



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**



PEDRO HENRIQUE RIBAS ROSA CARRINHO

CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E GEOQUÍMICA DA MINA FERRO PURO, QUADRILÁTERO FERRÍFERO

MONOGRAFIA n° 548

Ouro Preto

2025

UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Pedro Henrique Ribas Rosa Carrinho

CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E GEOQUÍMICA DA MINA FERRO PURO, QUADRILÁTERO FERRÍFERO

Trabalho apresentado para o Curso de Engenharia Geológica, da Universidade Federal de Ouro Preto como parte dos requisitos para avaliação da unidade curricular de GEO 144 - PROJETO FINAL DE CURSO II.

Orientador(a): Prof. Dr. Emílio Evo Magro Correa Urbano

Ouro Preto
2025

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

C318c Carrinho, Pedro Henrique Ribas Rosa.

Caracterização mineralógica e geoquímica da mina Ferro Puro.
[manuscrito] / Pedro Henrique Ribas Rosa Carrinho. - 2025.
47 f.: il.: color., gráf., tab., mapa.

Orientador: Prof. Dr. Emilio Evo Magro Correa Urbano.

Coorientador: Prof. Me. Edison Tazava.

Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola
de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .

1. Mineralogia. 2. Geoquímica. 3. Geologia histórica. 4. Solos -
Laterização. 5. Minério de ferro. I. Urbano, Emilio Evo Magro Correa. II.
Tazava, Edison. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.

CDU 553.31

Bibliotecário(a) Responsável: Sione Galvão Rodrigues - CRB6 / 2526



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
REITORIA
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



FOLHA DE APROVAÇÃO

Pedro Henrique Ribas Rosa Carrinho

Caracterização Mineralógica e Geoquímica da Mina Ferro Puro

Monografia apresentada ao Curso de Engenharia Geológica da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para obtenção do título de Engenheiro Geólogo

Aprovada em 02 de junho de 2025

Membros da banca

Professor Doutor Emílio Evo Magro Corrêa Urbano - Orientador (UFOP)
Professor Doutor João Pedro T. M. Hippertt - (UFOP)
Professor Doutor Luiz Fernandes Dutra - (UFOP)
Mestre Engenheiro Geólogo Daniel Rossi - Grupo GSM - Ferro Puro

Professor Doutor Emílio Evo Magro Corrêa Urbano, orientador do trabalho, aprovou a versão final e autorizou seu depósito na Biblioteca Digital de Trabalhos de Conclusão de Curso da UFOP em 04/07/2025



Documento assinado eletronicamente por **Emílio Evo Magro Corrêa Urbano, PROFESSOR DE MAGISTERIO SUPERIOR**, em 04/07/2025, às 09:47, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site http://sei.ufop.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **0938817** e o código CRC **D6A5D03C**.

Agradecimentos

Se formar em uma universidade pública não é uma tarefa simples, envolve muita dedicação, muitos desafios e demanda muito tempo, mesmo assim, o aprendizado e as pessoas que conhecemos tornam esses anos vividos memoráveis. Muitas dessas pessoas que conhecemos fazem parte do departamento de geologia, sejam como discentes e colegas ou como docentes e mestres. Em especial ao meu orientador, professor Doutor Emílio Evo Magro Correa Urbano, pela oportunidade, pela paciência, pela amizade e pelos ensinamentos dentro e fora da sala de aula. Também gostaria de agradecer ao meu co-orientador, professor Edison Tazava, pela ajuda e disponibilidade; além de um exemplo de professor, é também um exemplo de pessoa. Gostaria também de agradecer a Mineração Ferro Puro - Grupo Avanti pelo apoio técnico e disponibilidade, me permitindo que o trabalho fosse feito da melhor forma possível, em especial ao geólogo Henrique Campos Sales.

*Desbravando os segredos da Terra,
onde cada camada revela a história milenar
que moldou nosso passado,
faz parte do nosso presente
e lança luz sobre o futuro.*

*Na geologia,
encontramos as pedras fundamentais
que sustentam o edifício do conhecimento,
erguido sobre as rochas da curiosidade e da perseverança.*

Resumo

Este trabalho apresenta os resultados da caracterização química e mineralógica de 12 amostras de minério de ferro e estéril coletadas na mina Ferro Puro, além de discutir o modelo evolutivo da jazida. A mina está localizada no Quadrilátero Ferrífero, na porção extremo sul do Sinclinal Gandarela em um distrito de Santa Barbara chamado Conceição do Rio Acima. Foi realizada a coleta de amostras na mina em taludes, afloramentos e em testemunhos de sondagem, sendo classificadas como coberturas aluvionares (de idade Cenozoica), itabiritos (Formação Cauê) e diques ígneos alterados. Posteriormente realizaram-se a análise por Difractometria de Raios-X (DRX) e Fluorescência de Raios-X (FRX), com refinamento de Rietveld para análise semiquantitativa dos minerais na DRX e análise química semiquantitativa no FRX. Os resultados da DRX revelaram a identificação de cinco minerais significativos: goethita, hematita, gibbsita, caulinita e quartzo, além de dois minerais acessórios: anatásio e estilpnomelano. Enquanto nas amostras de minério as maiores concentrações foram de goethita e hematita, nas amostras de estéril, destacaram-se a caulinita e a gibbsita como minerais mais abundantes. As análises mineralógicas revelaram que a maior parte do ferro das amostras está presente na forma de hidróxidos e óxidos (Fe_2O_3), enquanto o alumínio, também na sua forma oxidada, está presente na gibbsita e na caulinita, principais minerais de ganga. Na análise geoquímica feita pelo FRX observa-se o mesmo padrão nas variações de concentrações de ferro e alumínio; enquanto o ferro está mais presente em amostras de minério, o alumínio se destaca nas amostras de estéril. Essas análises permitem relacionar os minerais e sua abundância com os processos de formação da jazida. A abundância de hematita e quartzo está relacionada ao minério sem enriquecimento supergênico preservado no núcleo de anticlinais no fundo da mina. Por outro lado, presença significativa de goethita, gibbsita e caulinita está relacionada ao processo de laterização e, conseqüentemente, ao enriquecimento supergênico da jazida. Enquanto a goethita e a gibbsita podem ser observadas nos 3 tipos de litologias identificados (coberturas aluvionares, itabiritos e diques ígneos alterados), a caulinita se restringe à laterização de itabiritos e diques ígneos. Assim, os fatores que condicionam a mineralização de ferro na mina são de natureza supergênica e estrutural. A caracterização mineralógica e geoquímica do minério e do estéril da mina Ferro Puro proporcionou um melhor entendimento dos processos de mineralização e pode ser de grande valia para a melhor compreensão da evolução geológica da região.

Palavras-chave: DRX; Evolução Geológica; FRX; Laterização; Minério de ferro.

Abstract

This study presents the chemical and mineralogical characterization of 12 iron ore and waste rock samples from the Ferro Puro mine, located in the Quadrilátero Ferrífero (QF) at the southernmost portion of the Gandarela Syncline, near Conceição do Rio Acima (Santa Bárbara district). Samples were collected from mine slopes, outcrops, and drill cores, representing three lithologies: Cenozoic alluvial cover, itabirites (Cauê Formation), and altered igneous dikes. X-ray diffraction (XRD) with Rietveld refinement and X-ray fluorescence (XRF) were employed for semi-quantitative mineralogical and chemical analysis. XRD identified five major minerals (goethite, hematite, gibbsite, kaolinite, and quartz) and two accessory phases (anatase and stilpnomelane). Ore samples were dominated by goethite and hematite, while waste rocks exhibited higher abundances of kaolinite and gibbsite. Geochemical data (XRF) revealed a consistent pattern: iron (as Fe_2O_3) was concentrated in ore samples, whereas aluminum (associated with gibbsite and kaolinite) prevailed in waste material. The mineralogical distribution reflects the deposit's evolutionary model. Hematite and quartz are preserved in unenriched itabirites within anticlinal cores, while goethite, gibbsite, and kaolinite indicate supergene enrichment through laterization. Goethite and gibbsite occur in all three lithologies, but kaolinite is restricted to lateritized itabirites and dikes. These findings highlight the combined structural (folding) and supergene (weathering) controls on mineralization. The integrated mineralogical-geochemical characterization of the Ferro Puro mine enhances the understanding of ore-forming processes and contributes to the regional geological evolution of the QF.

Keywords: XRD; Geological evolution; XRF; Lateritization; Iron ore.

Lista de ilustrações

Figura 1 – Mapa da cava da mina Ferro Puro, bem como sua localização no país. . . .	12
Figura 2 – Imagens aéreas de drone da mina, tanto a imagem "A" como a "B".	13
Figura 3 – Processo de incidência de um feixe de raios X na amostra, excitação do átomo e emissão dos raios X.....	16
Figura 4 – Modelo Esquemático do funcionamento de uma difratometria de raios X.	17
Figura 5 – Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero.	19
Figura 6 – Coluna Estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero.....	20
Figura 7 – Mapa esquemático do sistema de <i>nappes</i> do Quadrilátero Ferrífero e as principais falhas/zonas de cisalhamento.	25
Figura 8 – Modelo de deformação indicando o sentido da deformação de cada fase.....	25
Figura 9 – Foto em detalhe do Ponto 01 onde foram coletadas a amostra 01 (parte inferior - A), amostra 02 (parte central - B) e amostra 03 (parte superior - C).....	28
Figura 10 – A- Local do Ponto 02, zona menos alterada com dobras bem evidentes. B- Ponto 03, um pouco mais a oeste do segundo ponto, mostra um itabirito mais alterado sem sinais aparentes de sobramentos.	29
Figura 11 – Compilado de imagens sobre os pontos 04 e 05. A- amostra 08 em detalhe. B- imagem do ponto 05, na área de coleta da amostra 10. C- detalhe da diferença entre as amostras 10 e 11. D- imagem focando nos diques máficos intemperizados que intrudiram a rocha, a seta evidencia que a rocha da imagem anterior foi coletada lá.....	30
Figura 12 – Compilado de imagens da caixa de testemunho do furo 0080 e do ponto 06 respectivamente. A- caixa de testemunho com as indicações por seta mostrando aonde foi coletada a amostra 09. B- detalhe na divisão entre os dois tipos de amostras coletados no ponto 06 (amostras 12 e 13).....	31
Figura 13 – Difrátogramas, neles tem-se os picos em evidência, com os minerais equivalentes (caulinita, gibbsita, goethita e hematita), A- Amostra 01, B- Amostra 05.....	32
Figura 14 – Compilado de gráficos de dispersão comparando as quantidades de cada elemento nas amostras, além disso também está presente na maioria dos gráficos a linha de tendência.	36
Figura 15 – Comparação das porcentagens de ferro, alumínio e sílica de acordo com os minerais associados.	41

Figura 16 – Modelo evolutivo da jazida, dividido em 4 etapas diferentes. (A) Deposição da Fm. Cauê (2.65-2.1 Ga), (b) Evento de deformação/evolução do Sinclinal Gandarela (2.1-1.9 Ga), (c) Ação do intemperismo para enriquecimento supergênico e enriquecimento estrutural e (d) Deposição das coberturas cenozóicas (23-5 Ma).....	42
Figura 17 – Seção esquemática da mina, indicando as porcentagens mineralógicas de cada tipo de minério e do dique máfico.	43

Lista de tabelas

Tabela 1 – Tabela de pontos realizado em campo.	15
Tabela 2 – Análises mineralógicas indicando as porcentagens de cada mineral e o total.	34
Tabela 3 – Conversão das análises mineralógicas. A partir das concentrações dos minerais ferrosos (hematita e goethita) e aluminosos (caulinita e gibbsita) foram calculados os teores de Ferro e Alumínio totais (elementares) e na forma de óxidos. T = Total e C = Calculado.	34
Tabela 4 – Elementos químicos analisados pela fluorescência de Raios-X. O ferro, alumínio, manganês e o fósforo foram calculados para sua forma de óxidos o que gerou um aumento de mais de 100% no total.	35

Lista de abreviaturas e siglas

ABNT	Associação Brasileira de Normas Técnicas
CSF	Cráton São Francisco
Fm.	Formação
QFe	Quadrilátero Ferrífero
SGER	Supergrupo Estrada Real
SGM	Supergrupo Minas
SGRV	Supergrupo Rio das Velhas
UFOP	Universidade Federal de Ouro Preto

Sumário

1	Introdução.....	12
1.1	Apresentação	12
1.2	Localização	12
1.3	Justificativa.....	14
1.4	Objetivos	14
1.5	Metodologia	14
1.5.1	Coleta de amostras	14
1.5.2	Preparação das Amostras	16
2	Enquadramento Regional.....	19
2.1	Contexto Regional.....	19
2.2	Estratigrafia	20
2.2.1	Complexos Metamórficos	21
2.2.2	Supergrupo Rio das Velhas	21
2.2.3	Supergrupo Minas.....	22
2.2.4	Supergrupo Estrada Real.....	23
2.2.5	Rochas Intrusivas	23
2.2.6	Unidades Cenozóicas	23
2.3	Arcabouço Estrutural.....	24
2.4	Metalogênese do ferro	26
3	Resultados	27
3.1	Descrição Petrográfica Macroscópica	27
3.2	Análises Mineralógicas por DRX.....	32
3.2.1	Refinamento de Rietveld.....	33
3.3	Geoquímica de Rocha Total	35
4	Discussão	38
4.1	Tipos de minério de ferro e o intemperismo.....	38
4.2	Dique máfico	41
5	Conclusão.....	44
	Referências.....	46

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

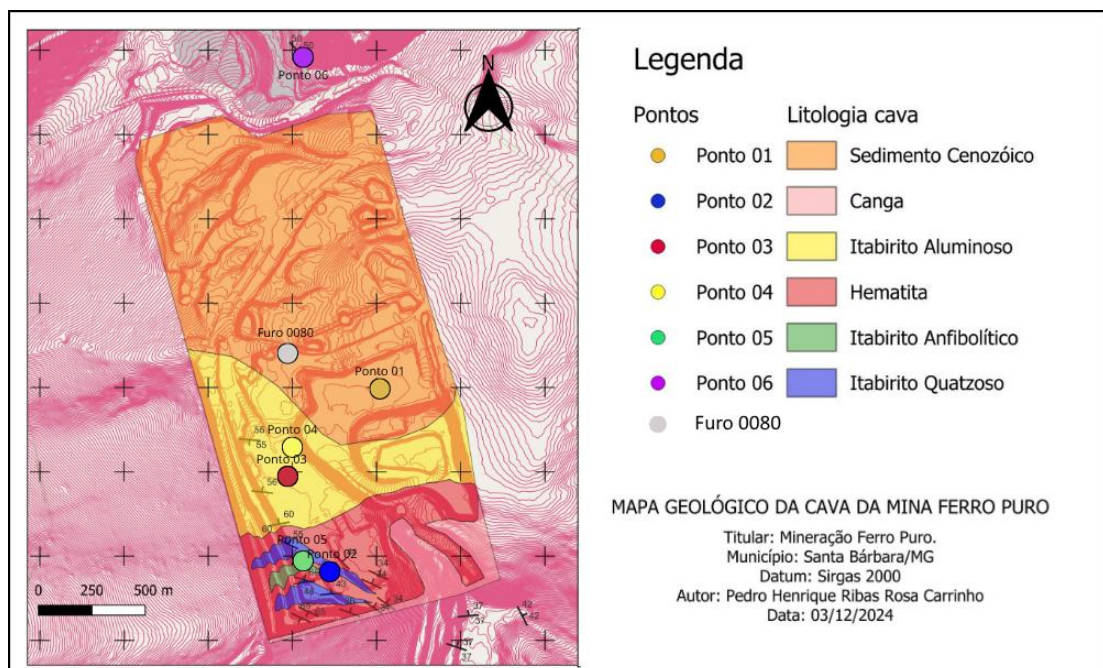
1.1 Apresentação

O presente trabalho foi elaborado como parte final da disciplina "Projeto Final de Curso II, GEO-144", exigida no curso de Engenharia Geológica da Universidade Federal de Ouro Preto/Escola de Minas (UFOP/EM). Este trabalho apresenta os dados obtidos por meio das análises de amostras coletadas em campo e submetidas a análises mineralógicas e geoquímicas em laboratório. O objetivo é caracterizar os diferentes tipos de itabiritos e rochas encaixantes encontrados na região da mina Ferro Puro situada na Formação Cauê (Grupo Itabira, Supergrupo Minas), na porção do Sinclinal Gandarela - Quadrilátero Ferrífero, em Minas Gerais.

1.2 Localização

A área de estudo concentra-se na região de lavra e entorno da mina Ferro Puro, situados no domínio da Serra do Gandarela, abrangendo os municípios de Itabirito, Santa Bárbara e Rio Acima, na região central de Minas Gerais (Fig. 01). Próximo à divisa desses três municípios, encontra-se a Mineração Ferro Puro, ocupando uma área de 17 hectares no distrito de Conceição de Rio Acima, em Santa Bárbara.

Figura 1 – Mapa da cava da mina Ferro Puro.

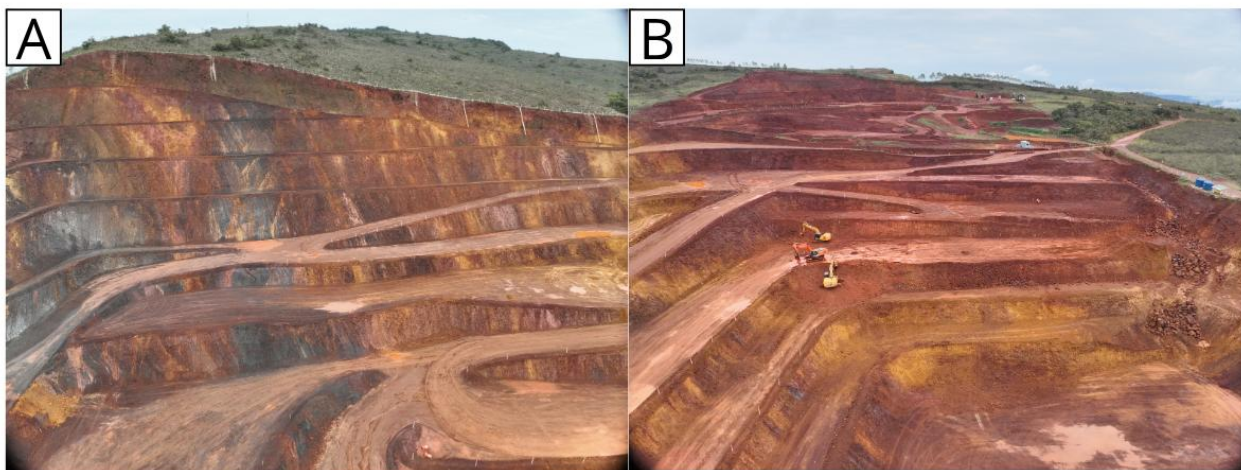


Fonte: Alterado de Alvarenga. F (2023).

A mina é acessível pela BR-356, que conecta Ouro Preto a Itabirito. Ao norte, entra-se no trevo de Acuruí, que fica a 35,5 km de distância. Seguindo por essa rota, chega-se ao pátio de transbordo da mina. Saindo da capital, Belo Horizonte, pode-se acessar a mina pela entrada sul da MG-030, percorrendo 35 km até Rio Acima, passando por Nova Lima e Honório Bicalho; em Rio Acima, vira-se à esquerda na estrada para Tangará e, após 23 km, chega-se à entrada da mina, totalizando 58 km.

Mesmo sendo uma área pequena, é visível em campo claras diferenças nas rochas que são matéria-prima para a mina (Fig. 02). As imagens mostram uma coloração que varia de um cinza escuro, até um avermelhado mais fraco até amarelo ocre.

Figura 2 – Imagens aéreas de drone da mina, tanto a imagem "A" como a "B".



Fonte: Imagens fornecidas pela própria Ferro Puro.

1.3 Justificativa

A região do Quadrilátero Ferrífero não só possui uma rica e complexa evolução geológica, mas também abriga uma vasta reserva mineral que impacta tanto o mercado interno do país quanto o global, principalmente no que diz respeito a mineração de ferro. Portanto, o entendimento dos tipos de minério e estéril presentes é de grande valia, pois pode aumentar a vida útil da mina, melhorar seu aproveitamento e possibilitar a extração de ferro em novas áreas.

1.4 Objetivos

O objetivo do trabalho é a caracterização mineralógica e geoquímica dos itabiritos e rochas encaixantes presentes na mina Ferro Puro. Este trabalho visa dar prosseguimento ao estudo sobre os controles mineralizantes desta jazida. Ao fim, espera-se conhecer os minerais de minério e de ganga presentes nesta jazida e quais minerais são os portadores dos contaminantes.

1.5 Metodologia

A metodologia adotada para a elaboração desta monografia baseou-se em etapas distintas. A primeira consistiu na revisão bibliográfica de trabalhos anteriores, com foco em estudos sobre a região central do Quadrilátero Ferrífero, os tipos de depósitos ferríferos encontrados nessas regiões - principalmente itabiritos - e trabalhos realizados especificamente na região da mina.

1.5.1 Coleta de amostras

Na etapa seguinte, um trabalho de campo foi conduzido na mina para coletar amostras de possíveis litotipos diferentes descritos em trabalhos prévios de mapeamento. A coleta de amostras foi realizada em taludes, afloramentos e testemunhos de sondagem. Antes de cada coleta, foi feita a interpretação e descrição petrográfica das amostras - explicada em detalhes na seção dos resultados - além da marcação de um ponto geológico (visto no mapa da figura 01). Dessa forma, foram coletadas ao todo 13 amostras divididas em seis pontos e um testemunho de sondagem; após a coleta, a amostra 04 foi descartada, restando 12 amostras (Tabela 01).

Tabela 1 – Tabela de pontos realizado em campo, utilizando o datum Sirgas 2000.

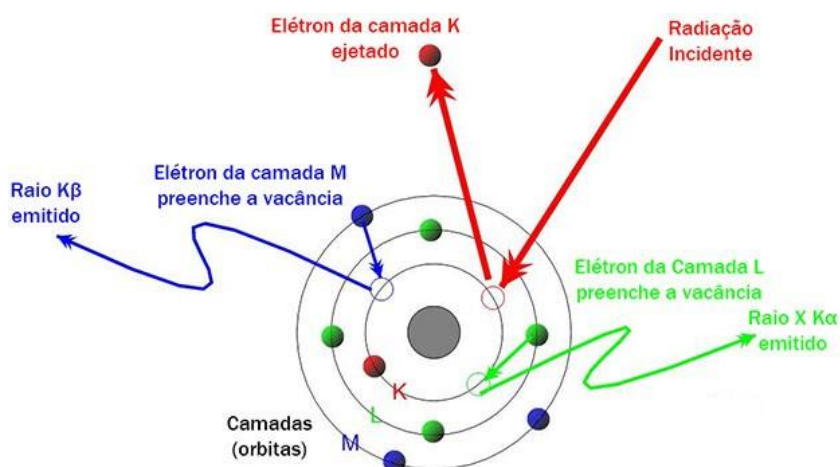
ID	UTM-E	UTM-N	Ponto Geológico	Litologia
01	641099	7775101	Ponto 01	Cobertura Cenozóica
02	641099	7775101	Ponto 01	Cobertura Cenozóica
03	641099	7775101	Ponto 01	Cobertura Cenozóica
05	641044	7774882	Ponto 02	Itabirito Quartzoso
06	641044	7774882	Ponto 02	Itabirito Goethítico
07	640992	7774997	Ponto 03	Hematitito Goethítico
08	640995	7775029	Ponto 04	Itabirito Aluminoso
09	640985	7775119	FURO 0080	Itabirito Goethítico
10	641012	7774891	Ponto 05	Itabirito Anfibolítico
11	641012	7774891	Ponto 05	Dique Ígneo Intemperizado
12	641008	7775494	Ponto 06	Turmalinito
13	641008	7775494	Ponto 06	Dique Ígneo Intemperizado

1.5.2 Preparação das Amostras

Doze amostras foram para análise geoquímica, feita usando o método de fluorescência de raios X (FRX), e dez para análise mineralógica, por difratometria de raios X (DRX). Em ambos os casos as amostras foram processadas para que pudessem ser analisadas; no FRX cada amostra foi triturada, secada e compactada, sendo transformadas em pastilhas (Jenkins *et al.*, 1999). Um processo semelhante foi feito para o DRX; nele, cada amostra teve que ser moída até chegar a uma granulometria de 0,250 mm, para isso foi utilizado um almofariz de ágata e uma peneira. Ambos os métodos analíticos utilizam a irradiação por feixes de raios X para detecção, porém sua forma de ação, bem como os resultados, são diferentes.

O FRX é uma técnica analítica não destrutiva, isso significa que ele é um método de análise que permite a caracterização de materiais sem alterar significativamente sua estrutura, composição ou integridade física, sendo utilizado para determinar a composição elementar de materiais. Em resumo, ele baseia-se na emissão de um feixe de raios X em uma amostra, provocando a excitação de seus átomos; essa excitação nada mais é do que a ejeção de um elétron de sua órbita estável (K, L, M, N, O, P, Q), levando-o para um estado instável. Logo em seguida, o átomo retornará ao seu estado normal após um de seus elétrons, de uma órbita mais externa, preencher a lacuna deixada pelo anterior (Fig. 03). Geralmente, no FRX são utilizadas as orbitais K e L; pois a orbital K precisa de uma maior energia para que fique excitada, logo, em caso de átomos com peso atômico elevado é utilizada a orbital L, que precisa de menos energia. O processo envolve fenômenos atômicos relacionados à interação entre radiação eletromagnética e a estrutura eletrônica dos átomos, e a diferença de energia entre os estados inicial e final será dada em forma de outro feixe de raios X característico de um elemento químico (Jenkins *et al.*, 1999).

Figura 3 – Processo de incidência de um feixe de raios X na amostra, excitação do átomo e emissão dos raios X.



Fonte: Retirado de www.essencistech.com.br/

Já a análise por DRX, também considerada uma técnica analítica não destrutiva, consiste no fenômeno da difração de raios X por planos atômicos ordenados em um cristal, conforme descrito pela lei de Bragg (Jenkins *et al.*, 1999). Ela afirma que a difração dos raios X ocorrerá quando um feixe de raios X incidir sobre um cristal e for refletido por seus planos atômicos paralelos. A condição para que ocorra interferência construtiva (e, portanto, difração) é dada pela equação:

$$n\lambda = 2d\sin\theta \quad (1.1)$$

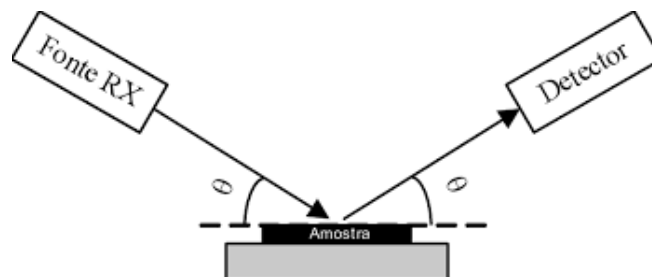
Onde:

- n é a ordem de difração (um número inteiro),
- λ é o comprimento de onda dos raios X,
- d é a distância interplanar entre os planos cristalinos,
- θ é o ângulo de incidência do feixe de raios X em relação aos planos atômicos.

A lei de Bragg estabelece uma relação direta entre o ângulo de difração (θ) e a distância interplanar (d), permitindo a determinação da estrutura cristalina.

Cada material cristalino possui um arranjo atômico único, ao direcionar a fonte do feixe e o detector em um ângulo θ (Fig. 04), em relação à amostra, resulta em um padrão de difração característico. O padrão de difração é registrado como um conjunto de picos, cada um correspondendo a um conjunto específico de planos cristalinos (hkl), onde h , k e l são os índices de Miller que descrevem a orientação dos planos (Jenkins *et al.*, 1999). O padrão de difração obtido é comparado com bancos de dados de padrões de referência, como os PDF (*Powder Diffraction Files* geridos pelo *International Centre for Diffraction Data* (ICDD)), para identificar as fases cristalinas presentes na amostra. Cada fase possui um conjunto único de picos de difração, que servem como uma "impressão digital" da estrutura cristalina.

Figura 4 – Modelo Esquemático do funcionamento de uma difratometria de raios X.



Fonte: Retirado de www.researchgate.net/

Para este estudo foi utilizado um Difratorômetro da PANalytical, que usa radiação $\text{CuK}\alpha$ e um cristal monocromador de grafita, a *National Institute of Standards and Technology* (NIST) quantifica a linha $\text{K}\alpha$ como tendo uma energia de aproximadamente 8,04 keV e em termos químicos a linha $\text{K}\alpha$ indica que a movimentação do elétron ejetado foi da orbital L para a orbital K (Jenkins *et al.*, 1999). Além disso, o banco de dados utilizado foi o PDF-2 para comparação dos picos.

Porém, no DRX, para quantificar as porcentagens dos minerais identificados, é necessária a aplicação de um modelo matemático para análise quantitativa. O modelo mais comum é o refinamento de Rietveld; nele é feita uma redução da diferença entre a intensidade do pico calculado e a intensidade do pico medido em cada valor de 2θ do difratograma pelo método dos mínimos quadrados (Young, 1993).

Fonte: Alkmim & Marshak (1998).

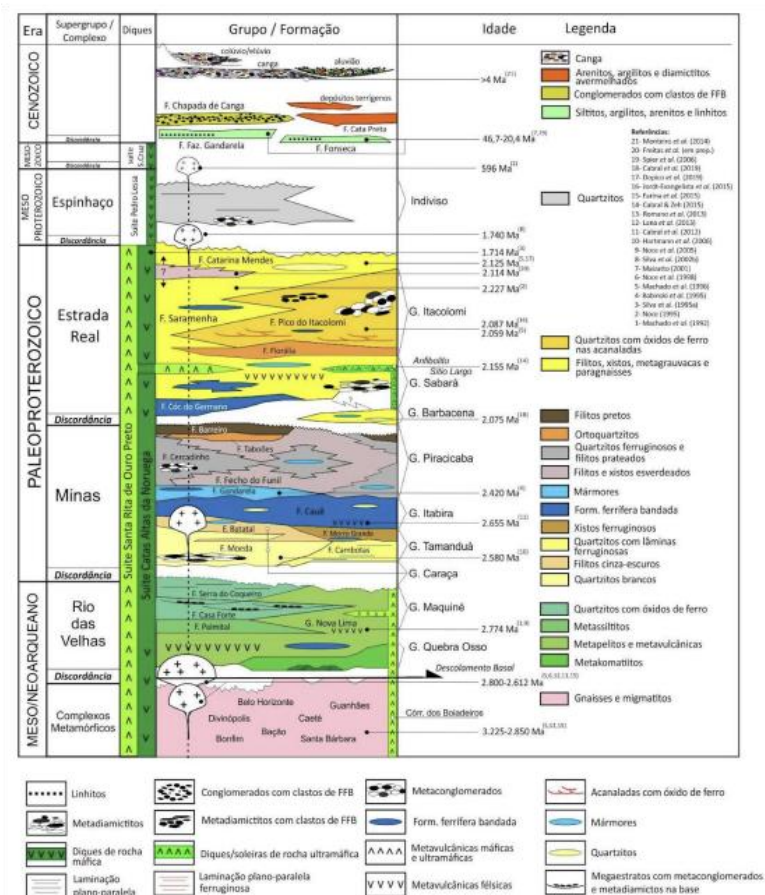
A mina Ferro Puro está situada no flanco sul do Sinclinal Gandarela (Fig. 05), uma importante estrutura regional do Quadrilátero Ferrífero que abriga diversos depósitos de ferro economicamente relevantes. Essas minas exploram as Formações Ferríferas Bandadas (BIFs) da Formação Cauê (Supergrupo Minas), que foram metamorfizadas em itabiritos e posteriormente enriquecidas por processos supergênicos (Dorr, 1969).

2.2 Estratigrafia

Endo (2020), subdivide o QFe em 6 unidades litoestratigráficas principais: O embasamento cristalino composto por complexos metamórficos, o Supergrupo Rio das Velhas (SGRV), o Supergrupo Minas (SGM), Supergrupo Estrada Real (SGER), suítes intrusivas máficas e ultramáficas e coberturas de idade Cenozóica (Figura 06).

Essas unidades litoestratigráficas são de idade Arqueana (Complexos metamórficos e SGRV), Paleoproterozoica (SGM e SRER) e todas são recobertas por sedimentos Cenozóicos (Endo *et al.*, 2020).

Figura 6 – Coluna Estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero.



Fonte: retirado de Endo et al. 2019b.

2.2.1 Complexos Metamórficos

As unidades mais antigas que compõem o embasamento cristalino no Quadrilátero Ferrífero são os complexos metamórficos. Ao todo são 7 complexos diferentes presentes na região. São eles: Complexo Santa Bárbara, Complexo Divinópolis, Complexo Caeté, Complexo Bonfim, Complexo Belo Horizonte, Complexo Bação e Suíte Mamona (Endo *et al.*, 2020). Datações feitas nesses complexos indicam 4 eventos tectono-magmáticos no Arqueano entre 3.220 Ma e 2.680 Ma (Lana *et al.*, 2013).

Os complexos são representados por uma variedade de rochas, incluindo suítes tonalíticas-trondhjemiticas-granodioríticas, sequências supracrustais, intrusões máficas e ultramáficas em camadas, ortognaisses bandados e migmatitos (Fig. 06). Além disso, localmente encontram-se anfíbolitos, ortognaisses laminados, corpos intrusivos de granitoides e diques máficos de diferentes gerações. (Endo *et al.*, 2020). Rochas dos complexos metamórficos foram formadas a partir de quatro eventos tectono-magmáticos do Arqueano entre 3,2 Ga e 2,6 Ga, denominados (do mais antigo ao mais novo) de Santa Bárbara, Rio das Velhas (I e II) e Mamona (Lana *et al.*, 2013). Ao longo do Quadrilátero Ferrífero os complexos metamórficos destacam-se na paisagem, sendo responsáveis por diferentes tipos de terrenos, principalmente colinas, vales e morros.

2.2.2 Supergrupo Rio das Velhas

O Supergrupo Rio das Velhas (SGRV) é dividido em três grupos, que estão sobrepostos em contato gradacional até discordante (Gair, 1962). Com uma sequência de rochas arqueanas metavulcânicas e metasedimentares, do tipo *greenstone belt*, a base é formada pelo Grupo Quebra-Ossos, seguido pelo Grupo Nova Lima, e na parte superior, pelo Grupo Maquiné (Dorr, 1969).

O Grupo Quebra-Ossos é constituído por uma associação de rochas metavulcânicas máfica-ultramáficas, félsicas e metakomatiitos. Os komatiitos, descritos por Ian Gass em 1965 na região do rio Komati, na África do Sul, se destacam de outras rochas devido à sua alta temperatura de formação, sendo associados a ambientes Arqueanos. Ocorrendo de maneira expressiva na porção sul do Cráton São Francisco, a associação mineral encontrada é predominantemente secundária, composta por serpentina, clorita, tremolita e talco, típica de metamorfismo em condições de fácies xisto verde a anfíbolito baixo (Ferreira *et al.*, 2020). Sua área de influência está na porção central do Quadrilátero Ferrífero, abrangendo áreas próximas aos municípios de Itabira, Santa Maria de Itabira, Bom Jesus do Amparo, entre outros.

O Grupo Nova Lima consiste principalmente de lavas basálticas metamorfizadas, meta-grauvacas e quartzitos. Esta sequência vulcano-sedimentar sofreu forte deformação cisalhante e um consequente processo de hidrotermalismo que resultou na formação de xistos, xistos cloríticos e filitos. De maneira subordinada e descontínua, encontram-se intercalações de BIF's, rochas quartzo-ankeríticas, metaconglomerados e metaargilitos-metassiltitos carbonosos, dispostos em camadas ou lentes (Endo *et al.*, 2020).

Sobre o Grupo Nova Lima, em discordância erosiva gradacional encontra-se o Grupo Maquiné. Ele é descrito como uma sequência molássica que compreende duas formações: Palmital (inferior) e Casa Forte (superior). O termo "molassa" foi cunhado pelo geólogo suíço Bernhard Studer em meados do século XIX para descrever os depósitos sedimentares encontrados nos Alpes suíços. Esse termo refere-se a depósitos sedimentares característicos de bacias de antepaís, formados durante as fases finais de orogenias, com influência de ambientes marinhos e não-marinhos. A Formação Palmital é composta por sericita xisto, quartzo-clorita-xisto e xisto, enquanto a Formação Casa Forte é representada por quartzitos, metaconglomerados e meta-diamictitos (Endo *et al.*, 2020). Ambos os grupos Nova Lima e Maquiné apresentam ampla distribuição regional, ocorrendo em toda a borda leste-sudeste do Cráton São Francisco com um metamorfismo na fácies xisto-verde bem evidenciado pela presença de clorita.

2.2.3 Supergrupo Minas

O Supergrupo Minas é de idade Paleoproterozóica e está sobreposto ao Supergrupo Rio das Velhas por uma discordância angular (Dorr, 1969). Ele é composto, da base para o topo, pelos grupos Tamanduá, Caraça, Itabira e Piracicaba (Dorr, 1969).

Os grupos mais antigos, Tamanduá e Caraça, representam a fase de rifte até a transição para fase de margem passiva com psamitos, arenitos e conglomerados (Alkmim e Marshak 1998). Eles são constituídos predominantemente por conglomerados e arenitos aluvionares da Formação Moeda que gradam para pelitos marinhos de águas rasas da Formação Batatal (Dorr, 1969). O Grupo Itabira é representado por uma sucessão metassedimentar composta por duas formações. Sua formação inferior, é a Formação Cauê, composta por itabiritos, itabiritos dolomíticos e itabiritos anfíbolíticos com filitos, quartzitos e mármore subordinados (Endo *et al.*, 2020), sendo a formação responsável pela deposição do ferro extraído no quadrilátero. Devido à sua alta resistência à erosão, causada pela formação da canga, a Formação Cauê e Moeda são responsáveis pelas maiores altitudes vistas nas regiões serranas em todo o Quadrilátero. Sobreposta à Formação Cauê, a Formação Gandarela inclui mármore dolomíticos, dolomitos ferruginosos, filitos e itabiritos (Dorr, 1969).

O Grupo Piracicaba é composto por uma sucessão metasedimentar marinha e é dividido em quatro formações, da base para o topo: Cercadinho, Fecho do Funil, Taboões e Barreiro. A formação basal, Cercadinho, contém quartzitos ferruginosos e filitos prateados. Sobre ela encontra-se a Formação Fecho do Funil que inclui filitos, filitos dolomíticos, metassiltitos, dolomititos argilosos e quartzosos. Finalmente, o grupo é completado com os ortoquartzitos da Formação Taboões e com filitos grafitosos, filitos e xistos da Formação Barreiro, estes ocorrendo de maneira subordinada (Endo *et al.*, 2020).

2.2.4 Supergrupo Estrada Real

Redefinido por Endo et al. em 2020, o Supergrupo Estrada Real (SGER) é composto por dois grupos: Sabará e Itacolomi. O Grupo Sabará contém rochas metassedimentares marinhas, enquanto o Grupo Itacolomi é composto por rochas metassedimentares continentais. Estes grupos representam uma sucessão do tipo *flysch* e molassa sin-orogênicas (Dorr, 1969). As rochas sedimentares marinhas do Grupo Sabará, junto das rochas continentais do Grupo Itacolomi, podem ser observadas por todo o Quadrilátero Ferrífero.

O Grupo Sabará inclui as formações Saramenha, Córrego do Germano e Catarina Mendes (Endo *et al.*, 2020). Nessas formações, predominam xistos quartzosos, clorita xistos, metapelitos, metassiltitos, filitos grafitosos, metarritmitos com clastos granitoides, quartzitos ferruginosos, metadiamicititos com clastos granitoides, metachert e BIFs (banded iron formations). No Grupo Itacolomi, existem duas formações: a Formação Florália e a Formação Pico do Itacolomi. Na unidade basal Florália predominam ortoquartzitos, enquanto na Formação Pico do Itacolomi encontram-se principalmente quartzitos (Endo *et al.*, 2020).

2.2.5 Rochas Intrusivas

Posteriormente ao Supergrupo Estrada Real manifestaram-se intrusões máficas e ultramáficas ao longo de todo o Quadrilátero Ferrífero (Alkmim & Marshak, 1998) com sua maior concentração na porção meridional. As principais suítes intrusivas são a Suíte Santa Rita de Ouro Preto e a Suíte Catas Altas da Noruega, o intenso magmatismo gerou batólitos, stocks e enxame de diques com direção para NW-SE (Endo *et al.*, 2020) contendo rochas como esteatito (pedra-sabão) e o serpentinito, metamorfizados nas fácies xisto-verde.

2.2.6 Unidades Cenozóicas

As unidades sedimentares do Quadrilátero Ferrífero, que possuem depósitos de idade cenozoica estão restritas às bacias do Fonseca (Dorr 1969; Gorceix 1884), do Gandarela (Gorceix, 1884) e Gongo Soco (Maizatto, 1993).

A Formação Fonseca é uma unidade litoestratigráfica com idade entre Neoeoceno e Oligoceno (Maizatto, 2001) composta por argilitos, siltitos, arenitos, linhitos e conglomerados de origem fluvio-lacustre (Endo *et al.*, 2020). A Formação Fazenda do Gandarela, descrita por Maizatto em 2001, possui idade de sedimentação entre Neoeoceno e Eomioceno e é constituída por argilitos, arenitos e linhitos recobertos por uma camada de argila avermelhada e canga (Gorceix, 1884) associados a depósitos lacustres e de fluxos de detritos. A Formação Gongo Soco apresenta uma sequência de diamictitos com clastos de itabiritos, hematitas e quartzo, intercalados com brechas e arenitos de granulação mediana. Os sedimentos são afetados por estruturas de falhas inversas e normais, além de megadobras de arrasto (Maizatto, 1993).

2.3 Arcabouço Estrutural

O Arcabouço estrutural do QFe é caracterizado por várias gerações de megadobras associadas a diferentes fases e eventos tectônicos que moldaram a região e, consequentemente, seus depósitos (Dorr 1969, Almeida 2002, Endo 1997, Almeida 2004b, Almeida 2004a e Alkmim e Marshak 1998). A região dispõe de rochas arqueanas e Proterozóicas alóctones dispostas sobre o embasamento cristalino, metamorfizadas em baixo até médio grau. Em escala regional, observam-se 3 megadobras (Fig. 07):

- *Nappe* Curral
- Sistema de *Nappes* Ouro Preto
- Dobras de terceira geração

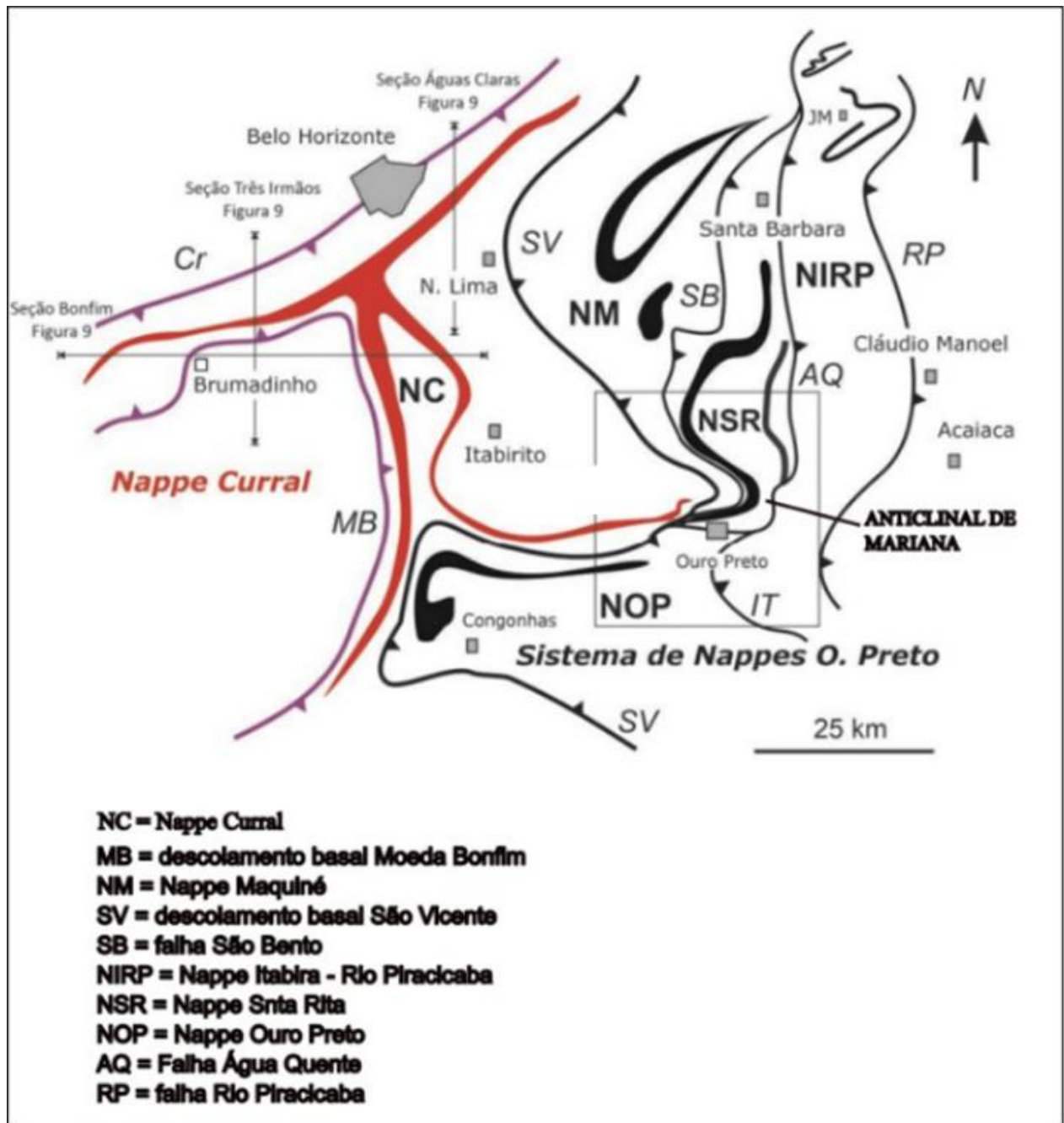
Essas megadobras de escala regional, resultantes do primeiro evento de deformação, ou de primeira ordem, são de idade Transamazônica. Tem-se a *Nappe* Curral, com vergência para NNE, e sobreposta pelo Sistema de *Nappes* Ouro Preto com vergência para SSW.

A *Nappe* Curral é uma megadobra alóctone e corresponde à *nappe* expandida de (Pires, 1979). O Sistema de *Nappes* Ouro Preto representa um segmento crustal alóctone sobre a *Nappe* Curral (Endo *et al.*, 2020). As principais megadobras associadas ao Sistema de *Nappes* Ouro Preto são: a Sinclinal Gandarela, Sinclinal Ouro Fino, Anticlinal Conceição, Sinclinal Santa Rita, Anticlinal Mariana e Sinclinal Dom Bosco. Essas falhas e zonas de cisalhamento delimitam as *nappes* do sistema, e todas possuem direção para SSW (Endo *et al.*, 2020).

Com o evento Transamazônico ocorre a segunda fase de deformação, causando o redobramento coaxial do Sistema de *Nappes* Ouro Preto e, consequentemente, uma xistosidade oblíqua ao acamamento (Fig. 08) (ENDO *et al.*, 2020). As Dobras de Terceira Geração são feições de redobramento ou amplificação de estruturas existentes no QFe, geradas por duas

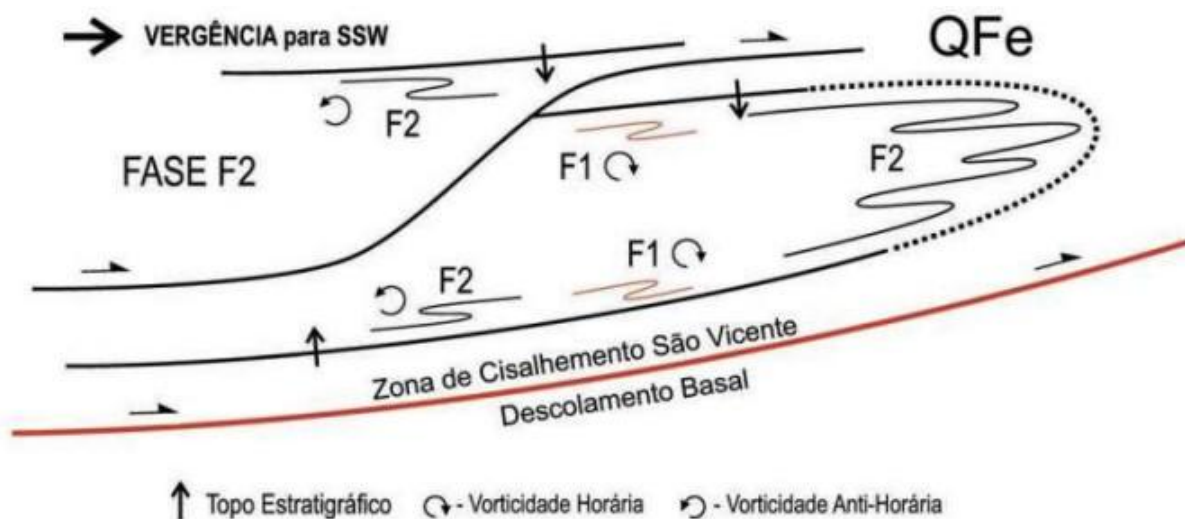
direções de encurtamento crustal, uma para E-W e outra N-S. Devido à exposição a eventos de deformação pós-sedimentação do Supergrupo Minas, há no QFe um metamorfismo regional progressivo, variando de fácies xisto-verde na porção ocidental, fácies anfibolito médio na porção oriental até um metamorfismo mais alto nas extremidades do Complexo Bação (Dorr 1969, Alkmim 1998).

Figura 7 – Mapa esquemático do sistema de *nappes* do Quadrilátero Ferrífero e as principais falhas/zonas de cisalhamento.



Fonte: retirado de Endo *et al.*; 2019.

Figura 8 – Modelo de deformação indicando o sentido da deformação de cada fase.



Fonte: retirado de Endo *et al.* 2020.

2.4 Metalogênese do ferro

As rochas ferruginosas abrigam diversos tipos de depósitos minerais, destacando-se as formações ferríferas bandadas (*BIFs*, *Banded Iron Formations*) como as principais ocorrências. Definidas como rochas sedimentares químicas com teores de ferro superiores a 15% (James, 1954), as *BIFs* caracterizam-se pela alternância rítmica de lâminas de minerais de ferro (como hematita e magnetita) e sílica (chert ou quartzo). Sua formação está intrinsecamente associada a condições paleoambientais únicas, particularmente durante o Arqueano e Paleoproterozoico (Klein, 2005). Essas rochas possuem notável relevância geológica devido à sua resistência à erosão, funcionando como marcadores estratigráficos e paleogeográficos. O pico de deposição das *BIFs* ocorreu por volta de 2,4 Ga, coincidindo com o *Great Oxidation Event* (GOE) ou Grande Evento de Oxidação (Bekker *et al.*, 2010). Durante esse evento, a ascensão dos níveis de oxigênio atmosférico, mediada por processos biológicos, promoveu a oxidação do ferro dissolvido nos oceanos, precipitando-o como óxidos e hidróxidos de ferro em bacias marinhas. A característica principal dessas *BIFs* está na intercalação de "bandas" ferruginosas com material quartzoso ou até dolomítico, sendo responsáveis pelos maiores depósitos de ferro do planeta. São rochas de fácil reconhecimento servindo como material fonte para depósitos mais recentes, representados pelas formações Cata Preta e Chapada da Canga, oriundas do retrabalhamento sedimentar de depósitos arqueanos e proterozóicos (Endo *et al.* 2020).

CAPÍTULO 3

RESULTADOS

Essa seção do trabalho consiste na apresentação dos dados obtidos nas etapas de coleta de amostras, das análises feitas em laboratório, bem como dos cálculos subsequentes. Todas as amostras são originadas na Mina Ferro Puro, extremo sul da Sinclinal Gandarela, Santa Bárbara-MG e passaram pelos mesmos processos descritos neste capítulo e na metodologia. Os dados obtidos e enunciados aqui foram usados como base para a interpretação dos diferentes tipos de rochas classificadas como "minério" ou "estéril" na mina, de acordo principalmente com seus teores de ferro e alumínio.

3.1 Descrição Petrográfica Macroscópica

Neste estudo, foram descritas amostras coletadas em taludes, afloramentos e testemunhos de furos de sondagem. A descrição petrográfica detalhada de cada amostra foi realizada com base em critérios como coloração, textura, granulometria, presença de clastos, estruturas sedimentares e minerais constituintes. Essas informações visam estabelecer correlações para a caracterização das rochas observadas.

A seguir, são apresentadas as descrições individuais das amostras, na ordem em que foram coletadas, para facilitar a apresentação dos resultados. Todas as descrições foram feitas a partir de observações em campo, usando os critérios ditos anteriormente. A integração dessas informações, junto com imagens tiradas no local, permite uma compreensão mais abrangente das características petrográficas, que são um dos focos do presente trabalho:

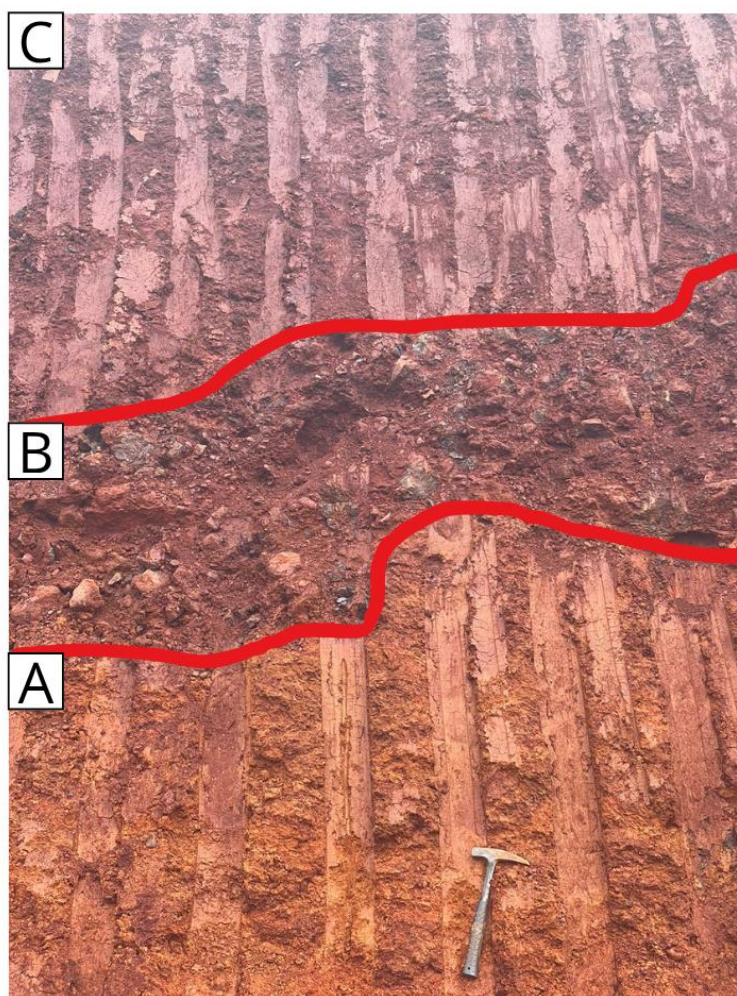
A Amostra 01 corresponde à porção inferior de um talude (Fig. 09- A) e é caracterizada por pequenos clastos em uma matriz argilosa, com uma coloração variando de avermelhada a amarelo ocre. Os clastos observados são escassos e de natureza ferruginosa, caracterizando-se como oligomítico, com diâmetros que não passam da faixa de 1 cm. Os clastos testemunham eventos episódicos de maior energia (chuvas torrenciais, deslizamentos localizados) que mobilizaram fragmentos de crostas ferruginosas pré-existent. Já a matriz fina dominante registra longos períodos de estabilidade relativa, predominando processos químicos como a dissolução/precipitação de Fe e, devido a uma laterização intensa. Devido ao alto grau de intemperismo não foi possível observar nenhuma estrutura preservada, caracterizando o material como uma rocha maciça, além disso, a identificação a olho nu de minerais também não foi possível, sendo caracterizada como um argilito aluvionar.

A Amostra 02, coletada na porção intermediária do talude (Fig. 09- B), possui também uma matriz argilosa, mas difere da primeira pela presença de uma canga cimentada, marcada

pela abundância de clastos pouco arredondados, e uma coloração mais avermelhada e escura. Na canga cimentada observada, há o predomínio de clastos com baixo grau de arredondamento, sendo descrita como polimítica devido à presença de clastos ferruginosos (cinza escuro) e clastos de coloração cinza claro, ambos com diâmetros que variam de 1 cm a 3 cm, não apresentando embricamento e nem direção, sendo assim, caracterizada como um conglomerado laterizado aluvionar. A presença elevada de clastos indica um ambiente de sedimentação bem energético e o baixo grau de arredondamento revela uma proximidade com a área fonte.

A Amostra 03, correspondente à porção superior do talude (Fig. 09- C), apresenta características semelhantes à 01 em termos de granulometria (fração argila), porém com coloração mais avermelhada e escura e sem clastos. A amostra é classificada como argilito laterizado aluvionar avermelhado. A ausência de clastos revela um regime deposicional bem mais calmo, onde os processos de intemperismo químico tendem a ocorrer em grau mais elevado.

Figura 9 – Foto em detalhe do Ponto 01 onde foram coletadas a amostra 01 (parte inferior - A), amostra 02 (parte central - B) e amostra 03 (parte superior - C).



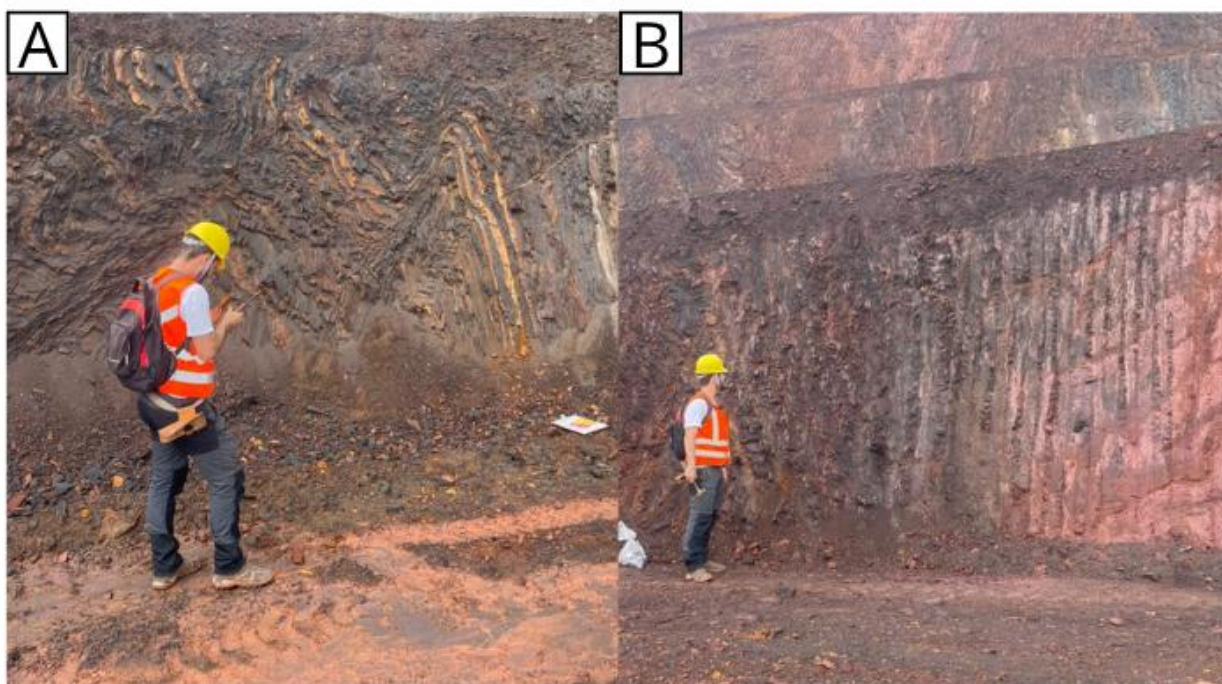
Fonte: Tirada pelo próprio autor.

No Ponto 02 (Fig. 10- A), a amostra 05 foi coletada de um talude com dobras evidentes, de coloração cinza escuro e granulometria fina. O protólito é identificado como uma *Banded Iron Formation* (BIF), com bandas de quartzo parcialmente lixiviadas, restando apenas as de hematita. Os espaços deixados pela lixiviação parcial do quartzo foram preenchidos por material argiloso de coloração amarelada a vermelho fraco. Apesar das alterações causadas pelo intemperismo, a amostra foi identificada como um itabirito quartzoso.

A amostra 06, também coletada no Ponto 02 (Fig. 10- B), é classificada como itabirito goethítico. Apresenta bandamentos preenchidos por argilas de coloração avermelhada a ocre, com xistosidade cortando os bandamentos. A granulometria é fina, e a presença de goethita sugere processos de oxidação e intemperismo avançado.

Coletada no Ponto 03 (Fig. 10- B), a amostra 07 é descrita como hematito goethítico, com coloração amarelada e textura friável. A granulometria é fina, fração argila, e a ausência de bandamentos sugere alteração intensa. Não há presença de minerais aluminosos, porém a falta de bandamentos indica possível influência de processos de laterização.

Figura 10 – A- Local do Ponto 02, zona menos alterada com dobras bem evidentes. B- Ponto 03, um pouco mais á oeste do segundo ponto, mostra um itabirito mais alterado sem sinais aparentes de sobramentos.



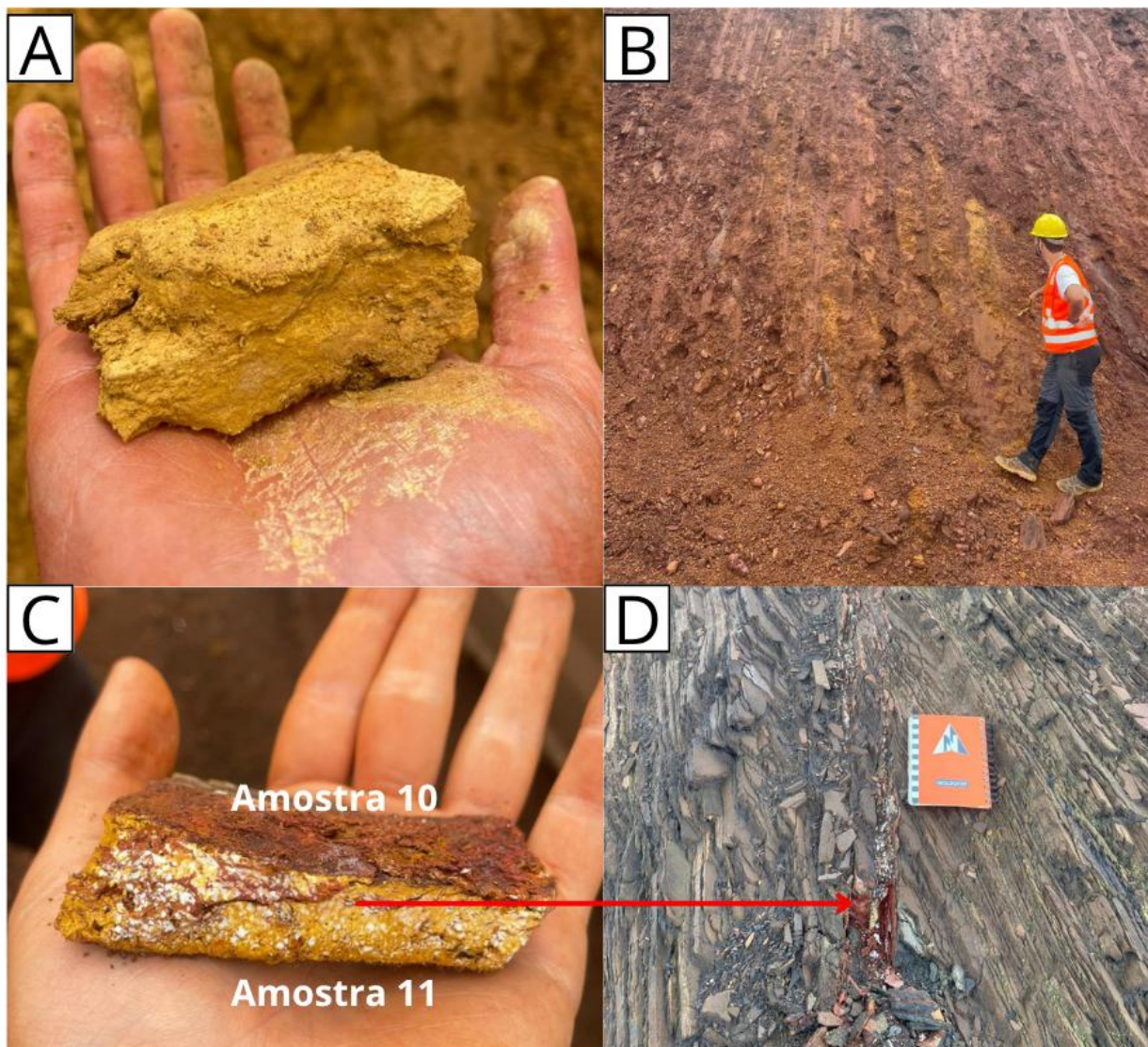
Fonte: Tirada pelo próprio autor.

A amostra 08, coletada no Ponto 04, é classificada como itabirito aluminoso. Ela possui uma coloração amarela clara, granulometria muito fina (argila) e abundância de caulim, conferindo ainda mais friabilidade. A amostra reflete condições de intemperismo avançado, com enriquecimento em minerais aluminosos (Fig. 11- A).

Coletada a partir de um testemunho de sondagem (furo 0080), a amostra 09 é descrita como itabirito goethítico; ela apresenta coloração amarelada, textura friável e granulometria na fração argila, sem estruturas geológicas evidentes; como se trata de um furo de sondagem, esse parâmetro não é considerado. A amostra foi coletada ao longo de 3,2 metros, da profundidade de 6,0 m até 9,2 m (Fig. 12- A). O furo 0080 foi escolhido por ser considerado, durante sua campanha de sondagem, como rico em fósforo. A premissa da sua coleta foi tentar identificar o mineral portador de P. A amostra 10, coletada no Ponto 05, é classificada como itabirito anfibolítico; ela varia de uma coloração vermelha até cinza escuro. Isso ocorre pois, no mesmo afloramento ou talude, é possível observar porções muito laterizadas e pouco laterizadas; essa variação pode ser vista no compilado de imagens da figura 11, mais especificamente nas imagens B e D. Na parte pouco intemperizada (Fig. 11- D) tem-se uma coloração cinza escuro, estruturas geológicas visíveis (iguais aos bandamentos vistos na amostra 05) além de famílias de fraturas preenchidas por material argiloso de coloração branca a amarelo-ocre. Já na porção muito intemperizada (Fig. 11- B) a coloração é vermelho escuro, com aspecto terroso e uma granulação fina de fração argila, essas características indicam que provavelmente os anfibolitos originais desta rocha deram lugar para a goethita devido ao processo de laterização.

Ainda no ponto 05, foi coletada a amostra 11. Ela é descrita como um dique ígneo intemperizado, apresentando veios terrosos de coloração branca clara a amarelo-ocre, com orientação discordante em relação ao bandamento do itabirito anfibolítico. Os diques apresentam espaçamento de 2 metros e espessura de 1 a 2 cm (Fig. 11- D). Na terceira imagem da figura 11 fica bem evidente a diferença entre as amostras 10 e 11, não só pela diferença de cor, mas também pela composição; a amostra 10 é rica em ferro, enquanto a amostra 11 possui muita concentração de argilominerais.

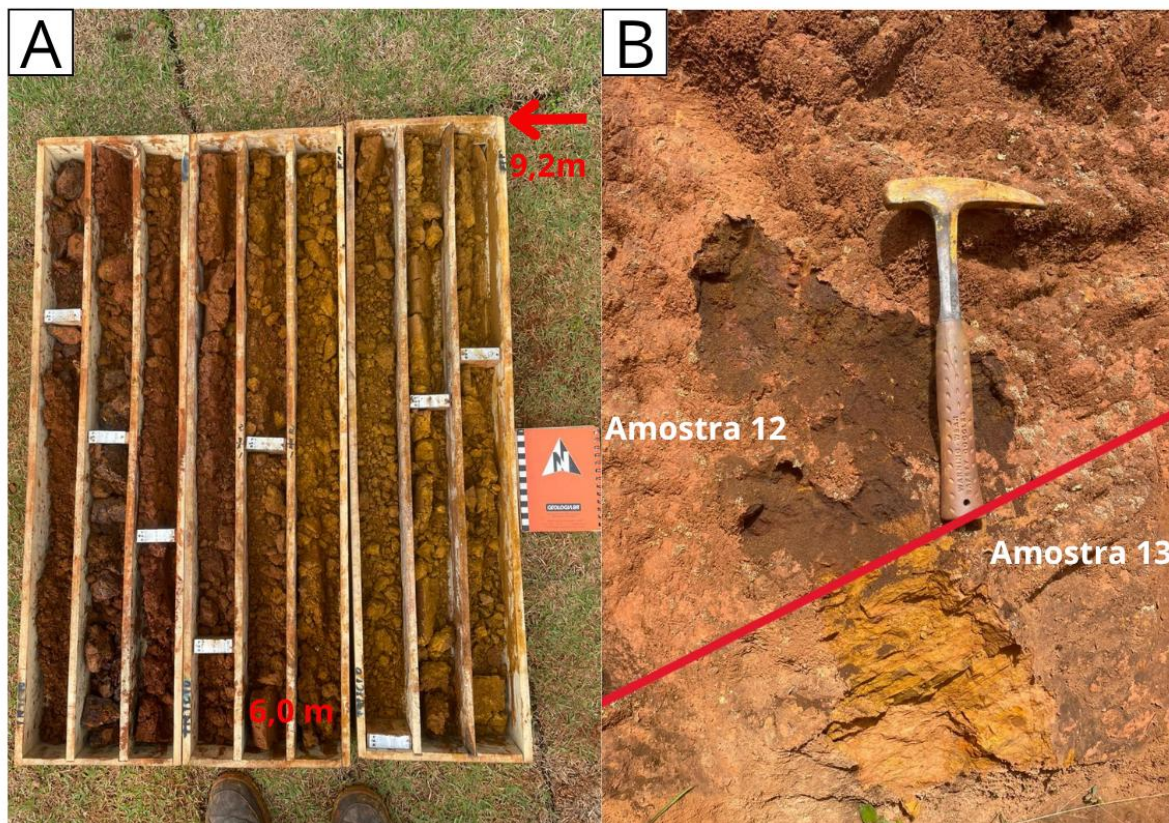
Figura 11 – Compilado de imagens sobre os pontos 04 e 05. A- amostra 08 em detalhe. B- imagem do ponto 05, na área de coleta da amostra 10. C- detalhe da diferença entre as amostras 10 e 11. D- imagem focando nos diques máficos intemperizados que intrudiram a rocha, a seta evidencia que a rocha da imagem anterior foi coletada lá.



Fonte: Tirada pelo próprio autor.

A amostra 12, coletada no Ponto 06, é classificada como turmalinito. Apresenta coloração escura, com grãos de turmalina negra bem desenvolvidos a subdesenvolvidos. A amostra está altamente intemperizada, com granulometria grosseira (Fig. 12- B). Também no ponto 06, a amostra 13 é descrita como um dique ígneo intemperizado, com granulometria fina e presença de caulim e pirita alterada. A coloração varia de amarelo claro a roxo claro e a amostra apresenta textura friável (Fig. 12- B).

Figura 12 – Compilado de imagens da caixa de testemunho do furo 0080 e do ponto 06 respectivamente. A- caixa de testemunho com as indicações por seta mostrando aonde foi coletada a amostra 09. B- detalhe na divisão entre os dois tipos de amostras coletados no ponto 06 (amostras 12 e 13).

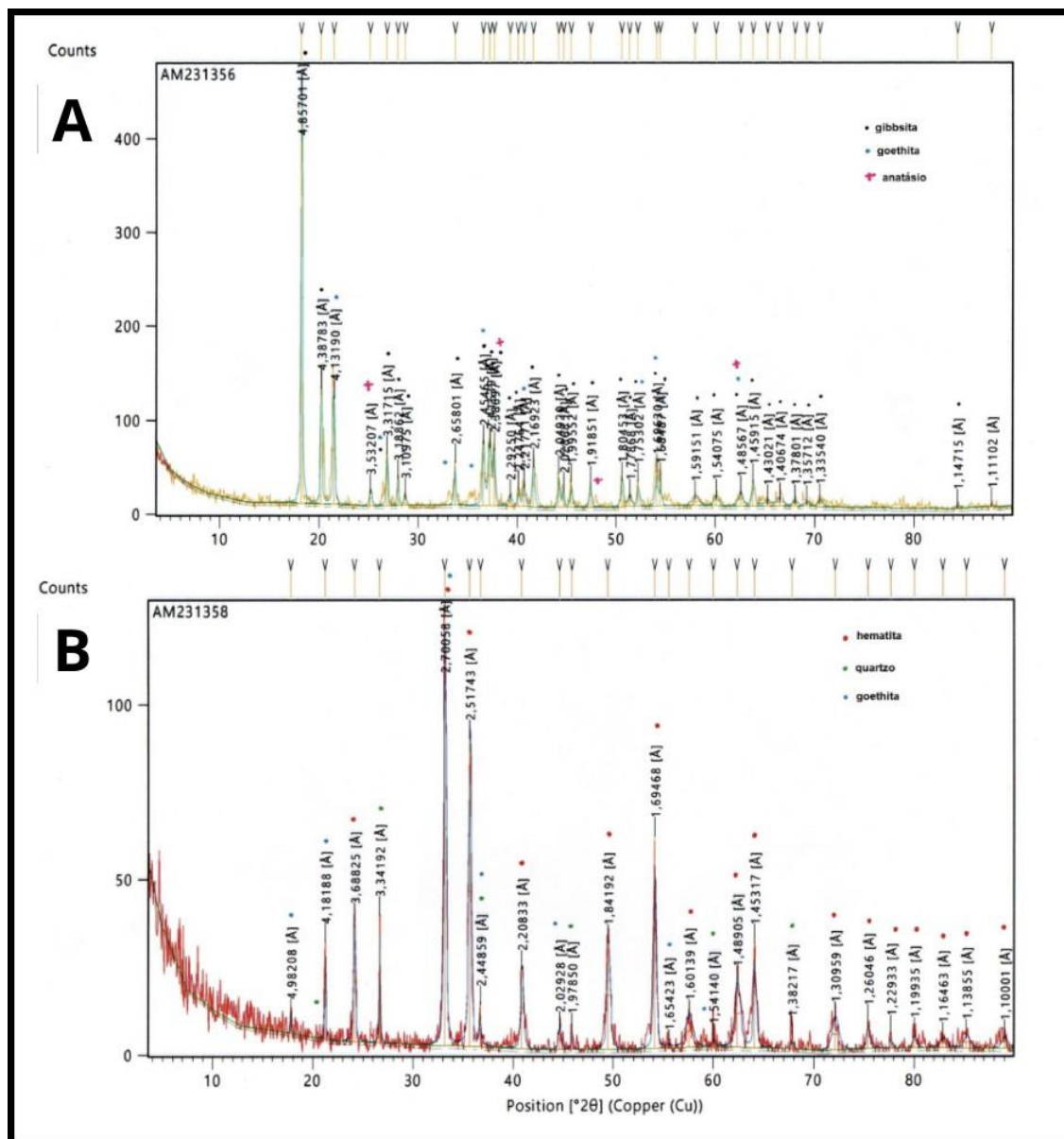


Fonte: Tirada pelo próprio autor.

3.2 Análises Mineralógicas por DRX

Das 12 amostras coletadas, 10 foram enviadas para o laboratório de Raios X do Departamento de Engenharia de Minas da UFMG, para análises mineralógicas por Difratomia de Raios-X (DRX) (Fig. 13).

Figura 13 – Difratogramas, neles tem-se os picos em evidência, com os minerais equivalentes (caulinita, gibbsita, goethita e hematita), A- Amostra 01, B- Amostra 05.



Fonte: Laboratório do Departamento de Engenharia de Minas da UFMG.

Os difratogramas obtidos a partir das análises laboratoriais apresentam conjuntos de picos que são usados para identificar os minerais presentes em cada amostra. A partir desses difratogramas, é feita a comparação com os padrões de referência; neste trabalho, o banco de dados PDF-2 (*Powder Diffraction Files - 2*) foi usado. Após isso, foi realizada a análise quantitativa, utilizando o refinamento de Rietveld, para determinar a composição mineralógica em porcentagem. Esses resultados são apresentados de forma quantitativa, conforme ilustrado na tabela 02.

3.2.1 Refinamento de Rietveld

Com o método de refinamento de Rietveld, as análises quantitativas dos minerais identificados foram feitas, gerando assim a tabela 02. Diferente das cores usadas na tabela de pontos, na seção de localização do primeiro capítulo, na tabela 02 as cores são referentes à litologia das amostras. Essa separação será usada em todas as tabelas desta seção. As primeiras amostras possuem a cor laranja representando as coberturas cenozóicas, as cores cinza e cinza escuro são das amostras pertencentes à Formação Cauê e a escolha de duas variações de cinza foi feita para diferenciar as amostras entre as ricas em ferro na forma de hematita (cinza escura) e as ricas em ferro na forma de goethita (cinza). Por fim, a cor roxa, usada no final da tabela, foi usada para as amostras provenientes de diques ígneos alterados.

Observa-se que boa parte das amostras possui grandes concentrações de óxidos e hidróxidos de ferro, na forma de hematita e goethita, e que os outros dois minerais que aparecem em maior concentração são a gibbsita (hidróxido de alumínio) e a caulinita (silicato de alumínio hidratado) (Tabela 02). A amostra 05 possui a maior quantidade de hematita, enquanto a amostra 09 a maior de goethita; mesmo assim, a amostra que possui a maior concentração de minerais ferrosos é a 07, observado também na tabela 03. Partindo do mesmo princípio comparativo, agora com os minerais aluminosos, a amostra com a maior concentração de gibbsita é a 01 e a com a maior concentração de caulinita é a 13, que também é a amostra com maior contaminação, ou presença de alumínio.

Vale ressaltar também que apenas 3 amostras (05, 07 e 08) contêm alguma quantidade significativa de quartzo, e duas (01 e 13) possuem traços de anatásio. Outro mineral foi detectado pela análise de DRX, porém não descrito na tabela é o estilpnomelano que está presente na amostra 07, com uma porcentagem de 1,50%. Com isso, todas as amostras apresentam uma concentração total de minerais que chega a 100%.

Com esses dados, foi calculada, através da composição química ideal dos minerais, as quantidades totais de Ferro e Alumínio, além de suas formas oxidadas e hidratadas, a fim de gerar a tabela 03. A elaboração dessa tabela possui dois objetivos; o primeiro é corroborar com a tabela anterior, evidenciando a diferença composicional entre as amostras ricas em ferro (amostra 02,

05, 06, 07, 09 e 10) e as ricas em contaminantes (amostras 01, 08, 11 e 13). O segundo objetivo é avaliar a acurácia das análises mineralógicas quantitativas pelo método de Rietveld, comparando os resultados com a tabela das análises geoquímicas por FRX.

Tabela 2 – Análises mineralógicas indicando as porcentagens de cada mineral e o total.

ID	Hematita	Goethita	Gibbsita	Caulinita	Quartzo	Anatásio	TOTAL
01	0,00	47,20	50,20	0,00	0,00	2,60	100,00
02	17,00	72,00	11,00	0,00	0,00	0,00	100,00
05	74,40	9,30	0,00	0,00	16,30	0,00	100,00
06	28,30	63,20	3,90	4,60	0,00	0,00	100,00
07	64,10	31,60	1,80	0,00	1,00	0,00	98,50
08	5,00	45,70	0,00	39,50	9,80	0,00	100,00
09	0,00	91,10	8,90	0,00	0,00	0,00	100,00
10	19,00	75,60	5,40	0,00	0,00	0,00	100,00
11	6,90	16,40	8,90	67,80	0,00	0,00	100,00
13	15,70	5,90	0,00	75,10	0,00	3,30	100,00

Tabela 3 – Conversão das análises mineralógicas. A partir das concentrações dos minerais ferrosos (hematita e goethita) e aluminosos (caulinita e gibbsita) foram calculados os teores de Ferro e Alumínio totais (elementares) e na forma de óxidos. T = Total e C = Calculado.

ID	FeT-C	Fe ₂ O ₃ -C	AlT-C	Al ₂ O ₃ -C	Litologia
01	29,66	42,41	17,38	32,83	Coberturas Cenozóicas
02	57,14	81,71	3,81	7,19	Coberturas Cenozóicas
05	57,87	82,76	0,00	0,00	Itabirito Quartzoso
06	59,51	85,10	2,31	4,37	Itabirito Goethítico
07	64,69	92,51	0,38	0,71	Hematítico Goethítico
08	32,22	46,08	11,66	22,02	Itabirito Aluminoso
09	57,25	81,90	3,39	6,41	Itabirito Goethítico
10	60,80	86,94	1,87	3,53	Itabirito Anfíbolítico
11	15,14	21,64	17,27	32,62	Dique Ígneo
13	14,69	21,01	15,72	29,69	Dique Ígneo

A Tabela 03 exibe a conversão dos minerais predominantes (caulinita, gibbsita, goethita e hematita) em porcentagens de seus elementos-chave: ferro (Fe) e alumínio (Al). O ferro é apresentado como teor total (T) e na forma de óxido calculado; o alumínio, segue o mesmo padrão. Os valores de FeT-C e AlT-C representam os teores totais desses elementos, enquanto Fe₂O₃-C e Al₂O₃-C correspondem aos óxidos calculados a partir desses teores.

Observa-se que as amostras 01 e 02, associadas às Coberturas Cenozóicas, possuem teores de Ferro total calculado (FeT-C) variando de 29,66% á 57,14%, respectivamente, e o mesmo ocorre com o AlT-C (17,38% e 3,81%), sendo a amostra 01 a com o maior teor de Alumínio. Já as amostras 05 e 06, relacionadas ao Itabirito Quartzoso e Itabirito Goethítico, respectivamente, mostram elevados teores de FeT-C (57,87% e 59,51%) e baixos teores de AlT-

C (0,00% e 2,31%). A amostra 07, classificada como Hematítico Goethítico, destaca-se pelo maior teor de FeT-C (64,69%) e um teor quase insignificante de AlT-C (0,38%). Por outro lado, a amostra 08, identificada como Itabirito Aluminoso, apresenta teores intermediários de FeT-C (32,22%) e AlT-C (11,66%), semelhante a amostra 01. As amostras associadas a Diques Ígneos (11 e 13), mostram teores mais baixos de FeT-C (15,14% e 14,69%) e os maiores teores de AlT-C (17,27% e 15,72%).

3.3 Geoquímica de Rocha Total

A composição geoquímica das amostras foi determinada por fluorescência de raios-X (FRX), com os principais elementos expressos como óxidos. Os teores de ferro (Fe_2O_3) e alumínio (Al_2O_3) foram calculados a partir de suas formas elementares, enquanto os demais componentes foram analisados diretamente. Os resultados, apresentados na Tabela 04, revelam variações significativas entre as litologias, destacando-se os teores de Fe_2O_3 , Al_2O_3 e SiO_2 como parâmetros distintivos.

Tabela 4 – Elementos químicos analisados pela fluorescência de Raios-X. O ferro, alumínio, manganês e o fósforo foram calculados para sua forma de óxidos o que gerou um aumento de mais de 100% no total.

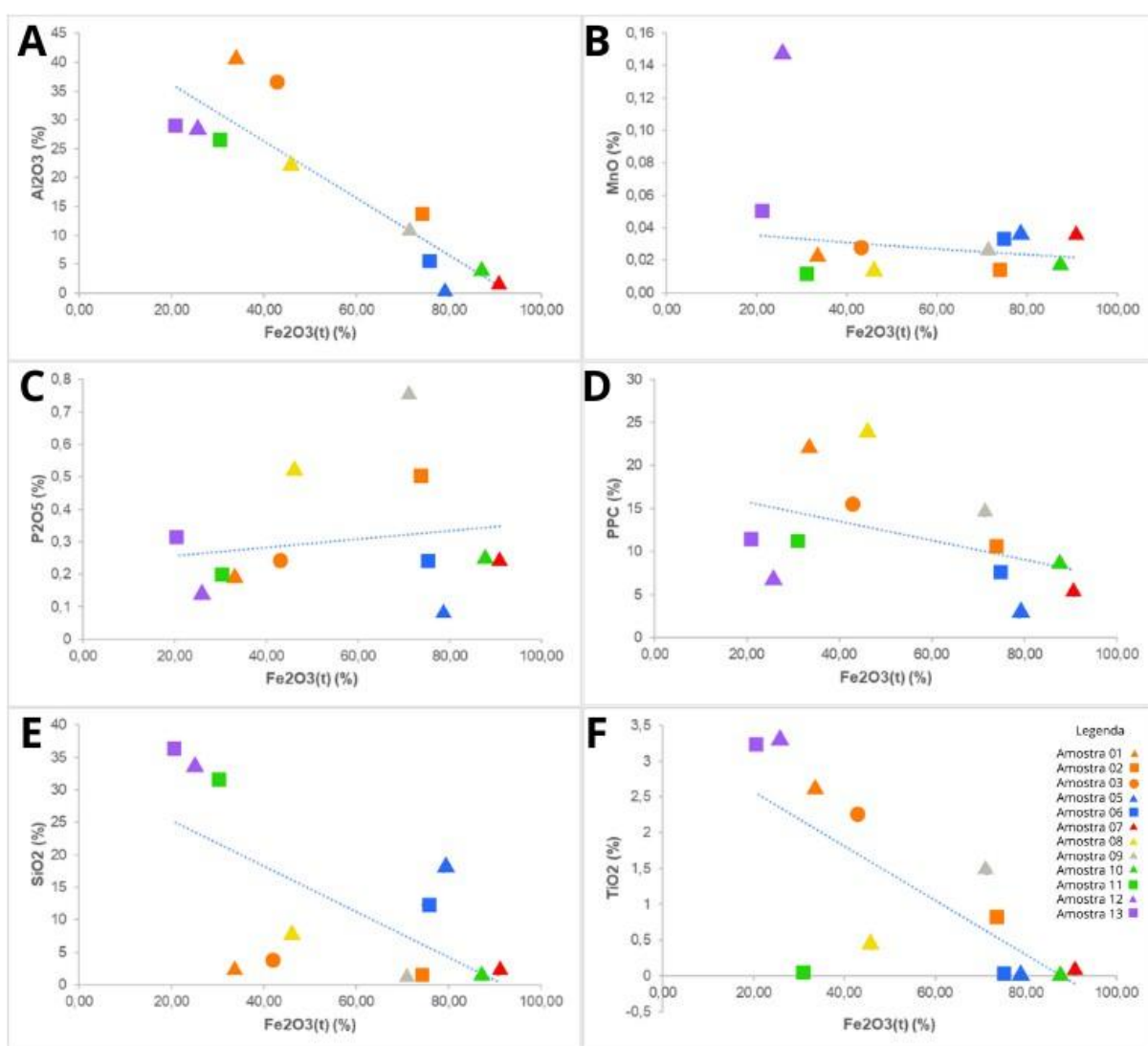
ID	Fe_2O_3	SiO_2	Al_2O_3	MnO	P_2O_5	CaO	MgO	TiO_2	PPC	TOTAL
01	33,43	2,05	40,19	0,02	0,19	0,01	0,01	2,62	22,06	100,59
02	73,95	1,00	13,57	0,01	0,50	0,01	0,01	0,81	10,86	100,72
03	42,80	3,63	36,62	0,03	0,23	0,01	0,01	2,24	15,40	103,03
05	78,90	17,78	0,23	0,04	0,08	0,01	0,21	0,01	2,77	100,00
06	75,06	12,18	5,26	0,03	0,24	0,01	0,01	0,01	7,37	100,17
07	90,83	1,94	1,63	0,04	0,24	0,01	0,01	0,07	5,27	100,04
08	46,14	7,52	22,28	0,01	0,52	0,01	0,01	0,43	24,00	100,92
09	71,40	0,96	10,94	0,03	0,75	0,01	0,01	1,48	14,50	100,08
10	87,57	1,17	3,55	0,02	0,25	0,01	0,01	0,04	8,64	101,26
11	30,73	31,52	26,76	0,01	0,19	0,01	0,01	0,01	11,16	100,40
12	25,71	33,32	28,56	0,15	0,13	0,55	1,43	3,29	6,85	99,99
13	21,00	36,45	28,46	0,05	0,31	0,01	0,01	3,25	11,28	100,82

As amostras 01, 02 e 03, associadas às Coberturas Cenozóicas, apresentam teores variados de Fe_2O_3 -C (33,43%, 73,95% e 42,80%) e Al_2O_3 -C (40,19%, 13,57% e 36,62%), além de quantidades baixas de SiO_2 (2,05%, 1,00% e 3,63%). As amostras 05 e 06, relacionadas ao Itabirito Quartzoso e Itabirito Goethítico, respectivamente, mostram elevados teores de Fe_2O_3 -C (78,90% e 75,06%) e baixos teores de Al_2O_3 -C (0,23% e 5,26%). A amostra 07, classificada como Hematítico Goethítico, destaca-se pelo maior teor de Fe_2O_3 -C (90,83%) e um teor reduzido de Al_2O_3 -C (1,63%).

As amostras 11, 12 e 13, associadas a Diques Ígneos, apresentam os menores teores de $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-C}$ (30,73%, 25,71% e 21,00%) e altos $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-C}$ (26,76%, 28,56% e 28,46%), além de quantidades significativas de SiO_2 (31,52%, 33,32% e 36,45%). Esses resultados refletem a composição distinta dessas litologias, com maior presença de sílica e alumínio em comparação com as amostras de itabiritos e hematitos. Outra observação feita a partir da interpretação da tabela está nos altos valores de PPC vistos. O PPC, ou perda ao peso por calcinação, representa a perda de massa da amostra quando submetida a altas temperaturas (geralmente acima de 500°C). Essa perda está associada à decomposição de minerais hidratados, carbonatos, matéria orgânica e outros compostos voláteis presentes nas amostras. Na tabela, os valores variam bastante (de 2,77% até 24,00%) sendo bem expressivos para a maioria das amostras.

Partindo dos dados obtidos da geoquímica, foram elaborados diferentes gráficos de dispersão, ou *scatter plots*, para ilustrar as conexões e diferenças das amostras de acordo com os elementos identificados; são eles: Alumínio, Ferro, Fósforo, Manganês, Sílica e PPC (Fig. 14).

Figura 14 – Compilado de gráficos de dispersão comparando as quantidades de cada elemento nas amostras, além disso também está presente na maioria dos gráficos a linha de tendência.



Observando os gráficos, nota-se que todos possuem o óxido de ferro (Fe_2O_3) no eixo horizontal. Essa escolha foi feita com o intuito de padronizar as amostras de acordo com a concentração de ferro, uma vez que, do ponto de vista econômico, o teor de ferro é o parâmetro mais relevante para a caracterização das amostras. A seguir, procede-se à análise detalhada de cada gráfico.

No primeiro gráfico (A), que relaciona a concentração de alumínio (Al) com a de ferro (Fe), observa-se uma linha de tendência negativa. Isso indica que, à medida que a concentração de alumínio aumenta, a de ferro diminui, sugerindo uma possível correlação inversa entre esses elementos.

Seguindo para o segundo gráfico (B), que representa a relação entre manganês (Mn) e ferro (Fe), também se identifica uma linha de tendência negativa, porém mais horizontalizada. Essa característica é resultante da baixa variação nas concentrações de manganês nas amostras. Dentre todas, a amostra 12 destaca-se por apresentar a maior concentração de manganês (0,15%).

O terceiro gráfico (C) ilustra a relação entre fósforo (P) e ferro (Fe). Neste caso, observa-se uma alta variação nas concentrações de fósforo entre as amostras. Apesar disso, a linha de tendência é positiva e relativamente horizontal, indicando uma possível independência entre as concentrações desses elementos; além disso, destaca-se a amostra 09 pela maior concentração de fósforo calculada (0,75%).

O quarto gráfico (D) apresenta a relação entre ferro (Fe) e PPC (Perda ao Peso por Calcinação). Neste gráfico, a linha de tendência é negativa, sugerindo que, à medida que o teor de ferro aumenta, a perda de massa durante a calcinação diminui.

Por fim, os dois últimos gráficos (E e F) representam as relações entre ferro (Fe) e sílica (SiO_2) e entre ferro (Fe) e titânio (Ti), respectivamente. Ambos apresentam linhas de tendência negativas bem definidas e semelhantes, apesar de algumas variações observadas em amostras específicas, como as amostras 02 e 03. No total, três gráficos (A, E e F) exibem tendências negativas bastante expressivas e comparáveis.

CAPÍTULO 4 DISCUSSÃO

Esta seção interpreta os resultados das análises apresentadas, correlacionando-as com os possíveis processos geológicos que agiram durante sua formação. Com o que foi apresentado, é possível dividir as amostras em diferentes tipos, de acordo com sua litologia; portanto, o foco desta seção reside na contextualização dos processos causadores dessas diferenças litológicas. Tais processos, como o intemperismo e o enriquecimento supergênico, atuaram na mina em diferentes intensidades, resultando no atual cenário. Essas ligações entre causa e efeito servem para explicar as diferenças e semelhanças vistas em campo e em laboratório.

4.1 Tipos de minério de ferro e o intemperismo

Os resultados das análises revelaram distinções composicionais como: a origem mineralógica ferro (hematita/goethita), sua proporção em relação ao alumínio (na forma de gibbsita e caulinita) bem como a presença do quartzo. Essas diferenças resultaram na separação em três categorias principais.

A primeira categoria é representada pelas amostras 01, 02 e 03, elas classificadas como coberturas cenozóicas. A amostra 01, um argilito laterizado, mostra predominância de gibbsita (50,2%) e goethita (47,2%), com ausência completa de hematita, caulinita e quartzo. Essa composição mineralógica, associada a uma coloração avermelhada e granulometria fina, retrata uma gênese do depósito marcada pela deposição de sedimentos argilosos e um processo de laterização mais desenvolvido. Enquanto na amostra 02, tem-se uma maior abundância de clastos em diferentes graus de laterização, resultando em uma associação diferente, com 17% de hematita e 72% de goethita, além de 11% de gibbsita. Essa composição sugere um estágio intermediário de alteração, onde parte do ferro foi preservada na forma da hematita, provavelmente devido à proteção oferecida pela matriz cimentante. Embora não tenha sido analisada pelo DRX, a amostra 03, também um argilito laterizado, apresenta uma clara semelhança visual e química com a amostra 01; juntas, elas retratam características marcantes de um intemperismo avançado. Nesse contexto, a predominância de goethita em detrimento da hematita também reflete condições supergênicas com alta atividade hídrica e baixa taxa de evaporação, características do intemperismo ativo no Quadrilátero Ferrífero (Monteiro *et al.*, 2014) e em regiões de clima tropical. A hematita, estável em ambientes mais secos e oxidantes, é substituída por goethita através de dissolução-reprecipitação mediada pela percolação de águas meteóricas e ação de matéria orgânica (Barrón; Torrent, 2019). Paralelamente, o enriquecimento em caulinita e a ausência de quartzo evidenciam lixiviação intensa da sílica, enquanto o alumínio se concentra como caulinita, mineral residual estável nesse estágio de intemperismo; além disso, vale ressaltar a presença de minerais como o anatásio (amostra 01), indicando um intemperismo mais acentuado e

uma íntima ligação com processos de intemperismo químico (Monteiro *et al.*, 2014).

Por fim, observa-se que nas amostras tem-se uma pequena porcentagem de elementos silicosos, essa pequena porcentagem (variando de 3,63% até 1,05%) é resultante de uma contribuição detrítica não muito significativa. Com essas características pode-se determinar que as amostras pertencem, provavelmente, a Formação Gandarela devido a sua localização e composição.

As duas categorias seguintes são compostas por itabiritos da Formação Cauê, uma retrata processos de enriquecimento estrutural de uma porção mais profunda e pouco alterada, com altas concentrações de hematita, uma menor porcentagem de goethita e a presença de quartzo, sendo representada pelas amostras 05 e 07. Por outro lado, representando uma porção mais superficial, laterizada e enriquecida por processos supergênicos, tem-se as amostras 06, 09 e 10, com abundância de goethita, em detrimento da hematita e quartzo dando lugar para a caulinita, que aparece em pequena quantidade. Essas variações significativas em composição ocorrem devido ao grau de intemperismo, que afetou essas rochas em grau de intensidade diferente. A porção mais profunda remete ao núcleo preservado das antiformes no fundo da mina (Alvarenga, 2023), classificada como itabirito quartzoso; nela destaca-se o alto teor de hematita (74,4%), presença significativa de quartzo (16,3%) e relativa carência em goethita (9,80%); além da presença de bandamentos característicos das *BIFs* ainda preservados. Essa composição indica um minério primário pouco alterado, onde os processos intempéricos não tiveram muita influência. Ainda assim, na segunda categoria, também tem-se a amostra 07, um hematítico goethítico, composto por 64,1% de hematita, 31,6% de goethita e 1% de quartzo. Mesmo relacionando essas duas amostras à mesma categorização, fica claro que os processos de intemperismo e de enriquecimento supergênico não se limitam às camadas mais superficiais da mina, mas também, com menor influência, em profundidade.

Por último, a outra categoria envolve as camadas mais superficiais dos itabiritos, bem mais afetadas por processos intempéricos ao longo de sua formação e possuindo diversas semelhanças com a primeira categoria em relação a composição mineralógica e geoquímica. Ela abrange as amostras 06, 09 e 10, onde pode-se perceber a substituição da hematita e do quartzo pela goethita e caulinita. Mesmo assim, optou-se pela separação em duas categorias. Pois, embora os depósitos cenozoicos e as rochas intemperizadas da Formação Cauê compartilhem processos semelhantes de enriquecimento supergênico e intemperismo, existem distinções fundamentais relacionadas ao tempo geológico e a origem do material.

Uma diferença crítica reside no tempo de exposição aos processos intempéricos. Enquanto as rochas da Formação Cauê foram submetidas a condições supergênicas ao longo de milhões de anos, os depósitos cenozoicos são produtos de alteração mais recente, predominantemente quaternária. A natureza do material fonte também estabelece contrastes marcantes. As mineraliza-

ções supergênicas na Formação Cauê desenvolvem-se *in situ*, a partir da alteração hidrotermal e intemperica direta dos itabiritos, preservando relações estratigráficas primárias. Em contrapartida, os depósitos cenozoicos são frequentemente constituídos por materiais retrabalhados, resultando em uma assinatura geoquímica mais complexa e heterogênea (Alkmim; Martins Neto, 2012).

A amostra 09 merece destaque especial devido ao seu teor anômalo de fósforo (0,75% P_2O_5). Esse enriquecimento pode estar associado tanto a fontes primárias, como fosfatos associados a camadas sedimentares da Formação Cauê (Klein & Ladeira, 2004), quanto a processos de remobilização hidrotermal, com precipitação de apatita em fraturas durante eventos tectônicos (Cabral *et al.*, 2012) e ao intemperismo químico que remobiliza o ferro e aumenta a proporção de alumínio (Monteiro *et al.*, 2014). A correlação positiva observada entre os teores de P_2O_5 e Fe_2O_3 sugere um controle mineralógico, possivelmente relacionado à adsorção de fósforo em superfícies de goethita, conforme demonstrado por Araújo *et al.* (2018), embora ainda sejam necessários estudos para confirmar essa hipótese e identificar os minerais portadores de fósforo. Essa característica é particularmente relevante para a avaliação econômica do depósito, uma vez que teores elevados de fósforo (>0,07%) podem impactar negativamente a qualidade do minério para usos siderúrgicos. Ainda na amostra 09 observa-se uma porcentagem alta de TiO_2 (1,48%), esse aumento pode estar relacionado com os diques ígneos intemperizados, devido ao contato entre rocha encaixante e hospedeira pode-se deduzir que em regiões mais próximas desses contatos tem-se uma troca de elementos que culminou nesse aumento de titânio.

Por fim, amostra 08, um itabirito aluminoso, representa um caso particular, com 45,7% de goethita e 39,5% de caulinita. Essa composição reflete um processo de intemperismo profundo, onde a ação prolongada dos agentes atmosféricos resultou na substituição progressiva dos minerais ferrosos por aluminosos. A presença dominante de gibbsita e caulinita, associada à coloração amarelada e textura friável, caracteriza um material estéril do ponto de vista metalúrgico, mas que guarda importantes informações sobre a evolução geoquímica do depósito. Quanto à sua evolução, pode-se afirmar que se engloba na terceira categoria; entretanto, a alta porcentagem de gibbsita e caulinita e a falta de minerais ferrosos o descaracterizam como minério devido à sua inviabilidade comercial.

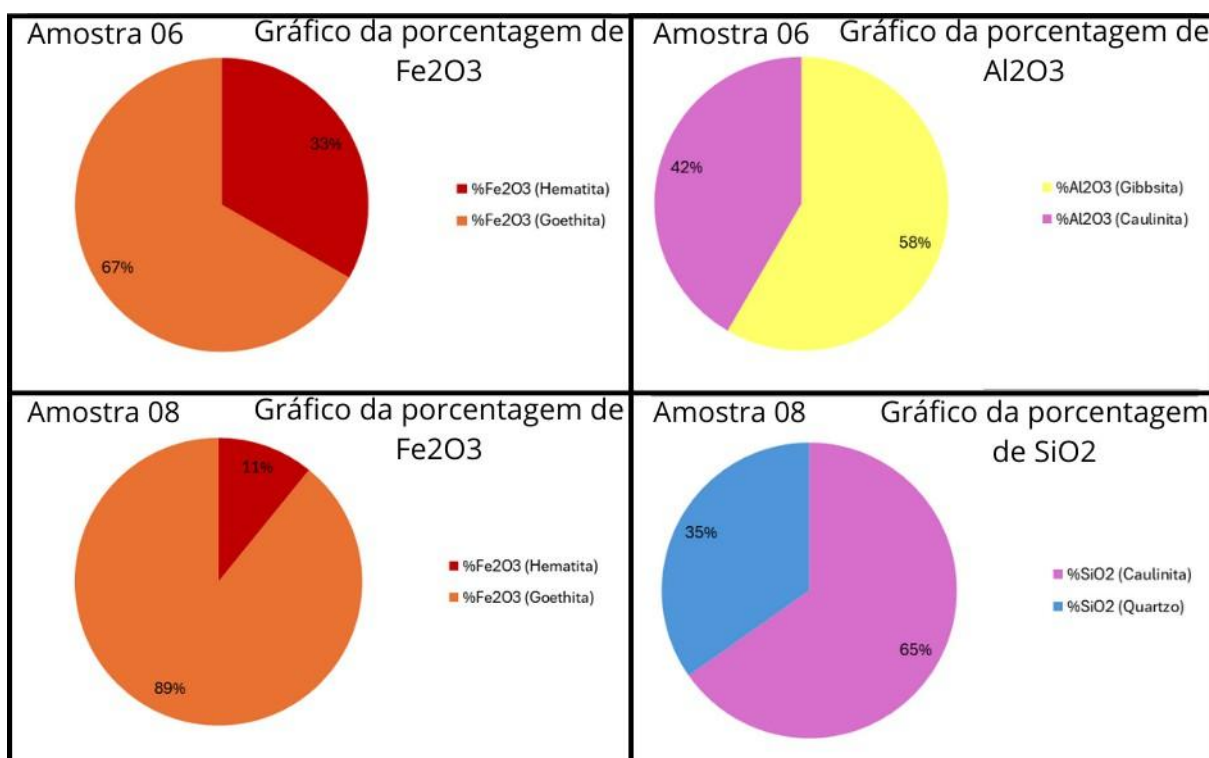
As variações composicionais entre as amostras, evidenciadas pelos diagramas da figura 15, refletem distintos estágios de evolução supergênica e suas implicações metalúrgicas. A amostra 06, com 67% de goethita, 33% de hematita (Fe_2O_3), 42% de caulinita e 58% de gibbsita (Al_2O_3), representa um estágio intermediário de intemperismo, onde a hematita ainda não foi completamente convertida em goethita.

A amostra 08 apresenta características paradoxais: enquanto o teor elevado de caulinita (65% do SiO_2) a torna inadequada para processos convencionais de pelotização (exigindo pré-tratamento para remoção de Al_2O_3), a presença de quartzo residual (35%) pode ser vantajosa como fundente em altos-fornos, conforme demonstrado por (Nascimento; Souza; Silva, 2020) em

minérios similares do QF. Essa dualidade explica por que depósitos com essa assinatura são simultaneamente evitados na lavra convencional, mas valorizados em operações com tecnologia de sinterização avançada.

Conforme evidenciado pelos gráficos da figura 15, os elementos químicos majoritários (Fe, Al e Si) apresentam associações mineralógicas distintas. Essa disparidade sugere que, em análises geoquímicas convencionais, as proporções elementares podem indicar uma origem genética comum. Contudo, quando interpretados em relação as associações minerais, os dados revelam a natureza heterogênea desses depósitos. Tais divergências servem como evidência para a divisão dos tipos de minério presentes.

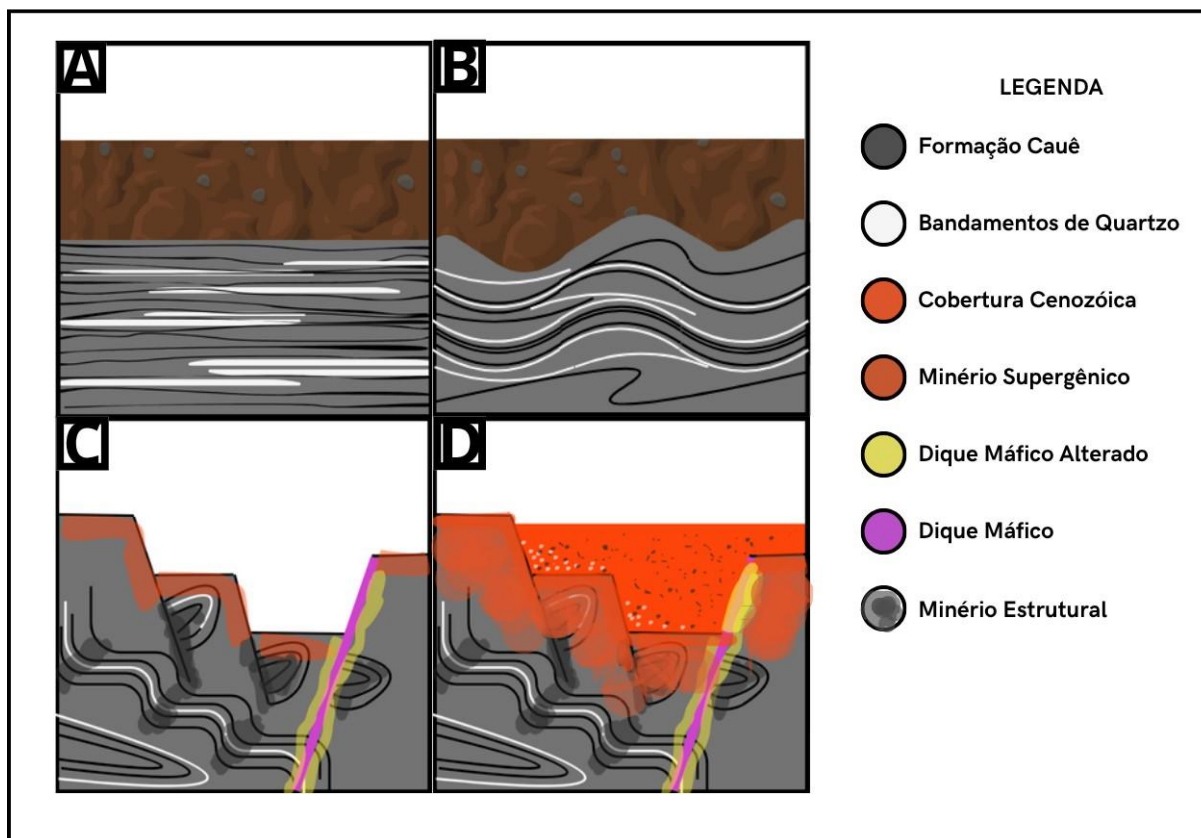
Figura 15 – Comparação das porcentagens de ferro, alumínio e sílica de acordo com os minerais associados.



Com isso, os processos intempéricos vistos podem ser organizados em uma sequência evolutiva (Fig. 16). Nas zonas de enriquecimento estrutural residual, representadas pelas amostras 05 e 07, predominam a hematita e o quartzo, caracterizando áreas onde o enriquecimento foi causado por motivos estruturais com pouca influência de processos intempéricos. Essas zonas estão associadas a núcleos de estruturas dobradas, onde a circulação de fluidos foi mais restrita. Nas áreas de laterização intermediária, como representado pela amostra 02, ocorre a formação predominante de goethita, indicando condições oxidantes em clima tropical úmido (Alvarenga, 2023). Por fim, nas zonas de alteração avançada, a atuação prolongada dos processos intempéricos resulta na completa decomposição dos minerais primários e na formação de um perfil laterítico rico em ferro, mas com alta contaminação de alumínio (Monteiro *et al.*,

2014).

Figura 16 – Modelo evolutivo da jazida, dividido em 4 etapas diferentes. (A) Deposição da Fm. Cauê (2.65-2.1 Ga), (b) Evento de deformação/evolução do Sinclinal Gandarela (2.1-1.9 Ga), (c) Ação do intemperismo para enriquecimento supergênico e enriquecimento estrutural e (d) Deposição das coberturas cenozóicas (23-5 Ma).



4.2 Dique máfico

Composta pelas amostras 11, 12 e 13, classificadas como diques máficos intemperizados, esse grupo é marcado por assinaturas mineralógicas e geoquímicas bem diferentes daquelas observadas nos itabiritos e nas coberturas cenozóicas. Tais diferenças composicionais se concentram na evidente falta de componentes ferrosos e abundância de minerais aluminosos; entretanto, mesmo diferentes das amostras caracterizadas até então, é de senso comum que rochas da mesma região, mesmo que tenham uma origem diferente, estão sujeitas aos mesmos processos geológicos regionais já descritos como: a alteração supergênica, o intemperismo e o hidrotermalismo. Sendo assim, a correlação entre causa e efeito se mantém, como o objetivo desta parte do trabalho.

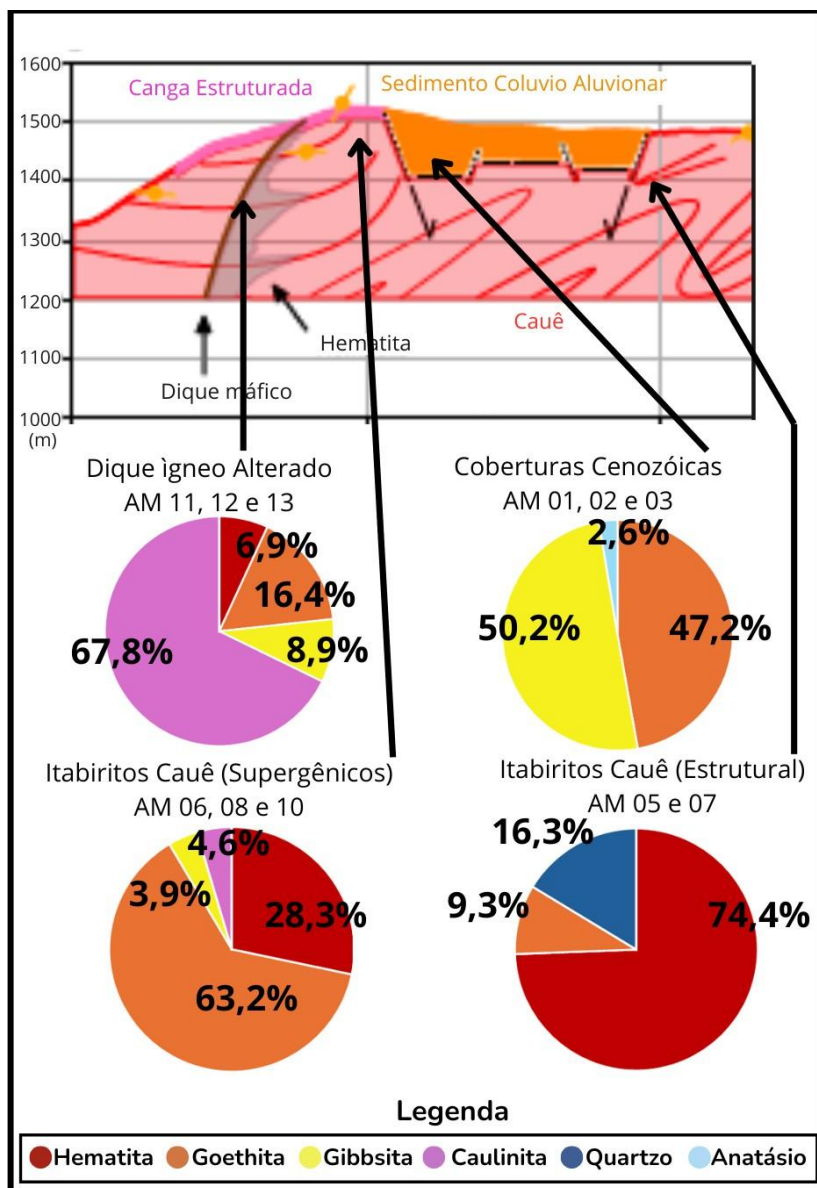
A amostra 11, coletada a partir de pequenas intrusões na forma de diques no ponto 05, ela é formada por veios terrosos de coloração branca a amarelo-ocre, com orientação discordante em relação às camadas de itabirito (Fig. 11). Os dados de DRX revelam predominância de gibbsita (67,8%) e quantidades menores de goethita (16,4%) e caulinita (8,9%) (Tabela 02). Essa composição sugere intensa alteração química e supergênica dos minerais máficos primários, como anfibólios e piroxênios, com formação de argilominerais e óxidos de alumínio. O baixo teor de $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-C}$ (21,64%) e o elevado $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-C}$ (32,62%) na análise geoquímica (Tabela 03) corroboram sua classificação como estéril, com significativo enriquecimento em alumínio.

Já a amostra 12, classificada como turmalinito, destaca-se pela presença de grãos de turmalina negra em matriz altamente intemperizada. Embora não tenha sido analisada por DRX, os dados geoquímicos mostram teores elevados de SiO_2 (33,32%) e $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-C}$ (28,56%), além de concentrações expressivas de TiO_2 (3,29%) (Tabela 04). A associação entre turmalina e minerais aluminosos sugere que este dique sofreu processos hidrotermais pré-intempericos, possivelmente relacionados a fluidos ricos em boro, seguidos por laterização intensa (Cabral et al., 2012).

Por último, a amostra 13 representa outro dique ígneo alterado, com teores notáveis de gibbsita (75,1%) e quantidades menores de hematita (15,7%) e anatásio (3,3%) (Tabela 02). A coloração variando entre amarelo claro e roxo claro, associada à textura friável, indica a decomposição completa de minerais ferromagnesianos e formação de caulim e óxidos de ferro secundários. O perfil geoquímico ($\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-C}$ de 21,01% e $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-C}$ de 29,69%) é consistente com outros diques da região, porém, a presença de TiO_2 (3,25%) chama a atenção, podendo refletir duas possíveis origens. A primeira, de caráter magmático, reside nas heterogeneidades no magma fonte e/ou uma contaminação crustal durante a intrusão (Cabral *et al.*, 2012); já uma outra vertente reflete uma origem oriunda de um intemperismo químico (Monteiro *et al.*, 2014).

Com os dados coletados, foi feita uma seção esquemática indicando a disposição e a mineralogia dos tipos de minério e do dique máfico (Fig. 17).

Figura 17 – Seção esquemática da mina, indicando as porcentagens mineralógicas de cada tipo de minério e do dique máfico.



CAPÍTULO 5

CONCLUSÃO

Com os dados já mostrados e discutidos, as conclusões são as seguintes:

- A análise por Difractometria de Raios-X identificou 7 minerais em diferentes associações e porcentagens em cada amostra. Os minerais foram: goethita, hematita, caulinita, gibbsita, quartzo, anatásio e estilpnomelano.
- A análise geoquímica por Fluorescência de Raios-X identificou os seguintes elementos: Fe (ferro), Si (silício), Al (alumínio), Mn (manganês), P (fósforo), Ca (cálcio), Mg (magnésio) e Ti (titânio).
- Foram categorizadas 4 litologias na mina. São elas: (a) coberturas cenozóicas, (b) Formação Cauê (minério estrutural), (c) Formação Cauê (minério supergênico) e (d) dique máfico intemperizado.
- As coberturas cenozóicas (amostras 01, 02 e 03) evidenciam processos de laterização avançada, marcados pela predominância de goethita e caulinita e ausência de hematita e quartzo.
- O minério estrutural (amostras 05 e 07) caracteriza-se por altos teores de hematita e quartzo residual, além da preservação de feições primárias das *BIFs*. A baixa proporção de goethita sugere limitada influência de intemperismo, com enriquecimento vinculado ao controle estrutural.
- Nas zonas supergênicas (amostras 06, 09 e 10), observa-se substituição quase completa de hematita por goethita e quartzo por caulinita, resultante de intemperismo prolongado. Resultando em um minério com enriquecimento supergênico.
- Os diques máficos intemperizados (amostras 11–13) apresentam dominância de gibbsita e caulinita, sem presença expressiva de goethita. A friabilidade do material e sua composição destacam a completa decomposição de minerais primários pelo intemperismo.
- O enriquecimento anômalo em P_2O_5 (0,75 na amostra 09) pode estar associado à adsorção em goethita ou à remobilização de apatita. Essas assinaturas refletem condições oxidantes e lixiviação diferencial, com implicações econômicas devido à contaminação por Al_2O_3 e P_2O_5 em níveis críticos para processos siderúrgicos.

REFERÊNCIAS

- ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S. Transamazonian orogeny in the southern sao francisco craton region, minas gerais, brazil: evidence for paleoproterozoic collision and collapse in the quadrilátero ferrífero. *Precambrian Research*, Elsevier, v. 90, n. 1-2, p. 29–58, 1998.
- ALKMIM, F. F.; MARTINS-NETO, M. A. Proveniência e evolução tectônica de sedimentos cenozoicos: exemplos do brasil oriental. *Brazilian Journal of Geology*, v. 42, n. 4, p. 643–662, 2012.
- ALMEIDA, F. F. M. d. O cráton do são francisco. *Revista Brasileira de geociências*, v. 7, n. 4, p. 349–364, 1977.
- ALMEIDA, L. *Estratigrafia e geologia estrutural da porção central do sinclinal Dom Bosco, Quadrilátero Ferrífero–Minas Gerais*. Tese (Doutorado) — Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de . . . , 2004.
- ALMEIDA, L. Evolução tectônica da porção central do sinclinal dom bosco, quadrilátero ferrífero-minas gerais. *Dep. de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 110p*, 2004.
- ALMEIDA, L.; ENDO, I.; FONSECA, M. Sistema de nappes na porção meridional do quadrilátero ferrífero, mg. *SBG, Congr. Bras. Geol*, v. 41, p. 615, 2002.
- ALVARENGA, F. T. C. e. *Arcabouço estrutural da Zona Periclinal do Sinclinal Gandarela e controles da mineralização da Mina Ferro Puro - Quadrilátero Ferrífero, MG*. 102 p. Monografia, Ouro Preto, 2023. Monografia (Graduação em Engenharia Geológica).
- ARAÚJO, J. C. S. et al. Phosphorus speciation in iron ores from the Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Mineralogical Magazine*, Cambridge University Press, v. 82, n. 1, p. 159–174, 2018. ISSN 0026-461X.
- BARRÓN, V.; TORRENT, J. Iron oxides in soils: A review of pedogenic processes and their environmental significance. *Soil Systems*, MDPI, v. 3, n. 4, p. 76, 2019.
- CABRAL, A. R. et al. Platinum-group elements in hydrothermally altered mafic-ultramafic rocks of the Cauê Iron Mine, Brazil. *Mineralium Deposita*, Springer Berlin Heidelberg, v. 47, n. 3, p. 255–269, 2012. ISSN 0026-4598.
- DORR, J. V. N. *Physiographic, stratigraphic, and structural development of the Quadrilatero Ferrifero, Minas Gerais, Brazil*. [S.l.], 1969.
- ENDO, I.; MACHADO, R. Regimes tectônicos do arqueano e proterozóico no interior da placa sanfranciscana: Quadrilátero ferrífero e áreas adjacentes. 1997.

ENDO, I. et al. Estratigrafia e evolução estrutural do quadrilátero ferrífero, minas gerais. *Quadrilátero Ferrífero: avanços do conhecimento nos últimos 50 anos*, p. 70–113, 2020.

FERREIRA, R. C. R. et al. Caracterização químico-faciológica dos derrames komatiíticos do grupo quebra osso, greenstone belt rio das velhas, no setor leste do quadrilátero ferrífero/mg. 2020.

GAIR, J. E. *Geology and ore deposits of the Nova Lima and Rio acima quadrangles, Minas Gerais, Brazil*. [S.l.], 1962.

GORCEIX, H. *Bacias terciárias d'água doce nos arredores de Ouro Preto (Ganderela e Fonseca): Minas-Geraes-Brazil*. [S.l.: s.n.], 1884.

JENKINS, R. et al. *X-ray fluorescence spectrometry*. [S.l.]: Wiley Online Library, 1999. v. 152.

KLEIN, C.; LADEIRA, E. A. Geochemistry and mineralogy of Neoproterozoic banded iron-formations and some selected, siliceous manganese formations from the Urucum district, Mato Grosso do Sul, Brazil. *Economic Geology*, Society of Economic Geologists, v. 99, n. 6, p. 1233–1244, 2004. ISSN 0361-0128.

LANA, C. et al. The ancestry and magmatic evolution of archaean ttg rocks of the quadrilátero ferrífero province, southeast brazil. *Precambrian Research*, Elsevier, v. 231, p. 157–173, 2013.

MAIZATTO, J. Estratigrafia e tectônica das rochas cenozóicas da bacia do ganderela e da região do gongo soco, sinclinal do ganderela, quadrilátero ferrífero, minas gerais. *Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto, Trabalho Final de Graduação, 110p*, 1993.

MAIZATTO, J. R. Análise bioestratigráfica, paleoecológica e sedimentológica das bacias terciárias do ganderela e fonseca-quadrilátero ferrífero-minas gerais, com base nos aspectos palinológicos e sedimentares. Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais . . . , 2001.

MONTEIRO, H. S. et al. Geological and geochemical controls on supergene iron ores of the quadrilátero ferrífero. *Economic Geology*, v. 109, n. 3, p. 743–764, 2014. Disponível em: <<https://doi.org/10.2113/econgeo.109.3.743>>. Citado 4 vezes nas páginas 38, 40, 41 e 43.

NASCIMENTO, R.; SOUZA, M.; SILVA, A. Quartz-bearing iron ores of the Quadrilátero Ferrífero: Processing challenges and opportunities. *Minerals Engineering*, v. 145, p. 106072, 2020.

PIRES, F. R. M. *Structural geology and stratigraphy at the junction of the Curral Anticline and the Moeda Syncline, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. [S.l.]: Michigan Technological University, 1979.

YOUNG, R. A. *The rietveld method*. [S.l.]: International union of crystallography, 1993. v. 5.