



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

ESCOLA DE MINAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



DANIEL CAMPELO CORDEIRO

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS PRINCIPAIS TIPOS DE MINÉRIO DE  
FERRO DA MINA MORRO DOS COELHOS – COMPLEXO PASSA TEMPO MG.

**MONOGRAFIA nº 566**

OURO PRETO

Outubro, 2025

Daniel Campelo Cordeiro

# **CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS PRINCIPAIS TIPOS DE MINÉRIO DE FERRO DA MINA MORRO DOS COELHOS – COMPLEXO PASSA TEMPO MG.**

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

Orientador: Prof. Dr. Emílio Evo Magro Corrêa Urbano

Co-Orientador: Prof. Dr. Issamu Endo

OURO PRETO

2025

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

C794c Cordeiro, Daniel Campelo.

Caracterização petrográfica dos principais tipos de minério de ferro da mina Morro dos Coelhos – Complexo Passa Tempo MG. [manuscrito] / Daniel Campelo Cordeiro. - 2025.

73 f.: il.: color., tab., mapa.

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

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

1. Minérios de Ferro. 2. Petrografia. 3. Escarnito. 4. Rochas metamórficas. I. Urbano, Emilio Evo Magro Corrêa. II. Universidade Federal de Ouro Preto. III. Título.

CDU 552.4:553.31

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**

**Daniel Cordeiro Campelo**

**Caracterização petrográfica dos principais tipos de minério de ferro da mina Morro dos Coelhos – Complexo Passa Tempo (MG)**

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 10 de outubro de 2025

**Membros da banca**

Dr. Emílio Evo Magro Corrêa Urbano - Orientador (UFOP)  
Dr. João Adauto de Souza Neto - (UFPe)  
Dr. Daniel Francisco Martins Sousa - (UFOP)

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 03/11/2025



Documento assinado eletronicamente por **Emílio Evo Magro Corrêa Urbano, PROFESSOR DE MAGISTERIO SUPERIOR**, em 04/11/2025, às 21:30, 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](http://sei.ufop.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0), informando o código verificador **1007403** e o código CRC **2E8EEB64**.

## RESUMO

Este trabalho apresenta uma análise petrográfica dos principais tipos de minério de ferro encontrados na Mina Morro dos Coelhos, localizada entre os municípios de Desterro de Entre Rios e Piracema, em Minas Gerais. Foram descritas lâminas delgadas feitas a partir de amostras de campo e do acervo técnico da empresa, além da análise de dois furos de sondagem. Os resultados mostram que predominam itabiritos, magnetitos e quartzitos ferruginosos, com variações na composição e na textura entre esses litotipos. As evidências petrográficas e de campo apontam para a atuação de diversos processos mineralizantes, como alterações metassomáticas, deformações e influência hidrotermal. Ao comparar essa jazida com os depósitos previamente descritos no Quadrilátero Ferrífero, foram identificadas algumas diferenças na composição mineralógica. A ocorrência de magnetita como óxido de ferro principal, associada à mineralogia marcada por granadas, piroxênios, anfibólios, carbonatos idiomórficos e intercalações com rochas calciossilicáticas podem indicar a ocorrência de um possível depósito de *skarn* ferrífero. Essa interpretação oferece uma nova perspectiva para a origem do minério local, ressaltando suas diferenças quando comparado aos depósitos clássicos da região. Os dados obtidos contribuem para o entendimento geológico regional e fornecem subsídios para futuras campanhas exploratórias.

**Palavras-chave:** minério de ferro, Morro dos Coelhos, petrografia; processos mineralizantes, Quadrilátero Ferrífero, Skarn.

## ABSTRACT

This study presents a petrographic analysis of the main iron ore types found at the Morro dos Coelhos Mine, located between the municipalities of Desterro de Entre Rios and Piracema, in Minas Gerais, Brazil. Thin sections were prepared from field samples and from the company's technical archive, in addition to the analysis of two drill cores. The results show a predominance of itabirite, magnetite, and ferruginous quartzite, with variations in composition and texture among these lithotypes. Petrographic and field evidence indicate the action of several mineralizing processes, including metasomatic alterations, deformation, and hydrothermal influence. When compared with deposits previously described in the Quadrilátero Ferrífero, some mineralogical differences were identified. The occurrence of magnetite as the main iron oxide, associated with mineral assemblages containing garnet, pyroxenes, amphiboles, idiomorphic carbonates, and intercalations with calc-silicate rocks, may suggest the presence of a possible iron skarn deposit. This interpretation provides a new perspective on the origin of the local ore, highlighting its differences when compared with the classic deposits of the region. The results contribute to the regional geological understanding and provide support for future exploration campaigns.

**Keywords:** iron ore, Morro dos Coelhos, petrography, mineralizing processes, Quadrilátero Ferrífero.

## LISTA DE FIGURAS

|                                                                                                                                                                                                           |    |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 1.1 – Mapa de localização da área de estudo, situada entre os municípios de Desterro de Entre Rios e Piracema.....                                                                                 | 9  |
| Figura 2.1 – Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco e Cinturões Brasileiros adjacentes. Em laranja, área aproximada da mina Morro dos Coelhos. Modificado de Heilbron et al. (2017) ..... | 13 |
| Figura 2.2 – Coluna estratificada do Quadrilátero Ferrífero.....                                                                                                                                          | 15 |
| Figura 2.3 – Esboço geológico do segmento sul do SFC; em vermelho, localização da mina Morro dos Coelhos. Modificado de Heilbron et al. (2017) .....                                                      | 16 |
| Figura 2.4 – Domínios tectônicos do sul do CSF, com a delimitação da área da mina Morro dos Coelhos. Modificado de Baltazar et al. (2021 – CPRM) .....                                                    | 22 |
| Figura 4.1 – Log de Sondagem do Furo 016 (legenda à direita com os litotipos) .....                                                                                                                       | 31 |
| Figura 4.2 – Log de Sondagem do Furo 233 (legenda à direita com os litotipos) .....                                                                                                                       | 32 |
| Figura 4.3 – Amostra de mão de magnetitito com magnetismo intenso coletada em campo.....                                                                                                                  | 34 |
| Figura 4.4 – Amostra de mão de itabirito quartzoso compacto. Bandas de quartzo e óxido de ferro bem delimitadas. Diâmetro HQ (6,35 cm) .....                                                              | 35 |
| Figura 4.5 – Amostra de mão de magnetito compacto, cinza-escuro, com grãos centimétricos de magnetita. Diâmetro HQ (6,35 cm) .....                                                                        | 36 |
| Figura 4.6 – Amostra de mão de magnetitito destacando o intenso magnetismo.....                                                                                                                           | 36 |
| Figura 4.7 – Afloramento de magnetitito em destaque. Lente métrica de magnetitito compacto.....                                                                                                           | 38 |
| Figura 4.8 – Amostra de mão de quartzito compacto, com argila branca entre os grãos.....                                                                                                                  | 38 |
| Figura 4.9 – Afloramento de quartzito, localizado na Mina Morro dos Coelhos.....                                                                                                                          | 38 |
| Figura 4.10 – Amostra de mão de rocha calco-silicática friável.....                                                                                                                                       | 39 |
| Figura 4.11 – Amostra de mão de rocha calco-silicática, com presença de lizardita. Diâmetro Hq (6,35cm) .....                                                                                             | 39 |
| Figura 4.12 – Camada de xisto granolepidoblástico compacto, com blastos de granada. Furo 233. Diâmetro HQ (6,35 cm) .....                                                                                 | 40 |
| Figura 4.13 – Amostra de mão de gnaiss com bandamento bem definido e blastos de granada. Diâmetro HQ (6,35 cm) .....                                                                                      | 41 |

|                                                                                                                                                                                           |    |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 4.14 Amostra de mão de granito friável alterado, com argilas disseminadas. Diâmetro Hq (6,35 cm) .....                                                                             | 42 |
| Figura 4.15 – Lâmina de quartzito ferruginoso, luz transmitida, nicóis paralelos (magnetita e quartzo idiomórfico) .....                                                                  | 44 |
| Figura 4.16 – Lâmina de quartzito ferruginoso, luz transmitida, nicóis cruzados (grãos de quartzo sem orientação preferencial) .....                                                      | 44 |
| Figura 4.17 – Lâmina de quartzito ferruginoso, luz transmitida, nicóis paralelos (magnetita, plagioclásio e quartzo idiomórfico) .....                                                    | 44 |
| Figura 4.18 – Lâmina de quartzito ferruginoso, luz transmitida, nicóis cruzados (magnetita, plagioclásio e quartzo) .....                                                                 | 44 |
| Figura 4.19 – Lâmina de itabirito quartzoso, luz transmitida, nicóis paralelos (bandas de quartzo e óxido de ferro) .....                                                                 | 46 |
| Figura 4.20 – Lâmina de itabirito quartzoso, luz transmitida, nicóis cruzados (bandas de quartzo e óxido de ferro) .....                                                                  | 46 |
| Figura 4.21 – Lâmina delgada de magnetitito em luz refletida (clorita nas bordas do quartzo; quartzo; magnetita) .....                                                                    | 47 |
| Figura 4.22 – Lâmina delgada de magnetitito em luz transmitida, nicóis paralelos (clorita nas bordas; quartzo; magnetita) .....                                                           | 47 |
| Figura 4.23 – Magnetitito em luz transmitida, nicóis cruzados (grunerita entre os grãos; magnetita) .....                                                                                 | 47 |
| Figura 4.24 – Magnetitito em luz refletida (grunerita entre os grãos; magnetita).....                                                                                                     | 47 |
| Figura 4.25 – Lâmina de Magnetitito em luz refletida e transmitida, com nicóis paralelos. (1) Grãos de magnetita idiomórfica. (2) Grãos de granada. (3) Grãos de pirita idiomórfica ..... | 48 |
| Figura 4.26 – Lâmina de rocha calco-silicática (carbonato idiomórfico; piroxênio; tremolita com clivagem a 56°) .....                                                                     | 48 |
| Figura 4.27 – Lâmina de rocha calco-silicática, nicóis cruzados (carbonato; piroxênio; tremolita) .....                                                                                   | 50 |
| Figura 5.1 – Coluna estratigráfica do furo 016 (A–Argila; S–Silte; AF–Areia fina; Amf–Areia média; Ag–Areia grossa; C–Cascalho) .....                                                     | 52 |
| Figura 5.2 – Coluna estratigráfica do furo 233 (A–Argila; S–Silte; AF–Areia fina; Amf–Areia média; Ag–Areia grossa; C–Cascalho) .....                                                     | 53 |
| Figura 5.3 – Mapa de Localização da Mina Morro do Ferro.....                                                                                                                              | 57 |

## LISTA DE TABELAS

|                                                                                                         |    |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Tabela 1.1 - Lista de Lâminas delgadas analisadas.....                                                  | 11 |
| Tabela 2.1 - Características da evolução arqueana do sul do CSF (Teixeira et al., 2017) .....           | 25 |
| Tabela 2.2 - Características da evolução arqueana do sul do CSF (Teixeira et al., 2017) .....           | 26 |
| Tabela 3.1 - Características principais dos produtos de intemperismo (Rosière e Chemale Jr. 2001) ..... | 29 |
| Tabela 5.1 - Características dos depósitos de ferro do quadrilátero.....                                | 55 |
| Tabela 5.2 - Comparativo entre depósitos ferríferos do tipo BIF e depósitos tipo skarn.....             | 58 |

## SUMÁRIO

|       |                                   |    |
|-------|-----------------------------------|----|
| 1     | INTRODUÇÃO .....                  | 9  |
| 1.1   | Apresentação.....                 | 9  |
| 1.2   | Localização .....                 | 9  |
| 1.3   | Objetivos .....                   | 10 |
| 1.4   | Justificativa.....                | 10 |
| 1.5   | Materiais e métodos .....         | 10 |
| 2     | CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL ..... | 11 |
| 2.1   | Contexto Geotectônico .....       | 11 |
| 2.1.1 | Cráton do São Francisco .....     | 11 |
| 2.1.2 | Cinturão Mineiro .....            | 13 |
| 2.2   | Domínios Geotectônicos .....      | 14 |
| 2.2.1 | Quadrilátero Ferrífero .....      | 14 |
| 2.2.2 | Complexos Metamórficos.....       | 15 |
| 2.2.3 | Supergrupo Rio das velhas .....   | 18 |
| 2.2.4 | Supergrupo Minas.....             | 19 |
| 2.2.5 | Supergrupo Estrada Real .....     | 20 |
| 2.2.6 | Suítes intrusivas .....           | 20 |
| 2.2.7 | Coberturas Cenozoicas .....       | 21 |
| 2.3   | Arcabouço Estrutural.....         | 21 |
| 2.4   | Evolução tectônica.....           | 24 |
| 3     | METALOGÊNESE.....                 | 26 |
| 3.1   | Introdução.....                   | 27 |
| 3.2   | Minérios de alto teor .....       | 27 |
| 4     | GEOLOGIA LOCAL.....               | 29 |
| 4.1   | Unidades Litológicas .....        | 30 |
| 4.2   | Descrição Microscópica .....      | 41 |

|   |              |                                         |           |
|---|--------------|-----------------------------------------|-----------|
|   | <b>4.2.1</b> | <b>Quartzito Ferruginoso .....</b>      | <b>41</b> |
|   | <b>4.2.2</b> | <b>Itabirito.....</b>                   | <b>44</b> |
|   | <b>4.2.3</b> | <b>Magnetitito.....</b>                 | <b>45</b> |
|   | <b>4.2.4</b> | <b>Rochas Calciossilicáticas.....</b>   | <b>48</b> |
| 5 |              | <b>DISCUSSÃO .....</b>                  | <b>49</b> |
| 6 |              | <b>CONCLUSÃO.....</b>                   | <b>60</b> |
| 7 |              | <b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b> | <b>62</b> |

# 1 INTRODUÇÃO

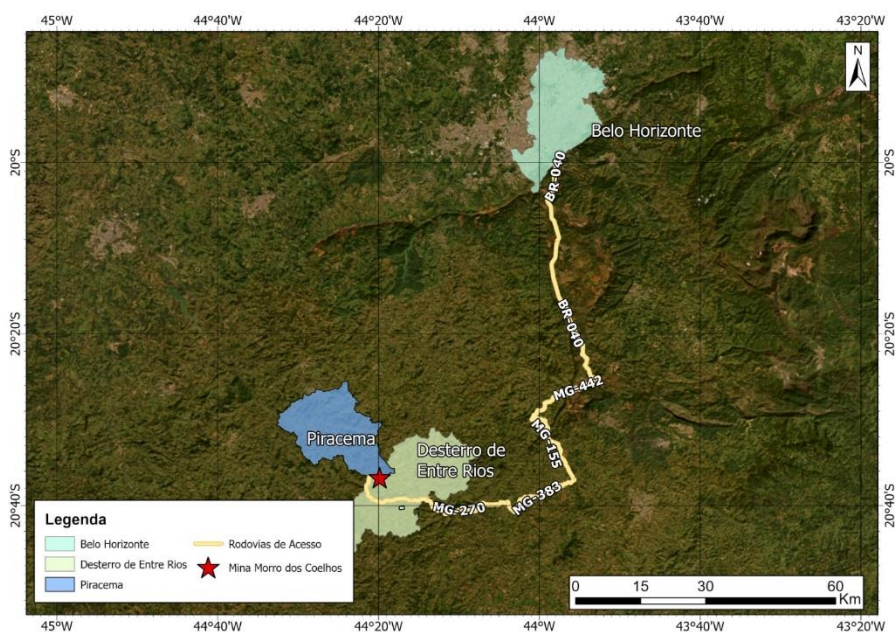
## 1.1 APRESENTAÇÃO

O presente trabalho é referente a disciplina TCC - 401 – Trabalho de Conclusão de Curso, como parte da finalização do curso de Engenharia Geológica oferecido pela UFOP. O trabalho apresenta os resultados da caracterização petrográfica dos principais tipos de minérios de ferro presentes na mina Morro dos Coelhos, bem como uma interpretação relacionada aos controles da mineralização no local.

## 1.2 LOCALIZAÇÃO

O empreendimento, nomeado de Mina Morro dos Coelhos totaliza uma área de 700 hectares. Encontra-se próximo ao município de Desterro de Entre Rios, localizado a 157 quilômetros a sudoeste da Capital Belo Horizonte, Via BR-040 e MG-155. (FIG. 1).

**Figura 1.1** - Mapa de localização da área de estudo, situada entre os municípios de Desterro de Entre Rios e Piracema.



Fonte: Autor, 2025.

### **1.3 OBJETIVOS**

O objetivo deste estudo é realizar a análise detalhada das características microscópicas dos diversos tipos de minérios encontrados na mina Morro dos Coelhos, localizada ao sudoeste do Quadrilátero Ferrífero (QFe). Para isso, foi conduzida uma revisão bibliográfica, descrição dos furos de sondagem representativos da jazida, coleta de amostras para confecção de lâminas dos diferentes tipos de minério, descrição da mineralogia e textura das rochas, além da interpretação dos dados obtidos. Por fim, este trabalho visa desenvolver um modelo evolutivo para a formação deste depósito de minério de ferro.

### **1.4 JUSTIFICATIVA**

Apesar da proximidade, a região onde se localiza a Mina Morro dos Coelhos se encontra fora do contexto geológico do QFe. Devido a isso, a área não é foco de extensos trabalhos acadêmicos relacionados a sua geologia específica. Em muitos relatórios e trabalhos executados na região, as formações ferríferas bandadas (*BIFs*) são classificadas como correlatas às formações do Grupo Itabira. Entretanto, essa afirmação muitas vezes não possui embasamento teórico bem estruturado, abrindo espaço para discussões sobre sua validade. Portanto, o objetivo do trabalho é analisar e buscar compreender os possíveis fatores que influenciaram na formação da jazida.

### **1.5 MATERIAIS E MÉTODOS**

Esse tópico descreve sucintamente as etapas adotadas para elaboração deste trabalho, visando facilitar a compreensão dele. Em primeiro momento, foi realizada uma revisão bibliográfica acerca dos temas que serão abordados neste projeto. Em seguida, foi executada a análise e descrição de **15** lâminas montadas a partir de amostras coletadas na mina, bem como a descrição de 02 furos de sondagem fornecidos pela empresa.

Em relação às lâminas delgadas, 7 delas foram adquiridas da biblioteca da própria empresa, e as 8 restantes foram originadas de amostras retiradas durante as

visitas de campo realizadas pelo aluno e professor orientador na mina Morro dos Coelhos, como descrito na TAB. 1.1. Foi realizada a descrição de 2 furos de sondagem pertencentes a mina Morro dos Coelhos, executados na própria mina.

**Tabela 1.1** - Lista de Lâminas delgadas analisadas

| Lâmina       | Tipo           | Origem                        |
|--------------|----------------|-------------------------------|
| AI - 20 - 18 | Lâmina Delgada | Acervo Mina Morro dos Coelhos |
| AI - 20 - 19 | Lâmina Delgada | Acervo Mina Morro dos Coelhos |
| AI - 20 - 27 | Lâmina Delgada | Acervo Mina Morro dos Coelhos |
| AI - 20 - 28 | Lâmina Delgada | Acervo Mina Morro dos Coelhos |
| AI - 20 - 45 | Lâmina Delgada | Acervo Mina Morro dos Coelhos |
| AI - 20 - 39 | Lâmina Delgada | Acervo Mina Morro dos Coelhos |
| AI - 20 - 06 | Lâmina Delgada | Acervo Mina Morro dos Coelhos |
| 24 - 48      | Lâmina Delgada | Amostra coletada pelo aluno.  |
| 24 - 49      | Lâmina Delgada | Amostra coletada pelo aluno.  |
| 24 - 50      | Lâmina Delgada | Amostra coletada pelo aluno.  |
| 24 - 51      | Lâmina Delgada | Amostra coletada pelo aluno.  |
| 24-52        | Lâmina Delgada | Amostra coletada pelo aluno.  |
| 24-53        | Lâmina Delgada | Amostra coletada pelo aluno.  |
| 24-54        | Lâmina Delgada | Amostra coletada pelo aluno.  |
| 24-55        | Lâmina Delgada | Amostra coletada pelo aluno.  |

Fonte: Autor, 2025.

## 2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

### 2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

#### 2.1.1 CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

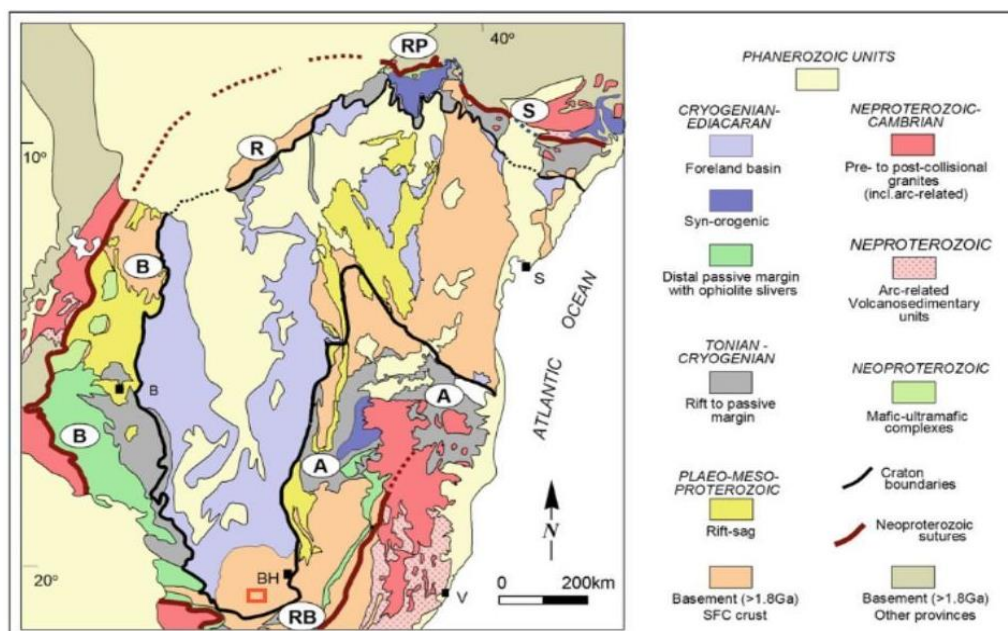
O Cráton do São Francisco (CSF) está localizado na porção centro-sul da plataforma Sul-Americana, e possui cerca de 1100 km de largura, e 900 km de comprimento (**FIG. 2.1**). É um compartimento geotectônico que compreende os estados de Minas Gerais, Goiás, Bahia, Pernambuco e Sergipe (Almeida, 1977).

As principais estruturas regionais que o envolvem são os orógenos Neoproterozoicos Araçuaí, Brasília, Rio Preto, Sergipana e Ribeira. No limite leste, é delimitado por bacias de margem passiva, oriundas do Cretáceo (Almeida, 1981; Alkmim e Martins Neto, 2012). Os limites brasileiros são compostos por dobras e grandes zonas de cisalhamento, que por sua vez, apresentam sentido de transporte tectônico rumo ao interior do CSF. As zonas de cisalhamento são, em grande parte, de natureza reversa ou de empurrão, e delimitam mudanças no estilo de deformação. Isso é evidenciado pela presença da tectônica *thin-skinned* no interior do cráton, em contraste com a tectônica *thick-skinned* presente nos cinturões orogênicos (Almeida, 1977; 1981; Heilbron *et al.*, 2017).

O embasamento do CSF, apresentando rochas de idades superiores a 1800 Ma, se estabilizou após o fim da orogenia Transamazônica. É formado por gnaisses do tipo tonalito–trondhjemito–granodiorito (TTG), granitoides e sequências metavulcano-sedimentares de idades arqueanas e paleoproterozoicas. Recobrimo esse embasamento, aparecem bacias sedimentares de idades Mesoproterozoicas até Fanerozoicas (Almeida, 1977, Alkmim e Martins-Neto, 2012; Heilbron *et al.*, 2017).

O Sul do CSF é constituído predominantemente por sequências *Greenstone Belt* de idade arqueana, bem como terrenos granítico-gnaíssicos. Afloram rochas pré-cambrianas, em sua maioria gnaisses e migmatitos estruturados em domo, ocasionalmente cortados por enxames de diques máficos, bem como associações metassedimentares, onde são encontrados os depósitos de ferro relacionados ao Complexo Metamórfico Campo Belo (CMCB) (Teixeira *et al.*, 1996; Fernandes e Carneiro, 2000) e Complexo Metamórfico Bonfim (CMB) (Carneiro, 1992). Além disso, são encontradas rochas metassedimentares clásticas-químicas, de idade Paleoproterozoica, referentes ao Supergrupo Minas.

**Figura 2.1** - Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco e Cinturões Brasileiros adjacentes. Em laranja está delimitada a área aproximada da mina Morro dos Coelhos (A- Cinturão Araçuaí; B- Cinturão Brasília; R – Cinturão Rio Preto; RP – Cinturão Riacho do Pontal; RB – Cinturão Ribeira; S – Cinturão Sergipano).



Fonte: Modificado de Heilbron *et al.* (2017), p. 8.

### 2.1.2 CINTURÃO MINEIRO

Inicialmente definido por Teixeira (1985), O Cinturão Mineiro (CM) possui cerca de 180 km de extensão e 50 km de largura. Localizado a sudoeste do QFe, no extremo sul do Cráton do São Francisco. De forma geral, pode ser caracterizado pela intrusão de corpos de composição tonalítica, trondhjemítica, granítica e diorítica em sequências metavulcanossedimentares do tipo *greenstone belt* de idade paleoproterozoica (Vieira *et al.*, 2020). Ele é limitado a nordeste pelo Lineamento Jaceaba – Bom Sucesso e a norte pelo lineamento Congonhas-Itaverava. Possui metamorfismo regional que varia entre as fácies xisto verde e anfibolito. De acordo com Campos e Carneiro (2008), os limites Norte/Nordeste do Cinturão Mineiro são considerados zonas de sutura, em contraposição aos terrenos arqueanos das regiões adjacentes. Essa interpretação é estabelecida pelas rochas graníticas e unidades supracrustais que forneceram indícios de assinaturas juvenis e configurações típicas de arcos oceânicos.

Teixeira e Figueiredo (1991) definiram o Cinturão Mineiro como o extenso segmento ao sul do Cráton São Francisco, afetado pelo plutonismo, metamorfismo e deformação no intervalo de tempo de 2,2–1,9 Ga, ou seja, no curso do evento termotectônico Transamazônico. Estudos petrológicos, geoquímicos e

geocronológicos realizados nesta região durante a última década revelaram que o Cinturão Mineiro na realidade engloba um fragmento crustal constituído essencialmente por granitoides juvenis em associação com rochas vulcânicas e sedimentares colocadas e acumuladas entre os períodos Sideriano e Riáciano. Simplificadamente, o Cinturão Mineiro pode ser interpretado como um microcontinente, o qual durante a orogenia Transamazônica, teria sido incorporado ao sul do Cráton do São Francisco.

## **2.2 DOMÍNIOS GEOTECTÔNICOS**

### **2.2.1 QUADRILÁTERO FERRÍFERO**

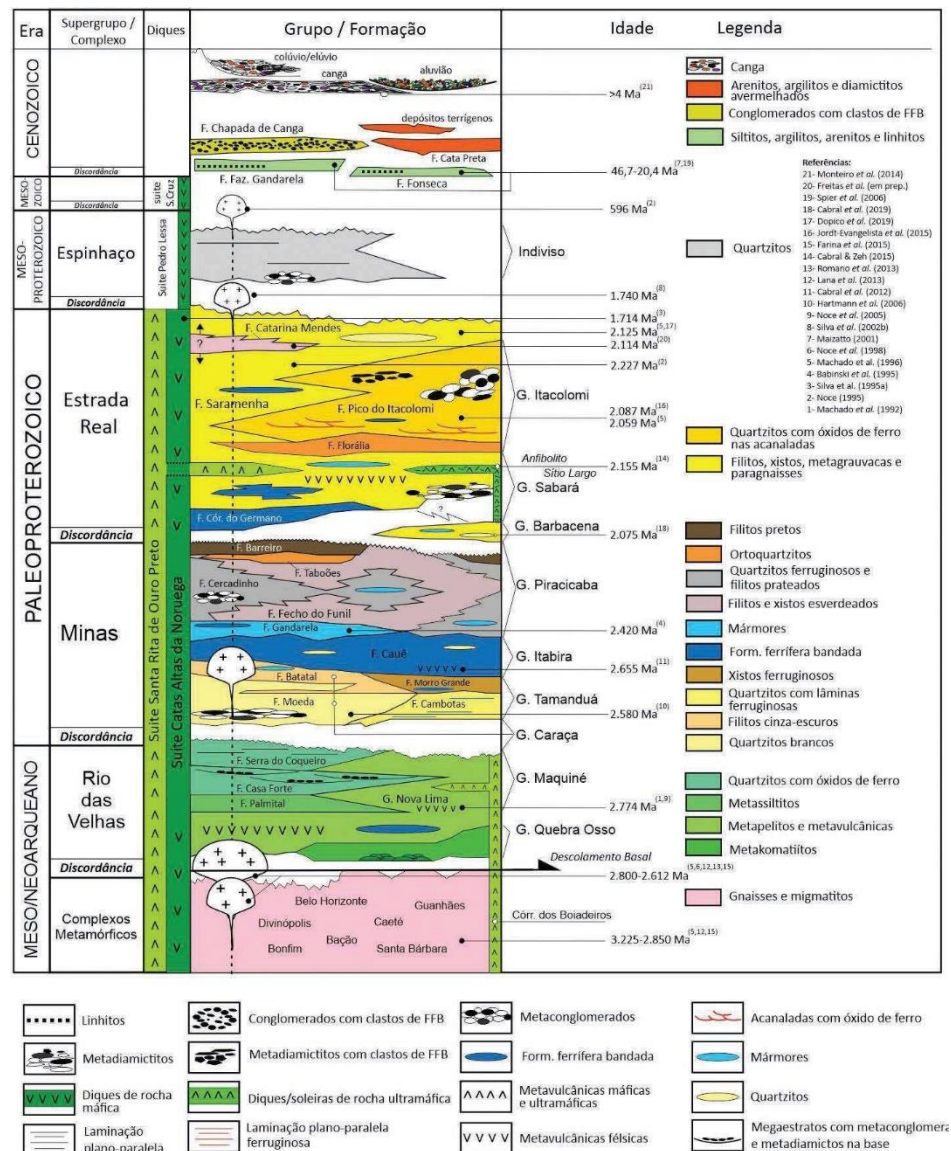
O Quadrilátero Ferrífero (QFe) é uma região que se encontra na porção central do estado de Minas Gerais, na parte Sul do Cráton do São Francisco Meridional. No final dos anos 1960, John Van Nostrand Dorr II, em conjunto com o Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) e o serviço geológico dos Estados Unidos (USGS), publicaram os resultados sintetizados do mapeamento geológico em escala 1:25.000 do QFe, numa área de aproximadamente 7.000 km<sup>2</sup>, bem como a consolidação de um mapa geológico integrado, na escala de 1:150.000 (Endo *et al.*, 2019).

A estratigrafia do QFe pode ser dividida, de acordo com Endo *et al.*, (2019) em:

- Complexos Metamórficos
- Supergrupo Rio das Velhas
- Supergrupo Minas
- Supergrupo Estrada Real
- Grupo Barbacena
- Supergrupo Espinhaço
- Unidades sedimentares correlatas a coberturas de idades entre o Paleógeno e o Holoceno

Além disso, destaca-se também diversas suítes intrusivas de carácter máfico/ultramáfico. (**FIG. 2.2**)

**Figura 2.2 - Coluna litoestratigráfica do Quadrilátero Ferrífero.**



Fonte: Endo et al., (2019).

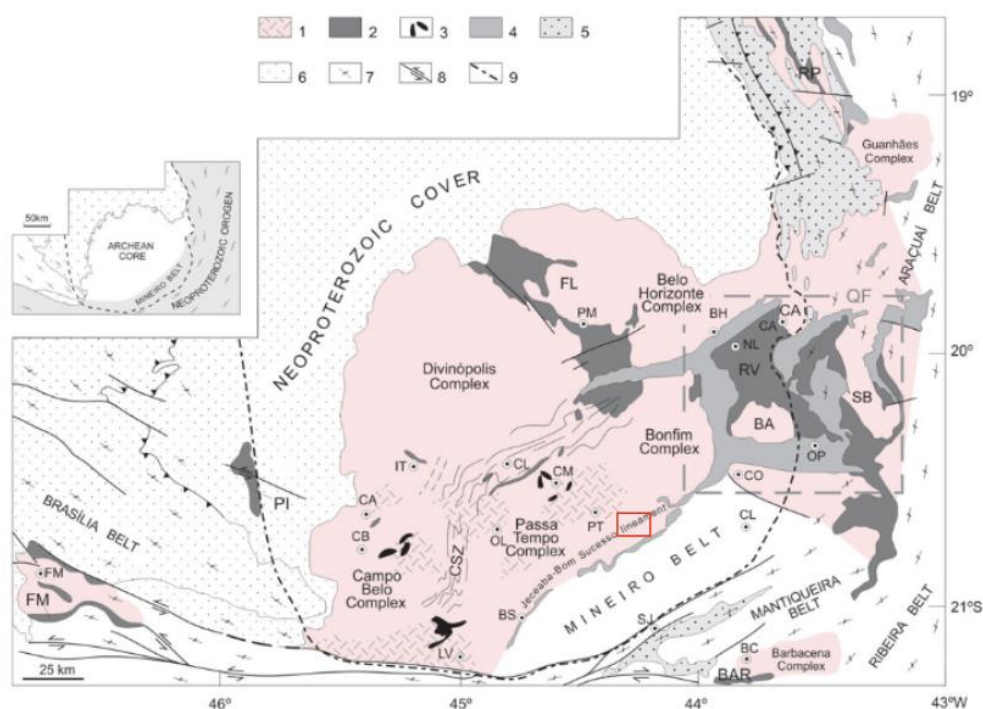
## 2.2.2 COMPLEXOS METAMÓRFICOS

Segundo Alkmin e Marshak (1998), os complexos metamórficos são compostos por terrenos granito-gnaissicos, e estão estruturados de maneira dômica. Macroscopicamente, são constituídos por ortognaisses bandados, com ocorrência local de corpos anfibolíticos, ortognaisses laminados, migmatitos, intrusões de

granitoides e diques máficos de diferentes gerações (Carneiro, 1992, Schorscher 1992, Noce 1995, Endo 1997, Lana *et al.*, 2013, Farina *et al.*, 2016, Endo *et al.*, 2020).

As mais recentes datações realizadas nestes complexos metamórficos permitem a identificação de quatro eventos tectono-magmáticos de idade arqueana no QFe (3,2 Ga-2,6 Ga), denominados, em ordem cronológica, como Santa Bárbara, Rio das Velhas I, Rio das Velhas 2 e Mamona (Lana *et al.*, 2013, Romano *et al.*, 2013, Farina *et al.*, 2015). A área de estudo está inserida no contexto dos Complexos Metamórficos Bonfim, Passa Tempo e Campo Belo (**FIG. 2.3**).

**Figura 2.3** - Esboço geológico do segmento sul do CSF mostrando o maciço arqueano, caracterizado pelo Campo Belo, Passa Tempo, Complexo Metamórfico Bonfim e Belo Horizonte. Em vermelho está a localização da mina Morro dos Coelhos.



Fonte: Modificado de Heilbron *et al.*, 2017, p. 32.

### 2.2.2.1 COMPLEXO CAMPO BELO

O Complexo Metamórfico Campo Belo foi definido por Teixeira *et al.*, (1996) como a crosta siálica, predominantemente arqueana, aflorante na região de Campo Belo - MG, na parte Sul do Cráton do São Francisco Meridional. Está situado a oeste do Complexo Metamórfico Bonfim. As primeiras descrições das rochas que compõem a região foram realizadas por Barbosa (1954), e previamente a denominação de

Complexo Metamórfico Campo Belo, foi reconhecida por Machado Filho *et al.*, (1983), como Complexo Metamórfico Divinópolis e Complexo Metamórfico Barbacena.

Carneiro *et al.*, (2001) dividem o Complexo Metamórfico Campo Belo em 4 unidades. A primeira delas é uma unidade gnáissica, representada principalmente pelos Gnaisses Cláudio, de composição granodiorítica, Gnaiss Itapeçerica, de composição granítica, e o Gnaiss Candeias, de composição granodiorítica em sua feição mais deformada, e granítica em sua feição mais homogênea. A segunda é uma unidade anfibolítica, representada por diques metamorfizados, intrusivos nas rochas da unidade gnáissica. A terceira é uma unidade supracrustal, composta por rochas ultramáficas, anfibolitos, xistos e BIFs, correlatas ao Supergrupo Rio das Velhas. A última unidade é caracterizada como uma unidade máfica fissural, representada por diques de gabro e diabásio (Carneiro e Fernandes., 2000)

O CMCB apresenta predominantemente terrenos granito-*greenstone* do Neoarqueano, com evolução tectônica teve início no Mesoarqueano (Teixeira *et al.*, 1996a, 1998a, b, 2000, Carneiro *et al.*, 1998a). O modelo sugere evolução crustal arqueana a paleoproterozoica, caracterizado por eventos acrecionários, a partir de arcos vulcânicos primitivos, que posteriormente viriam a ser retrabalhados, sofrendo um processo de migmatização (Campos, 2004; Teixeira *et al.*, 1998). Subsequentemente, a crosta siálica foi intrudida por magmatismo máfico fissural, ocorrido em função de um evento distensivo de relaxamento crustal, resultando no surgimento da Zona de Cisalhamento Cláudio (Carneiro e Fernandes, 2000)

#### **2.2.2.2 COMPLEXO BONFIM**

O Complexo Bonfim é definido segundo Carneiro (1992) como um segmento de crosta continental, situado a oeste da Serra da Moeda e a sul da Serra dos Três Irmãos, no QFe em Minas Gerais. Ele corresponde a um terreno granito-*greenstone*, formado durante a Orogênese Rio das Velhas (2,78 - 2,70 Ga). Seu arcabouço geológico é constituído pelos gnaisses Alberto Flores e Souza Noschese, bem como as unidades anfibolíticas Candeias e Paraopebas, o Granito Brumadinho, e o Tonalito Samambaia (Carneiro, 1992, Carneiro *et al.*, 1998b).

Teixeira *et al.* (2000) descrevem a assinatura geoquímica dos gnaisses do Complexo Metamórfico Bonfim como semelhantes às suítes TTGs. De maneira geral, os estudos geoquímicos das rochas do Complexo Metamórfico Bonfim permitem

interpretar a formação das mesmas como associadas a ambientes tectônicos de margem convergente (Carneiro *et al.*, 1998a).

#### **2.2.2.3 COMPLEXO PASSA TEMPO**

O segmento crustal encontrado nas imediações do município de Passa Tempo, denominado de Complexo Metamórfico Passa Tempo (Fiumari *et al.*, 1985), compreende gnaisses que variam de composição tonalítica à granítica, granitoides, migmatitos, bem como rochas ultramáficas e máficas (Campos *et al.*, 2003). É limitado a sul pelo Cinturão Mineiro, a sudoeste pelo CMCB e a sudoeste pelo CMB. Rochas gnáissicas desse complexo apresentam bandamentos com mergulho N-NE e N-NW possivelmente relacionados à Zona de Cisalhamento Jaceaba-Bom Sucesso (Campos, 2004).

Composto por rochas da fácies granulito, apresenta deformação de alto grau, do tipo dúctil. É formado principalmente por rochas gnáissicas, que exibem bandamento NNW e lentes subordinadas de gabros. Migmatitos na área em questão são subordinados, enquanto plútons granodioríticos e álcali-graníticos são encontrados localmente. Esses plútons são produtos da anatexia crustal, contemporânea ao metamorfismo de alto grau (Engler *et al.*, 2002, Teixeira *et al.*, 2017).

#### **2.2.3 SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS**

O Supergrupo Rio das Velhas é usualmente dividido entre Grupo Nova Lima (Inferior) e Grupo Maquiné (Superior). O Grupo Nova Lima é composto por uma intercalação de rochas de origem sedimentar e vulcânica, que através da ação de processos metamórficos hidrotermais e forças cisalhantes, geraram xisto, xistos cloríticos e filitos (Endo *et al.*, 2020). São observadas também *BIFs*, meta-dolomitos, quartzitos, metagrauvacas, e uma formação conhecida como Lapa Seca (quartzo-ankerita xisto), que hospeda depósitos auríferos (Dorr, 1969, Vial *et al.*, 2007). O Grupo Maquiné é uma unidade molássica, que sobrepõe o Grupo Nova Lima por um contato gradacional discordante (Gair, 1962). É constituído pelos sericita filito, quartzo-clorita xisto e xistos presentes na Formação Palmital (Inferior) e os quartzitos, metaconglomerados e metadiamicctitos da Formação Casa Forte (Superior) (Endo *et*

*al.*, 2020). É dado o nome de Grupo Quebra Ossos para o conjunto de rochas vulcânicas ultramáficas que aparecem na borda leste do QFe (Endo *et al.*, 2019).

Essa sucessão de rochas é típica de sequências do tipo *greenstone belt*, caracterizado pela associação de rochas metavulcânicas máfica-ultramáficas e félsicas, metavulcanoclásticas, metavulcanossedimentar química, metassedimentar clástica marinha e metassedimentar costeira (Baltazar e Zuchetti, 2007).

#### **2.2.4 SUPERGRUPO MINAS**

O Supergrupo Minas é um pacote metassedimentar correspondente a uma sucessão marinha de idade paleoproterozoica, com idades de deposição entre 2584 e 2420 Ma (Hartmann *et al.*, 2006, Babinski *et al.*, 1995). Endo *et al.* (2019) propôs a atualização do conceito do Supergrupo Minas, dividindo-o em Supergrupo Minas e Supergrupo Estrada Real. O Supergrupo Minas é composto pelos grupos Tamanduá, Caraça, Itabira e Piracicaba, e representa um dos estágios evolutivos de uma bacia de margem passiva (Alkmim e Martins Neto, 2012).

Os grupos Tamanduá e Caraça (Dorr *et al.*, 1957, Dorr 1969) são constituídos principalmente por psamitos, além de pelitos e conglomerados subordinados. Esses últimos registram a fase *rift*, e a transição para o desenvolvimento de uma margem passiva (Alkmim e Marshak 1998). O Grupo Itabira (Dorr *et al.*, 1957) é composto por rochas metassedimentares de origem marinha, e é considerado por Alkmim e Marshak (1998) como registro integral da bacia de margem passiva. Dentro desse grupo, destaca-se a formação Cauê, que consiste em itabiritos, itabiritos dolomíticos, itabiritos anfíbolíticos, além de filitos, quartzitos e mármore. Segundo Inachvili (2014), a formação Cauê é correlata à Sequência Morro do Ferro, onde se encontram as rochas que hospedam o minério da mina Morro dos Coelhos. O Grupo Piracicaba é também composto por rochas metassedimentares marinhas.

##### **2.2.4.1 GRUPO ITABIRA**

A sequência estratigráfica do Supergrupo Minas pode ser dividida em duas megassequências principais, sendo a primeira delas uma sequência fluvial deltaica e marinha plataformar, englobando os Grupos Caraça, Itabira, Tamanduá e Piracicaba,

enquanto a segunda é representada pelos depósitos marinhos imaturos do grupo Sabará (Rosière e Chemale Jr. 2000).

O Grupo Itabira é uma sequência predominantemente marinha, depositada sobre a sequência clástica progradante do grupo Caraça, com idade aproximada de 2520 Ma (Romano, 1989, Renger *et al.*, 1994, Noce, 1995, Machado *et al.*, 1996). O Grupo Itabira é dividido em uma unidade inferior, representada pelos itabiritos, itabiritos dolomíticos, itabiritos anfibolíticos e, subordinadamente, de filitos, quartzitos e mármore da Formação Cauê, e uma unidade superior, representada por mármore dolomíticos, filitos dolomíticos, dolomitos ferruginosos, filitos e itabiritos da Formação Gandarela (Rosière e Chemale Jr., 2000, Endo *et al.*, 2020).

#### **2.2.5 SUPERGRUPO ESTRADA REAL**

O Supergrupo Estrada Real (Endo *et al.*, 2019), foi criado a partir da junção dos Grupos Sabará e Itacolomi, propostos por Teixeira da Costa (1961). Ele representa uma sucessão do tipo *flysch* e molassas sin-orogênicas. O Grupo Sabará, composto por rochas metassedimentares marinhas, é dividido nas formações Saramenha (Gair *et al.*, 1958), Catarina Mendes (Freitas *et al.*, 2019) e Córrego do Germano (Endo *et al.*, 2019a, b) e tem idades de deposição próxima a 2125 Ma (Machado *et al.*, 1996). Ele é interpretado como uma sequência *flysch*, depositada em ambiente de leque submarino, marcando a inversão da margem passiva (Dorr 1969, Alkmin e Marshak 1998).

Em contraste, o Grupo Itacolomi é datado em aproximadamente 2050 Ma (Machado *et al.*, 1996), e é interpretado como uma sequência molássica, com contato erosivo discordante com o Grupo Sabará. Nele são observados arenitos grossos, conglomerados polimíticos, contendo clastos de BIFs, que atuam como evidência de lagos ou mares restritos, que existiram durante a fase de colapso da orogenia transamazônica, no Paleoproterozoico (Dorr, 1969; Alkmin e Marshak, 1998).

#### **2.2.6 SUÍTES INTRUSIVAS**

As intrusões máficas e ultramáficas aparecem em todo o QFe, sendo mais relevantes nos domínios do Complexo Metamórfico Santo Antônio do Pirapetinga (Raposo, 1991 *in* Endo *et al.*, 2020). São destacadas duas suítes, sendo a primeira delas Suíte Santa Rita de Ouro Preto, marcada por magmatismo ultramáfico intrusivo em unidades metassedimentares paleoproterozoicas, e a Suíte Catas Altas da Noruega, representada por um magmatismo máfico subsequente, com idades de aproximadamente 1715 Ma (Silva *et al.*, 1995; Carmo, 2023).

### 2.2.7 COBERTURAS CENOZOICAS

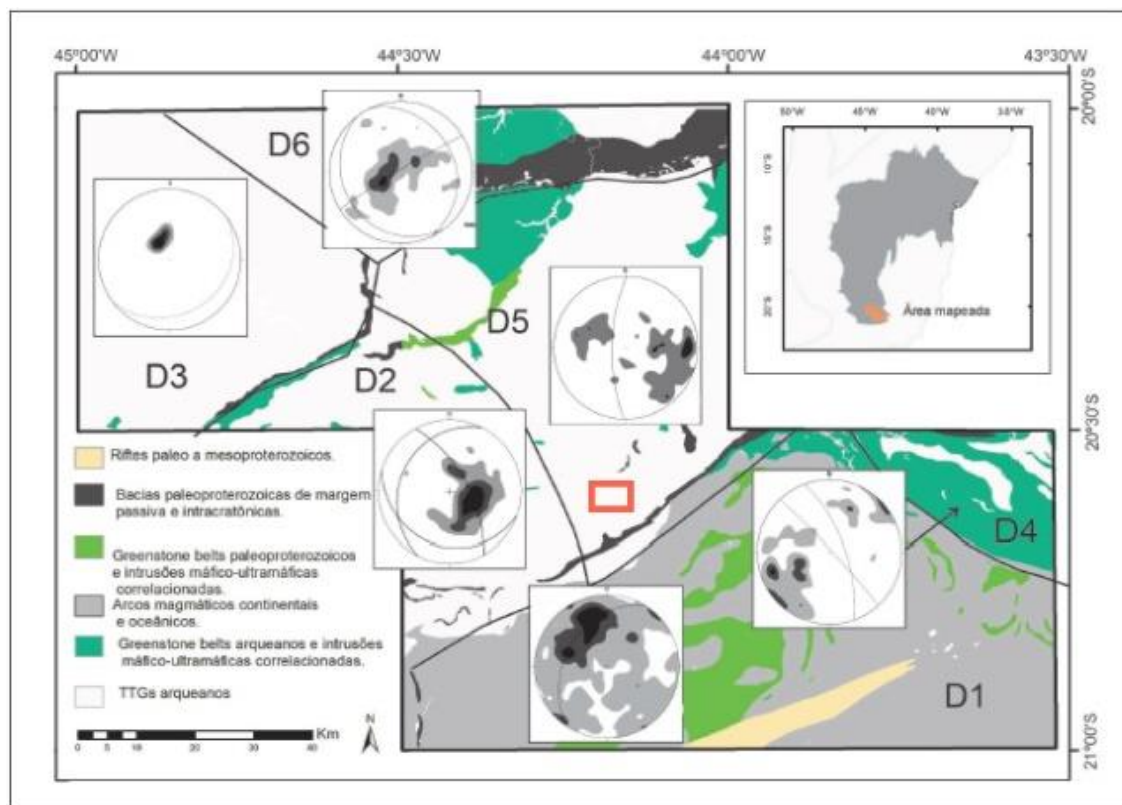
Coberturas de idade cenozoica aparecem espalhadas por toda a extensão do QFe, mas seus principais depósitos são restritos às bacias do Fonseca (Dorr, 1969; Maxwell, 1972), Gandarela e Gongo Soco (Endo *et al.*, 2020). As coberturas cenozoicas são representadas por depósitos elúvio-coluvionares, detrítico-laterítico, e pontualmente, depósitos aluvionares. No que diz respeito aos depósitos elúvio-coluvionares, é possível a identificação de *BIFs* descontínuas, bem como unidades quartzíticas, onde são encontrados depósitos de talus (Endo *et al.*, 2020).

## 2.3 ARCABOUÇO ESTRUTURAL

Relativo ao sul do CSF, os registros da deformação Transamazônica nas unidades arqueanas e paleoproterozoicas apresentam uma forte influência estrutural dos extensos lineamentos transcorrentes. Esses possuem orientação NE-SW, paralelos ao Cinturão Mineiro. Os principais lineamentos com orientação NE-SW são o Lineamento Jeceaba-Bom Sucesso, e a Zona de Cisalhamento Cláudio. Estruturas NW-SE subordinadas imprimem deformação direcional, e estabelecem alguns limites tectônicos.

A partir de diagramas de contorno para polos de foliação, Baltazar *et al.* (2021) divide a região sul do CSF em seis domínios tectônicos distintos (**FIG. 2.4**). A mina Morro dos Coelhos pertence ao domínio D5, identificado como terrenos dominados por granitoides neoarqueanos e gnaisses mesoarqueanos do Complexo Bonfim.

**Figura 2.4** - Domínios tectônicos do sul do CSF, com a delimitação da área da mina Morro dos Coelhos.



**Fonte:** Modificado de Baltazar *et al.*, 2021 – CPRM, p. 141.

O principal estilo de deformação encontrado na região é identificado como deformação tangencial. É representado pela geração de milonitos e foliações de baixo e médio ângulo, relacionadas aos processos orogênicos colisionais resultantes da inserção do Cinturão Mineiro. A estruturação da área é controlada pelas direções principais NW-SE e NE-SW, acompanhando os grandes lineamentos regionais (Baltazar *et al.*, 2021).

No domínio D5, a deformação ocorrida no substrato arqueano gerou foliações miloníticas de transposição e baixo ângulo. Essas foliações formaram um padrão de foliação lenticularizado, anastomosado, e com dobras intrafoliais no bandamento gnáissico pré-existente. Dentro desse domínio, a deformação paleoproterozoica se relaciona à reorganização geométrica das estruturas, com rotação e verticalização das foliações.

O estágio colisional do Cinturão Mineiro produziu também uma estruturação N-S bem-marcada entre os gnaisses dos complexos metamórficos Bonfim e Passa Tempo. Essas estruturas são lineamentos semi-contínuos, que foram deslocados por uma tectônica rúptil posterior. Nos blocos paleoproterozoicos, tais lineamentos são marcados por zonas de cisalhamento discretas caracterizadas nos diversos

granitoides, com foliações protomiloníticas a miloníticas de alto ângulo, subverticais. Apresentam uma importante componente direcional de deslocamento, identificada em alguns locais por feições como *boudins* e eixos de dobras subverticais.

Outro tipo de deformação identificada na região é a deformação do tipo transcorrente. Zonas de cisalhamento transcorrentes são estruturas superimpostas à deformação tangencial regional. São correlatas aos estágios tardios do Evento Transamazônico, ou a eventos posteriores.

Nas proximidades da mina Morro dos Coelhos, Baltazar *et al.*, (2021) identificam 3 principais direções de estruturas. São essas:

**Lineamentos E-W** – Falhas direcionais, que correspondem a estruturas reativadas nos estágios tardios das orogêneses paleoproterozoicas fora do Cráton Amazônico. Suas estruturas mesoscópicas são foliações de transposição e bandas de cisalhamento com espessuras de até 1 metro e extensões de poucas dezenas de metros. Todos estes lineamentos podem ter sido ativos durante o Evento Transamazônico (Paleoproterozoico) em regime transcorrente dúctil e mostram também evidências de reativações posteriores em regime rúptil. Estruturas similares, provavelmente de idade arqueana, são descritas no interior do QFe como, por exemplo, a zona de cisalhamento Bem-Te-Vi (Baltazar e Zuchetti 2007).

**Lineamentos N-S** – Lineamentos quase contínuos, deslocados por tectônica rúptil posterior. São bem-marcados em imagens multiespectrais e mapas magnetométricos. As estruturas mesoscópicas correspondentes são caracterizadas como estreitas e discretas zonas de milonitos e protomilonitos, com foliações miloníticas subverticais.

**Lineamentos NE-SW** – Representam uma componente de reativação em regime dúctil transcorrente/oblíquo dos grandes lineamentos da área. A sudeste da mina Morro dos Coelhos, encontra-se o lineamento Jeceaba-Bom Sucesso.

O Lineamento Jeceaba-Bom Sucesso (LJBS) é uma descontinuidade crustal, evidenciada por forte anomalia magnética. Esse lineamento se estende desde a região sul do QFe até as imediações das cidades de Bom Sucesso e Ibituruna.

Estruturas planares desse lineamento apresentam atitude máxima N60E/60SE (Baltazar *et al.*, 2021.). Estão registradas em rochas metassedimentares do Supergrupo Minas. Em diversos pontos da estrutura, essa foliação NE-SW é deslocada por zonas de cisalhamento, de direções WNW-ESE e NNW-SSE.

Apresenta foliação milonítica de direção NNW-SSE, bem caracterizada nos quartzitos da região.

Segundo Campos e Carneiro (2008), o Lineamento Jeceaba-Bom Sucesso separa duas unidades crustais distintas, um continente neoarqueano e um terreno de acreção Paleoproterozoico, de oeste para leste respectivamente. Tais unidades são consequência de uma sucessão de episódios de acreção via subducção de placas em um ambiente de margem convergente, possivelmente envolvendo diferentes segmentos de um arco de ilhas e o continente consolidado no final do Neoarqueano.

## 2.4 EVOLUÇÃO TECTÔNICA

O sul do CSF apresenta distintos complexos granito-gnáissicos arqueanos (Campo Belo, Santa Bárbara, Belo Horizonte, Bonfim e Passatempo.). Esses complexos metamórficos apresentam metamorfismo de grau médio a alto. A evolução tectônica da região passa por diversos episódios orogênicos arqueanos (**Tab. 2-1 e 2-2**).

**Tabela 2-1** - Características da evolução arqueana do sul do CSF

| Evento                                                           | Idade U-Pb (Ga)        | Características geológicas/tectônica                                                        |
|------------------------------------------------------------------|------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------|
| Neoarqueano / início do Neoproterozoico                          | -                      | Exumação crustal e estabilidade tectônica do bloco continental.                             |
| Neoarqueano 2: Orogenia Rio das Velhas/Jequié (episódio tardio). | 2.72-2.70<br>2.61-2.55 | Complexo Passa Tempo: retrabalhamento crustal sob condições de fácies granulito e tectônica |

|                                                                   |           |                                                                                                                                                                          |
|-------------------------------------------------------------------|-----------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|                                                                   |           | colisional. Rochas metassedimentares de alto grau. Zona de cisalhamento Cláudio.                                                                                         |
| Neoarqueano 1: Orogenia Rio das Velhas/Jequié (episódio inicial). | 2.80-2.75 | Terrenos greenstone graníticos. Acresção dos complexos Bonfim e Belo Horizonte, bem como domos gnáissicos e migmatitos no QFe. Condições regionais de fácies anfibolito. |

Fonte: Teixeira *et al.*, 2017, p. 33.

**Tabela 2-2** - Características da evolução arqueana do sul do CSF (Teixeira *et al.*, 2017).

|                                                           |           |                                                                                                                                                                                                                                                                                             |
|-----------------------------------------------------------|-----------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Mesoarqueano 2:<br>Orogenia Campo<br>Belo/Santa Bárbara   | 3.05-2.92 | Acúmulo magmático progressivo (terreno granito-greenstone). Gnaisses TTG juvenis e migmatitos. Complexo Campo Belo e domos de Santa Bárbara e Bação (QFe). Metamorfismo regional de médio grau. Cinturões de greenstone (dismembrados): Piumhi, Rio Paraúna, Barbacena, Fortaleza de Minas. |
| Mesoarqueano 1:<br>Orogenia Campo<br>Belo/Santa Bárbara). | 3.22-3.20 | Geração juvenil de gnaisses TTG (terreno de médio a alto grau):                                                                                                                                                                                                                             |

|                                  |      |                                             |
|----------------------------------|------|---------------------------------------------|
|                                  |      | Complexo Campo Belo e domo de Santa Bárbara |
| Paleoarqueano (Núcleo arqueano). | >3.3 |                                             |

Fonte: Teixeira *et al.*, 2017, p. 33.

O Ciclo Jequié, entre 2,90 e 2,60 Ga. seria responsável pela consolidação dos terrenos granito-*greenstone*, resultando na orogenia Rio das Velhas. Durante esse período, a formação do *Greenstone Belt* Rio das Velhas, em conjunto com o retrabalhamento da crosta arqueana existente gerou a individualização de corpos tonalíticos, granodioríticos e graníticos (Carneiro, 1992).

Alkmin e Marshak (1998) sugerem que a formação dos terrenos granito-*greenstone* se deu a partir dos complexos granito-gnáissicos, correspondentes ao embasamento da sequência Rio das Velhas. Simultaneamente a essa fase, ocorreria plutonismo intermediário, estabelecendo os complexos metamórficos que circundam a região.

Renger *et al.*, (1994) indica que um evento extensional teria instalado um *rift* continental, que viria a evoluir para uma bacia de margem passiva entre 2,60 e 2,40 Ga. Isso é corroborado pela distribuição das fácies e ambientes deposicionais dos grupos Caraça, Itabira e Piracicaba.

O Evento Transamazônico, de idade inferior, foi dividido por Alkmin e Marshak (1998) em duas fases. A primeira delas (2,12 Ga.) de caráter colisional, e a segunda (2,09 Ga.) de caráter extensional. A fase colisional foi responsável pelo fechamento da Bacia Minas, juntamente com a deposição do Grupo Sabará. Durante essa fase, ocorreu a aglomeração de um microcontinente, gerando o Cinturão Mineiro. Em contrapartida, a fase extensional foi originada a partir de um colapso orogênico que teve como consequência a deposição do Grupo Itacolomi.

Há cerca de 1,75 Ga. as massas continentais aglomeradas durante a Orogenia Transamazônica foram submetidas a um processo de rifteamento, associado a um magmatismo bimodal (Brito Neves *et al.*, 1996).

### 3 METALOGÊNESE

### 3.1 INTRODUÇÃO

Rochas ferruginosas ocorrem desde o Arqueano até o Fanerozoico e abrigam vários tipos de depósitos, dentre os quais as *BIFs* são as principais ocorrências, e sua maior expressão está relacionada ao Pré-Cambriano (Zapparoli *et al.*, 2020). Essas rochas são resistentes aos processos erosivos, são de fácil reconhecimento, e funcionam como marcadores estratigráficos, ambientais e temporais no registro geológico.

James (1954) define as rochas que contêm teor de ferro maior do que 15% como formações ferríferas. Essas podem ser divididas em 2 tipos principais Formações Ferríferas Bandadas (*BIF*) e Formações Ferríferas Granulares (*GIF*), sendo a que a primeira ocorre em sequências arqueanas, paleoproterozoicas e neoproterozoicas (Bekker *et al.*, 2010), enquanto a segunda está restrita a sucessões paleoproterozoicas.

Os maiores volumes dessas rochas são geocronologicamente colocadas em torno de 2.400 Ma, período em que ocorreu o Grande Evento de Oxigenação (*Great Oxidation Event* ou GOE). Durante esse período, a atmosfera terrestre migrou de uma condição redutora para uma condição oxidante, permitindo o transporte de íons de ferro dissolvidos em ambientes marinhos, e por consequência, a deposição dele.

Gross (1980) dividiu as *BIFs* nos tipos Lago Superior e Algoma, embora, realisticamente, seja mais correto tratar essas formações como um espectro (Bekker *et al.*, 2012). *BIFs* do tipo Algoma são geneticamente relacionados a sequências vulcano-sedimentares dentro dos *greenstone belts*. São considerados produtos de processos hidrotermais, relacionados ao vulcanismo submarino (Gross, 1980; Gross, 1983). As *BIFs* do tipo Lago Superior são correlacionadas a unidades Paleoproterozoicas. Seu ambiente deposicional é identificado como plataformas continentais *proximais*, devido a estarem tipicamente intercaladas com carbonatos, quartzo arenitos e folhelhos negros (Bekker *et al.*, 2010).

### 3.2 MINÉRIOS DE ALTO TEOR

Os minérios de ferro de alto teor (>60% Fe) ocorrem em corpos, horizontes ou veios hematíticos, e por vezes magnetíticos, associados a *BIFs* e *GIFs*, sem a

presença de minerais portadores de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , P e álcalis. Seu enriquecimento se deve a processos deformacionais e hidrotermais (Hipogênicos) ou supergênicos. É comum a sobreposição de diversos destes processos (Zaparolli *et al.*, 2020.)

De acordo com Rosière e Chemale Jr. (2000) possível dividir os minérios de ferro de alto teor em três tipos distintos:

- a) Processos intempéricos ou supergênicos (de caráter não deformacionais);
- b) Processos deformacionais (de caráter deformacional);
- c) Processos hidrotermais (de caráter não deformacional);

A incidência de dois ou três desses processos provoca a geração de corpos de grande dimensão, com teores altos e homogêneos (Rosière e Chemale Jr. 2000).

Os minérios do primeiro tipo possuem corpos normalmente concordantes/paralelos ao bandamento presente nas BIFs. Não apresentam condicionamento genético relacionado a estruturas tectônicas, entretanto, essas estruturas podem auxiliar na percolação de fluidos superficiais. Minérios do segundo tipo são discordantes ao bandamento composicional, sendo diretamente relacionados à deformação. O terceiro tipo trata de minérios enriquecidos pelos processos hidrotermais. São discordantes ao bandamento composicional das BIFs encaixantes, e mostram uma correlação direta com a presença de corpos intrusivos. Soluções hidrotermais ascendentes derivadas de corpos magmáticos tem sido aceitas por diversos autores como responsáveis pelas mineralizações (Gruner 1930, *in* Alvarenga 2023).

Dorr (1969) interpreta os depósitos de minério de ferro do QFe como resultantes da mineralização por fluidos sin-orôgenicos durante a chamada “orogênese pós-Itacolomi”. Rosière e Chemale Jr. (1991) determinam a influência de pelo menos dois ciclos orogênicos. O primeiro deles, o ciclo Transamazônico, de idade paleoproterozoica (2.1 – 2.0 Ga), e o Brasileiro, de idade neoproterozoica (0.65 – 0.5 Ga). Eles provocaram uma grande variedade de estruturas e texturas. A complexidade estrutural relacionada à superposição de eventos tectono-termiais, seguida de uma extensa sequência de processos exógenos geraram diversos pulsos oxidantes e mineralizantes.

Tratando-se especificamente de itabiritos, os principais produtos de ação intempérica estão descritos na **(TAB. 3)** abaixo.

**Tabela 3-1** - Características principais dos produtos de intemperismo.

| Tipos Intemperizados        | Características Principais                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    |
|-----------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Canga e Rolado              | Placas e blocos de hematita em cimento limonítico/goethítico. Magnetita, hematita, diferentes hidróxidos e óxidos de Fe e Mn e fosfatos secundários estão presentes. Relictos de bandamento primário ou tectônico pode ser distinguido eventualmente (canga estruturada).                                                                     |
| Minério e Itabirito Friável | Desintegra-se em placas. Bandamento e xistosidade ainda é reconhecível. Goethita e limonita estão presentes nas variedades magnetíticas. Quartzo friável ocorre em diferentes proporções. Bandas dolomíticas alteram em material argiloso, higroscópico de cor ocre a avermelhada. Pseudomorfos de limonita/goethita em anfibólios e clorita. |
| Chapinha                    | Itabirito semi-friável bandado com clivagem conspícua paralela ao bandamento. O bandamento desintegra em placas de espessura milimétrica. Quartzo extensivamente lixiviado                                                                                                                                                                    |

**Fonte:** Rosière e Chemale Jr. (2000, p. 41).

#### 4 GEOLOGIA LOCAL

Ao longo do trabalho, foram realizadas duas visitas de campo à mina Morro dos Coelhos. A primeira teve como objetivo um percurso geral da mina, com foco na observação de afloramentos presentes nos taludes e cavas. A segunda concentrou-se na descrição de dois furos de sondagem rotativa diamantadas.

Com base nos estudos referenciados neste trabalho e nas visitas de campo, foi elaborado um levantamento geológico regional, juntamente com um levantamento petrográfico relacionado às sondagens analisadas.

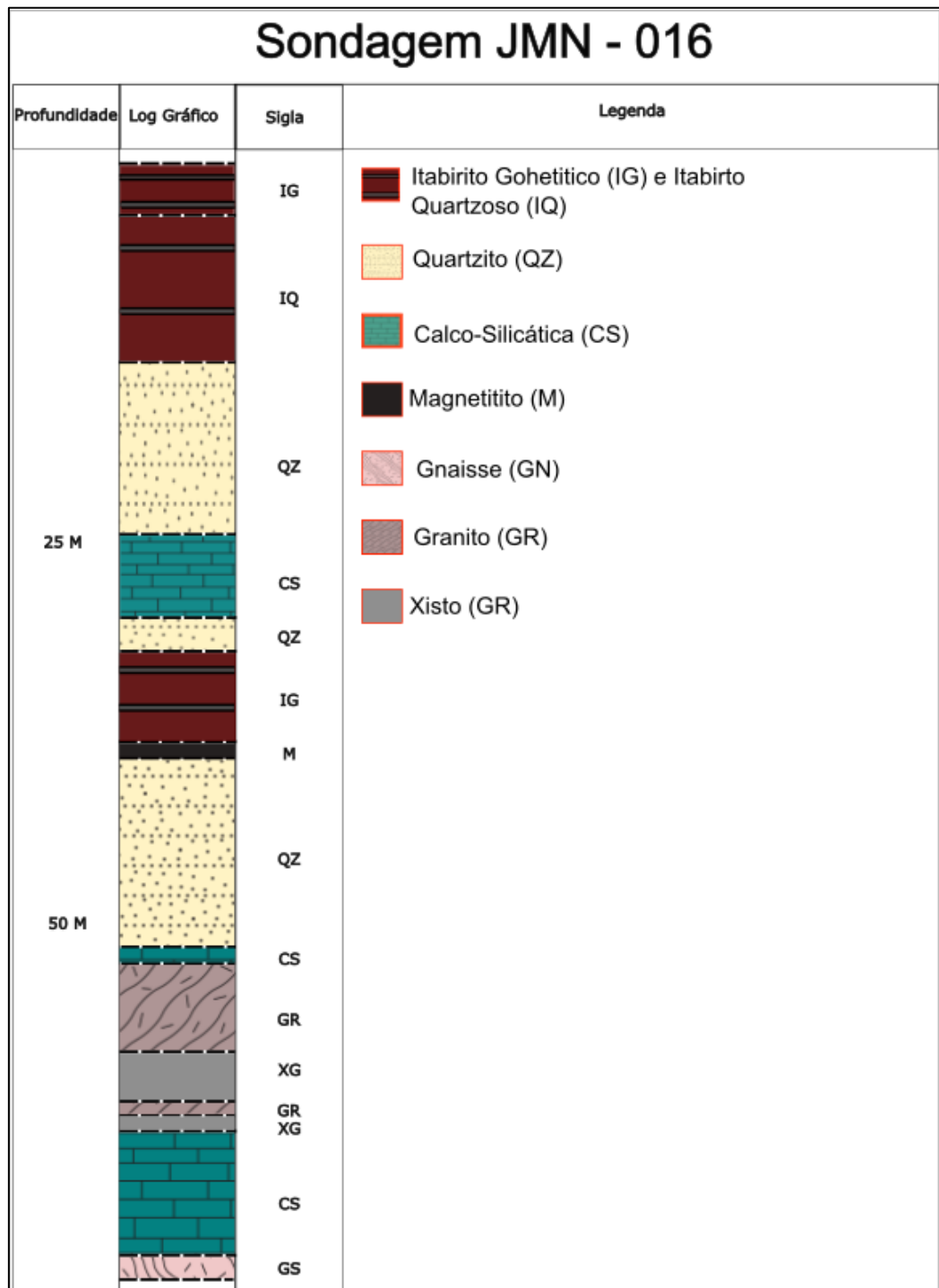
No local, destacam-se as unidades litológicas cristalinas, principalmente aquelas associadas aos gnaisses, migmatitos e granitos do Complexo Metamórfico Passa-Tempo. Grandes afloramentos de itabiritos, quartzitos e rochas calcossilicáticas compõem a sequência supracrustal presente na área. Cortando essa sequência, ocorrem intrusões de diques graníticos indeformados, bem como diques de composição gabroica.

#### **4.1 UNIDADES LITOLÓGICAS**

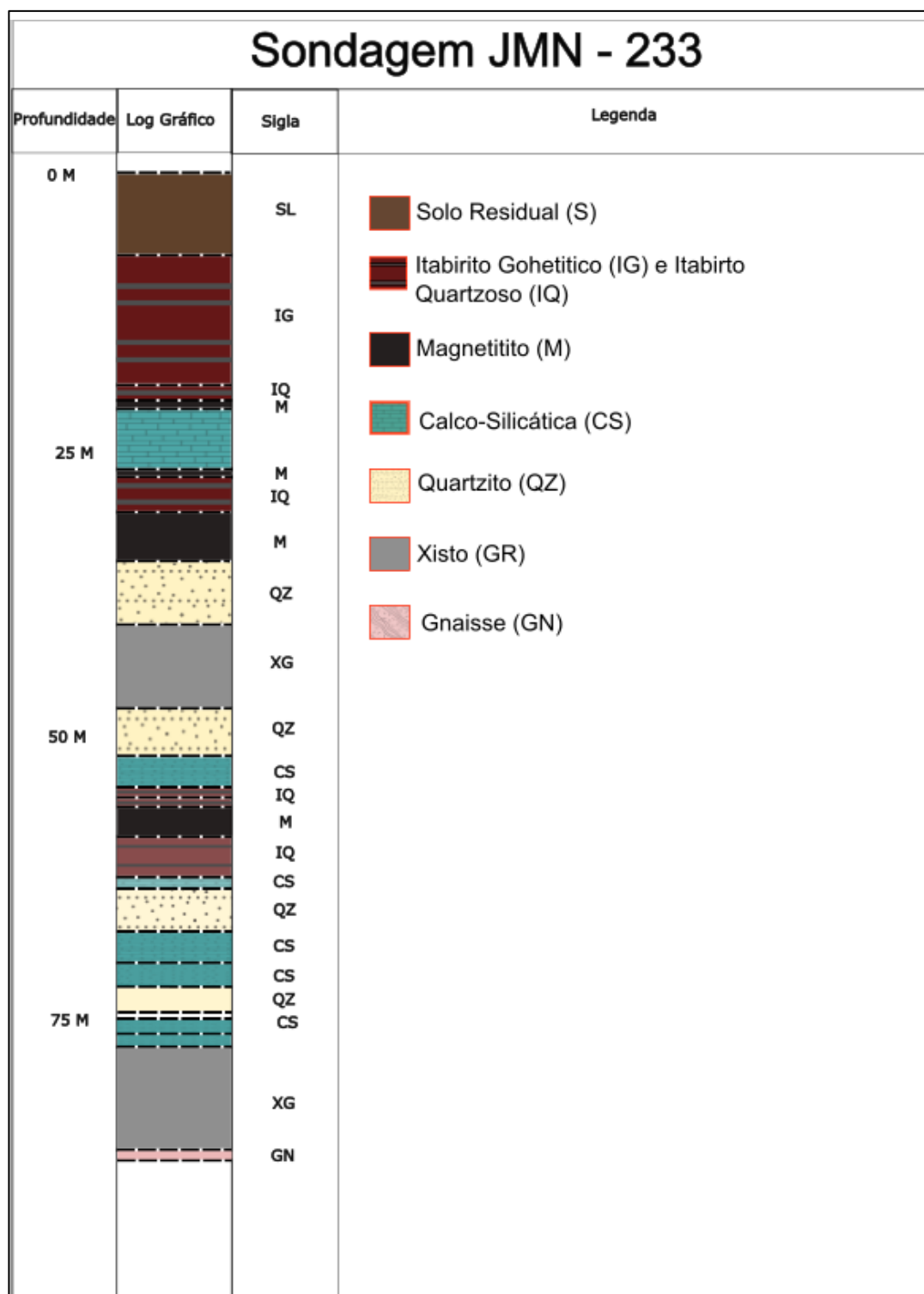
Estratigraficamente, a mina Morro dos Coelhos apresenta uma complexa associação de camadas, muitas vezes duplicadas devido a falhamentos reversos e dobramentos. A estruturação geral segue a direção E-W, com mergulhos predominantemente para o norte.

O minério de ferro presente na mina é constituído principalmente por itabiritos (friáveis e compactos), quartzitos friáveis e corpos de magnetitito. Os itabiritos foram reconhecidos e divididos em 2 tipos principais. São eles: itabiritos goethíticos e itabiritos quartzosos. A **FIG. 4-1** e **FIG. 4-2** mostram os 2 perfis com a descrição dos dois furos de sondagem criados a partir da descrição dos furos de sondagem fornecidos pela empresa.

**Figura 4.1** – Log de Sondagem do Furo 016. (Legenda à direita, representando os presentes litotipos).



**Figura 4.2** - Log de Sondagem do Furo 233. (Legenda a direita, representando os presentes litotipos).



O itabirito goethítico aparece no topo de ambas as sondagens descritas, e na sondagem 233 se repete em faixas mais profundas (**FIG. 4-2; FIG. 4-3**). Ele é friável, com bandas de quartzo e óxido de ferro bem distribuídas. Sua composição principal observada em lupa é magnetita/hematita e quartzo. É possível observar ainda a presença de óxido de manganês disseminado. Apresenta coloração marrom escura,

intercalada com as faixas mais claras de quartzo. Em geral, seus cristais de quartzo apresentam granulação média a grossa, com tamanho variando até 3 mm. Apresenta magnetismo suave quando localizado no topo das sequências. As amostras localizadas em faixas mais profundas apresentam um magnetismo mais intenso. Isso reflete o processo de martitização mais acentuado nos níveis superficiais. A camada mais próxima da superfície apresenta uma média de 5 metros de espessura, enquanto as camadas mais profundas variam entre 5 e 1,5 metros. Em ambas as sondagens analisadas, o itabirito goethítico representa o topo da sequência, e altera para o itabirito quartzoso, de forma gradual, com visto no Log de sondagem 233 (**FIG. 4-2**).

**Figura 4.3** — Testemunho de sondagem de itabirito goethítico compacto. Bandas de quartzo e óxido e hidróxidos de ferro bem delimitadas. Diâmetro Hq (6,35 cm).



**Fonte:** Autor, 2025.

O itabirito quartzoso (**FIG. 4-4**) por sua vez apresenta caráter friável nas camadas mais próximas à superfície, em ambas as sondagens (**FIG. 4-1** e **FIG. 4-2**).

Nas camadas inferiores, ele é semi-compacto, possibilitando a observação de fraturas. Possui coloração também marrom escura, com bandas de quartzo e óxido de ferro bem definidas, principalmente nas porções mais profundas. Possui granulação crescente do topo para a base, chegando até 5 mm. Nesse litotipo é possível observar a presença de sulfetos (pirita). Sua composição principal é quartzo, hematita, e nas porções superiores, ocorrem níveis centimétricos de magnetita.

O contato inferior com o quartzito é marcado por um nível métrico de magnetita, observado na sondagem 233 (**FIG. 4-2**). O corpo de itabirito quartzoso mais próximo à superfície tem espessura média de 6 metros, enquanto os outros apresentam espessura variada, muitas vezes ocorrendo como intercalações dentro do pacote de itabirito goethítico. Em algumas partes, ocorre a remobilização de magnetita, cortando o bandamento.

**Figura 4.4** - Amostra de mão de itabirito quartzoso compacto. Bandas de quartzo e óxido de ferro bem delimitadas. Diâmetro Hq (6,35 cm).



**Fonte:** Autor, 2025.

O segundo tipo de minério presente na mina é o magnetitito (**FIG. 4-5** e **FIG. 4-6**). Ele ocorre na forma de lentes encaixadas entre camadas de quartzito e itabirito

compacto (**FIG. 4-7**), varia de friável nas faixas mais superficiais, até compacto nos corpos mais profundos. De coloração marrom escura e forte brilho metálico, suas ocorrências possuem média de 1,5 metros de espessura, podendo atingir 4 metros, como observado na sondagem 233 (**FIG. 4-2**). Sua textura é granular, e os grãos são bem formados, com cristais que podem atingir 1 cm (**FIG. 4-5**). Possui forte magnetismo, principalmente nas faixas mais compactas. A composição desses corpos é basicamente magnetita, sendo que na sondagem 233 é possível observar o preenchimento das fraturas por argilominerais brancos. Em algumas fraturas ainda é possível observar a presença de sulfetos como a pirita. Os grãos não possuem uma orientação preferencial, e as amostras de mão apresentam um aspecto maciço isotrópico (**FIG. 4-5**). O contato entre as litologias superiores e inferiores é abrupto. Em níveis específicos, é possível observar uma intercalação entre magnetitito e itabirito quartzoso.

**Figuras 4.5** – Amostra de mão de magnetitito compacto, destacando contra a luz os cristais maiores que 1 cm. Diâmetro Hq (6,35 cm).



**Figuras 4.6** – Amostra de mão de magnetitito destacando o intenso magnetismo.



Fonte: Autor, 2025.

**Figura 4.7** - Magnetitito entre camadas de quartzito e itabirito.



Fonte: Autor, 2025.

O quartzito (**FIG. 4-8 e FIG. 4-9**) é o litotipo mais representativos em relação à espessura nas sondagens analisadas. Por isso, apresentam o maior grau de variação entre suas amostras. Apresentam granulometria média em sua maior parte, com variações dentro dos pacotes. Nas camadas mais superficiais, são friáveis, de coloração cinza esbranquiçada típica. As amostras mais profundas alternam entre semi-compactas e compactas. Sua composição principal é quartzo, com níveis de óxido de ferro hidrotermal próximo aos contatos com magnetititos. Em alguns pontos é possível observar a presença de um tipo de argilomineral branco, podendo estar relacionada à alteração de plagioclásios vistos em lâminas desse litotipo (**FIG. 4-8 e 4-9**).

Em algumas faixas também é observada a intercalação de quartzito com rocha calco-silicática, indicando uma possível transição de ambiente deposicional. Seus cristais em média variam entre 1 e 4 mm, com alguns cristais maiores disseminados pelas amostras. Apresenta, em algumas amostras, bandamento incipiente. Nas camadas que fazem contato direto com o magnetito, a quantidade de quartzo aumenta em direção ao contato. A espessura de suas camadas é variável, com média de 3 metros, entretanto, no furo de sondagem 016 (**FIG. 4-1**) observa-se uma camada que pode chegar a 15 metros de espessura.

**Figura 4.8** – Furo de sondagem de quartzito compacto, com presença de argila branca intersticial ocupando o espaço entre os grãos.



Fonte: Autor, 2025.

**Figura 4.9** - Afloramento de quartzito bandado, localizado na mina Morro dos coelhos.



Fonte: Autor, 2025.

A base da camada de quartzito na sondagem 016 (**FIG. 4-1**) encontra-se em contato brusco com uma camada de 7 metros de rocha calciosilicática (**FIG. 4-10** e **FIG. 4-11**). De caráter friável e granulometria variada, as rochas calciosilicáticas são compostas predominantemente por xisto com níveis quartzíticos intercalados. De forma geral, essa camada é marcada pela grande presença de micas, como biotita. Ela reaparece em níveis mais profundos, variando entre semi-compacta e compacta, com espessura menor (média de 2 metros), granulação grossa (até 3 mm) e provável presença de um mineral esverdeado, possivelmente lizardita lizardita (filossilicato de cor verde clara) (**FIG. 4-11**). Sua textura é predominantemente lepidoblástica, com intercalações de mármore e quartzito nesses níveis inferiores.

**Figura 4.10** - Amostra de mão de rocha calco-silicática friável.



Fonte: Autor, 2025.

**Figura 4.11** - Amostra de mão de rocha calco-silicática, com presença de possível lizardita. Diâmetro Hq (6,35cm).



Fonte: Autor, 2025.

Na sondagem 016 (**FIG. 4-1**) ocorre uma camada com aproximadamente 4 metros de espessura de xisto compacto, de textura granolepidoblástica (**FIG. 4-12**). Sua mineralogia principal é marcada por carbonatos, grafita, quartzo, e porfiroblastos de granada. Sua coloração predominante é o cinza, que assume tons mais escuros nas faixas mais profundas. Essa mudança de cor é marcada pelo aumento no teor de grafita presente. Em conjunto, observa-se faixas de óxido de manganês na sequência mais escura. Uma camada de xisto é observada próxima à base da sondagem 233 (**FIG. 4-2**). Ocorre como uma camada decamétrica, com intercalações calco-silicáticas e níveis manganesíferos.

**Figura 4.12** - Camada de xisto granolepidoblástico compacto, com presença de porfiroblastos de granada. Localizada no furo de sondagem 233 (Aproximadamente 60 m de profundidade). Diâmetro Hq (6,35 cm).



**Fonte:** Autor, 2025.

A base das sondagens é representada por um gnaiss granolepidoblástico, de cor esbranquiçada (**FIG. 4-13**). É definido por uma camada com bandas que alternam entre leucocráticas e melanocráticas. Seus cristais podem chegar a 5 mm. Sua mineralogia principal é representada por quartzo, biotita, feldspatos e porfiroblastos de granada. Como representa a base, suas camadas não têm espessura definida, pois o furo de sondagem não atinge seu limite inferior. Em mina, o gnaiss aparece na forma de um saprólito de tons rosados.

**Figura 4.13** - Amostra de mão de gnaiss lepidogranoblástico com bandamento bem definido. Presença de porfiroblastos de granada. Diâmetro Hq (6,35 cm).



**Fonte:** Autor, 2025.

Cortando essa sequência, por meio de um contato discordante, ocorre um corpo de rochas graníticas (**FIG. 4-14**). Na sondagem 016 (**FIG. 4-1**), apresenta espessura de 4 metros, aproximadamente. Inequigranular de caráter friável, esse corpo é marcado pela mineralogia principal de quartzo, biotita, plagioclásio e argilominerais disseminados. Suas fraturas são preenchidas por óxido de manganês.

**Figura 4.14** - Amostra de mão de granito friável alterado, com argilas disseminadas. Diâmetro Hq (6,35 cm).



**Fonte:** Autor, 2025.

## **4.2 DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA**

A descrição microscópica foi direcionada para os litotipos com teores de ferro, importantes economicamente para a mineração do local. A partir das lâminas obtidas (TAB. 1.1), foram separados 4 litotipos distintos para enfoque. São eles:

### **4.2.1 QUARTZITO FERRUGINOSO**

Os quartzitos ferruginosos analisados neste estudo apresentam elevada proporção de quartzo, variando entre 65% e 90%. Seus cristais, de morfologia subidiomórfica à idiomórfica, distribuem-se ao longo da lâmina, com tamanhos entre 0,3 mm e 5 mm. Em algumas zonas, observa-se uma orientação preferencial dos cristais. O quartzo, por vezes fraturado e com contatos bem definidos, pode apresentar

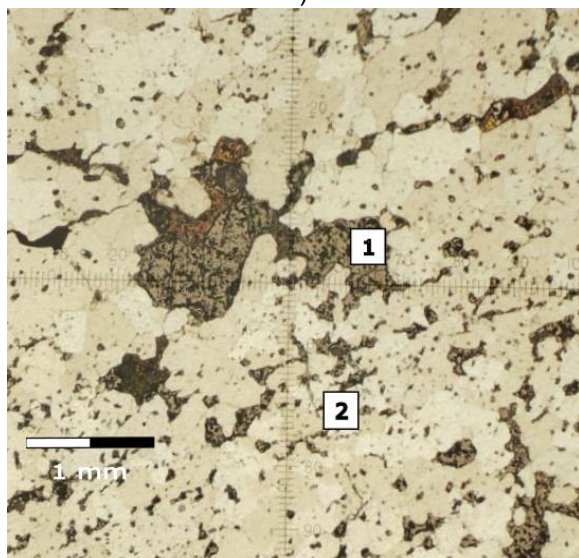
sub-grãos, sugerindo possível crescimento secundário por recristalização dinâmica. Em algumas lâminas, há intercalação de cristais de quartzo com magnetita e hematita.

Os óxidos de ferro, principalmente hematita e magnetita, estão presentes em todas as lâminas desse litotipo, com proporção média de 15%. A hematita ocorre como camadas finas, geralmente associadas a grãos menores de quartzo (0,2 a 0,7 mm), enquanto faixas com grãos maiores (1,0 a 2,0 mm) aparecem intercaladas nessas regiões (**FIG. 4-15** e **FIG. 4-16**). A magnetita, de tamanho variável (0,3 a 3,0 mm), apresenta cristais inequigranulares, idiomórficos, bem fraturados e de alto relevo, em luz refletida, a magnetita apresenta cor cinza-claro a cinza-médio. Tons avermelhados ocorrem apenas com hematita. Esses grãos se dividem em dois grupos principais: os maiores, sem orientação preferencial e distribuídos de forma difusa, por meio de remobilização hidrotermal. Os menores geralmente vem associados ao quartzo, seguindo sua orientação.

Em algumas lâminas, cerca de 15% do volume modal é composto por cristais de plagioclásio, os quais variam entre idiomórficos e subidiomórficos, são bem fraturados e não apresentam orientação preferencial. Sua principal característica diagnóstica é a macla típica desses minerais (**FIG. 4-17** e **FIG. 4-18**).

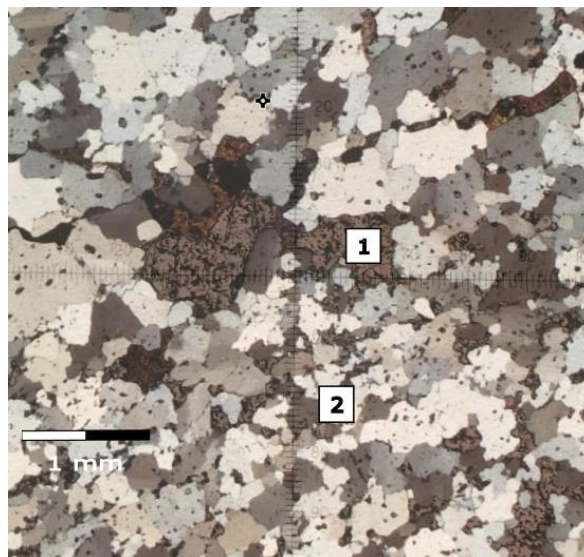
Os minerais secundários identificados incluem biotita (2%), flogopita (2%), pirita (2%) e goethita (3%). Enquanto os três primeiros ocorrem como grãos isolados, sem orientação ou associação preferencial aparente, a goethita aparece entre os contatos de quartzo e magnetita, além de preencher fraturas nesses minerais. O zircão (<1%) foi identificado em todas as lâminas analisadas, sendo considerado mineral acessório.

**Figura 4.15** – Fotomicrografia com aspecto geral da lâmina de quartzito ferruginoso em luz refletida e transmitida, vista a nicois paralelos. (1 - Cristais de magnetita, sem orientação preferencial. 2 – Cristais de quartzo, idiomórficos, com bordas serrilhadas).



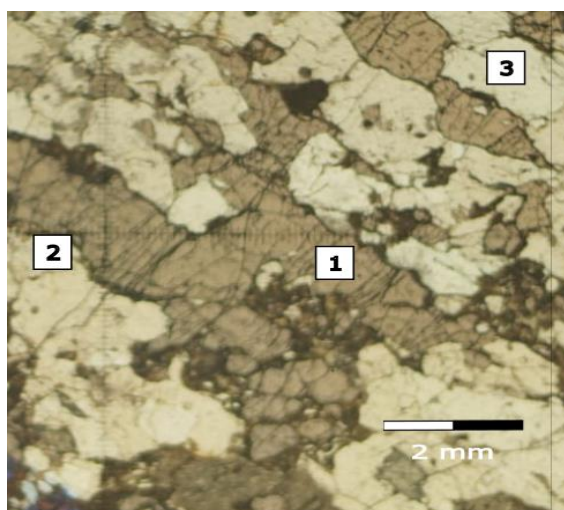
Fonte: Autor, 2025.

**Figura 4.16** – Lâmina de quartzito ferruginoso em luz refletida e transmitida, vista a nicois cruzados. Pode-se observar a presença de uma textura granoblástica, com orientação observada na região superior da lâmina.



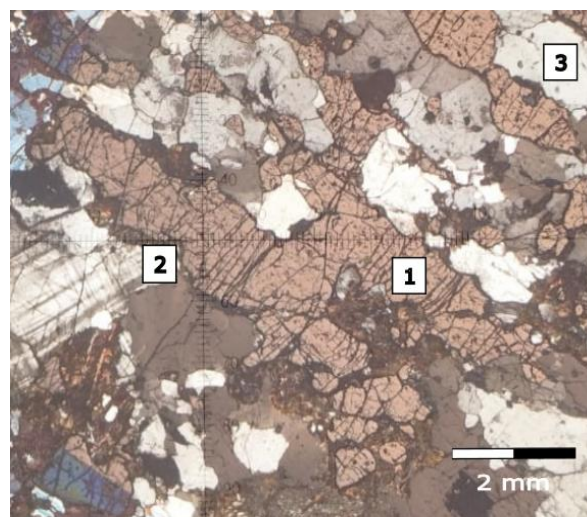
Fonte: Autor, 2025.

**Figura 4.17** – Lâmina de quartzito ferruginoso em luz transmitida e refletida, vista a nicois paralelos. (1 - Cristais de magnetita, 2 – Cristais de plagioclásio, com macla típica. 3 – Cristais de quartzo idiomórficos, sem orientação preferencial).



Fonte: Autor, 2025.

**Figura 4.18** – Lâmina de quartzito ferruginoso em luz transmitida, vista a nicois cruzados. (1 - Grãos de magnetita . 2 – Cristais de plagioclásio, com macla típica xadrez presente na microclina. 3 – Cristais de quartzo idiomórficos, sem orientação preferencial.)



Fonte: Autor, 2025.

#### 4.2.2 ITABIRITO

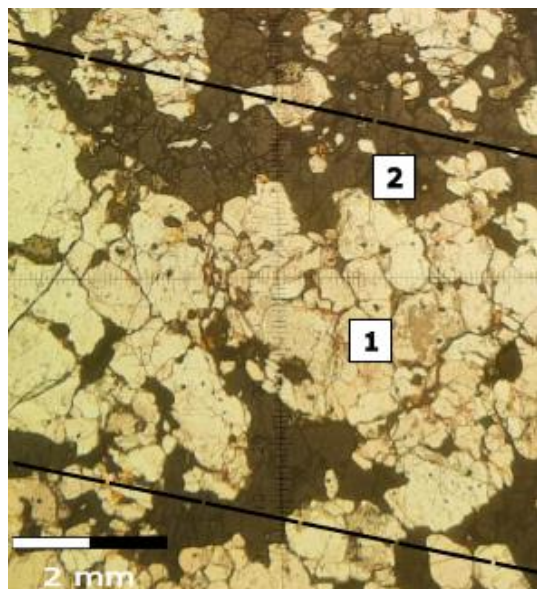
Os itabiritos descritos neste estudo apresentam uma composição relativamente semelhante a dos quartzitos ferruginosos, diferenciando-se principalmente pela proporção de quartzo. Enquanto os quartzitos contêm mais de 70% desse mineral, os itabiritos apresentam cerca de 60%, resultando em uma maior quantidade de magnetita e hematita.

Os cristais de quartzo são inequigranulares, idiomórficos e variam entre 0,1 mm e 4 mm. Em algumas lâminas, observa-se um bandamento caracterizado pela alternância entre quartzo e magnetita, com grãos orientados, geralmente de maior porte (**FIG. 4-19** e **FIG. 4-20**). Não foram identificados subgrãos de quartzo nesse litotipo.

Os grãos de magnetita são idiomórficos, fraturados e apresentam tamanho entre 0,2 mm e 2,5 mm, com cor de reflexão entre cinza claro e cinza amarelado. Apesar da tendência à organização segundo o bandamento, há também grãos menores dispersos, sem orientação preferencial. A magnetita ocupa, em média, 25% do volume das lâminas analisadas. Em algumas regiões são observadas fraturas de até 2 mm preenchidas por magnetita foram observadas.

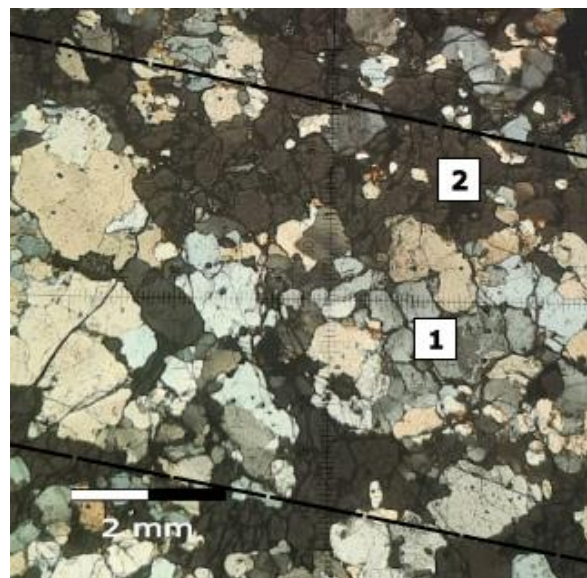
Os minerais secundários incluem pirita (2%), em grãos idiomórficos menores que 0,5 mm e de coloração amarelo-pálida; clorita (2%), com grãos de aproximadamente 0,3 mm; e goethita (5%). Minerais acessórios (<1%) incluem zircão, anfibólio e filossilicatos.

**Figura 4.19** – Lâmina de itabirito quartzoso em luz transmitida, vista a nicóis paralelos. (1 – Grãos de quartzo orientado. 2 – Grãos de magnetita.) Em destaque as bandas de quartzo intercaladas com as bandas de óxido de ferro.



Fonte: Autor, 2025.

**Figura 4.20** - Lâmina de itabirito quartzoso com luz transmitida e nicóis cruzados. (1 – Grãos de quartzo orientado. 2 – Grãos de magnetita.) Em destaque as bandas de quartzo intercaladas com as bandas de óxido de ferro.



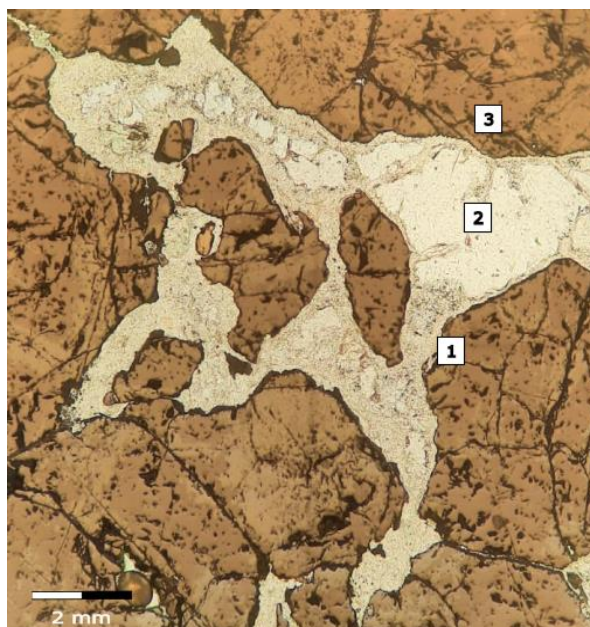
Fonte: Autor, 2025.

### 4.2.3 MAGNETITITO

Foram analisadas três lâminas classificadas como magnetitito, caracterizadas pela elevada proporção de magnetita. Apesar desse traço comum, elas apresentam variações significativas na proporção desse mineral em relação aos demais constituintes. Algumas lâminas são compostas predominantemente por magnetita, enquanto outras exibem uma distribuição mais equilibrada entre os diferentes minerais.

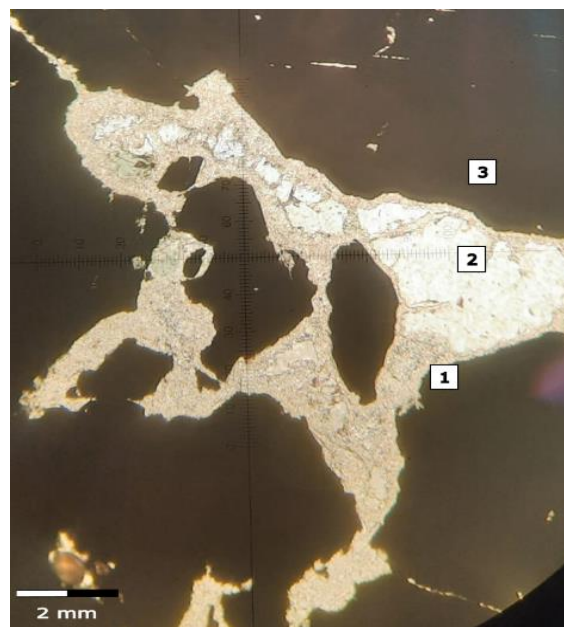
Em luz transmitida, os grãos de magnetita analisados apresentam alto relevo e cor de reflexão cinza, tendendo para um tom de marrom em alguns casos. São majoritariamente idiomórficos, bastante fraturados, e essas fraturas são frequentemente preenchidas por clorita (**FIG. 4-21** e **FIG. 4-22**) e grunerita (**FIG. 4-23** e **FIG. 4-24**). A magnetita corresponde, em média, a 60% do volume modal das lâminas, com grãos variando de 0,5 mm a 6 mm. Não foi observada uma orientação preferencial desses grãos.

**Figura 4.21** – Lâmina delgada de magnetitito em luz refletida. (1) Formação de clorita nas bordas dos cristais de quartzo. (2) Cristais de quartzo intersticiais. (3) Cristais de magnetita.



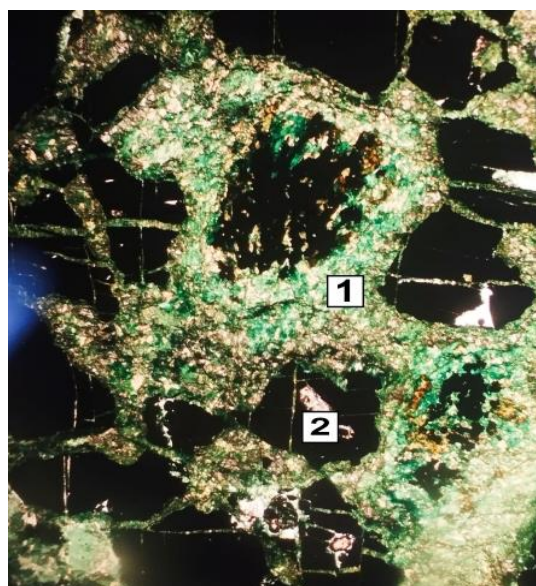
Fonte: Autor, 2025.

**Figura 4.22** - Lâmina delgada de magnetitito em luz transmitida e nicóis paralelos. (1) Formação de clorita nas bordas dos cristais de quartzo. (2) Cristais de quartzo. (3) Cristais de magnetita.



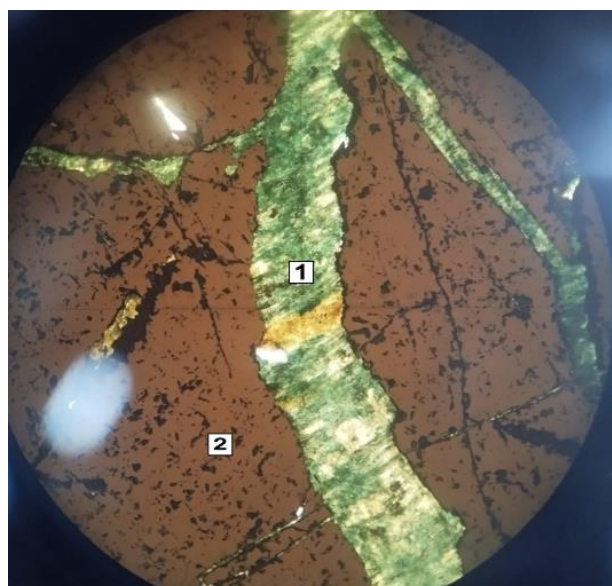
Fonte: Autor, 2025.

**Figura 4.23** - Magnetitito (Luz transmitida) com nicóis cruzados. (1) Preenchimento de espaço entre os grãos por grunerita. (2) Grão de magnetita com grunerita em fraturas.



Fonte: Autor, 2025.

**Figura 4.24** - Magnetitito (Luz refletida.) (1) Preenchimento de espaço entre os grãos por grunerita. (2) Grão de magnetita.



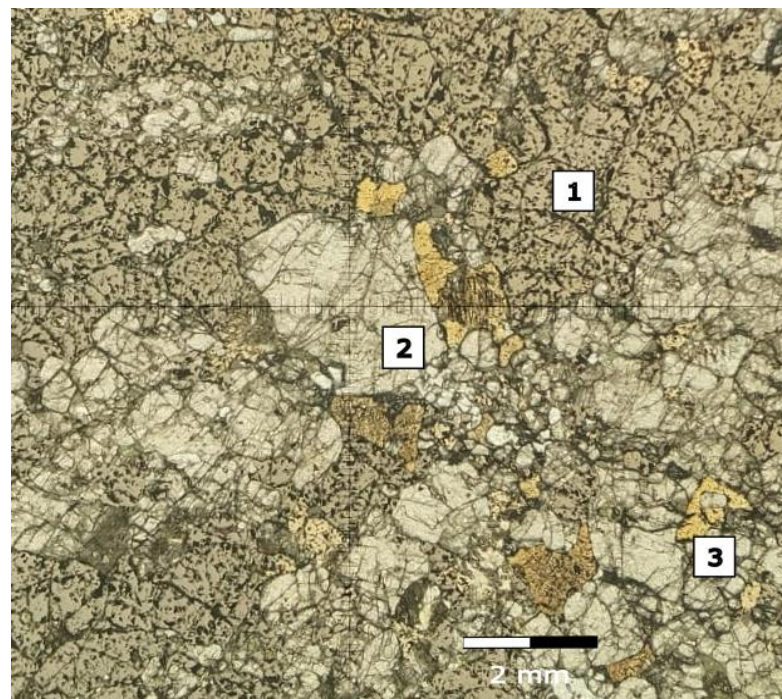
Fonte: Autor, 2025.

Associados à magnetita ocorrem sulfetos como pirita (10%) e calcopirita (5%), ambos em grãos idiomórficos. A pirita varia entre 1,0 mm e 2,0 mm, enquanto a calcopirita apresenta tamanhos entre 0,4 mm e 0,6 mm. Em algumas áreas, grãos de calcopirita foram observados no interior de grãos de pirita. A ocorrência desses sulfetos está possivelmente relacionada à formação da grunerita, visto que se encontram sempre associados a esse mineral.

A grunerita (10%) é identificada por sua cor de reflexão verde intensa, visível mesmo sob nicóis cruzados, onde exibe birrefringência de alta ordem (**FIG. 4-22**). Ocorre preenchendo os espaços entre os grãos de magnetita, com bordas difusas. Em alguns pontos, sinais de alteração da indicam a formação de um mineral opaco ainda não identificado.

Entre os minerais principais, destaca-se também a granada (8%), caracterizada por alto relevo e intensa fraturação interna. Seus grãos medem cerca de 2 mm e não apresentam orientação preferencial (**FIG. 4-25**).

**Figura 4.25** - Lâmina de magnetito em luz refletida e transmitida e refletida, com nicóis paralelos. (1) Grãos de magnetita idiomórfica. (2) Grãos de granada. (3) Grãos de pirita idiomórfica.



Fonte: Autor, 2025.

Os minerais secundários incluem anfibólios e piroxênios intercrescidos (5%), geralmente próximos à grunerita. Além disso, pequenos grãos de quartzo e zircão acessórios (1%) foram identificados dispersos ao longo das lâminas.

#### 4.2.4 ROCHAS CALCIOSSILICÁTICAS

As rochas calcossilicáticas foram o litotipo que apresentou menos semelhanças litológicas em relação aos demais analisados. Enquanto os três litotipos anteriores exibem, ainda que em proporções distintas, uma associação entre quartzo e magnetita/hematita, este último se destaca por uma composição mineralógica completamente distinta (**FIG. 4-26** e **FIG. 4-27**).

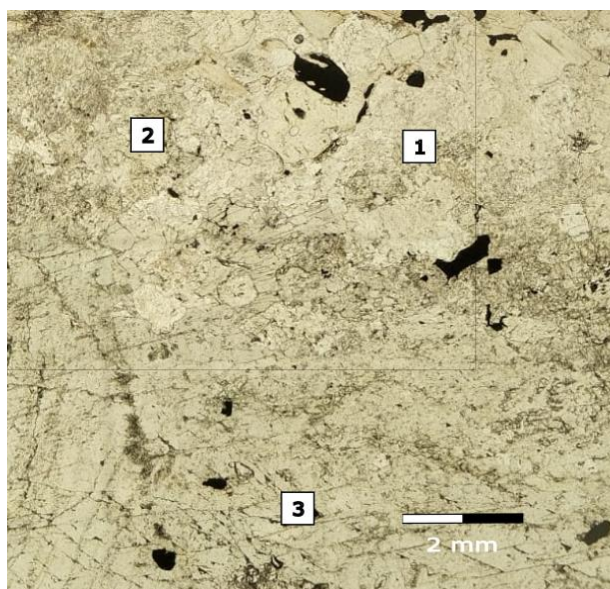
Predominantemente composto por um único agregado mineral, os grãos de calcita representam cerca de 35% do volume modal das amostras. São idiomórficos, variando entre 2 mm e 4 mm, e apresentam clivagem bem definida em duas direções. Sua cor de interferência pode atingir tons de laranja de primeira ordem, exibindo extinção oblíqua do tipo mosqueada.

O segundo mineral em maior proporção nesse litotipo é a tremolita, que compõe aproximadamente 25% da lâmina. Apresenta grãos subidiomórficos, de cor clara a quase incolor. Sua principal característica diagnóstica são as cores de interferência intensas, atingindo tonalidades próximas ao azul de segunda ordem. A morfologia dos grãos é variável, ora ocorrendo na forma de lamelas finas, ora prismáticos, característicos da seção basal.

O terceiro mineral mais representativo é a augita, um piroxênio que ocupa cerca de 15% da lâmina. Seus grãos são idiomórficos, fraturados, e possuem uma média de 1,5 mm de tamanho. A coloração varia entre cinza-claro e cinza-escuro. Assim como a tremolita, a augita não apresenta orientação preferencial e ocorre dispersa por toda a amostra. Além dos três minerais mencionados, observa-se a presença de magnetita (10%), com características similares às encontradas nos outros litotipos.

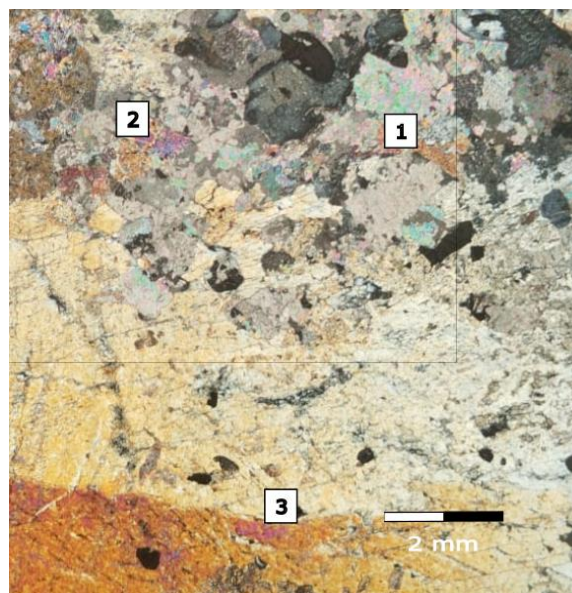
Dentre os minerais secundários, foram identificados grãos de clorita (3%) e filossilicatos, incluindo biotita (5%) e flogopita (2%). Já entre os minerais acessórios, destacam-se zircão, rutilo, quartzo e plagioclásio, cada um representando cerca de 1% do volume modal.

**Figura 4.26** – Fotomicrografia com aspecto geral da lâmina delgada de rocha calciosilicática, em luz transmitida, vista em nicóis paralelos. (1 – Grãos idiomórficos de carbonato. 2 – Piroxênio. 3 – Grãos de tremolita, com clivagem típica de 56°.)



Fonte: Autor, 2025.

**Figura 4.27** - Lâmina de rocha calco-silicática, em luz transmitida vista em nicóis cruzados. (1 – Grãos idiomórficos de carbonato. 2 – Piroxênio. 3 – Grãos de tremolita, com clivagem típica de 56°.)



Fonte: Autor, 2025.

## 5 DISCUSSÃO

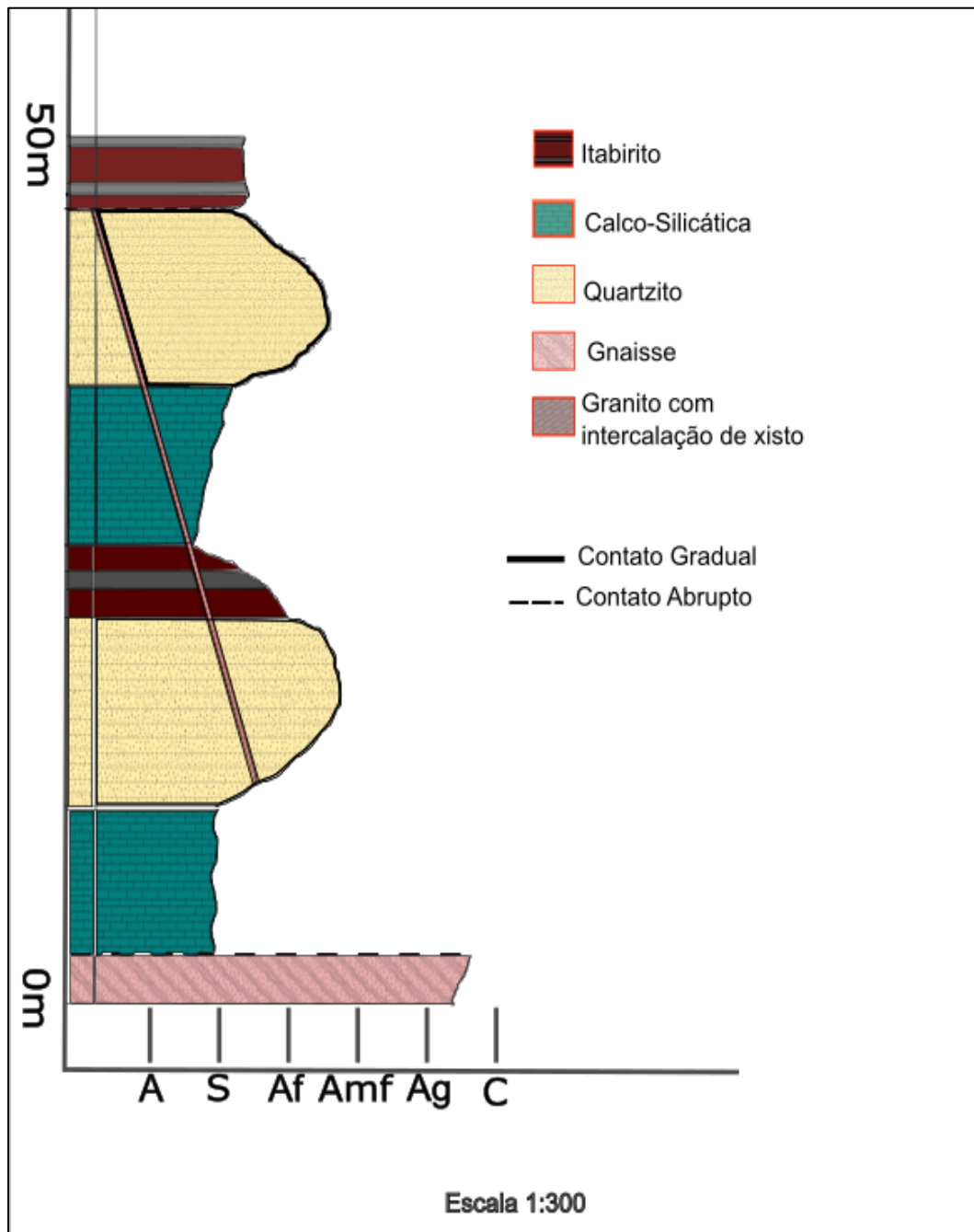
Como evidenciado acima, um dos principais obstáculos quando se trata da geologia da região em questão é a falta de trabalhos e pesquisas localizados. Embora esteja próxima ao QFe, a área, em diversos trabalhos, é tratada como pertencente ao Complexo Metamórfico Passa-Tempo. Devido a isso, suas especificidades são muitas vezes desconsideradas.

Com base nos resultados obtidos neste trabalho, foram identificados aspectos relevantes que serviram de referência para a condução deste estudo e que também poderão orientar pesquisas futuras no Complexo Metamórfico Passa-Tempo. Entre esses aspectos, destaca-se a correlação das *BIFs* da região com aquelas já estudadas no QFe, bem como a história geológica do metamorfismo e hidrotermalismo presente nas rochas deste complexo.

Foram reconstituídas 2 colunas estratigráficas, baseadas nos furos de sondagem listados (**FIG. 5-1 e FIG. 5-2**). Devido às grandes incidências de eventos deformacionais na região, torna-se difícil estabelecer uma correlação de topo e base

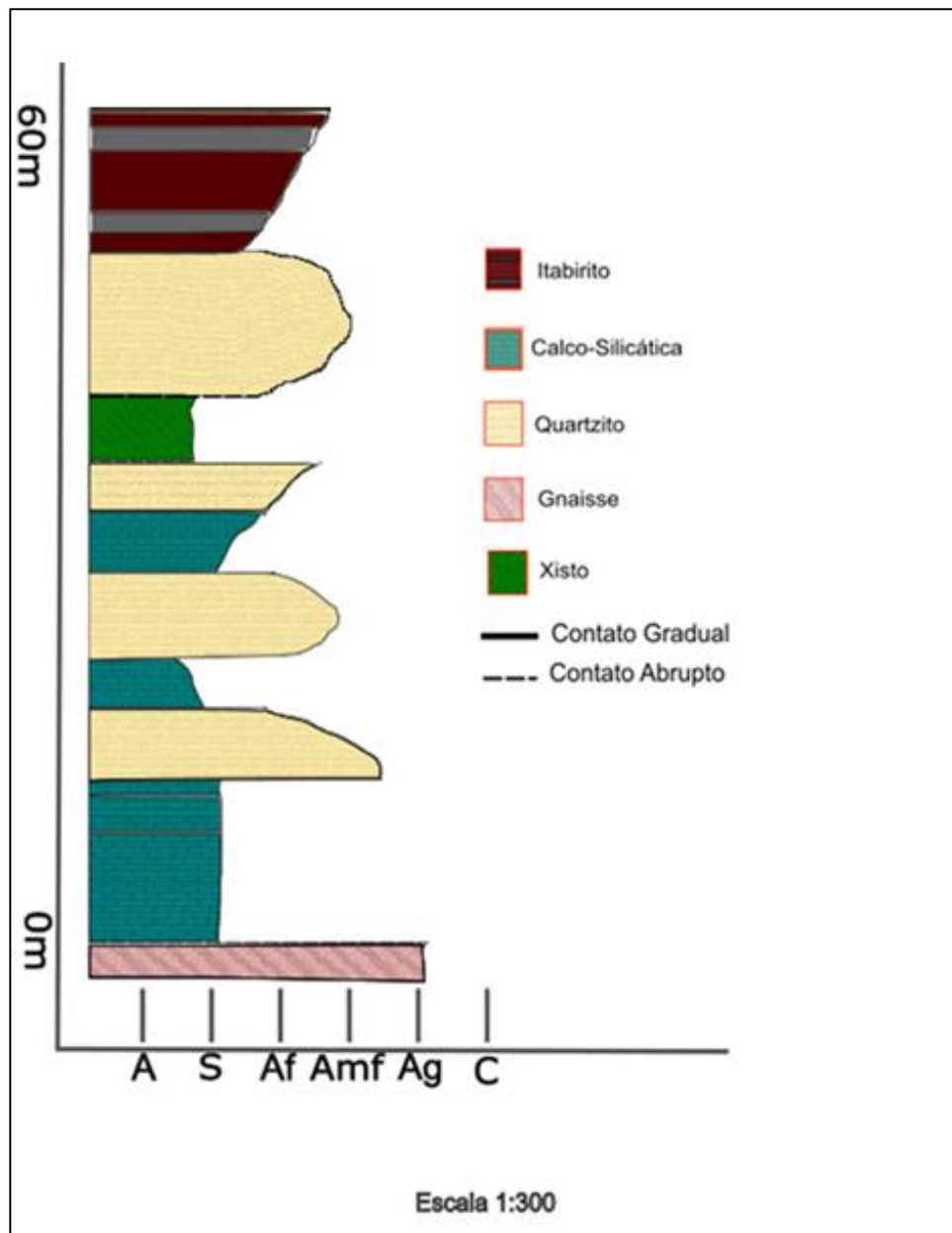
das camadas identificadas. O que é possível observar é uma variação litológica, representada pela deposição pretérita de camadas de sedimentos químicos, intercaladas com sedimentos arenosos.

**Figura 5.1** – Coluna estratigráfica obtida das sondagens 016. (A – Argila, S – Silte, Af- Areia Fina, Amf – Areia média, Ag- Areia grossa, C – Cascalho.)



**Fonte:** Autor, 2025.

**Figura 5.2** - Coluna estratigráfica obtidas das sondagens 233. (A – Argila, S – Silte, Af- Areia Fina, Amf – Areia média, Ag- Areia grossa, C – Cascalho.)



**Fonte:** Autor, 2025.

As *BIFs* ocorrem em diferentes contextos geológicos, desde ambientes de plataforma continental estável até zonas de arco de ilha e *greenstone belts*. No QFe, os depósitos ferríferos mapeados se correlacionam principalmente com duas unidades: o Grupo Nova Lima, de idade arqueana, e o Grupo Itabira, de idade paleoproterozoica. O entendimento das características litológicas, estruturais e

metamórficas dessas unidades é essencial para correlacionar depósitos como o da mina Morro dos Coelhos, cuja origem e posição estratigráfica permanecem pouco definidas, sendo alvo de debate acadêmico.

Tendo isso em vista, é necessário primeiro estabelecer as características que definem os depósitos ferríferos atualmente identificados no QFe.

Os bifs mais antigos localizados no quadrilátero ferrífero se encontram no Grupo Nova Lima. Parte basal do Supergrupo Rio das Velhas, ele é composto por rochas metavulcânicas máficas e félsicas intercaladas com metassedimentares, incluindo BIFs, metacherts e rochas ultramáficas (Rosière e Chemale Jr., 2000). Suas BIFs têm espessura menor (~30 m), apresentando natureza químico-vulcanogênica, resultante da precipitação de sílica e óxidos de ferro por fluidos hidrotermais relacionados a vulcanismo submarino em ambiente de arco de ilha (Lobato *et al.*, 2005; Oliveira *et al.*, 2017).

Esse Grupo possui idades entre 2770 e 2760 Ma, com metamorfismo de fácies xisto verde a anfibolito médio, ligado às orogêneses Rio das Velhas e Transamazônica (Machado *et al.*, 1992.; Alkmim e Marshak, 1998). Mineralogicamente, as BIFs dessa formação se destacam pela presença de grunerita, actinolita e clorita, formadas pela transformação dos minerais primários (Rosière e Chemale Jr., 2000). Essas BIFs são menos espessas, e frequentemente estão associadas a mineralizações auríferas em zonas de intenso cisalhamento e fluxo hidrotermal (Lobato *et al.*, 2005; Rosière e Chemale, 2000).

Em contrapartida aos BIFs descritos acima, estão as formações ferríferas do Grupo Itabira, pertencente ao Supergrupo Minas. Esse supergrupo compreende uma espessa sequência de rochas continentais e marinhas submetidas a metamorfismo que alcança a fácies anfibolito. A base do Supergrupo Minas é representada pelos Grupos Tamanduá e Caraça, compostos por quartzitos e conglomerados transicionando lateral e verticalmente para depósitos marinhos, como pelitos e dolomitos da Formação Batatal (Alkmin e Teixeira, 2017).

A sucessão marinha do Grupo Itabira, dividida nas Formações Cauê e Gandarela, inclui BIFs do tipo Lago Superior metamorfizadas em diversos itabiritos, além de mármore dolomíticos e corpos de minério de ferro de origem hipogênica e supergênica (Alkmin e Teixeira, 2017). A deposição ocorreu entre ~2600 e 2420 Ma (Romano, 1989; Renger *et al.*, 1994; Noce, 1995; Machado *et al.*, 1996; Babinski *et al.*, 1995), em ambientes de plataforma marinha variando de rasa a profunda. A

megassequência I do Supergrupo Minas, que inclui Caraça, Itabira e Piracicaba, é interpretada como sedimentação em bacia intracratônica ou margem passiva, evidenciando um ambiente tectonicamente estável (Chemale Jr. *et al.*, 1994; Alkmim e Marshak, 1998).

**Tabela 5.1** - Características dos depósitos de ferro do QFe

| <b>Aspecto</b>                 | <b>Grupo Nova Lima</b>                                                             | <b>Grupo Itabira</b>                                                        |
|--------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------|
| Unidade Estratigráfica         | Supergrupo Rio das Velhas                                                          | Supergrupo Minas                                                            |
| Idade                          | ~2770–2760 Ma                                                                      | ~2580–2420 Ma.                                                              |
| Ambiente Depositional          | Vulcano-sedimentar com influência hidrotermal submarina                            | Plataforma marinha estável (epicontinental)                                 |
| Gênese das BIFs                | Precipitação química por exalações hidrotermais associadas ao vulcanismo submarino | Precipitação em ambiente marinho oxidante, com menor influência hidrotermal |
| Litofácies Associadas          | Metavulcânicas máficas /félsicas, metacherts, ultramáficas                         | Dolomitos, metapelitos, quartzitos                                          |
| Espessura Média das BIFs       | Geralmente < 30 m, corpos lenticulares                                             | Corpos espessos (decimétricos a centimétricos) e contínuos                  |
| Mineralogia Metamórfica Típica | Grunerita, actinolita, clorita, magnetita, hematita                                | Hematita, magnetita, quartzito ferruginoso (itabiritos sílico-carbonáticos) |
| Grau Metamórfico               | Xisto verde a anfibolito                                                           | Xisto verde a anfibolito                                                    |
| Deformação                     | Intensa, com zonas de cisalhamento e alteração hidrotermal                         | Moderada a intensa, mas com preservação de estruturas sedimentares          |

|             |                                                                                                    |                                                                                                                                   |
|-------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Referências | Machado <i>et al.</i> , (1992);<br>Rosière e Chemale Jr. (2000);<br>Lobato <i>et al.</i> , (2005); | Dorr (1969); Babinski <i>et al.</i> (1995); Alkmim e Marshak (1998); Rosière e Chemale Jr. (2000); Hartmann <i>et al.</i> (2006). |
|-------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|

Fonte: Autor, 2025.

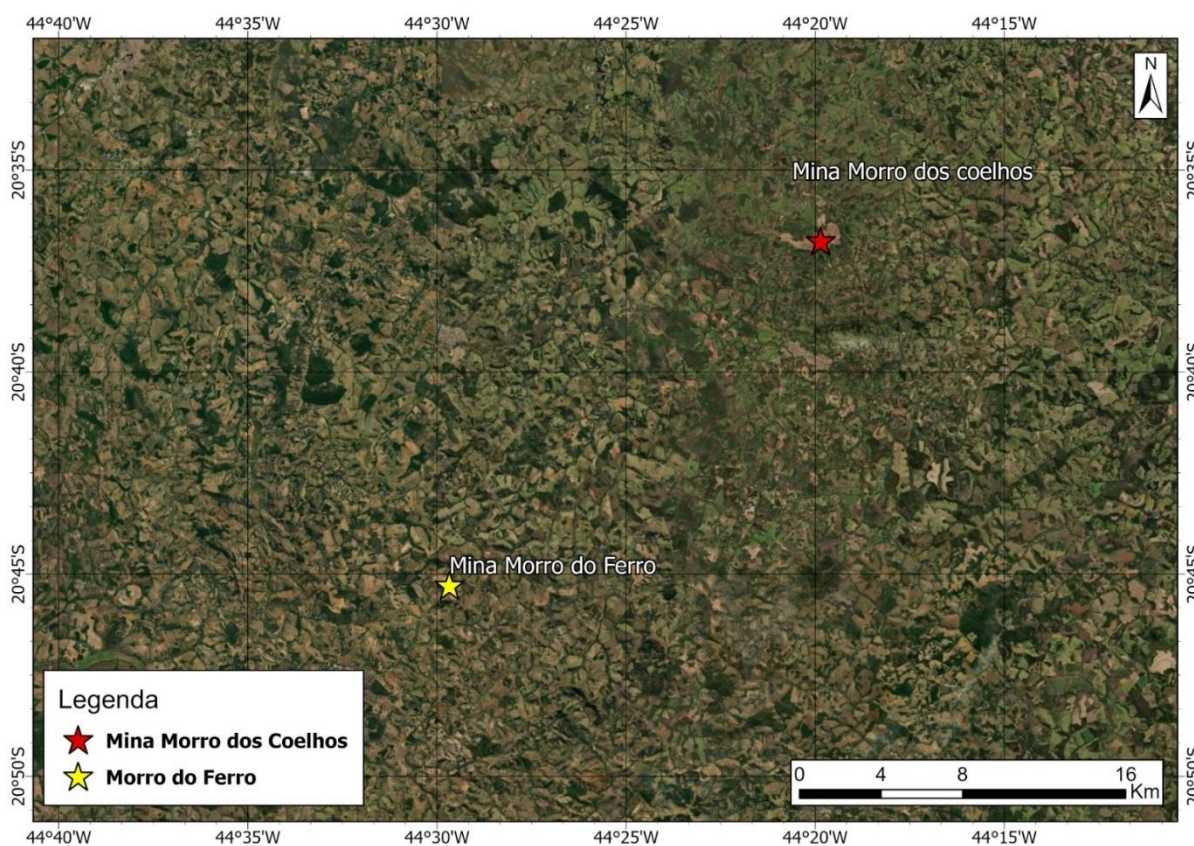
Os principais tipos de minério descritos no QFe são quartzo itabiritos, itabiritos dolomíticos, anfibolíticos e Fe-tectonitos de acordo com Rosière e Chemale (2000). Segundo os autores, a assembleia mineral dos itabiritos do QFe é descrita como monótona, tendo hematita como o óxido de ferro dominante sob diferentes formas (martita, hematita granoblástica e especularita), com quartzo e dolomita ferrosa como minerais de ganga mais representativos. Nesses depósitos, os autores detalham a presença de magnetita como, em sua maioria, cristais idiomórficos a hipidiomórficos individuais, ou em agregados menores, comumente ocorrendo relictos dentro dos cristais de hematita. Essas características são distintas daquelas observadas no depósito Morro dos Coelhos, onde os cristais de magnetita ocorrem como óxido principal, de forma centimétrica.

Rosière e Chemale Jr. (2000) descrevem corpos de magnetita compacta, apresentado baixo grau de martitização e pouca oxidação, concordante com o tipo de minério observado nesse trabalho. Sua origem foi interpretada com sin-genética, em função de sua ocorrência restrita. Estudos realizados por Neri *et al.*, (2013) na região da Serra de Bom Sucesso, extremo sudoeste do QFe, forneceram importantes dados geocronológicos e estratigráficos que contribuem para a compreensão da gênese das *BIFs* da região. Análises U-Pb em cristais de zircão detrítico, provenientes dos quartzitos da base da *BIF*, indicaram uma idade máxima de deposição de aproximadamente 2600 Ma, correlacionando essas unidades com o Grupo Caraça, na base do Supergupo Minas.

Alternativamente, estudos como os de Hensler (2013) propõem que depósitos próximos, como o Morro do Ferro (**FIG. 5-3**), apresentam características mineralógicas e estruturais distintas das *BIFs* típicas do QFe, sendo melhor interpretados como depósitos do tipo *skarn*. Além disso, a atuação de fluidos hidrotermais durante a acreção do Cinturão Mineiro, no contexto do Evento Transamazônico (~2,1 Ga), pode ter promovido a substituição dos itabiritos preexistentes por mineralizações

enriquecidas em minerais metassomáticos. Esse processo foi favorecido por zonas de cisalhamento regionais, como o Lineamento Jeceaba-Bom Sucesso, que provavelmente atuaram como condutos para a ascensão de soluções magmáticas. A instalação de granitos pós-colisionais próximos à jazida fornece um contexto térmico e químico ideal para a formação de *skarns* ferríferos, como aqueles descritos por Einaudi *et al.* (1982).

**Figura 5-3. Mapa de Localização da Mina Morro do ferro.**



**Fonte:** Autor, 2025.

Depósitos do tipo *skarn* são originados por processos metassomáticos, caracterizados pela interação entre fluidos hidrotermais e rochas carbonáticas ou sílico-carbonatadas, geralmente em ambientes de metamorfismo de contato (Einaudi *et al.*, 1982). Esses sistemas envolvem duas fases principais: a prógrada, marcada pela formação de minerais de alta temperatura como piroxênio e granada; e a retrógrada, com desenvolvimento de minerais de baixa temperatura como clorita, epidoto, anfibólio e carbonato. Os fluidos envolvidos costumam ter origem magmática, associados à intrusão de corpos graníticos ou máficos, sendo ricos em voláteis, ferro, sílica e outros elementos. A geometria dos corpos mineralizados costuma ser irregular

e controlada por estruturas, com forte zonamento mineral e concentração de ferro, cobre, zinco ou outros elementos metálicos, dependendo do tipo de *skarn*. O ambiente geotectônico típico é um arco vulcânico continental, com instalação de intrusões tardi- ou pós-orogênicas, capazes de gerar forte gradiente térmico e fluxo de fluidos mineralizantes.

A **TAB 5-2** a seguir faz uma síntese comparativa entre os depósitos ferríferos do QFe, e depósitos do tipo *Skarn* baseadas em estudos clássicos e recentes, incluindo Dorr (1969), Einaudi e Burt (1982), Meinert *et al.*, (2005), Hensler (2013), Rosière e Chemale Jr. (2000), Lobato *et al.*, (2005), Alkmim e Marshak (1998), Oliveira *et al.*, (2017) e Hagemann *et al.*, (2015).

**Tabela 5.2** - Comparativo entre depósitos ferríferos do tipo BIF e depósitos tipo *skarn*.

| <b>Critério</b>                  | <b>BIF Clássica (Itabira / Nova Lima)</b>                   | <b>Depósito tipo <i>Skarn</i> (Morro do Ferro)</b>                                         |
|----------------------------------|-------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>Origem</b>                    | Sedimentar (química), com ou sem influência hidrotermal.    | Metassomática (metassomatismo de BIFs ou carbonatos por fluidos magmáticos).               |
| <b>Ambiente tectônico</b>        | Plataforma estável ou arco de ilha ( <i>greenstone</i> ).   | Zona de cisalhamento, zonas de contato com intrusões graníticas.                           |
| <b>Litologia hospedeira</b>      | Itabiritos sílico-carbonáticos, metacherts, metavulcânicas. | Itabiritos afetados por metamorfismo de contato e granitoides magnetitíferos.              |
| <b>Estrutura dos corpos</b>      | Camadas contínuas, bem estratificadas.                      | Lentes ou corpos irregulares.                                                              |
| <b>Mineralogia dominante</b>     | Hematita, magnetita, quartzo.                               | Martita idiomórfica, granada, diopsídio, coríndon, epidoto e outros minerais hidrotermais. |
| <b>Paragênese oxidada típica</b> | Hematita granoblástica, especularita.                       | Predomínio de martita; ausência de hematita granoblástica/especular.                       |
| <b>Associação com intrusões</b>  | Ausente ou pouco presente.                                  | Presença de granitos magnetitíferos associados diretamente.                                |
| <b>Texturas características</b>  | Bandamento fino; granulação fina a média.                   | Textura maciça, granulação média a grossa, presença de halos de contato.                   |
| <b>Alteração hidrotermal</b>     | Rara, geralmente supergênica (goethita, limonita).          | Intensa: presença de minerais como sericita, caulinita, clorita, epidoto, carbonatos       |

|                                               |                                                |                                                                                                                                 |
|-----------------------------------------------|------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>Preservação de estruturas sedimentares</b> | Frequentemente preservadas.                    | Rara ou ausente devido à recristalização e contato térmico, impossibilitando análise de algumas características dos protólitos. |
| <b>Processos pós-deposicionais</b>            | Metamorfismo regional e alteração supergênica. | Metamorfismo de contato + alteração hidrotermal (hipogênica)                                                                    |

Fonte: Autor, 2025.

Com base na comparação mineralógica e textural acima, conclui-se que o depósito da mina Morro dos Coelhos apresenta diferenças consideráveis em relação aos depósitos do QFe descrito por autores como Renger *et al.*, 1994, Noce, 1995; e Rosière e Chemale Jr. (2000). Essas diferenças levantam questões sobre a possibilidade de um estilo alternativo de mineralização.

Estudos realizados por Hensler (2013) na região do Morro do Ferro, localizada a cerca de 25 km a sudoeste do Morro dos coelhos, identificaram mineralizações que ocorrem sob a forma de lentes ricas em ferro, associadas a rochas calcossilicáticas. Essas lentes apresentam teores elevados, entre 30 e 65% de ferro, e se encontram em contato direto com granitos magnetitíferos, o que reforça a hipótese de um sistema do tipo *skarn*. A mineralogia descrita inclui martita idiomórfica como fase dominante e ausência de hematita granoblástica, o que distingue significativamente essas ocorrências dos itabiritos clássicos do Grupo Itabira. Essa associação entre granitos, paragênese típica e geometria irregular sustenta a proposta de que tais depósitos têm origem por metassomatismo em ambiente de metamorfismo de contato, e não pela simples recristalização de BIFs.

A assembleia mineral descrita por Hensler (2013) é caracterizada principalmente por cristais idiomórficos de magnetita, com diâmetro superior a 1 cm, dispostos em lentes maciças, com notável ausência de outros tipos de óxidos de ferro, como descrito anteriormente. Essa mineralização está associada a corpos graníticos, portadores de magnetita, que por sua vez intrudem os corpos itabiríticos. Além disso, a autora descreve a presença de minerais resultantes de alteração, como clorita e sericita, tanto nas amostras de itabirito quanto nas rochas granitóides, e a presença de uma zona transicional métrica, marcada pela presença de córindon.

Essa descrição, em diversos aspectos, se assemelha com os minérios de ferro encontrados na Mina Morro dos Coelhos. A presença de magnetita como fase

dominante do óxido de ferro, bem como as intrusões graníticas e a aparição de minerais de alteração preenchendo fraturas reforçam a semelhança entre os depósitos. Em contrapartida, uma zona transicional caracterizada por córindon não foi identificada.

Os modelos mais recentes sobre a formação de depósitos ferríferos no QFe, como o de Hagemann *et al.*, (2015), apontam para uma evolução multiepisódica, com estágios hipogênicos e supergênicos. Esses incluem desde a lixiviação de sílica, martitização e substituição de silicatos por óxidos de ferro, até a atuação de processos metamórficos estáticos e dinâmicos, que afetam a mineralogia e a textura dos minérios. No entanto, no caso do Morro do Ferro, não há evidência clara de enriquecimento supergênico, o que reforça seu caráter incomum.

O reconhecimento de um estilo *skarn* de mineralização no Morro do Ferro tem implicações importantes para a compreensão da diversidade genética dos depósitos de ferro hospedados nos complexos metamórficos da região. Trabalhos como o de Einaudi (1981) e Meinert (1992) indicam a importância de fatores como intrusões graníticas e o metamorfismo de contato associado como fatores que controlam a formação de depósitos do tipo *skarn* ferríferos.

Um paralelo internacional pode ser encontrado no depósito de Um Nar, no Deserto Oriental do Egito. Ele se trata de um *skarn* ferrífero formado a partir da alteração de BIFs por fluidos hidrotermais derivados de intrusões granodioríticas, durante o evento orogênico Pan-Africano (Habaak, 2004). As BIFs de Um Nar também estão associadas a um arco de ilha e apresentam uma similaridade mineralógica com os depósitos da mina Morro dos coelhos. A presença de grãos grandes de magnetita, associação de granadas e piroxênios, presença de sulfetos e minerais resultantes de alteração como martita e goethita reforçam a semelhança entre os dois depósitos.

Com base nas evidências mineralógicas, texturais e litológicas observadas, propõe-se que o depósito da mina Morro dos Coelhos esteja relacionado à formação de um *skarn* ferrífero. Entre os principais indícios destacam-se a presença de minerais como granada, piroxênios e carbonatos, em rochas com textura granoblástica e geometria lenticular. Essa mineralogia concorda com a mineralogia dos *skarns* ferríferos propostas por Meinert (1992). Além disso presença de grãos centimétricos de magnetita e intensas substituições mineralógicas reforçam o caráter metassomático do depósito Morro dos coelhos.

Adicionalmente, a ausência de texturas associadas à recristalização dinâmica e a falta de orientação preferencial dos grãos reforçam a interpretação de que o sistema evoluiu sob condições predominantemente metassomáticas. Além disso, a proximidade com intrusões graníticas, a atuação de fluidos hidrotermais canalizados por zonas de cisalhamento regionais e o contexto tectônico compatível com a acreção do Cinturão Mineiro durante o Evento Transamazônico (Teixeira 1985; Alkmim e Marshak, 1998) formam um conjunto de evidências significativas. Tais características permitem interpretar o depósito como um sistema skarn, diferenciado dos tradicionais BIFs paleoproterozoicos do QFe.

A descrição aprofundada feita por Neri *et al.*, (2013) para a *BIF* da Serra de Bom Sucesso, incluindo a ocorrência de maghemita disseminada, substituições mineralógicas intensas, ausência de recristalização dinâmica e predomínio de texturas granoblásticas oferece paralelos relevantes com as observações feitas no depósito Morro dos Coelhos. Esses autores também associam tais feições ao desenvolvimento de mineralizações sob influência de fluidos metasomáticos canalizados em zonas de cisalhamento. Essas afirmações reforçam a hipótese de evolução sob regime controlado por intrusões graníticas possivelmente associadas ao evento Transamazônico.

Em síntese, a jazida Morro dos Coelhos pode ser interpretada como um depósito originado a partir da sedimentação química de *BIFs* da base do Supergrupo Minas, vinculadas a um ambiente marinho antigo e estável. Posteriormente, as rochas da região foram submetidas a sucessivos eventos tectono-metamórficos, que modificaram significativamente suas características originais por meio de dobras, falhamentos, recristalização e, possivelmente, processos metassomáticos. Como resultado dessa história geológica complexa, a jazida exibe características que podem ser associadas a depósitos do tipo BIF, com distinções tipicamente associadas de sistemas do tipo *skarn*, refletindo um modelo multi-genético.

## 6 CONCLUSÃO

Os complexos metamórficos que circundam o QFe ainda são alvo de muitas incertezas quanto à sua história e evolução geológica. As complexas relações estruturais, associadas à escassez de estudos específicos em determinadas áreas, dificultam a compreensão dos mecanismos responsáveis pela formação dos depósitos minerais presentes na região.

Este trabalho utilizou as observações de campo, a descrição de furos de sondagem, a análise de amostras de mão e a caracterização petrográfica com o objetivo de evidenciar a diversidade textural e mineralógica encontrada nas rochas da área estudada. Essa diversidade indica uma complexa evolução geológica, potencialmente mais ampla do que a apresentada em trabalhos tradicionais.

Apesar da visão convencional sobre os depósitos de ferro no QFe ser focada nas BIFs que sofreram alterações por processos supergênicos e deformacionais, os dados coletados nesta pesquisa propõem uma interpretação alternativa. A presença de magnetita como óxido de ferro principal associada à minerais como tremolita, granada, piroxênios, grunerita e carbonatos idiomórficos e plagioclásio constituindo rochas calcossilicáticas intercaladas na sequência estratigráfica. Essas evidências podem indicar que estamos diante de um tipo de uma possível mineralização *skarn*, fenômeno ainda pouco investigado na região.

A relações litológicas presentes na mina, a abundância de estruturas tectônicas do tipo dobras, zonas de cisalhamento e falhas na região, bem como a composição mineralógica das lâminas analisadas indicam a atuação de um regime tectônico ativo simultâneo ou pós formação dos minérios. Essa atividade tectônica, junto a percolação de fluidos metamórficos teria possibilitado reações metassomáticas. Esse conjunto de evidências aponta para um modelo no qual tanto os processos de formação BIF quanto os processos formadores de *skarns* possam ter contribuído conjuntamente para a configuração final do depósito

A proximidade da mina à Zona de Cisalhamento Jeceaba–Bom Sucesso e ao Cinturão Mineiro permite traçar paralelos na literatura com depósitos de *skarn* feríferos encontrados no norte da África. Esses depósitos também estão instalados em um contexto de arco de ilha Paleoproterozoico, reforçando ainda mais essa interpretação.

Baseado nessas evidências o depósito Morro dos Coelhos pode ser compreendido como um depósito ferrífero cuja gênese é possivelmente composta por eventos distintos, com influências sedimentares e metassomáticas. Para melhorar a compreensão dos processos evolutivos da área são recomendados estudos geoquímicos detalhados, análises isotópicas e investigações geocronológicas, que poderão validar, ou não, o modelo proposto.

## 7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S. The transamazonian orogeny in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil: Paleoproterozoic collision and collapse in the Southern São Francisco craton region. **Precambrian Research**, v. 90, p. 29-58, 1998.
- ALKMIM, F. F.; MARTINS-NETO, M. A. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 33, p. 127-139, 2012.
- ALKMIM, F. F.; TEIXEIRA, W. The Paleoproterozoic Mineiro belt and the Quadrilátero Ferrífero. In: HEILBRON, M.; CORDANI, U.; ALKMIM, F. (Eds.). São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. Cham: **Springer International Publishing, Regional Geology Reviews**, p. 71-94, 2017.
- ALMEIDA, F. F. M. de; AMARAL, G.; CORDANI, H. G.; KAWASHITA, K. The Precambrian evolution of South American cratonic margin, South of Amazon River. In: NAIRS, A. E. M.; STEHLI, F. G. (Eds.). **The ocean basins and margins**. v. 1, p. 411-446, 1973.
- ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, p. 349-364, 1977.
- BABINSKI, M.; CHEMALE JR., F.; VAN SCHMUS, W. R. The Pb/Pb age of the Minas Supergroup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. **Precambrian Research**, v. 72, p. 235-245, 1995.
- BALTAZAR, O. F.; ZUCCHETTI, M. Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: a review of the setting of gold deposits. **Ore Geology Reviews**, v. 32, p. 471-499, 2007.
- BALTZAR, O.; GOULART, L. E. A.; LOMBELLO, J. C. (orgs.). Projeto Campos das Vertentes: geologia e recursos minerais das folhas Divinópolis (SF.23-X-A-I), Igarapé (SF.23-X-A-II), Entre Rios de Minas (SF.23-X-A-V), Conselheiro Lafaiete (SF.23-X-A-VI), estado de Minas Gerais: nota explicativa resumida, escala 1:100.000. Belo Horizonte: CPRM, 2021.
- BARBOSA, O. Resumo da Geologia do Estado de Minas Gerais. **Boletim do Departamento de Serviços Geográfico e Geológico**, v. 3, p. 1-40, 1954.
- CAMPOS, J. C. S. O lineamento Jeceaba-Bom Sucesso como limite dos terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Cráton São Francisco Meridional: evidências geológicas, geoquímicas (rocha total) e geocronológicas (U-Pb). 2004. 190 f. Tese (Doutorado) – **Departamento de Geologia da Escola de Minas**, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2004.
- CARNEIRO, M. O Complexo metamórfico Bonfim setentrional (Quadrilátero Ferrífero, MG): litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do arqueano. 1992. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – **Instituto de Geociências**, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1992. DOI: 10.11606/T.44.1992.tde-18112015-104751. Acesso em: 10 jan. 2024.
- CARNEIRO, M. A.; CARVALHO JR., I. M. DE; TEIXEIRA, W. Geochronology, geochemistry and tectonic setting of the Precambrian dykes, from the Quadrilátero Ferrífero, Brazil. In: **ICOG-9 – International Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology**, 9., Beijing, 1998.
- CARNEIRO, M. A.; TEIXEIRA, W.; CARVALHO JR., I. M.; FERNANDES, R. A. Enslatic tectonic setting of the Archean Rio das Velhas Greenstone Belt: Nd and Pb isotopic evidence from the Bonfim Metamorphic Complex, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, p. 189-200, 1998.
- CARMO, H. Estratigrafia e arcabouço estrutural da região de Conceição do Rio Acima, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. 2023. 94 f. Monografia (Graduação em Engenharia Geológica) – **Escola de Minas**, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2023.

CHEMALE, F. Jr.; ROSIÈRE, C. A.; ENDO, I. Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: um modelo. **Pesquisas**, v. 18, n. 2, p. 104-127, 1991.

DORR, J. V. N. II; GAIR, J. E.; POMERENE, J. B.; RYNEARSON, G. A. Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero. Brazil Department of National Production Mineral, Division of Mineral Production, **Avulso** 81, 31 p., 1957.

DORR, J. V. N. II. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. U. S. **Geological Survey Professional Paper**, n. 641-A, 110 p., 1969.

EINAUDI, M. T.; BURT, D. M. Introduction to the geology of hydrothermal ore deposits. In: TITLEY, S. R. (Ed.). *Advances in the Geology of the Porphyry Copper Deposits, Southwestern North America*. Tucson: **University of Arizona Press**, 1982. p. 1–12.

ENDO, I. Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozóico no interior da placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais. 1997. 243 f. Tese (Doutorado) – **Instituto de Geociências**, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

ENDO, I. *et al.*, Estratigrafia e Arcabouço Estrutural do Quadrilátero Ferrífero: Nota Explicativa do Mapa Geológico do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. Escala 1:150.000. Ouro Preto: **Departamento de Geologia da Escola de Minas – UFOP – Centro de Estudos Avançados do Quadrilátero Ferrífero**, 2019.

FARINA, F.; ALBERT, C.; LANA, C. The Neoproterozoic transition between medium and high-K granitoids: clues from the Southern São Francisco Craton (Brazil). **Precambrian Research**, v. 266, p. 375–394, 2015.

FARINA, F. *et al.*, The Archean-Paleoproterozoic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Brazil: current models and open questions. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 68, p. 4–21, 2016.

FERNANDES, R.; CARNEIRO, M. O Complexo Metamórfico Campo Belo (Cráton São Francisco Meridional): Unidades litodêmicas e evolução tectônica. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, p. 671-678, 2000. DOI: 10.25249/0375-7536.2000304671678.

FIUMARI, S. L.; PADILHA, A. V.; ARAÚJO, M. C. Complexo Granulítico de Passa Tempo. In: SBG – **Simpósio de Geologia de Minas Gerais**, 3., Anais, p. 60-67, 1985.

HAGEMANN, S. G.; ZAW, K.; MORAES, R. BIF-hosted iron mineral systems: A review. In: KESLER, S. E.; OHMOTO, H. (Eds.). *Ore Deposits: Origin, Evolution, and Exploitation*. **SEG Special Publication**, n. 18, p. 235–270, 2015.

HARTMANN, L. A. *et al.*, Provenance and age delimitation of Quadrilátero Ferrífero sandstones based on zircon U-Pb isotopes. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 20, p. 273–285, 2006.

HENSLER, A. Chemical evolution and hydrothermal processes during the genesis of itabirite-hosted, high-grade iron ore in the Quadrilátero Ferrífero, Brazil. 2013. 298 f. Thesis (Doctor of Philosophy in Geosciences) – Centre for Exploration Targeting, School of Earth and Environment, **University of Western Australia**, Perth, 2013.

INACHVILI, I. Prospecção geológica e geofísica com ênfase em formações ferríferas na faixa meridional do Quadrilátero Ferrífero do Supergrupo Minas Indiviso. 2014. 89 f. Dissertação (Mestrado) – **Universidade Estadual Paulista**, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2014.

LANA, C. *et al.*, The ancestry and magmatic evolution of Archaean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil. **Precambrian Research**, v. 231, p. 157–173, 2013.

MACHADO FILHO, L. *et al.*, **Projeto RADAMBRASIL**. Folha SF.23124, Rio de Janeiro/Vitória. v. 32, p. 21-304, 1983.

MEINERT, L. D. Skarns and Skarn Deposits. **Geoscience Canada**, v. 19, n. 4, 1992. Disponível em: <https://journals.lib.unb.ca/index.php/GC/article/view/3773>

- MEINERT, L. D.; DIPLOE, G. M.; NICOLESCU, S. World Skarn Deposits. In: HEDENQUIST, J. W. *et al.*, (Eds.). *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. Littleton: **Society of Economic Geologists**, 2005. p. 299–336.
- NERI, A. V.; CORRÊA NETTO, J. O. A.; COSTA, M. L. da; SANTOS, G. S. dos. Supergrupo Minas na Serra de Bom Sucesso, extremo sudoeste do Quadrilátero Ferrífero – MG: petrografia, geoquímica e isótopos de U-Pb. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 21, n. 2, p. 101–114, jul./dez. 2013.
- NOCE, C. M. Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. 129 f. Tese (Doutorado) – **Instituto de Geociências**, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.
- OLIVEIRA, S. M. B.; LOBATO, L. M.; ALKMIM, F. F. Hydrothermal systems and structural control in the iron ore mineralization of the southern Quadrilátero Ferrífero, Brazil. **Ore Geology Reviews**, v. 84, p. 166–190, 2017.
- RENGER, F. E.; NOCE, C. M.; ROMANO, A. W.; MACHADO, N. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500Ma. de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. **Geonomos**, v. 2, n. 1, p. 1-11, 1994.
- ROMANO, A. W. Évolution tectonique de la région nord-ouest du Quadrilatère Ferrifère – Minas Gerais – Brésil (Géochronologie du socle – Aspects géochimiques et pétrographiques des Supergroupes Rio das Velhas et Minas). 259 f. Tese (Doutorado) – **Universidade de Nancy**, Nancy, França, 1989.
- ROMANO, R.; LANA, C.; ALKMIM, F. F.; STEVENS, G.; ARMSTRONG, R. Stabilization of the southern portion of the São Francisco Craton, SE Brazil, through a long-lived period of potassic magmatism. **Precambrian Research**, v. 224, p. 143–159, 2013.
- ROSIÈRE, C.; CHEMALE JUNIOR, F. Itabiritos e minérios de ferro de alto teor do Quadrilátero Ferrífero – uma visão geral e discussão. **Geonomos**, v. 8, p. 27-43, 2013. DOI: 10.18285/geonomos.v8i2.155.
- SCHORSCHER, H. D. Arcabouço petrográfico e evolução crustal dos terrenos precambrianos do sudeste de Minas Gerais: Quadrilátero Ferrífero, Espinhaço Meridional, e domos granitoides-gnaissicos adjacentes. 393 f. Tese de Livre Docência – **Universidade de São Paulo**, São Paulo, 1992.
- SILVA, A. M.; CHEMALE JR, F.; KUYUMJIAN, R. M.; HEAMAN, L. Mafic Dykes Swarms of Quadrilátero Ferrífero and Southern Espinhaço. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 2, p. 124-137, 1995.
- TEIXEIRA, W. A evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas. 1985. 207 f. Tese (Doutorado) – **Instituto de Geociências**, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1985.
- TEIXEIRA, W.; CORDANI, U. G.; NUTMAN, A. P.; SATO, K. Polyphase crustal evolution in the Late Archean: the case of the Campo Belo Metamorphic Complex. In: Symposium of Archean Terranes of the South American Platform, 1., **Extended Abstracts**, p. 63-64, 1996.
- TEIXEIRA, W.; CORDANI, U. G.; NUTMAN, A. P.; SATO, K. Polyphase Archean evolution in the Campo Belo metamorphic complex, Southern São Francisco Craton, Brazil: SHRIMP U-Pb zircon evidence. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 11, n. 3, p. 279-289, 1998.
- TEIXEIRA, W.; CARNEIRO, M. A.; PINESE, J. P. P. Sm-Nd characteristics bearing on Archean magmatismo of the subcontinental mantle, Campo Belo Complex, São Francisco Cráton, Brazil. In: ICOG-9 – **International Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology**, 9., Beijing, Anais..., 1998.
- TEIXEIRA, W.; CARNEIRO, M. A.; NOCE, C. M.; MACHADO, N.; SATO, K.; TAYLOR, P. N. Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archean evolution of gneissic granitoid complexes in the Southern São Francisco Craton, Brazil. **Precambrian Research**, v. 78, p. 151-164, 1996.

TEIXEIRA, W.; SABATE, P.; BARBOSA, J.; NOCE, C. M.; CARNEIRO, M. A. Archean and paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco craton, Brazil. In: Tectonic evolution of South America. Rio de Janeiro: **Instituto de Geociências**, Universidade de São Paulo, 2000. Disponível em: <https://repositorio.usp.br/directbitstream/9054a424-dedf-489d-91b7-07bf0ea8d01e/1131012.pdf>.

VIAL, D. S.; DE WITT, E.; LOBATO, L. M.; THORMAN, C. H. The geology of the Morro Velho gold deposit in the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. **Ore Geology Reviews**, v. 32, p. 511–542, 2007.

VIEIRA, R. R.; GONÇALVES, C. C.; GONÇALVES, L. Evidências da colocação sintectônica de plutons revelada por estudos de campo, petrográficos, microestruturais e de química mineral: estudo de caso da Suíte alto maranhão (2130 ma), cinturão mineiro. **Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ**, v. 43, p. 376–396, 2020.