



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO:
PETROLOGIA, METALOGÊNESE E EXPLORAÇÃO MINERAL

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**MINÉRIO DE FERRO DE ALTO TEOR NO SETOR NORTE DO
DOMÍNIO INTRACONTINENTAL DO ORÓGENO ARAÇUAÍ,
BAHIA, BRASIL: CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E MODELO
EVOLUTIVO**

FELIPE FAGUNDES FERNANDES

SALVADOR
2024

**MINÉRIO DE FERRO DE ALTO TEOR NO SETOR NORTE DO
DOMÍNIO INTRACONTINENTAL DO ORÓGENO ARAÇUAÍ,
BAHIA, BRASIL: CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E MODELO
EVOLUTIVO**

Felipe Fagundes Fernandes

Orientadora: Profa. Dra. Simone Cerqueira Pereira Cruz

Coorientador: Prof. Dr. Carlos Alberto Rosière

Dissertação de mestrado apresentada no Programa de Pós-Graduação em Geologia na Universidade Federal da Bahia como requisito parcial para à obtenção do Título de Mestre em Geologia na área de concentração Petrologia, Metalogênese e Exploração Mineral em 19/03/2024.

SALVADOR
2024

FELIPE FAGUNDES FERNANDES

**MINÉRIO DE FERRO DE ALTO TEOR NO SETOR NORTE DO
DOMÍNIO INTRACONTINENTAL DO ORÓGENO ARAÇUAÍ, BAHIA,
BRASIL: CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E MODELO EVOLUTIVO**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal da Bahia como requisito para a obtenção do Título de Mestre em Geologia, Área de Concentração: Petrologia, Metalogênese e Exploração Mineral em 19/03/2024.


DISSERTAÇÃO APROVADA PELA BANCA EXAMINADORA:



Prof. Dra. Simone Cerqueira Pereira Cruz (Orientadora/UFBA)

Documento assinado digitalmente
gov.br LYDIA MARIA LOBATO
Data: 08/08/2024 19:08:48-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Profa. Dra. Lydia Maria Lobato (UFMG)



Profa. Dra. Flávia Cristina Silveira Braga (UFMG)

SALVADOR
2024

Ficha catalográfica elaborada pela Biblioteca Universitária de Ciências e Tecnologias Prof. Omar Catunda, SIBI – UFBA.

F363 Fernandes, Felipe Fagundes

Minério de ferro de alto teor no setor norte do domínio intracontinental do Orógeno Araçuaí, Bahia, Brasil: caracterização geológica e modelo evolutivo / Felipe Fagundes Fernandes – Salvador, 2024.

115 f.

Orientadora: Prof.^a Dr.^a Simone Cerqueira Pereira Cruz

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal da Bahia. Instituto de Geociências, 2024.

1. Mineração. 2. Metalogenia. 3. Hidrotermalismo. I. Cruz, Simone Cerqueira Pereira. II. Universidade Federal da Bahia. III. Título.

CDU 553

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com o apoio da CAPES - Código de financiamento 001, do Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal da Bahia (PPGG-UFBA), da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado da Bahia (FAPESB) e da empresa Bahia Mineração S.A. (BAMIN). Agradeço a todos que contribuíram de alguma forma durante todo o processo de construção desta dissertação.

“O mais importante é tentar inspirar as pessoas para que sejam ótimas no que quiserem. ”

(Kobe Bryant, 1978-2020).

RESUMO

A Sequência Metavulcanossedimentar Igaporã-Licínio de Almeida, localizada na região setentrional do setor intracontinental do Orógeno Araçuaí, tem se destacado pela ocorrência de hematitos com teor superior a 66% do peso em Fe. O objetivo geral do trabalho é compreender os processos responsáveis pelo enriquecimento hipogênico de ferro nos itabiritos dessa Sequência na Mina Pedra de Ferro (MPF). Foram determinadas características estruturais, petrográficas, microestruturais e químicas dos domínios ricos em ferro e de suas encaixantes, definidas as estruturas deformacionais, com interpretação da sucessão paragenética de alteração hidrotermal e do controle da mineralização, além da proposta de um modelo de evolução metalogenética. O estudo microestrutural permitiu a identificação de quatro tipologias de hematita, as quais foram associados às quatro fases de deformação (D_{n-1} , D_n , D_{n+1} e D_{n+1}), sendo três compressivas, relacionadas com a inversão do Aulacógeno do Paramirim, e uma distensiva. Estudos geoquímicos de rocha total em itabiritos sugerem que o protólito dessas rochas foram depositados em uma bacia marinha restrita, com contribuição detrítica, em ambiente subóxico. A assinatura geoquímica para ETR é similar à de rochas com idade de deposição < 1.9 Ga. Os diagramas de distribuição de elementos terras-raras e elementos traço em rocha total foram comparados com os dados de quartzo-itabirito pouco hidrotermalizado do alvo Espírito Santo, situado e norte da MPF, com os resultados obtidos de itabirito do depósito Horto-Baratinha (Grupo Serpentina; Supergrupo Espinhaço) encaixado como fatia tectônica no Bloco Guanhães a leste da Serra do Espinhaço, e com dados de domínios hematíticos da zonas de alteração hidrotermal em arenitos da Chapada Diamantina Oriental, bem como de outras regiões do Brasil e do mundo. A semelhança entre os dados de ETR do itabirito do alvo Espírito Santo e do Grupo Serpentina, menos hidrotermalizado, com os itabiritos da área de estudo sugerem condições ambientais semelhantes de deposição para essas rochas. Análises químicas por LA-ICP-MS foram realizadas em cristais de hematita de duas tipologias (Hematita orientada segundo $S_0//S_{n-1}/S_n$ e cataclástica) e em magnetita. Notam-se duas assinaturas químicas distintas de ETR para a hematita orientada da MPF: (i) predominância de ETRP em relação a ETRL, anomalias negativas de Y e positivas de Eu; menores teores de ETRL em relação a rocha total e é bastante semelhante aos padrões observados em hematita de quartzo-itabiritos do alvo Espírito Santo; e (ii) maiores valores de ETRL e ETRP quando comparados com os valores de rocha total. Foram confeccionados diagramas multielementares que demonstram o enriquecimento sutil em ETR na geração cataclástica de hematita, além de elevadas quantidades de ETR em magnetita. Por fim, interpreta-se que zonas de cisalhamento inter e intrastratais relacionadas com a inversão do Aulacógeno do Paramirim promoveram a formação da foliação de transposição $S_0//S_{n-1}/S_n$, sendo esse o controle na formação dos domínios de alto teor de ferro. Os dados sugerem que o enriquecimento em ferro ocorreu antes do desenvolvimento das dobras que controlam a morfologia do depósito. A cataclase colaborou na formação de fragmentos mais suscetíveis aos agentes intempéricos, mas em minério já enriquecido previamente. O processo formador do minério de alto teor é hipogênico, com a participação de fluidos oxidantes que levaram à cristalização de hematita a partir de magnetita e dissolução de quartzo.

Palavras-chave: hematita; itabirito; controle estrutural; mineralização; hidrotermalismo.

ABSTRACT

The Igaporã-Licínio de Almeida Metavolcano-sedimentary Sequence, located in the northern region of the intracontinental sector of the Araçuaí Orogen, stood out for the occurrence of hematites with a content greater than 66% by weight in Fe. The general objective of this paper is to understand the processes responsible for the hypogenic enrichment in iron content in the itabirites of this Sequence at the Pedra de Ferro Mine (MPF). Structural, petrographic, microstructural and chemical characteristics of the iron-rich domains and their surroundings were determined, the deformational structures were defined, with interpretation of the paragenetic succession of hydrothermal alteration and the control of mineralization, in addition to a proposal for a metallogenic evolution model. The microstructural study allowed the identification of four types of hematite, which were associated with the four identified deformation phases (D_{n-1} , D_n , D_{n+1} e D_{n+1}), three of which were compressive, related to the inversion of the Paramirim Aulacogen, and one was distensive. Whole-rock geochemical studies on itabirites suggest that the protolith of these rocks were deposited in a restricted marine basin, with detrital contribution, in a suboxic environment. The geochemical signature for REE is similar to rocks with depositional age < 1.9 Ga. The distribution diagrams of rare earth elements and trace elements in whole rock were compared with data from poorly hydrothermalized quartz-itabirite from the Espírito Santo target, located north of the MPF, with the results obtained from itabirite from the Horto-Baratinha deposit (Grupo Serpentina; Espinhaço Supergroup - embedded as a tectonic slice in the Guanhões Block east of Serra do Espinhaço), and with data on hematite domains from hydrothermal alteration zones in sandstones from Eastern Chapada Diamantina, as well as from other regions of Brazil and the world. The similarity between the ETR data of the itabirite from the Espírito Santo target and the less hydrothermalized Serpentina Group with the itabirites from the study area suggests similar environmental conditions of deposition for these rocks. Chemical analyzes by LA-ICP-MS were carried out on hematites crystals of two types (oriented and cataclastic) and on magnetite. Two distinct ETR chemical signatures are noted for MPF oriented hematite: (i) predominance of ETRP in relation to ETRL, negative Y and positive Eu anomalies; lower ETRL contents in relation to the whole rock and are quite similar to the patterns observed in hematite from quartz itabirites at the Espírito Santo target; and (ii) higher ETRL and ETRP values when compared to whole rock values. Multi-element diagrams were created that demonstrate the subtle enrichment in ETR in the cataclastic generation hematite, in addition to high amounts of ETR in magnetite. Finally, it is interpreted that inter and intrastratal shear zones related to the inversion of the Paramirim Aulacogen promoted the formation of the $S_0//S_{n-1}/S_n$ transposition foliation, which is the control in the formation of high-concentration iron domains. The data suggest that iron enrichment occurred before the development of the folds that control the deposit's morphology. The cataclasis contributed to the formation of fragments more susceptible to weathering agents, but in ore already enriched previously. The high-grade ore forming process is hypogenic, with the participation of oxidizing fluids that led to the crystallization of hematite from magnetite and dissolution of quartz.

Keywords: hematite; itabirite; structural control; mineralization; hydrothermalism.

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO GERAL.....	10
CAPÍTULO 2 - ARTIGO	24
CAPÍTULO 3 - CONCLUSÕES	82
APÊNDICE A – TABELA DE DADOS GEOQUÍMICOS DE ELEMENTOS MAIORES PARA AMOSTRAS COLETADAS PELA EMPRESA BAMIN – BAHIA MINERAÇÃO EM FUROS DE SONDAAGEM.....	84
APÊNDICE B – RESULTADOS DAS ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHA TOTAL (ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS) PARA AMOSTRAS DE ITABIRITO ANALISADAS NA ALS GLOBAL.....	86
APÊNDICE C – RESULTADOS DAS ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHA TOTAL (ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS) PARA AMOSTRAS DE HEMATITITO ANALISADAS NA ALS GLOBAL..	88
APÊNDICE D – LIMITES DE DETECÇÃO PARA ELEMENTOS MAIORES, TRAÇOS E TERRAS-RARAS PARA GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL REALIZADA NA EMPRESA ALS GLOBAL. OS RESULTADOS ENCONTRAM-SE NOS APÊNDICES B E C.....	90
APÊNDICE E – RESULTADOS DA ANÁLISE QUÍMICA MINERAL DE HEMATITA ORIENTADA EM ITABIRITO ATRAVÉS DO MÉTODO LA-ICP-MS. ANÁLISES REALIZADAS NA UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO.....	91
APÊNDICE F – RESULTADOS DA ANÁLISE QUÍMICA MINERAL DE HEMATITA ORIENTADA EM HEMATITITO ATRAVÉS DO MÉTODO LA-ICP-MS. ANÁLISES REALIZADAS NA UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO.....	92
APÊNDICE G – RESULTADOS DA ANÁLISE QUÍMICA MINERAL DE HEMATITA CATACLÁSTICA EM HEMATITITO ATRAVÉS DO MÉTODO LA-ICP-MS. ANÁLISES REALIZADAS NA UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO.....	94
APÊNDICE H – RESULTADOS DA ANÁLISE QUÍMICA MINERAL DE MAGNETITA EM ITABIRITO ATRAVÉS DO MÉTODO LA-ICP-MS. ANÁLISES REALIZADAS NA UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO.....	95
APÊNDICE I – SEÇÃO GEOLÓGICA ESQUEMÁTICA A-A’ COM DADOS DE ANÁLISE QUÍMICA DE ROCHA TOTAL (SiO ₂ e Fe) FORNECIDOS PELA BAMIN. DADOS QUÍMICOS DE ROCHA TOTAL ESTÃO APRESENTADOS NO APÊNDICE A.....	96
APÊNDICE J – SEÇÃO GEOLÓGICA ESQUEMÁTICA B-B’ COM DADOS DE ANÁLISE QUÍMICA DE ROCHA TOTAL (SiO ₂ e Fe) FORNECIDOS PELA BAMIN. DADOS QUÍMICOS DE ROCHA TOTAL ESTÃO APRESENTADOS NO APÊNDICE A.....	97
APÊNDICE K – SEÇÃO GEOLÓGICA ESQUEMÁTICA C-C’ COM DADOS DE ANÁLISE QUÍMICA DE ROCHA TOTAL (SiO ₂ e Fe) FORNECIDOS PELA BAMIN. DADOS QUÍMICOS DE ROCHA TOTAL ESTÃO APRESENTADOS NO APÊNDICE A.....	98
APÊNDICE L – DISCRIMINAÇÃO DA PORCENTAGEM DAS GERAÇÕES DE HEMATITA E QUARTZO IDENTIFICADAS, BEM COMO DAS SUAS VARIAÇÕES GRANULOMÉTRICA E DA RAZÃO AXIAL PARA AMOSTRAS DE ITABIRITO, HEMATITITO E CATACLASITO.....	99
ANEXO A – JUSTIFICATIVA DA PARTICIPAÇÃO DOS AUTORES.....	100
ANEXO B – REGRAS DE FORMATAÇÃO DA REVISTA JOURNAL OF THE GEOLOGICAL SOCIETY	101
ANEXO C – COMPROVANTE DE SUBMISSÃO DO ARTIGO.....	110

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO GERAL

De acordo com o glossário proposto por Hagemann et al. (2008), minérios de ferro de alto teor são aqueles que precisam de pouco ou nenhum beneficiamento para atingir teores que variam de 60 a 66% do peso em Fe. Eles representam a principal fonte de ferro do planeta (Hagemann et al., 2016) e ocorrem geralmente hospedados em formações ferríferas bandadas neoarqueanas e proterozoicas metamorfozadas, apresentando controle estrutural por dobras e zonas de cisalhamento (Beukes et al., 2003; Hagemann et al., 2006, 2016; Dalstra e Rosière, 2008; Angerer et al., 2015, 2022; Haddad-Martim et al., 2018).

O minério hipogênico é formado por processos hidrotermais que atuam na modificação da rocha encaixante (Lobato et al., 2008). Os fluidos hidrotermais responsáveis pela alteração hipogênicas possuem diferenças na química e na sua fonte (Hagemann et al., 2006, 2016; Duuring et al., 2020; Sun et al., 2020). De acordo com Hagemann et al. (2006), para a transformação de formações ferríferas bandadas em minério de alto teor hematítico dois processos geoquímicos são fundamentais. O primeiro refere-se à dessilicificação (Ohmoto 2003, Fig. 1) ou decarbonatação a partir da dissolução dos minerais de ganga através de fluidos quentes oriundos de fontes hidrotermais subsaturadas nesses elementos. O segundo processo envolve a alteração da magnetita para hematita por meio da oxidação anóxica em virtude da lixiviação do Fe^{+2} via fluidos hidrotermais e mudança do pH. A dissolução da sílica e substituição seletiva da trama pela hematita lamelar resulta na formação de minérios laminados e compactos, condicionados pelas estruturas deformacionais (Beukes, 2008; Lobato et al., 2008; Hagemann et al., 2016; Haddad-Martim et al., 2018; Anjos-Cruz et al., 2018). De acordo com esses autores, a transição da formação ferrífera para minério de alto teor resulta em aumento dos teores de Fe, Al_2O_3 , TiO_2 e depleção em SiO_2 , MgO e CaO .

A região norte do setor intracontinental do Orógeno Araçuaí-Oeste Congo (Borges et al., 2015; Cruz et al., 2015) (Fig. 2) tem sido alvo de programas de pesquisa mineral para pesquisa de ferro. Essa região caracteriza-se pela presença de terrenos *greenstone belt* arqueanos e sequências metavulcanossedimentares de idades neoarqueanas a tonianas (Danderfer-Filho-Filho et al., 2009, 2015; Bitencourt et al., 2019, Vitória et al., 2022). Na região de Caetité, a Sequência Metavulcanossedimentar Igaporã-Licínio de Almeida (Souza et al., 2000), em especial a Unidade Pedra de Ferro, definida neste trabalho, tem obtido destaque pela descoberta de um depósito de ferro com hematitito, que são rochas com mais de 75% em

hematita (*sensu* Fettes and Desmons, 2007), com teor superior a 66% do peso em Fe (Viveiros, 2012). Essa unidade atualmente vem sendo inserida no embasamento do Cinturão de Dobramentos e Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Setentrional, cuja estruturação ocorreu no Ediacarano, durante e amalgamação de Gondwana e estruturação do setor Intracontinental do Orógeno Araçuaí-Oeste Congo (Cruz and Alkmim 2006) em resposta à inversão do Aulacógeno do Paramirim (Bittencourt and Cruz, 2023). A Unidade Pedra de Ferro compreende quartzitos, xistos manganésíferos, xistos máficos, itabiritos, grunerita xistos, mármore manganésíferos e dolomíticos, além de rochas carbonato-silicáticas manganésíferas (Borges et al., 2015, Santos et al., 2020).

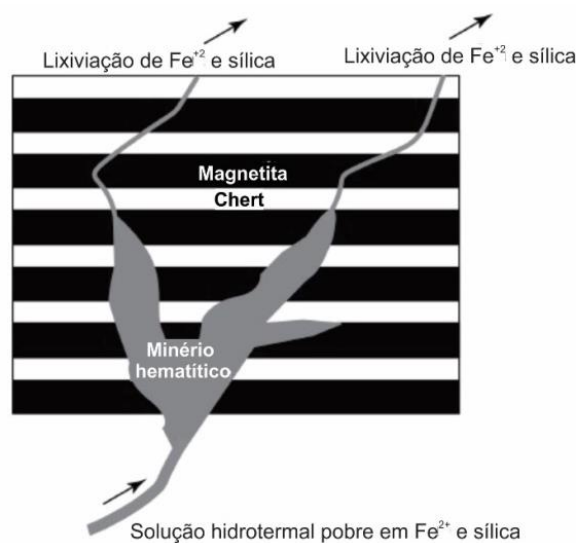


Fig. 1. Mecanismo proposto para transformação de formações ferríferas bandadas em minério hematítico de alto teor. Fonte: Ohmoto (2003).

Diferentes modelos metalogenéticos foram propostos para explicar a formação de minério de alto teor de ferro (Angerer et al., 2015; Hensler et al., 2015; Hagemann et al., 2016; Anjos-Cruz et al., 2018; Santos et al., 2020). Beukes et al. (2003) caracterizaram três tipos distintos, de acordo com a gênese: depósitos supergênicos, depósitos hidrotermais (ou hipogênicos) e depósitos hidrotermais alterados por supergênese (Fig. 3), sendo o segundo o principal interesse dessa dissertação. Muitas vezes, o enriquecimento supergênico dificulta a identificação dos processos hidrotermais hipogênicos, devido à sua natureza destrutiva da trama (Angerer et al., 2015).

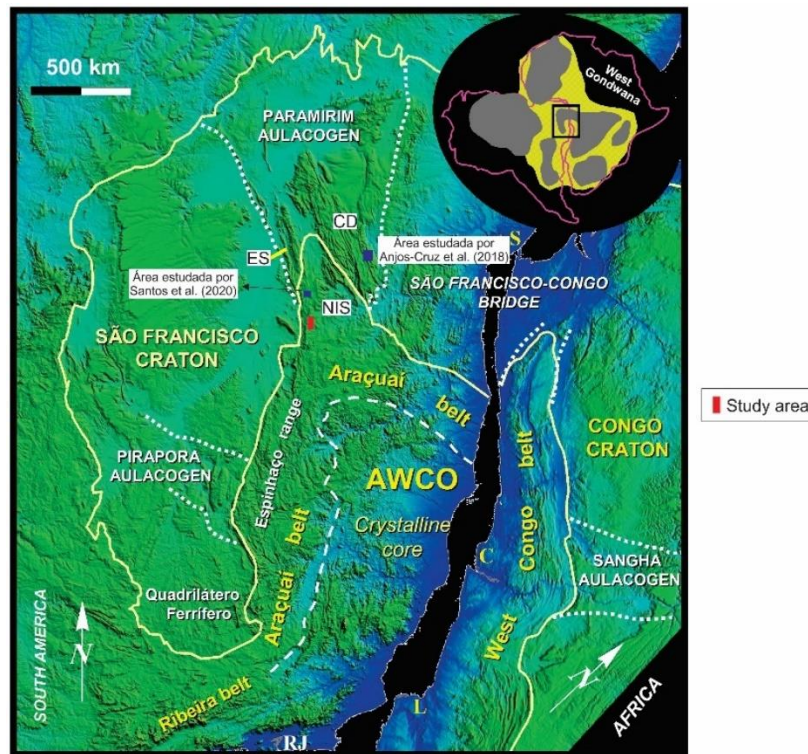


Fig. 2. Modelo de elevação digital do leste brasileiro e oeste da África Central superimpostos segundo o modelo de De Wit et al. (1988) para o melhor ajuste de Gondwana. A Figura salienta a topografia do Orógeno Araçuaí-Oeste Congo (AWCO) e os crátons adjacentes São Francisco e Congo, com a indicação da região norte do setor Intracontinental do Orógeno Araçuaí-Oeste Congo (NIS). Fold thrust belts: Espinhaço Setentrional (ES) e Chapada Diamantina (CD). Cidades: C – Cabinda, L – Luanda, RJ – Rio de Janeiro, S – Salvador, V – Vitória. Extraído de Alkmim et al. (2017).

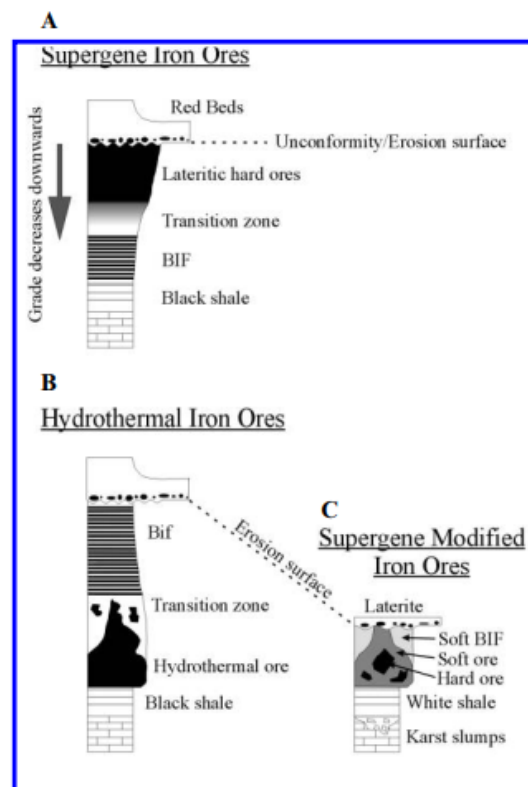


Fig. 3. Classificação dos tipos de depósitos de alto teor em hematita. Fonte: Beukes et al. (2003).

Os protominério dos corpos de alto teor de ferro são, em maioria, formações ferríferas bandadas de diversos tipos composicionais, como nos depósitos de Carajás (Lobato et al., 2005; Figueiredo e Silva et al., 2009, 2013, 2020), Hamersley (Angerer et al., 2015; Robbins et al., 2019; Duuring et al., 2020), Noamundi (Beukes et al., 2008; Mukhopadhyay, 2020) e do Quadrilátero Ferrífero (Rosière et al., 2008; Araújo and Lobato, 2019). Durante eventos orogênicos, a transformação de formação ferrífera em minério de alto teor ocorre em diferentes estágios, sendo controlada pelo gradiente de deformação, tensão diferencial, arquitetura estrutural e por fluidos hidrotermais de origem hipogênica (Hagemann et al., 2016; Anjos-Cruz et al., 2018; Santos et al., 2020). Durante a formação do minério ocorrem mudanças texturais em escala de mineral: i) recristalização de óxidos de ferro para acomodar a tensão diferencial e as condições metamórficas, com crescimento do grão ou oxidação formando pseudomorfos (martitização); ii) lixiviação dos minerais de ganga acompanhada de compactação e formação de brechas de colapso; e iii) substituição isovolumétrica dos minerais de ganga por óxidos de ferro (Lagoeiro, 2004, Angerer et al., 2015).

De acordo com Anjos-Cruz et al. (2018), a precipitação direta de hematita do fluido e formação de veios, brechas e estruturas do tipo *stockwork* (Fig. 4) também é um processo que pode levar à formação de minério de alto teor de ferro. De acordo com esse trabalho, no Cinturão de Dobramentos da Chapada Diamantina (Fig. 2), mas fora do setor Intracontinental do Orógeno Araçuaí-Oeste Congo, esse processo foi responsável pela formação de minério de alto teor hospedados em rochas metassedimentares terrígenas desprovidas de ferro em suas composições originais.

O enriquecimento hipogênico é controlado por estruturas deformacionais que facilitam a percolação de fluidos (Dalstra and Rosière, 2008; Spier et al., 2008; Hagemann et al., 2016; Duuring et al., 2020). Se conectadas, essas estruturas permitem a circulação de fluidos hipogênicos de uma área fonte até o local de formação do minério (Lobato et al., 2008; Hagemann et al., 2016; Haddad-Martim et al., 2018; Duuring et al., 2020). Dalstra and Rosière (2008) forneceram um resumo abrangente da configuração estrutural dos depósitos de ferro hospedados em formações ferríferas, onde concluíram que as estruturas não só formam caminhos para fluidos hidrotermais entrarem no local de precipitação, mas também fornecem um mecanismo para sua preservação da erosão.

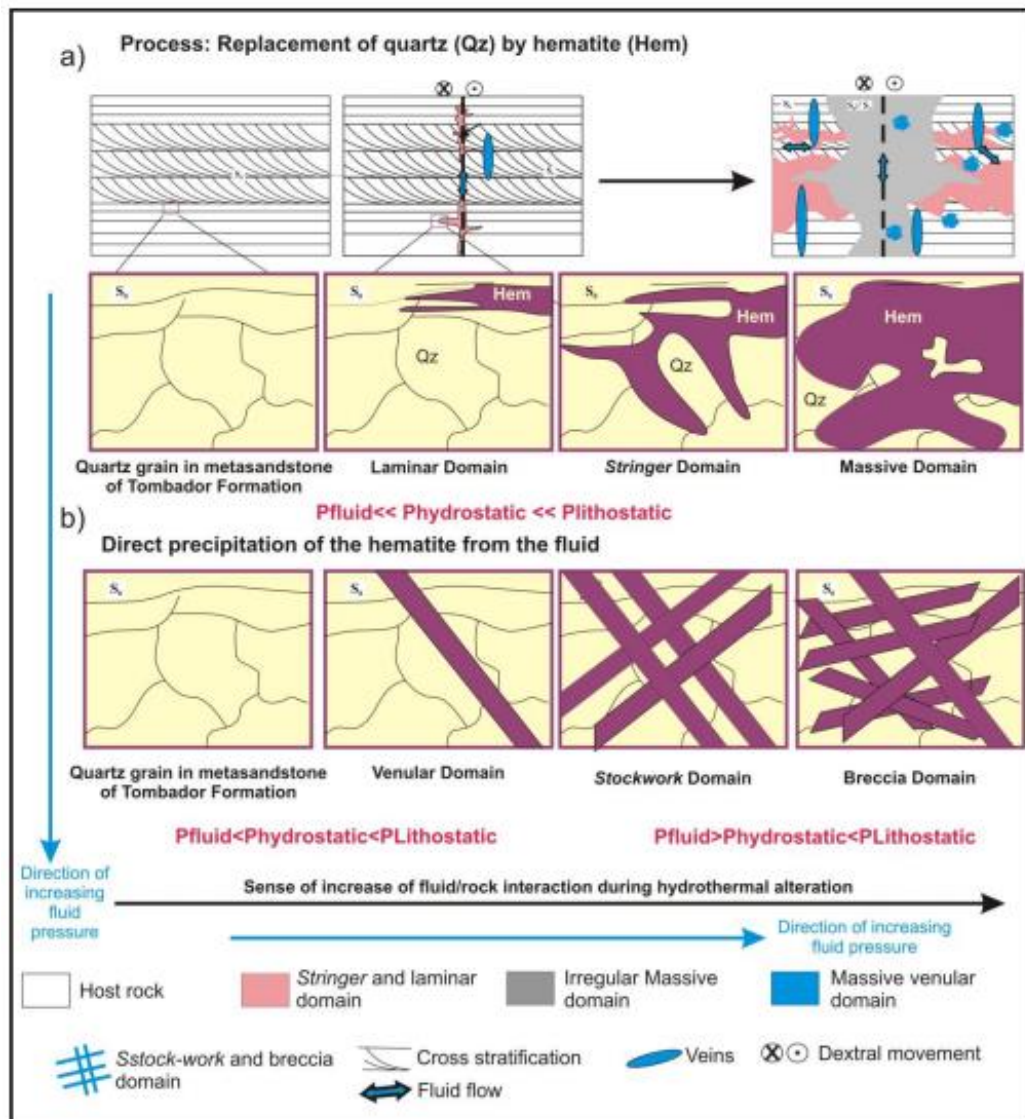


Fig. 4. Modelo esquemático indicando os dois processos principais de concentração de hematita e suas relações com o aumento da pressão de fluido e da interação fluido-rocha. Hem – hematita, Qz – quartzo, S0 – foliação primária, P – pressão. Fonte: Anjos-Cruz et al. (2018).

De acordo com a síntese realizada por Hagemann et al. (2016), o controle estrutural associado com a formação dos corpos de alto teor são: (i) estruturas pré-minério, que podem posteriormente estar envolvidas na mineralização, tanto de forma passiva (condutos de fluidos), como ativa (reativação); (ii) estruturas coetâneas com a mineralização, que podem ser ativas (falhas de cavalgamentos ou normais) ou passivas (porosidade, brechas de colapso); e (iii) estruturas pós-mineralização (foliações, zonas de cisalhamento, fraturas), que podem modificar os corpos existentes ou preservar e expô-los após sua formação. De acordo com esses autores, devido à natureza multi-estágio da formação de minério de alto teor de ferro, podem haver estruturas pertencentes ao mesmo subtipo, mas formadas em diferentes idades.

Santos et al. (2020) propuseram que sistemas de cavalgamento do tipo duplex (Fig. 5a) e suas estruturas subsidiárias (Fig. 5b), em contexto de deformação tangencial e endodérmica do Cinturão de Dobramentos e Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Setentrional (Fig. 2), foram responsáveis pelo controle estrutural de um depósito de alto teor de ferro do Alvo Espírito Santo, que se situa à 8 km a NW da área deste estudo. Segundo o modelo proposto, o ferro foi precipitado principalmente como magnetita em estruturas dilatacionais C', mas de acordo com esses autores, subordinadamente, os fluidos também migraram para as charneiras de dobras isoclinais intrafoliares, precipitando óxido de ferro nesses sítios. Com o avançar da interação fluido-rocha, as condições tornam-se relativamente mais oxidantes, culminando com oxidação da magnetita e precipitação da hematita lamelar ao longo das rampas horizontais e oblíquas do duplex, constituindo uma xistosidade, bem como em planos axiais das dobras isoclinais intrafoliares. Por sua vez, Anjos-Cruz et al. (2018) interpretaram que zonas transpressionais sinistrais desenvolvidas em tectônica epidérmica foram responsáveis pela concentração de ferro em domínios de alto teor.

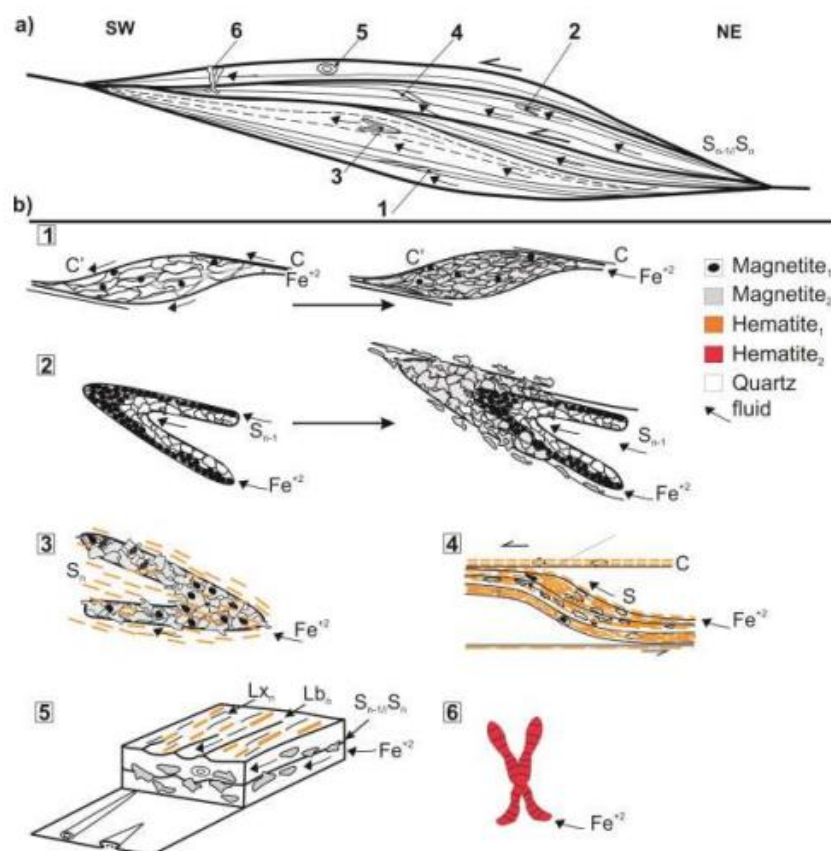


Fig. 5. Modelo evolutivo da formação domínios enriquecidos em óxidos de ferro com controle estrutural no Alvo Espírito Santo. (a) Geometria geral do duplex que hospeda a mineralização; (b) estruturas que controlam a mineralização. Fonte: Santos et al. (2020).

A área de estudo desta dissertação localiza-se no Município de Caetité, distando aproximadamente 680 km da cidade de Salvador, capital do Estado da Bahia, e cerca de 30km do limite sul da cidade de Caetité (Fig. 6). O acesso a partir de Salvador é realizado, inicialmente, através da rodovia BR-324 até a cidade de Feira de Santana. Em seguida, toma-se a rodovia BR-116 Sul até 20 km depois da cidade de Milagres, quando se deve trafegar pela rodovia BA-026 até a cidade de Planaltino. A partir dessa cidade, o acesso é feito através das rodovias BA-130 e BA-142 até o município de Sussuarana. Desta cidade, toma-se a rodovia BR-030 até o município de Caetité, trafegando por 150 km. O acesso de Caetité à Mina Pedra de Ferro é feito por via pavimentada até as proximidades da sede do distrito de Brejinho das Ametistas, a partir do qual se trafega por estradas não pavimentadas.

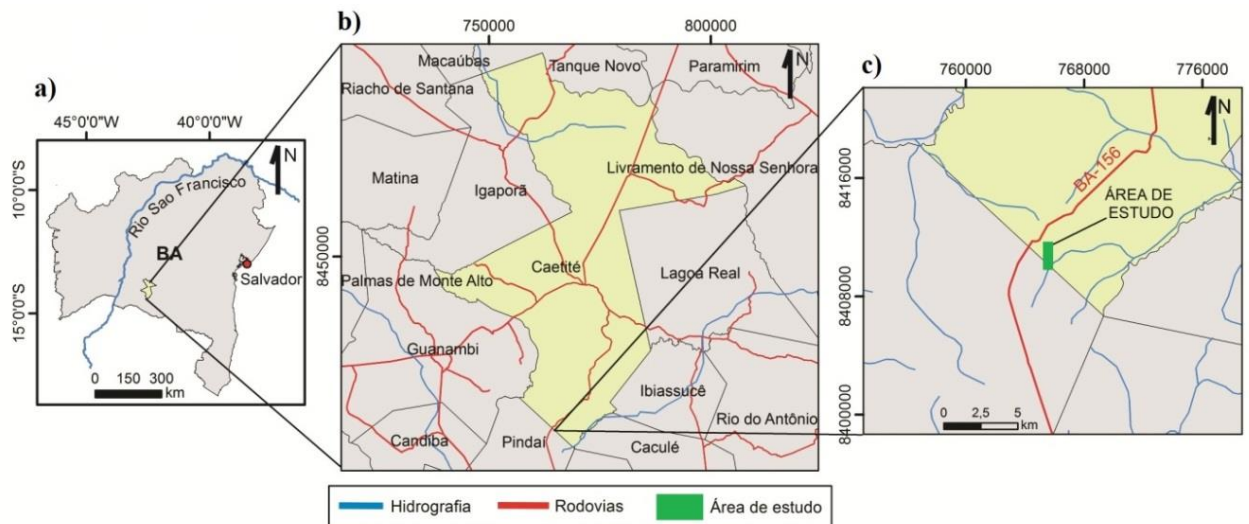


Fig. 6. Mapa de situação (a) e localização (b, c) da área de estudo no município de Caetité, com principais vias de acesso. Fonte: Fernandes (2017).

Os estudos realizados por Fernandes (2017) na Mina Pedra de Ferro permitiram verificar que nela ocorrem concentrações hipogênica de hematita relacionadas com o desenvolvimento de zonas de cisalhamentos transpressionais destrais. Nesse contexto, e a partir dos estudos preliminares obtidos por esse autor, buscou-se no presente trabalho encontrar respostas para as seguintes questões: (i) quais as características petrográficas e químicas das concentrações hipogênica de hematita na área de estudo? (ii) qual a sucessão paragenética e suas relações com a deformação? (iii) quais as variações químicas entre minério e encaixantes? (iv) qual o modelo de evolução metalogenética para o depósito hipogênico estudado? Responder a essas perguntas é dar um importante passo no entendimento do sistema mineralizado em questão, ao tempo que

contribui com o tema específico sobre a formação de minérios hipogênicos de alto teor em cinturões orogênicos.

O objetivo geral deste trabalho é contribuir para a compreensão dos processos metalogenéticos responsáveis pelo enriquecimento hipogênico de ferro hospedados em itabiritos situados em cinturões de dobramentos e cavalgamentos de orógenos intracontinentais, tendo como laboratório de estudo a Mina Pedra de Ferro, situada em Caetité, Bahia. Os objetivos específicos são: (i) determinar características petrográficas, microestruturais e químicas das concentrações de alto teor de hematita; (ii) determinar as estruturas deformacionais da mina, a sucessão paragenética da mineralização e a relação entre eles; (iii) verificar as variações químicas das zonas enriquecidas com relação às rochas encaixantes; (iv) determinar o(s) controle(s) tectônico das concentrações de alto teor de hematita; e (iv) propor um modelo de evolução para o depósito estudado, correlacionando o sistema tectônico regional com a mineralização.

Para atingir os objetivos foram realizadas as seguintes atividades (Fig. 7):

(i) revisão e atualização bibliográfica, a partir do levantamento das principais publicações científicas em artigos, revistas, dissertações, teses, resumos científicos e monografias relacionadas com depósitos de ferro de alto teor e com o contexto regional da área de estudo.

(ii) Trabalhos de campo, totalizando 26 dias, durante o qual foi realizado o mapeamento geológico da área de estudo e coleta de amostras. Foram descritos 13 furos de sondagem realizados pela empresa anteriormente denominada de Bahia Mineração – BAMIN, atualmente denominada de Pedra Cinza, que compõem três seções geológicas. Para essa descrição foram observados aspectos litológicos, como rocha e mineralogia, e estruturais, como foliação (xistosidade e bandamento), dobras e grau de cataclase. Em cada furo foi determinada a orientação da foliação através de um transferidor e a partir do eixo do furo de sondagem, no sentido horário. Para dar suporte à descrição das litologias foram utilizados dados de análises químicas de rocha e de descrições geológicas dos testemunhos, também fornecidos pela empresa (Apêndice A).

(iii) Análise estrutural aplicando modelo de posicionamento espacial das estruturas identificadas e descritas, bem como análise dos processos deformacionais integrando as diversas escalas.

(iv) Estudos petrográficos e microestruturais em 30 seções polidas delgadas de amostras coletadas nos furos de sondagem BRS-352-SRT e BRS-334-SRT. As descrições foram

realizadas no Laboratório de Petrografia do Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia (IGEO-UFBA) e no Laboratório do Núcleo de Geologia Básica (NGB), através de microscópio trinocular Motic BA310Pol. Foram focados aspectos tais como: moda, variação granulométrica, cristalinidade e microestruturas, visando interpretar os processos enriquecedores de minério, bem como a sucessão paragenética, os tipos de alteração hidrotermal e suas relações com as fases deformacionais.

(v) Estudos litogeoquímicos de rocha total nos minérios descritos no depósito e das rochas encaixantes em dez amostras coletadas em furos de sondagem (Apêndices B e C), realizados pela empresa ALS Global. Os óxidos de elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 , P_2O_5 , MnO , Na_2O , Cr_2O_5 e K_2O) foram analisados pelo método ICP-AES. Os elementos menores e/ou traços, tais como Ba, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Th, Pb, Ga, Zn, Cu, Ni, V, Cr, Hf, Cs, Sc, Ta, Co, Be, U, W, Sn, Mo e Au, além de Elementos Terras Raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) foram analisados no espectrômetro de massa (ICP-MS). Os limites de detecção da empresa ALS Global estão apresentados no Apêndice D.

(vi) Estudos microquímicos em hematita por ICP-MS realizados na Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), em duas amostras selecionadas de acordo com a sucessão paragenética interpretada para hematita (Apêndices E, F e G). Além disso, foi realizado na Universidade de São Paulo (USP) estudo microquímico em magnetita por ICP-MS em uma amostra selecionada (Apêndice H). O detalhamento deste método está apresentado no Capítulo 2.

(vii) Organização e integração dos dados e elaboração da Dissertação de Mestrado e de um artigo científico a ser publicado a partir da integração dos dados obtidos e determinação do controle do minério.

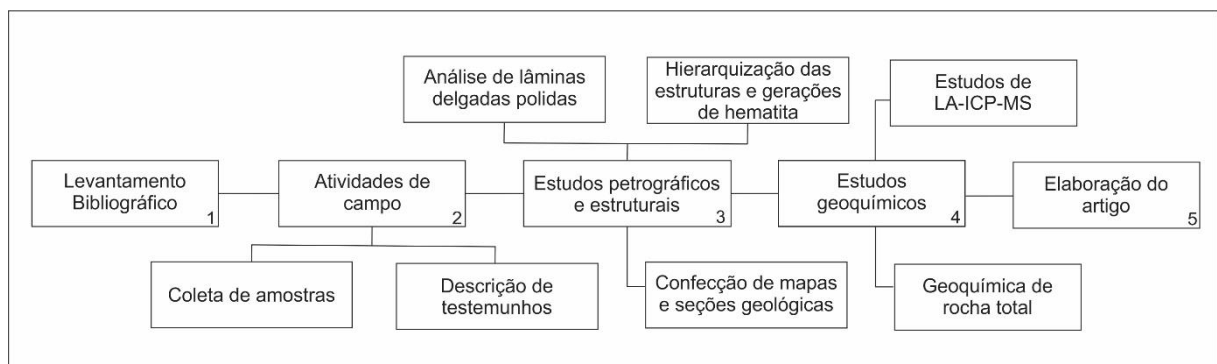


Fig. 7. Fluxograma dos materiais e métodos utilizados na elaboração dessa dissertação.

Apesar do avanço do conhecimento sobre alguns depósitos de alto teor de ferro localizados na região norte do setor Intracontinental do Orógeno Araçuaí-Oeste Congo, ainda há poucos estudos sobre a tipologia desses minérios, bem como de suas características geoquímica e dos controles das mineralizações. A maioria dos estudos referentes aos depósitos concentram-se nas rochas hospedeiras dos minérios. Além disso, há carência no que diz respeito a um modelo que contemple a mineralização. Na Mina Pedra de Ferro, localizada no Corredor do Paramirim, os estudos realizados por Fernandes (2017) sugerem que o minério de alto teor foi formado por processos hipogênicos. Sendo os depósitos de Caetité, além dos estudados por Lanfranchi et al. (2020) e Silva (2022), um dos poucos de alto teor de ferro ali localizados, o presente trabalho vem contribuir com o avanço das pesquisas científicas relacionadas a processos de formação desse tipo de minério no Corredor do Paramirim, visando colaborar com novas descobertas. Além disso, há um grande interesse científico da comunidade geológica nacional e internacional para se compreender os processos mineralizantes desses depósitos em domínios orogênicos intracontinentais, sobretudo quando há mais de um estágio de formação do minério.

Essa dissertação está organizada em três capítulos: O capítulo 1 é a Introdução Geral, com a apresentação do tema, problemas, objetivos, justificativas e materiais e métodos. No capítulo 2 é apresentado o manuscrito de um artigo científico a ser submetido em revista com qualis A1 da CAPES. O capítulo 3 apresenta as conclusões gerais da dissertação incluindo recomendações para trabalhos futuros. Tabelas de dados são apresentadas em apêndices. O artigo foi submetido no Journal of the Geological Society.

Referências

- Alkmim, F.F., Kuchenbecker, M., Reis, H.L., Pedrosa-Soares, A.C., 2017. The Araçuaí Belt. In São Francisco Craton, Eastern Brazil, Springer, Cham, pp. 255-276.
- Angerer, T., Düring, P., Hagemann, S.G., Thorne, W.T., Mccuaig, T.C., 2015. A mineral system approach to iron ore in Archaean and Palaeoproterozoic BIF of Western Australia. Geological Society, London 393, 81–115.
- Angerer, T., Thorne, W., Hagemann, S.G., Tribus, M., Evans, N.J., Savard, D., 2022. Iron oxide chemistry supports a multistage hydrothermal genesis of BIF-hosted hematite ore in the Mt. Tom Price and Mt. Whaleback deposits. Ore Geology Reviews 144, 104840.
- Anjos-Cruz, V., Cruz, S.C., Lobato, L.M., Rios, F.J., Santos, J.S., Lima, G.M.P., 2018. Structural control and hydrothermal evolution model of unusual, high-grade

- metasandstone-hosted iron deposits, mesoproterozoic eastern chapada diamantina, Brazil. *Ore Geology Reviews* 101, 221-272.
- Araujo, J.C.S. and Lobato, L.M., 2019. Modelo deposicional de formações ferríferas hospedeiras de ouro no greenstone belt arqueano Rio Das Velhas, Quadrilátero Ferrífero. In: *IV Simpósio Brasileiro de Metalogenia*, Gramado, Anais, Porto Alegre: p. 52-53.
- Bekker, A., Slack, J.F., Planavsky, N., Krapez, 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.
- Beukes, N.J., Gutzmer, J., Mukhopadhyay, J., 2003. The- geology and genesis of high-grade hematite iron ore deposits. *Applied Earth Science* 112, 18-25.
- Beukes, N.J. and Gutzmer, J., 2008. Origin e Paleoenvironmental Significance of Major Iron Formations at the Archean-Paleoproterozoic Boundary. *Economic Geology* 15, 5-47.
- Bitencourt, C.N., Cruz, S.C.P., Anjos-Cruz, V., Pedrosa-Soares, A.C., Paquette, J.L., Alkmim, A.R., Barbosa, J.S.F., 2019. Rifting events in the southern sector of the Paramirim Aulacogen, NE Brazil: New geochronological data and correlations for the São Francisco–Congo paleocontinent. *Precambrian Research* 326, 417-446.
- Bitencourt, C.N. and Cruz, S.C.P., 2023. Deformational sequence of inversion in the Paramirim Aulacogen, northern region of the intracontinental sector of the Araçuaí Orogen. *Brazilian Journal of Geology* 53, e20220069.
- Borges, J.O., Cruz, S.C.P., Barbosa, J.S.F., Santos, E.S., 2015. Structural framework of rocks of the Lagoa D'anta mine área, iron-manganese Urandi-Caetité-Licínio de Almeida District. *Brazilian Journal of Geology*, 45, 173-192.
- Cruz, S.C.P., Alkmim, F.F., Barbosa, J.S.F., Dussin, I., Correa-Gomes, L.C., 2015. Tectonic inversion of compressional structures in the Southern portion of the Paramirim Corridor, Bahia, Brazil. *Brazilian Journal of Geology* 45, 541-567.
- Dalstra, H.J. and Rosière, C.A., 2008. Structural Controls on High-Grade Iron Ores Hosted by Banded Iron Formation: A Global Perspective. *Economic Geology* 15, 1-34.
- Danderfer-Filho, A., De Waele, B., Pedreira, A.J., Nalini, H. A., 2009. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaco basin within the São Francisco Craton-Brazil. *Precambrian Research* 170, 116–128.
- Danderfer-Filho, A., Lana, C.D.C., Júnior, H.N., Costa, A.F.D.O., 2015. Constraints on the Statherian evolution of the intraplate rifting in a Paleo-Mesoproterozoic paleocontinent:

- New stratigraphic and geochronology record from the eastern São Francisco craton. *Gondwana Research* 28, 668-688.
- Duuring, P., Angerer, T., Hagemann, S.G., Banks, D.A., 2020. Iron deposits hosted by banded iron-formations in the Yilgarn Craton: Products of sequential iron enrichment by magmatic, marine and meteoric fluids. *Ore Geology Reviews* 116, 103251.
- Fernandes, F.F., 2017. Geologia e controle do minério da mina Pedra de Ferro, Caetité, Bahia. Trabalho Final de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 91p.
- Fettes, D.J. and Desmons, J., 2007. *Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks*. Cambridge Univ Pr., 225p.
- Figueiredo e Silva, R.C., Lobato, L.M., Hagemann, S.D.L., Danyushevsky, L., 2009. Laser-ablation ICP-MS analyses on oxides of hypogene iron ore from the giant Serra Norte jaspilite-hosted iron ore deposits, Carajás mineral province, Brazil. In *Proceedings of the 10th Biennial SGA Meeting of The Society for Geology Applied to Mineral Deposits Townsville Australia*, 570-572.
- Figueiredo e Silva, R.C., Lobato, L.M., Rosière, C.A., Hagemann, S., 2013. Petrographic and geochemical studies at giant Serra Norte iron ore deposits in the Carajás mineral province, Pará State, Brazil. *Revista Geonomos* 19, 198-223.
- Figueiredo e Silva, R.C., Lobato, L.M., Zucchetti, M., Hagemann, S., Vennemann, T., 2020. Geotectonic signature and hydrothermal alteration of metabasalts under- and overlying the giant Serra Norte iron deposits, Carajás mineral Province. *Ore Geology Reviews* 120, 103407.
- Gomes, S.D., Berger, S., Figueiredo e Silva, R.C., Rosiere, C.A., Banks, D.A., Lobato, L.M., Hensler, A., Hagemann, S.G., 2018. Oxide chemistry and fluid inclusion constraints on the formation of itabirite-hosted iron ore deposits at the eastern border of the southern Espinhaço Range, Brazil. *Ore Geology Reviews* 95, 821-848.
- Haddad-Martim, P.M., Carranza, E.J.M., de Souza Filho, C.R., 2018. The fractal nature of structural controls on ore formation: the case of the iron oxide copper-gold deposits in the Carajás Mineral Province, Brazilian Amazon. *Economic Geology* 113, 1499-1524.
- Hagemann, S.G., Rosière, C.A., Lobato, L., Baars, F., Zucchetti, M., Figueiredo e Silva, R.C., 2006. Controversy in genetic models for high grade BIF related Fe deposits: unifying or

- discrete model(s)? Australian Institute of Mining and Metallurgy. Iron Ore Conference, Perth, Australia 8, pp. 67-71.
- Hagemann, S.G., Rosiere, C., Gutzmer, J., Beukes, N.J., 2008. Glossary of terms, banded iron formation-related high-grade iron ore. *Reviews in Economic Geology* 15, 411-414.
- Hagemann, S.G., Angerer, T., Duuring, P., Rosière, C.A., Figueiredo e Silva, R., Lobato, L.M Walde, D.H.G., 2016. BIF-hosted iron mineral system: a review. *Ore Geology Reviews* 76, 317-359.
- Hensler, A.S., Hagemann, S.G., Rosière, C.A., Angerer, T., Gilbert, S., 2015. Hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction associated with hypogene “hard” iron ore mineralisation in the Quadrilátero Ferrífero, Brazil: Implications from in-situ laser ablation ICP-MS iron oxide chemistry. *Ore Geology Reviews* 69, 325-351.
- Lanfranchi, R., Cruz, S.C.P., Rocha, W.F., 2020. Application of remote sensing and reflectance spectroscopy to explore iron-enriched domains in the north region of the intracontinental sector of the Arauaí West Congo Orogen. *Ore Geology Reviews*, 128, 103916.
- Lobato, L. M., Figueiredo e Silva, R.C., Rosière, C.A., Zucchetti, M., Baars, F.J., Pimentel, M., Rios, F.J., Seoane, J.C.S., Monteiro, A.M., 2005. Hydrothermal origin for the iron mineralization, Carajás Province, Pará state, Brazil. *Proceedings iron ore*, 99-110.
- Lobato, L.M., Hagemann, S.H., Figueiredo e Silva, R.C., Thorne, W., Zucchetti, M., 2008. Hypogene alteration associated with BIF-related iron ore mineralization. *Reviews in Economic Geology* 15, 107-128.
- Mukhopadhyay, J., 2020. Archean banded iron formations of India. *Earth-Science Reviews* 201, 102927.
- Ohmoto, H., 2003. Nonredox transformation of magnetite-hematite in hydrothermal Systems. *Economic Geology* 98, 157–161.
- Robbins, L.J., Funk, S.P., Flynn, S.L., Warchola, T.J., Li,Z., Lalonde, S.V., Heaman, L.M., 2019. Hydrogeological constraints on the formation of Palaeoproterozoic banded iron formations. *Nature Geoscience* 12, 558-563.
- Rosière, C.A., Spier, C.A., Rios, F.J., Suckau, V.E., 2008. The itabirites of the Quadrilátero Ferrífero and related high-grade iron ore deposits: An overview. *Reviews in Economic Geology* 15, 223-254.
- Santos, M.S., 2017. Magnetitização e hematitização em zonas de cisalhamento de cinturões orogênicos intracontinentais: o exemplo do setor norte da Sequência Metavulcanossedimentar Igaporã-Licínio de Almeida, Bahia, Brasil. *Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia*, 146p.

- Santos, M.S., Cruz, S.C., Lobato, L.M., Mandetta, P., Burgos, C.M., 2020. Structural and hydrothermal evolution of the shear-zone-related iron-oxide enrichment in metavolcano-sedimentary rocks of the intracontinental arauaí orogen: The case of the Espírito Santo iron deposit. *Ore Geology Reviews* 140, 103719.
- Silva, I.P., 2022. Caracterização mineralógica e litogeoquímica de formações ferríferas – estudo de caso: seção geológica do depósito ferrífero do Alvo Papa Mel, Caetité, Bahia. Trabalho Final de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 87p.
- Spier, C.A., de Oliveira, S.M.B., Rosière, C.A., Ardisson, J.D., 2008. Mineralogy and trace-element geochemistry of the high-grade iron ores of the Águas Claras Mine and comparison with the Capão Xavier and Tamanduá iron ore deposits, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Mineralium Deposita* 43, 229-254.
- Sun, X.H., Tang, H.S., Luan, Y., Chen, J.H., 2020. Geochronological constraints on the genesis of high-grade iron ore in the Gongchangling BIFs from the Anshan-Benxi area, North China Craton. *Ore Geology Reviews* 122, 103504.
- Vitória, R.S., Cruz, S.C.P., Conceição, H., 2022. Geology of the neoproterozoic-rhyacian supracrustals of the northern intracontinental sector of the Arauaí orogen: evidence for overlapping basins. *Journal of South American Earth Sciences* 119, 103943.
- Viveiros, J.F.M., 2012. Geologia do Depósito e o Projeto de Minério de Ferro de Caetité, Bahia. In: SIMEXMIN, Ouro Preto. Disponível em https://www.adimb.com.br/simexmin2012/wp-content/themes/simexmin/palestras/09-Projetos_%20Ferro/IX_5_Claret.pdf.

CAPÍTULO 2

MINÉRIO DE FERRO DE ALTO TEOR NO SETOR NORTE DO DOMÍNIO INTRACONTINENTAL DO ORÓGENO ARAÇUAÍ, BAHIA, BRASIL: CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E MODELO EVOLUTIVO

Minério de ferro de alto teor no setor norte do domínio intracontinental do Orógeno Araçuaí, Bahia, Brasil: caracterização geológica e modelo evolutivo

Fernandes, F. F.¹; Cruz, S. C. P.¹; Rosière, C. A.²; Santos, M. S.¹

1. Universidade Federal da Bahia (UFBA). Programa de Pós-Graduação em Geologia. Rua Barão de Jeremoabo s/n, Instituto de Geociências, Ondina, Salvador - Bahia/Brasil.

2. Universidade Federal de Minas Gerais. Centro de Pesquisas Prof. Manoel Teixeira da Costa – Instituto de Geociências. Av. Antônio Carlos 6627, Campus Pampulha, Belo Horizonte – Minas Gerais/Brasil.

ABSTRACT

The Igaporã-Licínio de Almeida Metavolcano-Sedimentary Sequence, located in the northern region of the intracontinental sector of the Araçuaí Orogen, stands out for the occurrence of hematites with an iron content exceeding 66% by weight. The overall objective of this paper is to understand the processes responsible for the hypogenic iron enrichment in the itabirites of this Sequence at the Pedra de Ferro Mine (MPF). Structural, petrographic, microstructural, and chemical characteristics of the iron-rich domains and their host rocks were determined, deformation structures were defined, with interpretation of the paragenetic succession of hydrothermal alteration and the control of mineralization, along with a proposed metallogenetic evolution model. The microstructural study allowed the identification of four hematite types, which were associated with four deformation phases (D_{n-1} , D_n , D_{n+1} , and D_{n+1}), three of which are compressive, related to the inversion of the Paramirim Aulacogen, and one extensional. Whole-rock geochemical studies in itabirites suggest that the protolith of these rocks was deposited in a restricted marine basin, with detrital contribution, in a suboxic environment. The geochemical signature for REE is similar to rocks with deposition ages <1.9 Ga. The distribution diagrams of rare earth elements and trace elements in whole rock were compared with data from slightly hydrothermalized quartz-itabirite from the Espírito Santo target, located north of the MPF, with results obtained from itabirite from the Horto-Baratinha deposit (Serpentina Group; Espinhaço Supergroup), and with data from hematitic domains of hydrothermal alteration zones in sandstones of the Eastern Chapada Diamantina, as well as from other regions of Brazil and the world. The similarity between the REE data from the Espírito Santo target itabirite and the less hydrothermalized Serpentina Group itabirites with the study area itabirites suggests similar environmental deposition conditions for these rocks. LA-ICP-MS chemical analyses were performed on hematite crystals of two typologies (hematite oriented according to $S_0/S_{n-1}/S_n$ and cataclastic) and on magnetite. Two distinct REE chemical signatures are noted for the oriented hematite of the MPF: (i) predominance of HREE over LREE, negative Y anomalies, and positive Eu anomalies; lower LREE contents compared to whole rock and is quite similar to the patterns observed in hematite from quartz-itabirites of the Espírito Santo target; and (ii) higher LREE and HREE values when compared to whole rock

values. Multi-element diagrams were constructed showing the subtle enrichment in REE in the cataclastic generation of hematite, in addition to high amounts of REE in magnetite. Finally, it is interpreted that inter- and intrastratal shear zones related to the inversion of the Paramirim Aulacogen promoted the formation of $S_0//S_{n-1}//S_n$ transposition foliation, which controls the formation of high iron content domains. The data suggest that iron enrichment occurred before the development of folds that control the deposit morphology. Cataclasis contributed to the formation of fragments more susceptible to weathering agents, but in ore already previously enriched. The high-grade ore-forming process is hypogenic, with the participation of oxidizing fluids that led to the crystallization of hematite from magnetite and quartz dissolution.

Keywords: hematite; itabirite; structural control; mineralization; hydrothermalism.

1. INTRODUÇÃO

Minérios de ferro de alto teor, com teores que variam de 60 a 66% do peso em Fe (Hagemann et al., 2008) representam uma importante fonte mundial de exploração para suprir o mercado nacional e internacional, especialmente em países em desenvolvimento, como é o Brasil. Eles também são denominados de “direct shipping ore”, por poderem ser enviados diretamente para as usinas siderúrgicas sem necessidade de beneficiamento. Ocorrem comumente hospedados em formações ferríferas bandadas neoarqueanas e proterozoicas como corpos controlados por estruturas tectônicas (Beukes et al., 2003; Hagemann et al., 2006, 2016; Dalstra and Rosière, 2008; Angerer et al., 2015, 2022; Anjos-Cruz et al., 2018, Santos et al., 2020). Diferentes modelos metalogenéticos já foram propostos para explicar a gênese desse tipo de minério (Angerer et al., 2015; Hensler et al., 2015; Hagemann et al., 2016; Haddad-Martim et al., 2018, Santos et al., 2020).

No embasamento da região norte do setor intracontinental do Orógeno Araçuaí-Oeste Congo - NSIO (Borges et al., 2015; Cruz et al., 2015) (Fig. 1) afloram terrenos *greenstone belt* arqueanos e sequência metavulcanossedimentares de idades paleoarqueana a toniana (Danderfer-Filho et al., 2009, 2015; Menezes Leal et al., 2018; Bitencourt et al., 2019; Vitória et al., 2022). Itabirito e hematitito da Sequência Metavulcanossedimentar Igaporã-Licínio de Almeida (Santos et al., 2020), de idade ainda não determinada, afloram no Cinturão Endodérmico de Dobramentos e Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Setentrional, um dos componentes do NSIO. Essas rochas são cavalgadas por pacotes de quartzitos, gonditos, queluzitos, rochas carbonato-silicáticas e filitos manganésíferos (Borges, 2012; Borges et al., 2015), bem como por xistos aluminosos e corpos de anfíbolitos.

Os estudos pioneiros de mapeamento geológico que culminaram com a descoberta do depósito Pedra de Ferro ocorreram entre os anos de 1970-1980, publicado por Moraes et al.

(1980). As pesquisas exploratórias ocorreram a partir de 2005, em uma área de 3.075,71 ha e desde então já foram perfurados mais de 60.000m de furos de sondagem (Ormond. 2021). De acordo com essa autora, a mina possui reservas lavráveis em torno de 557,2 milhões de toneladas de minério de ferro alta qualidade e baixo contaminantes, com previsão de 30 anos de operação. Os hematitos possuem teores de ferro entre 63-69,94% e os itabiritos entre 20-62,9%, correspondendo a 25 e 75% da jazida, respectivamente. Ainda de acordo com Ormond (2021), os produtos gerados na mina são de elevada qualidade para o mercado nacional e internacional, com *Direct Shipping Ore* (DSO, 65% de ferro), *Pellet Feed* para redução direta (68,5% de ferro) e concentrado para alto forno (67% de ferro).

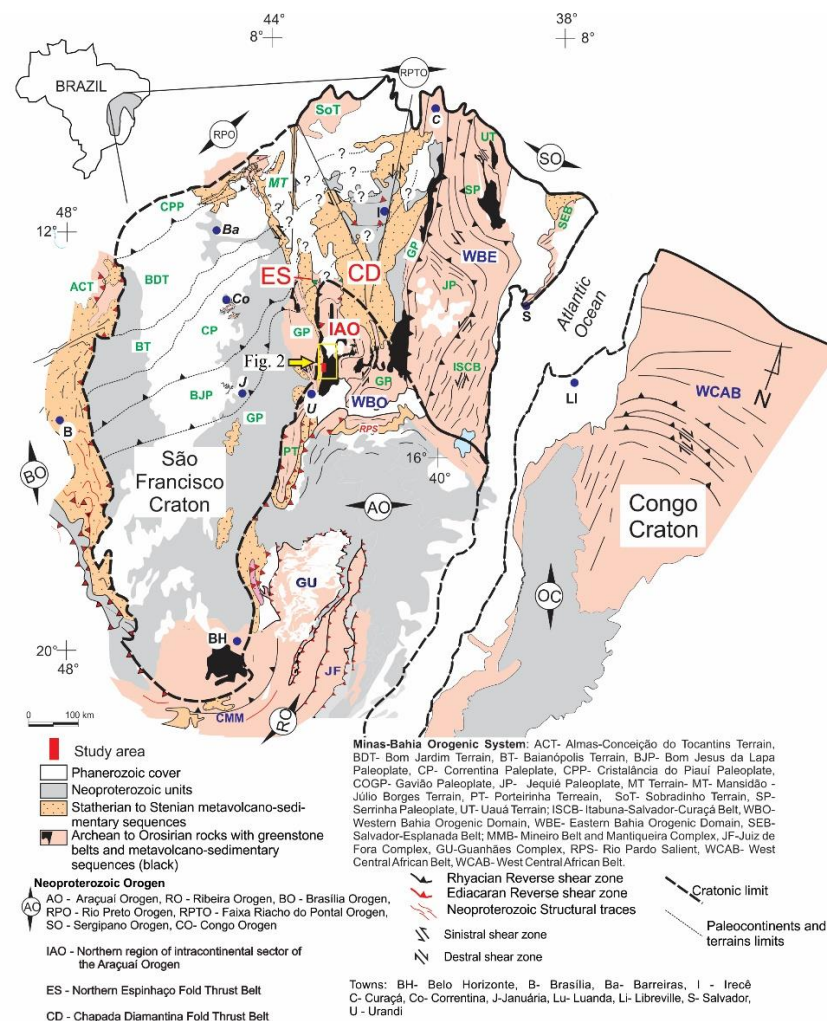


Fig. 1. Mapa geológico simplificado do setor intracontinental do Orógeno Araçuai-Oeste Congo mostrando localização da área de estudo (retângulo vermelho). Modificado de Cruz et al. (2024). Notar localização da Figura 2.

O objetivo deste artigo é apresentar os resultados dos primeiros estudos geológicos de detalhe e metalogenéticos realizados em hematitos com alto teor de ferro hospedados em itabiritos à hematita da Mina Pedra de Ferro e relacionados com a Sequência Metavulcanossedimentar Igaporã-Licínio de Almeida (Santos et al., 2020). Busca-se com isso

contribuir para a compreensão do controle estrutural e dos processos responsáveis pela formação de minério de alto teor de ferro em orógenos intracontinentais.

2. GEOLOGIA REGIONAL

A evolução tectônica da região norte do setor intracontinental do Orógeno Araçuaí (Fig. 1) (Cruz, 2004; Pedrosa-Soares et al., 2007; Alkmim et al., 2006; Cruz et al. 2012, 2015; Borges et al., 2015; Bitencourt et al., 2019) está relacionada com a inversão do Aulacógeno do Paramirim durante o Ediacarano (Cruz e Alkmim, 2006, 2017). Nesse contexto, destacam-se os cinturões endodérmicos de dobramentos e cavalgamentos da Chapada Diamantina Ocidental, a leste, e da Serra do Espinhaço Setentrional (Danderfer-Filho 1990, 2000), a oeste, onde se localiza a Mina Pedra de Ferro (Fig. 2).

O embasamento da região norte do setor intracontinental do Orógeno Araçuaí é constituído por (Fig. 1): (i) metagranitoides paleo, meso e neoarqueanos, foliados ou gnaissificados, bem como granulito riaciano e migmatitos riaciano-orosirianos (Nutman e Cordani 1993, Santos-Pinto et al., 1998, 2012; Arcanjo et al., 2005, Cruz et al., 2012, Medeiros et al., 2017, Barbosa et al., 2020, Cruz et al., 2024); (ii) *greenstone belts* arqueanos (Menezes Leal et al., 2015, 2018) e sequências metavulcanossedimentares neoarqueanas (Bastos-Leal et al., 2003, Vitória et al., 2022), riacianas (Cruz et al., 2017, Vitória et al., 2022) e de idade incerta (Sequência Metavulcanossedimentar Igaporã-Licínio de Almeida; Santos et al., 2020; Fig. 2), nas quais, em conjunto, ocorrem metabasaltos intercalados a metapelitos, mármores manganesíferos e dolomíticos, rochas carbonatossilicáticas e calcissilicáticas, bem como quartzitos e itabiritos; e (iii) granitoides siderianos-riacianos-orosirianos associados ao magmatismo do Orógeno do Oeste da Bahia (Cruz et al., 2016, 2024 e referências citadas).

As rochas de preenchimento do Aulacógeno do Paramirim integram os supergrupos Espinhaço e São Francisco. O primeiro, com idade de deposição entre 1,77 a 0,9 Ga (Danderfer-Filho-Filho et al., 2009, 2015; Guadagnin et al., 2015, Cruz et al., 2023) tem predominância de rochas siliciclásticas continentais com metavulcânicas subordinadas (Cruz e Alkmim, 2017, Cruz et al., 2024). O segundo compreende uma associação de rochas siliciclásticas, na base, predominando diamictitos, e carbonáticas no topo (Guimarães et al., 2012, Cruz e Alkmim, 2017). A idade máxima de sedimentação para os diamictitos é 0,87 Ga (Figueiredo et al., 2009). Santana et al. (2021) encontraram rochas metavulcânicas ácidas intercaladas com carbonatos, com idade de cristalização (zircão, U-Pb, LA-ICP MS) de 669 ± 14 . O magmatismo anorogênico do aulacógeno compreende a Suíte Intrusiva Lagoa Real (Arcanjo et al., 2005),

com metagranitoides de idades de cristalização variando entre 1762 ± 9 e 1686 ± 6 Ma (Cruz et al., 2024 e referências citadas).

Diques e *sill* máficos, gabróicos, com variações diabásicas e toleííticas intrudem as rochas do Supergrupo Espinhaço. Dois conjuntos de idades foram obtidos; (i) ca. 1,5 Ga (Loureiro et al., 2010; Babinski et al., 1999; Guimarães et al., 2005); e (ii) entre ca. 0,9 e 0,8 Ga (Danderfer-Filho et al., 2009; Loureiro et al., 2010).

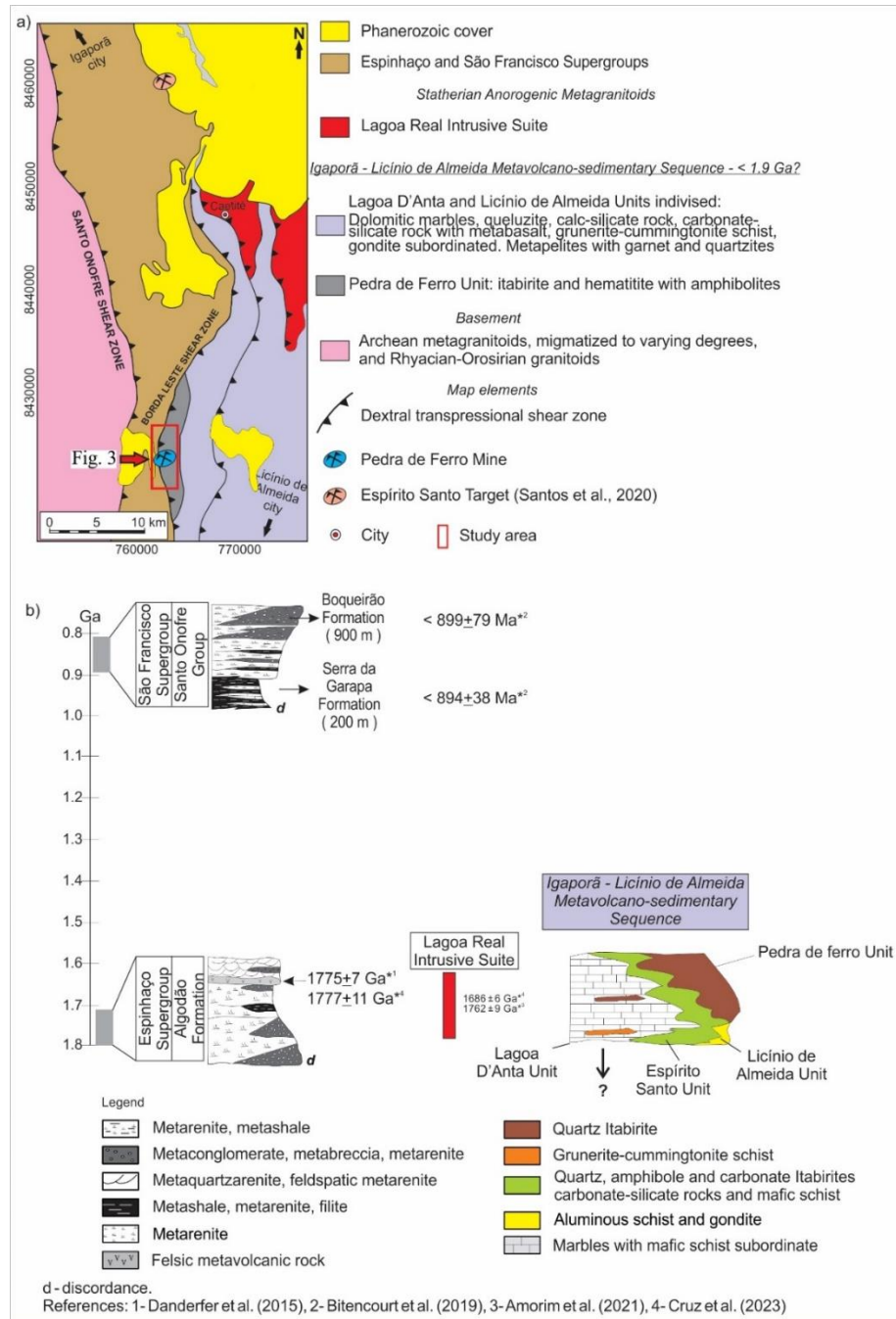


Fig. 2. Contexto regional e estratigráfico das unidades da Mina Pedra de Ferro: (a) Mapa geológico no setor sul do Cinturão de Dobramentos e Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Setentrional com a localização da área de estudo (ver Figura 1). Modificado de Rocha et al. (1998) a partir das unidades definidas neste trabalho; (b) coluna estratigráfica da Sequência Metavulcanossedimentar Igaporã-Licínio de Almeida. Modificadade Cruz et al. (2023).

No setor sul do Cinturão de Dobramentos e Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Setentrional (Danderfer-Filho, 2000; Guimarães et al., 2012; Cruz et al., 2012), as unidades da Sequência Metavulcanossedimentar Rio São João (Cruz et al., 2017) cavalgam as rochas da Sequência Metavulcanossedimentar Igaporã-Licínio de Almeida e as proterozoicas dos supergrupos Espinhaço e São Francisco, sendo cavalgadas por metagranitoides estaterianos através da zona de cisalhamento Borda Leste (Danderfer-Filho, 2000; Cruz et al., 2012). O arcabouço estrutural dominante é de um sistema de cisalhamento transpressional dextral com estruturas em flor positiva, *pop-up* e dobras com geometrias e escalas diversas (Cruz et al., 2012; Borges et al., 2015; Bitencourt et al., 2019, Bitencourt e Cruz 2023).

3. GEOLOGIA DO DEPÓSITO PEDRA DE FERRO

As ocorrências de itabirito na serra do Espinhaço Setentrional (Fig. 1) tem o seu histórico inicial relacionado com os estudos geológicos regionais realizados por Moraes et al. (1980), no qual os autores reconhecem a existência de rochas ricas em ferro. Somente a partir de 2005 é que os estudos exploratórios foram iniciados, já tendo sido realizado mais de 60.000 m de furos de sonda na área da mina (Ormond, 2021). Segundo essa autora, a reserva lavrável é de 557,2 milhões de toneladas e a vida útil de 30 anos, com produção de produtos com teores acima de 65% de ferro, dos tipos *Direct Shipping Ore*, *Pellet Feed* para redução direta e concentrado para alto forno. Os produtos são, portanto, de qualidade elevada e comparáveis com os dos melhores minérios mundiais.

A Sequência Igaporã-Licínio de Almeida, onde localizam-se as rochas estudadas neste trabalho, compreende principalmente um conjunto de rochas metassedimentares de idade ainda não definida: (i) carbonáticas (queluzitos, rochas carbonato-silicáticas, mármore manganésíferos e dolomíticos), gondito e filito manganésífero, além de itabirito e grunerita xisto (Borges, 2012; Borges et al., 2015) agrupados neste trabalho na Unidade Lagoa D'Anta; (ii) xistos aluminosos e quartzito da Unidade Licínio de Almeida; (iii) associação de rocha metamáfica, itabirito quartzoso, anfibolítico e carbonático da Unidade Espírito Santo; e (iv) itabirito e hematitito da Unidade Pedra de Ferro (Fig. 3). Anfibolitos de granulação fina encontram-se intercalados com as rochas de todas as unidades, predominando na Licínio de Almeida. Essas unidades foram colocadas na base do Supergrupo Espinhaço por Rocha et al. (1988) e posteriormente como unidades do embasamento do Aulacógeno do Paramirim por Cruz et al. (2009, 2014). Mais recentemente, elas foram comparadas com unidades que afloram na região de Guanhões (Fig. 1), bem como na borda leste e na região sul da serra do Espinhaço Setentrional por Rosière et

al. (2019), Braga et al. (2019), Barrote et al. (2020) e Pagung et al. (2023). Entretanto, ainda não existem dados geocronológicos que corroborem essa interpretação.

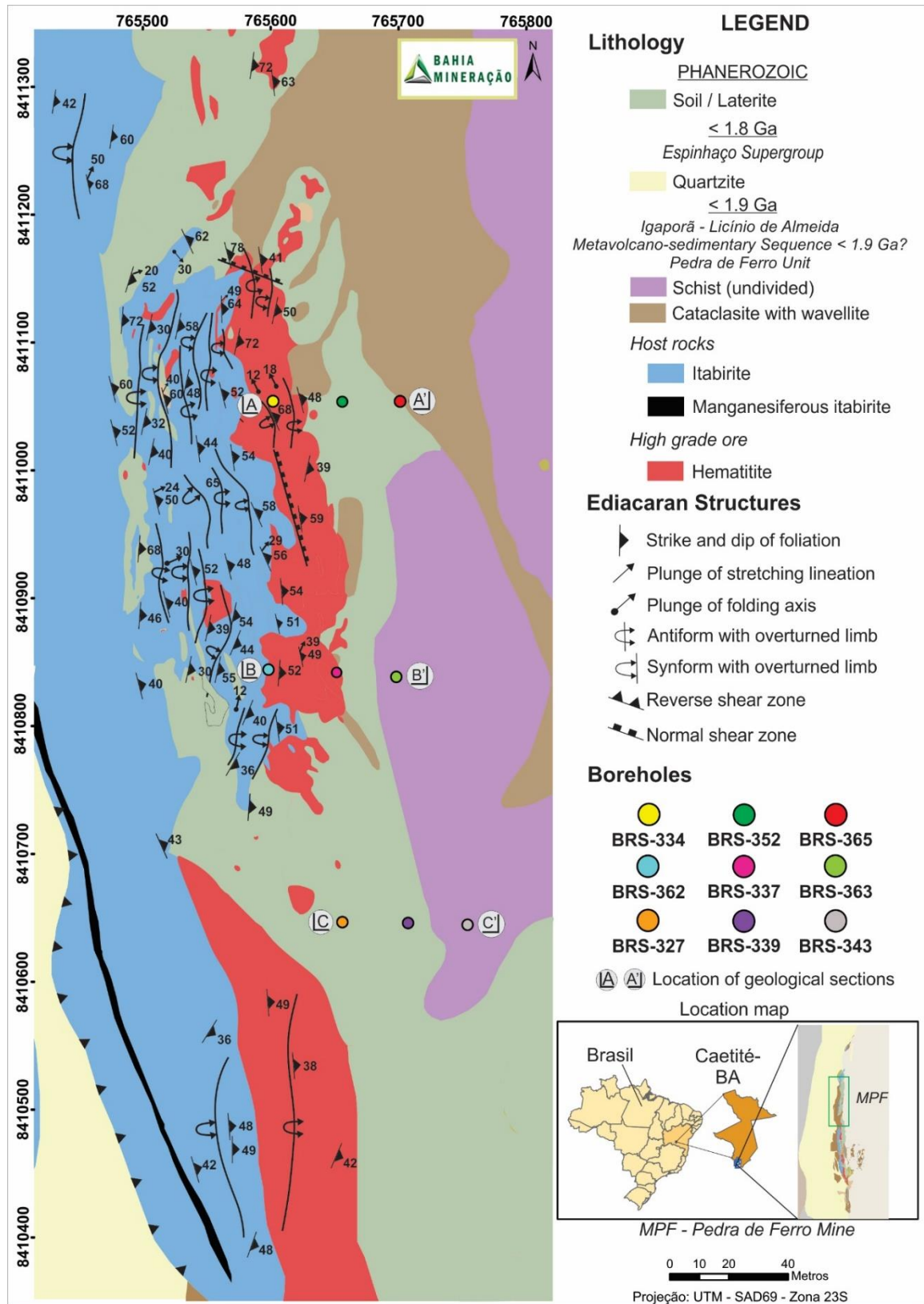


Fig. 3. Mapa geológico da Mina Pedra de Ferro com principais litologias e estruturas deformacionais cartografadas. Modificado de BAMIN (2014). A localização dessa Figura está na Figura 2.

4. AMOSTRAGEM, MATERIAIS E MÉTODOS

Trabalhos de campo foram realizados para a atualização estrutural de um mapa geológico na escala 1:1000, cedido pela empresa Bahia Mineração – BAMIN, bem como para a descrição de 13 furos de sondagem, que estão distribuídos em três seções geológicas (Fig. 3). A geometria das estruturas deformacionais foi interpretada através do mapa geológico e das seções geológicas geradas a partir dos dados de furo de sondagem.

Os estudos petrográficos e microestruturais ocorreram em trinta seções delgadas polidas visando a definição de moda, variação granulométrica, cristalinidade e microestruturas. Dois conjuntos de dados geoquímicos de rocha total são utilizados neste trabalho: (i) análises de elementos maiores (Fe_2O_{3t} (Ferro total) e SiO_2) para 152 amostras dos 13 furos de sondagem descritos (Apêndice A), cedidos pela empresa Bahia Mineração – BAMIN; e (ii) análises geoquímicas de rocha total para dez amostras, que foram realizadas por Australian Laboratory Services P/L – ALS Global (Apêndices B e C).

Os óxidos de elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_{3t} (ferro total), MgO , CaO , TiO_2 , P_2O_5 , MnO , Na_2O , Cr_2O_5 e K_2O) foram analisados por fusão com tetraborato de lítio seguido pela dissolução do material fundido e análise por ICP-AES. Os elementos menores e/ou traços, tais como Ba, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Th, Pb, Ga, Zn, Cu, Ni, V, Cr, Hf, Cs, Sc, Ta, Co, Be, U, W, Sn, Mo e Au, além de Elementos Terras Raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) foram analisados por fusão com borato de lítio e determinação por ICP-MS. Os limites de detecção estão apresentados no Apêndice D. Nos apêndices A e B, os valores de ferro total foram recalculados para Fe considerando a massa atômica do oxigênio = 16u e a massa atômica do Fe = 56u, resultando numa razão de 0,699 para Fe_2O_3 . As anomalias de (i) Ce/Ce^* , (ii) Pr/Pr^* , (iii) Eu/Eu^* , (iv) Gd/Gd^* e (v) Y/Y^* foram calculadas de acordo com Bau e Dulski (1996): (i) $\text{Ce}/\text{Ce}^*_{\text{SN}} [\text{Ce}_{\text{SN}}/(0.5 \text{La}_{\text{SN}} + 0.5 \text{Pr}_{\text{SN}})]$; (ii) $\text{Pr}/\text{Pr}^*_{\text{SN}} [\text{Pr}_{\text{SN}}/(0.5 \text{Ce}_{\text{SN}} + 0.5 \text{Nd}_{\text{SN}})]$; (iii) $\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{SN}} [\text{Eu}_{\text{SN}}/(0.67 \text{Sm}_{\text{SN}} + 0.33 \text{Gd}_{\text{SN}})]$; (iv) $\text{Gd}/\text{Gd}^*_{\text{SN}} [\text{Gd}_{\text{SN}}/(0.5 \text{Eu}_{\text{SN}} + 0.5 \text{Tb}_{\text{SN}})]$; e (v) $\text{Y}/\text{Y}^*_{\text{SN}} [\text{Y}_{\text{SN}}/(0.5 \text{Dy}_{\text{SN}} + 0.5 \text{Ho}_{\text{SN}})]$. As anomalias de La/La^* foram calculadas por $[\text{La}_{\text{N}} / (3 * \text{Pr}_{\text{N}}) - (2 * \text{Nd}_{\text{N}})]$ segundo Bolhar et al. (2004).

Duas amostras foram selecionadas para análise de química mineral em hematita a partir de Laser Ablation Inductively Coupled Mass Spectrometry (LA-ICP-MS) (Apêndices E-G). Foram selecionados grãos de hematita orientada e hematita cataclástica em função da granulação e também por possuírem maior número de grãos para análise. Os elementos analisados (Ti, V, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd,

Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, W, Au, Pb, Th e U) de grãos dessas tipologias de hematita das amostras BRS-352-04 e BRS-352-21 foram determinados utilizando o sistema Laser Ablation New Wave Research UP-213 acoplado a um espectrômetro de massa (ICP-MS Agilent Technologies 7700x) do laboratório da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), Minas Gerais. Os dados foram obtidos em 55 s, com pontos de 30- μm , intensidade do pulso de 8-9 J/cm^2 e frequência de luz do laser de 10 Hz. As amostras foram submetidas à ablação em uma atmosfera de He de ultra-alta pureza, sendo posteriormente misturada com Ar para transporte do material para o ICP-MS.

Uma amostra (BRS-352-19) foi selecionada para análise de química mineral em grãos de magnetita através do espectrômetro de massa Thermo iCAP Q acoplado em uma Laser Ablation (NEW WAVE UP-213) do Laboratório de Química da Universidade de São Paulo (USP). O laser analisou com potência de 90%, frequência de 12 Hz e fluência 2,76 J/cm^2 . O tamanho do spot e de 65 μm . Os dados encontram-se no Apêndice H.

5. RESULTADOS

5.1. Litotipos

Na Mina Pedra de Ferro são encontrados principalmente (Fig. 3): (i) itabirito (*Sensu* Hagemann et al., 2008) (Figs. 4a, 4b); (ii) hematitito (Figs. 4c, 4d); e (iii) cataclasito hospedados em itabirito e hematitito, encontrados somente onde são truncados por zonas de cisalhamento com movimento normal (Figs. 4e, 4f). Itabirito possui um bandamento metamórfico pela intercalação de níveis com proporções variadas de quartzo e hematita. A espessura individual das bandas varia de poucos milímetros a até 10cm. Por sua vez, a espessura dessa unidade litológica atinge 100m (Fig. 5a e Apêndices I, J). Hematitito forma corpos lenticulares dentro das camadas de itabirito, sendo constituído por mais de 81 % de hematita. Essas rochas representam o minério de ferro de alto teor, com ferro (Fe) superior a 60% nas amostras analisadas neste trabalho. Itabirito e hematitito gradam lateralmente entre si ou alternando-se no bandamento composicional. Mais raramente, essas rochas intercalam-se com anfibolitos de granulação fina, que estão fortemente xistificados e encontram-se paralelizados ao bandamento gnáissico. O contato entre essas rochas é brusco ou transicional. Os cataclasitos ocorrem nas zonas de cisalhamento com movimento normal, variando entre proto a ultracataclasitos (*sensu* Sibson, 1977) (Fig. 4f). As rochas cataclasadas estão parcialmente, desagregadas, podendo ser classificadas como itabirito ou hematitito friável.

5.2. Estruturas deformacionais

O bandamento composicional é de origem tectono-metamórfica caracterizado pela intercalação de bandas descontínuas de quartzo e óxido de ferro, principalmente hematita, com intercalações de espessura variada entre 1 e 5cm. No plano de bandamento desenvolve-se xistosidade caracterizada pela orientação preferencial de palhetas de hematita em posição plano-axial a dobras intrafoliais sem raízes, constituindo uma trama do tipo $S_0//S_{n-1}//S_n$, cujo plano modal possui atitude 084/42 no itabirito e 085/39 no hematitito (Figs. 6b, c).

A lineação de estiramento mineral (L_{X_n}) é marcada por grãos e agregados alongados de quartzo, principalmente no itabirito, com concentração máxima em 199/49 (Fig. 6d). Raramente, essa estrutura pode ocorrer em hematitito com até 10% de quartzo (Fig. 6e). Uma lineação mineral (L_{M_n}), marcada pela orientação preferencial dos cristais de hematita posiciona-se paralelamente à lineação de estiramento. Em muitos afloramentos essas lineações são paralelas a eixos de crenulação (L_{C_n}) (Fig. 4i).

As dobras observadas são predominantemente fracamente inclinada (*sensu* Fleuty, 1964), desarmônicas, assimétricas, apertadas a isoclinais, em alguns casos com perfil *chevron* (*Sensu* Ramsay 1967, 1974) com o desenvolvimento de estruturas parasíticas em S, Z e M (Fig. 4j), com vergência geral para W a WSW (Figs. 3, 4j, 5). Essas estruturas possuem foliação plano axial (S_{n+1}) marcada pela orientação preferencial de hematita platiforme e distribui-se em leque, especialmente na zona de charneira.

As dobras são truncadas por zonas de cisalhamento rúpteis a dúctil- rúpteis, espaçadas, com direção NW-SE (Fig. 3), com mergulhos que variam de 40 a 60° e com movimento normal (Fig. 4k). Nas zonas dúctil - rúpteis, os principais indicadores de movimento e observados no plano XZ são estruturas S/C e dobras parasíticas assimétricas (Fig. 4k, l). Nesses locais a rocha apresenta grau variado de cataclase e enriquecimento constituindo rochas da série cataclástica (proto a ultracataclasitos). Os cataclasitos com profundidade menor que 30m estão -preenchidos por wavelita (Fig. 4e).

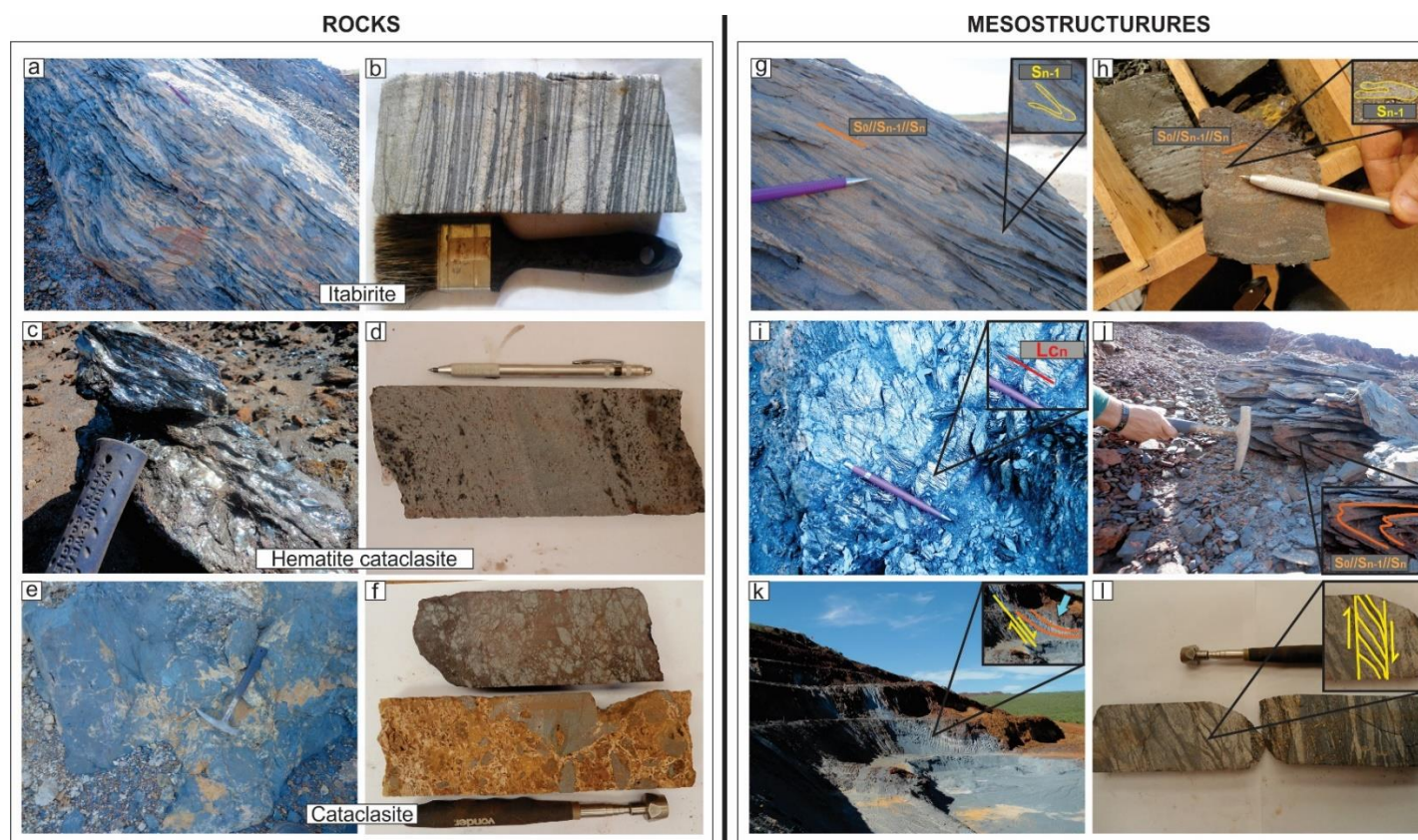


Fig. 4. Aspectos macroscópicos (a-f) das principais litologias e estruturas identificadas (g-l) na Mina Pedra de Ferro: (a) afloramento de itabirito; (b) itabirito em testemunho de sondagem BRS-342-SRT (profundidade 125,7m); (c) hematitito com xistosidade marcada pela orientação preferencial de hematita; (d) hematitito em testemunho de sondagem BRS-334-SRT (profundidade 10,45m); (e) afloramento de cataclasito com wavellita em domínios associados a zonas de cisalhamento com movimento normal; (f) Comparação entre protocataclasitos sem e com fragmento selados por wavellita (profundidades 18,25m e 15,55m), ambos em testemunho de sondagem BRS-352-SRT; (g) detalhe da foliação metamórfico-deformacional $S_0//S_{n-1}/S_n$, constituída por bandamento composicional e xistosidade, em itabirito. Nos níveis claros predominam quartzo e nos mais escuros, hematita. Destaque para dobra isoclinal intrafolial com exposição da foliação $S_0//S_{n-1}$; (h) detalhe de xistosidade $S_0//S_{n-1}/S_n$ em hematitito, com destaque para dobra isoclinal intrafolial com exposição da foliação $S_0//S_{n-1}$. (furo BRS-352-SRT, profundidade 52,90m); (i) detalhe de lineação de crenulação L_{c_n} , que ocorre paralela à lineação de estiramento mineral L_{x_n} , em hematitito; (j) dobras parasíticas apertadas desenvolvidas em itabirito. A estrutura dobrada é a foliação metamórfica $S_0//S_{n-1}/S_n$; (k) dobra de arrasto em hematitito, indicada por seta azul, sugerindo a presença de zona de cisalhamento com movimento normal (*Extensional shear zones* *Sensu* Twiss e Moore, 2007). Visada para norte; (l) detalhe de estrutura S/C com movimento aparente normal em testemunho de sondagem de itabirito (furo BRS-319-SRT, profundidade 155,15m).

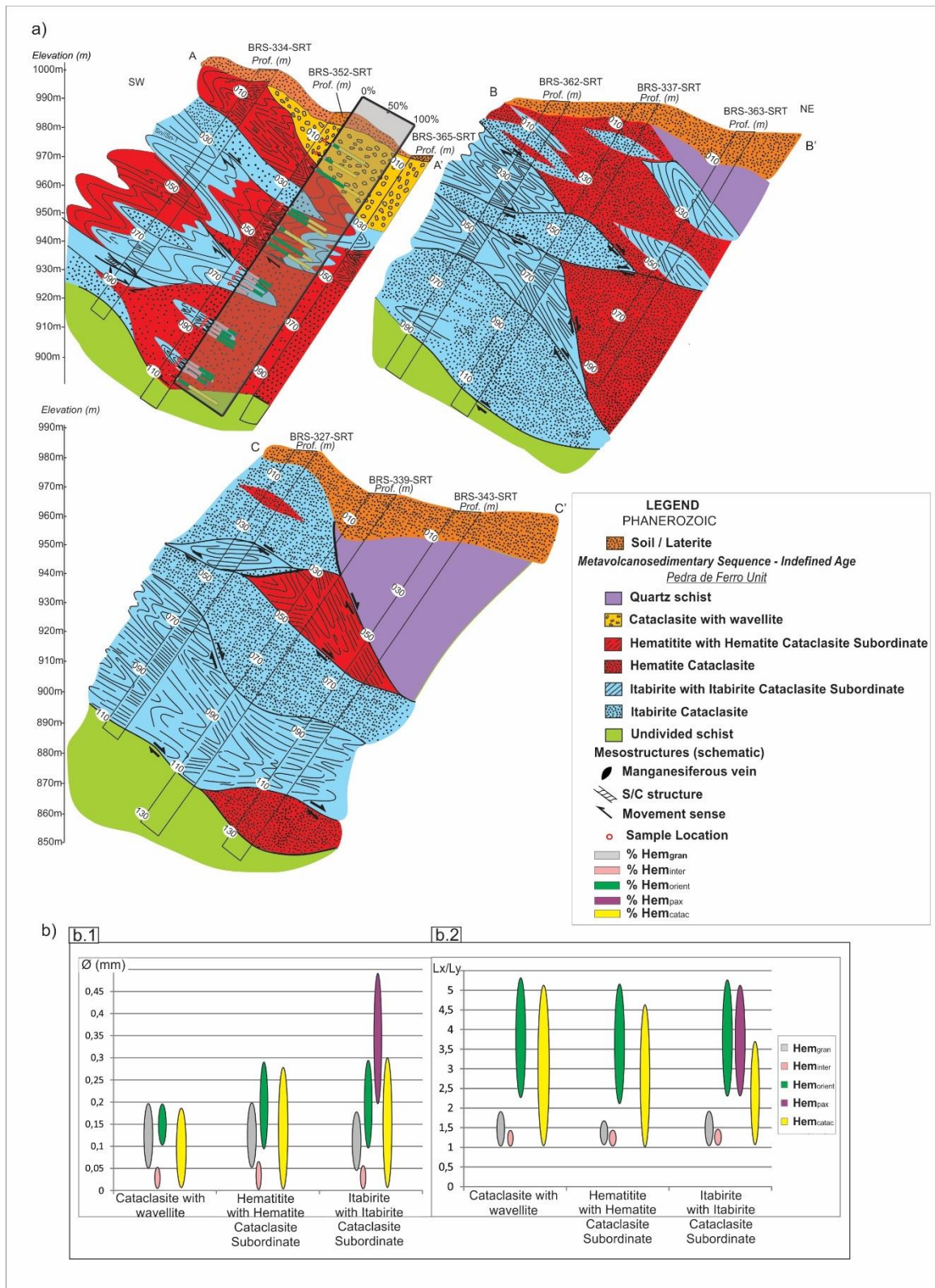


Fig. 5. Análise macro (a) e microestrutural (b) das rochas da Mina Pedra de Ferro: a) seção geológica esquemática construída a partir de furos de sondagem. A localização das seções e dos furos de sondagem está na Figura 3. Escala horizontal é igual à escala vertical. Em A os retângulos coloridos apresentam a variação modal para os cinco tipos morfológicos de hematita identificadas no furo BRS-352-SRT e rerepresentados nos Apêndices I, J e K; b) variação granulométrica (a) e da razão axial (eixo maior / eixo menor) (b) para os cinco tipos morfológicos de hematita: Hem_{gran} – hematita granular, Hem_{inter} – hematita intersticial, Hem_{orient} – hematita orientada, Hem_{axp} – hematita plano axial, Hem_{catac} – hematita cataclástica. Ver texto para descrição e discussão.

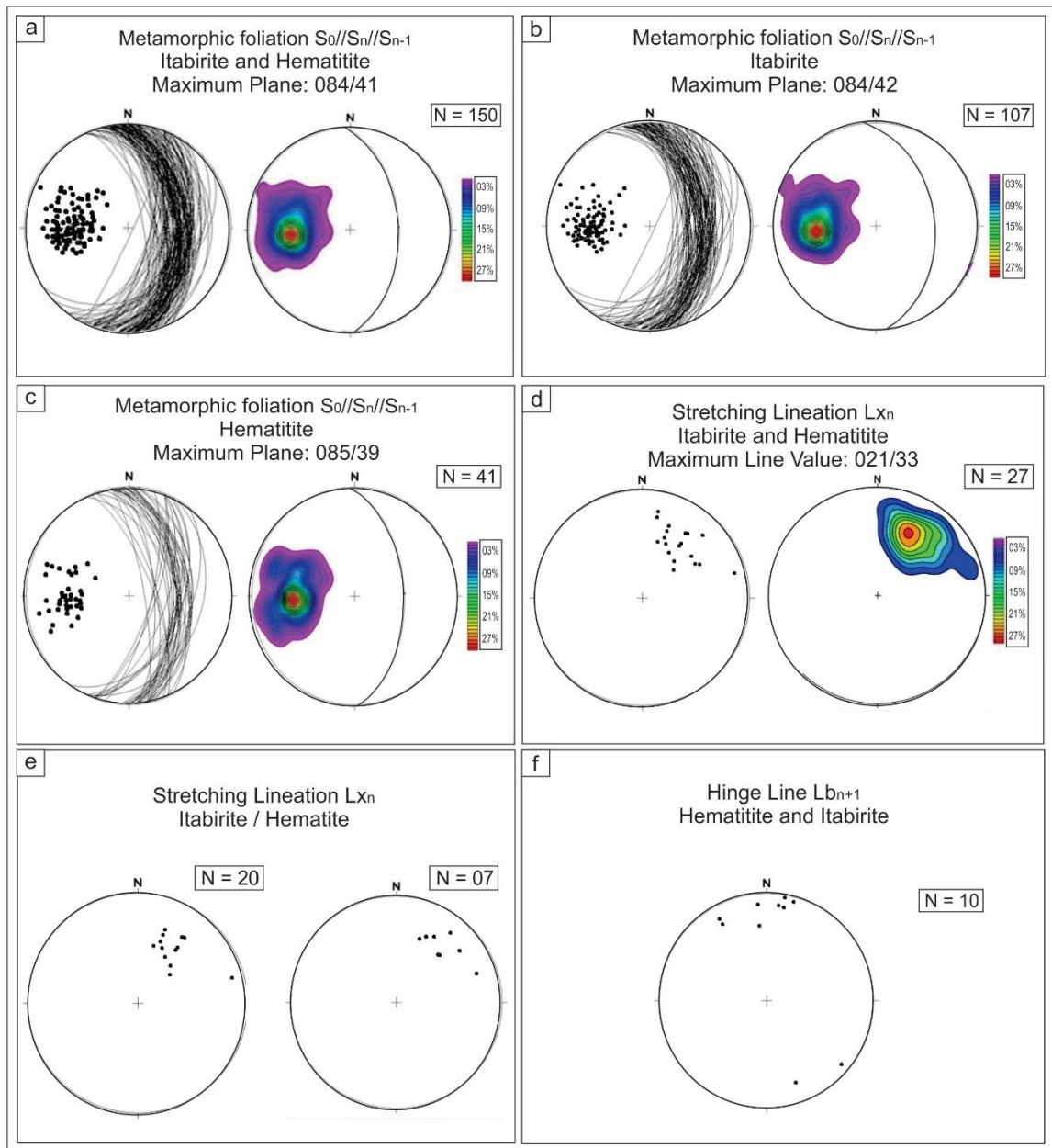


Fig. 6. Diagramas estereográficos sinópticos de estruturas deformacionais da Mina Pedra de Ferro. Hemisfério inferior, N = número de medidas. Diagramas de isodensidade polar (a-d) calculados para 1% de área.

5.3. Análise microscópica

5.3.1. Mineralogia

No itabirito predominam hematita e quartzo, com quantidades menores de magnetita (Apêndice L). Nas brechas, a wavelita é intersticial entre os fragmentos do arcabouço. As características dos grãos (hábito, cristalinidade), as relações de truncamento entre eles, bem como a relação dos minerais com a xistosidade $S_0//S_{n-1}/S_n$ permitiu distinguir tipos morfológicos de hematita e quartzo.

a) *Hematita*

Nas amostras analisadas, a proporção de hematita variou de 22 a 56% e 72 a 90% em itabirito e hematitito, respectivamente (Apêndice L). Quatro tipos morfológicos foram distinguidos (Fig. 7a-e):

(i) Hematita granular (Hem_{gran}): xenoblástica, inequigranular (Fig. 7a), encontrada nas clivagens octaédricas de magnetita ou como pseudomorfos pós-magnetita. Ocorre: (i) em agregados policristalinos e lenticulares da xistosidade $S_0//S_{n-1}$, observada em dobras isoclinais intrafoliais sem raiz; ou (ii) contornada pela xistosidade $S_0//S_{n-1}//S_n$. Em ambos os casos, não possui orientação preferencial segundo a forma. A granulação varia de 0,05 a 0,2 mm e a razão axial (maior diâmetro do grão / menor diâmetro do grão) está entre 1 e 1,5 (Apêndice L).

(ii) Hematita intersticial (Hem_{inter}): os grãos variam entre platiforme curto e granulares equidimensionais, sendo idioblásticos a subidioblásticos e inequigranulares. A granulação varia entre 0,01 a 0,06 mm e a razão axial entre 1 e 1,3 (Apêndice L). Ocorre predominantemente em domínios ricos em quartzo, disseminada e intersticial aos contatos entre grãos desse silicato (Fig. 7b). Em geral, não possui orientação preferencial, mas raros grãos platiformes podem estar orientados segundo a xistosidade $S_0//S_{n-1}//S_n$.

(iii) Hematita orientada: com grãos platiformes, idioblásticos e inequigranulares, com granulação entre 0,1 a 0,3 mm e a razão axial entre 2,4 e 5,3 (Apêndice L). Considerando as relações de truncamento entre grãos dessa tipologia, assim como a sua relação com as dobras, esse conjunto foi subdividido em:

- Hematita orientada segundo $S_0//S_{n-1}//S_n$ (Hem_{orient}) em que nos domínios mais ricos em quartzo pode ocorrer truncando a hematita granular, crescendo em suas bordas (Fig. 7a). Esse é o principal tipo morfológico em hematitito e itabirito. A passagem entre domínios com quartzo e hematita intersticial e ricos em hematita orientada é transicional. Nesses locais, há progressiva diminuição da granulação do quartzo em direção aos domínios mais ricos em hematita orientada; e

- Hematita plano axial (Hem_{axp}), que se orienta segundo a foliação plano axial de dobras, formando a xistosidade S_{n+1} que trunca a foliação $S_0//S_{n-1}//S_n$ (Fig. 7d).

(iv) Hematita cataclástica (Hem_{catac}): ocorre como fragmentos angulosos, variando entre equidimensionais a alongados, e inequigranulares somente nos domínios de clataclase das zonas de cisalhamento com movimento normal (Fig. 7e) que truncam a xistosidade $S_0//S_{n-1}//S_n$, bem como as dobras. Os fragmentos são clastos de hematitito formando *fabric mortar*. Os grãos têm grande variedade granulométrica e morfológica, ocasionando em uma elevada

amplitude de valores de granulometria e razão axial. A variação granulométrica é de 0,01 a 0,3 mm e a razão axial de entre 1 e 5,2 (Apêndice L).

A variação em profundidade da proporção em volume modal dos tipos de hematita para amostras do furo BRS-352-SRT (ver localização da seção na Fig. 3) está plotada na Figura 5a. Por sua vez, os dados do Apêndice L estão representados graficamente na Figura 5b. Nas amostras analisadas observa-se igualmente que: (i) a hematita plano axial é a que possui as maiores granulações (0,2 a 0,5 mm), enquanto a hematita intersticial exibe as menores (0,01 a 0,05 mm); (ii) a hematita cataclástica é a que possui maior variação de granulação (0,01 a 0,3 mm), enquanto a hematita intersticial é a que possui menor variação (0,01 a 0,05 mm) (Fig. 5b1). Para a razão axial (Fig. 5b2), as hematitas granular e intersticial, com valores entre 1 a 1,9 e 1 a 1,4, respectivamente, são as que possuem as menores razões, enquanto que as hematitas orientadas, plano axial e cataclástica exibem os maiores valores desse parâmetro, alcançando até 5,2 para os dois primeiros tipos. Destaca-se a grande variação na razão axial da hematita cataclástica, que possui fragmentos de diversas geometrias e tamanhos, mas principalmente alongados (Fig. 7e).

Na seção geológica da Figura 5a: (i) os grãos de hematita granular ocorrem em proporções muito baixas (inferiores a 2%), principalmente em itabirito entre 83,25 e 88,90m; (ii) os corpos de itabirito possuem os maiores volumes de grãos de hematita intersticial, especialmente entre as profundidades 62,5 e 72,5m; (iii) grãos de hematita orientada são encontrados em todos os litotipos, mas predominam em hematitito, como os localizados entre 48,90 e 50,0m de profundidade; (iv) o desenvolvimento de grãos de hematita em posição plano axial está associado à presença de dobras, como por exemplo observado em itabirito entre 62,5 e 72,5m e entre 84,0 e 88,5m de profundidade; e (v) os grãos de hematita cataclástica ocorrem em zonas de cisalhamento rúpteis com movimento normal. Na profundidade de 48,90m atinge 61% do volume total da rocha.

b) Quartzo

O volume modal de quartzo varia de 44 a 78% em itabirito e de 4 a 24% em hematitito. Três tipos morfológicos são identificados (Figs. 7f-h):

(i) Quartzo granular mais antigo (Qz_{granE}): grãos xenoblásticos que ocorrem intersticiais aos grãos disseminados de hematita granular e de magnetita. Quando possui orientação de forma, marca a xistosidade $S_0//S_{n-1}$ no itabirito.

(ii) Quartzo granular mais novo ($Q_{Z_{granL}}$): principalmente em bandas lenticulares em itabirito, formando agregados granoblásticos, localmente poligonal (Fig. 7f). Alguma orientação de forma pode ocorrer marcando a xistosidade $S_0//S_{n-1}//S_n$. Os grãos são xenoblásticos, inequigranulares, variando de 0,05 a 0,2 mm, com razão axial entre 1 e 1,8 (Apêndice L). A extinção ondulante é moderada a forte. Os contatos dos grãos das duas tipologias de quartzo granular com os grãos de hematita orientada, plano axial e cataclástica são principalmente retos.

(iii) Quartzo esqueletiforme ($Q_{Z_{skel}}$): observado inclusos em agregados de hematita orientada, principalmente em hematitito, mas também em itabirito com maiores volumes em hematita. Os grãos são xenoblásticos, ocorrem em agregados ou em grãos individuais, fazendo contatos curvos a interlobados com hematita orientada (Fig. 7g).

(iv) Quartzo intesticial ($Q_{Z_{inter}}$): ocorre intersticial aos fragmentos de hematita cataclástica (Fig. 7h) em rochas truncadas por zonas de cisalhamento com movimento normal. Grãos dessa tipologia são anédricos e sem orientação preferencial. Os contatos são predominantemente retos com hematita cataclástica.

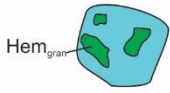
c) Magnetita (Mag)

Em raras ocorrências, os grãos estão isolados e imersos em agregados policristalinos e lenticulares mais pobres em hematita orientada e contornados pela xistosidade $S_0//S_{n-1}//S_n$ (Fig. 7i), sendo subidioblásticos e inequigranulares, com granulação entre 0,05 a 0,2 mm e razão axial entre 1 e 1,5. Em suas bordas os grãos são truncados por hematita orientada, com os quais faz contato reto. Com quartzo granular mais novo os contatos são predominantemente interlobados. Em seus planos octaédricos pode ser encontrada martita e em domínios de maior alteração hidrotermal está totalmente substituída por hematita granular.

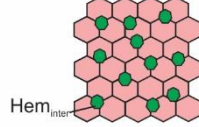
d) Wavelita (Wav)

Os grãos são anédricos, com coloração castanha, que ocorrem como grãos intersticiais na trama cataclástica (Fig. 7j) em amostras localizadas a até 30 m de profundidade. Os contatos são fortemente interlobados com hematita e quartzo.

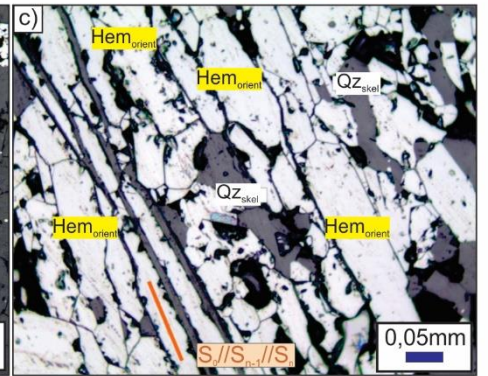
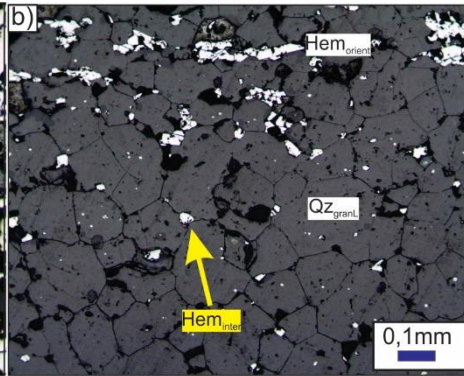
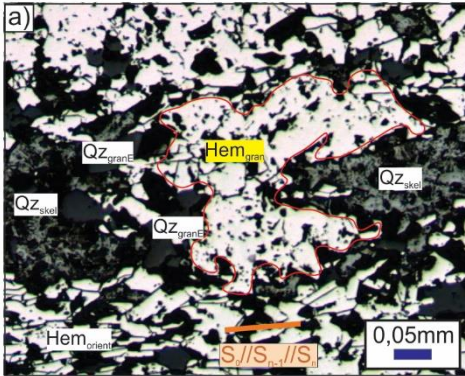
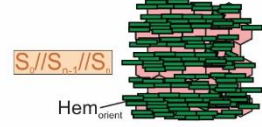
Granular hematite



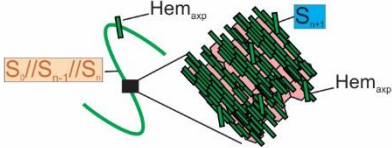
Interstitial hematite



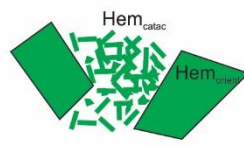
Oriented hematite



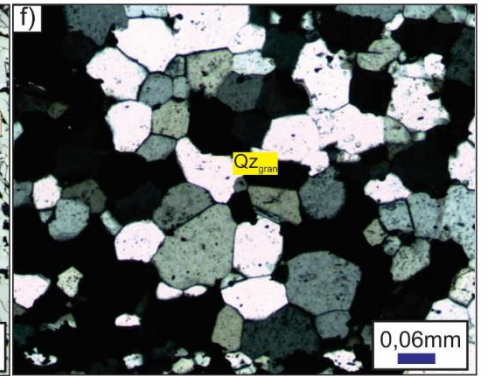
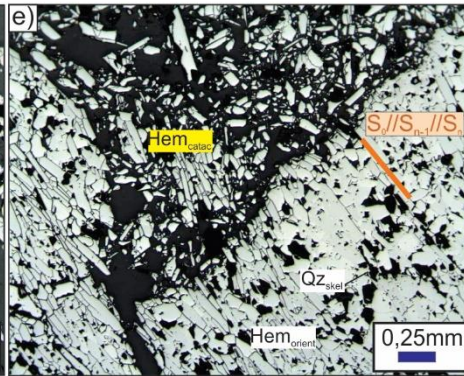
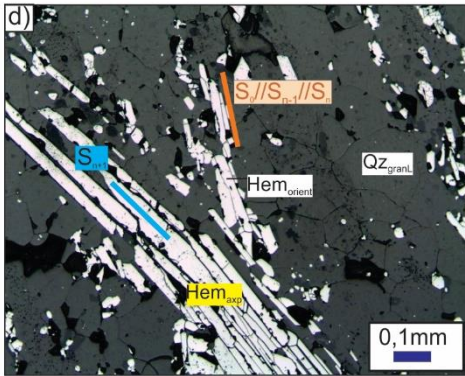
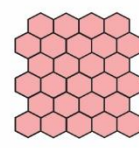
Axial plane hematite



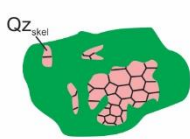
Cataclastic hematite



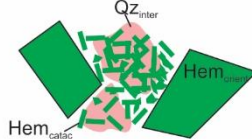
Granular quartz (Early and Late)



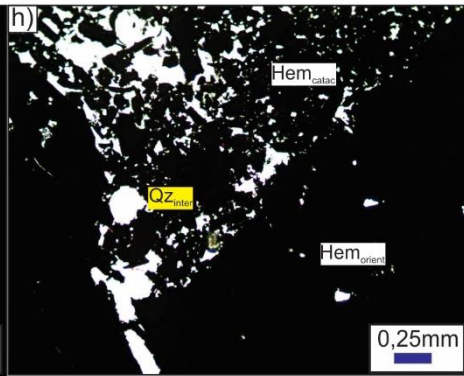
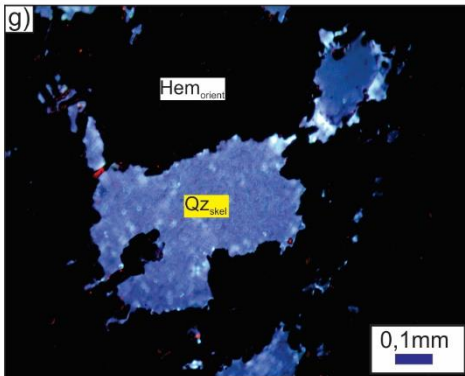
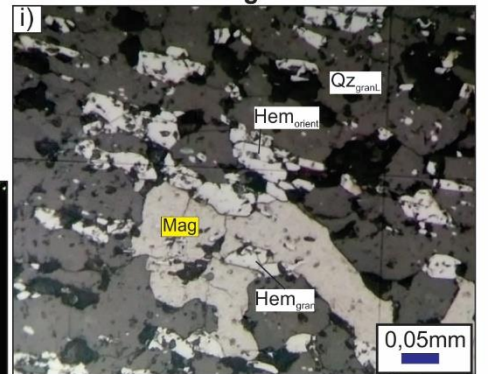
Skeletal quartz



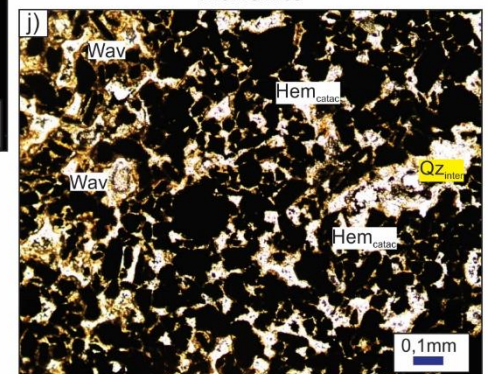
Interstitial quartz



Magnetite



Wavellite



Legend



Fig. 7. Fotomicrografias dos tipos morfológicos de hematita (a-e) e quartzo (Qz) (f-h), bem como de magnetita (i) e wavellita (j) da Mina Pedra de Ferro : (a) hematita granular e quartzo granular mais antigo em pod de deformação (furo BSF-334-04, prof. 67,12 m); (b) detalhe de hematita intersticial localizada principalmente nos contatos entre grão do quartzo (furo BSF-334-04, prof. 67,12 m); (c) grãos platiformes de hematita orientada, constituindo microestrutura nematoblástica (furo BSF-352-08, prof. 65,55 m); (d) hematita plano axial constituindo microestrutura nematoblástica, foliação plano axial S_{n+1} e truncando grãos de hematita orientada (furo BRS-352-15, prof. 83,75 m); (e) hematita e microestrutura cataclástica (furo BRS-352-13, prof. 80,3 m); (f) mosaigo granoblástico de quartzo granular mais novo (furo BRS-352-SRT, prof. 89,20 m); (g) grãos ou agregados esqueletais de quartzo imersos em domínio rico em hematita orientada (furo BRS-352-17, prof. 89,2 m); (h) quartzo intersticial em microestrutura cataclástica (furo BRS-352-13, prof. 80,3 m) (i) magnetita truncada por grãos de hematita 3 e pela xistosidade $S_0//S_{n-1}/S_n$ em itabirito (furo BRS-352-SRT, prof. 101,35 m); (j) wavellita como selante em hematitito cataclasado (Furo BRS-334-SRT, prof. 14,10 m). Figuras a-e; i, em luz refletida, plana polarizada; (f) em luz transmitida, plana polarizada cruzada e h e j em luz transmitida, plana polarizada. Abreviaturas de acordo com Whitney and Evans (2010), indicado o tipo morfológico: Hemgran – hematita granular, Heminter – hematita intersticial, Hemorient – hematita orientada, Hempax – hematita plano axial, Hemfrag – hematita fragmentária, QzgranE – quartzo granular mais novo, QzgranL – quartzo granular mais velho, Qzesquel – quartzo esqueletal, Qzinter – quartzo intersticial.

5.3.2. Microestruturas

As microestruturas são: (i) granoblástica equigranular interlobada, às vezes poligonal (*sensu* Passchier e Trow, 2005), associada com quartzo principalmente em itabirito; (ii) nematoblástica, pela orientação preferencial de hematita platiforme em itabirito e hematitito, compondo a xistosidade $S_0//S_{n-1}/S_n$, bem como pela orientação preferencial de hematita platiforme orientada segundo (S_{n+1}); (iii) bordas de corrosão, marcada por grãos de quartzo granulares, com bordas fortemente interlobadas no contato com hematita orientada, ou com hábito esqueletal, principalmente quando incluso em agregados desse óxido; (iv) substituição orientada (*sensu* Bastin, 1950), pela presença da hematita lamelar nas bordas e junções tríplices de quartzo (Fig. 7b); e v) cataclástica e *mortar*, que superpõe todas as anteriores, pela presença de domínios de fragmentação de hematita em intensidades variáveis, com porfiroclastos e fragmentos de hematita em torno deles.

5.4. Geoquímica de rocha total

5.4.1. Elementos maiores

No itabirito os valores de Fe, SiO₂ e Al₂O₃ variam entre 21-61%, 10-58% e 0,1-2,3%, respectivamente. No hematitito, por sua vez, esses óxidos variam entre 40-66%, 0,1-2,7% e 0,2-1,2%, respectivamente. Nos diagramas binários de elementos maiores (Fig. 8), para o itabirito é possível observar que: (i) existe uma correlação negativa entre Fe e SiO₂, sendo os menores valores desse óxido para o itabirito cataclasado (Figs. 8a, b); (ii) o itabirito cataclasado possui os maiores teores de Fe, sendo que duas amostras possuem valores próximos de 60% de Fe (Figs. 8a b); (iii) todas as amostras de itabirito possuem teores inferiores a 0,5% de P₂O₅ (Fig. 8c, d); (iv) os maiores teores de Al₂O₃ são, de modo geral, de amostras de itabirito cataclasado

(Fig. 8e); (v) de modo geral, nota-se uma correlação negativa entre Fe e TiO_2 , sendo os menores valores de TiO_2 para o itabirito não cataclásado (Fig. 8f); (vi) existe uma correlação positiva entre Al_2O_3 e TiO_2 (Fig. 8g).

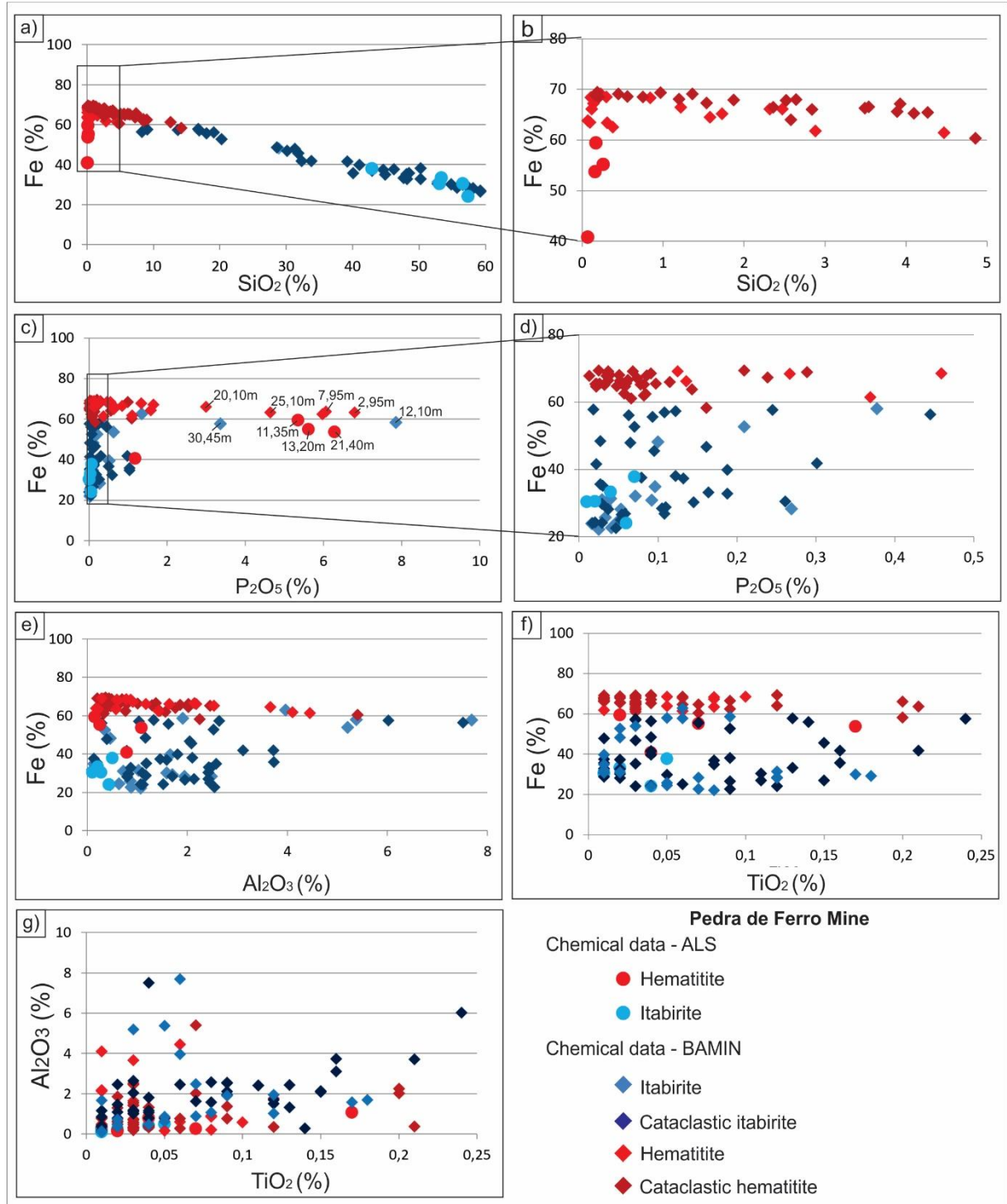


Fig. 8. Diagramas binários de elementos maiores para amostras de itabirito (rocha hospedeira) e de hematitito (domínio de alto teor) da Mina Pedra de Ferro. Os dados geoquímicos fornecidos pela BAMIN estão apresentados no Apêndice A os resultados das análises realizadas pela ALS (este trabalho) estão nos apêndices B e C. O gráfico representado em b é um detalhe da figura A apenas para as amostras de hematitito. A figura D é um detalhe da figura C.

Nas amostras de hematitito com graus variados de cataclase: (i) há pouca variação dos teores de Fe, embora os os cataclasados atinjam teores ligeiramente maiores (Fig. 8a); (ii) com relação ao Al_2O_3 , os valores são inferiores a 1,5% (Fig. 8b); (iii) os menores valores de P_2O_5 foram obtidos em amostras de hematitito cataclasado (Fig. 8c). Para amostras de hematitito com graus variados de cataclase analisadas, nota-se que somente as amostras mais rasas, com profundidades inferiores a 45m (Apêndices A, B) apresentam valores de P_2O_5 superiores a 0,2%, mostrando que em geral as rochas são pouco contaminadas nesse componente; e (iv) não existe uma correlação entre Al_2O_3 e TiO_2 (Fig. 8e).

Como demonstrado na Figura 5a(i) e sintetizado na Tabela 1, nos flancos das dobras os valores de Fe variaram entre 28 a 58% no itabirito e 62 a 69% no hematitito. Valores semelhantes são obtidos nas charneiras, com valores no itabirito variando entre 30 a 58% e no hematitito entre 62 e 68%. O itabirito cataclasado apresenta variação de Fe entre 35 e 56%, enquanto que no hematitito cataclasado varia de 58 a 69%. Os maiores valores para Fe ocorrem em amostras de hematitito e não depende do grau de cataclase conforme observado nas profundidades de 8 a 12 metros e 48 a 60 metros (furo BRS-334-SRT) e nas profundidades de 18 a 28 metros e 36 a 60 metros (furo BRS-352-SRT).

Tabela 1. Síntese da variação de ferro (Fe) em relação à posição estrutural da amostra para os furos estudados. Os dados geoquímicos são apresentados nos Apêndices B, C.

Structural position	Fe variation			
	Itabirite	Cataclastic itabirite	Hematitite	Cataclastic hematitite
Fold limbs	28 a 58%	-	62 a 69%	-
Fold hinges	30 a 58%	-	62 a 68%	-
Normal shear zones	-	35 a 56%	-	58 a 69%

5.4.2. Elementos Terras-Raras e Traços

A maioria das amostras de itabirito possui um fraco enriquecimento de Elementos Terras Raras Pesados (ETRP) em relação aos Elementos Terras Raras leves (ETRL) (Fig. 9). Quando normalizados pelo PAAS (McLennan, 1989), a razão La/Yb_{PAAS} varia entre 0,1 – 1,1 (Tab. 3), com média em 0,37 (Tab. 3). De acordo com essa tabela: (i) em geral, as anomalias de Eu são positivas, com Eu/Eu_{PAAS}^* entre 0,95 – 1,61; (ii) as anomalias de Ce são predominantemente negativas, com razões Ce/Ce_{PAAS}^* entre 0,79 – 1,02; e (iii) o somatório em ETR ($\sum ETR$) varia entre 6,70 – 64,69 ppm, com média de 14,60 ppm.

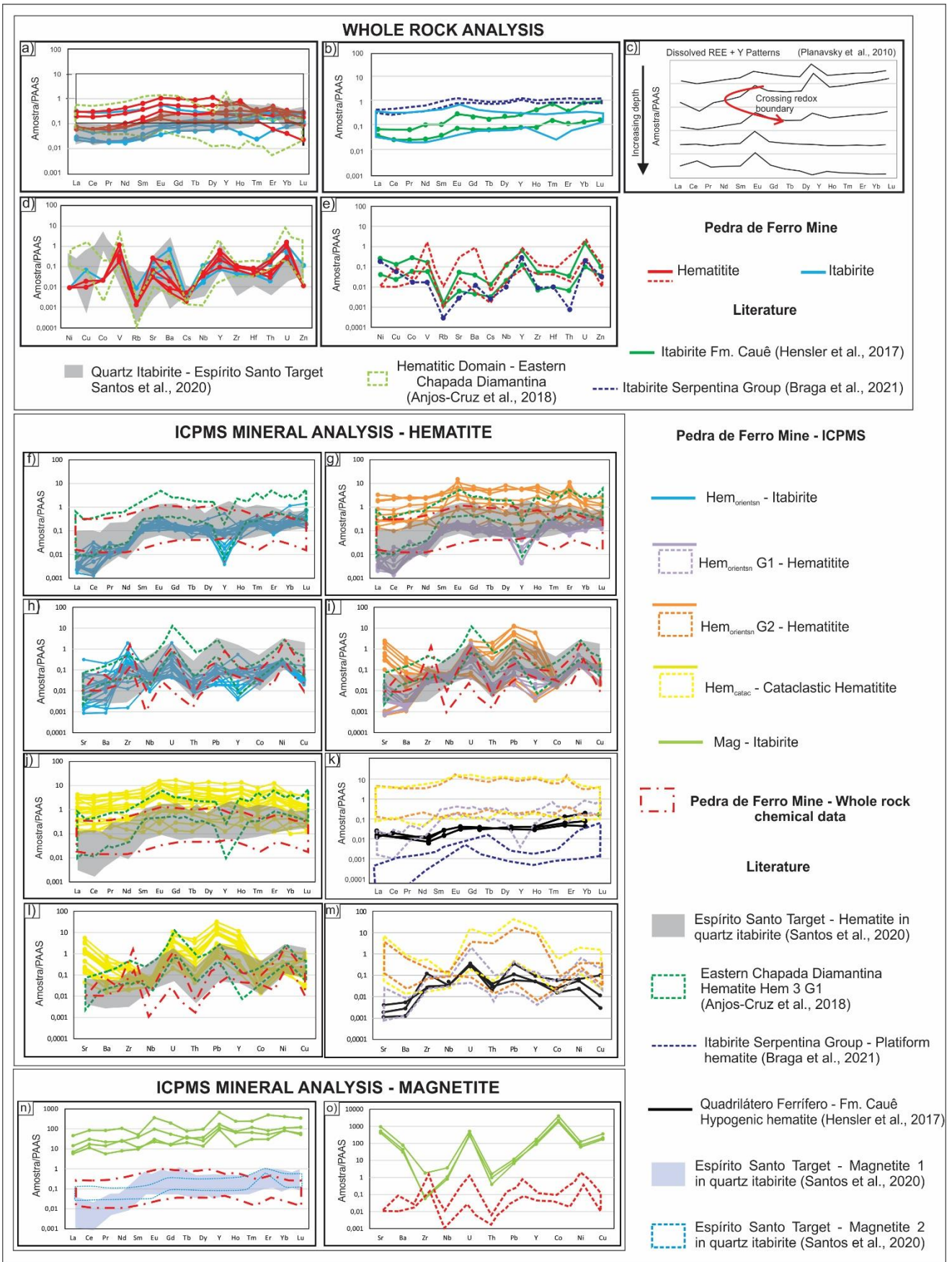


Fig. 9. Diagramas de análises geoquímicas de rocha total de elementos terras raras e traços para amostras de hematitito (a, b, d, e) e diagramas multielementares com distribuição dos elementos terras-raras a partir de LA-ICP-MS de grãos de hematita

(f-m) e magnetita (n, o) da mina Pedra de Ferro normalizados a partir do Post-Archean Australian Shale (PAAS) (McLennan, 1989); c) padrão de ETR normalizado pelo PAAS para amostras de formações ferríferas com idade < 1.9 Ga em condições variadas de profundidade (Planavsky et al., 2010). As amostras dos diagramas f-m foram coletadas em itabirito compacto (Furo BRS-352-SRT, prof. 105,50m – charneira de dobras) e hematitito cataclasado (Furo BRS-352-SRT, prof. 37,5m – truncadas por zona de cisalhamento). Comparações químicas foram realizadas com itabiritos e hematita platiforme de domínios de alteração hidrotermal, ambos de idades proterozoica: itabirito quartzoso pouco hidrotermalizado, hematita platiforme e magnetita do Alvo Espírito Santo (Santos et al., 2020); itabirito quartzoso do Complexo Guanhães (Braga et al. 2021); formação ferrífera bandada do depósito Pau Branco, Formação Cauê, Quadrilátero Ferrífero (Hensler, 2013); domínio maciço hematítico hospedado em arenito do depósito de Ibicoara, Chapada Diamantina Ocidental (Anjos-Cruz et al., 2018); hematita hipogênica do minério do depósito Depósito Pau Branco, Quadrilátero Ferrífero (Hensler et al., 2017).

As amostras de hematitito também possuem, em geral, enriquecimento de ETRP em relação aos ETRL (Fig. 9a), com razão La/Yb_{PAAS} entre 0,2 – 2,07 e média de 0,57 (Tab. 2). As anomalias de Eu são positivas, com razões Eu/Eu_{PAAS}^* entre 1,40 – 1,62. As anomalias de Ce são predominantemente negativas, com razões Ce/Ce_{PAAS}^* entre 0,76 – 0,95. O somatório de ETR fica entre 15,94 – 88,57 ppm, com média de 26,58 ppm.

Com relação aos elementos traços (Fig. 9c), ambos são empobrecidos em relação ao PAAS (McLennan, 1989) e possuem anomalias positivas em V, Sr, Ba, Y e U.

5.4.3. Análises químicas de ETR por LA-ICPMS

a) Hematita orientada e cataclástica

Os grãos de hematita orientada de itabirito (Fig. 9f) mostram um enriquecimento de ETRP com relação aos ETRL, com razão La/Yb_{PAAS} entre 0,031 – 0,074 e $\sum ETR$ entre 3,970–0,530ppm (Tab. 3). Nota-se anomalias positivas de Eu, com Eu/Eu_{PAAS}^* variando de 1,016–3,602. As anomalias de Ce oscilam entre positiva e negativa, com razões Ce/Ce_{PAAS}^* entre 0,164 – 4,429. No hematitito (Fig. 9f, g) são identificados dois grupos para esse tipo morfológico: (i) Grupo 1 (G1), semelhante a hematita orientada do itabirito, com notável enriquecimento em ETRP, razão La/Yb_{PAAS} variando de 0,005 – 0,149 e $\sum ETR$ entre 3,350–8,590ppm; e (ii) Grupo 2 (G2), com padrão plano, razão La/Yb_{PAAS} variando de 0,007 – 1,512 e $\sum ETR$ entre 2,820 – 746,55 ppm. As anomalias de Eu variam desde fracas a fortemente positivas, com Eu/Eu_{PAAS}^* entre 0,975 – 3,217 e com Ce/Ce_{PAAS}^* entre 0,128 – 1,598.

Tabela 2. Variação, média (Med) e desvio-padrão (Dev) do $\sum ETR$ e das razões (La/Yb), (Eu/Eu^*) e (Ce/Ce^*) para itabirito e hematitito da Mina Pedra de Ferro. Os dados foram normalizados pelo PAAS (McLennan, 1989). Comparações são feitas com depósitos da literatura, visando verificar semelhanças ou diferenças entre eles.

La/Yb _N		Y/Ho		Y/Y*		Gd/Gd*		Eu/Eu*		Ce/Ce*		ΣETR	
Rate	Med.	Rate	Med.	Rate	Med.	Rate	Med.	Rate	Med.	Rate	Med.	ppm	Med.
	Dev.		Dev.		Dev.		Dev.		Dev.		Dev.		Dev.
Pedra de Ferro Mine – Itabirite													
0,10 – 1,16	0,37 ±0,29	37,57 – 50	37,62 ±5,63	1,21 – 2,24	1,57 ±0,3	0,89 – 1,11	0,99 ±0,07	0,94 – 1,54	1,31 ±0,17	0,80 – 1,02	0,93 ±0,09	6,70 – 64,69	14,60 ±16,72
Pedra de Ferro Mine – Hematitite													

0,3 – 2,08	0,57 ±0,70	21,41 – 32,42	24,56 ±3,37	0,63 – 1,26	0,93 ±0,16	0,83 – 1,15	0,94 ±0,09	1,22 – 1,62	1,43 ±0,09	0,76 – 0,95	0,87 ±0,09	15,94 – 88,57	26,58 ±24,95
Itabirite, least altered – Cauê Formation, Quadrilátero Ferrífero (Hensler et al., 2017)													
0,4 – 0,8	- -	36,5 – 50,0	- -	- -	- -	- -	- -	1,6 – 1,8	- -	0,6 – 0,9	- -	6,92 – 16,09	- -
Laminar Hematitic Domain – Western Chapada Diamantina (Anjos Cruz et al., 2018)													
0,49 – 12,99	1,82 ±3,25	18,0 – 33,87	29,26 ±3,33	0,91 – 1,22	1,00 ±0,1	1,42 – 1,71	1,52 ±0,07	0,28 – 0,35	0,33 ±0,03	0,87 – 0,93	0,93 ±0,02	24,45 – 48,37	33,13 ±6,65
Itabirite – Braga et al. (2021)													
0,22 – 0,25	- -	35,41 – 41,87	- -	0,41 – 1,57	- -	0,94 – 1,07	- -	1,49 – 1,59	- -	0,74 – 0,91	- -	16,04 – 26,93	- -
Quartz Itabirite – Espírito Santo Target (Santos et al., 2022)													
0,15 – 0,45	0,253 ±0,1	38,84 – 52,72	43,03 ±4,19	1,52 – 2,07	1,63 ±0,13	0,85 – 1,04	0,98 ±0,04	1,33 – 1,55	1,51 ±0,13	0,14 – 0,33	0,19 ±0,08	9,27 – 79,25	22,95 ±14,98

Para os grãos de hematita cataclástica há um padrão semelhante ao G2 de hematita orientada (Fig. 9h, i), com La/Yb_{PAAS} entre 0,348 – 1,238 e ΣETR entre 26,81 – 1274,74ppm (Tab. 3). As anomalias de Eu variam de positivas a negativas, com valores de Eu/Eu_{PAAS}^* entre 0,301 – 3,325 e de Ce/Ce_{PAAS}^* entre 0,55 – 2,268.

No diagrama multielementar de elementos traço para hematita orientada em amostras de itabirite e hematitito (Fig. 9j, k), bem como de hematita cataclástica em hematitito (Fig. 9l, m), é possível identificar picos positivos de U, Pb e Ni e predominantemente negativos de Th em todas as amostras analisadas. Picos negativos de Co são encontrados para hematitas orientada e cataclástica de hematitito e itabirite. Com relação ao Zr, predominam picos positivos em hematita orientada no itabirite, mas que variam entre positiva e negativa para a hematita cataclástica em hematitito. Para o Sr, há menor variação para as análises de hematita orientada do hematitito com relação à hematita cataclástica no mesmo litotipo. Há anomalias positivas e negativas de Y nas análises de hematita orientada em itabirite e hematitito.

b) Magnetita

Com relação aos elementos terras-raras, na magnetita do itabirite (Fig. 9n) nota-se aumento de ETRP com relação aos ETRL, com razão La/Yb_{PAAS} entre 0,067 – 0,274ppm. Os valores observados são bastante elevados, com ΣETR entre 2.041,7 – 821.587,8ppm (Tab. 3). São observadas algumas anomalias positivas de Eu/Eu_{PAAS}^* , variando de 1,087 – 6,095. As anomalias de Ce são positivas, com razões Ce/Ce_{PAAS}^* entre 1,312 – 3,115. Quando comparados com a magnetita do alvo Espírito Santo, nota-se que os padrões são semelhantes, com anomalias positivas de Eu, Gd e Er, porém os valores são bem distintos.

No diagrama multielementar de elementos traço da magnetita em amostra de itabirito (Fig. 9o) é possível identificar picos positivos de Sr, U, Y, Ni e Co e negativos de Zr, Nb e Th em todas as amostras analisadas. Esses dados foram comparados com a magnetita de itabirito quartzoso do Alvo Espírito Santo (Santos et al., 2020). Notam-se semelhanças nos padrões, como em anomalias positivas de U, Co e Ni e em anomalias negativas de Th, Zr e Nb, mas grande diferença nos valores encontrados, sendo muito superiores na Mina Pedra de Ferro.

Tabela 3. Variação, média e desvio-padrão dos Σ ETR e das razões (La/Yb), (Eu/Eu*) e (Ce/Ce*) para os minerais analisados a partir de LA-ICP-MS em itabirito e hematitito (não cataclasados) da Mina Pedra de Ferro. Os dados foram normalizados pelo PAAS (McLennan, 1989).

Minerals	La/Yb _N		Eu/Eu*		Ce/Ce*		Σ ETR ppm
	Rate	Med. Dev.	Rate	Med. Dev.	Rate	Med. Dev.	
Itabirite							
Magnetite	0,067 – 0,274	0,125 ±0,067	1,087 – 6,095	2,423 ±1,587	1,312 – 3,115	1,787 ±0,573	2041,7 – 821587,8
Oriented Hematite	0,031 – 0,074	0,019 ±0,017	1,016 – 3,602	1,744 ±0,791	0,164 – 4,429	1,260 ±1,277	3,970 – 10,530
Hematitite							
Oriented Hematite – Foliation S ₀ //S _{n-1} //S _n (Group 1)	0,005 – 0,149	0,049 ±0,044	0,897 – 2,211	1,583 ±0,359	0,134 – 2,996	0,629 ±0,759	3,350 – 8,590
Oriented Hematite Foliation S ₀ //S _{n-1} //S _n (Group 2)	0,007 – 1,512	0,711 ±0,515	0,975 – 3,217	1,711 ±4,286	0,128 – 1,598	0,783 0,433	2,820 – 746,55
Cataclastic Hematite	0,348 – 1,238	0,790 ±0,262	0,301 – 3,325	1,847 ±0,747	0,555 – 2,268	0,947 ±0,331	26,81 – 1274,74
Anjos Cruz et al. (2018) – Massive hematitic domain							
Oriented Hematite (Hematite 3, G1)	0,369 – 9,375	2,754 ±2,689	0,844 – 1,855	1,048 ±0,338	0,315 – 1,954	0,854 ±0,280	5,03 – 162,60
Santos et al. (2020) – Quartz itabirite							
Oriented Hematite Foliation S ₀ //S _{n-1} //S _n	0,011 – 0,033	0,019 ±0,07	1,844 – 2,514	2,150 ±0,265	0,048 – 0,331	0,191 ±0,080	4,31 – 13,26
Magnetite 2	0,013 – 0,214	0,092 ±0,053	0,509 – 3,420	1,734 ±0,838	0,007 – 0,039	0,019 ±0,009	4,207 – 14,425

6. DISCUSSÃO

6.1. Fases deformacionais

Considerando o levantamento estrutural apresentado, quatro fases deformacionais foram identificadas. A fase deformacional mais antiga, D_{n-1}, está preservada em dobras isoclinais intrafoliais sem raiz internas à foliação S₀//S_{n-1}//S_n (Fig. 4g, h; Tab. 4). Magnetita e quartzo granular mais velho estão associados com essa superfície. A fase seguinte, D_n, compressiva, frontal e tangencial (Fig. 10a), transpõe a foliação S₀//S_n em domínios de maior deformação e gerou a foliação S₀//S_{n-1}//S_n, observada em todas as escalas. Essa foliação é constituída por um bandamento composicional metamórfico e por uma xistosidade paralela.

Na escala da mina, o bandamento metamórfico é marcado pela alternância de itabirito e hematitito. Essas rochas intercalam-se tanto longitudinalmente à S₀//S_{n-1}//S_n, como

transversalmente a essa estrutura. Os grãos de hematita intersticial e parte dos grãos da morfologia orientada, bem como os de quartzo granular mais novo e esquelético, estão relacionados com essa fase de deformação. Crenulações ocorrem na área de estudo com linha de charneira posicionadas paralelamente à lineação de estiramento mineral (Fig. 4i).

A ausência de estruturas que demonstrem a existência de um encurtamento segundo NW-SE, que possa ter gerado as crenulações sugere que essas estruturas são o registro de dobras em cortina (*Sensu* Wex et al., 2014). Regionalmente, essa fase correlaciona-se com fase D_n interpretada por Borges et al. (2015) e por Santos et al. (2020), bem como com as fases D_4/D_5 de Bitencourt e Cruz (2023), de idade ediacarana. Nas áreas estudadas por Santos et al. (2020) e norte da mina Pedra de Ferro (Fig. 2), as estruturas deformacionais da fase D_n estão muito bem preservadas, sendo possível verificar que a estruturação principal nesta fase ocorreu através de duplexes (Fig. 10a).

Na fase D_{n+1} (Fig. 10b, Tab. 4), também compressiva, frontal e tangencial, foram geradas as dobras (F_{n+1}), cuja foliação plano axial S_{n+1} ocorre variando de espaçada a contínua. A tipologia hematita plano axial foi gerada nessa fase deformacional.

A fase D_{n+2} (Fig. 10c, Tab. 4) foi responsável pela nucleação de zonas de cisalhamento rúptil, rúptil-dúctil a dúctil-rúptil com movimento normal que truncam as dobras F_{n+1} . Nesses locais, rochas da série cataclásica, com a tipologia de hematita cataclástica, são geradas a partir da deformação de itabirito e hematitito. O quartzo intersticial cristaliza-se nessa fase.

A síntese dos dados estruturais apresentados na tabela 4 demonstra a semelhança do registro estrutural finito encontrado em itabirito e em hematitito na Mina Pedra de Ferro. As deformações estão relacionadas com a estruturação do Cinturão de Dobramentos e Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Setentrional e associam-se com a evolução das zonas de cisalhamento Borda Leste e Santo Onofre (Danderfer-Filho, 2000; Cruz et al., 2012) no setor intracontinental do Orógeno Araçuaí-Oeste Congo (Borges et al., 2015, Cruz et al., 2015). Essas zonas foram responsáveis pela justaposição de rochas arqueanas, siderianas e riacianas sobre rochas estaterianas e tonianas dos supergrupos Espinhaço e São Francisco (Bitencourt et al., 2019, Bitencourt e Cruz, 2023). A tensão principal máxima das fases D_n e D_{n+1} atuou segundo WSW-WNE, gerando estruturas com vergência geral para WSW, corroborando com Cruz and Alkmim (2006), Bitencourt et al. (2019) e Bitencourt e Cruz (2023). A fase D_{n+2} está associada ao colapso orogenético ediacarano, descrito por Cruz et al. (2015).

6.2 Alteração hidrotermal e intempérica

A sucessão paragenética interpretada para as tipologias de hematita e quartzo identificadas e sua relação com as fases deformacionais ediacaranas (Tab. 4) estão representadas na Figura 11a. A alteração hidrotermal inicia-se na fase deformacional D_{n-1} com a transformação da magnetita em hematita granular, gerando pseudomorfos de hematita granular pós-magnetita. A participação de fluidos oxidantes se deu inicialmente através do contato entre grãos de quartzo e hematita granular. Segundo Lagoeiro (2004), sob condições de tensão diferencial, a transformação de magnetita em hematita ocorre ao longo dos planos de clivagem {111} e resulta no desenvolvimento de domínios de hematita, cujo plano basal estão paralelos à foliação. A diferença de volume criada pela transformação da magnetita em hematita e a tensão de cisalhamento atuando nos limites da interfase permitem que os fluidos oxidantes migrem ao longo desses planos.

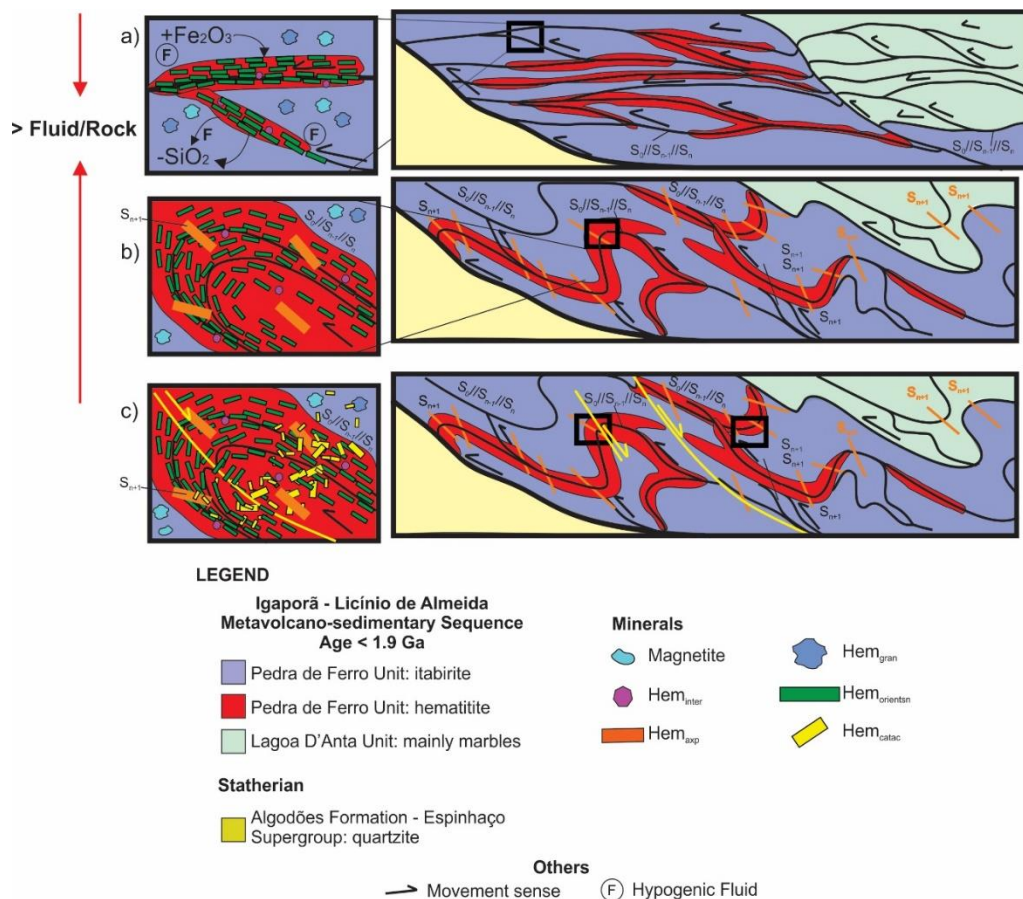


Fig. 10. Modelo interpretativo para evolução deformacional e crescimento das tipologias de hematita. Hem_{gran} – hematita granular, Hem_{inter} – hematita intersticial, Hem_{orient} – hematita orientada, Hem_{axp} – hematita plano axial, Hem_{catac} – hematita cataclástica. Ver texto para discussão.

Tabela 4. Fases deformacionais ediacaranas e estruturas associadas interpretadas para a Mina Pedra de Ferro, com indicação das tipologias de hematita e de quartzo crescidas em cada fase deformacional.

FASE / ROCHA	ESTRUTURAS DEFORMACIONAIS EDIACARANAS / TIPOLOGIA DE HEMATITA E QUARTZO	
	Itabirito	Hematítico
D_{n-1} (Regime dúctil)	Foliação (S_{n-1}); magnetita, hematita granular e quartzo granular mais velho. Microestrutura principal: granoblástica, associada com quartzo, hematita granular e magnetita.	Foliação (S_{n-1}); magnetita e quartzo granular mais velho. Microestrutura principal: granoblástica, associada com quartzo, e substituição com hematita granular ocupando clivagens octaédricas de magnetita.
D_n (Regime compressivo, frontal, tangencial, dúctil)	Foliação ($S_0/S_{n-1}/S_n$), dobra isoclinal intrafolial sem raiz, lineação de estiramento mineral (L_{X_n}), lineação mineral (L_m), lineação de crenulação (L_{C_n}) e dobra em cortina (F_n). Tipologias de hematita: intesticial e orientada segundo a foliação $S_0/S_{n-1}/S_n$. Tipologia de quartzo: granular mais novo/esqueletiforme. Microestruturas principais: nematoblástica, pela orientação de hematita orientada, borda de corrosão no contato de quartzo granular mais novo/esqueletiforme com hematita, grãos esqueletiformes de 2quartzo esqueletiforme incluso em agregados de hematita orientada.	
D_{n+1} (Regime compressivo, frontal, tangencial, dúctil)	Dobras (F_{n+1}), foliação plano axial (S_{n+1}). Tipologias de hematita: orientada, plano axial. Tipologia de quartzo granular mais novo e esqueletiforme estão em equilíbrio com essa fase. Microestrutura principal: nematoblástica.	
D_{n+2} (Regime distensivo, rúptil, rúptil-dúctil a dúctil-rúptil)	Zonas de cisalhamento rúptil a rúptil-dúctil com movimento normal, estrutura S/C. Tipologias de hematita: cataclástica. Tipologia de quartzo: intersticial. Microestrutura principal: cataclástica.	

Na fase D_n , hematita intesticial, hidrotermal, ocupa principalmente os contatos e junções tríplexes de quartzo granular mais novo (Figs. 7b, 11c3). Nos estágios mais avançados da alteração hidrotermal, possivelmente através de processos envolvendo difusão na escala de grãos ao longo da foliação, há a coalescência entre grãos de hematita intesticial, formando a hematita orientada (Fig. 7i). Essa coalescência ocorre coetânea com o avanço dos processos de *solution-transfer*, com dissolução de quartzo especialmente na interface quartzo/hematita (Fig. 11c4). A atuação de processos envolvendo fluidos durante a fase D_n é sugerida por:

- (i) presença de grãos esqueletais de quartzo imersos em aglomerados de hematita orientada (Fig. 7c);
- (ii) contato transicional entre domínios com hematita intesticial (mais ricos em quartzo) e com domínios mais ricos em hematita orientada e mais pobres em quartzo;
- (ii) crescente diminuição do tamanho da tipologia quartzo granular mais novo/esqueletiforme, aliada com o aumento relativo do tamanho e da razão axial da hematita orientada com relação à hematita intesticial (Fig. 5b).

Com a progressão da alteração hidrotermal, os grãos de quartzo esqueletais e reliquias ficam imersos em uma matriz rica em hematita orientada (Fig. 7c, g), como também observado por Lagoeiro (1998), Lobato et al. (2008) e Mendes e Lagoeiro (2012) para rochas de minério

de alto teor em ferro. De acordo com esses autores, a transformação de magnetita em hematita durante a deformação desempenha um papel importante na evolução da trama do minério de ferro, pois criam planos de fraqueza que facilitam a circulação de fluidos. Assim, interpreta-se que a circulação de fluidos sintectônicos com a fase D_n propiciou:

a)

Ediacaran Compressive Deformational Phases*					
Mineral Typology	D_{n-1}	D_n	D_{n+1}	D_{n+2}^{**}	Supergene
Magnetite	██████████				
Early Granular Quartz	██████████				
Granular Hematite	██████████				
Interstitial Hematite		██████████			
Late granular and Skeletal Quartz			██████████		
Oriented Hematite: Foliation S_{n-1}/S_n		██████████			
Oriented Hematite: Axial Plane Hematite			██████████		
Cataclastic Hematite				██████████	
Interstitial Quartz				██████████	
Wavellite					██████████

* Ediacaran compressive Paramirim Aulacogen Inversion
 ** Ediacaran Distensive Deformational Phases - Orogenic colapse

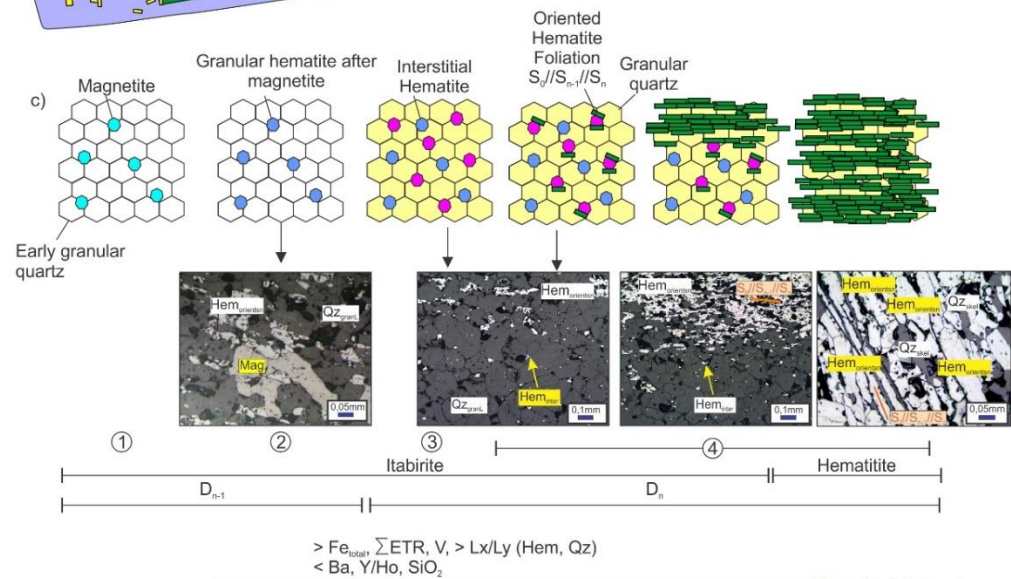
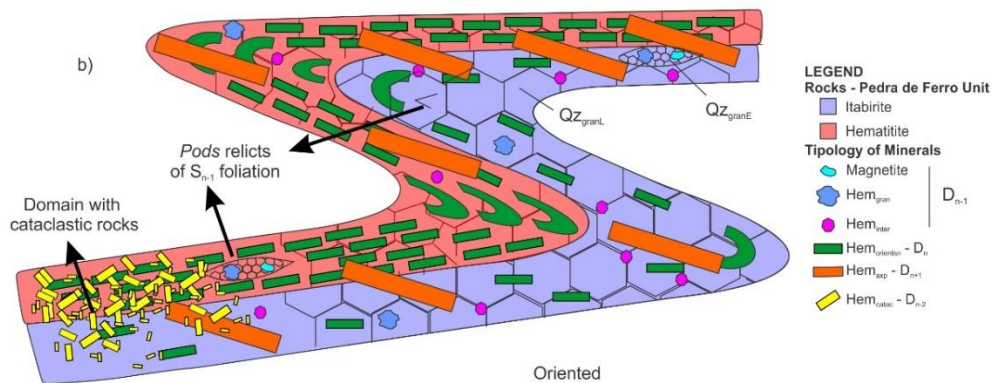
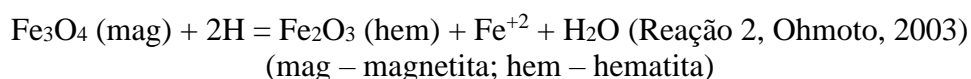
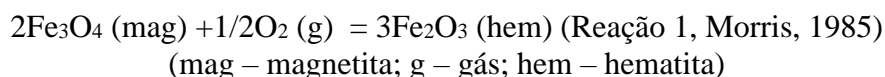


Fig. 11. Modelos interpretativos para a correlação entre a alteração hidrotermal, as fases deformacionais e a evolução metalogenética na Mina Pedra de Ferro: a) tipologias de hematita e quartzo identificados na sucessão paragenética e

relação com as estruturas deformacionais; b) síntese da sucessão paragenética para hematita e quartzo e suas relações com as fases deformacionais identificadas; c) modelo esquemático para explicar a geração dos domínios de alto teor de ferro através da atuação de processos envolvendo *solution transfer*. Hem_{gran} – hematita granular, Hem_{inter} – hematita intersticial, Hem_{orientSn} – hematita orientada segundo S₀//S_n//S_{n+1}, Hem_{axp} – hematita orientada/plano axial, Hem_{catac} – hematita cataclástica, QZ_{gran} – quartzo granular, QZ_{gran/skel} – quartzo granular/esqueletal, QZ_{inter} – quartzo intersticial. Ver texto para discussão.

- (i) a dissolução gradativa do quartzo granular mais novo no seu contato com hematita orientada, cujos reliquiores são os grãos esqueletais de quartzo;
- (ii) a coalescência da hematita intersticial formando a hematita orientada (Fig. 7c); e
- (iii) o aumento do seu tamanho (*grain growth*) por difusão na escala de grão e sua concentração residual ao longo da foliação S₀//S_n//S_{n-1}.

A transformação de magnetita em hematita granular (Fig. 7a, i) pode ter ocorrido a partir de uma das seguintes reações:



A dissolução do quartzo varia de acordo com as condições de temperatura, pressão e salinidade. Para Manning (1994) e Evans et al. (2013), a temperatura é o principal controle, com a solubilidade do quartzo iniciando a partir de 300°C e aumentando gradualmente com a temperatura. Em fluidos fortemente salinos, assim como em água pura, a dissolução do quartzo é fortemente dependente da pressão (Mroczek e Christenson, 2000, Rendel e Mountain, 2023).

Alguns aspectos sugerem que a relação fluido/rocha foi maior durante a fase D_n com relação às demais fases deformacionais:

- (i) geração de maior volume de hematita orientada, que acompanha gradual diminuição do volume e granulação de quartzo e de hematitas granular, bem como de menor volume de hematita intersticial;
- (ii) predominância de feições sugerindo atuação de processos de *solution-transfer*, como bordas de corrosão e de grãos esqueletiformes quartzo em contato com hematita orientada segundo a foliação S₀//S_{n-1}//S_n (Fig. 7g);
- (iii) maiores teores de ferro associado com a foliação S₀//S_{n-1}//S_n do que com as charneiras das dobras F_{n+1} (Tab. 1); e
- (iv) menores volumes de hematita plano axial, gerada na fase D_{n+1}, relativo ao volume de hematita orientada, predominante na mina, gerada na fase D_n (Apêndice L).

O aumento da razão fluido/rocha gera grãos de hematita orientada, maiores e com maior razão axial quando comparadas as gerações granular e intersticial de hematita (Apêndice L, Fig. 5b2). Para a tipologia cataclástica de hematita, embora o tamanho e a razão axial sejam maiores do que as obtidas para a hematita orientada, o volume dessa tipologia é inferior a 6% e só é observado em amostras de itabirito.

Considerando o contexto tectônico similar as comparações feitas com os domínios ricos em ferro estudados por Santos et al. (2020), sugere-se os seguintes processos atuando para a formação dos domínios de alto teor de ferro na mina Pedra de Ferro durante a fase D_n :

- (i) oxidação da magnetita em hematita granular; e
- (ii) dissolução e redução da granulação do quartzo granular mais novo, associado com aumento da granulação de hematita orientada através de processos difusão na escala de grãos.

Na escala de grão, a circulação de fluidos hidrotermais para formação de minério de alto teor (*High-grade ore bodies*) na Mina Pedra de Ferro ocorreu principalmente:

- (i) nos limites entre grãos, notadamente para a formação de hematita intersticial e 3 e no limite hematita/quartzo; e
- (ii) pela estrutura platiforme do grão de hematita, que facilita a circulação de fluidos, através da microestrutura nematoblástica sin- D_n .

As feições observadas nas rochas da mina Pedra de Ferro corroboram com Hagemann et al. (2006), que interpretam que para a transformação de formações ferríferas bandadas em domínio de alto teor hematítico, dois processos geoquímicos são fundamentais. O primeiro refere-se à dessilicificação a partir da dissolução dos minerais de ganga através de fluidos oriundos de fontes hidrotermais subsaturadas nesses elementos. O segundo processo envolve a alteração da magnetita para hematita por meio da oxidação via fluidos hidrotermais e mudança do pH em virtude da lixiviação do Fe^{+2} da magnetita. A dissolução da sílica e substituição seletiva da trama pela hematita lamelar ocorre em domínios enriquecidos condicionados pelas estruturas deformacionais (Beukes 2008; Lobato et al., 2008; Hagemann et al., 2016; Haddad-Martim et al., 2018; Anjos-Cruz et al., 2018).

Os processos deformacionais levaram à continua recristalização do quartzo, formando agregados granoblásticos desde a fase D_{n-1} (quartzo granular mais velho) até a fase D_n (quartzo granular mais novo). Os processos deformacionais cristal-plásticos observados nos grãos de quartzo, especialmente a extinção ondulante, associado com a microestrutura granoblástica equigranular interlobada a poligonal aponta para uma temperatura mínima de 300°C para o metamorfismo nessas rochas. Considerando os resultados obtidos por Bitencourt and Cruz

(2023) em rochas do Grupo Santo Onofre, situado a oeste da Mina Pedra de Ferro, e por Cruz et al. (2007) em rochas da Suíte Intrusiva Lagoa Real, situadas a leste da mina, sugere-se que em Pedra de Ferro o metamorfismo sin- D_n atingiu condições de fácies anfíbolito baixo.

A geração da hematita plano axial durante o desenvolvimento de dobras da fase D_{n+1} pode ter ocorrido também por difusão na escala de grão. Entretanto, não se descarta a hipótese de variação do potencial de oxidação-redução, com algum ferro sendo solubilizado em condições relativamente mais redutoras e precipitado em condições relativamente mais oxidantes.

A hematita cataclástica está relacionada com a deformação de itabirito e hematitito em zona de cisalhamento, rúptil, rúptil-dúctil a dúctil- rúptil, da fase D_{n+2} . Grãos cataclásticos ocorrem em uma grande variação de dimensões (Fig. 5b), bem como razão axial. As maiores razões possivelmente estão relacionadas com o hábito placóide da hematita orientada. Embora com menor razão fluido/rocha, durante a fase D_{n+2} , a hematita cataclástica é a única tipologia que apresenta valores de ETR superiores aos valores de análise de rocha total, bem como é a única com valores de ETR superiores a 1 e com as maiores anomalias em Sr, Ba, Th, Pb e Y (Figs. 9j, l). O aumento de ETR nessa geração de hematita possivelmente está associada com condições de temperatura relativamente mais elevada em relação às fases D_n e D_{n+1} , e relacionadas com o colapso orogênico, como interpretado por Cruz et al. (2015). Condições de mais elevada temperatura podem ter influenciado na temperatura dos fluidos hidrotermais tardios à principal fase de formação da mineralização e em alguma remobilização de ETR.

O quartzo intesticial preenche vazios gerados pela cataclase sin- D_{n+2} e sua presença está relacionada com fluidos tardios hidrotermais. Não foram encontrados veios de quartzo na mina Pedra de Ferro. Entretanto, Cruz et al. (2015) descreve estruturas desse tipo, verticais, geradas a partir de reações de hidratações em metagranitoides do embasamento do Aulacógeno do Paramirim, bem como a partir da deformação e alteração hidrotermal de rochas da Suíte Intrusiva Lagoa Real.

A Figura 11b apresenta uma síntese da distribuição das tipologias de hematita e quartzo na mina Pedra de Ferro relacionada com a deformação finita na Mina Pedra de Ferro. Por sua vez, considerando as Figuras 8 e 12, os efeitos químicos da alteração hidrotermal, principalmente sin- D_n , sobre a composição química de rocha total pode ser interpretado por: (i) aumento do teor de ferro em direção às amostras de hematitito; (ii) aumento do somatório de ETR, e em especial de ETRP, em hematitito relativamente aos valores obtidos em amostras de itabirito. O aumento desses componentes em hematitito possivelmente está associado com o aumento da T do fluido hidrotermal e com o aumento da razão fluido/rocha; e (iii) com relação

presença de magnetita é bastante restrita, com volume inferior a 1% em itabirito. A geração mais antiga de magnetita está em equilíbrio com a trama granoblástica, cuja geração está possivelmente relacionada com o metamorfismo regional das formações ferríferas bandadas (Fig. 11c1), como também foi interpretado por Santos et. al (2020) para o depósito Espírito Sato. Na Mina Pedra de Ferro a hematita granular está relacionada com os estágios iniciais de alteração hidrotermal de magnetita do protominério itabirítico. Em ambos os depósitos, essa alteração está associada com o desenvolvimento de zonas de cisalhamento inter e intraestratais que levaram à formação da foliação $S_0//S_n//S_{n-1}$.

No modelo proposto na Figura 11c, a deformação progressiva durante a fase D_n e o aumento da relação fluido/rocha levaram ao desenvolvimento de uma foliação espaçada que evolui para uma foliação contínua, acompanhada por diminuição gradativa do volume de quartzo e enriquecimento progressivo de hematita orientada (Fig. 11c4). Durante a transposição da foliação $S_0//S_{n-1}$ e formação da foliação $S_0//S_{n-1}//S_n$, associada à com a alteração hidrotermal em condições oxidantes desenvolveram-se níveis de hematitito em várias escalas de observação, com a geração sucessiva das hematitas granular, intersticial e orientada. Estruturas tectônicas permitem a percolação de fluidos hidrotermais responsáveis pela lixiviação da sílica e eventualmente o transporte de Fe sob forma solúvel (Ohmoto, 2003; Angerer et al., 2015; Hagemann et al., 2016; Gomes et al., 2018; Anjos-Cruz et al., 2018). (Lobato et al., 2008; Hagemann et al., 2016; Haddad-Martim et al., 2018; Duuring et al., 2020).

De acordo com Hagemann et al. (2016), os controles estruturais associados com a formação de minério de ferro de alto teor são:

(i) estruturas pré-minério, que podem posteriormente estar envolvidas na formação do minério, tanto de forma passiva (condutos de fluidos), como ativa (reativação). Na Mina Pedra de Ferro essas estruturas seriam o bandamento sedimentar;

(ii) as estruturas tectônicas sin-mineralização, que notadamente na área estudada possivelmente estiveram associadas com zonas de cisalhamento inter e intraestratais, como também planos em duplex e estruturas $S/C/C'$, como interpretado por Santos et al. (2020); e (iii) estruturas tectônicas pós-mineralização (foliações, zonas de cisalhamento, fraturas), que podem modificar corpos de minério existentes ou podem preservar e expor corpos de minério após sua formação. Na mina Pedra de Ferro, esse é o caso das estruturas das fases D_{n+1} e D_{n+2} .

Na Figura 5 e na Tabela 1 pode-se observar que, nas amostras de hematitito há lentes de alto teor de ferro tanto nos flancos quanto nas charneiras de dobras. Com base nos dados apresentados, interpreta-se que as zonas de cisalhamento inter e intraestratais da fase D_n ,

relacionadas com a inversão do Aulacógeno do Paramirim e que levaram à formação da foliação de transposição $S_0//S_{n-1}//S_n$, são o principal controle na formação de hematitito e consequentemente do minério de alto teor de ferro da Mina Pedra de Ferro. Os dados sugerem, portanto, que o enriquecimento em ferro ocorreu antes do desenvolvimento das dobras da fase D_{n+1} . No contexto da região norte do setor Intracontinental do Orógeno Araçuaí, estruturas compressivas e de baixo ângulo, geradas em deformação tangencial, frontal, dúctil, foram os principais canais por onde os fluidos percolaram durante a alteração hidrotermal. Esse modelo de controle estrutural para a formação de minério de alto teor de ferro difere dos que foram interpretados para a formação de domínios ricos em ferro por Rosiere et al. (2001), Rosière et al. (2008, 2013; Quadrilátero Ferrífero, Brasil), Egglse et al. (2017; Província de Hamersley (Australia) e Basson e Koegelenberg (2017; Supergrupo Transval, África), cujo controle principal da mineralização está associada com o desenvolvimento de dobras e falhas.

Adicionalmente, comparando-se a variação modal das diferentes gerações de hematita (Fig. 5a) e dos teores de Fe em níveis cataclasados e não cataclasados (Tab. 1), nota-se que a cataclase não desempenhou papel significativo na formação dos domínios de alto teor de ferro que já estavam desenvolvidos durante o desenvolvimento das zonas de cisalhamento com movimento normal.

6.4. Aspectos genéticos da bacia

Comparando o padrão de ETR+Y das amostras de itabirito da Unidade Pedra de Ferro com os resultados obtidos por Planavsky et al. (2010), observa-se os padrões de distribuição desses elementos (Fig. 9a, b) são semelhantes aos obtidos para formações ferríferas bandadas com idade <1.9 Ga (Fig. 9c). Esses autores sugerem que a precipitação do Fe em formações ferríferas depositadas após o GOE ocorre mediante a combinação entre a oxidação abiótica e biótica de Fe^{2+} (solúvel em água) em Fe^{3+} (insolúvel em água), na interface entre condições subóxicas e anóxicas. Além disso, de acordo com Planavsky et al. (2009), a deposição de formações ferríferas paleoproterozoicas ocorreu em uma bacia estratificada, com condições redox muito bem marcadas e variadas.

De acordo com Bau e Dulski (1996) e Bolhar et al. (2004), a razão Y/Ho na água do mar aumenta em direção aos ambientes marinhos e há decréscimo em direção às porções subóxicas a anóxicas. Razões maiores que 60 estariam associadas com ambientes marinhos abertos, enquanto razões inferiores a 60 e superiores a 27 estariam relacionadas a ambientes marinhos proximais, especialmente costeiros-lagunares (Tostevin et al., 2016). Em bacias continentais com influência detrítica, a razão é menor que 27. Considerando apenas as amostras

de itabirito, por possuírem composição mais próxima do protólito, ou seja, semelhantes as amostras de Santos et al. (2020), as razões Y/Ho da Unidade Pedra de Ferro variam entre 33,57 – 50, com média de 37,6 (Apêndice B), sendo valores Y/Ho próximos aos típicos de água do mar.

Embora as razões Y/Ho sejam acima do valor condrítico, nota-se, em geral, uma correlação negativa dessa razão com os teores de Fe, MgO, Zr (Figs. 13a-c), ou seja, aumento desses elementos à medida em que Y/Ho se aproxima dos valores condríticos. Por sua vez, para o Al₂O₃ há diminuição de seus valores (Fig. 13d).

Visando buscar assinaturas químicas que possam autenticar alguma influência detrítica nas rochas estudadas, diagramas de elementos traço versus Al das amostras foram confeccionados e estão apresentados nas Figuras 13e-j. Nessas Figuras, os valores dos folhelhos PAAS (McLennan, 1989) e MUQ (Kamber et al., 2005) foram inseridos. Nota-se que:

(i) Os valores de Al, Rb, Zr e Th mostram fraca correlação com condritos. Foi calculado o coeficiente de correlação (R) entre Hf/Zr *versus* Th/Zr para as amostras de itabirito, tendo sido obtido um R=0.08, demonstrando uma baixa correlação entre esses elementos traço, portanto baixa contaminação crustal nesses componentes (Aoki et al., 2018).

(ii) Considerando o Sr, os valores das amostras são inferiores aos dos folhelhos e apenas uma amostra (BRS352-21) possui valor próximo ao dos condritos (Fig. 13h). A razão Y/Ho dessa amostra é 50, sugerindo condições marinhas para a deposição do seu protólito e menor contribuição detrítica. Considerando a maioria dos valores de Sr inferiores a 50, sugere-se que a maioria do Sr dessa amostra possivelmente é herdado de uma fração autigênica (Aoki et al., 2018).

(iii) Para U e Ba, apenas uma amostra (BRS334-06) possui valores superiores para esses elementos em relação aos folhelhos. A razão Y/Ho dessa amostra é 33,57 sugerindo que pode ter havido alguma contaminação crustal a partir de magmatismo félsico atuando durante a deposição do seu protólito.

Os valores de Ce/Ce_{PAAS}* são negativos para amostras com menores razões Y/Ho, ou seja, para as que estão com razões mais próximas às condríticas (Fig. 13k). Nessas amostras, as razões Pr/Pr_{PAAS}* são < 1. Bau e Dulski (1996) propuseram um diagrama para distinguir anomalia verdadeira de Ce/Ce* em precipitados marinhos (Fig. 13h) e investigar a natureza oxidante do oceano precursor, uma vez que a abundância do lantânio (La) em ambiente marinho mascara possíveis anomalias de Ce/Ce_{PAAS}* na água do mar e em seus precipitados químicos. Os resultados demonstram anomalias negativas verdadeiras La/La_{PAAS}* para duas amostras, sugerindo ambiente marinho para a deposição de seus protólitos. Nessas amostras, as anomalias negativas de Ce/Ce_{PAAS}* não foram confirmadas.

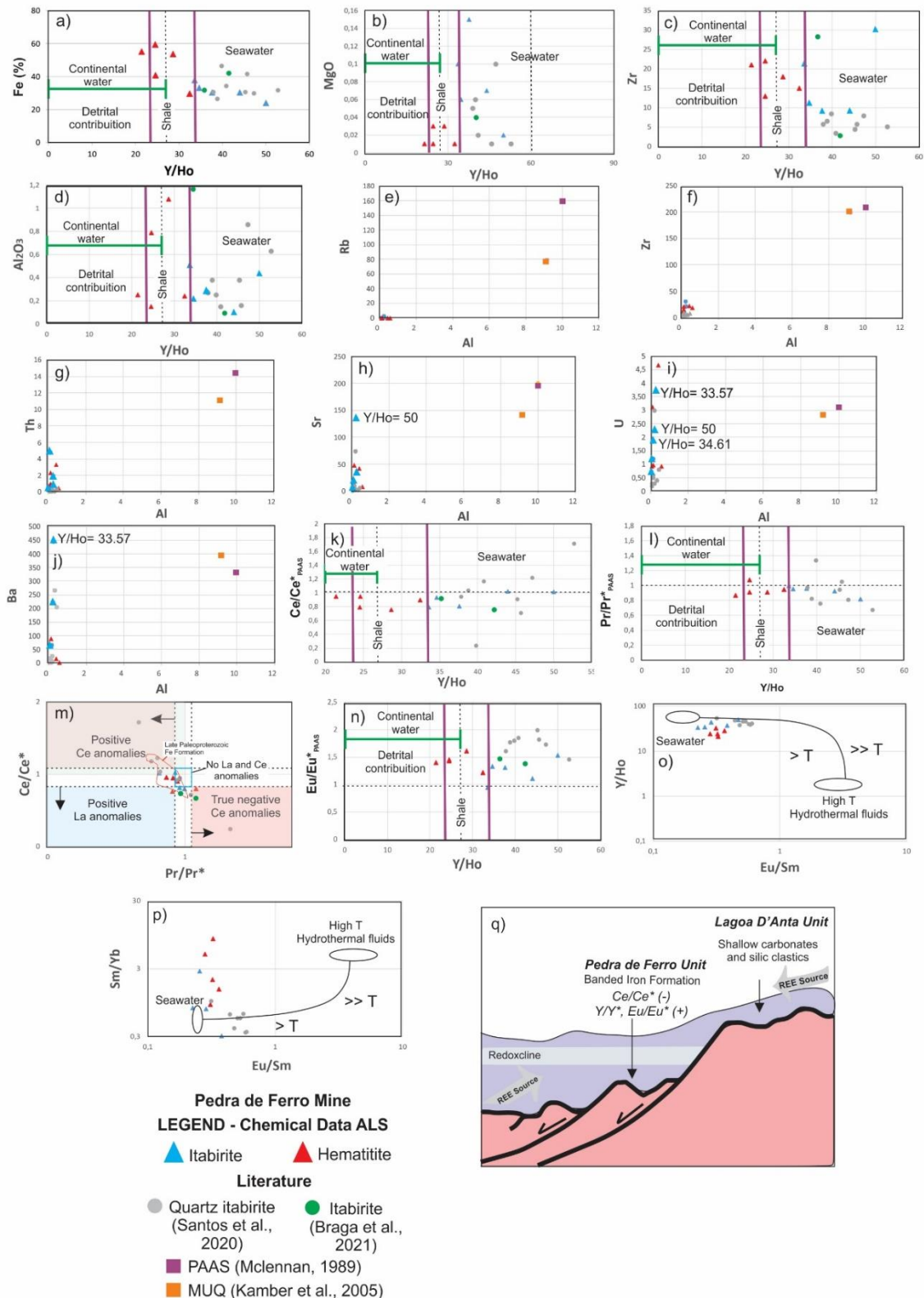


Fig. 13. Diagramas binários para interpretação das condições ambientais relacionadas com a deposição dos protólitos das rochas da Unidade Pedra de Ferro estudada: (a-d; k, l, n) Diagrama binários de elementos maiores e traços *versus* Y/Ho. Os limites fixados foram obtidos a partir de Bau et al. (1996) e Pecoits, (2010); e-j) digramas binários Al versus elementos traço; m) diagrama discriminativo das razões of Pr/Pr_{PAAS}* *versus* Ce/Ce_{PAAS}* para verificação das anomalias verdadeiras de La e Ce (Bau e Dulsky, 1996); o, p) diagramas propostos por Alexander et al. (2008) para interpretar a influência hidrotermal durante a deposição dos protólitos; q) modelo geológico interpretativo para as condições de deposição da rochas da unidade Pedra de Ferro. Ver texto para discussão. Os

valores obtidos para hematitito constam no gráfico apenas para efeito de comparação pois houve remobilização de ETR e Y.

Ainda de acordo com Bau e Dulski (1996), a intensidade da anomalia de Eu está relacionada com a temperatura dos fluidos hidrotermais atuando durante a deposição das rochas, sendo que em temperaturas inferiores a 250°C dariam origem a $Eu/Eu_{PAAS}^* \sim 1$, enquanto temperaturas mais elevadas resulta em $Eu/Eu_{PAAS}^* > 1$. As formações ferríferas arqueanas apresentam como característica anomalia positiva de Eu/Eu^* , que tende a desaparecer em formações ferríferas proterozoicas (Klein, 2005; Alexander et al., 2009). Considerando as amostras de itabirito, a razão Eu/Eu_{PAAS}^* em geral é maior que 1 na maioria das amostras analisadas (Tab. 2 e Fig. 13n). Nos gráficos propostos por Alexander et al. (2008) (Fig. 13o,p), as amostras de itabirito estão mais próximas da química da água do mar, com pouca influência hidrotermal.

Considerando: (i) a presença de itabirito rico em óxido na unidade Pedra de Ferro como única hospedeira do minério de alto teor de ferro, em contraposição de rochas carbonáticas intercaladas em menor quantidade de itabiritos anfibolíticos nas Unidade Lagoa D'Anta; (ii) as anomalias positivas em Eu/Eu_{PAAS}^* , Y/Y_{PAAS}^* e Gd/Gd_{PAAS}^* (Tab. 2); (iii) as assinaturas químicas para elemento traços e Al que desviam das composições dos folhelhos PAAS e MUQ, sugerindo baixa ou contribuição crustal ausente; e (iv) os valores de $Y/Ho > 27$, sugere-os os protólitos dos itabiritos da Unidade Pedra de Ferro foram depositados em ambiente marinho em condições relativamente profundas de lâmina d'água (Fig. 13q). Uma exceção é a amostra BRS334-06 que possui teores de U e Ba superiores aos folhelhos PAAS e ao MUQ, cujo protólito pode ter experimentado alguma contaminação crustal a partir de possível vulcanismo félsico coetâneo com a formação do protólito dessa amostra. Uma candidata para esse magmatismo são as rochas metavulcânicas estaterianas cristalizadas durante a evolução do precoce do Aulacógeno do Paramirim, cujos dados foram organizados por Cruz et al. (2023 e referências citadas).

6.5. Comparação geoquímica com outros depósitos

6.5.1. *Geoquímica de rocha*

Os dados obtidos neste trabalho foram comparados com os de formações ferríferas bandadas com idades de deposição mais novas que 2.5 Ga, como os estudados por Hensler et al. (2017; itabirito da Formação Cauê, depósito Pau Branco, Quadrilátero Ferrífero), Santos et al. (2020; itabirito quartzoso da Unidade Espírito Santo, depósito Espírito Santo, Cinturão de Dobramentos e Cavalgamentos Serra do Espinhaço Setentrional) e por Braga et al. (2019, 2021; Minério de alto teor/specularitic shear-zone controlled orebodies rochas da unidade Horto-Baratinha, Bloco Ganhães; Fig. 9a, b, d, e). As amostras de itabirito da Formação Cauê (Tabela

2), têm $La/Yb_N < 1$, ou seja, predominância de ETRP em relação a ETRL e razão menos acentuada que as amostras da Mina Pedra de Ferro, cujo padrão é mais planar e a razão La/Yb_N em média é $0,37 \pm 0,29$ (Tabela 2). Para elementos traços, as amostras da Formação Cauê e da Mina de Pedra de Ferro possui padrão semelhante exceto para Cu e Co (Fig. 9d, e), com proeminentes anomalias positivas em Y e U. Com relação as rochas da unidade Horto-Baratinha (Braga et al., 2019, 2021), as amostras da Mina Pedra de Ferro são mais empobrecidas em ETRP (Fig. 9d, e), com menores razões La/Yb_N (Tabela 2). A presença de intrusões de pegmatitos e a influência magmática no controle do depósito na unidade Horto-Baratinha pode ser a razão para essas distinções. Com relação aos elementos traços, também se nota anomalias positivas em Y e U em ambos os depósitos.

A 8 km a nordeste da Mina Pedra de Ferro, no depósito Espírito Santo (Fig. 2), Santos et al. (2020) identificaram itabiritos quartzoso, anfibolítico e carbonático, sendo que apenas o primeiro deles foi encontrado na área deste estudo. A Tabela 5 mostra um comparativo entre as litologias e a moda determinada nas rochas do depósito Espírito Santo por Santos et al. (2020) e da Mina Pedra de Ferro. Considerando o itabirito quartzoso, nota-se que região distal do domínio de alto teor de ferro as rochas deste estudo são mais ricas em quartzo e em hematita, porém mais pobres em magnetita que as rochas do Alvo Espírito Santo. Além disso, enquanto que nesse alvo há presença de minerais acessórios, tais como carbonato, moscovita e ouro, nas amostras da Mina Pedra de Ferro esses minerais não são encontrados. Por sua vez, com relação aos domínios com mais elevado teor de ferro, enquanto que no Alvo Espírito Santo predomina magnetita e hematita, com quartzo entre 40-60%, na Mina Pedra de Ferro o domínio de alto teor é predominantemente hematítico, com quartzo atingindo 24%.

Tabela 5. Análise comparativa entre os valores modais de itabirito e hematitito da Mina Pedra de Ferro e do Alvo Espírito Santo. Ver texto para discussão.

Deposito/ Alvo / Mina	Região distal do domínio de alto teor de ferro (%)												Domínio de mais elevado teor de ferro (%)				
	Rocha encaixante / Minerais	Qz	Hem	Mag	Cu _m	Chl	Cb	Ms	Cpy	Py	Au	Ccd	Cu _m	Qz	Hem	Mag	Mineral principal na alteração hidrotermal
Pedra de Ferro	Itabirito com hematita	44-78	22-56	0-1	<1 %	0	0	0			0	0					Hematita
	Hematitito													4-24	81-96	0	Hematita
Espírito Santo (Santos et al., 2020)	Itabirito Quartzoso	35-50	0-24	10-55			0-9	0-15			<1	0-5		40-60	25-50	20-55	Hematita/Magnetita
	Itabirito Anfibolítico	8-35	3-12	10-40	25-55	0-22			0-1	0-1			10-25	35-55	10-26	40-60	Magnetita
	Itabirito Carbonático	12-15	0-2	30-45		0-3		20-35		0-5				0-5	0-5	30-45	Magnetita

Nos diagramas para elementos menores (Fig. 9a, c) nota-se forte semelhança entre a assinatura dos elementos terras-raras entre as amostras de itabirito quartzoso do alvo Espírito Santo com as amostras de itabirito da Mina Pedra de Ferro. Assinatura de ETR do depósito Espírito Santo também é compatível com o de rochas de idade < 1.9 Ga segundo os diagramas de Planavsky et al. (2010). Com relação aos elementos traço, nota-se que os hematítos de Pedra de Ferro são mais empobrecidos em Ni, Co, Zr, Hf, Th e U do que os do depósito Espírito Santo, sugerindo lixiviação desses elementos com a alteração hidrotermal.

As assinaturas em ETR e elementos traço do domínio de alto teor de ferro na área de estudo são bastante discrepantes dos domínios ricos em hematita estudados por Anjos-Cruz et al. (2018) na Chapada Diamantina (Fig. 1). Essa diferença é esperada considerando os processos enriquecedores em ferro da Chapada Diamantina, que são diferentes dos interpretados para os protólitos das rochas da Mina Pedra de Ferro, gerado a partir da alteração hidrotermal ediacarana, mas de metarenitos arcoseanos com idade ca. 1.4 Ga, com metassomatismo em ferro e em contexto compressional relacionado com a inversão frontal e epidérmica do Aulacógeno do Paramirim, no Ediacarano.

6.5.2. Variação química em ICPMS mineral em hematita e magnetita

Em todas as tipologias estudadas de hematita na Unidade Pedra de Ferro há anomalia positiva de Eu, anomalias positivas e negativas de Ce e enriquecimento relativo em ETR pesados com relação aos ETR leves (Tab. 3). Comparando-se os dados de ETR e de outros elementos traços e menores em hematita orientada segundo $S_0//S_{n-1}//S_n$ em itabirito e hematitito da mina Pedra de Ferro com os dados de hematita da mesma tipologia do Depósito Espírito Santo (Santos et al., 2020) (Tab. 3, Fig. 9), tem-se:

(i) As amostras de hematita em ambos os depósitos mostram predominância de ETRP em relação a ETRL, anomalias negativas de Y e positivas de Eu (Tabela 3), menores teores de ETRL em relação à química de rocha total;

(ii) As análises de ETR de hematita de itabirito e de hematita G1 em hematitito da Mina Pedra de Ferro plotam no envelope das análises das amostras do Alvo Espírito Santo (Fig. 9f), exceto algumas amostras da Mina Pedra de Ferro que são mais empobrecidas em Y, sugerindo condições relativamente mais redutoras para essas amostras. Por outro lado, as análises de hematita G2 são mais enriquecidas em ETR que as obtidas em hematita do Alvo Espírito Santo (Fig. 9g);

(ii) para as hematitas orientadas do Grupo 1 (G1), as razões La/Yb_N e Ce/Ce^* são menores que 1, mas as razões obtidas em itabirito quartzoso da Mina Pedra de Ferro são maiores do que as obtidas no alvo Espírito Santo por Santos et al. (2020) (Tab.3). Por sua vez, as razões Eu/Eu^* são maiores que 1 em ambos depósitos, mas relativamente maiores nas amostras estudadas por Santos et al. (2020);

(iii) com relação aos grãos de hematita orientada do Grupo 2 (G2) as razões La/Yb_N e Ce/Ce^* são relativamente superiores e as razões Eu/Eu^* são relativamente inferiores do que as obtidas para cristais de hematita do alvo Espírito Santo por Santos et al. (2020) (Tab.3).

(iv) as amostras do depósito Espírito Santo são mais enriquecidas em Ni e Pb e mais empobrecidas em Pb e Y que as análises para hematita orientada dos grupos G1 e G2 da mina Pedra de Ferro.

Esses dados foram comparados com os dados para hematita platiforme de Anjos-Cruz et al. (2018; Chapada Diamantina; Fig. 9j, l) e nota-se que não há similaridade entre as assinaturas de ETR de ambos depósitos, refletindo, possivelmente, os diferentes dos processos formadores minérios de alto teor nesses depósitos. Os grãos de hematita orientada (G2) de hematitito da mina Pedra de Ferro são notavelmente mais enriquecidos em ETR que os dados das amostras estudadas por Anjos-Cruz et al. (2018).

Para dados de ETR em hematita hipogênica do Quadrilátero Ferrífero (Depósito Pau Branco, Formação Cauê; Hensler et al., 2017) e de hematita platiforme em itabiritos do Grupo Serpentina (Braga et al., 2021) observa-se forte empobrecimento quando comparadas com os dados da Mina Pedra de Ferro. Essa diferença deve refletir variações nas composições dos protólitos quando comparados as rochas do Depósito Pau Branco e a rochas da Mina Pedra de Ferro.

A partir dos dados químicos obtidos por LA-ICP-MS em magnetita foram construídos gráficos de razões Ti/V versus Mn , onde nota-se que os grãos de magnetita da Mina Pedra de Ferro apresentam teores acima de 100 ppm de Mn e valores de Ti/V próximos a 10. Esses dados foram comparados com outros importantes depósitos, tanto em magnetitas de formações ferríferas não alteradas quanto em magnetitas presentes em alterações hipogênicas (Fig. 14). Quando comparadas com formações ferríferas bandadas não modificadas, notam-se semelhanças químicas em Mn, Ti e V com a magnetita 1 de Santos et al. (2020) e com magnetita dos depósitos do tipo Lago Superior da Província Hamersley, conforme Nadoll et al. (2014).

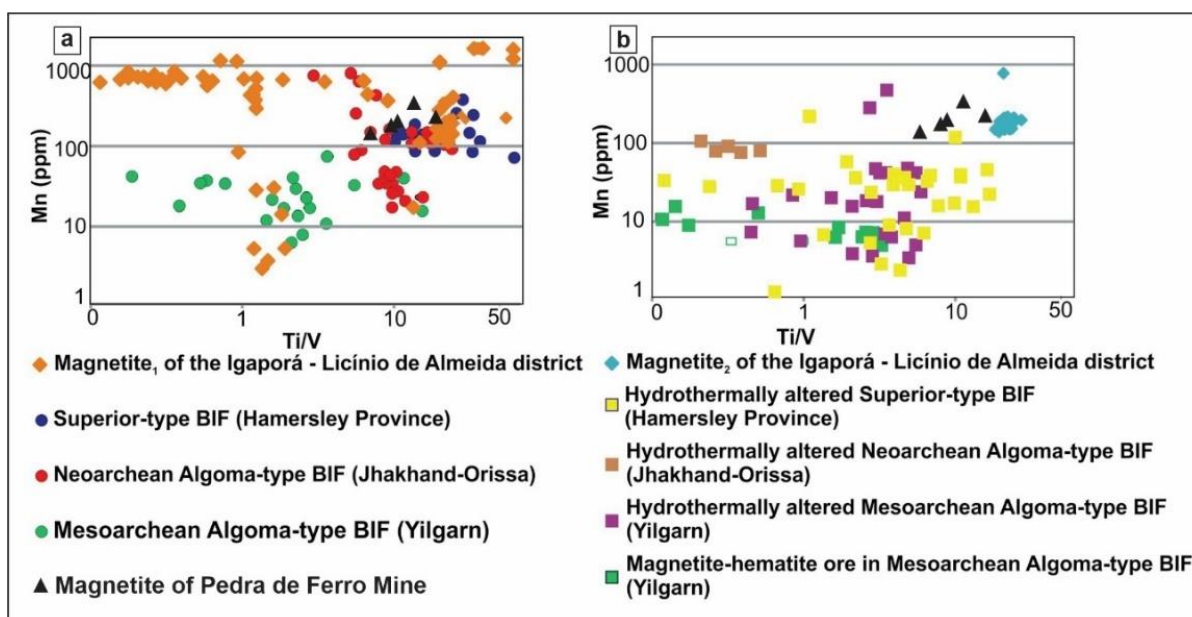


Fig. 14. Diagramas das razões Ti/V versus Mn para magnetitas em rochas hospedeiras em diferentes graus de alteração hidrotermal hipogênica: (a) magnetitas em formação ferrífera bandada (BIF) não modificada; (b) magnetita em BIF com alteração hipogênica. Modificado de Nadoll et al. (2014).

6.6. Modelo de evolução da mineralização de ferro

A figura 15 mostra um modelo evolutivo para a bacia que abrigou protólitos sedimentares da Sequência Metavulcanossedimentar Igaporã-Licínio de Almeida. O protólito do itabirito carbonático estudado por Santos et al. (2020) no depósito Espírito Santo, assim como protólito do mármore manganêsífero estudados por Rocha et al. (1998) e Borges et al. (2015) na Unidade Lagoa D'Anta (Fig. 2), a leste da Mina Pedra de Ferro, foram depositados em condições plataformais, enquanto que o protólito do itabirito rico em óxidos foi depositado em talude continental de uma bacia marinha com baixa contribuição detrítica (Figs. 10a, 13a-k, 15a). A idade de deposição dessas rochas ainda não foi obtida, mas quando comparados com Planavsky et al. (2010), os dados geoquímicos das rochas da Mina Pedra de Ferro sugerem uma idade de deposição inferior a 1.9 Ga, sugerindo que se tratam de rochas do embasamento do Aulacógeno do Paramirim ou mesmo de rochas das unidades basais do Supergrupo Espinhaço, como proposto por Rocha et al. (1998).

Entre 540-560 Ma ocorreu a inversão do Aulacógeno do Paramirim (Fig. 15b), com o envolvimento do seu embasamento na deformação das unidades de seu preenchimento (Cruz e Alkmim 2017). A evolução estrutural obtida neste trabalho assemelha-se ao que foi obtido por Bitencourt et al. (2019) para as rochas de preenchimento do Aulacógeno do Paramirim com idade máxima toniana. Essas deformações estão associadas com as colisões continentais associada com a formação do Supercontinente Gondwana (Cruz e Alkmim, 2006) e foram

responsáveis pela nucleação da zona de cisalhamento da Borda Leste, que justapôs unidade do embamento da região norte do setor Intracontinental do Orógeno Araçuai-Oeste sobre unidades tonianas do Supergrupo São Francisco (Bittencourt e Cruz, 2023).

No Alvo Espírito Santo, os domínios de alto teor de ferro formam níveis estreitos que se intercalam com itabirito quartzoso (Santos et al., 2020), ao contrário da Mina Pedra de Ferro em que os corpos de hematita alcançam até 80m de espessura. Considerando o volume de hematita e de magnetita nos domínios de mais elevado teor de ferro (Tab. 5), bem como a espessura dos domínios ricos em hematita, interpreta-se que o depósito Espírito Santo corresponde à região menos hidrotermalizada com relação aos fluidos oxidantes que percolaram ao longo da zona de cisalhamento Borda Leste no Ediacarano (Figs. 2e, 15c), pois no depósito Espírito Santo o volume de magnetita varia até 55 % (Tab. 5) e os domínios em hematita atingem no máximo alguns metros.

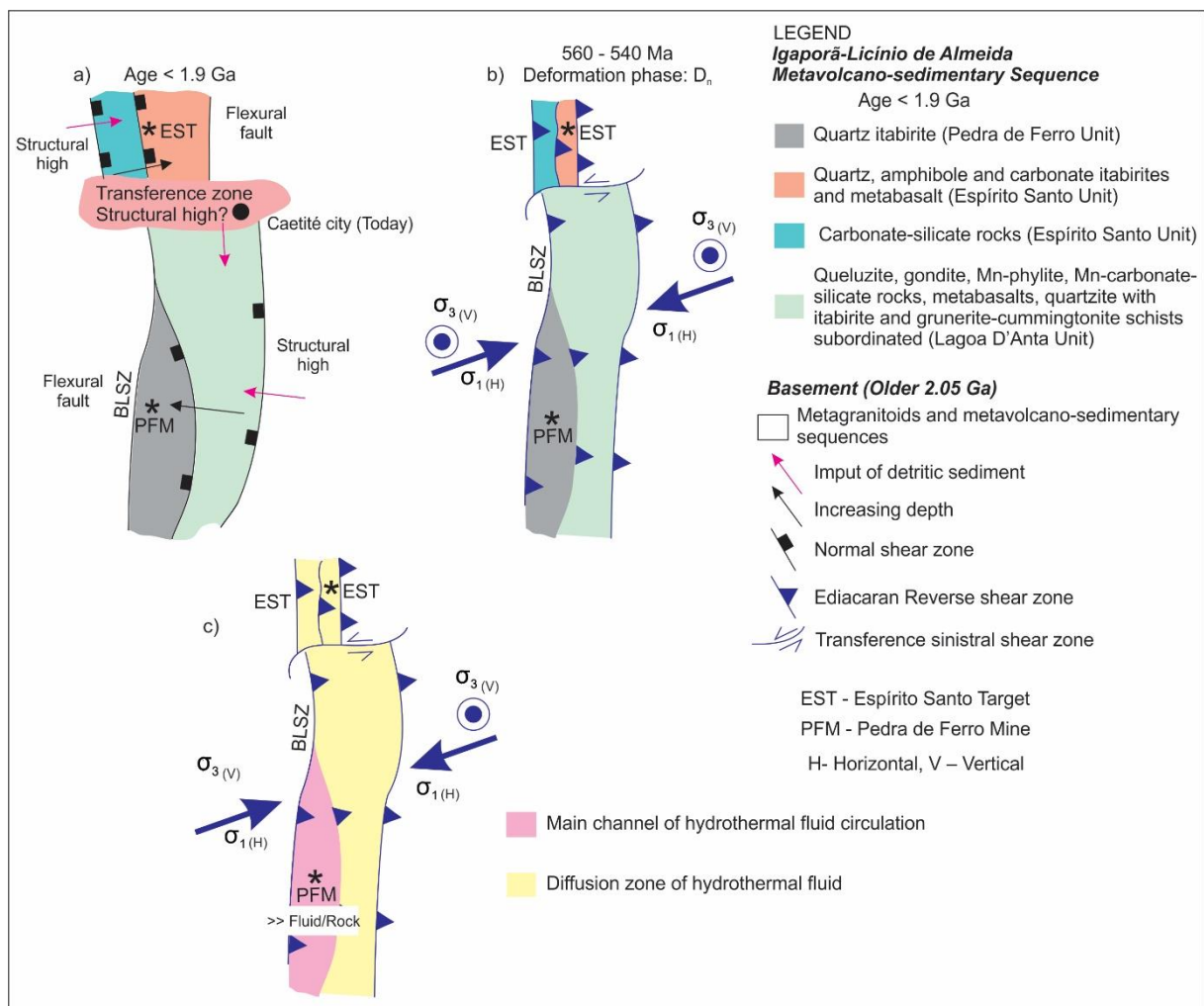


Fig. 15. Modelo esquemático sobre a variação de profundidade da bacia durante a deposição dos protólitos das rochas da Mina Pedra de Ferro em comparação com as rochas do depósito Espírito Santo (a) e sobre a variação da relação fluido/rocha durante a fase deformacional D_n, na inversão do Aulacógeno do Paramirim (b, c). Ver texto para discussão.

As estruturas da fase D_n da Mina de Pedra de Ferro serviram como canal principal de circulação de fluidos (Fig. 15c) permitindo a formação de domínios de alto teor de ferro na região norte do setor Intracontinental do Orógeno Araçuai-Oeste Congo. A geração desses domínios está relacionada com a nucleação de um fold thrust belt em um cinturão endodérmico (Santos et al., 2020, Bitencourt e Cruz, 2023).

Os dados deste trabalho foram comparados com os estudados por Braga et al. (2019, 2021) em rochas da unidade Horto-Baratinha, na região de Guanhões (Fig. 1). Essa unidade é correlacionável com sequências dos grupos Serra da Serpentina e Serra de São José, portadoras de formações ferríferas bandadas. É interessante destacar que, assim como em Pedra de Ferro, na Unidade Horto-Baratinha predomina quartzo-itabirito, mas nela não há rochas manganésíferas como na região da Mina de Pedra de Ferro. Além disso, de acordo com Braga et al. (2019, 2021), nas rochas da Unidade Horto-Baratinha há forte evidência de hidrotermalismo com mistura de fluidos metamórficos e magmáticos. Entretanto, na região de Pedra de Ferro não há evidências de um magmatismo sin-alteração hidrotermal e de idade ediacarana.

A partir dos resultados de Rolim et al. (2016), Rosière et al. (2019) propuseram uma correlação entre as formações ferríferas da unidade Serra do Sapo (Grupo Serra da Serpentina), com idade máxima 1990 ± 16 (Rolim et al., 2016) com as rochas ferro-manganésíferas da região de Caetité-Licínio de Almeida (Fig. 2), sugerindo idade orosiriana-estateriana para essas unidades. Mais recentemente, Pagung et al. (2023), com novos dados geocronológicos e revisão do mapeamento das unidades itabiríticas, sugeriu que as rochas da unidade basal do Grupo Serra da Serpentina são representantes de uma bacia de *back-arc* da orogenia; riaciana; Minas-Bahia (*Sensu* Bruno et al., 2020), atribuindo às rochas da Sequência Metavucanosedimentar Igaporã-Licínio de Almeida esse mesmo contexto tectônico. Apesar das semelhanças químicas entre as rochas da unidade Horto-Baratinha (Grupo Serra da Serpentina), de idade máxima estateriana (Braga et al., 2019), e as rochas da Unidade Pedra de Ferro, a falta de dados geocronológicos nessa última impede a correlação definitiva entre as unidades.

Como sugerido por Rosière et al. (2019), e considerando os dados geoquímicos aqui apresentados, a presença de rochas carbonáticas, possivelmente as rochas da Unidade Pedra de Ferro foram depositadas em período posterior ao Grande Evento e Oxidação (GOE). Na borda do continente São Francisco-Congo, bacias isoladas, com conexão com um mar, receberam sedimentos químicos portadores de ferro e manganês. Essas bacias podem ter se iniciado no orosiriano, tardiamente à evolução do Orógeno Bahia-Minas, ou poderiam ser um pouco mais

antigas, riacianas conforme destaca Pagung et al. (2023), e avançado para o estateriano, durante a deposição das unidades basais Supergrupo Espinhaço.

7. CONCLUSÕES

A partir dos dados apresentados e discutidos ao longo deste trabalho foi possível concluir que:

(i) Na mina Pedra de Ferro há uma sequência sedimentar química depositada em bacia marinha, em condições subóxicas, com incipiente contribuição detrítica e pouca influência hidrotermal sin-genética. Considerando a associação com carbonatos da Sequência Metavulcanossedimentar Igaporã-Licínio de Almeida, os parâmetros químicos e as correlações regionais, essas rochas foram depositadas após o evento global de oxidação (GOE). Os dados químicos apresentam algumas similaridades aos das unidades ferríferas dos Grupo Serra da Serpentina e Serra de São José, na região de Guanhães, sugerindo possível correlação regional entre essas unidades.

(ii) Quatro fases deformacionais são identificadas, sendo três delas compressivas (D_{n-1} , D_n , D_{n+1}), relacionadas com a inversão do Aulacógeno do Paramirim no setor intracontinental do Orógeno Araçuai, e uma distensiva (D_{n+2}), associada com o colapso desse orógeno. Ao longo da foliação metamórfica $S_0//S_{n-1}//S_n$ ocorrem domínios com mais de 66% de Fe, formando corpos de hematitito. Essas rochas hospedam-se em itabirito à hematita e o conjunto está cavalgado principalmente por rochas carbonáticas magnesíferas com itabirito subordinado.

(iii) A análise microestrutural permitiu identificar quatro tipos morfológicos de grãos de hematita. A hematita granular forma pseudomorfos pós-magnetita, sendo sin- D_{n-1} . As tipologias de hematitas intersticial e orientada segundo a foliação $S_0//S_{n-1}//S_n$ são sin- D_n . A tipologia orientada/plano axial associa-se com dobras F_{n+1} e a cataclástica com zonas de cisalhamento com movimento normal. A hematita orientada segundo a foliação $S_0//S_{n-1}//S_n$ teve crescimento através da coalescência da hematita intesticial. Processos envolvendo a dissolução do quartzo sin- D_n , com elevada razão fluido-rocha colaboraram para o enriquecimento de ferro.

(iv) O enriquecimento em ferro na região norte do setor Intracontinental do Orógeno Araçuai ocorreu associado com alteração hidrotermal oxidante que atuou mais intensivamente durante a fase D_n , com as maiores relações fluido/rocha. A presença de domínios de alto teor ferro tanto em flanco quanto e charneiras das dobras corroboram essa interpretação. O controle dos domínios de alto teor de ferro é estrutural associado com o desenvolvimento de zonas de cisalhamento inter e intraestatais da fase D_n . Os processos supergênicos não têm influência

evidente na formação do minério de alto teor e foram responsáveis pelo crescimento de wavelita nas regiões mais rasas das zonas de cisalhamento. A cataclase atuou fisicamente para a geração do minério friável, colaborando na formação de fragmentos mais suscetíveis aos agentes intempéricos.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Programa de Pós-Graduação em Geologia (PPGeol), à Universidade Federal da Bahia, à Empresa Bahia Mineração, à CAPES (Código de financiamento 001), à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado da Bahia pela bolsa de Felipe F. Fernandes e ao Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq, Brasil) pelas bolsas de pesquisa de Simone Cerqueira Pereira Cruz (Grants 447387/2014-6, 306502/2018-6 and 309050/2021-9).

Conflict of Interest statement

The authors have no relevant financial or non-financial interests to disclose. The authors have no competing interests to declare that are relevant to the content of this article. All authors certify that they have no affiliations with or involvement in any organization or entity with any financial interest or non-financial interest in the subject matter or materials discussed in this manuscript. The authors have no financial or proprietary interests in any material discussed in this article.

Author contributions

All authors contributed to the study conception and design. Material preparation, data collection and analysis were performed by Felipe Fagundes Fernandes, Simone Cerqueira Pereira Cruz, Carlos A. Rosière and Michelli Santana Santos. The first draft of the manuscript was written by Felipe Fagundes Fernandes and Simone Cerqueira Pereira Cruz and all authors commented on previous versions of the manuscript. All authors read and approved the final manuscript. Full financial support was received from BAMIN and CNPq (Grant 447387/2014-6).

Referências

Alexander, B.W., Bau, M., Andersson, P., 2009. Neodymium isotopes in Archean seawater and implications for the marine Nd cycle in Earth's early oceans. *Earth and Planetary Science Letters* 283, 144-155.

- Alexander, B.W., Bau, M., Andersson, 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.
- Alkmim, F.F. and Teixeira, W., 2017. The Paleoproterozoic Mineiro Belt and the Quadrilátero Ferrífero. *Regional Geology Reviews*. 1ed.: Springer International Publishing, p. 71-94.
- Alkmim, F.F., Kuchenbecker, M., Reis, H.L., Pedrosa-Soares, A.C., 2017. The Araçuaí Belt. In *São Francisco Craton, Eastern Brazil*, Springer, Cham, pp. 255-276.
- Alkmim, F.F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A.C., Peres, G.G., Cruz, S., Whittington, A., 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research* 149, 43-64.
- Angerer, T., Düring, P., Hagemann, S.G., Thorne, W.T., Mccuaig, T.C., 2015. A mineral system approach to iron ore in Archaean and Palaeoproterozoic BIF of Western Australia. *Geological Society, London* 393, 81–115.
- Angerer, T., Hagemann, S.G., Danyushevsky, L.V., 2012. Geochemical evolution of the banded iron formation-hosted high-grade iron ore system in the Koolyanobbing greenstone belt, Western Australia. *Economic Geology* 107, 599–644.
- Angerer, T., Thorne, W., Hagemann, S.G., Tribus, M., Evans, N.J., Savard, D., 2022. Iron oxide chemistry supports a multistage hydrothermal genesis of BIF-hosted hematite ore in the Mt. Tom Price and Mt. Whaleback deposits. *Ore Geology Reviews* 144, 104840.
- Anjos-Cruz, V., Cruz, S.C., Lobato, L.M., Rios, F.J., Santos, J.S., Lima, G.M.P., 2018. Structural control and hydrothermal evolution model of unusual, high-grade metasandstone-hosted iron deposits, mesoproterozoic eastern Chapada Diamantina, Brazil. *Ore Geology Reviews* 101, 221-272.
- Aoki, S., Kabashima, C., Kato Y., Hirata, T., Komiya, T., 2018. Influence of contamination on banded iron formations in the Isua supracrustal belt, West Greenland: Reevaluation of the Eoarchean seawater compositions. *Geoscience Frontiers* 9, 1049-1072.
- Babinski, M., Pedreira, A., Brito-Neves, B.B., Van-Schmus, W.R., 1999. Contribuição à geocronologia da Chapada Diamantina. In: *SBG/ BA-SE, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 7, Anais, 118–121.
- BAMIN, 2014. Mapa da Mina Pedra de Ferro, Caetité, Bahia. Relatório interno.
- BAMIN, Bahia Mineração S/A, 2016. Pdf Project BFS (Bankable Feasibility Study).

- BAMIN, Bahia Mineração S/A, 2021. Pdf Project BFS (Bankable Feasibility Study).
- Barbosa, N., Menezes Leal A.B., D. Debruyne, Bastos Leal, L.R., Barbosa, N.S., Marinho, M.M., Mercês, L., Barbosa, J.S.F., Koproski, L.M., 2020. Paleoproterozoic to Paleoproterozoic crustal evolution in the Guanambi-Correntina block (GCB), north São Francisco Craton, Brazil, unraveled by U-Pb Geochronology, Nd-Sr isotopes and geochemical constraints. *Precambrian Research* 340, 105614. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105614>.
- Barbosa, R.G., Barbosa, J.S.F, Hamilton, M.A., Oliveira, J.S.S., Salles, L.Q., 2019. The paleoproterozoic post-tectonic granites of the Gavião Block: the example of Salininha monzogranite, Brumado, Bahia, Brazil. *Geologia USP. Série Científica* 19, 83-98.
- Barbosa, R.G., Lana, C.C., Zincone, S. A., 2021. Paleoproterozoic granitic magmatism in the northern São Francisco Craton, NE Brazil: New perspectives from geochemistry, zircon U-Pb geochronology and Hf isotopes. *Journal Of South American Earth Sciences* 105, 103004-21.
- Basson, I.J. and Koegelenberg, C., 2017. Structural controls on Fe mineralization at Thabazimbi Mine, South Africa. *Ore Geology Reviews* 80, 1056–1071
- Bastin, E.S., 1950. Interpretation of ore textures (Vol. 45). Geological Society of America, 101p.
- Bastos-Leal, L. R., Cunha, J.C., Cordani, U.G., Teixeira, W., Nutman, A.P., Leal, A.B.M., Macambira, M.J., 2003. SHRIMP U–Pb, 207Pb/206Pb zircon dating, and Nd isotopic signature of the Umburanas greenstone belt, northern São Francisco craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 775-785.
- Bau M., 1999. Scavenging of dissolved yttrium and rare earths by precipitating Fe oxyhydroxide: experimental evidence for Ce oxidation, Y–Ho fractionation, and lanthanide tetrad effect. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63, 67–77.
- Bau, M. and 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. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(95\)00087-9](https://doi.org/10.1016/0301-9268(95)00087-9).
- Bau, M., Koschinsky, A., Dulski, P., Hein, J.R., 1996. Comparison of the partitioning behaviours of yttrium, rare earth elements, and titanium between hydrogenetic marine ferromanganese crusts and seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60: 1709–1725. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(96\)00063-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00063-4).

- Beukes, N.J., Gutzmer, J., Mukhopadhyay, J., 2003. The- geology and genesis of high-grade hematite iron ore deposits. *Applied Earth Science* 112, 18-25.
- Beukes, N.J., Mukhopadhyay, J., Gutzmer, J., 2008. Genesis of High-Grade Iron Ores of the Archean Iron Ore Group around Noamundi, India. *Economic Geology* 103, 365-386.
- Bitencourt, C.N. and Cruz, S.C.P., 2023. Deformational sequence of inversion in the Paramirim Aulacogen, northern region of the Intracontinental sector of the Araçuaí Orogen. *Brazilian Journal of Geology* 53, e20220069. <https://doi.org/10.1590/2317-4889202320220069>.
- Bitencourt, C.N., Cruz, S.C.P., Anjos-Cruz, V., Pedrosa-Soares, A.C., Paquette, J.L., Alkmim, A.R., Barbosa, J.S.F., 2019. Rifting events in the southern sector of the Paramirim Aulacogen, NE Brazil: New geochronological data and correlations for the São Francisco–Congo paleocontinent. *Precambrian Research* 326, 417-446.
- Bolhar R., Kamber B.S., Moorbath S., Fedo C.M., Whitehouse M.J., 2004. Characterisation of early Archaean chemical sediments by trace element signatures. *Earth and Planetary Science Letters* 222: 43-60. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.02.016>.
- Borges J.O., 2012. *Geologia e Evolução Metalogenética das Formações Manganésíferas da Sequência Metavulcanocassedimentar Caetité-Licínio de Almeida: O Exemplo da Mina de Lagoa D'Anta, Caetité, Bahia, Brasil*. Dissertação (Mestrado em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 216p.
- Borges, J.O., Cruz, S.C.P., Barbosa, J.S.F., Santos, E.S., 2015. Structural framework of rocks of the Lagoa D'anta mine área, iron-manganese Urandi-Caetité-Licínio de Almeida District. *Brazilian Journal of Geology* 45, 173-192.
- Braga, F.C.S., Rosière, C.A., Santos, J.O.S., Hagemann, S.G., Danyushevsky, L., Salles, P.V., 2021. Geochemical and tectonic constraints on the genesis of iron formation-hosted magnetite-hematite deposits at the Guanhões Block (Brazil) by contact metasomatism with pegmatite intrusions. *Ore Geology Reviews* 128, 103931.
- Braga, F.C.S., Rosière, C.A., Santos, J.O.S., Hagemann, S.G., Mcnaughton, N.J., Salles, P.V., 2019. The Horto-Baratinha itabirite-hosted iron ore: A basal fragment of the Espinhaço basin in the eastern São Francisco Craton. *Journal of South American Earth Sciences* 90, 12-33.
- Bruno, H., Elizeu, V., Heilbron, M., De Morisson, V., C., Strachan, R., Fowler, M., Bersan, S., Moreira, H., Dussin, I., Silva, L.G.E., Tupinambá, M., Almeida, J., Neto, C., Storey, C., 2020. Neoproterozoic and Rhyacian TTG-Sanukitoid suites in the southern São Francisco

- Paleocontinent, Brazil: Evidence for diachronous change towards modern tectonics. *Geoscience Frontiers* 12, 1763-1787, doi: <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.01.015>.
- Catuneanu, O., 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*, first ed. Elsevier, Amsterdam, 375p.
- Cruz, S.C.P., 2004. A interação tectônica entre o Aulacógeno do Paramirim e o Orógeno Araçuaí. Tese (Doutorado em Geologia), Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais, 503p.
- Cruz, S.C.P. and Alkmim, F.F., 2006. The tectonic interaction between the Paramirim Aulacogen and the Araçuaí Belt, São Francisco Craton region, Easter Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 1, 151–173.
- Cruz, S.C.P. and Alkmim, F.F., 2017. The Paramirim Aulacogen. In: Heilbron. M., Cordani, U.G., Alkmim, F.F. (Orgs.). *Regional Geology Reviews*. Springer International Publishing, 97–115.
- Cruz, S.C.P., Alkmim F.F., Pedreira A., Teixeira L., Pedrosa-Soares A.C., Gomes L.C. C., Souza J.S., Leal A.B.M., 2012. O Orógeno Araçuaí. In: Barbosa J.S.F (Org.), *Geologia da Bahia, Pesquisa e Atualização, CBPM Série Publicações Especiais*, Salvador, pp. 131–178.
- Cruz, S.C.P., Alkmim, F.F., Barbosa, J.S.F., Dussin, I., Gomes, L.C. C., 2015. Tectonic inversion of compressional structures in the Southern portion of the Paramirim Corridor, Bahia, Brazil. *Brazilian Journal of Geology* 45, 541–567.
- Cruz, S.C.P., Alkmim, F.F., Leite, C.M.M., Evangelista, H.J. Cunha, J.C., Matos, E.C., Noce, C.M., Marinho, M.M., 2007. Geologia e arcabouço estrutural do Complexo Lagoa Real, Vale do Paramirim, Centro-Oeste da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências* 4 (suplemento), 28-146.
- Cruz, S.C.P., Barbosa, J.S.F., Alves, E.S., Damasceno, G.C., Machado, G.S., Borges, J.O., Gomes, A.M., Mesquita, L., Pimentel, I., Leal, A.B.M., Palmeira, D.S., 2009. Mapeamento geológico e levantamentos de recursos minerais da olha Caetité (Escala 1:100.000). Programa de Levantamentos Geológicos Básicos, Convênio UFBA-CPRM-FAPEX, Salvador, 175p.
- Cruz, S.C.P., Barbosa, J.S.F., Peucat, J.J., Paquette, J.L., 2017. Quantas Sequências Metavulcanossedimentares Pré-Estaterianas Existem A Oeste Do Lineamento Contendas Mirante – Jacobina? Novos Dados E Correlações Regionais. In: XVI Simpósio De Estudos Tectônicos And X International Symposium On Tectonics, Salvador, CD-ROM.

- Cruz, S.C.P., Barbosa, J.S.F., Pinto, M.S., Peucat, J.J., Paquette, J.L., de Souza, J.S., Carneiro, M.A., 2016. The Siderian-Orosirian magmatism in the Gavião Paleoplate, Brazil: U–Pb geochronology, geochemistry and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 69, 43-79.
- Cruz, S.C.P., Machado, G.S., Barbosa, J.S.F., Vitória, R.S., Barbosa, N.S., V. Neto, O.B., Bitencourt, C.N., Anjos-Cruz, V., Marinho, M.M., 2023. The statherian anorogenic magmatism in the Paramirim Aulacogen, São Francisco-Congo paleoplate: New data, synthesis and regional correlations. *Journal of South American Earth Sciences*, 128 104346. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104346>.
- Cruz, S.C.P., Santos, E.N., Anjos-Cruz, V., Leite, C.M.M., Oliveira, E.P., Meira, M.M., Rodrigues, J.B., Cruz-Filho, 2024. Rhyacian to Orosirian short-lived polyphase deformation and migmatization in northernmost São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research* 400, 107252.
- Dalstra, H. and Guedes, S., 2004. Giant hydrothermal hematite deposits with Mg-Fe metasomatism: A comparison of the Carajás, Hamersley, and other iron ores. *Economic Geology* 99, 1793-1800.
- Dalstra, H.J. and Rosière, C.A., 2008. Structural Controls on High-Grade Iron Ores Hosted by Banded Iron Formation: A Global Perspective. *Economic Geology* 15, 1-34.
- Danderfer Filho, A., 1990. Análise estrutural descritiva e cinemática do Supergrupo Espinhaço na região da Chapada Diamantina (Ba). Doctoral dissertation, Tese Mestrado em Geologia, Escola de Minas, Departamento de Geologia, Universidade de Ouro Preto, 119p.
- Danderfer Filho, A., 2000. Geologia sedimentar e evolução tectônica do Espinhaço Setentrional, estado da Bahia. (Ph.D. Thesis) Universidade Federal de Brasília, Salvador, 497p.
- Danderfer Filho, A., De Waele, B., Pedreira, A.J., Nalini, H.A., 2009. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaco basin within the São Francisco Craton-Brazil. *Precambrian Research* 170, 116–128.
- Danderfer Filho, A., Lana, C.D.C., Júnior, H.N., Costa, A.F.D.O., 2015. Constraints on the Statherian evolution of the intraplate rifting in a Paleo-Mesoproterozoic paleocontinent: New stratigraphic and geochronology record from the eastern São Francisco craton. *Gondwana Research* 28, 668-688.

- Duarte, M.C.M.C, Menezes Leal, A.B., Barbosa, J., Costa, P.S., 2020. Granitogênese associada aos terrenos Granito-Greenstone de Brumado- Bahia, Bloco Gavião-Cráton do São Francisco: considerações petrogenéticas. *Pesquisas Em Geociências*. 47, 093141.
- Duuring, P., Angerer, T., Hagemann, S.G., Banks, D.A., 2020. Iron deposits hosted by banded iron-formations in the Yilgarn Craton: Products of sequential iron enrichment by magmatic, marine and meteoric fluids. *Ore Geology Reviews* 116, 103251.
- Eggseder, M.S., Cruden, A.R., Dalstra, H.J., Nicholas, L., 2017. The role of deformation in the formation of banded iron formation-hosted high-grade iron ore deposits, Hamersley Province (Australia). *Precambrian Research* 296, 62- 77. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.04.034>.
- Fettes, D.J. and Desmons, J., 2007. *Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks*. Cambridge Univ Pr.
- Figueiredo e Silva, R.C., Lobato, L.M., Hagemann, S., Danyushevsky, L., 2009. Laser-ablation ICP-MS analyses on oxides of hypogene iron ore from the giant Serra Norte jaspilite hosted iron ore deposits, Carajás Mineral Province, Brazil. In: Williams, P.J. (Ed.), *Proceedings of the 10th Biennial SGA Meeting of The Society for Geology Applied to Mineral Deposits Townsville Australia 17th–20th August 2009: Townsville*, 570–572.
- Figueiredo e Silva, R.C., Lobato, L.M., Rosière, C.A., Hagemann, S., 2011. Petrographic and geochemical studies at giant Serra Norte iron ore deposits in the Carajás mineral province, Pará State, Brazil. *Geonomos* 19, 198–223.
- Fleuty, M.J., 1964. The descriptions of folds. *Process Geologic Association* 75, 461–492.
- Gomes, S.D., Berger, S., Silva, R.C.F., Hagemann, S.G., Rosière, C.A., Banks, D.A., Hensler, A.S., 2018. Oxide chemistry and fluid inclusion constraints on the formation of itabirite-hosted iron ore deposits at the eastern border of the southern Espinhaço Range, Brazil. *Ore Geology Reviews* 95, 821-848.
- Guadagnin, F., Chemale, F., Magalhães, A.J.C., Santana, A., Dussin, I., Takehara, L., 2015. Age constraints on crystal-tuff from the Espinhaço Supergroup - Insight into the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic intracratonic basin cycles of the Congo-São Francisco Craton. *Gondwana Research* 27, 363-376.

- Guimarães, J.T., Alkmim, F.F., Cruz, S.C.P., 2012. Supergrupo Espinhaço e São Francisco. In: Barbosa, J. S. (Org.) *Geologia Da Bahia, Pesquisa e Atualização*, CBPM Série Publicações Especiais, Salvador, 33–85.
- Guimarães, J.T., Martins, A.A.M., Andrade Filho, E.L., Loureiro, H.S.C., Arcanjo, J.B.A., Neves, J.P., Abram, M.B., Silva, M.G, Melo, R.C., Bento, R.V, 2005. Projeto Ibitiara-Rio de Contas: Estado da Bahia. Programa Recursos Minerais do Brasil. Salvador: CPRM, 157p.
- Haddad-Martim, P.M., Carranza, E.J.M., de Souza Filho, C.R., 2018. The fractal nature of structural controls on ore formation: the case of the iron oxide copper-gold deposits in the Carajás Mineral Province, Brazilian Amazon. *Economic Geology* 113, 1499-1524.
- Hagemann, S.G., Angerer, T., Durning, P., Rosière, C.A., Figueiredo e Silva, R., Lobato, L.M Walde, D.H.G., 2016. BIF-hosted iron mineral system: a review. *Ore Geology Reviews* 76, 317-359.
- Hagemann, S.G., Rosiere, C., Gutzmer, J., Beukes, N.J., 2008. Glossary of terms, banded iron formation-related high-grade iron ore. *Reviews in Economic Geology* 15, 411-414.
- Hagemann, S.G., Rosière, C.A., Lobato, L., Baars, F., Zuccheti, M., Figueiredo e Silva, R.C., 2006. Controversy in genetic models for high grade BIF related Fe deposits: unifying or discrete model(s)? *Australian Institute of Mining and Metallurgy. Iron Ore Conference, Perth, Australia* 8, pp. 67-71.
- Hensler, A.S., 2013. Chemical evolution and hydrothermal processes during the genesis of itabirite-hosted, high-grade iron ore in the Quadrilátero Ferrífero, Brazil. Doctoral dissertation, University of Western Australia, 325p.
- Hensler, A.S., Hagemann, S.G., Rosière, C.A., Angerer, T., Gilbert, S., 2015. Hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction associated with hypogene “hard” iron ore mineralisation in the Quadrilátero Ferrífero, Brazil: Implications from in-situ laser ablation ICP-MS iron oxide chemistry. *Ore Geology Reviews* 69, 325-351.
- Hensler, A.S., Rosière, C.A., Hagemann, S.G., 2017. Iron oxide mineralization at the contact zone between phyllite and itabirite of the Pau Branco deposit, Quadrilátero Ferrífero, Brazil - implications for fluid-rock interaction during iron ore formation. *Economic Geology* 112, 941-982.
- James H. L., 1954. Sedimentary facies of iron-formation. *Economic Geology* 49, 235–293.
- Kipp, M.A., Stüeken, E.E., Bekker, A., Buick, R, 2017. Selenium isotopes record extensive marine suboxia during the Great Oxidation Event. *Proceedings of the National Academy*

- of Sciences of the United States of America 114: 875–880. <https://doi.org/10.1073/pnas.16158671>.
- Kipp, M.A., Stüeken, E.E., Yun, M., Bekker, A., Buick, R., 2018. Pervasive aerobic nitrogen cycling in the surface ocean across the Paleoproterozoic Era. *Earth and Planetary Science Letters*, 500, 117–126. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.007>.
- Klein, C., 2005. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origins. *American Mineralogist* 90, 1473-1499.
- Lagoeiro, L., 2004. Petrografia do minério hematita compacta da Mina do Tamanduá (Quadrilátero Ferrífero, MG). *Revista da Escola de Minas, Ouro Preto, Brasil*, v. 57, n.3, 157-164.
- Lagoeiro, L.E., 1998. Mecanismos de deformação e orientações cristalográficas preferenciais em tectonitos de Formação Ferríferas-Quadrilátero Ferrífero, MG. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 160p.
- Lanfranchi, R., Cruz, S.C.P., Rocha, W.F., 2020. Application of remote sensing and reflectance spectroscopy to explore iron-enriched domains in the north region of the intracontinental sector of the Araçuá West Congo Orogen. *Ore Geology Reviews*, 128, 103916.
- Lobato, L.M., Cristina, E.S.F.R., Hagemann, S., Thorne, W., Zucchetti, M., 2008. Hypogene alteration associated with high-grade banded iron formation-related iron ore. *Society of Economic Geologists* 15, 107-128.
- Loureiro H.S.C., Bahiense I.C., Neves J.P., Guimarães J.T., Teixeira L.R., Santos R.A., Melo R.C., 2010. Geologia e recursos minerais da parte norte do corredor de deformação do Paramirim (Projeto Barra – Oliveira dos Brejinhos). CBPM. Série Arquivos Abertos 33, Salvador, BA, 113p.
- Lyons, T.W., Reinhard, C.T., Planavsky, N.J., 2014. The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere. *Nature* 506, 307–315. <https://doi.org/10.1038/nature13068>.
- Manikyamba, C., Balaram, V., Naqvi, S.M., 1993. Geochemical signatures of polygenetic origin of a banded iron formation (BIF) of the Archaean Sandur greenstone belt (schist belt) Karnataka nucleus, India. *Precambrian Research* 61, 137-164.
- Manning, C.E., 1994. The solubility of quartz in H₂O in the lower crust and upper mantle: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 4831– 4839. doi:10.1016/0016-7037(94)90214-3.

- McLennan, S.B., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks. Influence of provenance and sedimentary processes. In: B.R. Lipin and G.A. McKay (Editors), *Geochemistry and Mineralogy of the Rare Earth Elements*. Mineralogical Society of America, Washington, 169–200.
- Medeiros, E.L.M., Cruz, S.C.P., Barbosa, J.S.F., Paquette, J.L., Peucat, J.J., Jesus, S. dos S.G.P. de, Barbosa, R.G., Brito, R.S.C. de, Carneiro, M.A., 2017. The Santa Izabel Complex, Gavião Block, Brazil: Components, geochronology, regional correlations and tectonic implications. *J. South Am. Earth Sci.* 80, 66–94. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2017.09.008>.
- Meira, M.M., 2023. Evidências de acreção crustal riaciana em sequências metavulcanossedimentares do setor noroeste do Orógeno do Oeste da Bahia, Brasil: contribuições ao estudo do Supercontinente Columbia. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia, pp. 162.
- Mendes, M. and Lagoeiro, L., 2012. Microstructures, crystallographic fabric development and deformation mechanisms in natural hematite aggregates deformed under varied metamorphic conditions. *Journal of Structural Geology* 40, 29-43.
- Menezes Leal, A.B., Corrêa-Gomes, L.C., Guimarães, J.T., 2012. Diques Máficos. In: Barbosa, J.S.F. (Eds.) *Geologia da Bahia. Pesquisa e Atualização*, CBPM Série Publicações especiais, Salvador, pp. 199-231.
- Menezes Leal, A.B., Santos, A.L.D., Leal, L. R. B., Cunha, J.C., 2015. Geochemistry of contaminated Komatiites from the Umburanas greenstone belt, Bahia State, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 61, 1-13.
- Moraes, A. C., Martins, A. A. M., Sampaio, A. R.. 1980. Projeto Brumado-Caetité, Relatório Final, 1a fase. Salvador, CPRM, v.1, 463p. Convênio DNPM/CPRM.
- Morris, R. V., Lauer Jr, H. V., Lawson, C. A., Gibson Jr, E. K., Nace, G. A., & Stewart, C.. (1985). Spectral and other physicochemical properties of submicron powders of hematite (α -Fe₂O₃), maghemite (γ -Fe₂O₃), magnetite (Fe₃O₄), goethite (α -FeOOH), and lepidocrocite (γ -FeOOH). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90, 3126-3144.
- Mroczek, E. and Christenson, B. 2000. Solubility of quartz in hypersaline brine – implications for fracture permeability at the brittle-ductile transition. *Proceedings World Geothermal Congress 2000*.
- Nadoll, P., Angerer, T., Mauk, J.L., French, D. Walshe, J., 2014. The chemistry of hydrothermal magnetite: a review. *Ore Geology Review* 61, 1–32.

- Nutman, A.P. and Cordani, U.G., 1993. SHRIMP U–Pb zircon geochronology of Archean granitoids from the Contendas-Mirante area of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *Precambrian Research* 63, 179–188.
- Ohmoto, H., 2003. Nonredox transformation of magnetite-hematite in hydrothermal Systems. *Economic Geology*, 98, 157–161.
- Ormond, M.M.S., 2021. O cenário do minério de ferro e o impacto socioeconômico do Projeto Pedra de Ferro para o estado da Bahia. Dissertação de Mestrado, Escola de Engenharia da Universidade Federal de Minas Gerais.
- Pagung, R., Rosière, C.A., Figueiredo e Silva, R.C., 2023. The Serra da Serpentina Group: a back-arc basin related to the Paleoproterozoic Minas-Bahia orogeny? *J South Am Earth Sci* 128, 104427. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104427>.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*, 2nd Revised and Enlarged, Berlin, Edition Springer, 366p.
- Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Alkmim, F.F., Silva, L.C., Babinski, M., Cordani, U., Castañeda, C., 2007. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos* 15, 1–16.
- Planavsky N., Rouxel O., Bekker A., Shapiro R., Fralick P. and Knudsen A., 2009. Iron-oxidizing microbial ecosystems thrived in late Paleoproterozoic redox-stratified oceans. *Earth Planet. Sci. Lett.* 286, 230–242.
- 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, 6387-6405.
- Ramsay, J. G., 1967. *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw-Hill, New York.
- Ramsay, J. G., 1974. Development of chevron folds. *Geological Society of America Bulletin* 85, 1741-1754.
- Rendel, P.M., Mountain, B.W. 2023. Solubility of quartz in supercritical water from 375 °C to 600 °C and 200–270 bar. *The Journal of Supercritical Fluids* 196, 105883.
- Rocha, G.M.F., Souza, S.L., Garrido, I.A.A., 1998. Distrito Manganífero de Urandi-Licínio de Almeida, Bahia: geologia e potencialidade econômica. CBPM, Série Arquivos Abertos 12, 34p.

- Rolim, V.K., Rosière, C.A., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., 2016. The Orosirian-Statherian banded iron formation-bearing sequences of the southern border of the Espinhaço Range, Southeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 65, 43-66.
- Rosière, C.A., Bekker, A., Rolim, V.K., Santos, J.O.S., 2019. Post-Great Oxidation Event Orosirian? Statherian iron formations on the São Francisco craton: Geotectonic implications. *Island Arc* 1, 1-10.
- Rosière, C.A., Garcia, O.L., Siemes, H., Schaeben, H., 2013. Domainal fabrics of hematite in schistose, shear zone-hosted high-grade Fe ores: the product of the interplay between deformation and mineralization. *Journal Structural Geology* 55, 150–166. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2013.07.017>.
- Rosière, C.A., Spier, C.A., Rios, F.J., Suckau, V.E., 2008. The Itabirites of the Quadrilátero Ferrífero and Related High-Grade Iron Ore Deposits: An Overview. In: Hagemann, S.G., Rosière, C., Gutzmer, J., Beukes, N. (Eds.), *Banded Iron Formation-Related High-Grade Iron Ore. Reviews in Economic Geology* 15, Society of Economic Geologists, Littleton, CO, pp. 223–254.
- Rosière, C.A., Spier, C.A., Rios, F.J., Suckau, V.E., 2008. The Itabirites of the Quadrilátero Ferrífero and Related High-Grade Iron Ore Deposits: An Overview. *Economic Geology* 15, 1–32.
- Santana, A., Chemale, F., Scherer, C., Guadagnin, F., Pereira, C., Santos, J.O.S., 2021. Paleogeographic constraints on source area and depositional systems in the Neoproterozoic Irecê basin, São Francisco craton. *Journal of South American Earth Sciences* 109, 103330.
- Santos, M.S., Cruz, S.C., Lobato, L.M., Mandetta, P., Burgos, C.M., 2020. Structural and hydrothermal evolution of the shear-zone-related iron-oxide enrichment in metavolcano-sedimentary rocks of the intracontinental araçuai orogen: The case of the Espírito Santo iron deposit. *Ore Geology Reviews* 140, 103719.
- Santos-Pinto, M.A., Peucat, J.J., Martin, H., Barbosa, J.S.F., Fanning, C.M., Cocherie, A., Paquette, J.-L., 2012. Crustal evolution between 2.0 and 3.5 Ga in the southern Gavião block (Umburanas-Brumado-Aracatu region), São Francisco Craton, Brazil: A 3.5–3.8 Ga proto-crust in the Gavião block? *J. South Am. Earth Sci.* 40, 129–142.

- Santos-Pinto, M.A., Peucat, J.J., Martin, H., Sabaté, P., 1998. Recycling of the Archaean continental crust: the case study of the Gavião, state of Bahia, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 11, 487–498.
- Sibson, R. H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society* 133, 191-213.
- Spier, C.A., de Oliveira, S.M.B., Rosière, C.A., Ardisson, J.D., 2008. Mineralogy and trace-element geochemistry of the high-grade iron ores of the Águas Claras Mine and comparison with the Capão Xavier and Tamanduá iron ore deposits, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Mineralium Deposita* 43, 229-254.
- Tang, H., Chen, Y., Li, K., Chen, W., Zhu, X., Ling, K., & Sun, X. 2016. Early Paleoproterozoic metallogenic explosion in North China craton. Main tectonic events and metallogeny of the North China craton, 305-327.
- Teixeira, L. 2005. Projeto Barra-Oliveira dos Brejinhos. Relatório Temático de Litogeoquímica. Convênio CPRM/CBPM, 29p.
- Teixeira, L. 2012. Projeto Brumado-Condeúba. Relatório Temático de Litogeoquímica. Convênio CPRM/CBPM, 69 p.
- Teixeira, L.R. 2000. Projeto Vale do Paramirim. Relatório Temático de Litogeoquímica. Convênio CPRM/CBPM, 35p.
- Tostevin, R., Shields, G.A., Tarbuck, G.M., He, T., Clarkson, M.O., Wood, R.A. 2016. Effective use of cerium anomalies as a redox proxy in carbonate-dominated marine settings. *Chemical Geology*, 438, 146-162.
- Trendall A.F. and Blockley J.G., 2004. Precambrian iron-formation. In: P.G. Eriksson, W. Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller, O. Catuneanu (eds) *The Precambrian Earth: tempos and events*. Amsterdam: Elsevier, pp. 403-421.
- Trendall A.F., 2002. The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record. *International Association of Sedimentologists. Special Publication* 33, 33-66.
- Twiss, R. J. and Moore, E. M. (Eds) 2007. *Structural Geology*. W. H. Freeman and Company, England, 736 pp.
- Vitória, R.S., Cruz, S.C.P., Conceição, H., 2022. Geology of the neoproterozoic-rhyacian supracrustals of the northern intracontinental sector of the Araçuáí orogen: evidence for overlapping basins. *Journal of South American Earth Sciences* 119, 103943.
- Viveiros, J.F.M., 2012. Geologia do Depósito e o Projeto de Minério de Ferro de Caetité, Bahia. In: SIMEXMIN, Ouro Preto. Disponível em

https://www.adimb.com.br/simexmin2012/wp-content/themes/simexmin/palestras/09-Projetos_%20Ferro/IX_5_Claret.pdf.

- Wex, S., Passchier, C. W., de Kemp, E. A., İlhan, S., 2014. 3D visualization of sheath folds in Ancient Roman marble wall coverings from Ephesos, Turkey. *Journal of Structural Geology*, 67, 129-139.
- Whitney, D.L. and Ramsay Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95, 185–187.

CAPÍTULO 3

CONCLUSÕES

A partir dos dados apresentados e discutidos ao longo deste trabalho foi possível concluir que:

(i) na Mina Pedra de Ferro o protominérios são formações ferríferas bandadas (BIF's), que se depositaram em uma bacia sedimentar, marinha, restrita, com contribuições detríticas e de idade máxima de 1.9 Ga. A assinatura geoquímica de ETR sugere um ambiente de oxidação intermediário, tendendo para porções mais profundas da bacia, com temperaturas superiores a 300°C e pouca influência de fluidos hidrotermais;

(ii) a BIF posteriormente foi transformada em itabirito pelo metamorfismo regional. O hematitito corresponde aos domínios ricos em ferro, que se constitui ominério de ferro hipogênico relacionado com o desenvolvimento de deformações inter e intraestratais compressionais associados com as fases iniciais de inversão do Aulacógeno do Paramirim. Essas rochas hospedam-se em itabirito que, em conjunto com hematitito, geram um depósito com forte potencial exploratório para o desenvolvimento econômico regional.;

(iii) O estudo microestrutural permitiu identificar cinco gerações de hematita. As hematitas das tipologias intersticial e orientada estão relacionadas com a fase de deformação responsável pela formação do minério. A hematita platiforme orientada é o principal constituinte da foliação $S_0//S_{n-1}//S_n$ e o seu crescimento ocorre pela coalescência da hematita intersticial. Processos envolvendo a dissolução do quartzo sin- D_n , com elevada razão fluido-rocha colaboraram, na escala de grão, para o enriquecimento do ferro;

(iii) essas rochas foram deformadas em pelo menos três fases deformacionais compressionais, denominadas D_{n-1} , D_n , D_{n+1} , relacionadas com a inversão do Aulacógeno do Paramirim no setor Intracontinental do Orógeno Araçuai, e uma extensional, D_{n+2} , associada com o colapso desse orógeno;

(iv) os dados sugerem que o enriquecimento em ferro ocorreu antes do desenvolvimento das dobras, tendo em vista que foi observada a presença de níveis de minério de alto teor tanto em flanco quanto em charneiras dessas estruturas. O controle do minério de alto teor é estrutural e está associado com a fase D_n , portanto os processos supergênicos não teriam influência na formação do minério de alto teor. A cataclase teria atuado fisicamente para a geração do minério friável, colaborando na formação de fragmentos mais suscetíveis aos agentes intempéricos;

(v) a presença de grãos esqueletais de quartzo imersos em aglomerados de hematita orientada, o contato transicional entre domínios com hematita intesticial (mais ricos em quartzo) e com hematita orientada, a crescente diminuição do tamanho do quartzo esqueletiforme, aliado com o aumento relativo do tamanho da hematita orientada com relação à hematita intesticial sugerem a atuação de processos envolvendo fluidos. Esses fluidos propiciaram a dissolução gradativa do quartzo no seu contato com hematita orientada, a coalescência da hematita intesticial (com aumento do seu tamanho), formação da hematita orientada e sua concentração residual/precipitação ao longo da foliação $S_0//S_{n-1}//S_{n+1}$;

(vi) os dados químicos mostram que as amostras de itabirito apresentam quantidades menores de ETRP que as de hematitito, sugerindo que durante a alteração hidrotermal ocorre enriquecimento nesses elementos. Esses dados foram comparados com dados de depósito do Quadrilátero Ferrífero, um dos mais importantes do Brasil, além de dois depósitos próximos a área de estudo (Depósito Espírito Santo e da Chapada Diamantina Oriental) onde foram observadas características semelhantes nas rochas hospedeiras e nos minérios de alto teor principalmente para o depósito Espírito Santo. Os dados químicos apresentam algumas similaridades aos das unidades ferríferas dos Grupo Serra da Serpentina e Serra de São José, na região de Guanhães; e

(vii) com o objetivo de ampliar os conhecimentos acerca da evolução metalogênica do depósito, propõe-se a realização de estudos geocronológicos, bem como de inclusões fluidas e de isótopos estáveis nas rochas estudadas. Essas informações irão contribuir para definir a origem dos fluidos hidrotermais que são responsáveis pelas remobilizações e a proveniência do ferro.

84

**APÊNDICE A – TABELA DE DADOS GEOQUÍMICOS DE ELEMENTOS MAIORES PARA AMOSTRAS COLETADAS PELA EMPRESA BAMIN –
BAHIA MINERAÇÃO EM FUROS DE SONDAGEM.**

Síglas: CG- Canga, HC - Hematitito a Hematitito Cataclástico, HF - Hematitito Cataclástico, IC - Itabirito com Itabirito Cataclástico Subordinado, IF - Itabirito Cataclástico, IM - itabirito manganífero, SO – Solo, XT – Xisto.

FURO	PROF INICIAL	PROF FINAL	LITO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe	P ₂ O ₅	FURO	PROF INICIAL	PROF FINAL	LITO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe	P ₂ O ₅
BRS00334SRT	0	2,95	SO	18,4	1,52	53,63	0,357	BRS00352SRT	55,25	60,5	HF	3,49	1,01	66,31	0,052
BRS00334SRT	2,95	7,95	HC	0,07	0,17	63,8	6,06	BRS00352SRT	60,5	65,5	IF	39,2	0,79	41,61	0,022
BRS00334SRT	7,95	13,55	HC	0,1	0,22	63,49	6,8	BRS00352SRT	65,5	71,2	IF	48,5	0,19	35,67	0,027
BRS00334SRT	13,55	17,65	HF	0,45	0,2	69,07	0,068	BRS00352SRT	71,2	76,2	HF	5,55	0,62	65,42	0,022
BRS00334SRT	17,65	22,65	HF	9,03	0,76	62,45	0,084	BRS00352SRT	76,2	81,2	HF	1,87	0,61	67,89	0,086
BRS00334SRT	22,65	27,65	IF	18	1,62	55,61	0,093	BRS00352SRT	81,2	82,58	HF	0,56	0,49	68,62	0,037
BRS00334SRT	27,65	32,1	IF	48,1	1,18	35,18	0,03	BRS00352SRT	82,58	87,6	IC	28,9	0,46	48,18	0,1
BRS00334SRT	32,1	36,6	IF	57,3	1,17	28,85	0,11	BRS00352SRT	87,6	89,4	HF	2,52	0,74	67,8	0,035
BRS00334SRT	36,6	41,6	IF	54,8	1,1	30,22	0,145	BRS00352SRT	89,4	94,4	IC	52,8	1,02	31,4	0,04
BRS00334SRT	41,6	46,55	IF	44,6	1,46	37,29	0,132	BRS00352SRT	94,4	99,4	IM	61,5	1,2	23,57	0,053
BRS00334SRT	46,55	51,65	HF	4,27	1,29	65,46	0,097	BRS00352SRT	99,4	104,4	IM	45,5	1,68	29,15	0,158
BRS00334SRT	51,65	56,65	HF	8,47	1,45	62,53	0,057	BRS00352SRT	104,4	109,4	IM	44,2	2,32	24,53	0,265
BRS00334SRT	56,65	61,65	HF	5,1	1,32	65,2	0,082	BRS00352SRT	109,4	110,9	IM	47,4	5,54	26,56	0,194
BRS00334SRT	61,65	65,1	HF	8,51	1,56	61,99	0,082	BRS00352SRT	110,9	115,9	IM	38	1,48	22,34	0,454
BRS00334SRT	65,1	68,1	IF	50,2	0,87	32,82	0,188	BRS00352SRT	115,9	116,9	MN	0,96	1	1,38	0,898
BRS00334SRT	68,1	71,65	IF	16,9	1,03	56,98	0,108	BRS00352SRT	116,9	119,7	IM	37,8	3,31	34,73	0,81
BRS00334SRT	71,65	77,65	IF	31,8	2,08	45,54	0,095	BRS00352SRT	119,7	124,7	XT	71,1	11,9	6,03	0,154
BRS00334SRT	77,65	79,85	IM	33,6	2,91	41,25	0,124	BRS00327SRT	0	1,49	SO	6,8	3,72	58,66	0,585
BRS00334SRT	79,85	84,2	IM	52,9	1,38	27,93	0,179	BRS00327SRT	1,49	4,58	CG	1,42	1,9	64,73	0,418
BRS00334SRT	84,2	89,2	IF	32,3	3,72	41,81	0,301	BRS00327SRT	4,58	9,58	HF	2,36	1,37	66,46	0,037
BRS00334SRT	89,2	90,6	HF	2,58	1,76	64,04	0,56	BRS00327SRT	9,58	14,58	IF	16,75	1,33	57,84	0,018
BRS00334SRT	90,6	95,6	IF	14,2	2,25	58,25	0,161	BRS00327SRT	14,58	18,83	HF	5,7	0,29	64,72	0,048
BRS00334SRT	95,6	96,8	IF	42,9	1,59	36,86	0,503	BRS00327SRT	18,83	20,92	HF	0,97	0,36	69,36	0,025
BRS00334SRT	96,8	102,05	XT	71,5	12,7	6,08	0,176	BRS00327SRT	20,92	25,92	IF	28,6	1,16	48,47	0,027
BRS00352SRT	0	1,2	SO	20,3	13,7	38,36	0,712	BRS00327SRT	25,92	30,92	IF	30,1	2,05	46,76	0,161
BRS00352SRT	1,2	3,75	SO	8,61	1,22	60,62	0,378	BRS00327SRT	30,92	33,1	IF	41	1,8	39,83	0,188
BRS00352SRT	3,75	8,75	CG	14,9	13,45	42,07	1,115	BRS00327SRT	33,1	38,1	IC	14,3	5,2	53,85	0,623
BRS00352SRT	8,75	12,1	CG	6,12	5,12	51,75	7,91	BRS00327SRT	38,1	43,1	IC	39	1,66	39,69	0,512
BRS00352SRT	12,1	17,1	IC	1,41	1,91	58,65	7,85	BRS00327SRT	43,1	47,1	IC	8,94	5,38	58,03	0,377
BRS00352SRT	17,1	20,1	HC	0,38	1,42	62,54	5,97	BRS00327SRT	47,1	52,1	HF	4,1	2,45	65,26	0,078
BRS00352SRT	20,1	25,1	HC	0,12	1,17	66,16	2,99	BRS00327SRT	52,1	53,6	HF	1,54	0,49	67,34	0,239
BRS00352SRT	25,1	27,15	HC	0,31	0,57	63,45	4,64	BRS00327SRT	53,6	58,6	IF	44,9	2,58	34,94	1,035
BRS00352SRT	27,15	28,85	HF	0,21	0,69	68,52	0,992	BRS00327SRT	58,6	63,6	IF	59,2	2,42	26,89	0,058
BRS00352SRT	28,85	30,4	HC	0,11	0,59	68,43	0,548	BRS00327SRT	63,6	68,6	IF	64,1	2,54	22,63	0,047
BRS00352SRT	30,4	35,5	HF	0,19	0,36	69,43	0,209	BRS00327SRT	68,6	73,6	IF	63,5	1,11	24,03	0,017
BRS00352SRT	35,5	41,05	HC	0,14	0,91	67,23	1,65	BRS00327SRT	73,6	78,6	IF	63,6	1,07	24,25	0,02
BRS00352SRT	41,05	42,25	HF	0,16	0,32	68,85	0,289	BRS00327SRT	78,6	83,6	IF	47,7	2,43	33,17	0,164
BRS00352SRT	42,25	47,25	HC	0,14	0,61	67,96	1,335	BRS00327SRT	83,6	88,6	IC	60,1	0,86	25,81	0,033
BRS00352SRT	47,25	50,65	HC	0,84	0,87	68,37	0,267	BRS00327SRT	88,6	93,6	IC	54,7	1,59	30,1	0,034
BRS00352SRT	50,65	55,25	HC	0,23	0,29	69,12	0,125	BRS00327SRT	93,6	98,6	IC	62,6	0,63	24,53	0,049

APÊNDICE B – RESULTADOS DAS ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHA TOTAL (ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS) PARA AMOSTRAS DE ITABIRITO ANALISADAS NA ALS GLOBAL.

Element / Sample	Unity	UFBA-BRS334-04	UFBA-BRS334-06	UFBA-BRS334-07	UFBA-BRS352-15	UFBA-BRS352-21
<i>Depth (m)</i>	----	67,12-67,63m	81,75-81,90	85,50-83,00	83,75-84,35	105,50-105,87
<i>Rock</i>	----	Itabirite	Itabirite	Itabirite	Itabirite	Itabirite
SiO ₂	%	53,1	42,9	56,6	53,4	57,4
Al ₂ O ₃	%	0,28	0,5	0,1	0,21	0,43
Fe ₂ O ₃ tt (Total iron)	%	43,5	54	43,4	47,5	34,4
CaO	%	0,24	0,16	0,12	0,13	0,08
MgO	%	0,15	0,1	0,07	0,06	0,02
Na ₂ O	%	0,02	0,03	0,02	0,03	0,06
K ₂ O	%	0,03	0,11	0,01	0,03	0,25
Cr ₂ O ₃	%	0,002	0,005	0,007	0,003	0,004
TiO ₂	%	0,01	0,05	0,01	0,02	0,04
MnO	%	0,32	1,55	0,1	0,05	4,32
P ₂ O ₅	%	0,02	0,07	<0.01	0,04	0,06
SrO	%	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
BaO	%	0,01	0,05	<0.01	0,01	0,02
LOI	%	0,62	1,13	0,39	0,43	0,91
Total	%	98,3	100,66	100,83	101,91	97,99
Ag	ppm	0,5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
As	ppm	<5	<5	<5	6	<5
Cd	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Co	ppm	<1	<1	<1	<1	5
Cu	ppm	7	1	<1	<1	6
Li	ppm	<10	<10	<10	<10	<10
Mo	ppm	2	<1	1	1	1
Ni	ppm	<1	<1	<1	<1	<1
Pb	ppm	2	3	<2	5	<2
Sc	ppm	<1	2	1	1	1
Tl	ppm	<10	<10	<10	<10	<10
Zn	ppm	<2	19	<2	<2	54

APÊNDICE B – RESULTADOS DAS ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHA TOTAL (ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS) PARA AMOSTRAS DE ITABIRITO ANALISADAS NA ALS GLOBAL (continuação).

Element / Sample	Unity	UFBA-BRS334-04	UFBA-BRS334-06	UFBA-BRS334-07	UFBA-BRS352-15	UFBA-BRS352-21
<i>Depth (m)</i>	----	67,12-67,63m	81,75-81,90	85,50-83,00	83,75-84,35	105,50-105,87
<i>Rock</i>	----	Itabirite	Itabirite	Itabirite	Itabirite	Itabirite
Ba	ppm	66,6	448	16,8	65,7	223
Ce	ppm	1,5	3,7	1,7	22,4	1,9
Cr	ppm	20	30	50	30	30
Cs	ppm	0,06	0,06	0,04	0,06	0,07
Dy	ppm	0,6	0,62	0,25	1,35	0,36
Er	ppm	0,69	0,47	0,16	0,79	0,41
Eu	ppm	0,08	0,09	0,04	0,56	0,07
Ga	ppm	1,4	3,8	1,5	1,6	5
Gd	ppm	0,44	0,56	0,23	1,73	0,34
Hf	ppm	0,2	0,3	0,2	0,2	0,3
Ho	ppm	0,21	0,14	0,05	0,26	0,12
La	ppm	1	2,5	0,9	12,4	1,1
Lu	ppm	0,13	0,1	0,04	0,11	0,1
Nb	ppm	0,3	0,8	0,4	2,1	0,5
Nd	ppm	0,8	1,9	0,6	10,3	0,7
Pr	ppm	0,18	0,45	0,16	2,46	0,16
Rb	ppm	0,4	1,4	0,3	0,4	3,2
Sm	ppm	0,21	0,4	0,14	2,2	0,15
Sn	ppm	1	1	1	1	1
Sr	ppm	7,9	33,8	5,9	17,1	135
Ta	ppm	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1
Tb	ppm	0,09	0,11	0,04	0,24	0,07
Th	ppm	0,28	1,95	0,49	4,79	0,72
Tm	ppm	0,09	0,06	0,01	0,1	0,08
U	ppm	1,22	3,71	0,75	1,85	2,26
V	ppm	23	52	32	23	55
W	ppm	1	3	3	2	3
Y	ppm	7,9	4,7	2,2	9	6
Yb	ppm	0,68	0,5	0,18	0,79	0,53
Zr	ppm	9	21	9	11	30

APÊNDICE C – RESULTADOS DAS ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHA TOTAL (ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS) PARA AMOSTRAS DE HEMATITO ANALISADAS NA ALS GLOBAL.

Element / Sample	Unity	UFBA-BRS334-01	UFBA-BRS334-03	UFBA-BRS352-02	UFBA-BRS352-03	UFBA-BRS352-06
<i>Depth (m)</i>	----	4,80-5,14	13,20-13,50	21,40-21,70	37,50-37,77	48,90-50,00
<i>Rock</i>	----	Hematite Cataclasite	Hematite Cataclasite	Hematite Cataclasite	Hematite Cataclasite	Hematite Cataclasite
SiO ₂	%	0,17	0,26	0,16	0,07	0,11
Al ₂ O ₃	%	0,15	0,25	1,08	0,79	0,24
Fe ₂ O _{3t} (Total iron)	%	84,9	78,8	76,8	58,3	42,5
CaO	%	0,05	0,05	0,05	0,04	0,03
MgO	%	0,03	0,01	0,03	0,01	0,01
Na ₂ O	%	0,02	0,07	0,09	0,09	0,13
K ₂ O	%	0,02	0,02	<0.01	0,02	0,02
Cr ₂ O ₃	%	0,004	0,005	0,014	0,005	0,003
TiO ₂	%	0,02	0,07	0,17	0,04	0,05
MnO	%	0,01	0,02	0,01	<0.01	0,01
P ₂ O ₅	%	5,35	5,62	6,29	1,18	0,36
SrO	%	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
BaO	%	<0.01	0,01	<0.01	<0.01	<0.01
LOI	%	3,22	3,34	3,34	1,26	0,52
Total	%	93,94	88,53	88,03	61,81	43,98
Ag	ppm	0,8	0,8	0,9	0,9	1
As	ppm	<5	<5	<5	<5	<5
Cd	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Co	ppm	<1	<1	<1	<1	<1
Cu	ppm	<1	<1	2	<1	<1
Li	ppm	<10	<10	<10	<10	<10
Mo	ppm	2	1	3	1	3
Ni	ppm	<1	<1	<1	<1	<1
Pb	ppm	8	53	<2	12	10
Sc	ppm	1	2	1	2	2
Tl	ppm	<10	<10	<10	<10	<10
Zn	ppm	<2	<2	<2	<2	<2

89

APÊNDICE C – RESULTADOS DAS ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHA TOTAL (ELEMENTOS MAIORES E TRAÇOS) PARA AMOSTRAS DE HEMATITO ANALISADAS NA ALS GLOBAL (continuação).

Element / Sample	Unity	UFBA-BRS334-01	UFBA-BRS334-03	UFBA-BRS352-02	UFBA-BRS352-03	UFBA-BRS352-06
Ba	ppm	5,5	90,1	3,8	17,6	13
Ce	ppm	4,6	24,1	4,3	15,4	4,4
Cr	ppm	30	40	60	30	20
Cs	ppm	0,08	0,03	0,03	0,04	0,04
Dy	ppm	0,62	5,37	1,13	2,54	1,38
Er	ppm	0,22	1,23	0,61	1,29	0,9
Eu	ppm	0,18	1,17	0,36	0,66	0,23
Ga	ppm	1,4	2,6	2,4	1,9	1,8
Gd	ppm	0,55	4,73	1,22	2,45	1,2
Hf	ppm	0,2	0,4	0,3	0,3	0,2
Ho	ppm	0,11	0,78	0,22	0,57	0,33
La	ppm	2,8	12,1	2,7	7,6	2,3
Lu	ppm	0,01	0,04	0,08	0,12	0,12
Nb	ppm	0,7	0,9	0,7	0,9	0,7
Nd	ppm	2,6	14,7	3,5	9	2,6
Pr	ppm	0,64	2,81	0,63	1,85	0,55
Rb	ppm	0,4	0,3	0,2	0,2	0,2
Sm	ppm	0,64	3,6	0,99	2,05	0,74
Sn	ppm	1	1	1	1	1
Sr	ppm	5,7	48	7,3	41,8	13,2
Ta	ppm	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1
Tb	ppm	0,09	0,7	0,19	0,39	0,18
Th	ppm	0,77	0,98	0,46	3,29	2,29
Tm	ppm	0,05	0,11	0,1	0,15	0,12
U	ppm	0,93	0,97	0,93	4,67	3,12
V	ppm	26	62	180	43	36
W	ppm	1	3	2	3	2
Y	ppm	2,7	16,7	6,3	14	10,7
Yb	ppm	0,13	0,43	0,66	0,98	0,83
Zr	ppm	13	21	18	22	15

90

APÊNDICE D – LIMITES DE DETECÇÃO PARA ELEMENTOS MAIORES, TRAÇOS E TERRAS-RARAS PARA GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL REALIZADA NA EMPRESA ALS GLOBAL. OS RESULTADOS ENCONTRAM-SE NOS APÊNDICES B E C.

ALS Global	
Oxide	Detection limit
Al ₂ O ₃	0.01-100
CaO	0.01-100
Fe ₂ O _{3t} (Total iron)	0.01-100
K ₂ O	0.01-100
MgO	0.01-100
MnO	0.01-100
Na ₂ O	0.01-100
P ₂ O ₅	0.01-100
SiO ₂	0.01-100
TiO ₂	0.01-100
Lol	0.01-100
Cr ₂ O ₃	0.002-100
BaO	0.01-100
SrO	0.01-100

ALS Global					
Element	Detection limit	Element	Detection limit	Element	Detection limit
Ba	0.5-10,000	Ho	0.01-1,000	Ta	0.1-2,500
Ce	0.1-10,000	La	0.1-10,000	Tb	0.01-1,000
Cr	10-10,000	Lu	0.01-1,000	Th	0.05-1,000
Cs	0.01-10,000	Nb	0.2-2,500	Tm	0.01-1,000
Dy	0.05-1,000	Nd	0.1-10,000	U	0.05-1,000
Er	0.03-1,000	Pr	0.03-1,000	V	5-10,000
Eu	0.03-1,000	Rb	0.2-10,000	W	1-10,000
Ga	0.1-1,000	Sm	0.03-1,000	Y	0.1-10,000
Gd	0.05-1,000	Sn	1-10,000	Yb	0.03-1,000
Hf	0.2-10,000	Sr	0.1-10,000	Zr	2-10,000

01

APÊNDICE E – RESULTADOS DA ANÁLISE QUÍMICA MINERAL DE HEMATITA ORIENTADA EM ITABIRITO ATRAVÉS DO MÉTODO LA-ICP-MS. ANÁLISES REALIZADAS NA UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO.

Element / Sample	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	34	35	36	37	38	39
Ti47	946,1	916,77	940,52	879,66	889,93	908,45	959,13	826,55	731,88	933,99	911,72	928,64	886,66	893,57	934,94	1002,93	828,66	888,82	854,97
V51	92,2	92,87	96,59	86,45	90,18	97,05	95,05	92,86	77,18	89,63	93,72	89,59	93,94	96,55	90,26	98,39	91,26	102,72	91,88
Mn55	338,51	208,22	169,89	502,61	514,49	254,24	394,8	169,38	1398,63	7734,9	1835,78	241,97	123,47	740,4	1030,43	1043,94	548,75	479,4	2342,51
Fe56	709687	725889,3	743539,8	707739,8	721656,3	700346,9	735207,3	736816,1	607378,6	711032,3	784094,2	708955,3	717727,8	714657,2	707086,4	764219,7	692280,2	705495	724467,5
Fe57	699579,9	699579,8	699579,8	699579,8	699579,9	699579,9	699579,8	699579,9	699579,9	699579,9	699579,9	699579,9	699579,9	699579,9	699579,8	699579,8	699579,8	699579,8	699579,8
Co59	1,42	<1.21	1,67	<1.45	1,78	1,27	<1.16	<1.13	1,68	3,65	2,65	1,25	<1.02	1,42	2,49	1,51	<1.81	<1.26	3,32
Ni60	<31.78	<30.41	<32.55	<30.59	<32.32	<28.58	<25.34	<24.93	<18.77	<23.83	<24.76	<24.74	<21.29	<25.70	<33.37	<28.39	<35.41	<26.96	<26.58
Cu63	<3.33	<3.17	<3.64	<3.49	<3.37	<3.28	10,35	<2.63	<1.92	7,68	3,1	<2.70	<2.31	<2.82	<3.76	<2.69	<4.10	<2.98	<3.24
Zn66	29,12	10,33	<7.14	9,49	18,6	8,74	20,83	15,87	15,56	16,72	6,87	9	<4.85	16,5	12,8	10,5	11,5	<5.65	73,99
Sr88	0,45	0,45	<0.63	0,95	0,83	<0.49	142,84	0,42	9,58	62,48	13,4	0,8	<0.34	2,27	2,97	3,21	1,64	1,52	8,78
Y89	2,97	3,16	0,75	3,14	1,83	<0.26	35,02	<0.204	0,218	2,2	1,4	0,45	0,52	0,29	1,69	14,66	1,41	1,82	2,05
Zr90	191,45	39,98	37,5	21,49	55,05	12,23	124,54	<0.65	2,59	122,92	47,66	32,6	93,42	5,47	45,73	405,16	94,03	36,5	14,43
Nb93	<0.44	0,78	0,92	0,69	1,1	0,62	<0.33	0,45	0,89	0,78	1,29	0,85	<0.34	0,76	1,12	1,01	0,52	0,85	0,81
Mo95	1,46	<1.82	<1.24	<1.28	1,75	<1.80	<1.81	<1.15	<0.97	<1.20	<1.41	<1.68	<1.30	<1.61	<1.27	<1.54	<1.85	<1.03	<1.72
Ba137	5,64	2,7	<2.86	10,26	8,51	2,59	390,22	<1.85	12,76	132,11	34,84	2,36	<1.14	17,47	20,54	22,86	7,5	14,68	59,27
La139	<0.174	<0.257	<0.236	<0.171	<0.35	<0.253	35,01	<0.291	<0.151	0,428	<0.229	0,12	<0.127	<0.35	0,33	<0.27	<0.208	<0.24	0,32
Ce140	0,4	0,85	<0.36	1,67	0,77	<0.30	64,42	<0.23	0,64	2,65	1,49	<0.245	<0.201	<0.254	0,69	2,48	<0.37	1,04	1,11
Pr141	<0.217	<0.192	<0.187	<0.29	<0.228	<0.169	8,67	<0.196	<0.181	<0.205	<0.132	<0.233	<0.194	<0.152	<0.226	<0.186	0,225	<0.207	0,264
Nd146	<1.16	<1.51	<1.09	<1.45	<0.94	<1.31	31,39	<1.15	<0.96	<1.13	<1.00	<1.05	<1.07	0,77	<1.45	<0.97	<1.75	<1.21	<1.10
Sm147	<1.62	<0.96	<1.20	0,97	<1.34	<1.08	7,21	<1.58	<1.11	<1.52	<1.29	<1.25	<1.55	<1.19	1,5	<1.40	<1.90	<1.07	<1.62
Eu153	<0.60	0,38	<0.38	<0.42	0,43	<0.34	3,03	<0.40	<0.221	<0.30	<0.42	<0.27	0,23	<0.31	<0.49	0,44	<0.59	<0.31	<0.40
Gd157	<1.20	<1.65	<1.80	<1.69	<1.41	<1.89	12,15	<1.32	<1.09	<1.06	<1.19	<1.16	<0.93	<1.27	<1.82	<1.62	<1.79	<1.31	<1.32
Tb159	<0.220	<0.212	<0.181	<0.169	<0.139	<0.178	3,17	<0.179	<0.123	<0.141	<0.144	<0.223	<0.162	<0.164	<0.082	<0.223	<0.208	<0.214	<0.162
Dy163	<1.11	<0.59	<0.98	<0.85	0,74	<0.75	52,37	<0.94	<0.62	0,67	<1.15	<0.78	0,54	<0.88	<1.17	1,48	0,88	<0.60	0,79
Ho165	<0.32	<0.236	<0.27	0,24	<0.136	<0.231	2,16	<0.230	<0.098	<0.28	0,193	<0.215	<0.211	<0.260	<0.29	<0.26	<0.42	<0.174	<0.224
Er166	<0.82	0,7	<0.52	<0.64	<0.77	<0.70	4,88	<0.61	<0.52	<0.49	0,63	<0.57	<0.39	<0.61	<0.94	1,1	<1.05	<0.71	<0.46
Tm169	0,114	<0.27	<0.169	<0.26	<0.28	<0.28	0,66	<0.154	<0.102	<0.128	<0.204	<0.157	<0.186	<0.202	<0.177	<0.27	<0.37	<0.26	<0.19
Yb172	<1.51	<1.30	<1.31	1,38	<1.29	<1.16	3,02	<1.15	<0.88	<0.85	<0.86	<0.98	<1.02	<1.09	1,51	3,22	<1.71	<0.96	<0.94
Lu175	0,32	0,25	<0.32	<0.31	<0.26	0,14	0,36	<0.114	<0.165	<0.28	<0.18	<0.26	<0.192	<0.175	<0.259	0,62	<0.36	<0.154	<0.164
W182	0,5	<0.43	<0.36	0,81	1,04	<0.32	1,05	<0.30	<0.28	0,75	2,69	<0.37	<0.169	0,75	2,31	2,31	0,57	1,31	<0.31
Pb208	1,21	1,28	<1.02	1	<0.92	1,57	4,4	0,88	0,93	2,73	2,36	<0.73	0,41	2,19	3,78	1,81	1,49	1,19	1,39
Th232	0,46	<0.40	<0.27	<0.29	<0.31	<0.30	28,61	<0.252	<0.28	<0.31	<0.21	0,33	<0.21	<0.32	<0.57	0,59	0,76	0,81	0,38
U238	0,97	0,64	0,44	0,69	0,74	<0.30	1,31	<0.30	0,19	1,89	0,57	<0.31	0,36	<0.26	0,6	6,08	1,47	2,04	0,29

**APÊNDICE F – RESULTADOS DA ANÁLISE QUÍMICA MINERAL DE HEMATITA ORIENTADA EM HEMATITO ATRAVÉS DO MÉTODO LA-⁹²
ICP-MS. ANÁLISES REALIZADAS NA UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO.**

Element / Sample	13	14	15	16	18	19	20	22	24	25	26	27	34
Ti47	170,41	137,85	136,96	141,03	161,94	159,63	137,35	137,97	156,46	156,02	188,84	180,29	175,63
V51	54,69	57,47	56,21	53,99	52,75	57,11	50,33	49,99	55,49	57,56	53,72	54,9	53,81
Mn55	13,25	12,71	11,66	18,23	8,57	20,31	11,34	13,48	<6.15	28,97	<6.31	6,48	22,82
Fe56	699877,8	683556,6	769415,3	686344,6	704060,4	732739,3	730517,1	716080,6	691818,3	699120,5	721835,8	718028,8	736784,4
Fe57	699580,1	699580,1	699580,1	699580,1	699580,1	699580,1	699580,1	699580,1	699580,1	699580,1	699580,1	699580,1	699580,1
Co59	<0.71	<0.81	<0.68	1	<0.79	<1.08	<0.91	<0.85	<1.11	<1.27	<1.09	<0.97	<1.07
Ni60	<16.93	<18.05	<19.15	<19.87	<18.96	<20.38	<19.18	<17.11	<24.27	<26.39	<24.24	<22.91	<23.30
Cu63	3,51	3,46	<1.92	7,2	<2.28	6,14	<2.18	6,56	<2.54	5,37	2,72	<2.54	4,71
Zn66	<4.21	14,75	<5.11	8,58	7,13	32,55	7,42	20,84	<3.92	36,04	8,8	8,08	8,64
Sr88	<0.39	56,77	<0.27	408,86	20,28	363,02	<0.43	2,7	<0.35	1,93	4,09	<0.28	58,45
Y89	0,99	17,88	<0.185	143,86	5,1	158,83	0,552	2,8	0,36	1,12	1,07	<0.246	16,33
Zr90	9,84	8,61	5,96	12,03	8,55	18,26	4,92	7,38	5,49	10,78	6,67	9,03	13,44
Nb93	0,81	0,79	0,95	1,13	0,77	0,97	0,54	0,92	1	1,05	1,22	1,21	1,05
Mo95	<1.44	<0.98	<1.33	1,61	<1.12	<1.70	<1.40	<1.30	<1.34	<1.34	<1.50	<1.21	<1.64
Ba137	<1.48	22,41	<1.39	205,96	9,31	150,18	1,85	1,52	1,89	<2.21	1,79	<2.01	40,87
La139	0,151	9,93	<0.071	67,38	5,1	73,87	0,217	0,607	0,292	0,493	<0.27	<0.29	5,89
Ce140	<0.161	20,41	<0.180	168,8	7,79	176,93	<0.241	1,04	0,276	<0.24	0,79	<0.31	17,08
Pr141	<0.128	2,42	<0.201	23,54	1,3	23,73	<0.132	0,139	<0.225	<0.169	<0.225	<0.171	2,38
Nd146	<0.82	9,35	<0.53	76,67	7,21	84,51	<0.87	0,85	0,91	<1.11	<1.80	<1.10	15,01
Sm147	<1.20	2,68	<0.90	18,35	<1.26	22,05	<0.83	<0.86	<0.93	<1.48	<1.10	0,98	<1.24
Eu153	<0.22	0,85	<0.244	5,55	<0.42	7,2	<0.28	<0.27	<0.46	<0.40	<0.31	<0.44	1,06
Gd157	<0.81	4,15	<1.13	25,06	<1.38	28,61	1,07	<0.86	<1.04	<1.81	<1.10	<1.15	2
Tb159	<0.151	0,52	<0.149	3,88	0,214	2,84	<0.118	<0.124	<0.32	<0.152	<0.227	<0.098	0,54
Dy163	<0.37	2,27	<0.58	38,33	0,83	24,76	<0.49	<0.59	<0.88	<0.82	0,62	<1.05	2,3
Ho165	<0.136	0,93	<0.107	6,39	0,223	4,52	<0.148	<0.153	<0.182	<0.229	0,167	<0.147	0,67
Er166	<0.37	2,11	<0.44	20,06	1,22	11,94	<0.43	0,29	<0.57	<0.51	<0.53	<0.36	1,29
Tm169	<0.112	<0.165	<0.102	1,18	<0.114	1	0,075	<0.129	<0.25	<0.167	<0.181	<0.123	<0.193
Yb172	0,67	1,19	<0.67	5,37	<0.76	3,68	0,45	<0.60	<1.03	<1.06	<0.55	<0.96	<0.86
Lu175	<0.192	<0.159	<0.156	0,59	<0.141	0,51	<0.130	<0.176	<0.127	0,19	<0.29	<0.104	0,22
W182	1,7	<0.52	<0.69	2,4	1,35	1,52	0,75	0,82	1,34	4,22	<0.49	<0.52	1,09
Pb208	<0.65	45,66	0,53	276,97	12,24	248,01	0,82	2,48	<1.23	7,28	1,03	<0.75	22,6
Th232	<0.176	1,37	0,1	13,51	1,24	16,57	<0.35	0,297	<0.35	<0.26	0,24	<0.33	1,73
U238	2,35	0,94	0,22	4,06	4,15	4,06	1,8	2,47	2,26	2,67	0,4	<0.26	2,3

**APÊNDICE F – RESULTADOS DA ANÁLISE QUÍMICA MINERAL DE HEMATITA ORIENTADA EM HEMATITITO ATRAVÉS DO MÉTODO LA-⁹³
ICP-MS. ANÁLISES REALIZADAS NA UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO (continuação).**

Element / Sample	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48
Ti47	148,38	187,73	178,62	149,58	163,55	174,98	168,62	180,3	177,87	196,14	172,12	178,98	174,66	170,3
V51	59,36	53,44	56,25	55,13	54,74	57,89	54,17	58,14	55,77	54,23	50,16	53,54	56,01	50,36
Mn55	24,15	35,21	<5.93	6,57	15,83	43,75	6,79	26,11	9,55	8,93	18,81	19,65	24,16	25,13
Fe56	694247,3	686221,3	707756,6	717467,5	744571,8	704564,6	754225,9	732557,1	674887,6	711189,1	626405,5	729866	725707,4	696146,5
Fe57	699580,2	699580,1	699580,1	699580,1	699580,1	699580,1	699580,1	699580,1	699580,1	699580,1	699580,1	699580,1	699580,1	699580,1
Co59	<1.06	1,06	<0.94	<1.25	<1.15	<1.10	<0.92	<1.10	1,06	<0.99	<1.00	<1.04	<1.14	<1.16
Ni60	<23.65	<23.33	<23.29	<24.55	<21.70	<22.46	<22.46	<22.61	<22.09	<21.65	<20.44	28,53	<25.18	<25.20
Cu63	5,08	9,17	<2.48	<2.65	<2.47	7,3	<2.45	6,93	<2.25	3,42	3,36	5,67	3,28	4,76
Zn66	<6.37	9,23	5,37	13,13	27,5	26,86	5,33	5,98	10,33	55,1	9,64	10,97	8,32	44,02
Sr88	221,76	490,88	123,89	3,73	<0.38	86,74	<0.38	0,85	<0.32	0,82	2,15	1,13	0,78	0,59
Y89	50,46	159,24	33,71	1,1	<0.26	10,65	0,181	1,82	1,13	<0.231	1,83	1,47	2,18	1,39
Zr90	10,19	22,87	10,86	6,17	6,65	17,56	7,6	13,36	12,84	6,84	11,12	11,59	13,97	10,45
Nb93	0,77	1	1,09	0,6	0,67	1,34	1,13	1,16	0,87	0,75	0,71	0,9	1	0,72
Mo95	<1.49	1,63	1,36	1,27	<1.58	<1.61	<1.44	<1.55	1,69	<1.34	<1.52	1,41	<1.57	1,93
Ba137	104,09	238,65	50,39	3,67	<1.59	16,22	2,04	<2.81	<1.72	<1.90	<2.34	<1.78	<3.01	<2.38
La139	31,41	125,83	17,67	0,76	<0.261	10,05	<0.199	<0.234	0,23	<0.158	0,354	0,64	<0.183	<0.226
Ce140	58,9	229,62	39,43	0,46	<0.216	29,34	<0.146	<0.27	0,73	<0.27	2,44	0,75	1,65	<0.27
Pr141	10,64	19,14	5,32	0,299	<0.142	1,75	<0.207	<0.183	<0.231	<0.174	<0.222	<0.222	<0.202	<0.275
Nd146	43,99	87,29	32,31	<1.18	<1.24	22,83	1,25	1,15	<1.28	<0.83	1,48	<0.79	<1.44	<1.27
Sm147	10,94	18,81	5,32	<1.23	<0.96	3,89	<1.08	<1.49	<1.11	<1.13	<0.69	1,03	<1.70	<0.99
Eu153	3,48	11,79	2,36	<0.39	<0.38	16,08	<0.34	<0.25	0,21	<0.36	<0.39	<0.34	0,25	<0.48
Gd157	10,76	33,88	6,89	<1.14	<0.74	3,4	<1.08	<1.68	<1.32	<1.13	<1.20	<1.24	<0.85	<1.71
Tb159	1,63	4,07	1,09	<0.187	<0.146	1,03	<0.235	<0.183	<0.145	<0.162	<0.140	<0.147	<0.189	<0.191
Dy163	9,54	25,84	6,13	<1.10	0,37	3,11	<0.58	<0.75	0,82	<0.72	<0.71	<0.56	<0.77	<0.72
Ho165	2,75	7,77	1,43	<0.178	<0.139	0,61	<0.112	<0.093	0,142	<0.189	<0.188	<0.242	<0.233	<0.166
Er166	7,99	14,36	3,53	<0.68	<0.53	31,79	<0.66	<0.43	0,37	<0.46	<0.61	0,56	<0.68	<0.72
Tm169	0,61	1,67	0,34	<0.140	0,085	0,28	<0.179	<0.161	0,122	<0.143	<0.145	<0.193	<0.17	<0.226
Yb172	3,38	6,14	2,11	<1.10	<0.57	1,13	<0.77	<1.19	<0.79	<0.98	<0.60	<0.77	1,18	0,87
Lu175	0,25	1,1	<0.212	<0.203	<0.209	0,26	<0.191	<0.169	<0.170	<0.113	<0.173	<0.190	<0.24	<0.226
W182	1,47	1,63	<0.57	<0.65	<0.56	2,45	<0.55	0,98	1,5	0,96	2,01	1,42	1,29	1,91
Pb208	124,14	241,82	92,05	3,65	1,45	46,54	0,72	3,49	2,33	1,46	2,48	2,91	3,67	5,4
Th232	10,55	27,87	9,91	<0.237	<0.28	5,13	<0.253	<0.200	0,94	0,24	0,47	<0.26	<0.26	<0.33
U238	2,2	7,46	0,97	1,02	<0.26	5,24	<0.32	3,1	5,7	0,77	4,96	2,59	3,66	2,3

APÊNDICE G – RESULTADOS DA ANÁLISE QUÍMICA MINERAL DE HEMATITA CATACLÁSTICA EM HEMATITO ATRAVÉS DO MÉTODO LA-ICP-MS. ANÁLISES REALIZADAS NA UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO.

Element / Sample	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68
Ti47	170,97	166,64	168,2	153,98	191,71	126,47	166,77	167,94	162,62	239,06	156,68	189,1	203,35	152,62
V51	62,92	64,02	50,77	71,56	61,04	45,76	50	47,72	60,07	49,9	53,13	53,74	56,59	63,59
Mn55	195,91	162	29,61	293,7	164,2	7,36	7,77	14,87	180,15	24,35	127,17	7,69	116,39	102,57
Fe56	698036,9	701750,2	691774	674097,4	744344,4	719847,6	730872,5	728041,9	715831,6	727840,6	682415,7	693308,1	714870,1	695889,3
Fe57	699580,1	699580,1	699580,1	699580,1	699580,1	699580,1	699580,1	699580,1	699580,1	699580,1	699580,1	699580,1	699580,1	699580,1
Co59	6,23	4,46	<1.07	8,83	4,58	<0.90	<1.07	<1.09	5,42	<0.91	3,31	<0.93	3,38	2,5
Ni60	<39.64	<22.37	<21.87	72,38	44,7	<21.78	<21.69	<22.31	<20.47	<19.61	<20.70	<19.63	<21.23	22,2
Cu63	30,58	27,99	6,1	51,67	24,48	<2.37	<2.09	4,11	25,11	3,81	18,7	<2.11	26,35	23,56
Zn66	109,65	84,44	20,22	128,1	86,25	4,57	7,35	9,92	61,97	5,61	43,28	<4.94	383,43	62,27
Sr88	1089,15	153,16	39,66	714,23	228,03	<0.39	<0.45	25,79	201,21	87,98	145,4	0,81	230,22	253,39
Y89	310,27	43,91	11,48	178,43	83,66	<0.32	<0.219	7,44	62,8	57,89	57,31	0,56	76,45	68,13
Zr90	51,31	40,74	13,21	78,91	33,36	1,15	4,63	7,68	55,06	12,7	27,1	6,2	40,9	39,46
Nb93	1,34	0,87	0,62	1,04	0,93	0,39	0,8	0,77	0,62	0,54	0,71	0,58	1,03	0,93
Mo95	5,55	2,05	<1.49	5,35	<2.31	<1.76	<1.53	1,29	2,96	1,29	2,66	0,9	<1.53	1,66
Ba137	465,7	93,83	22,2	233,57	144,92	<1.23	<2.28	14,84	113,72	51,47	77,62	<2.04	103,51	124,48
La139	161,47	27,56	5,88	117,98	104,33	<0.217	<0.196	4,11	49,52	15,76	28,48	<0.132	33,17	40,31
Ce140	305,89	57,06	10,86	236,9	103,24	<0.211	<0.218	10,39	96,4	35,97	71,02	0,66	100,65	81,38
Pr141	39,21	7,59	1,55	40,34	17,15	<0.138	<0.134	2,15	12,1	3,24	7,65	<0.169	9	9,97
Nd146	183,66	39,36	9,86	147,94	119,85	<1.13	<0.95	5,02	57,86	14,84	38,94	1,43	34,81	46,72
Sm147	40,28	7,92	1,32	26,12	15,63	<1.56	<1.10	<1.27	9,4	3,74	7,55	<1.24	7,89	10,49
Eu153	16,61	3,62	0,88	13,72	5,17	<0.51	<0.44	0,42	5,48	<0.57	3,63	<0.23	3,54	4,23
Gd157	78,44	8,07	4,93	46,72	15,06	<1.06	<1.03	<1.26	15,91	5,41	12,75	<1.14	10,56	13,41
Tb159	8,91	1,39	0,47	6,56	2,89	<0.188	<0.158	<0.188	1,98	0,99	2,57	<0.183	1,75	2,14
Dy163	64,95	9,14	1,72	37,16	16,24	<0.63	<0.73	1,59	14,04	5,34	10,7	0,49	12,68	14,38
Ho165	13,27	2,32	0,48	6,98	2,43	<0.167	0,16	0,2	3,15	1,43	1,79	<0.220	2,69	3,02
Er166	35,36	4,08	<0.66	19,87	10,26	<0.59	<0.67	<0.72	9,27	5,83	5,28	<0.55	8,03	7,63
Tm169	3,22	0,31	<0.164	2,18	0,89	0,082	<0.184	<0.14	0,58	0,43	0,54	<0.141	0,43	0,68
Yb172	11,44	4,01	<0.99	13,69	6,22	<1.00	<0.66	0,87	4,89	1,1	2,18	<0.68	3,64	5,32
Lu175	1,71	0,56	<0.185	1,44	0,44	<0.160	<0.117	<0.22	0,61	0,19	0,44	<0.186	0,44	0,68
W182	22,54	14,62	1,87	27,05	13,85	<0.45	<0.37	0,74	13,95	3,78	9,12	0,96	8,23	11,78
Pb208	632,82	131,91	25,19	297,61	163,16	<0.57	<0.64	18,86	167,09	59,81	115,49	<0.86	171,78	186,65
Th232	70,99	5,67	0,68	47,16	13,64	<0.200	<0.264	0,91	16,4	<1.24	12,31	0,34	5,65	9,22
U238	21,69	13,48	2,17	32,36	15,04	<0.16	<0.26	1,88	14,41	3,81	9,43	2,11	3,86	14,18

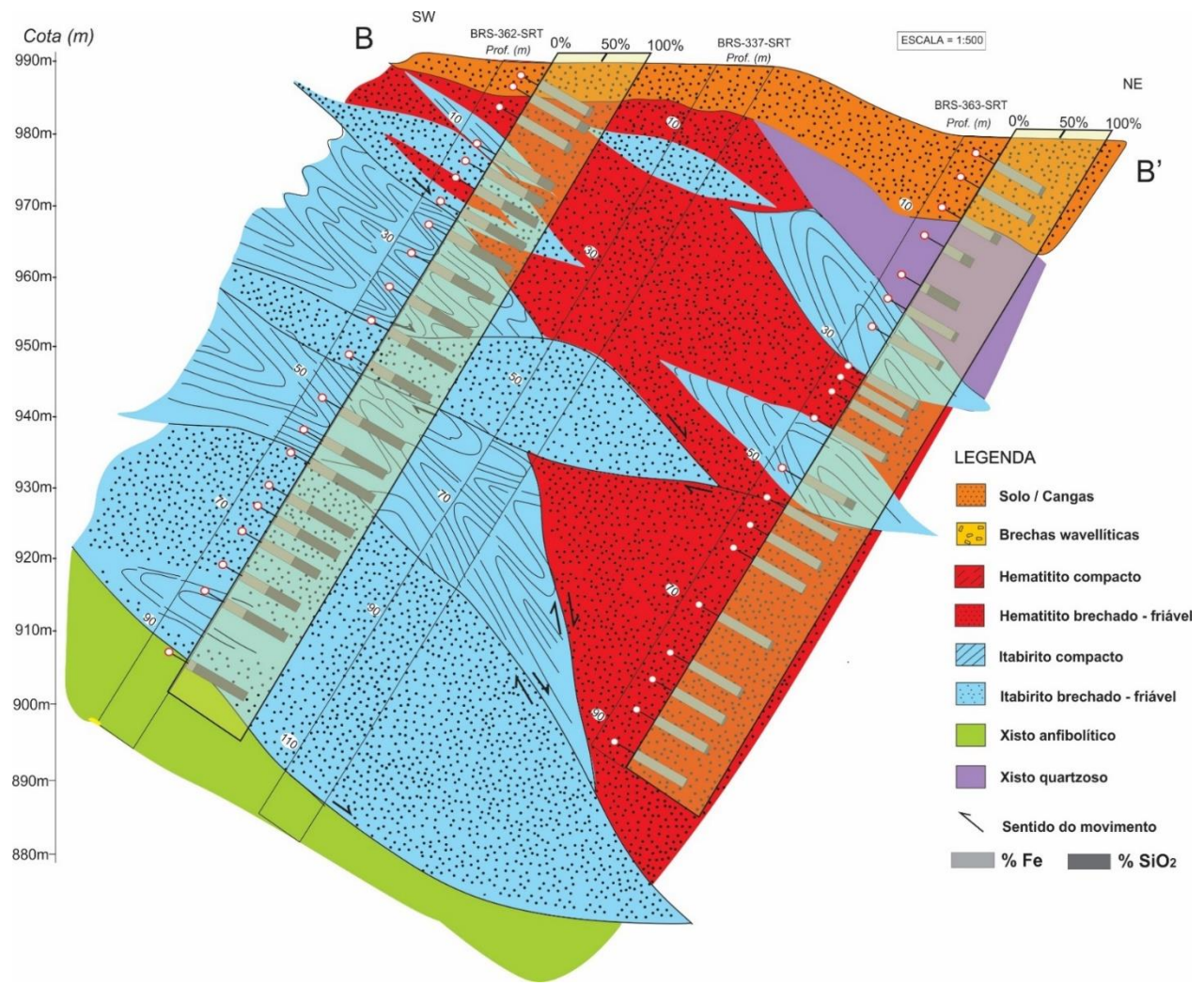
**APÊNDICE H – RESULTADOS DA ANÁLISE QUÍMICA MINERAL DE MAGNETITA EM ITABIRITO ATRAVÉS DO MÉTODO LA-ICP-MS.
ANÁLISES REALIZADAS NA UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO.**

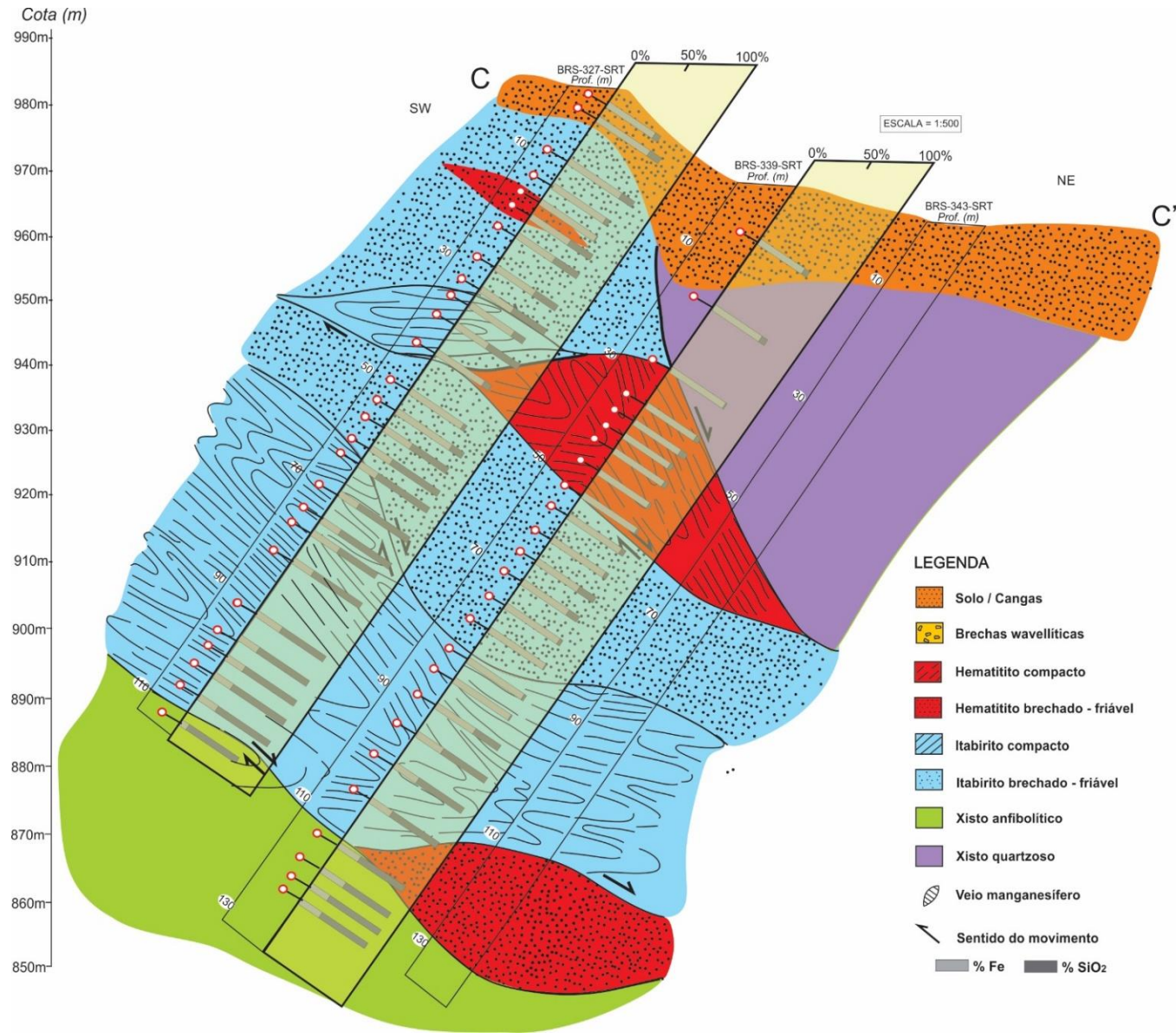
Element/Sample	PT1MAG	PT2MAG	PT3MAG	PT4MAG	PT5MAG	PT6MAG	PT8MAG	PT9MAG
Na23	923404.63	807154.63	167079.64	124636.16	18971212.00	48388540.00	31242468.00	8712484.00
Mg24	8137.65	41238.59	1471.99	2133.85	252512.86	1517078.75	1084286.75	101144.18
Al27	1730180.38	520766.69	329482.84	229954.17	43038060.00	82413016.00	47050868.00	16966276.00
P31	<-59446.83	<-29724.17	<-12261.01	<-11404.98	<-1898506.38	<-4475552.00	<-2574592.25	<-1329055.63
K39	14411021.00	4104646.25	2592890.75	1969705.63	296632640.00	609339648.00	333106720.00	134641856.00
Ca44	209758.16	435644.47	45846.04	50016.78	6187403.00	19202272.00	16261316.00	2115734.75
Sc45	<367.60	<152.30	<59.43	<49.71	<6640.42	<14492.54	<7648.22	<3294.70
Ti49	7569.26	<2989.33	<971.05	<736.60	<100991.06	<221904.94	<112990.31	<42621.90
V51	3290.03	998.44	633.42	514.74	61763.29	128445.71	59845.77	23543.11
Mn55	365003040.00	94578392.00	59497908.00	47115352.00	7176545280.00	15877863424.00	8077866496.00	3292048640.00
Fe57	723521.13	723521.13	723521.13	723521.13	723521.13	723521.13	723521.13	723521.13
Co59	336567.63	91489.95	52637.36	40130.19	6494805.00	14971417.00	7368730.50	2874939.75
Ni60	25232.38	6832.28	4282.85	3331.70	435904.63	785340.81	443574.47	246749.53
Cu63	59332.99	17826.77	10528.35	8549.03	1243703.25	2691891.00	1474987.63	571370.88
Zn66	1490803.00	308118.41	255837.41	168837.67	24960476.00	45611840.00	22487508.00	12055785.00
Rb85	42735.83	12189.76	7122.92	5609.74	781535.31	1648040.75	903529.06	407599.56
Sr88	677820.06	188873.17	103549.30	81283.20	12530607.00	29025570.00	15048548.00	6053573.00
Y89	18012.63	4568.35	3052.55	2406.41	350073.78	654716.31	387681.50	167705.34
Zr90	<106.88	378.31	<23.38	<29.21	<2903.94	8524.38	13842.21	<1567.33
Nb93	<68.64	69.27	15.20	20.55	2011.65	<3601.01	<1207.11	817.16
Cd111	3188.54	1256.62	445.25	<221.73	41854.12	88746.73	72285.52	<19335.79
Cs133	<138.25	<41.02	16.88	16.04	1969.64	<5066.58	<1786.78	<830.21
Ba137	175129.66	49989.79	28425.87	20087.51	3547438.25	6371105.50	3859684.50	1964178.50
La139	2101.18	670.07	336.41	277.76	49289.86	91919.27	53831.60	20145.08
Ce140	6410.55	2373.84	1377.15	939.72	226336.91	294936.53	163951.36	70231.70
Pr141	650.01	182.29	119.24	48.23	6055.55	24931.09	13814.78	4943.44
Nd143	2574.26	601.74	719.71	212.93	38363.44	173683.55	52510.12	32637.00
Sm147	<561.33	293.37	<133.16	<99.63	<10247.00	28247.09	17813.71	<5240.78
Eu151	384.68	101.99	<50.00	33.87	<3832.44	<12844.55	4988.14	1315.09
Gd157	<820.33	<329.07	<156.79	<65.56	32862.86	37595.72	19826.64	<7121.89
Tb159	<92.26	<54.32	32.28	16.06	<2550.91	<5073.20	2905.15	<831.36
Dy161	<532.93	<204.17	146.04	71.29	15836.30	32124.89	40187.66	5621.84
Ho165	263.53	83.76	76.59	<17.09	6112.80	6238.54	5051.29	2253.81
Er166	1395.16	222.90	152.76	89.19	15451.65	51273.62	11442.13	4304.13
Tm169	102.81	57.96	32.12	13.67	<1811.90	5077.11	<2293.98	<1074.73
Yb172	924.71	260.39	198.49	219.47	25389.01	<28785.12	46661.13	6912.68
Lu175	164.55	60.08	29.05	26.47	3023.20	8439.39	3677.41	<1235.33
Hf179	<706.89	<222.87	<98.23	<117.60	<14529.04	48791.88	<18560.35	<8140.56
Tl205	485.98	102.98	<41.49	56.58	12417.57	11154.28	15954.46	<1858.73
Pb206	1805.64	<468.07	132.05	170.96	12713.36	39739.14	20837.41	6908.35
Th232	110.62	23.53	5.71	14.17	998.38	<0.00	611.38	305.77
U238	6193.33	1577.24	1028.32	866.30	126605.44	205039.86	106364.39	61982.04

APÊNDICE I – SEÇÃO GEOLÓGICA ESQUEMÁTICA A-A' COM DADOS DE ANÁLISE QUÍMICA DE ROCHA TOTAL (SiO_2 e Fe) FORNECIDOS PELA BAMIN. DADOS QUÍMICOS DE ROCHA TOTAL ESTÃO APRESENTADOS NO APÊNDICE A.



APÊNDICE J – SEÇÃO GEOLÓGICA ESQUEMÁTICA B-B' COM DADOS DE ANÁLISE QUÍMICA DE ROCHA TOTAL (SiO_2 e Fe) FORNECIDOS PELA BAMIN. DADOS QUÍMICOS DE ROCHA TOTAL ESTÃO APRESENTADOS NO APÊNDICE A.





APÊNDICE L – DISCRIMINAÇÃO DA PORCENTAGEM DAS GERAÇÕES DE HEMATITA E QUARTZO IDENTIFICADAS, BEM COMO DAS SUAS VARIÇÕES GRANULOMÉTRICA E DA RAZÃO AXIAL PARA AMOSTRAS DE ITABIRITO, HEMATITITO E CATACLASITO.

Abreviações de acordo com Whitney e Evans (2010): Qtz – quartzo; Hem – hematita; Mag – magnetita; Ø – variação granulométrica; Lx/Ly – razão axial, sendo x eixo maior do grão e y eixo menor do grão. Prof. = profundidade. Hem_{gran} – hematita granular, Hem_{inter} – hematita intersticial, Hem_{orient} – hematita orientada, Hem_{axp} – hematita plano axial, Hem_{catac} – hematita cataclástica, Qz_{granE} – quartzo granular mais velho, Qz_{gran/Lskel} – quartzo granular mais novo/esquelético, Qz_{inter} – quartzo intersticial.

Amostra	Prof. (m)	Rocha	Fases minerais (%)							Análise granulométrica (Ø) e da razão axial (Lx/Ly)							
			Qz _{granE}	Hem _{gran}	Hem _{inter}	Hem _{orient}	Hem _{axp}	Hem _{catac}	Qz _{gran/Lskel}	Mag	Hem _{gran}	Hem _{inter}	Hem _{orient}	Hem _{axp}	Hem _{catac}	Qz _{gran/esquel}	
352-1A	10,25	Cataclasito c/ wavelлита	0	0	3	14	0	53	5	0	Ø = 0,05 a 0,2 Lx/Ly = 1,1 a 1,7	Ø = 0,01 a 0,05 Lx/Ly = 1 a 1,3	Ø = 0,1 a 0,2 Lx/Ly = 2,4 a 5,3	-	Ø = 0,02 a 0,2 Lx/Ly = 1 a 4,8	Ø = 0,3 a 2,8 Lx/Ly = 1 a 1,4	
352-1B	14,1		0	1	4	13	0	48	4	0	Ø = 0,08 a 0,2 Lx/Ly = 1 a 1,5	Ø = 0,01 a 0,04 Lx/Ly = 1 a 1,2	Ø = 0,1 a 0,2 Lx/Ly = 2,5 a 4,6	-	Ø = 0,01 a 0,2 Lx/Ly = 1 a 5,2	Ø = 0,2 a 3,1 Lx/Ly = 1,1 a 1,3	
352-02	21,4	Hematitito	0	0	2	57	0	31	19	0	-	Ø = 0,01 a 0,05 Lx/Ly = 1 a 1,3	Ø = 0,1 a 0,3 Lx/Ly = 2,7 a 4,8	-	Ø = 0,02 a 0,25 Lx/Ly = 1 a 4,7	Ø = 0,3 a 3,2 Lx/Ly = 1,1 a 1,4	
352-03	37,5		1	1	3	36	0	36	23	0	Ø = 0,06 a 0,15 Lx/Ly = 1,2 a 1,4	Ø = 0,01 a 0,04 Lx/Ly = 1 a 1,3	Ø = 0,1 a 0,2 Lx/Ly = 2,4 a 4,1	-	Ø = 0,01 a 0,2 Lx/Ly = 1 a 5,1	Ø = 0,2 a 3,1 Lx/Ly = 1 a 1,3	
352-04	37,75		0	0	2	40	0	40	18	0	-	Ø = 0,01 a 0,06 Lx/Ly = 1 a 1,3	Ø = 0,1 a 0,3 Lx/Ly = 2,7 a 4,4	-	Ø = 0,01 a 0,3 Lx/Ly = 1 a 4,6	Ø = 0,2 a 2,6 Lx/Ly = 1,1 a 1,3	
352-5A	42,58		0	1	3	11	0	58	4	0	Ø = 0,05 a 0,15 Lx/Ly = 1,1 a 1,4	Ø = 0,01 a 0,05 Lx/Ly = 1 a 1,2	Ø = 0,1 a 0,25 Lx/Ly = 2,5 a 4,5	-	Ø = 0,01 a 0,25 Lx/Ly = 1 a 4,7	Ø = 0,3 a 3,3 Lx/Ly = 1,1 a 1,4	
352-5B	48,9		1	1	2	61	0	19	16	0	Ø = 0,07 a 0,2 Lx/Ly = 1,1 a 1,5	Ø = 0,01 a 0,04 Lx/Ly = 1 a 1,2	Ø = 0,2 a 0,3 Lx/Ly = 2,6 a 5	-	Ø = 0,01 a 0,2 Lx/Ly = 1 a 5	Ø = 0,2 a 3,1 Lx/Ly = 1 a 1,4	
352-06	50		1	1	2	39	0	44	13	0	Ø = 0,06 a 0,15 Lx/Ly = 1,2 a 1,5	Ø = 0,01 a 0,05 Lx/Ly = 1 a 1,3	Ø = 0,1 a 0,3 Lx/Ly = 2,4 a 4,7	-	Ø = 0,02 a 0,3 Lx/Ly = 1 a 4,4	Ø = 0,4 a 3 Lx/Ly = 1,2 a 1,4	
352-13	80,3		0	0	4	58	0	22	16	0	-	Ø = 0,01 a 0,04 Lx/Ly = 1 a 1,2	Ø = 0,1 a 0,2 Lx/Ly = 2,6 a 4,9	-	Ø = 0,01 a 0,2 Lx/Ly = 1 a 4,1	Ø = 0,3 a 2,2 Lx/Ly = 1,2 a 1,3	
352-22	107,9		0	0	3	21	0	59	17	0	-	Ø = 0,01 a 0,04 Lx/Ly = 1 a 1,2	Ø = 0,1 a 0,3 Lx/Ly = 2,6 a 4,7	-	Ø = 0,02 a 0,3 Lx/Ly = 1 a 4,2	Ø = 0,2 a 2,9 Lx/Ly = 1,1 a 1,5	
334-01	4,80		1	1	3	56	0	25	14	0	Ø = 0,06 a 0,15 Lx/Ly = 1,1 a 1,6	Ø = 0,01 a 0,04 Lx/Ly = 1 a 1,2	Ø = 0,1 a 0,3 Lx/Ly = 2,4 a 4,8	-	Ø = 0,01 a 0,3 Lx/Ly = 1 a 4,2	Ø = 0,3 a 2,7 Lx/Ly = 1,1 a 1,3	
334-02	11,35		0	0	2	71	0	12	15	0	-	Ø = 0,01 a 0,06 Lx/Ly = 1 a 1,3	Ø = 0,1 a 0,25 Lx/Ly = 2,6 a 4,8	-	Ø = 0,01 a 0,25 Lx/Ly = 1 a 4,6	Ø = 0,2 a 3,1 Lx/Ly = 1 a 1,3	
334-03	13,20		0	0	1	69	0	16	14	0	-	Ø = 0,01 a 0,05 Lx/Ly = 1 a 1,2	Ø = 0,1 a 0,3 Lx/Ly = 2,8 a 4,9	-	Ø = 0,02 a 0,3 Lx/Ly = 1 a 4,3	Ø = 0,3 a 2,4 Lx/Ly = 1,1 a 1,4	
352-07	62,45		Itabirito	2	2	22	24	1	0	49	0	Ø = 0,05 a 0,2 Lx/Ly = 1,1 a 1,6	Ø = 0,01 a 0,05 Lx/Ly = 1 a 1,2	Ø = 0,1 a 0,3 Lx/Ly = 2,6 a 4,1	Ø = 0,2 a 0,5 Lx/Ly = 2,6 a 5,1	-	Ø = 0,2 a 2,9 Lx/Ly = 1,1 a 1,4
352-08	65,55			2	1	23	22	2	0	50	0	Ø = 0,06 a 0,2 Lx/Ly = 1,1 a 1,5	Ø = 0,01 a 0,06 Lx/Ly = 1 a 1,1	Ø = 0,1 a 0,2 Lx/Ly = 2,5 a 4,8	Ø = 0,2 a 0,4 Lx/Ly = 2,8 a 3,4	-	Ø = 0,3 a 2,8 Lx/Ly = 1 a 1,3
352-09	67,15			1	1	25	29	0	0	54	0	Ø = 0,07 a 0,15 Lx/Ly = 1,2 a 1,7	Ø = 0,01 a 0,05 Lx/Ly = 1 a 1,2	Ø = 0,1 a 0,3 Lx/Ly = 2,8 a 5,1	-	Ø = 0,3 a 3,1 Lx/Ly = 1,1 a 1,3	
352-10	70,2			1	0	21	1	0	0	77	0	Ø = 0,05 a 0,15 Lx/Ly = 1,1 a 1,6	Ø = 0,01 a 0,06 Lx/Ly = 1 a 1,2	Ø = 0,1 a 0,2 Lx/Ly = 2,4 a 4,8	-	Ø = 0,2 a 3 Lx/Ly = 1,1 a 1,4	
352-14	83,25	2		2	26	16	3	0	51	0	Ø = 0,06 a 0,2 Lx/Ly = 1,1 a 1,5	Ø = 0,01 a 0,04 Lx/Ly = 1 a 1,3	Ø = 0,1 a 0,25 Lx/Ly = 2,5 a 4,7	Ø = 0,3 a 0,5 Lx/Ly = 2,8 a 4,2	-	Ø = 0,2 a 3,1 Lx/Ly = 1,1 a 1,4	
352-15	83,75	1		1	18	17	2	0	61	0	Ø = 0,05 a 0,2 Lx/Ly = 1,2 a 1,7	Ø = 0,01 a 0,06 Lx/Ly = 1 a 1,3	Ø = 0,2 a 0,3 Lx/Ly = 2,4 a 5,2	Ø = 0,3 a 0,4 Lx/Ly = 3,1 a 4,6	-	Ø = 0,3 a 3,1 Lx/Ly = 1,1 a 1,3	
352-16	88,9	2		2	22	32	0	0	42	0	Ø = 0,08 a 0,2 Lx/Ly = 1,2 a 1,6	Ø = 0,01 a 0,05 Lx/Ly = 1 a 1,2	Ø = 0,1 a 0,3 Lx/Ly = 2,8 a 4,9	-	Ø = 0,2 a 2,9 Lx/Ly = 1 a 1,2		
352-17	89,2	1		1	18	34	0	0	46	0	Ø = 0,08 a 0,15 Lx/Ly = 1,1 a 1,6	Ø = 0,01 a 0,06 Lx/Ly = 1 a 1,2	Ø = 0,1 a 0,3 Lx/Ly = 2,7 a 4,5	-	Ø = 0,4 a 2,8 Lx/Ly = 1,2 a 1,4		
352-18	96,6	0		0	7	27	1	4	61	0	Ø = 0,07 a 0,2 Lx/Ly = 1,2 a 1,7	Ø = 0,01 a 0,05 Lx/Ly = 1 a 1,3	Ø = 0,1 a 0,3 Lx/Ly = 2,8 a 5	Ø = 0,3 a 0,5 Lx/Ly = 2,9 a 4,1	Ø = 0,02 a 0,3 Lx/Ly = 1 a 3,6	Ø = 0,4 a 2,8 Lx/Ly = 1,1 a 1,4	
352-19	101,35	2		2	20	31	0	0	43	1	Ø = 0,07 a 0,15 Lx/Ly = 1,1 a 1,7	Ø = 0,01 a 0,04 Lx/Ly = 1 a 1,2	Ø = 0,1 a 0,2 Lx/Ly = 2,4 a 4,4	-	Ø = 0,3 a 3,3 Lx/Ly = 1,1 a 1,5		
352-20	101,55	1		0	31	21	0	3	44	1	Ø = 0,08 a 0,2 Lx/Ly = 1,1 a 1,6	Ø = 0,01 a 0,05 Lx/Ly = 1 a 1,2	Ø = 0,1 a 0,3 Lx/Ly = 2,6 a 4,9	-	Ø = 0,01 a 0,3 Lx/Ly = 1 a 3,3	Ø = 0,2 a 3,1 Lx/Ly = 1,2 a 1,4	
352-21	105,5	1		1	28	18	6	0	46	0	Ø = 0,06 a 0,2 Lx/Ly = 1,2 a 1,6	Ø = 0,01 a 0,06 Lx/Ly = 1 a 1,1	Ø = 0,1 a 0,2 Lx/Ly = 2,5 a 5,1	Ø = 0,3 a 0,5 Lx/Ly = 2,7 a 4,5	-	Ø = 0,3 a 2,5 Lx/Ly = 1,1 a 1,3	
352-23	111,0	2		2	24	16	4	0	52	0	Ø = 0,06 a 0,2 Lx/Ly = 1,2 a 1,7	Ø = 0,01 a 0,05 Lx/Ly = 1 a 1,1	Ø = 0,1 a 0,25 Lx/Ly = 2,4 a 4,8	Ø = 0,2 a 0,5 Lx/Ly = 2,8 a 4,6	-	Ø = 0,4 a 3,2 Lx/Ly = 1,2 a 1,4	
334-04	67,21	1		2	28	20	5	0	44	0	Ø = 0,05 a 0,15 Lx/Ly = 1,2 a 1,5	Ø = 0,01 a 0,05 Lx/Ly = 1 a 1,2	Ø = 0,1 a 0,3 Lx/Ly = 2,7 a 5,2	Ø = 0,3 a 0,5 Lx/Ly = 2,8 a 4,7	-	Ø = 0,4 a 2,9 Lx/Ly = 1 a 1,2	
334-06	81,75	1		1	26	24	2	0	46	0	Ø = 0,06 a 0,2 Lx/Ly = 1,2 a 1,7	Ø = 0,01 a 0,06 Lx/Ly = 1 a 1,2	Ø = 0,1 a 0,3 Lx/Ly = 2,6 a 4,4	Ø = 0,2 a 0,5 Lx/Ly = 2,7 a 4,1	-	Ø = 0,2 a 2,6 Lx/Ly = 1,1 a 1,4	

ANEXO A – JUSTIFICATIVA DA PARTICIPAÇÃO DOS AUTORES

Simone Cerqueira Pereira Cruz – Orientadora, participou das atividades de campo, correções do texto e coordenou a pesquisa.

Carlos Alberto Rosière – Co-orientador, participou de visita a campo, realizou correções do texto.

Michelle Santana Santos – Participou das discussões do trabalho em todas as suas etapas.

ANEXO B – REGRAS DE FORMATAÇÃO DA REVISTA JOURNAL OF THE GEOLOGICAL SOCIETY

Information for Authors - Journal of the Geological Society

[Scope](#) | [Key points](#) | [Submission](#) | [Page format](#) | [Colour charges](#) | [Open Access](#) | [Discussions](#) | [Thematic collections](#) | [Refereeing and editing](#) | [Production](#) | [ePrints](#) | [JGS Early Career Award](#) | [Transfers to *Lithosphere*](#) | [Keep in touch](#)

Scope of the Journal

JGS publishes topical, high-quality recent research across the full range of Earth sciences. Papers are interdisciplinary in nature and emphasise the development of an understanding of fundamental geological processes. Broad interest articles that refer to regional studies, but which extend beyond their geographical context, are also welcomed.

Article types for this journal are research articles, review articles, thematic collections and discussions.

Key points to consider before you submit

Preparing your paper

Guidelines for preparing text and illustrations can be found in the box to the right of this page. Those apply to all GSL publications. Details of page size, colour and OA costs (which are specific to this journal) are below.

Language

We welcome papers from authors in all countries, but if you are not fluent in English please seek assistance before submission. There are [resources to help ESL authors](#), some of which are written in other languages.

Ethics

We expect all authors, reviewers and editors to comply with the [Society's Code of Publishing Ethics](#). Please ensure that you have read, understood and complied with this, particularly the sections on authors and sample collection. You will be asked to confirm this when you submit your paper.

The Society now runs automatic plagiarism checks on submissions to all journals and those books using online submission. The checks will occur upon submission of a new manuscript. Authors are encouraged to avoid fragmentation of their published submitted work

where practical. Submissions with too much overlap with other papers (either published or under review) without clear, visible reference to the previous publication may be identified as duplicate publications and will not be considered.

Submission or publication elsewhere is not acceptable while your paper is under consideration for JGS. Dual submission and publication are serious breaches of widely accepted publishing ethics.

The Society is now gathering information on the role of each author on submitted papers. We are using the CRediT taxonomy developed by CASRAI. This information appears in our published articles and is sent to CrossRef.

Data availability statements are necessary for all Geological Society of London publications arising from publicly-funded research, and are a requirement of many funders' data policies and the RCUK Common Principles on Data Policy. For more information, please read our guidance on text.

Read the Society's policy on corrections and retractions.

Declaration of interest statements

During the submission process, authors will be asked to reveal to the editor any potential competing interests that might be affected by publication of the results contained in a manuscript. To ensure transparency and allow readers to form their own judgements of any potential bias, authors must include a declaration of interest statement. To read the GSL Competing Interests factsheet, visit www.geolsoc.org.uk/GSL-Competing-Interests-Factsheet

For example:

Competing interests: authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Competing interests: The authors declare the following financial interests/personal relationships which may be considered as potential competing interests: [Author A] has received research grants from [Company X], [Author B] is a member of [Committee Y], [Author C] has received an honorarium for speaking at [Symposium Y] and [Author D] is consultant to [Company Z]. [Author E] declares no known competing interests.

Publishing agreement and terms of use

As part of the submission process, you (or your employer) will be asked to grant the Society an exclusive licence to publish and accept the terms and conditions for use of your final PDF. If the manuscript is not accepted by the Geological Society of London or withdrawn prior to acceptance by the Geological Society of London, this agreement will be null and void.

- You can reuse your figures and data without permission
- You can post your original version at any time
- You can post the refereed manuscript version 12 months after publication
- You can pay to make your paper Open Access (see below)

- You cannot post the final PDF or proofs at any time unless you have paid for Open Access

Find more information on the licence on [our copyright page](#).

More information on reusing your material can be found in the [permissions section](#).

ORCID

If you have not already done so, we encourage you to register for an ORCID iD. You can use your iD to log into our submission system and many others.

From 1 April 2020 corresponding authors will be required to provide an authenticated ORCID identifier as part of the manuscript submission process.

More information is available on the [ORCID website](#).

Submission

All submissions to the Journal should be made online via [Editorial Manager](#). Full instructions and a tutorial can be found within that site. If you have any queries during submission, please contact the Editorial Office at jgs@geolsoc.org.uk.

Before submitting a manuscript, it is recommended that you have the following to hand:

- All authors' first, middle names/initials and last names
- Corresponding author ORCID identifier
- All authors' email addresses
- The role of each contributor in preparing the paper
- The names and links to any repositories where data used in your research is held. For more information, please see the 'What to include in your Data Access Statement' section in the [author guidelines document](#)
- Text file in Word or RTF or Latex formats (please add line numbers)
- Tables in XLS (or XLS compatible)
- Figures (10MB maximum) in separate files. At initial submission figures and their captions can be provided within the manuscript. At revised submission stage figures and their captions should also be uploaded as separate files and figure captions should be included within the text file. Each figure and table must be clearly labelled, either as the file name or on the figure itself.
- We recommend images are initially submitted as PDF files as these tend to reproduce well in the merged PDF for the review process. EPS, TIFF or JPG files are also acceptable, but images sometimes do not appear very clear in the merged PDF that is produced for peer review. Higher resolution images (such as TIFF, EPS, JPG or PDF) greater than 10MB can be provided after acceptance.
- 3D images, please read the illustrations instructions via the box on the right of this page.
- Supplementary data files

- Written permission for any personal communications or secondary sources (if necessary). If an image was previously published elsewhere, please include the written approval for reuse of the image
- Cover letter - should include:
 - Highlights of the advancement the submission brings to the field, and
 - Confirmation that the conclusions have wider importance beyond the study's geographical context
- Abstracts of any related papers that you have in press

Please have the text file as a separate file. You may put all other files in one folder. You can upload a ZIP file to the system and it will be automatically unpacked.

Note that there is a file size limit of 10MB to keep the merged PDFs manageable for editing and review. If your files are bigger, please make smaller versions for review and we will request the high-resolution files off-system when your paper is accepted.

The submission package will guide you through the processes for submitting your files and confirmation/approval.

We encourage authors to be as succinct as possible and will return submissions deemed unnecessarily long to the authors before review. As a guide, most papers in JGS are under 18 typeset pages (this roughly equates to a paper of 14,000 words and eight half-page figures/tables).

Please note that large data sets should be submitted to an appropriate repository or kept as supplementary material so that they meet the FAIR (Findable, Accessible, Interoperable, Reusable) guidelines. Please use line numbering in your article.

Papers should be arranged as follows:

- Title: brief and specific; followed by name(s) and address(es) of authors (including email address of corresponding author)
- Abstract: this must be intelligible without reference to the paper, and should not exceed 200 words. Figures are not allowed in the Abstract
- Main body of paper: subdivided into 1st, 2nd and 3rd order headings; omit heading 'Introduction'
- Acknowledgements
- Funding
- Appendices: see Supplementary Data
- References: in full; authors' names must be keyed as capitals and lower case (allow 54 per page)
- Tables
- Figure captions
- Figures (10MB maximum) in separate files

Please be prepared to upload a single text file (.doc or .doc compatible) containing your manuscript. You can upload a ZIP file with your table, figures and supplementary data and the system will automatically unpack it.

Page format

The main text is in double column format. Final page size: 297 mm deep by 210 mm wide. Maximum final size of illustrations: 254 mm deep by 176 mm wide. Single column width: 84 mm. Mid-width figures (caption at side): 120 mm. Number of words per page: 1,000.

Colour charges

From 2018 there will be no charges for colour figures in this journal.

Open Access Publishing

Authors may choose to make their article fully Open Access (sometimes called ‘Gold Open Access’) on payment of an Article Processing Charge.

- 2024 APC price £2,400/\$3360/€2880 (+VAT as applicable at the time of invoicing and subject to change).
- Articles where the corresponding author or at least half the authors are Fellows of the Geological Society are entitled to a 25% discount.
- Corresponding authors at institutions that have signed a read and publish agreement with the Geological Society of London qualify for waived APCs. The list of qualifying institutions can be found on our Open Access page.

More information on the Society’s policy can be found on the Open Access page.

You can select Open Access when you submit your article online. You do not need to pay until after your article is accepted. There will be a link to the payment authorisation form in the acceptance letter.

If you require Open Access but cannot pay the APC, the Geological Society also supports ‘Green Open Access’, where you can post your final post-refereed version of the article to a website or repository 12 months after the online publication date.

Authors must not post a typeset proof or final version to any website or repository unless the article is fully Open Access.

Discussions

Discussions on papers that have already appeared in the Journal or appropriate Society books should be submitted within a year of the publication of the article discussed. Discussions should be succinct, written in an objective and scientific manner, and ideally about 1,000 words in length, exclusive of title, authors, affiliations and references. Discussions should be submitted online as described above. Please ensure that you include your own address and all the references that you cite, even if they were in the original paper.

Discussions should add something to the debate and not be just an additional observation.

Thematic collections

Thematic collections are curated sets of papers that present a timely snapshot of research in a topic of high current interest and importance. Edited by experts in the field, invited contributions undergo peer review to the normal Journal of the Geological Society standards and are made available online upon acceptance. The papers are collated on a dedicated collection webpage on an ongoing basis which ensures that this significant research is visible to the community at the earliest opportunity.

Some recent examples of thematic collections include:

- [The Caledonian Wilson cycle](#)
- [Fold-and-thrust belts and associated basins: structure, sedimentation, and dynamics](#)
- [The Geology of Fractured Reservoirs](#)

The subject of the collection must be of interest to a broad international audience and the science must be of the highest quality. All the papers must be acceptable to the Journal in their own right.

Thematic collections have 'guest editors' who work closely with one of the regular editors. The guest editors would be expected to write a short perspective to the set.

If you would like to submit a proposal for a thematic collection in JGS, we request the following information:

- Names and contact details of the guest editors
- A list of papers, including title and all authors
- A brief explanation of its aims and how it will enhance the Journal
- Details of the meeting that generated the set (if appropriate)
- Your planned schedule for submission, refereeing and editing

Please send this information by email to the [Journal Manager](#) who will circulate it to the Editor-in-Chief and Deputy Editors.

Instructions for editing thematic sets will be provided once the proposal is accepted. The review procedure for the proposal will take about four to six weeks.

Refereeing and editing

The scientific editor will send your paper to at least two referees. The scientific editor will handle the papers through the reviewing and scientific editing procedure and approve the finalised script for publication. A Single Blind Peer Review process is used.

We expect the reviewing and editing procedure to take about two to three months in the case of a paper requiring little revision. We are of course dependent on the goodwill of unpaid reviewers to achieve these targets.

You can keep track of this process through the online submissions package.

Co-reviewing

GSL supports co-reviewing across its portfolio of publications. In co-review, invited reviewers have the option to involve a co-reviewer (often a junior colleague, for training purposes) in completing their report. All peer reviewers for GSL publications are expected to follow the Society's ethical guidelines, including confidentiality of peer review.

Production

Accepted manuscripts: The Journal will make the accepted manuscript available online within two weeks of acceptance. This is conditional on receipt of a completed assignment of licence agreement and confirmation that the author has permission to include any third-party content, where applicable. The accepted manuscript will be a watermarked PDF of the accepted text and original figures. Any supplementary content will be made available via a link on the PDF cover page.

If there is an editorial reason why a manuscript should not be posted prior to publication of the corrected proof (e.g. because of a press release or media embargo) then the author should contact the Journal Manager (this must be done **before** the article is accepted as the process will be automatic). You will be alerted to this by a question during the submission process.

Published article (version of record): The Journal Manager will write to the corresponding author notifying them of when the version of record is due to be published. The paper will be copyedited and then sent to an external typesetter. The corresponding author will be emailed with details of how to access their proof. We do not generally send revised proofs to the author.

The production process takes six to eight weeks from acceptance to publication.

ePrints

You will be emailed instructions on how to download a PDF of your paper from the online version of the journal.

JGS Early Career Award

Each year, the Journal presents an award for the best paper from an Early Career author. The prize is a free-of-charge gold open access paper in the Journal for a paper submitted within 2 years of the award, and a Special Publication.

Criteria for the award are as follows.

- The author should be within three years of earning their PhD or relevant postgraduate degree
- Single or lead author
- Have had no more than three first author publications
- Exciting topic set in a general context - not parochial
- Should be a novel approach or interpretation
- Discussion and development of ideas, not just a collection of results/observations
- Clear conclusions of general relevance
- Clearly and concisely written - not over-long
- Logical structure and argument
- Relevant and clear diagrams

If you wish your paper to be considered for this award you will be asked to notify the Journal Manager when the manuscript is accepted. Review papers will not normally be considered for the award unless it can be shown that they contain significant novelty. Please also note that excessive corrections at proof stage will disqualify the paper.

See past winners on the [JGS Early Career Award page](#).

Transfers to *Lithosphere*

Lithosphere, an established open access journal originally published by the Geological Society of America (GSA), is now published by GeoScienceWorld (GSW) in alliance with a number of prestigious non-profit societies. The Geological Society of London is pleased to partner with GSW on this open access initiative.

If you submit your work to a GSL publication and the Editor feels it may be better suited to be considered for publication in our partner journal *Lithosphere*, the Editor may offer you an opportunity to transfer your submission. If you agree to the transfer then we will pass your submission along with associated metadata to GSW. The *Lithosphere* editorial team will then contact you.

Offer of a transfer does not guarantee acceptance in *Lithosphere*. All transfers will be assessed by *Lithosphere*'s Editorial Board, in line with the editorial policies of the journal.

Lithosphere considers papers that are:

- Scientifically rigorous and valid, with observations separated from interpretations, and conclusions supported by data
- A useful contribution, that tells us something new, and discussed in the context of existing literature
- Ethically sound, previously unpublished and meeting all applicable research integrity standards
- Reproducible with methods, analyses and statistics (as appropriate) detailed sufficiently to be followed
- Written in clear and concise English, so the study cannot be misunderstood

Lithosphere is a fully open access journal. More information about *Lithosphere* and the APC can be found on [the GSW Lithosphere page](#).

For any questions about *Lithosphere* please [email the editorial office](#).

Keep in touch

We produce a regular author newsletter. If you would like to receive this, please [visit our subscriptions page](#) or email our marketing team (marketing@geolsoc.org.uk). You do not have to be a published author to sign up. You can unsubscribe at any time.

ANEXO C – COMPROVANTE DE SUBMISSÃO DO ARTIGO

de: JGS Editorial Office <em@editorialmanager.com>

responder a: JGS Editorial Office <jgs@geolsoc.org.uk>

para: Simone Cerqueira Pereira Cruz <simonecruzufba@gmail.com>

data: 20 de jan. de 2025, 06:02

assunto: A manuscript number has been assigned to HIGH-GRADE IRON ORE OF ARAÇUAÍ OROGEN

enviado por: mail.editorialmanager.com

assinado por: editorialmanager.com

A manuscript number has been assigned to HIGH-GRADE IRON ORE OF ARAÇUAÍ OROGEN

JGS Editorial Office

06:02 (há 14 minutos)

para mim

Dear Dra. Pereira Cruz,

Thank you for your submission entitled "HIGH-GRADE IRON ORE IN THE NORTHERN SECTOR OF THE INTRACONTINENTAL DOMAIN OF ARAÇUAÍ OROGEN, BAHIA, BRAZIL: GEOLOGICAL CHARACTERIZATION AND EVOLUTIONARY MODEL" to Journal of the Geological Society. It has been assigned the following article number: jgs2025-029. The Journal Manager will now perform an initial quality check and contact you if there are any problems.

You will be able to check on the progress of your submission by logging on to Editorial Manager as an author. Please note that only the corresponding author is able to check the status of the submission. The URL is <https://www.editorialmanager.com/jgs/>.

If you have posted a version of this submission to a preprint server, please ensure that it is updated according to the [GSL preprint policy](#)

Kind regards,

Bethan Littley

Journal Manager

Journal of the Geological Society

e: bethan.littley@geolsoc.org.uk

w: www.geolsoc.org.uk

www.geolsoc.org.uk/bookshop

www.lyellcollection.org

The Geological Society Publishing House

Unit 7 Brassmill Enterprise Centre

Brassmill Lane, Bath BA1 3JN, UK



How would you rate your experience today?

In compliance with data protection regulations, you may request that we remove your personal registration details at any time. ([Remove my information/details](#)). Please contact the publication office if you have any questions.