	201-2	201-3	201-4	201-7	144-4	144-7	144-8	144-9	144-10	152-2	152-4	152-5	195-1	195-3
wt%															
Fe _{Total}	46,63	27,06	60,86	40,77	24,31	32,37	29,81	61,43	37,70	30,35	29,41	66,83	24,68	38,60	35,70
MgO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,04	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,03	<0,01
CaO	0,10	0,08	<0,01	0,01	0,03	0,03	0,01	0,02	0,03	0,14	0,03	<0,01	0,02	0,01	0,01
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	<0,01	<0,01
K ₂ O	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,27	0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,24	<0,01
TiO ₂	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,05	0,03	0,05	<0,01	<0,01	<0,01	0,04	0,01	0,03	<0,01
P ₂ O ₅	<0,01	0,07	0,03	<0,01	0,05	0,03	0,03	0,10	0,04	0,11	0,08	0,33	0,03	0,02	<0,01
MnO	0,02	0,06	0,02	0,02	0,04	0,03	0,02	0,06	0,02	0,21	0,02	0,03	0,08	0,02	0,02
Cr ₂ O ₃	<0,002	0,011	<0,002	0,003	<0,002	0,005	0,005	0,025	0,004	0,003	0,002	0,002	0,002	0,006	<0,002
LOI	0,0	0,5	0,3	0,1	0,2	1,3	-0,3	1,0	0,1	0,0	0,2	-0,1	0,7	5,4	0,4
Sum	99,92	99,93	99,91	99,91	99,94	99,93	99,93	99,89	99,93	99,94	99,88	99,96	99,93	99,90	99,93
ppm															
Sc	1	<1	1	<1	<1	3	<1	3	<1	<1	<1	1	1	2	<1
Ba	2	36	3	3	65	81	34	13	37	17	548	1	142	263	10
Be	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	2	2	<1	<1	2	<1
Co	0,08	2,7	0,3	0,9	1,1	1,4	1,6	2,5	1,1	35	0,4	0,5	1,5	0,6	0,9
Cs	<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	0,1	0,3
Ga	1,7	2,3	2,1	1,2	1,4	2,1	1,4	3,1	1,6	1,0	0,5	2,9	1,1	1,5	1,1
Hf	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	0,4	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,1
Nb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,7	0,2	1,3	0,2	<0,1	0,1	0,9	0,1	0,4	0,9
Rb	<0,1	0,8	<0,1	<0,1	0,3	5,4	0,6	<0,1	0,8	0,3	0,1	<0,1	<0,1	5,7	1,3
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sr	2,2	1,3	1,4	1,8	1,1	6,9	1,2	4,2	1,6	1,8	4,9	0,9	1,9	2,4	0,9
Ta	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	1,2
Th	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	0,8	0,3	0,8	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	0,5	<0,2
U	0,8	0,6	1,5	0,2	0,7	1,2	1,9	7,3	0,4	0,6	0,4	<0,1	1,5	0,5	<0,1
V	39	75	296	61	24	29	98	206	84	24	46	103	50	43	48
W	10,4	10,3	6,2	3,0	4,4	3,3	2,7	12,4	2,9	3,3	2,7	0,9	2,4	3,6	3,4
Zr	2,0	3,1	5,8	3,6	2,1	10,3	4,9	25,3	4,8	1,7	2,6	1,4	7,6	10,1	1,7
Ag	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	<0,1	<0,1
As	1,6	2,5	1,3	0,8	1,6	1,2	1,3	6,1	0,7	3,4	1,9	1,0	3,3	1,7	0,9
Bi	<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	<0,1	<0,1
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	<0,1	<0,1
Cu	58,4	17,7	15,7	9,9	9,6	20,1	12,3	14,3	9,2	8,1	30,2	19,2	16,5	16,1	11,3
Hg	<0,1	<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	0,01
Mo	2,9	1,8	2,0	1,9	2,2	0,9	1,3	0,9	0,9	0,9	1,0	1,4	0,8	0,9	0,6
Ni	2,2	20,5	1,0	2,0	7,0	3,8	5,7	10,3	4,3	6,8	1,8	2,5	3,1	1,5	1,7
Pb	2,1	1,6	2,0	1,2	0,8	2,2	2,1	2,6	1,3	1,4	2,8	1,4	2,9	1,5	1,2
Sb	1,9	0,8	1,1	0,8	0,5	0,3	0,5	0,7	1,0	0,8	0,3	0,4	0,4	0,2	0,3
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
T	<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	<0,1	<0,1
Zn	3	9	9	2	7	10	12	22	4	6	17	8	7	9	5
Y	7,8	7,3	8,9	4,6	1,4	19,1	4,9	45,0	2,8	3,9	3,7	0,2	4,0	5,5	2,6
La	1,2	1,0	0,9	0,8	0,4	6,9	2,6	20,6	1,0	0,7	1,2	0,5	1,6	2,0	1,2
Ce	2,5	1,6	1,5	1,1	0,6	11,8	5,0	35,2	1,4	1,3	2,3	0,2	3,6	2,7	1,9
Pr	0,26	0,25	0,17	0,12	0,07	1,46	0,53	3,82	0,21	0,18	0,27	<0,02	0,41	0,31	0,24
Nd	0,8	1,4	1,2	1,0	<0,3	6,6	2,4	15,3	0,8	0,8	1,3	0,3	1,8	1,2	1,1
Sm	0,23	0,25	0,16	0,05	<0,05	0,97	0,36	2,74	0,21	0,16	0,19	<0,05	0,36	0,2	0,16
Eu	0,11	0,14	0,12	0,06	0,02	0,41	0,15	1,23	0,11	0,09	0,06	<0,02	0,22	0,10	0,09
Gd	0,48	0,46	0,45	0,24	0,07	1,61	0,59	4,45	0,41	0,31	0,29	0,08	0,98	0,44	0,46
Tb	0,08	0,08	0,08	0,03	0,01	0,27	0,08	0,68	0,06	0,05	0,06	<0,01	0,17	0,09	0,05
Dy	0,56	0,64	0,74	0,36	0,08	1,95	0,50	4,84	0,40	0,46	0,52	<0,05	1,24	0,56	0,40
Ho	0,14	0,16	0,17	0,10	0,05	0,47	0,13	1,08	0,06	0,09	0,10	<0,02	0,02	0,15	0,08
Er	0,76	0,58	0,71	0,39	0,13	1,60	0,40	3,27	0,17	0,33	0,38	<0,03	0,49	0,58	0,20
Tm	0,08	0,11	0,10	0,06	0,02	0,24	0,05	0,45	0,02	0,05	0,05	<0,01	0,04	0,07	0,01
Yb	0,55	0,88	0,82	0,50	0,20	1,71	0,43	3,01	0,10	0,37	0,37	<0,05	0,26	0,51	0,30
Lu	0,10	0,14	0,14	0,09	0,02	0,27	0,08	0,45	0,01	0,04	0,07	<0,01	0,03	0,09	0,03
Ppb															
Au	2,4	1,8	<0,5	2,6	<0,5	<0,5	0,9	1,0	1,2	<0,5	<0,5	2,4	1,5	2,1	<0,5
ΣETR	7,85	7,69	7,26	4,90	1,67	36,26	13,30	97,12	4,96	4,93	7,16	1,08	11,40	9,00	6,22
^a Pr/Yb _(SN)	0,15	0,09	0,07	0,077	0,11	0,27	0,39	0,41	0,67	0,16	0,23	-	0,50	0,19	0,26
^b Eu/Eu _(SN)	1,65	2,02	2,08	2,96	-	1,64	1,79	1,84	2,01	2,06	1,15	-	1,76	1,48	2,06
^c Ce/Ce _(SN)	1,03	0,74	0,88	0,80	0,82	0,86	0,98	0,91	0,70	0,84	0,93	-	1,02	0,78	0,82
Y/Ho	55,71	45,63	52,35	46	28	40,64	37,69	41,67	46,67	43,33	37	-	20	36,67	32,5

5.1 Elementos Maiores

Conforme a **Tab. 3**, os componentes principais são SiO_2 e Fe_2O_3 com conteúdo menor de CaO , MgO , MnO , Al_2O_3 , K_2O , TiO_2 e P_2O_5 . As maiores variações nos teores de SiO_2 e Fe_2O_3 ocorrem no IT, seguido pelos ISF e IF. Na **Fig. 9** são mostradas as proporções dos elementos maiores em itabirito com diferentes graus de intemperismo, e nas **Fig. 10-A, B** e **C** separadamente para cada tipo de itabirito. Espacularita em veio de quartzo também é apresentada na **Fig. 10-D**, a título de comparação.

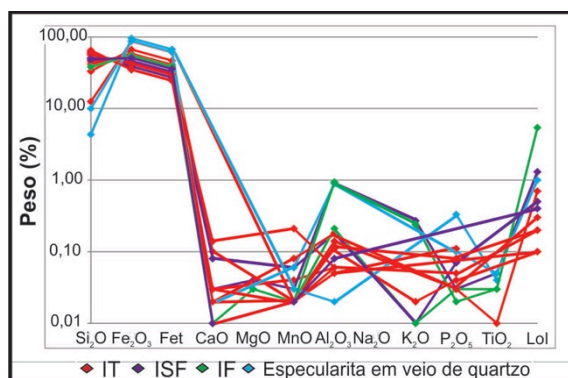


Figura 9: Diagrama de concentração dos elementos maiores.

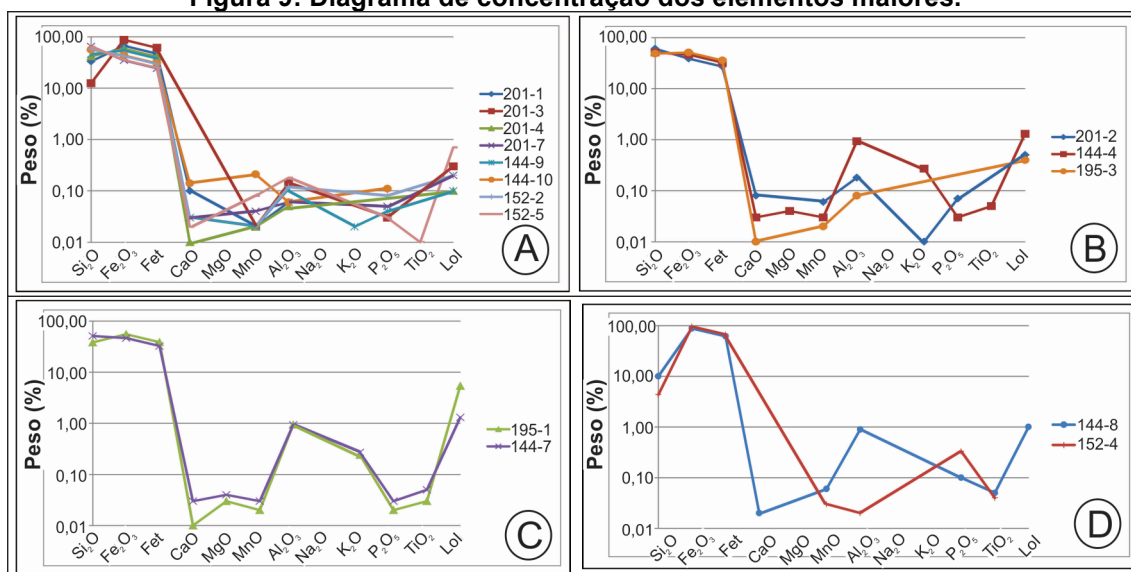


Figura 10. (A) Diagrama de elementos maiores das amostras de IT (B) Diagrama de elementos maiores das amostras de ISF; (C) Diagrama de elementos maiores das amostras de IF; (D): Diagrama de elementos maiores das amostras de espacularita em veio quartzo.

Os conteúdos de CaO ($\leq 0,14$ wt%), MgO ($\leq 0,04$ wt%), MnO ($\leq 0,21$ wt%), Al_2O_3 ($\leq 0,94$ wt%), K_2O ($\leq 0,27$ wt%), TiO_2 ($\leq 0,05$ wt%) e P_2O_5 ($\leq 0,11$ wt%) são baixos em todas as amostras analisadas.

Destaca-se que as maiores concentrações de Al_2O_3 encontram-se nas amostras de ISF, IF e hematita espacularita em veio de quartzo, e o P_2O_5 , apesar de estar em concentrações baixas ($\leq 0,33$ wt%), está presente em todos os tipos de amostras (vide **Tab. 3** e **Fig. 10**). A concentração de K_2O é maior que o limite de detecção (0,01 wt%) em

apenas uma amostra de IT com teor de 0,02 wt%, chegando a 0,27 wt% no ISF e 0,24 wt% no IF (Figs. 14-A, B e C e Tab. 3). Já CaO e MnO foram detectados em todas as amostras, também apresentando teores muito baixos, entre 0,01 wt% e 0,14 wt% e 0,02 wt% e 0,21 wt%, respectivamente no IT, e nos ISF e IF. Tais concentrações chegam a 0,08 wt% de CaO e 0,06 wt% de MnO no primeiro e 0,01 wt% e 0,02 wt%, respectivamente para o último. O MgO foi encontrado com teores maiores que o limite de detecção (0,01 wt%) apenas em uma amostra de ISF (FD144-4), e uma de IF (FD195-1) (Tab. 3), ambas com concentrações baixas, de 0,04 wt% e de 0,03 wt%, respectivamente

Todas as amostras de IT apresentaram valores de TiO₂ abaixo do limite de detecção (0,01 wt%), sendo observado apenas em uma amostra de ISF (FD144-4) com concentração de 0,05 wt%, nas duas amostras de IF, com 0,03 wt% e as amostras de especularita em veios de quartzo, com 0,04 wt% e 0,05 wt% (Tab. 3).

5.2 Elementos traço

Os elementos traço são mostrados no diagrama da Fig. 11, de acordo com as concentrações de cada elemento. Já as Fig. 12-A, B, C e D mostram as mesmas concentrações separadas de acordo com cada tipo de rocha.

Observa-se que as concentrações de Hf e Cs são menores que o limite de detecção em todas as amostras, Th ≤ 0,2 ppm; Zr ≤ 7,6 ppm; Rb ≤ 0,8 ppm e Sc ≤ 1 ppm, sendo as maiores concentrações detectadas em amostras de ISF (FD144-4), IF (FD144-7 e FD195-1), e especularita em veios de quartzo (FD144-8 e FD152-4) (Tab. 3).

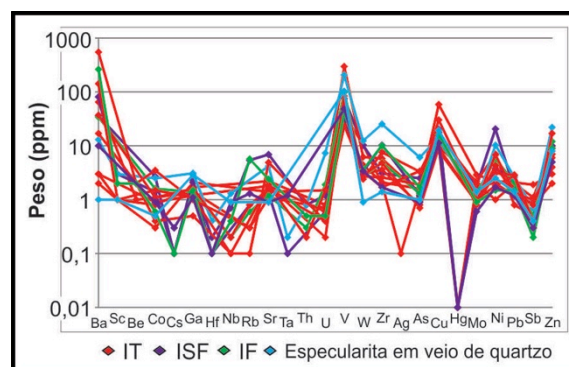


Figura 11: Diagrama de concentração dos elementos traço.

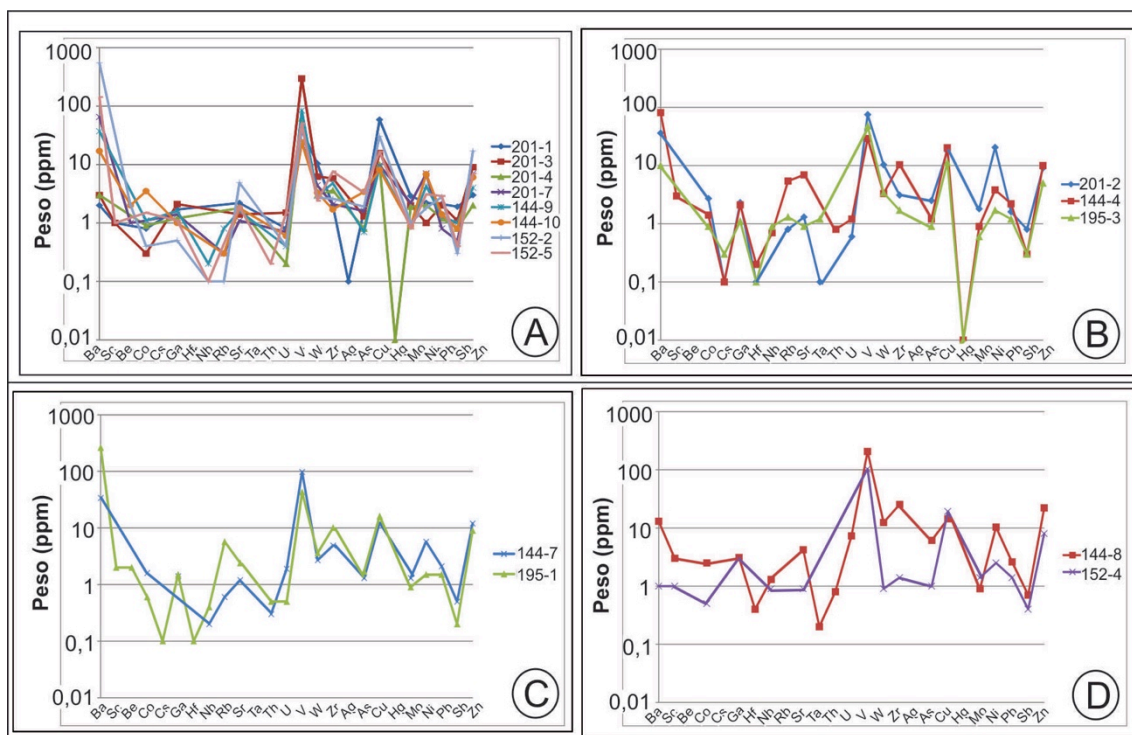


Figura 12. (A): Diagrama de elementos traço das amostras de IT; (B): Diagrama de elementos traço das amostras de ISF; (C): Diagrama de elementos traço das amostras de IF; (D): Diagrama de elementos traço de amostras de especularita em veios de quartzo.

5.3 Elementos terras-raras

O conteúdo total de ETR (\sum ETR) varia de 4,90 ppm a 63,26 ppm nas amostras de IT e ISF, e de 9,00 ppm a 13,30 ppm nas amostras de IF. As amostras 144-8 e 152-2 correspondentes a especularita em veios de quartzo, apresentam os valores 97,12 ppm e 1,08 ppm, respectivamente (Tab. 3).

Os ETR foram normalizados ao PAAS (McLennan, 1989) (Fig. 13, 14-A, B e C), já que as FFBs datam do Paleoproterozóico (Rolim & Rosière, 2011). Também foram normalizados ao condrito (Taylor e McLennan, 1985) para efeito de comparação com outros trabalhos (e.c. Bau & Dulski, 1996; Bau & Möller, 1993) (Fig. 15).

Quando normalizado ao condrito (Taylor & McLennan, 1985), vide Fig. 15, o padrão dos ETR exibe proeminente anomalia negativa de Sm, provavelmente devido às diferenças de concentrações entre o Sm e o Nd, e anomalia positiva de Y. As amostras apresentam leve enriquecimento de elementos terras-raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras-raras pesados (ETRP), com uma exceção, apresentando concentrações menores dos elementos, correspondente a cristais de especularita em veio de quartzo (amostra FD152-2). A anomalia de Eu é levemente negativa para o itabirito ($Eu/Eu^*_{(CN)} = (Eu_{(CN)}/Sm_{(CN)}+Gd_{(CN)}) = 0,39 - 0,69$; média de 0,54), assim como anomalia de Ce ($Ce/Ce^*_{(CN)}=(Ce_{(CN)}/La_{(CN)}+Pr_{(CN)}) = 0,34 - 0,51$; média de 0,42).

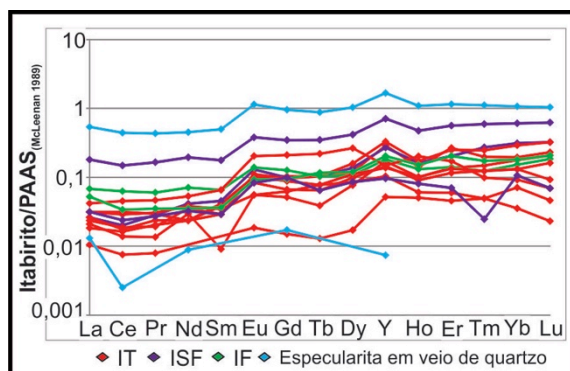


Figura 13: ETR normalizado ao PAAS (McLeenan 1989).

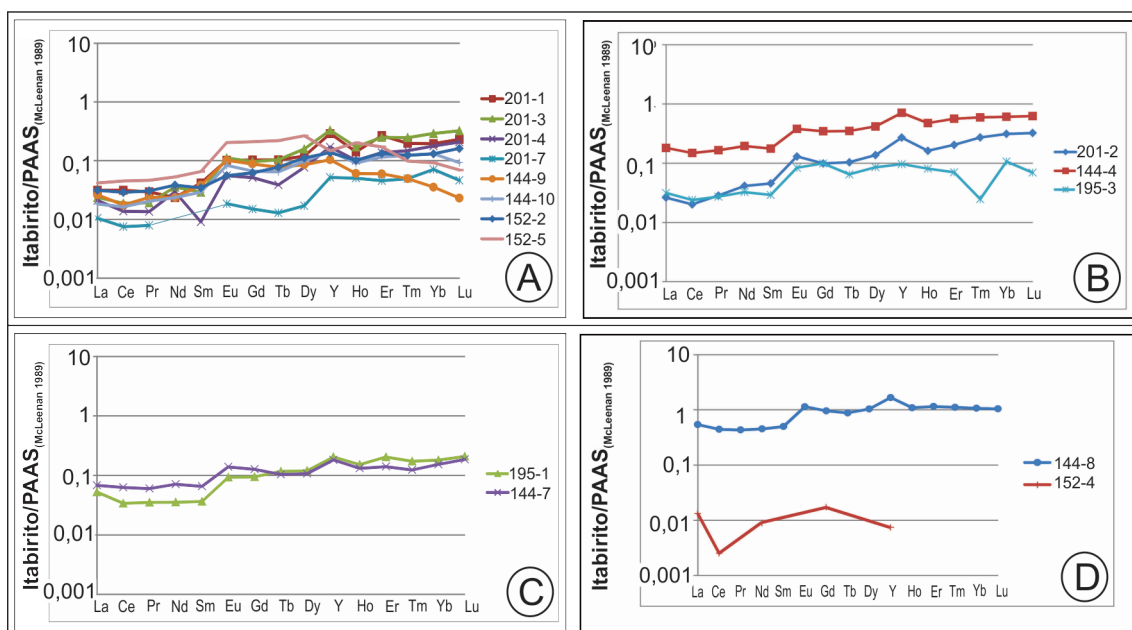


Figura 14. (A): Diagrama de ETR das amostras de itabirito normalizado ao PAAS; (B): Diagrama de ETR das amostras de itabirito friável normalizado ao PAAS; (C): Diagrama de ETR das amostras de itabirito normalizado ao PAAS; (D): Diagrama ETR das amostras de especularita em veio de quartzo normalizado ao PAAS (McLeenan, 1989).

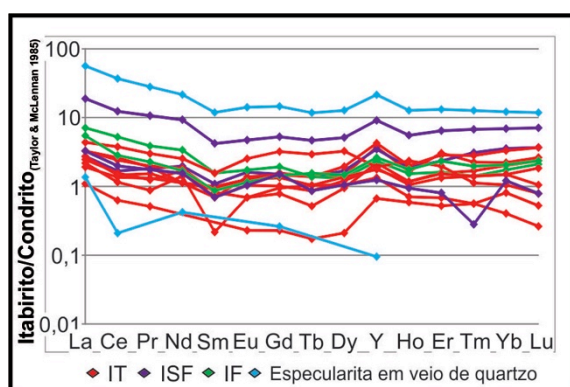


Figura 15: Diagrama dos ETR normalizados ao condrito (Taylor e McLeenan, 1985).

Conforme a Fig. 14-A, quando normalizado ao PAAS (McLeenan, 1989), o padrão do diagrama *spider* das amostras de IT apresenta enriquecimento em ETRP em relação aos ETRL ($(Pr/Yb)_{(SN)} = 0,07 - 0,67$; média de 0,25 - Planavsky *et al.* (2010)). A anomalia de Eu é sempre positiva ($Eu/Eu^*_{(SN)} = Eu_{(SN)} / (0,66Sm_{(SN)} + 0,33Tb_{(SN)}) = 1,15 - 2,96$ - Planavsky *et al.* (2010)) com média de 1,95. A anomalia de Ce é em geral levemente negativa,

$(Ce/Ce^*(SN) = (Ce(SN)/0,5La(SN)+0,5Pr(SN)) = 0,70 - 1,03$; média de 0,88), positiva somente nas amostras 201-1 e 152-2 (**Tab. 2**). E a anomalia de Y é predominantemente positiva $(Y/Y^*(SN) = (Y(SN)/(0,5Dy(SN)+0,5Ho(SN))) = 0,64 - 2,21$; média de 1,57), negativa apenas na amostra FD 152-5 $(Y/Y^*(SN) = 0,64)$, vide **Tab. 3**.

6. DISCUSSÕES

O itabirito friável corresponde ao produto final mais avançado de intemperismo do IT, constituído de material fragmentado, poroso (**Fig. 7-A**). Apesar do avançado grau de intemperismo, hidróxidos de ferro não são observados no IF. Mineralogicamente os itabiritos são constituídos por quartzo, hematita e micas, sendo a maior quantidade de mica branca contida no IF (**Figs. 3-C e 7-B**).

O chamado ISF microscopicamente pode apresentar poros principalmente em bandas hematíticas, e maior presença de cristais de martita que o IT, contendo ainda relictos de cor rósea-marrom característicos de kenomagnetita. A presença de goethita/limonita também o difere do IT.

Neste tópico, apenas o IT será discutido em termos de elementos traço e terras-raras, pois, este representa a FFB fresca, abaixo do nível de intemperismo (**Fig. 4**), preservando informações relacionadas às condições iniciais de deposição da bacia. Os tipos ISF e IF, por apresentarem variados graus de intemperismo e não possuírem as características acima, serão tratados nas discussões apenas para fins de comparação, juntamente às amostras de hematita em veios de quartzo.

Elementos Maiores

As concentrações dos elementos maiores no IT são muito próximas aos valores estipulados por Klein (2005) e são em geral semelhantes em todos os tipos de itabirito, apesar de algumas amostras serem mais enriquecidas ou mais empobrecidas em Fe_{total} (**Fig. 16**).

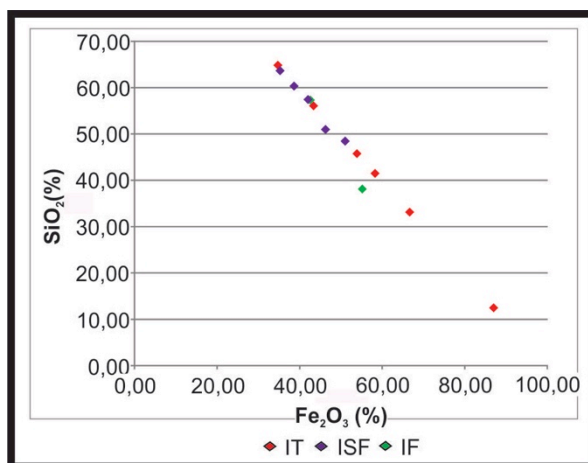


Figura 16: Razão SiO₂ x Fe₂O₃ para as amostras de itabirito.

As concentrações de Al₂O₃, baixas em todos os itabiritos, e as de K₂O e MgO, presentes em amostras de ISF e IF (Figs. 14-A, B e C e Tab. 3), provavelmente refletem a maior presença de mica e alguma clorita na rocha. Já na amostra FD144-8, correspondente a especularita em veio de quartzo, apresenta teor alto de Al₂O₃ (0,89 wt%) e cristais de gibsita foram observados em lâmina. Concentrações de P₂O₅ e CaO observadas em várias amostras, correspondentes a todos os tipos de itabirito, podem estar relacionadas a cristais de apatita e carbonato, detectados apenas em análises de MEV-MLA (Souza et al, em preparação).

Elementos Traço

Concentrações de elementos traço em FFBs nos fornecem informações importantes a respeito da fonte do ferro e da contribuição relativa de fluidos hidrotermais e da água do mar (Bekker et al., 2010). O comportamento de diferentes elementos traço é influenciado por muitos fatores durante a diagênese refletindo processos abióticos (condições paleoredox, contaminação clástica, grau de confinamento da bacia) e bióticos (origem da matéria orgânica, produção primária). Além disso, o comportamento dos elementos traço são muito variáveis, dependendo das condições de pH e Eh do ambiente durante a diagênese (Tribovillard et al., 2006).

As baixas concentrações de elementos como Th, Hf, Zr, Rb, Sc e Cs (Tab. 2) sugerem que essas amostras não tiveram contribuição detrítica significativa (Bau & Dulski, 1996). Concentrações e razões de elementos traço como U, V, Mo, Ni e Cu, quando não relacionados à contaminação clástica, podem fornecer informações importantes a respeito das condições paleoredox durante a sedimentação (Tribovillard et al., 2006). Desta forma, Jones e Manning (1994) identificaram quatro fatores que se comportam de maneira consistente e representam índices confiáveis de condições deposicionais: U/Th, urânio

autigênico [(U autigênico) = (U total) - (Th/3); Wignall & Myers, 1988 in Jones & Manning 1994], V/Cr e Ni/Co, e propuseram uma tentativa de correlacioná-los.

Como parte dos elementos traço pode ser de proveniência detrítica, tais elementos foram plotados junto ao conteúdo de alumínio (elemento geralmente de origem detrítica e de mobilidade mínima durante a diagênese) nos diagramas da **Fig. 17** (Tribovillard et al., 2006). Tais diagramas mostram que os elementos U, V, Mo, Ni, Cu e Co não estão relacionados à contaminação clástica, e dessa forma podem ser usados na interpretação do estado de oxidação da bacia.

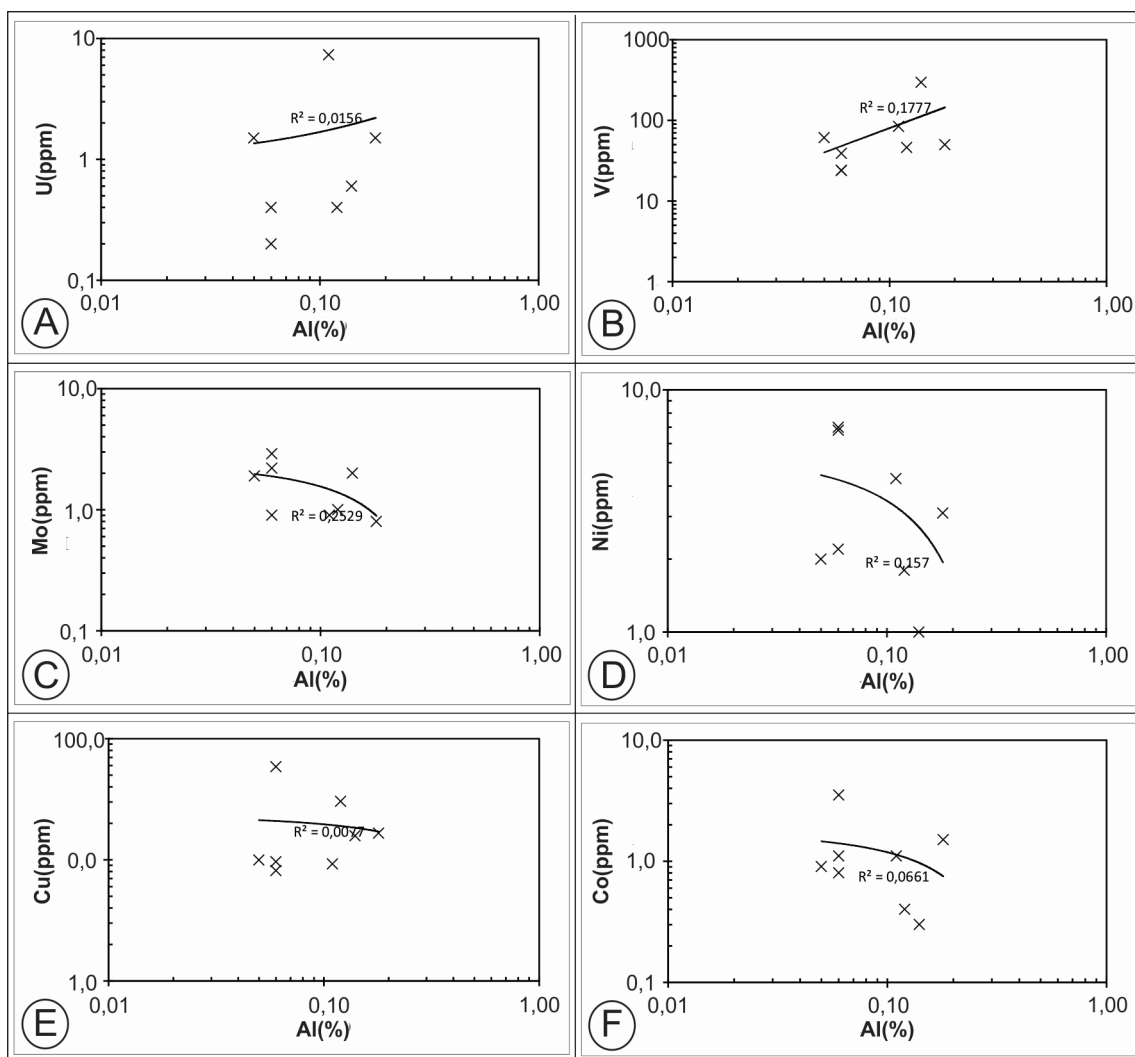


Figura 17: Diagramas de dispersão da concentração de alumínio vs. (A): U; (B): V; (C): Mo; (D): Ni; (E): Cu; (F): Co em amostra de IT.

Os índices U autigênico, V/Cr e Ni/Co apontam para um ambiente de sedimentação oxidante (o índice Th/U não foi utilizado, pois muitas amostras apresentam valores de Th abaixo do limite de detecção). Deve-se destacar no entanto que, segundo Tribovillard et al. (2006), o U pode ser remobilizado nos sedimentos se a penetração do oxigênio ocorrer na região onde o U autigênico foi acumulado.

Fluxos hidrotermais também representam importante fonte potencial de elementos traço (Tribovillard et al., 2006), incluindo Ba, Sr, Pb e Zn, e são geralmente hospedados em suítes de minerais como barita, celestita, galena, esfalerita e rodocrosita (Pujol et al., 2006).

Atividade hidrotermal exerce papel importante por liberar grandes quantidades de Mn e Fe, que podem influenciar a acumulação sedimentar de outros elementos traço através do seu ciclo redox (Morford et al., 2005).

A presença de teores elevados de Ba (acima de 100 ppm; **Tab. 3**) em duas amostras de IT (FD152-2 e FD152-5) é corroborada pelas análises em MEV-MLA, onde a fase mineral barita foi detectada (Souza et al., em preparação). Fontes de Ba para o oceano são partículas biogênicas, detritos continentais, efluentes hidrotermais e remobilização/precipitação diagenética (Dymond et al., 1992 in Tribovillard et al., 2006) ou ainda associadas ao metamorfismo durante a evolução tectônica da bacia.

A presença de As foi identificada em todas as amostras de IT com teores <2 ppm, com exceção de duas amostras com concentrações maiores (**Tab. 3**). As outras amostras de itabirito apresentam valores de As semelhantes ao IT. A amostra FD144-8 (especularita em veio de quartzo) apresentou concentração mais alta desse elemento (6,1 ppm). Segundo (Taylor & McLennan, 1985), a crosta continental apresenta concentrações extremamente baixas de As, com média de <2 ppm. Sedimentos detríticos e oceânicos também são fortemente depletados em As, enquanto fluidos hidrotermais podem ser enriquecidos de 2 a 500 vezes em relação às concentrações da água do mar (Pecoits, et al., 2009).

Elementos Terras-raras

O padrão do diagrama *spider* normalizado ao PAAS (McLennan, 1989) apresenta enriquecimento em ETRP em relação aos ETRL (**Fig. 14-A**) para amostras de itabirito. Segundo Planavsky et al. (2010), FFBs do Paleoproterozoico inferior e arqueanas são caracterizadas pela depleção de ETR leves, enquanto as do Paleoproterozoico superior mostram razões ETR leves e pesados acima e abaixo do padrão dos folhelhos.

Planavsky et al. (2010) explicam que depleção em ETR leves desenvolve-se em corpos de água ricos em oxigênio devido à remoção preferencial destes em relação aos ETR pesados pelos oxidróxidos de Mn-Fe e outras superfícies dada a reatividade diferencial das partículas de ETR.

A anomalia de Y é predominantemente positiva nas amostras estudadas, com o valor médio da razão Y/Ho igual a 41,13, muito próximo ao sugerido por Planavsky et al. (2010) para FF do Paleoproterozóico inferior (39).

A anomalia de $Ce_{(SN)}$ é em geral levemente negativa para as amostras de IT, assim como a de $Ce_{(CN)}$. Normalmente, ambientes marinhos modernos apresentam forte anomalia negativa de $Ce_{(SN)}$ quando normalizados ao folhelho, enquanto águas subóxicas e anóxicas carecem de anomalias significativas de $Ce_{(SN)}$, devido à redução da dissolução de partículas fixadoras de Mn-Fe (German et al., 1991; Byrne e Sholkovitz, 1996 in Planavsky et al., 2010). Porém, nas amostras trabalhadas, $(Pr/Pr^*)_{SN} = 0,80$ e $(Ce/Ce^*)_{SN} = 0,88$, o que segundo Bau & Dulski (1996) indica uma anomalia positiva de La_{SN} (**Fig. 18**) e não necessariamente de um comportamento anômalo do Ce. A ausência de anomalia negativa de Ce em FFBs puras, sugere que o conteúdo de oxigênio na água do mar do Arqueano/Proterozóico era alto o suficiente para oxidar o Fe, mas muito baixo para oxidar quantidades significativas de Ce (Bau & Dulski, 1996).

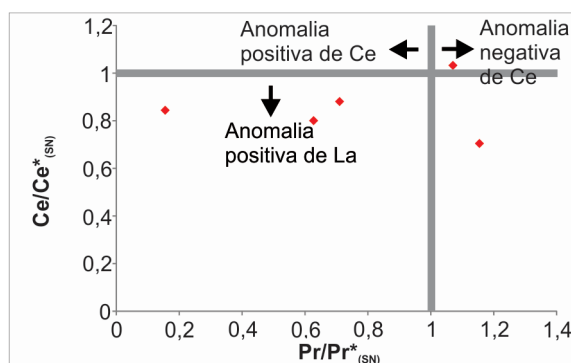


Figura 18: Diagrama de razões $Ce/Ce^*_{(SN)}$ vs. $Pr/Pr^*_{(SN)}$ para amostras de IT (baseado em Bau & Dulski, 1996).

Os valores de $Ce/Ce^*_{(SN)}$ vs. Y/Ho (**Fig. 19**) para amostras de IT, não interceptam a linha que define o campo de contaminação pelas argilas (exceto as amostras FD201-1 e FD152-5 que estão muito próximas à linha), confirmando a ausência de contaminação clástica significativa no IT.

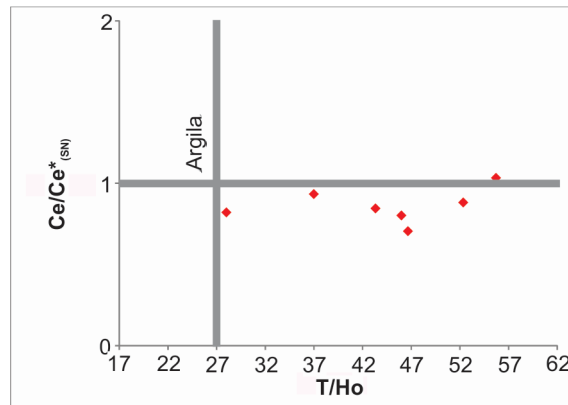


Figura 19: Diagrama binário $Ce/Ce^*_{(SN)}$ vs. Y/Ho (Pecoits, 2010) para amostras de IT.

As médias das razões $(Eu/Sm)_{SN}$ e $(Eu/Sm)_{CN}$ obtidas nas amostras de IT foram 3,23 e 1,68, respectivamente. Segundo Bau & Möller (1993), independentemente da proveniência, idade, ambiente sedimentar, e grau metamórfico, as FFBs precambrianas apresentam tipicamente $(Eu/Sm)_{SN} > 1$. Já as razões $(Eu/Sm)_{CN}$ são > 1 para as FFBs mais velhas que 2,3 Ga, ao passo que FFBs mais jovens apresentam $(Eu/Sm)_{CN} \sim 1$ ou valores ligeiramente menores (a amostra FD201-4 apresentou um valor muito alto, aumentando a média, sem ela esse valor cai para 1,43). As razões $(Sm/Yb)_{SN} = 0,38$ e $(La/Sm)_{CN} = 4,20$, indicam ausência de contaminação clástica (Bau & Dulski, 1996). As Razões de Sm/Yb vs. Eu/Sm e de $Eu/Eu^*_{(CN)}$ vs. $(Sm/Yb)_{(CN)}$ (Figs. 20-A e B) evidenciam que a contaminação por fluidos hidrotermais de alta temperatura nos itabiritos foi insignificante.

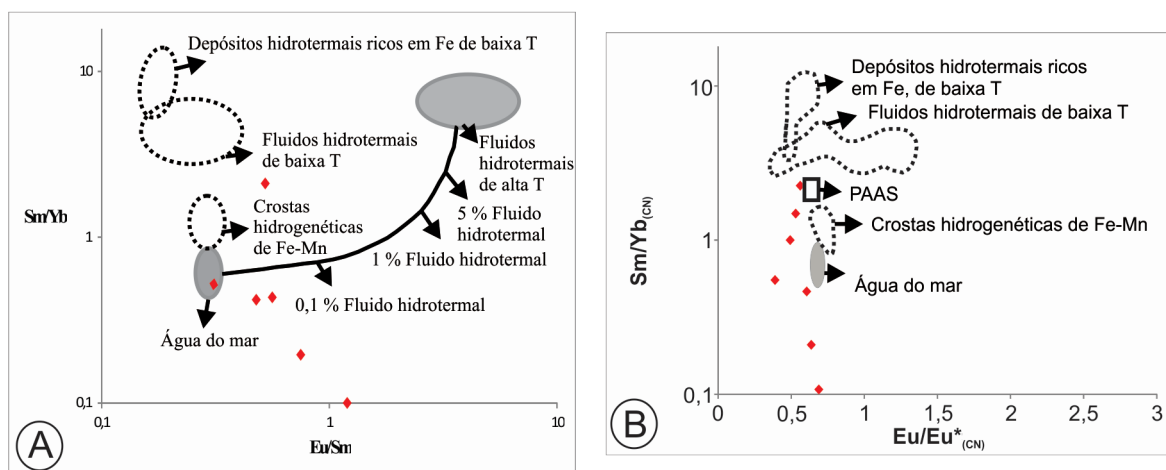


Figura 20. Diagramas binários com dados de amostras de IT (A): Sm/Yb vs. Eu/Sm ; (B): Diagrama binário $Sm/Yb_{(CN)}$ vs. $Eu/Eu^*_{(CN)}$. Dados: fluidos hidrotermais de baixa T (Michard et al., 1983); depósitos hidrotermais ricos em Fe de baixa T (Puteanus et al., 1991); fluidos hidrotermais de alta T (Bau & Dulski, 1996); crostas de Fe-Mn hidrognéticas (Bau et al., 1996); água do mar do Pacífico (Alibo & Nozaki, 1999). Ambos os diagramas modificados de Alexander et al. (2008).

7. CONCLUSÕES

No depósito da Serra do Sapo, as FFBs são metamorfasadas e intensamente cisalhadas com transposição e obliteração das estruturas primárias. Minérios de ferro de baixo teor são representados por IT, IF e ISF.

O itabirito consiste em uma FFB não intemperizada, com as bandas ricas em ferro constituídas predominantemente por hematita e martita subordinada. A hematita é texturalmente variável exibindo cristais microlamelares, subédricos, finos e grossos e agregados anédricos porosos. Associados às bandas ricas em Fe ocorrem cristais de mica branca aciculares ou placóides e cristais de clorita. Bandas ricas em quartzo contem cristais de mica branca, clorita e carbonato (exclusivo do IT), contudo, cristais isolados de hematita estão presentes e inclusos.

Itabirito semifriável representa a FFB parcialmente intemperizada. Apresenta cristais euédricos a subédricos de martita e relictos de kenomagnetita são comuns. Por vezes apresenta goethita. O IF é o produto final de intemperismo, apesar da ausência de hidróxidos de ferro. Ocorre tanto na zona superior quanto inferior do saprolito. Além dos óxidos presentes no IT, o IF pode apresentar cristais de martita contendo relictos de cor rósea-marrom de kenomagnetita e é tipo mais rico em mica.

Veios de quartzo são ricos em hematita lamelar de granulação muito grossa, deformada e fraturada, mas podem apresentar cristais microlamelares e aglomerados anédricos subordinados. Contem ainda mica branca, gibsita e carbonato.

Análises geoquímicas mostram que as FFBs, representadas pelo itabirito, estão livres de contaminação clástica, pelos baixos teores de elementos de afinidade detrítica (Th, Hf, Zr, Rb, Sc, Cs) e pelos diagramas U, V, Mo, Ni, Cu e Co vs. Al_2O_3 . Teores elevados de Ba, Zn e As em algumas amostras sugerem contribuição hidrotermal.

O padrão do diagrama *spider* normalizado ao PAAS (McLeenan, 1989) mostra depleção de ETRL em relação aos ETRP, anomalia de Y predominantemente positiva, valor médio da razão $Y/Ho = 41,13$, anomalias de $Eu_{(SN)}$ positivas, com média de 1,95 e $(Eu/Sm)_{CN} \sim 1$, características comuns para FFB do Paleoproterozoico inferior. A maior parte das amostras apresenta anomalia positiva de La_{SN} , pois $(Pr/Pr^*)_{SN} \sim 1$ e $(Ce/Ce^*)_{SN} < 1$. A razão $Ce/Ce^*_{(SN)}$ vs. Y/Ho , a média da razão $(Eu/Sm)_{SN} > 1$, valores de $(La/Sm)_{CN} > 1$, $(Sm/Yb)_{SN} \ll 1$, $(Eu/Eu^*)_{SN} > 1$, e a razão $(Sm/Yb)_{CN} = 0,79$ são características de rochas livres de contaminação clástica. As razões de Sm/Yb vs. Eu/Sm e de $Eu/Eu^*_{(CN)}$ vs.

$(Sm/Yb)_{(CN)}$ evidenciam que a contribuição por fluidos hidrotermais de alta temperatura nos itabiritos foi insignificante.

Desta forma, conclui-se que as FFBs da Serra do Sapo são provenientes de sedimentos puros, visto sua composição mineralógica majoritariamente composta por quartzo e hematita e sua composição química com teores baixos de elementos indicativos de contaminação clástica e hidrotermal.

Agradecimentos

Agradecem à empresa Anglo American pela oportunidade e pelo apoio logístico e financeiro através do projeto "Caracterização mineralógica, mineroquímica, morfologia dos componentes dos diferentes tipos de minério da Serra do Sapo e Itapanhoacanga". Ao Programa de Pós-graduação em Geologia do IGC-UFMG e à Fapemig pela bolsa da primeira autora. Os autores agradecem ainda aos revisores e editores da GEONOMOS.

ANEXO III

**ARTIGO SUBMETIDO À REVISTA GEOLOGIA USP
SÉRIE CIENTÍFICA**

**CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DO
MINÉRIO DE FERRO DA SERRA DO SAPO, MINAS
GERAIS**

CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DO MINÉRIO DE FERRO DA SERRA DO SAPO, MINAS GERAIS

Amanda A P Souza, Rosaline C Figueiredo e Silva, Carlos A Rosière, Paulo R G Brandão

Centro de Pesquisas Professor Manoel Teixeira da Costa, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais - UFMG, Avenida Antônio Carlos 6627, CEP 31270-901, Belo Horizonte, MG, BR

(amanda.de.aps@gmail.com; rosalinecris@yahoo.com.br; crosiere@gmail.com; prgbrandao@hotmail.com)

Geraldo Sarquis Dias, Fernando Prudêncio Morais, Henrique Dias Gatti Turrer

Anglo American, Projeto Minas-Rio, CEP 35860-000, Conceição do Mato Dentro, MG, BR

(geraldo.dias@angloamerican.com; fernando.morais@angloamerican.com; henrique.turrer@angloamerican.com)

Resumo A Serra do Sapo localiza-se na porção leste da Serra do Espinhaço Meridional, nas proximidades do município de Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais, Brasil. A borda leste da Serra do Espinhaço Meridional compreende as principais ocorrências de formações ferríferas conhecidas da Serra do Espinhaço. De acordo com o grau de intemperismo e compacidade, minérios de ferro supergênicos com teores entre 31 e 39% Fe são classificados em itabirito e friável. Cristais de hematita são classificados de acordo com suas características texturais e morfológicas em microlamelar, anédrica, lamelar e martita. Os objetivos são, para estes tipos, a caracterização mineralógica e a comparação entre eles. Como resultado, ambos apresentaram a mesma associação mineralógica, sendo o itabirito friável mais rico em hematita que o itabirito. As relações texturais mostradas pelas partículas sugerem uma relação complexa entre os minerais de ganga, principalmente quartzo, e hematita, devido à alta interligação entre eles, sobretudo nas granulometrias mais grossas. Para a maior parte dos intervalos granulométricos, a concentração de Fe é maior no itabirito friável que no itabirito, assim como as concentrações de Al, K, Mg e F. Já as concentrações de Ca, P e Ba são maiores no itabirito. O itabirito friável é claramente mais rico em partículas de hematita livres. Tanto no itabirito quanto no itabirito friável as partículas mistas são em geral associadas ao quartzo e em menores proporções às micas. No itabirito ainda ocorrem associações com apatita e no itabirito friável com carbonato. O itabirito friável apresenta graus liberação da hematita tanto por superfície livre quanto por composição da partícula muito maiores que o itabirito. Observa-se ainda que a recuperação do ferro contido na forma de hematita no itabirito friável é também muito superior ao itabirito.

Palavras-chave: Caracterização mineralógica, minério de ferro, MLA, Serra do Sapo

Introdução

A caracterização mineralógica do minério de ferro fornece informações importantes a respeito das suas propriedades físicas, químicas e mineralógicas. Tais informações incluem análises qualitativa e quantitativa dos minerais constituintes, tamanho e forma das partículas, associações mineralógicas e grau de liberação que, juntamente às análises químicas formam a base da pré-seleção dos processos de beneficiamento do minério.

A Serra do Sapo está localizada na borda leste da Serra do Espinhaço (Eschwege, 1822), com mais de 1200 km, *trend* N-S, e que atravessa os estados da Bahia e de Minas Gerais, onde é dividido em dois domínios próximo ao paralelo 17°00'S, Setentrional e Meridional (Knauer, 2007). Encontra-se a aproximadamente 150 km ao norte do Quadrilátero Ferrífero.

A borda leste da Serra do Espinhaço Meridional compreende as principais ocorrências de formações ferríferas conhecidas da Serra do Espinhaço (Knauer, 2007), abrangendo os grupos Itapanhoacanga (Rolim e Rosière, 2011) e Serra da Serpentina (Dossin, 1985; Grossi-Sad e Magalhães, 1989;

Almeida-Abreu et al., 1989; Rolim e Rosière, 2011). O Grupo Serra da Serpentina (Almeida Abreu e Renger, 2002; Grossi Sad et al., 1990; Knauer e Grossi, 1995) aflora na serra homônima e na Serra do Sapo, e consiste em quartzo xistos, quartzitos, filitos e formação ferrífera bandada (FFB).

Minério de ferro supergênico de baixo teor compreende itabirito com diferentes graus de alteração intempérica, e tem sido explorado pela Anglo American ao longo da Serra do Sapo. Recursos e reservas estão estimados em torno de 5,3 bilhões de toneladas com expectativa de potencial para atingir 8 bilhões de minério de ferro (dados fornecidos pela empresa).

Neste trabalho, estudos petrográficos de testemunhos de sondagens permitiram a classificação do minério em itabirito (IC) e itabirito friável (IF). A partir do sistema Mineral Liberation Analyser (MLA), estudos de caracterização tiveram por objetivo verificar a forma de ocorrência de óxidos de ferro presentes, sua associação com a ganga contida, e a partição dos principais elementos, além de determinar o grau de liberação da hematita e a recuperação do ferro, de acordo com cada intervalo granulométrico. Foram selecionadas amostras de IT e IF, referentes a composições de testemunhos de sondagens realizadas na Serra do Sapo, com o intuito de se fazer uma comparação.

Contexto Geológico

A Serra do Sapo está localizada a aproximadamente 15 km a nordeste do município de Conceição do Mato Dentro, região sudeste do estado de Minas Gerais. A área faz parte da Serra do Espinhaço Meridional – SdEM – faixa orogênica pertencente à zona externa da Faixa Araçuaí, a qual bordeja a margem sudeste do Cráton do São Francisco (Uhlein 1991, Brito Neves e Cordani, 1991, Trompette et al., 1992, Schobbenhaus, 1993, 1996, Alkmim et al., 1993 *in* Martins-Neto, 1998), estendendo-se por cerca de 300 km na direção N-S, desde o Quadrilátero Ferrífero até a região de Olhos d'Água.

A estratigrafia da SdEM foi inicialmente descrita por Pflug (1968) e Schöll e Fogaça (1979), com modificações propostas por Fogaça et al. (1984), Dossin et al. (1984) e Almeida Abreu (1993). Posteriormente, Almeida-Abreu e Renger (2002) e Knauer (2007) também sugeriram modificações.

A área apresenta três depósitos principais de minério de ferro, os quais pertencem ao Grupo Serra da Serpentina (Almeida Abreu e Renger, 2002; Grossi Sad et al., 1990), e estão localizados nas serras do Sapo e da Serpentina, e no Morro do Pilar (**Fig. 1**).

O depósito da Serra do Sapo, ao norte da Conceição do Mato Dentro, tem 15 km de extensão, e a camada de FFB tem em média 120 m de espessura, podendo atingir 350 m no seu extremo norte Rolim e Rosière (2011).

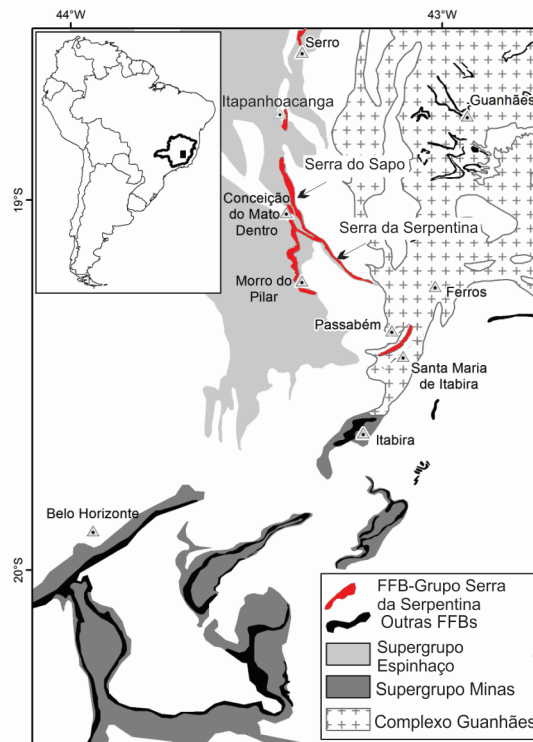


Figura 1: Mapa geológico regional mostrando a localização das FFBS da do Grupo Serra da Serpentina, e a distribuição das outras sequências de FFBS no sudeste do Brasil, incluindo a Serra do Sapo (modificado de Rolim 2014; baseado em Grossi-Sad et al. 1997; Pedrosa Soares et al. 1994).

O Grupo Serra da Serpentina, segundo Rolim e Rosière (2011), é composto por unidade basal pelítica constituída por quartzo-mica xistos associados a quartzitos finos e xistos negros ricos em manganês, folhelhos negros e xistos sericíticos. Xistos de cor negra e cinza do topo da unidade fazem contato direto com a FFB. Lentes de metadolomito e mármore dolomítico ocorrem próximo à vila de Itapanhoacanga ao norte de Conceição, contendo veios de quartzo e/ou de calcita que dão aparência brechada à rocha. Quartzito metaconglomerático sericítico, clasto-suportados com clastos da FFB cobrem a unidade da FFB. Clastos de quartzitos, FFB, mica xistos, e filitos são também encontrados na matriz rica em quartzo. Uma unidade superior de FFB com características litológicas e mineralógicas idênticas à da outra FFB, ocorre no topo com 10 a 30 m de espessura.

Idades U-Pb em zircões detríticos e magmáticos apresentadas por Chemale Jr. et al. (2012) permitiram uma nova visão sobre a história evolutiva da denominada bacia Espinhaço. Idades U-Pb da seção basal da Fm. Sopa-Brumadinho com pico em 1.192 Ma, e de intrusão de diques máficos da Suíte Pedro Lessa (Machado et al., 1989) que cortam as unidades do Supergrupo Espinhaço, com idade próxima a 0,9 Ga, estabeleceram uma idade Esteniana-Toniana para a porção superior da bacia (Chemale Jr. et al., 2012). Rolim & Rosière (2011) obtiveram uma idade mínima preliminar de 2.050 Ma (U-Pb SHRIMP) a partir de zircões detríticos de metaconglomerados de uma camada localizada logo acima das FFBS do Grupo Serra da Serpentina, o que sugere que este é mais antigo que o Supergrupo Espinhaço, e mais novo que a Formação Cauê do Supergrupo Minas, segundo Renger et al. (1994), de sedimentação entre 2.580 Ma (base da Formação Moeda) e 2.050 Ma (topo do Grupo Sabará), portanto não podendo ser correlacionado a nenhuma dessas sequências.

Materiais & Métodos

Amostragem e Petrografia

Foram selecionados e descritos 7 furos de sondagem representativos do depósito, dos quais foram 65 amostras coletadas e 37 lâminas delgadas polidas produzidas, para estudos petrográficos macro-

e microscópicos envolvendo a avaliação das características petrográficas e mineralógicas. As descrições petrográficas foram realizadas no Laboratório de Metalogenia do CPMTC.

Preparação de amostras

Foram estudadas duas amostras, uma de itabirito e outra de itabirito friável, apresentando diferentes graus de intemperismo. A amostra de itabirito foi inicialmente submetida a uma etapa de britagem e posteriormente ao peneiramento a 1,00 mm, na planta de beneficiamento da Anglo American em Conceição do Mato Dentro, Minas Gerais. Após essas etapas, a amostra foi homogeneizada, quarteada e peneirada a seco, utilizando as malhas 4,00 mm, 3,35 mm, 2,36 mm, 1,70 mm, 1,18 mm, 600 μm e 500 μm . A carga de fundo passou por um novo peneiramento, dessa vez a úmido utilizando malhas de 425 μm , 300 μm , 212 μm , 150 μm , 106 μm , 75 μm , 53 μm e 38 μm . A carga de fundo final desse último peneiramento foi filtrada em filtro de pressão. Todo o material peneirado a úmido foi levado à estufa e em seguida cada fração granulométrica do material foi pesada. Para o material friável passou-se diretamente para as etapas de quarteamento e peneiramento, não foi realizada britagem.

A preparação das seções polidas foi realizada no Laboratório de Caracterização de Minérios e Materiais - Departamento de Engenharia de Minas da UFMG, incluindo as frações: 1000+300 μm ; 300+105 μm ; 105+74 μm ; 74+53 μm ; 53+38 μm ; <38 μm .

Mineral Liberation Analyser (MLA)

Estudos mineralógicos detalhados das formas de ocorrência e das associações minerais de interesse, realizados no Centro de Microscopia da UFMG, foram executados de forma automatizada nas seções polidas, previamente recobertas por carbono. Para isso, foi utilizado o sistema Mineral Liberation Analyser (MLA – FEI), acoplado ao microscópio eletrônico de varredura Quanta 200 FEI equipado com espectrômetros de raios-X por dispersão de energia (Bruker).

A técnica XBSE é a utilizada neste trabalho, e consiste em um método avançado, em que cada imagem de elétrons retroespalhados (BSE) é coletada e segmentada para delinear os limites dos grãos em cada partícula, e então cada grão mineral é analisado a partir dos raios-X característicos. O processo *off-line* gera mapas das partículas a partir dos dados de segmentação destas partículas e espectros de raios-X (Gu 2003).

As análises mineralógicas e de associações minerais realizadas consideraram tanto o contraste de número atômico como a composição química de casa fase. As imagens BSE obtidas foram processadas e geraram informações sobre a composição mineralógica, distribuição dos elementos de interesse, distribuição de tamanho de grãos, associações e liberação das fases de interesse, partição de ferro e de outros elementos químicos nos minerais portadores. Vale ressaltar que os óxidos de ferro, hematita e magnetita, não são diferenciados no método utilizado.

Petrografia

No depósito da Serra do Sapo, as FFBS são metamorfisadas e intensamente cisalhadas com transposição e obliteração das estruturas primárias na maioria dos afloramentos. Minérios de ferro de baixo teor (31 a 39%) foram classificados em itabiritos-IT e friável-IF (**Fig. 2-A e 2-B**), classificação essa feita com base nas descrições petrográficas macroscópicas, e de acordo com o grau de intemperismo e compacidade apresentado pelas amostras.

O itabirito consiste em uma FFB fresca (**Fig. 2-A**), com intervalos magnéticos e com a presença de veios de quartzo com hematita especularítica, de espessuras centimétricas a métricas.

A alteração intempérica do itabirito produz sua desagregação gerando o tipo denominado friável (**Fig. 2-B**). O itabirito friável corresponde ao produto final mais avançado de intemperismo que ocorre em geral nas partes superiores das zonas do saprólito.

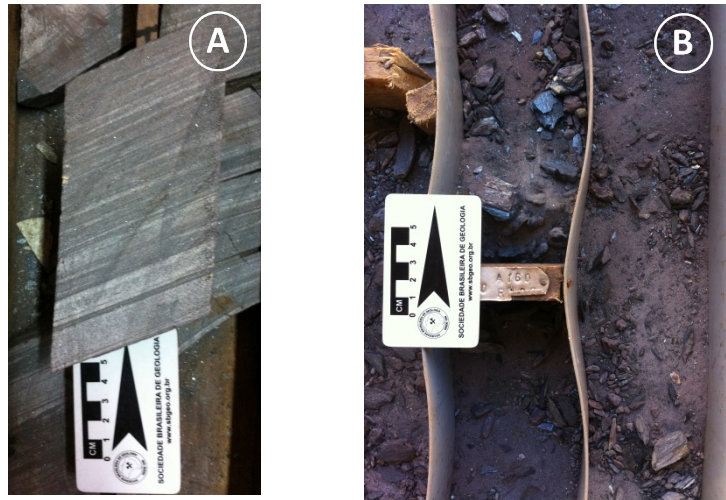
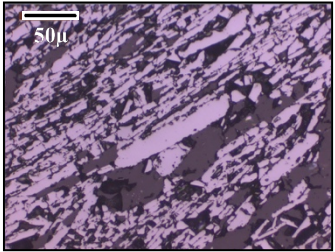
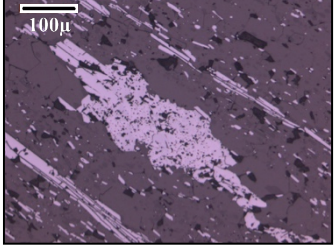
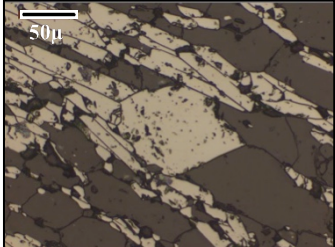
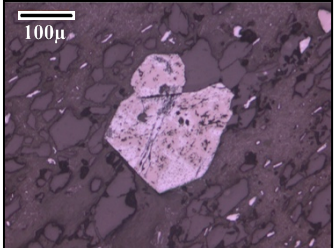
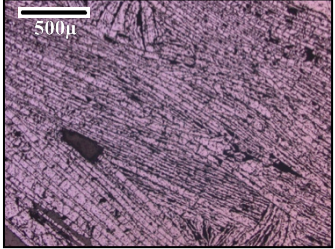


Figura 2. (A): Amostra de IT (FD201); **(B):** Porção do IF com presença de fragmentos (FD521).

Classificação dos óxidos

Com base nos estudos petrográficos microscópicos dos itabiritos, óxidos de ferro foram identificados conforme descrição apresentada na **Tab. 1**.

Tabela 1: Tipos de óxidos de ferro classificados com base na definição de Hagemann *et al.* (2008).

Tipo	Descrição	Fotomicrografia
Hematita microlamelar	Cristais de hematita alongados de granulação fina a grossa, que comumente constituem a massa de hematita dos itabiritos.	
Hematita anédrica	Aglomerados anédricos e porosos, que ocorrem comumente associados aos cristais de hematita microlamelar.	
Martita	Cristal de hematita pseudomorfo do cristal octahédrico da magnetita.	
Kenomagnetita	Fase intermediária que se forma durante a oxidação da magnetita para hematita. Pode ser descrita como uma magnetita deficiente em Fe ⁺² (Kullerud, 1969). Apresenta cor rósea e ocorrem no centro dos cristais de martita.	
Hematita especular	Cristais de hematita alongados, com comprimentos muito longos, e muito deformados. Comuns em veios de quartzo.	

Itabirito

O itabirito apresenta microbandamento característico, marcado pela alternância de bandas constituídas em geral por quartzo e hematita, com porções ricas em mica. Exibe granulação fina a média e textura predominantemente granoblástica, com lentes ou até mesmo bandas de quartzo granoblástico, porosas ou não.

Microscopicamente, cristais de quartzo apresentam granulação variando de 0,04 mm a 1,00 mm (**Fig. 3-A**), podendo chegar a 2,00 mm, e fazem contatos retos e lobados entre si, algumas vezes serrilhados. Quando associado às bandas de minerais opacos, os cristais de quartzo são alongados, de granulação mais fina que nas bandas de minerais transparentes, variando de 0,01 mm a 1,50 mm em média, fazendo contatos retos e irregulares entre si e com as hematitas. Já a mica branca pode ocorrer como cristais subédricos e alongados, variando de 0,02 mm a 0,08 mm. Cristais de mica branca de hábito acicular ou placóide (**Fig. 3-B**) encontram-se, por vezes, dispersos pela rocha, orientados segundo a direção do bandamento, de tamanho 0,005 mm a 0,60 mm, ocorrendo junto ao quartzo e aos minerais opacos, podendo estar inclusos nos cristais. Cristais aciculares de clorita (**Fig. 3-C**), de cor verde claro acinzentado, ocorrem orientados segundo a direção do bandamento, com granulação de 0,02 mm a 0,15 mm, ou como placas de tamanho 0,40 mm (na amostra FD115-7, chegam a compor cerca de 5% da lâmina), associados à hematita e ao quartzo. Cristais de carbonato foram encontrados em apenas uma lâmina (FD115-7), comumente associados ao quartzo, em geral arredondado, de tamanho 0,03 mm a 0,07 mm, às vezes anédricos, chegando a 0,32 mm (observado um único cristal de 0,80 mm).

Os cristais de hematita são predominantemente microlamelares e ocorrem associados à hematita anédrica, e martita subordinada. São comumente subédricos, com granulação variada, em média de 0,005 mm a 0,42 mm, sendo que os cristais mais finos são sobrecrescidos pelos mais grossos. Quando inclusos nos cristais de quartzo, a granulação da hematita microlamelar varia de menores que 0,005 mm a 0,05 mm. Quando formam aglomerados anédricos e porosos (**Fig. 3-D**), prováveis cristais lobados de martita, tais aglomerados variam de 0,28 mm a 0,60 mm, podendo chegar a 1,60 mm, podem ser arredondados ou alongados e são sobrecrescidos pelos cristais de hematita microlamelares (**Fig. 3-E**). Cristais de martita podem ocorrer de forma dispersa pela rocha, como cristais subédricos, de granulação entre 0,06 mm e 0,28 mm, em média. Cristais especulares também podem ser observados na lâmina FD144-9 sobrecrescendo cristais microlamelares de hematita (**Fig. 3-F**). Tal amostra de IT faz contato com um veio de quartzo.

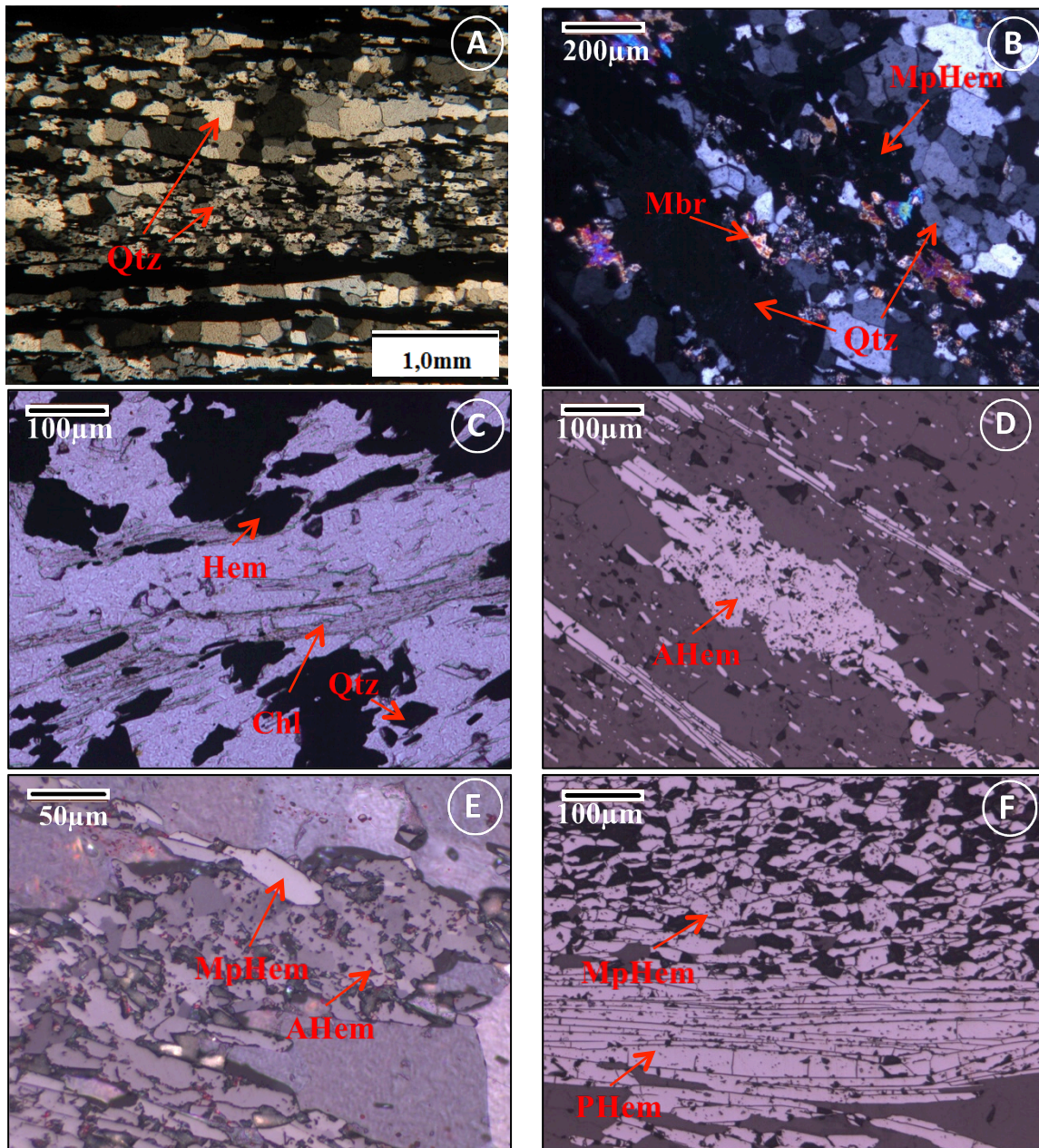


Figura 3. Fotomicrografias mostrando (A): Variação de granulação de cristais de quartzo. Luz transmitida, nicóis cruzados, aumento 50x (Amostra 152-5); (B): Cristais de mica branca associados aos cristais de hematita microlamelares. Luz transmitida, nicóis cruzados, aumento 50x (Amostra 201-8); (C): Cristais de clorita junto a cristais de hematita. Luz transmitida, nicóis paralelos, aumento 100x (Amostra 408-1); (D) Aglomerados anédricos de hematita em luz refletida, nicóis paralelos, onde se observa tratarem de inúmeros cristais ou subgrãos de hematita, aumento de 100x (Amostra FD201-7); (E): Cristais microlamelares de hematita sobrecrescem os aglomerados de hematita anédrica e os cristais microlamelares de granulação grossa sobrecrescem os de granulação fina. Luz refletida, nicóis cruzados, aumento 200x (Amostra FD201-9); (F): Cristais lamelares de hematita sobrecrescem os cristais microlamelares em amostra de IT em contato com veio quartzo. Luz refletida, nicóis paralelos 100x (Amostra 144-9).

Itabirito friável

O itabirito friável consiste em um material fragmentado a pulverizado, com porções ricas em quartzo e mica intercaladas com óxidos de ferro. Apresenta maior abundância em mica em comparação com os demais tipos de itabirito. Amostras pulverulentas podem ser magnéticas.

Microscopicamente, apresenta muitos poros nas bandas de minerais transparentes (Fig. 4-A). Mineralogicamente mostra-se semelhante ao itabirito, com maior proporção de mica (Fig. 4-B).

Apenas uma lâmina de IF (144-7) apresentou vários cristais de martita contendo relictos de cor rósea-marrom de kenomagnetita.

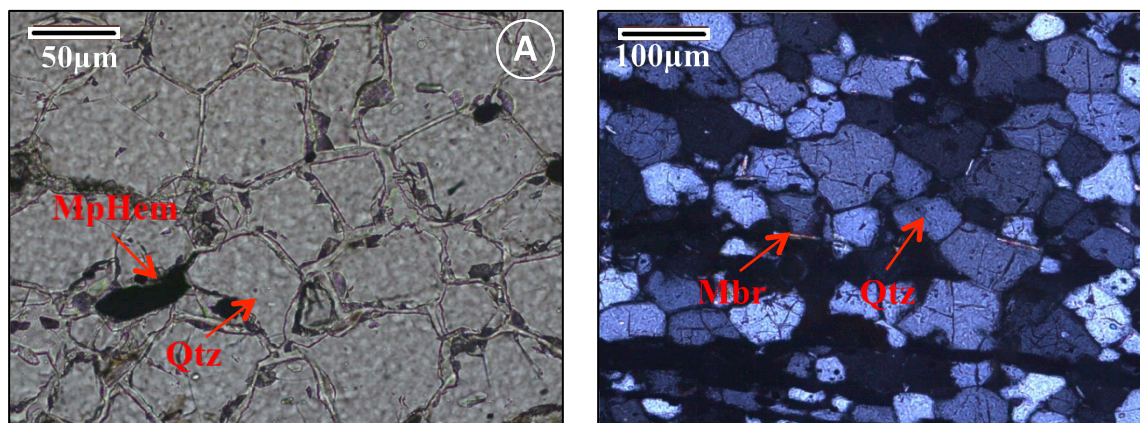


Figura 4. Fotomicrografias mostrando (A): Porosidade entre os cristais de quartzo, com luz transmitida, nicóis paralelos, aumento de 200x (Amostra FD195-2); (B): Cristais de mica branca aciculares entre os cristais de quartzo. Luz transmitida, nicóis cruzados, aumento 100x (Amostra FD521-2).

Resultados MLA

Para essa etapa do trabalho, os intervalos granulométricos estudados foram os seguintes: 1000+300 μm; 300+105 μm; 105+74 μm; 74+53 μm; 53+38 μm; <38 μm.

Composição mineralógica

As amostras estudadas apresentam a mesma associação mineralógica entre si, variando apenas em suas proporções relativas. São compostas essencialmente por hematita (mineral-minério), quartzo e micas, com traços de apatita, barita, carbonato (ankerita/dolomita), K(Ti,Mn,Al)O e MnAlOF (minerais de ganga) (**Tab. 2**).

A amostra total de IT (**Tab. 2**) constitui-se por 57,33% quartzo, 42,47% de hematita, 0,10% de apatita, 0,03% de biotita, 0,03% de barita, 0,03% por K(Ti,Mn,Al)O, 0,01% de muscovita e 0,01% por carbonato. O conteúdo de hematita acima de 300 μm é de 44,52%, abaixo dessa fração varia entre 28,08% e 18,05% até 74 μm voltando a aumentar para os finos, chegando a 67,96% na granulometria <38 μm (**Fig. 5** e **Tab. 3**). Conteúdos de apatita e carbonato são maiores na granulometria <38μm, mas estão presentes em todos os intervalos.

A amostra total de IF (**Tab. 2**) é composta por 54,19% de hematita, 42,47% de quartzo, 2,10% de biotita e 1,10% de muscovita e <0,01% de apatita, barita, carbonato, K(Ti,Mn,Al)O e MnAlOF. O conteúdo de hematita acima de 300 μm é de 69,59%, abaixo dessa fração varia entre 37,54% e 36,09% até 74 μm voltando a aumentar para os finos e chegando a 63,06% na granulometria <38 μm (**Fig. 6** e **Tab. 4**). Conteúdos de muscovita e biotita aumentam com a diminuição da granulometria. Carbonato apresenta as maiores concentrações na granulometria <53 μm.

Tabela 2: Composição mineralógica modal das amostras totais de itabirito e do itabirito friável.

Mineral	IT (%)	IF (%)
Hematita	42,35	54,19
Quartzo	57,33	42,47
Muscovita	0,01	1,10
Biotita	0,03	2,10
Apatita	0,10	<0,01
Barita	0,03	<0,01
Carbonato (ank/dol)	0,01	<0,01
K(Ti,Mn,Al)O	0,03	<0,01
MnAlOF	<0,01	0,00
Anidrita+Ox	0,00	0,00
Fase desconhecida	0,11	0,14

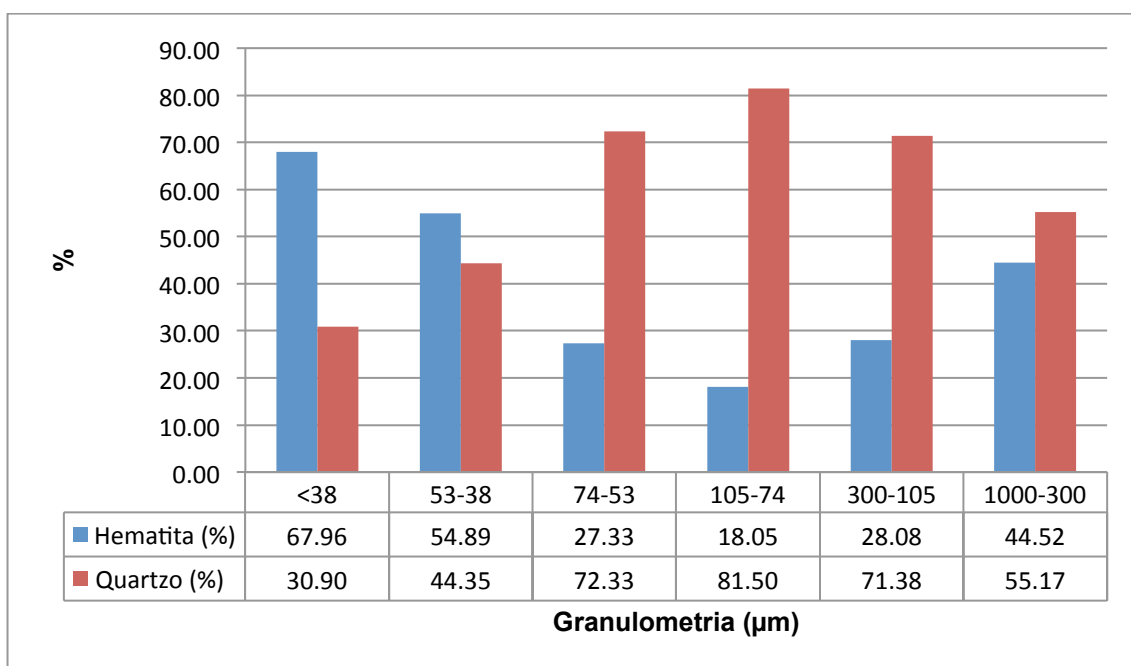


Figura 5: Diagrama mostrando a variação da proporção de hematita e quartzo na amostra total de itabirito.

Tabela 3: Composição mineralógica modal por fração granulométrica do itabirito.

Mineral	Minerais (% em massa)					
	<38 μm	53-38 μm	74-53 μm	105-74 μm	300-105 μm	1000-300 μm
Hematita	67,96	54,89	27,33	18,05	28,08	44,52
Quartzo	30,90	44,35	72,33	81,50	71,38	55,17
Muscovita	0,04	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
Biotita	0,17	0,05	0,10	0,04	0,10	0,03
Apatita	0,33	0,12	0,06	0,06	0,07	0,13
Barita	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,00	<0,01
Carbonato (ank/dol)	0,08	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
K(Ti,Mn,Al)O	0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01
MnAlO ₂	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Anidrita+Ox	<0,01	<0,01	<0,01	0,00	0,00	<0,01
Fase desconhecida	0,51	0,55	0,14	0,32	0,30	0,11

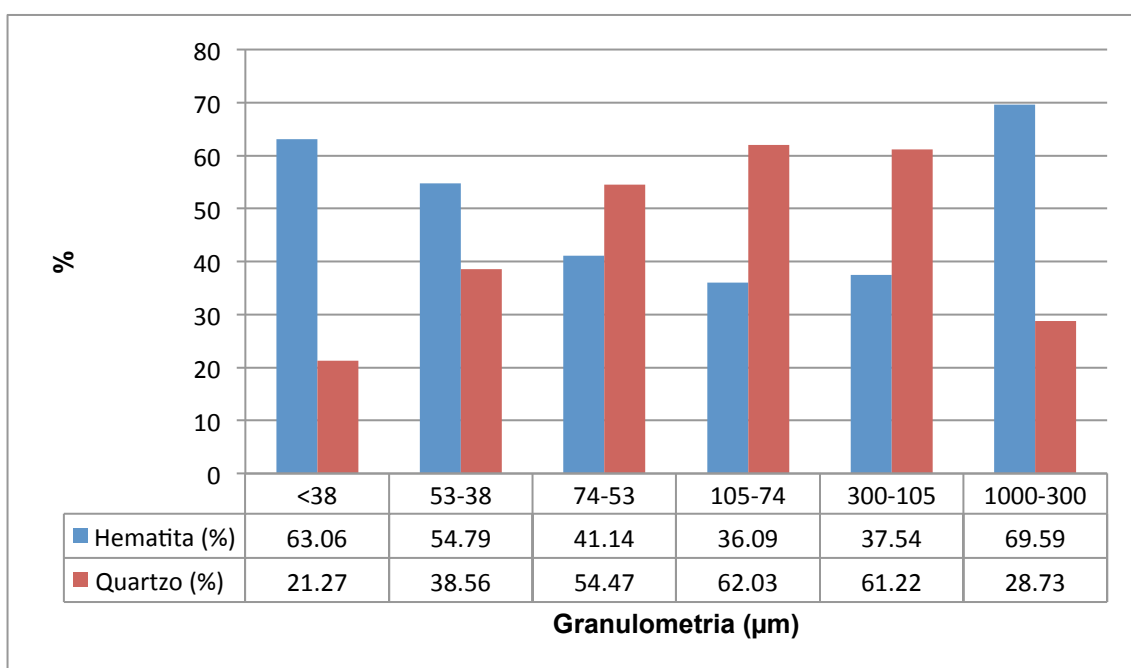


Figura 6: Diagrama mostrando a variação da proporção de hematita e quartzo na amostra total de itabirito friável.

Tabela 4: Composição mineralógica modal por fração granulométrica no itabirito friável.

Mineral	Minerais (% em massa)					
	<38 μ m	53-38 μ m	74-53 μ m	105-74 μ m	300-105 μ m	1000-300 μ m
Hematita	63,06	54,79	41,14	36,09	37,54	69,59
Quartzo	21,27	38,56	54,47	62,03	61,22	28,73
Muscovita	5,72	2,42	1,48	0,67	0,33	0,35
Biotita	9,33	4,06	2,63	1,03	0,69	1,18
Apatita	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Barita	<0,01	<0,01	0,00	<0,01	<0,01	<0,01
Carbonato (ank/dol)	0,03	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
K(Ti,Mn,Al)O	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
MnAlOF	<0,01	<0,01	0,00	0,00	<0,01	0,00
Anidrita+Ox	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,00
Fase desconhecida	0,57	0,16	0,28	0,18	0,21	0,15

Características texturais das partículas

As imagens de elétrons retroespalhados (*backscattered-BSE*) (**Figs. 7-A e 7-B**) revelam as diferenças texturais das partículas nas amostras totais de IT e IF. Destaca-se a maior frequência de partículas de granulometrias mais grossas ricas em hematita no IF que no IT.

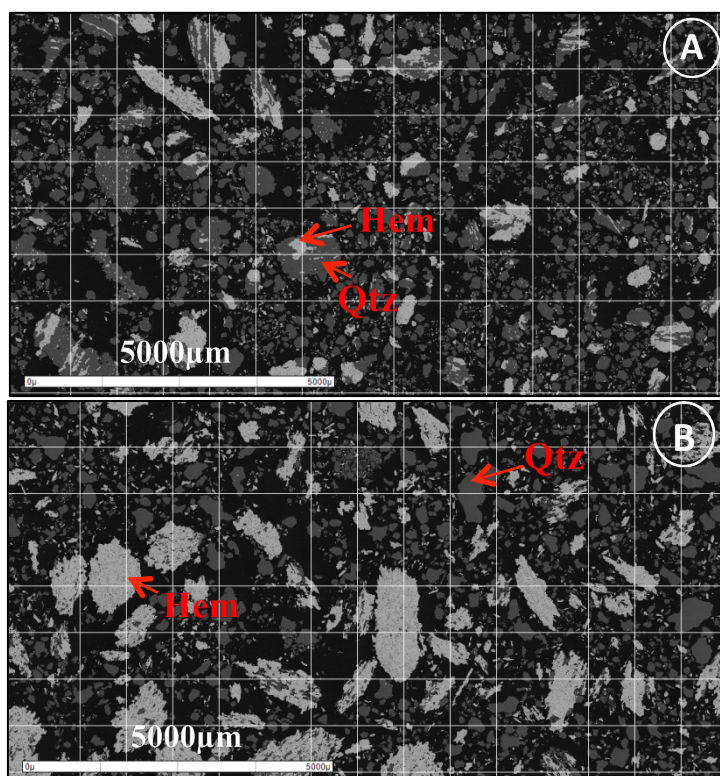


Figura 7. Imagem BSE mostrando o aspecto das partículas nas amostras totais de (A): IT; (B): IF.

As imagens BSE mostradas na **Fig. 7**, exibem as relações texturais observadas nas partículas da amostra total de IT. Nas granulometrias >105 μ m é comum a ocorrência de partículas anédricas, apresentando bandamento alternado de hematita e quartzo com espessuras variáveis (**Fig. 8-A e B**), além de corpos maciços de hematita contendo inclusões de minerais de ganga e vice-versa (**Fig. 8-C e D**). No intervalo 300+105 μ m, além destas, são comuns partículas maciças de quartzo com inclusões minúsculas de hematita. Nas granulometria mais finas, <105 μ m, além de partículas anédricas arredondadas, apresentando inclusões de hematita nos cristais maciços de quartzo e vice-versa (**Figs. 8-E e F**), há partículas livres de hematita de hábito lamelar e, ainda são observadas algumas partículas mistas. Visualmente, nota-se que a proporção de partículas livres de hematita de hábito lamelar aumenta com a diminuição da granulometria.

Em granulações mais grossas (1000+300 μ m) do itabirito friável observam-se partículas compostas essencialmente por hematita, anédricas e porosas, contendo inclusões de ganga (**Figs. 9-A e B**),

sendo também comum a ocorrência de partículas de hematita livres (Fig. 9-C). No intervalo entre 74 e 38 μm , as partículas são predominantemente livres com inclusões minúsculas de minerais de ganga. Na granulometria $<38 \mu\text{m}$ as partículas são em geral livres, no entanto há grande tendência em aglomeração destas (Fig. 9-D). Em todos os intervalos são observados cristais anédricos arredondados e lamelares de hematita, com o aumento da proporção destes últimos com a diminuição da granulometria.

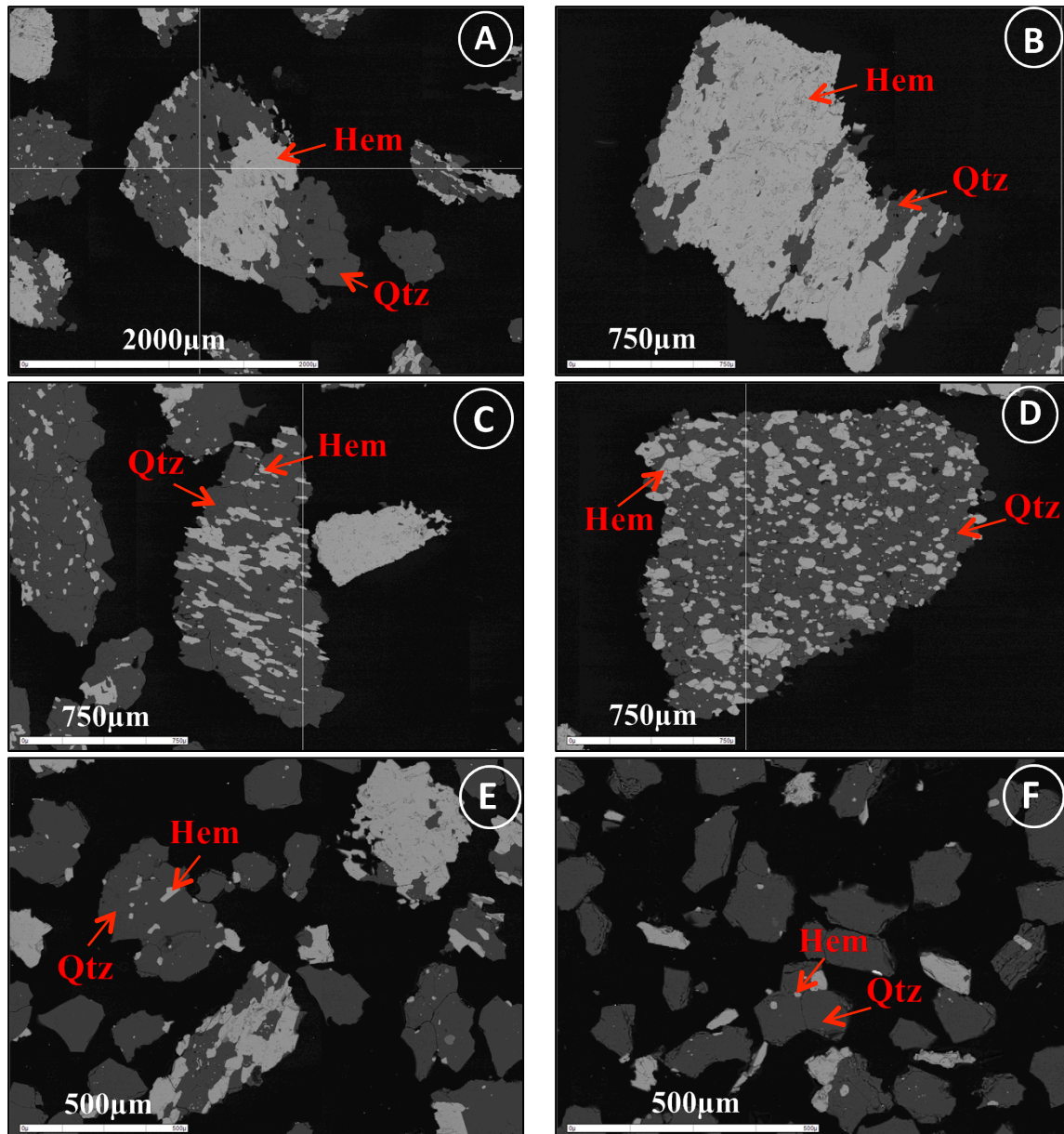


Figura 8. Imagens BSE da amostra de IT mostrando o aspecto das partículas nos intervalos granulométricos: (A), (B), (C) e (D): 1000+300 μm ; (E): 300+105 μm ; (F): 105+74 μm .

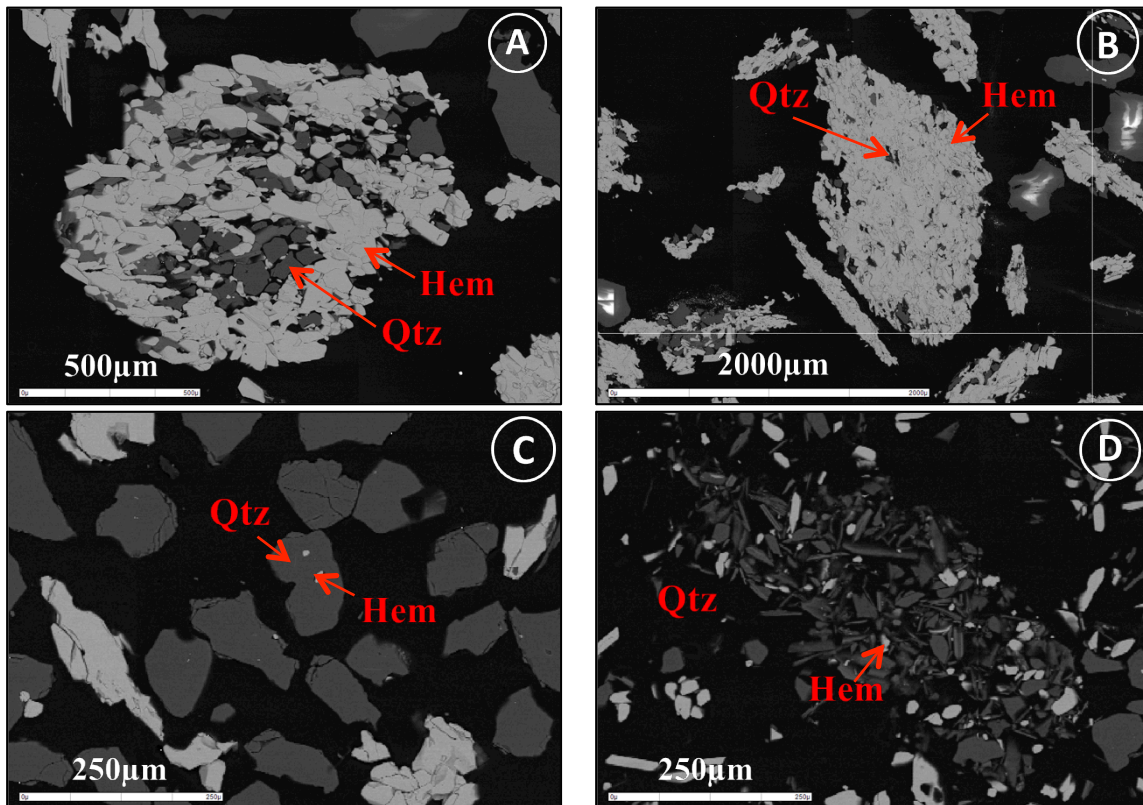


Figura 9. Imagens *BSE* da amostra de IT mostrando o aspecto das partículas nos intervalos granulométricos: (A) e (B): 1000+300 µm; (C): 105+74 µm; (D): <38 µm.

Distribuição de massa e teores

Os resultados da análise granulométrica e a distribuição dos teores (*calculated assay*) das amostras estudadas de acordo com os intervalos granulométricos obtidos pelo MLA estão expostos nas **Figs. 10-A e B** e na **Tab. 5**.

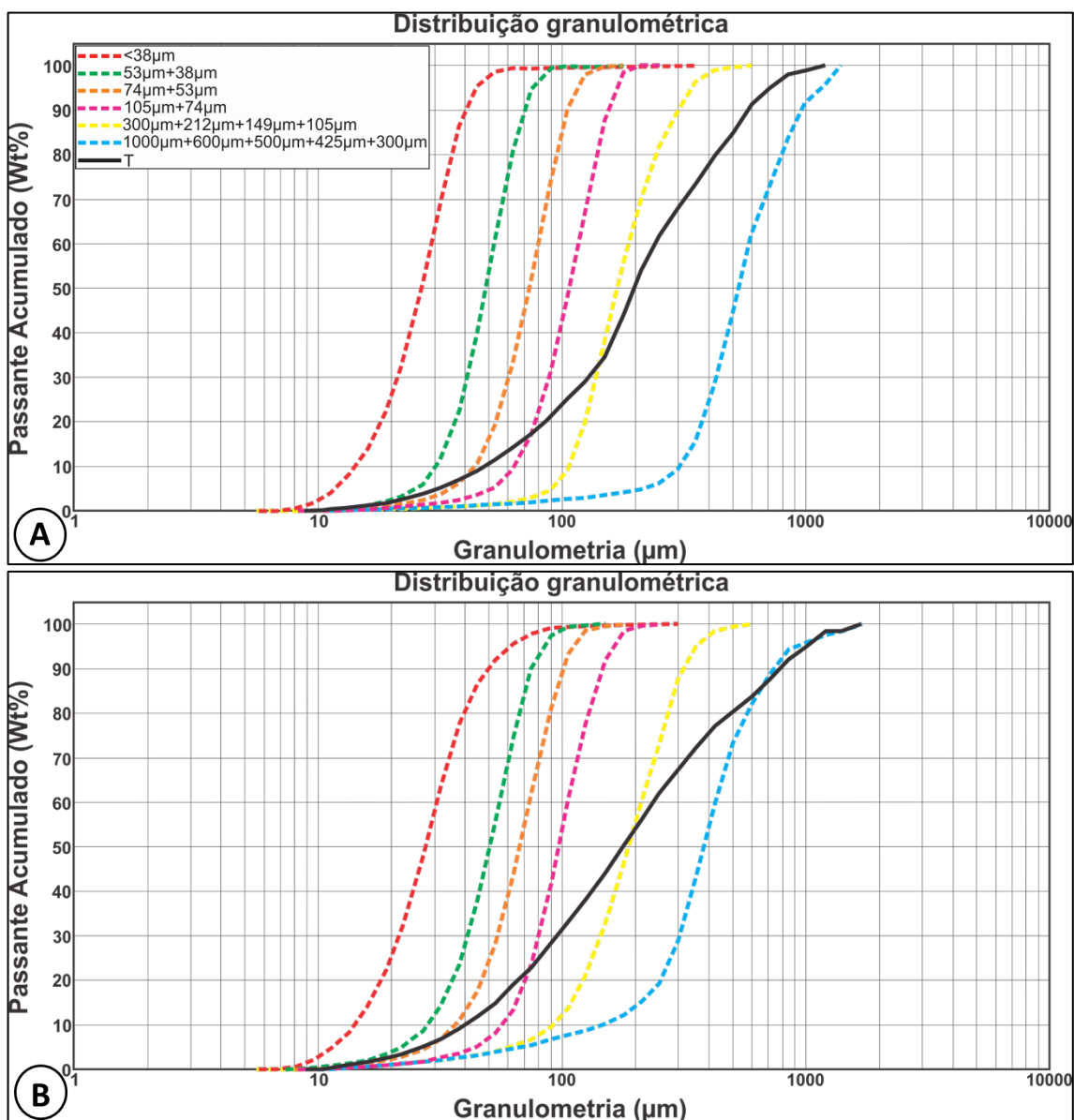


Figura 10. Curvas acumuladas de distribuição em massa das partículas (A): no itabirito; (B): no itabirito friável.

Os resultados das análises granulométricas indicam que diâmetros das partículas comumente utilizados na caracterização de materiais, d_{50} e d_{80} , significam que 50 e 80% do material é passante em determinada malha granulométrica. Para a amostra total de IT (**Fig. 10-A**), o $d_{50}=200 \mu\text{m}$ e o $d_{80}=420 \mu\text{m}$. Para a amostra total de IF (**Fig. 10-B**) o $d_{50}=175 \mu\text{m}$ e o $d_{80}=500 \mu\text{m}$.

A **Tabela 5** apresenta a distribuição de teores por intervalo granulométrico. O itabirito friável apresenta alíquotas de Fe entre 25,31% e 48,75%, com 38,04% na amostra total. As frações mais ricas são as de granulometria $>300 \mu\text{m}$ e $<38 \mu\text{m}$, diminuindo a concentração no intervalo granulométrico de $53 \mu\text{m}$ a $300 \mu\text{m}$. Com relação aos elementos Al, K, Mg e F, há uma tendência em se aumentar a concentração de tais elementos com a diminuição da granulometria. Os elementos Ca, Ba e P, embora em concentrações muito baixas, estão presentes em todos os intervalos granulométricos.

Tabela 5: Distribuição de teores por intervalo granulométrico e das amostras de itabirito e itabirito friável.

Seções (μm)	Itabirito	Teores (%)								
		Fe	Si	Al	K	Mg	F	Ca	Ba	P
T		29,62	26,81	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,04	0,02	0,02
<38		47,55	14,48	0,02	0,02	0,03	0,01	0,15	<0,01	0,06
38-53	IT	38,39	20,75	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,05	<0,01	0,02
53-74		19,13	33,38	0,01	0,01	0,02	<0,01	0,02	<0,01	0,01
74-105		12,63	38,11	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,03	<0,01	0,01
105-300		19,65	33,39	0,02	0,01	0,02	<0,01	0,03	0,00	0,01
300-1000		31,14	25,80	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,05	<0,01	0,02
T		38,04	20,49	0,35	0,30	0,29	0,03	<0,01	<0,01	<0,01
<38		44,71	12,97	1,47	1,40	1,31	0,16	<0,01	<0,01	<0,01
38-53	IF	39,91	19,33	0,74	0,60	0,57	0,07	<0,01	<0,01	<0,01
53-74		28,94	26,28	0,46	0,38	0,37	0,04	<0,01	0,00	<0,01
74-105		25,31	29,34	0,20	0,16	0,14	0,02	<0,01	<0,01	<0,01
105-300		26,30	28,82	0,11	0,09	0,10	0,01	<0,01	<0,01	<0,01
300-1000		48,75	13,74	0,14	0,14	0,17	0,02	<0,01	<0,01	<0,01

O itabirito (**Tab. 5**), por sua vez, apresenta variação no teor de Fe de 12,63% a 47,55%, com 29,62% na amostra total. Assim como no IF, as frações mais ricas são as de granulometria >300 μm e <38 μm , e o menor teor é observado no intervalo de 74+105 μm . Em relação aos elementos Al, K, Mg e F tem concentrações menores que o IF, enquanto apresenta os maiores teores de Ca, Ba e P.

As curvas de distribuição granulométrica dos grãos de hematita são apresentadas nas **Figs. 11-A e B**. Observa-se no IT que, para a amostra total, cerca de 2% dos grãos estão abaixo de 10 μm e cerca de 37% estão acima de 100 μm , com nenhum grão acima de 1000 μm . No caso do IF, para a amostra total, cerca de 1% dos grãos estão abaixo 10 μm e cerca de 34% dos grãos estão acima de 100 μm , destacando-se o fato de que cerca de 8% dos grãos estão acima de 1000 μm .

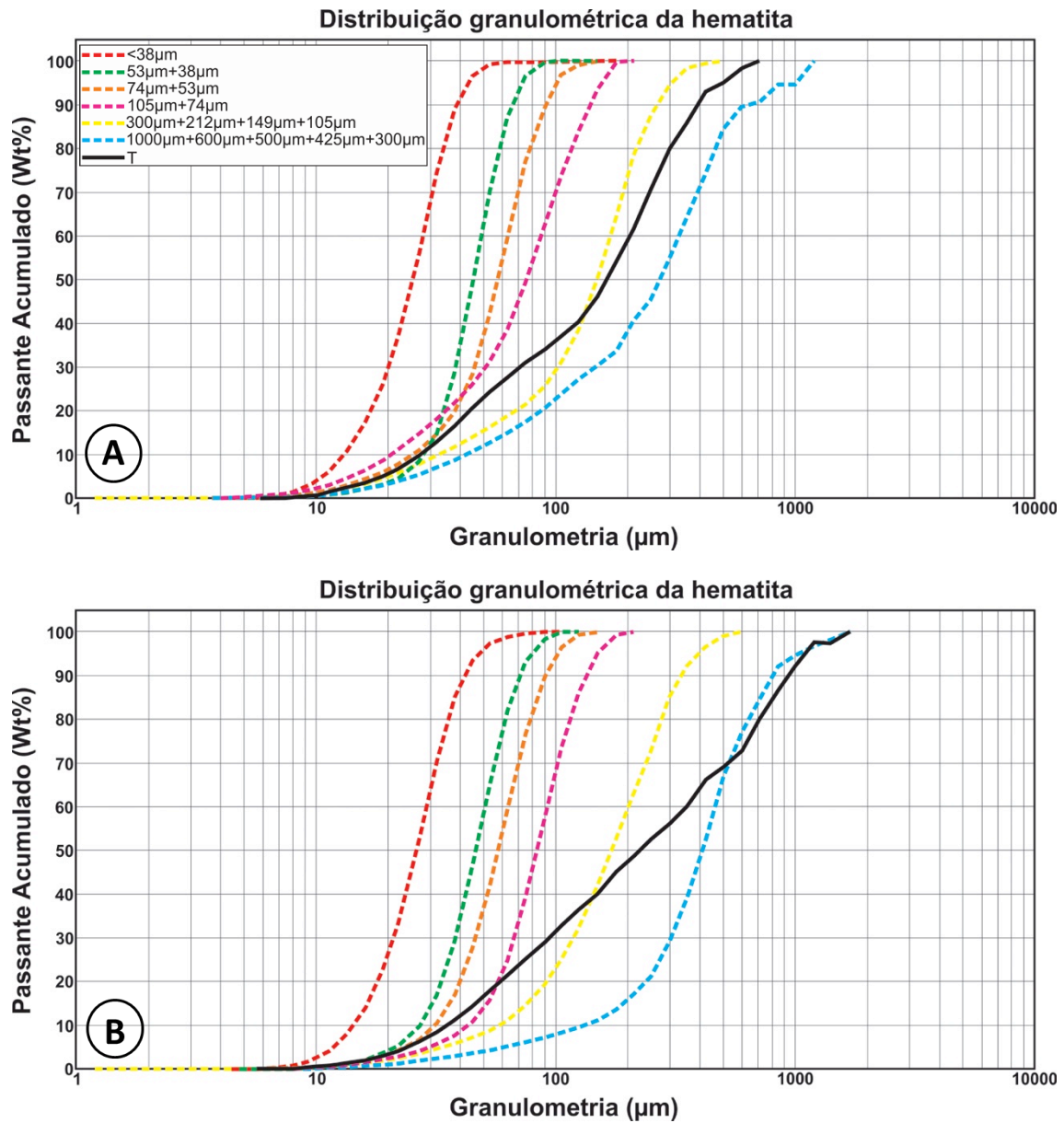


Figura 11. Curvas acumuladas de distribuição em massa dos grãos de hematita (A): no itabirito; (B): no itabirito friável.

As curvas de distribuição granulométrica dos grãos de quartzo são apresentadas nas **Figs. 12-A e B**. Observa-se no IT que, para a amostra total, cerca de 1% dos grãos estão abaixo de 10 μm e cerca de 26% estão acima de 100 μm . Já para o IF, para a amostra total, <1% dos grãos estão abaixo 10 μm e cerca de 33% dos grãos estão acima de 100 μm .

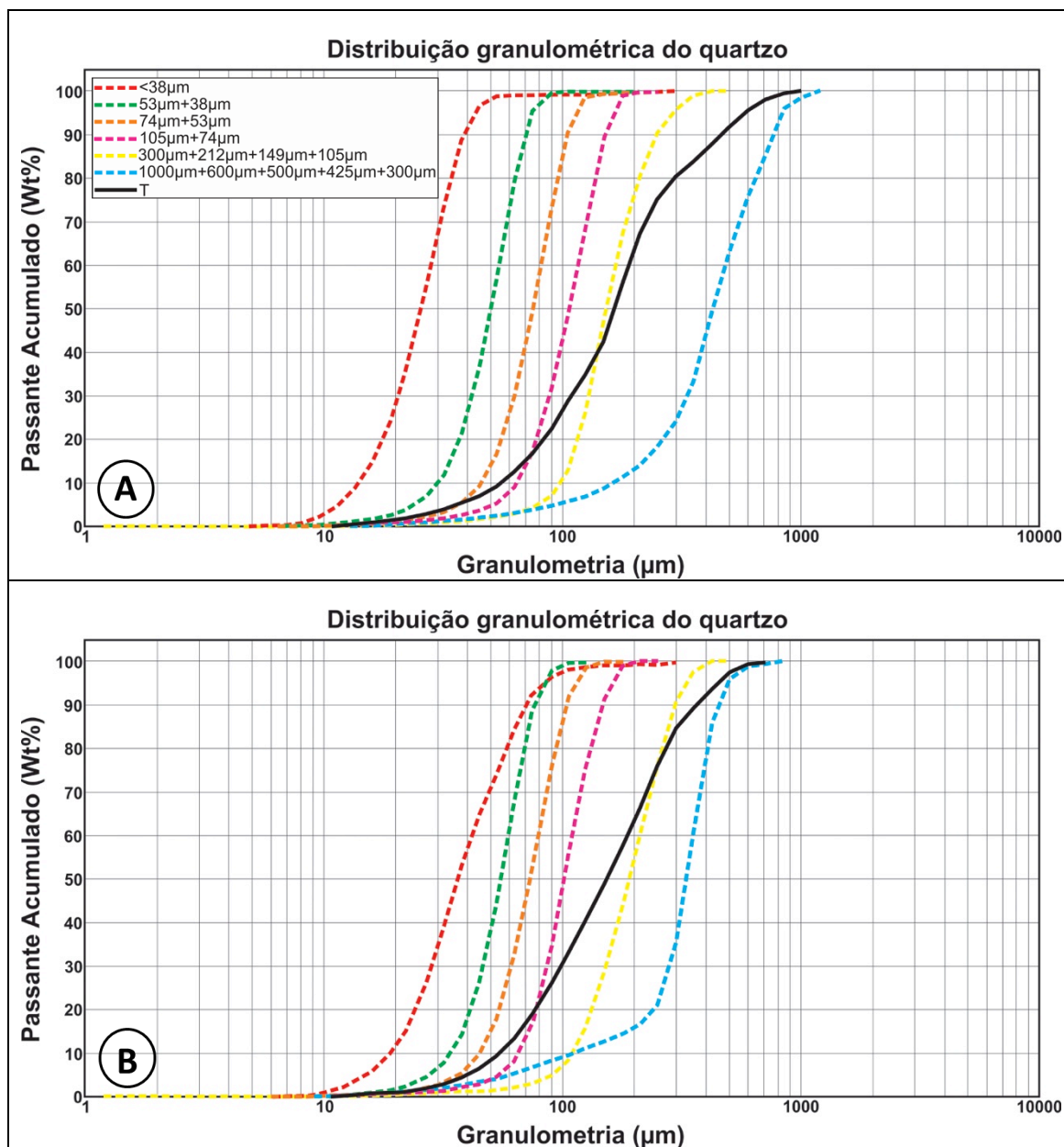


Figura 12. Curvas acumuladas de distribuição em massa dos grãos de quartzo (A): no itabirito; (B): no itabirito friável.

Partição dos principais elementos

A hematita é responsável pela quase totalidade do Fe presente nos dois tipos de itabirito e os principais portadores de K e Al são muscovita e biotita. No itabirito, o Mg está majoritariamente contido na biotita (84,78%) e em menor proporção no carbonato (15,22%). A apatita é responsável por 100% do P, 70,33% do F e 96,44% do Ca, com apenas 3,56% do total do Ca presente contido no carbonato. No itabirito friável, a biotita é responsável por cerca de 100% do Mg, a apatita é responsável por 100% do P e, do total do Ca presente, 91,15% estão contidos no carbonato e 8,85% na apatita. As **Tab. 6 e 7** exibem as partições dos principais elementos de interesse no mineral minério e nos minerais de ganga presentes nas amostras totais de IT e IF.

Tabela 6: Partição dos principais elementos nos minerais portadores na amostra total do itabirito.

Mineral	Distribuição (%)						
	Fe	K	F	Mg	Al	P	Ca
Hematita	99,99	-	-	-	-	-	-
Quartzo	-	-	-	-	-	-	-
Muscovita	-	31,72	8,05	-	58,23	-	-
Biotita	0,01	68,28	21,62	84,78	41,77	-	-
Apatita	-	-	70,33	-	-	100	96,44
Barita	-	-	-	-	-	-	-
Carbonato(ank/dol)	-	-	-	15,22	-	-	3,56
K(Ti,Mn,Al)O	-	-	-	-	-	-	-
MnAlOF	-	-	-	-	-	-	-
Anidrita+Ox	-	-	-	-	-	-	-
Fase desconhecida	-	-	-	-	-	-	-

Tabela 7: Partição dos principais elementos nos minerais portadores na amostra total do itabirito friável.

Mineral	Distribuição (%)						
	Fe	K	F	Mg	Al	P	Ca
Hematita	99,64	-	-	-	-	-	-
Quartzo	-	-	-	-	-	-	-
Muscovita	-	36,26	31,31	-	63,06	-	-
Biotita	0,36	63,74	68,69	99,93	36,94	-	-
Apatita	-	-	<0,01	-	-	100	8,85
Barita	-	-	-	-	-	-	-
Carbonato(ank/dol)	-	-	-	0,07	-	-	91,15
K(Ti,Mn,Al)O	-	-	-	-	-	-	-
MnAlOF	-	-	-	-	-	-	-
Anidrita+Ox	-	-	-	-	-	-	-
Fase desconhecida	-	-	-	-	-	-	-

Liberação Mineral

As associações minerais da hematita nas amostras totais estudadas encontram-se expostas na **Fig. 13**. As **Figs. 14 e 15** exibem diagramas das associações minerais detalhadas de cada intervalo granulométrico e das amostras totais do IT e do IF.

O itabirito apresenta 43,97% das partículas livres, variando de 11,94% a 90,78% na amostra total (**Fig. 13**). A maior parte das partículas são binárias, compondo 55,43% da amostra total, variando de 9,11% a 87,42% nos intervalos estudados, tendendo a diminuir com a diminuição da granulometria (**Fig.14 e Fig. 15**). As associações ternárias correspondem a 0,06% da amostra total.

A liberação global para a amostra de IF corresponde a 85,98%, variando de 83,34% a 90,37% no intervalo considerado (**Fig. 13**). Quando na forma mista (**Fig.14 e Fig. 15**), ocorre predominantemente em partículas binárias, associação que representa 12,81%. Já as associações ternárias representam 1,20%.

Tanto nas associações binárias quanto nas ternárias de ambos os itabiritos, a hematita ocorre preferencialmente junto ao quartzo e às micas (**Tab. 8 e 9**).

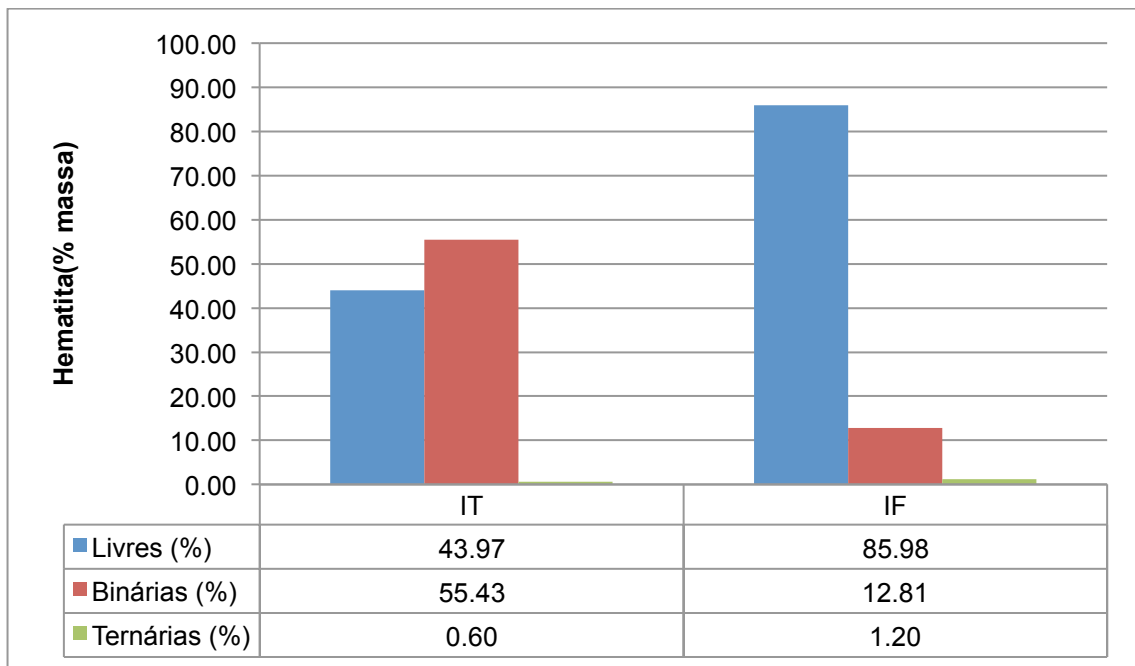


Figura 13: Associações minerais da hematita no itabirito e no itabirito friável.

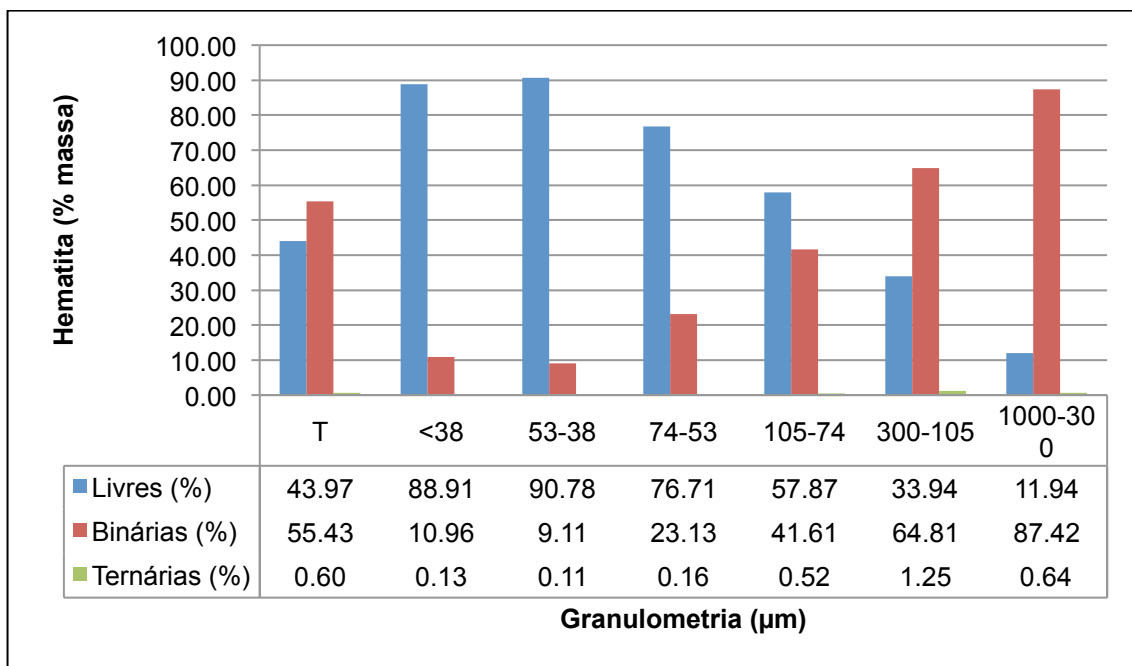


Figura 14: Associações minerais da hematita nos diferentes intervalos granulométricos do itabirito.

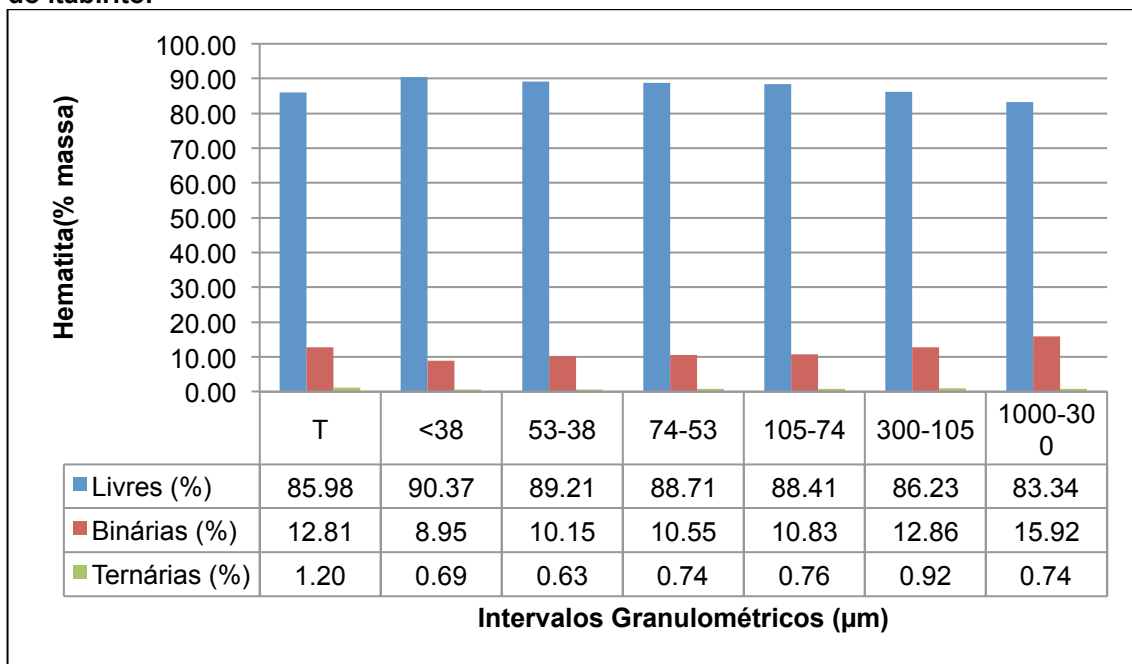


Figura 15: Associações minerais da hematita nos diferentes intervalos granulométricos do itabirito friável.

Tabela 8: Associações da hematita em partículas binárias (% em massa) nas amostras totais de itabirito e no itabirito friável.

Fases Minerais	IT (%)	IF (%)
Quartzo	55,19	6,80
Muscovita	0,08	1,96
Biotita	0,01	3,91
Apatita	0,01	-
Barita	0,00	-
Carbonato (ank/dol)	0,00	0,02
K(Ti,Mn,Al)O	<0,01	-
MnAlO ₂ F	0,00	-
Anidrita+Ox	0,00	-
Fase desconhecida	0,14	0,12

Tabela 9: Associações da hematita em partículas ternárias (% em massa) nas amostras totais de itabirito e no itabirito friável.

Fases Minerais	IT (%)	IF (%)
Quartzo	0,41	0,46
Muscovita	0,04	0,18
Biotita	<0,01	0,54
Apatita	0,06	-
Barita	0,00	-
Carbonato (ank/dol)	<0,01	-
K(Ti,Mn,Al)O	<0,01	-
MnAlOF	<0,01	-
Anidrita+Ox	0,00	-
Fase desconhecida	0,09	0,03

Segundo Uliana (2010), a partir das imagens obtidas pelo MLA, calcula-se a fração de mineral útil para cada partícula, através de sua respectiva área ou perímetro exposto. O posterior processamento destes dados permite determinar a distribuição da frequência do mineral em questão, sendo então estabelecidas as curvas do espectro de liberação da hematita, considerando as frações em área e em “superfície livre” (parcela de hematita exposta no perímetro de cada partícula). A relação entre estas duas formas de expressar a liberação da hematita pode variar, essencialmente em função da morfologia da hematita e suas formas de associação com os minerais de ganga (inclusões ou intercrescimento).

As curvas do espectro de liberação da hematita para o IT e o IF, considerando as frações em área e em perímetro exposto (superfície exposta de hematita no perímetro de cada partícula), estão expostas nas **Figs. 16-A e B e 17-A e B** abaixo. Observa-se que, em ambos, a interligação entre a hematita e os minerais de ganga é alta, diminuindo com a diminuição do tamanho das partículas e, conseqüentemente, aumentando o grau de liberação.

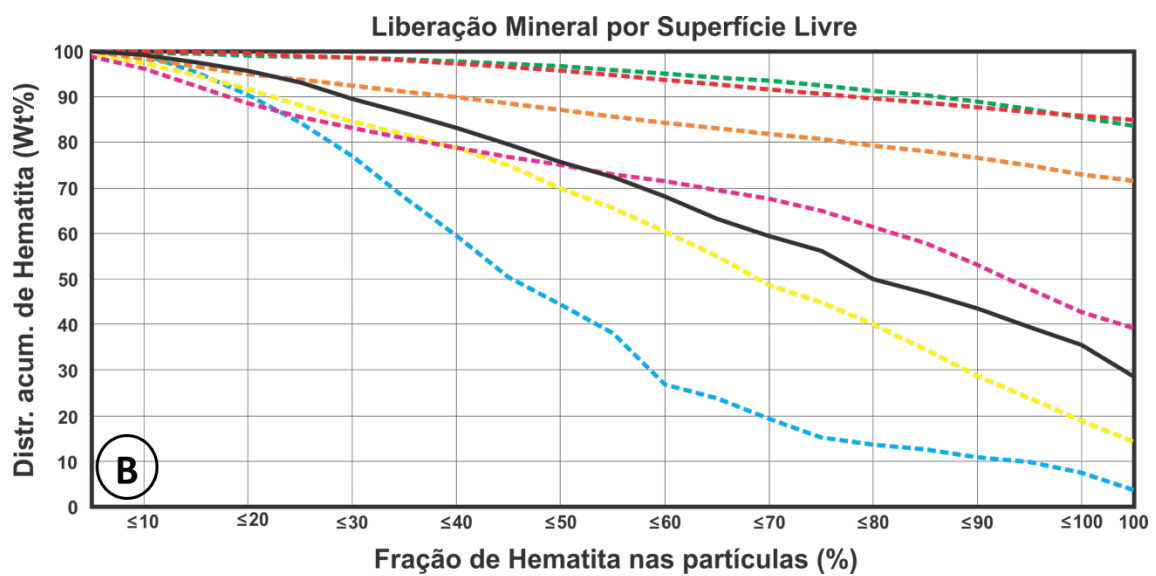
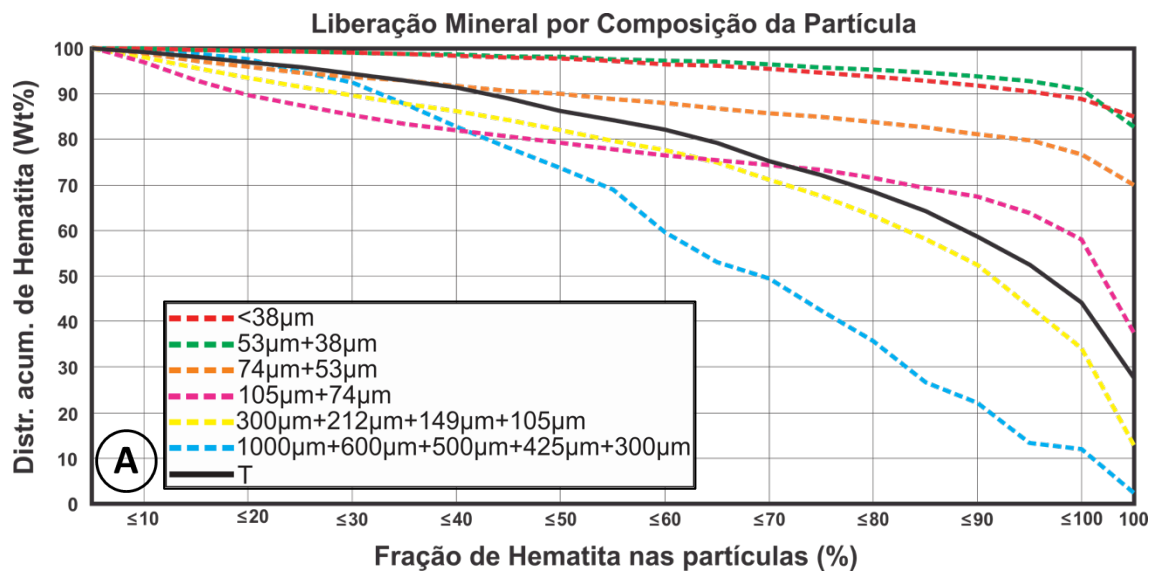


Figura 16. Diagramas de liberação da hematita (A): por composição da partícula do itabirito; (B): por superfície livre do itabirito.

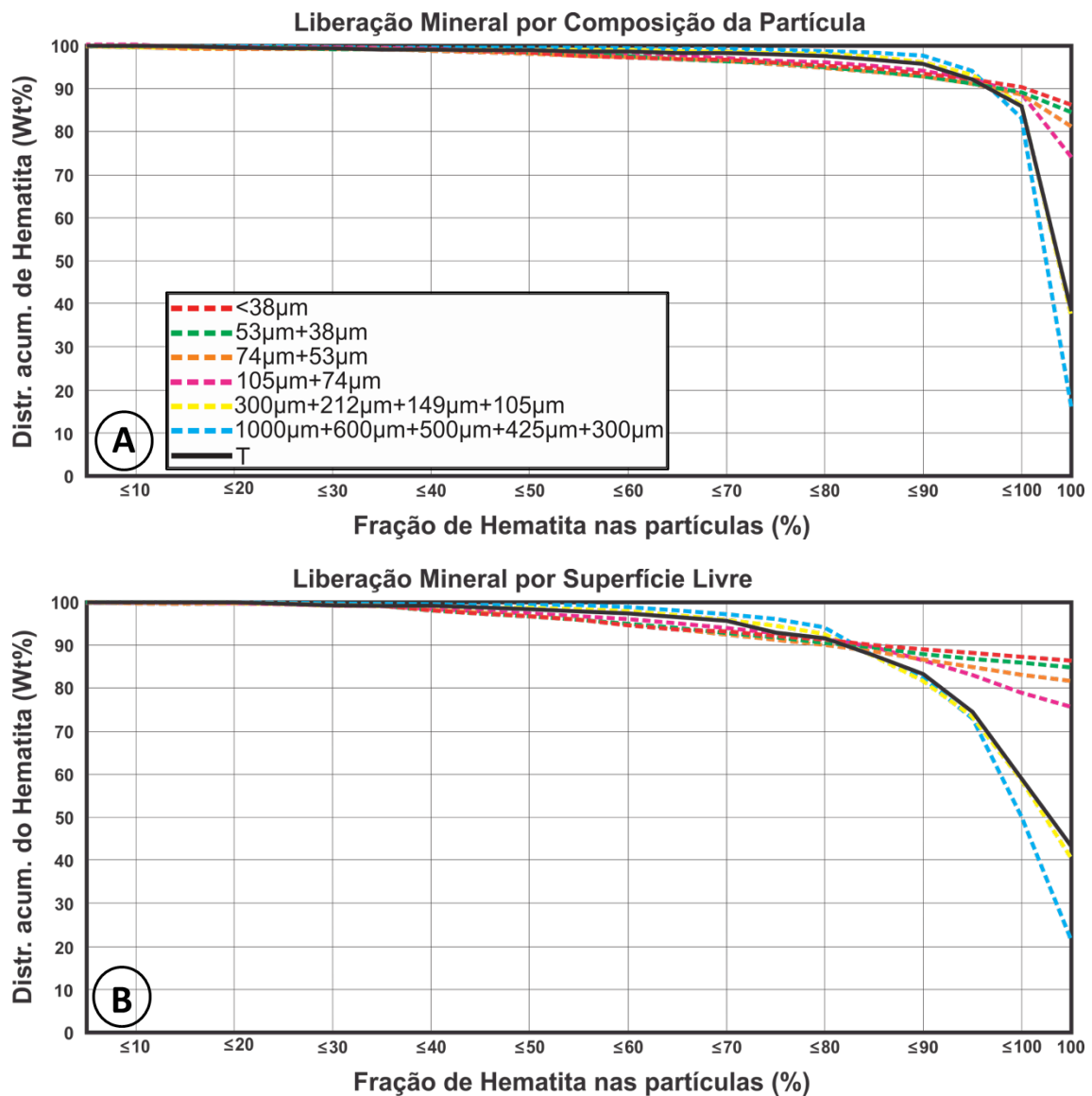


Figura 17. Diagramas de liberação da hematita (A): por composição da partícula do itabirito friável; (B): por superfície livre do itabirito friável.

Recuperação do ferro

Os diagramas expostos nas Figs. 18 e 19 mostram a recuperação dos elementos de acordo com o intervalo granulométrico. Teoricamente, no IT é possível a obtenção de produto com teor da ordem de 62% em Fe, recuperando 80% do Fe contido na forma de hematita. No itabirito friável, obtêm-se um teor da ordem de 70% do Fe em 90% do Fe contido na forma de hematita.

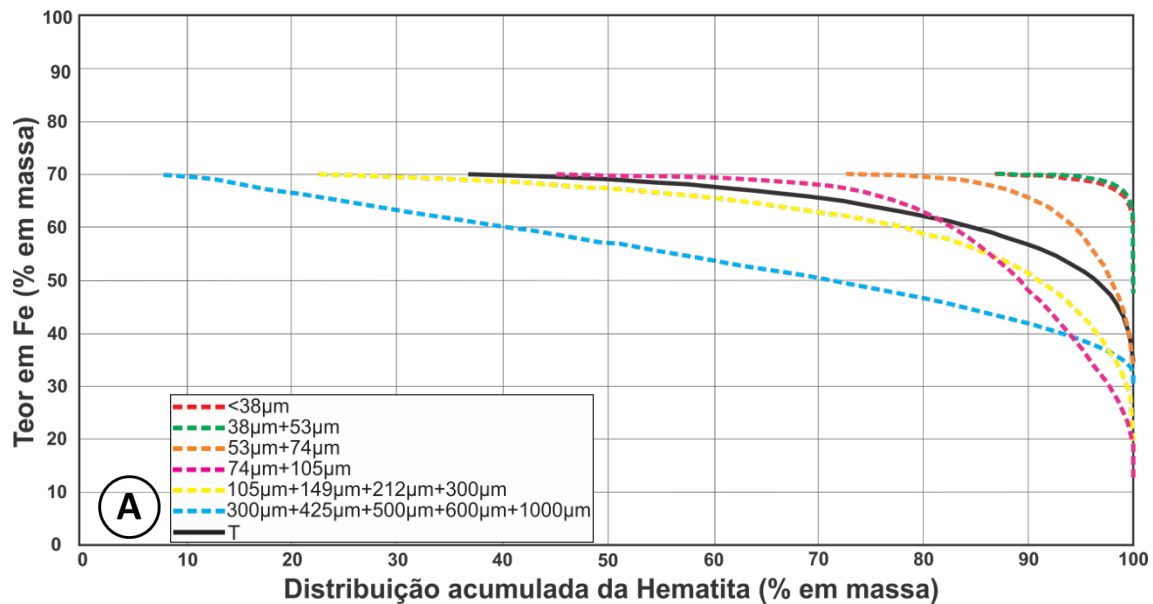


Figura 30: Diagrama da recuperação do itabirito de acordo com cada intervalo granulométrico.

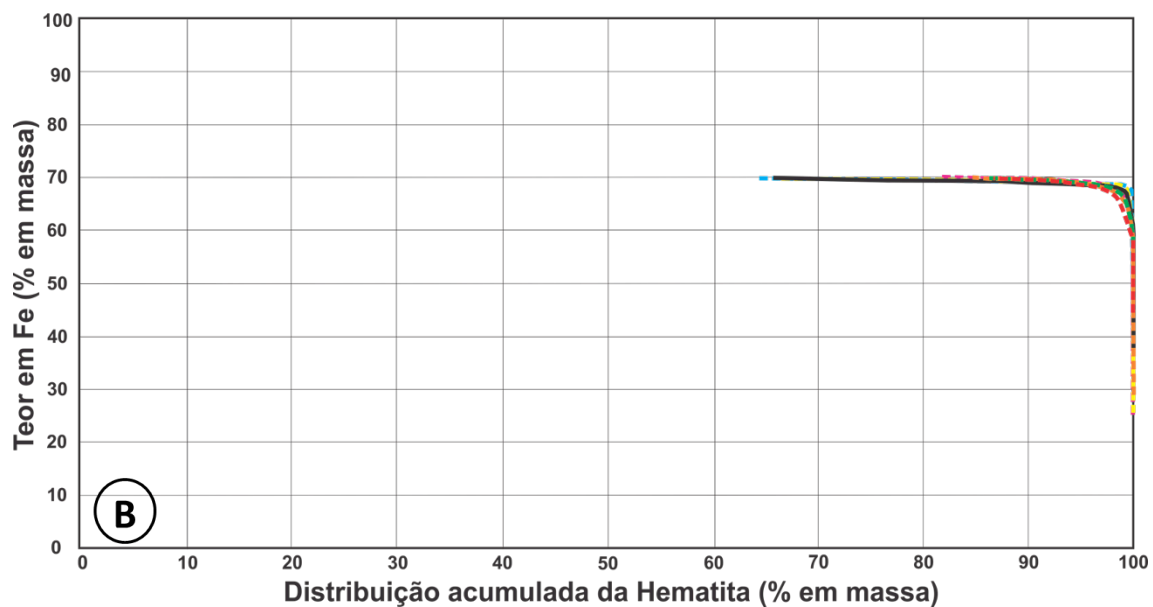


Figura 18: Diagrama da recuperação do itabirito friável de acordo com cada intervalo granulométrico.

Discussões e conclusões

Com relação à mineralogia modal, apesar de ambos os tipos de itabirito apresentarem a mesma associação mineralógica, o IF é mais rico em hematita que o IT. Em ambos, as menores concentrações de Fe encontram-se no intervalo granulométrico 105+74 μm . O itabirito friável também apresenta maior quantidade de micas que o IT, justificando as maiores concentrações de Al e K. O itabirito por sua vez apresenta as maiores concentrações de apatita, barita, carbonato e K(Ti,Mn,Al)O.

As relações texturais mostradas pelas partículas estudadas em todos os tipos de itabirito (Figs. 7-A e B) mostram uma relação complexa entre quartzo e hematita, já que existem muitas inclusões de grãos de quartzo nos grãos de hematita e vice-versa, principalmente nas granulometrias mais grossas, uma vez que a proporção de partículas mistas é grande nessas frações. Além disso, a maioria das partículas de granulação grossa do IF tende a ser porosa, com o predomínio de partículas de hematita contendo inclusões de quartzo (Figs. 8-A e B). Já no IT, as partículas

apresentam estruturas que não foram observadas no IF, como bandamento, por exemplo (**Figs. 9-A e B**).

As curvas de distribuição granulométrica dos grãos de hematita (**Figs. 11-A e B**) para as amostras totais, mostram que tanto para o IT quanto o IF a proporção de partículas <10 µm é de ≤2%, já a proporção de grãos acima de 100 µm é cerca de 37% para o IT e 34% para o IF. Grãos mais grossos que 1000 µm, presentes apenas no IF, chegam a cerca de 8%. Com relação à distribuição granulométrica dos grãos de quartzo (**Figs. 12-A e B**), para ambas as amostras a proporção de partículas <10 µm é de ≤1%. Já a proporção de grãos acima de 100 µm é de 26% para o IT e de 33% para o IF.

Para a maior parte dos intervalos granulométricos, a concentração de Fe é maior no IF que no IT (**Tab. 5**), assim como as concentrações de Al, K, Mg e F. Já as concentrações de Ca e P são maiores no IT que no IF, com as maiores concentrações nos intervalos <38 µm, justificadas pela maior presença da apatita nestes intervalos. Já o Ba, em concentrações muito baixas tanto no IF quanto no IT, foi observado em maior proporção neste último, devido à presença de barita nessa amostra.

O itabirito friável é claramente mais rico em partículas de hematita livres que o IT (**Fig. 11**), com maior concentração de partículas livres nos intervalos granulométricos mais finos, mas com predomínio de partículas livres em relação às mistas em todos os intervalos (**Fig. 13**). No itabirito, as partículas binárias são predominantes (**Fig. 12**) havendo, como no IF, tendência ao aumento da concentração de partículas livres com a diminuição da granulometria. No entanto a predominância das partículas livres sobre as mistas só ocorre nas granulometrias <105 µm (**Fig. 12**). Tanto no IT quanto no IF as partículas mistas são em geral associadas ao quartzo e em menores proporções às micas (**Tabs. 8 e 9**). No itabirito ainda ocorrem associações com apatita e no IF com carbonato (**Tabs. 8 e 9**).

Quanto à liberação mineral, o IF apresenta grau de liberação da hematita tanto por superfície livre quanto por composição da partícula muito maiores que o IT (**Figs. 14 e 15**). O estudo do grau de liberação das partículas mostra que a granulometria mais grossa dos dois tipos de itabirito contém as menores proporções de partículas livres. As análises de liberação mineral mostram que a maior parte das partículas livres do IT se concentram no intervalo 53+38 µm (**Figs. 14 e 15**), enquanto no IF a concentração dessas partículas é maior no intervalo <38 µm (**Fig. 14**). Alguns dos grãos de óxidos de ferro livres ainda carregam finas inclusões de minerais de ganga. Observa-se ainda que a recuperação do ferro contido na forma de hematita no IF é também muito superior ao IT (**Figs. 16 e 17**).

Com base nos estudos de MLA obtidos, conclui-se que o IF apresenta maior teor em Fe, maior proporção em partículas livres de hematita e maior grau de liberação tanto por superfície livre quanto por área, que o IT sugerindo seu melhor aproveitamento durante as etapas de beneficiamento do minério.

Agradecimentos

Agradecem à empresa Anglo American pela oportunidade e pelo apoio logístico e financeiro através do projeto "Caracterização mineralógica, mineraloquímica, morfologia dos componentes dos diferentes tipos de minério da Serra do Sapo e Itapanhoacanga". Ao Programa de Pós-graduação em Geologia do IGC-UFMG e à Fapemig pela bolsa da primeira autora. Os autores agradecem ainda aos revisores e editores da Geologia USP – Série Científica.