

UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO ESCOLA DE MINAS DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



# TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

# GEOQUÍMICA DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS E CARBONATOS DA REGIÃO MATA DOS PORCOS, SINCLINAL DOM BOSCO, NO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

Tulio Santos Abrantes Silva

MONOGRAFIA nº 486

Ouro Preto, setembro de 2023

# GEOQUÍMICA DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS E CARBONATOS DA REGIÃO MATA DOS PORCOS, SINCLINAL DOM BOSCO, NO QUADRILÁTERO FERRÍFERO



# FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

### Reitora

Prof.ª Dr.ª Cláudia Aparecida Marliére de Lima

### **Vice-Reitor**

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

### Pró-Reitora de Graduação

Dr. Adilson Pereira dos Santos

#### **ESCOLA DE MINAS**

Diretor

Prof. Dr. José Alberto Naves Cocota Júnior

Vice-Diretor

Prof. Dr. Cláudio Eduardo Lana

## DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Dr. Geraldo Magela Santos Sampaio

#### Vice-Chefe

Prof. Dr. Leonardo Eustáquio da Silva Gonçalves

## **MONOGRAFIA**

### Nº 486

# GEOQUÍMICA DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS E CARBONATOS NA REGIÃO MATA DOS PORCOS, SINCLINAL DOM BOSCO, NO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

**Tulio Santos Abrantes Silva** 

Orientador

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Jr

Coorientador

Prof. Msc. Edison Tazava

Monografia do Trabalho de Conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 402, ano 2023/1.

## OURO PRETO

2023

v

#### SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO



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

**Tulio Santos Abrantes Silva** 

Geoquímica das formações ferríferas e carbonatos da região Mata dos Porcos, sinclinal Dom Bosco, no Quadrilátero Ferrífero

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

Aprovada em 28 de setembro de 2023

Membros da banca

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior - Orientador - Universidade Federal de Ouro Preto
 Prof. Dr. Lucas Pereira Leão - Universidade Federal de Ouro Preto
 Dr. Geraldo Magela Santos Sampaio - Universidade Federal de Ouro Preto
 Dr. Leonardo Brandão Nogueira - Universidade Federal de Ouro Preot

Hermínio Arias Nalini Júnior, orientador do trabalho, aprovou a versão final e autorizou seu depósito na Biblioteca Digital de Trabalhos de Conclusão de Curso da UFOP em 03/10/2023.



Documento assinado eletronicamente por **Herminio Arias Nalini Junior**, **PROFESSOR DE MAGISTERIO SUPERIOR**, em 03/10/2023, às 16:03, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do <u>Decreto nº 8.539, de 8 de</u> <u>outubro de 2015</u>.



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site <u>http://sei.ufop.br/sei/controlador\_externo.php?</u>

<u>acao=documento\_conferir&id\_orgao\_acesso\_externo=0</u>, informando o código verificador **0599598** e o código CRC **A666D02F**.

Referência: Caso responda este documento, indicar expressamente o Processo nº 23109.013394/2023-58

## Agradecimentos

Primeiramente gostaria de agradecer meus pais João Irênio e Raimunda por todo apoio durante essa jornada, pois sem eles essa etapa seria mais difícil concluir. A minha irmã Juliana por sempre acreditar em mim.

A Carolina Marcussi e Artur Sander por serem grandes amigos durante todo esse ciclo. Agradeço aos colegas da turma 17.1 da geologia.

Aos professores Dr. Hermínio e Msc. Edison Tazava pela paciência e orientação prestadas que foram essenciais para a conclusão deste trabalho.

Ao Dr. Leonardo Nogueira por ajudar no entendimento do estudo e análises isotópicas realizadas. Ao professor Lucas Leão pelo tempo disposto para contribuir com o trabalho.

Ao Dr. Geraldo Magela pela disposição em ajudar sempre que foi preciso.

Agradeço ao Celso e Adriana, pois foram essenciais para as análises geoquímicas.

A UFOP, principalmente ao Departamento de Geologia (DEGEO) e todos os funcionários por fazerem parte de uma instituição que fornece ensino público de qualidade e contribui para formação de profissionais qualificados.

# SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS SUMÁRIO LISTA DE FIGURAS LISTA DE TABELAS	viii x xii viv
RESUMO	
ABSTRACT	xvii
	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1 1
	1
	2
1.4 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	2
1.5 MATERIAIS E METODOS	3
1.5.1 Revisão bibliográfica	3
1.5.2 Descrição petrográfica	4
1.5.3 Análise química dos carbonatos	4
1.5.4 Análise química das FFB	6
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	7
2.1 QUADRILÁTERO FERRÍFERO	7
2.1.1 Estratigrafia	8
2.1.2 Arcabouço estrutural	11
2.1.3 O Sinclinal Dom Bosco	12
3 FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS - FFB	15
3.1 CLASSIFICAÇÃO, NOMENCLATURA E EVOLUÇÃO DAS TEORIAS	15
3.2 CONDIÇÕES DEPOSICIONAIS, GÊNESE E MINERALOGIA	16
3.3 GEOQUÍMICA DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS	17
3.4 FORMAÇÃO CAUÊ	20
4 CARBONATOS	25
4.1 CLASSIFICAÇÃO, NOMENCLATURA E EVOLUÇÃO DAS TEORIAS	25
4.2 CONDIÇÕES DEPOSICIONAIS, GÊNESE E MINERALOGIA	27
4.3 GEOQUÍMICA DE CARBONATOS	29
4.4 ISÓTOPOS ESTÁVEIS	30
4.5 FORMAÇÃO GANDARELA	31
5 RESULTADOS	33
5.1 PETROGRAFIA	33

5.2	GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES E TRAÇO	. 40
	5.2.1 Elementos maiores e menores	40
	5.2.2 Elementos-traço	.43
5.3	ISÓTOPOS DE C E O	.45
5.4	PERFIS DO FURO COM VARIAÇÃO DOS ELEMENTOS EM PROFUNDIDADE	. 46
6 D	DISCUSSÕES	53
6.1	ELEMENTOS MAIORES	. 53
6.2	ISÓTOPOS C E O	53
7 C	CONCLUSÕES	. 55
REF	FERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	. 57

# INDÍCE DE FIGURAS

Figura 1.1 Mapa de acesso à região de estudo, elaborado no programa QGis
Figura 1.2 Digestão das amostras pela metodologia da digestão total de amostras5
Figura 2.1 Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero7
Figura 2.2 Coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero9
Figura 2.3 Modelo de redobramento em "L" do sinforme Dom Bosco
Figura 2.4 Modelo da relação entre o Complexo Bação (CB) e o Bloco Barbacena14
Figura 2.5 Mapa litológico de detalhe da área de estudo, elaborado no programa Qgis14
Figura 3.1 Modelo deposição de FFB's em condições sub-óxidas e anóxidas17
Figura 4.1 Classificação de carbonatos segundo Folk (1959, 1962)
Figura 4.2 Classificação de carbonatos segundo Dunham (1962)26
Figura 4.3 Classificação de Embry e Klovan (1971), com ênfase nos aspectos biológicos dos carbonatos
Figura 4.4 Ambientes plataformais determinados pela geotectônica
Figura 5.1 Fotomicrografia com cristais de carbonato e Mg-Fe clorita, MP-06
Figura 5.2 Fotomicrografia evidenciando cristais de magnetita e pirita, MP-0634
Figura 5.3 Fotomicrografia evidenciando cristais de quartzo e moscovita, MP-1435
Figura 5.4 Fotomicrografia evidenciando cristais de magnetita, MP-14
Figura 5.5 Fotomicrografia mostrando cristais de carbonato, MP-26
Figura 5.6 Fotomicrografia evidenciando cristais de carbonato, MP-26
Figura 5.7 Fotomicrografia evidenciando cristais de magnetita, MP-2637
Figura 5.8 Fotomicrografia evidenciado os cristais de Mg-Fe clorita e biotita, MP-3138
Figura 5.9    Fotomicrografia evidenciando cristais de biotita, Mg-Fe clorita, carbonato e      quartzo, MP-31
Figura 5.10 Fotomicrografia evidenciando cristais de magnetita e pirita, MP-31

Figura 5.11: Diagramas binários de elementos maiores e PPC.	41
Figura 5.12 Concentrações das médias de elementos traço por litologia	43
<b>Figura 5.13</b> Diagrama binário ente $\delta^{13}$ C e $\delta^{18}$ O	46
Figura 5.14 Diagrama binário entre <sup>13</sup> C e SiO2	46
<b>Figura 5.15</b> Perfil furo e variação dos elementos <sup>13</sup> C, SiO <sub>2</sub> e PPC em profundidade	48
Figura 5.16 Perfil furo e variação dos elementos Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , SiO <sub>2</sub> e PPC em profundidade	49
Figura 5.17 Perfil furo e variação dos elementos CaO e MgO em profundidade	50
Figura 5.18 Perfil furo e variação dos elementos <sup>13</sup> C e <sup>18</sup> O em profundidade	51

# ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 3.1 Composição química da fácies óxido, segundo Eichler (1976)    19
Tabela 3.2 Composição química fácies carbonato, segundo Eichler (1976)    19
<b>Tabela 3.3</b> Divisão das formações ferríferas e seus constituintes minerais
<b>Tabela 3.4</b> Química de fácies carbonato da Formação Cauê    22
<b>Tabela 3.5</b> Composição química dos itabiritos da Formação Cauê,
<b>Tabela 3.6</b> Concentrações, ppm, de elementos menores e traços em concentrados de óxido deferro de minérios e itabiritos do QF
Tabela 3.7 Concentração dos elementos menores e traços (ppm) 23
Tabela 5.1 Concentração dos elementos maiores e menores e PPC    42
Tabela 5.2 Concentração dos elementos traços em ppm44
Tabela 5.3 Razões isotópica de C e O45

### Resumo

O presente trabalho trata-se do estudo da petrografia e geoquímica (elementar e isotópica) de Formações Ferríferas Bandadas e carbonatos de testemunhos de um furo de sondagem da Região da Mata dos Porcos, no Sinclinal Dom Bosco. A petrografia macroscópica foi fornecida por uma empresa de mineração, que doou as amostras para a UFOP. Para a petrografia microscópica foram confeccionadas e analisadas quatro lâminas delgadas, onde 3 foram classificadas como dolomitos e um itabirito. Os valores obtidos nas análises químicas mostram um possível contato litológico entre itabiritos e dolomitos. Os itabiritos estão mais no topo do perfil intercalados com dolomitos e dolomito ferruginoso. Os dolomitos, por sua vez, depois de 200 metros de profundidade são no geral a litologia dominante. É observado ao longo do perfil correlações negativas entre PPC (perda por calcinação) e SiO<sub>2</sub>, assim como entre a sílica CaO e MgO. As razões isotópicas de  $\delta^{18}$ O apresentam valores abaixo de -12‰, evidenciando assim possíveis alterações pós-deposicionais, nas quais podem estar alterando a química das litologias devido a percolação de fluidos. Os valores de  $\delta^{13}$ C são próximos de zero, porém ocorrem algumas exceções próximas de -4‰, ou menor, que sugerem reações de descarbonatação nos dolomitos devido a reações com a sílica, evidenciando provavelmente as correlações negativas entre SiO<sub>2</sub> e  $\delta^{13}$ C. Nos itabiritos, os valores de  $\delta^{13}$ C podem ser próximos a esse valor de -4‰. Então, os resultados encontrados para  $\delta^{13}C$  nos itabiritos e dolomitos sugerem que estas litologias pertencem as formações Cauê e Gandarela, respectivamente. Estas estão invertidas na estratigrafia.

Palavras chave: Geoquímica, Isotópica, Formações Ferrífera, Carbonatos, Descarbonatação.

## **CAPITULO 1**

## INTRODUÇÃO

### 1.1 APRESENTAÇÃO

O Quadrilátero Ferrífero é uma das maiores províncias minerais do Brasil, principalmente se tratando de depósitos de ferro e ouro, no qual está localizado no Sul do Cráton São Francisco. Os depósitos de ferro estão hospedados principalmente nas rochas pertencentes a Formação Cauê, Grupo Itabira (Alkmin 2014), os litotipos são Formações Ferríferas Bandadas (FFB), também conhecidas na região como itabiritos. Além da Formação Cauê há também a Formação Gandarela no mesmo Grupo, esta que é composta por rochas de origem carbonáticas que são de idade Proterozoicas (Dorr II, 1969, Endo et al., 2019).

Estudos petrográficos para reconhecimento mineralógico e principalmente de química mineral nesses dois litotipos são de grande importância para entendimento de ambiente deposicional, processos pós-deposicionais e, se tratando dos carbonatos, também é possível o estudo das condições paleoclimáticas e biológicas.

No presente estudo foram feitas análises petrográficas, macro e microscópico, e geoquímica (elementos maiores, menores, traço e isótopos estáveis) de FFB e carbonatos das Formações Cauê e Gandarela, respectivamente, de 20 amostras de um testemunho de sondagem feito na região da Mata dos Porcos, no Sinclinal Dom Bosco, com o objetivo de contribuir para o entendimento da gênese dessas rochas e posterior comparação com rochas de mesma idade para correlação com possíveis eventos geológicos de escala global.

#### 1.2 OBJETIVOS

Este trabalho tem o objetivo principal de compreender a gênese das litologias do Grupo Itabira, FFB e carbonatos das formações Cauê e Gandarela, respectivamente, da Sinclinal Dom Bosco, na região Mata dos Porcos, através de estudos petrográficos e litogeoquímicos.

Os objetivos específicos são:

- Caracterizar a constituição mineralógica dessas rochas;
- Verificar a assinatura geoquímica (elementos maiores, menores e traços) para analisar se ocorreu mudanças devido a processos pós-deposicionais;

- Investigar se nas amostras de carbonatos mantiveram suas respectivas assinaturas isotópicas primárias e compará-las com as assinaturas isotópicas de outras rochas carbonáticas do Quadrilátero Ferrífero;
- Comparação com outros trabalhos publicados para identificar possíveis similaridades com os litotipos estudados.

### 1.3 JUSTIFICATIVA

Estudos geoquímicos e petrográficos de FFB e carbonatos são importantes para entender os ambientes de deposição e processos pós-deposicionais no qual estas rochas foram submetidas. Há diversos trabalhos neste viés envolvendo o estudo de formações ferríferas, mas é nítida a ausência de pesquisas com o mesmo objetivo envolvendo rochas carbonáticas. Como o estudo foi feito em amostras de testemunho que apresentam os dois litotipos, este foi de grande valia para entender a gênese do Grupo Itabira.

### 1.4 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

O furo analisado foi realizado próximo aos distritos de Miguel Burnier e Santo Antônio do Leite (Ouro Preto, MG), onde para acessar a área a partir da capital mineira, Belo Horizonte, é necessário pegar a BR-356 sentido para o município de Ouro Preto e posteriormente em Itabirito a MG-030. Como o local está situado em zona rural, próximo a Engenheiro Correia tem-se o acesso a área através da trilha da lavra Figura 1.1.



Figura 1.1 Mapa de acesso à região de estudo, elaborado no programa QGis (Fonte: Google Earth).

### **1.5 MATERIAIS E MÉTODOS**

A elaboração deste trabalho consistiu em quatro etapas principais: revisão bibliográfica, descrição petrográfica das amostras selecionadas, análise química dos carbonatos e análise química das formações ferríferas bandadas. Cada uma delas é descrita a seguir.

#### 1.5.1 Revisão bibliográfica

A revisão bibliográfica teve a finalidade de englobar as pesquisas científicas anteriormente realizadas a respeito da estratigrafia e tectônica do QFe, além de propriedades geoquímicas das FFB da Formação Cauê e carbonatos da Formação Gandarela.

#### 1.5.2 Descrição petrográfica

A descrição macroscópica das amostras foi cedida pela. As análises microscópicas ocorreram por meio da descrição de quatro lâminas petrográficas delgadas polidas, pelos métodos de luz refletida e transmitida.

#### 1.5.3 Análise química dos carbonatos

Para a análise química de rocha total, as amostras passaram por britagem e pulverização no LOPAG-DEGEO-UFOP (Laboratório de Preparação de Amostras). No processo de caracterização geoquímica foi realizada a leitura das amostras no Espectrômetro de emissão óptica com plasma indutivamente acoplado (ICP-OES) com o objetivo de determinar elementos maiores e menores realizada no laboratório de Geoquímica do DEGEO (LGqA).

O método de abertura total das amostras é utilizado na preparação e consiste na pulverização de 250 g de cada amostra e 0,1 g foram pesadas em balança analítica diretamente em frascos de PFA (60 mL) (Savillex). Após adicionou-se 1 mL de HCl 10 mol/L e 3 mL de HNO<sub>3</sub> 10 mol/L. Os frascos foram então aquecidos em chapa aquecedora à 110 °C até completa secagem (Nogueira 2018).

Posteriormente, um novo ataque ácido foi realizado com adição de 2 mL de HF concentrado e aquecimento dos fracos em chapa aquecedora a 110 °C até a secura. A próxima etapa, consistiu em adicionar 2 mL de HF concentrado. Logo após os frascos foram fechados com suas respectivas tampas e então aquecidos em chapa aquecedora por 30 horas a 110 °C. Após esse processo frascos foram abertos e aquecidos na chapa aquecedora a cerca 110 °C até a secura. Após adicionou-se 2 mL de HNO<sub>3</sub> e os frascos foram mantidos abertos em chapa aquecedora a 110 °C até secura. Novamente, adicionou-se 2 mL de HCl 10 mol/L, mantendo os frascos abertos em chapa aquecedora até completa evaporação do líquido. Por último adicionou-se 25 mL de HCl 2 mol/L, e os frascos foram fechados com suas respectivas tampas e aquecidos em chapa aquecedora por 2 horas a 110 °C (Figura 1.2).



Figura 1.2 Digestão das amostras pela metodologia da digestão total de amostras (retirado de Nogueira 2018).

Para as análises isotópicas de C e O foram coletas aproximadamente 200 µg de cada amostra e posteriormente colocados na bandeja do Gas Bench II, mantida a uma temperatura de 70 °C. Em seguida, adicionou-se 5 gotas de ácido fosfórico 100 % e deixou-se reagir por 60 minutos. Após esse tempo, as amostras foram analisadas no IRMS – Delta V Advantage. A precisão das análises realizadas também foi melhor que 0,1 ‰ tanto para <sup>13</sup>C quanto para <sup>18</sup>O. Os valores  $\delta^{13}$ C são apresentados em per mil (‰) com base no padrão *Vienna Pee Dee Belemnite* (V-PDB;  $\delta^{13}$ C = [(<sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C amostra – <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C padrão) / <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C padrão] x 103 (Nogueira 2018).

#### 1.5.4 Análise química das FFB

Para a análise química de rocha total, as amostras passaram por pulverização e tratadas no LOPAG-DEGEO-UFOP (Laboratório de Preparação de Amostras). No processo de caracterização geoquímica foi realizada a leitura das amostras no Espectrômetro de emissão óptica com plasma indutivamente acoplado (ICP-OES) com o objetivo de determinar elementos maiores e menoresPosteriormente à realização das análises qualitativas, foi realizada a integração dos dados obtidos em ambos para realização de interpretações das anomalias geofísicas de acordo com as estruturas e litologias mapeadas na região.

A realização das análises por ICP-OES é feita pelo método de abertura das amostras. O procedimento consiste na fusão em cadinhos de platina, de aproximadamente 0,500 g de amostra seca e pulverizada, juntamente com 1,90 g de mistura fundente (2:1 de carbonato e tetraborato de sódio) em mufla a ~1000 °C por cinco minutos. Depois da fusão, os cadinhos são transferidos, ainda quentes, para um béquer de 300 mL, onde ocorre adição de 100 mL de HCl 1:1 e deixados aquecendo em chapa na temperatura de 1500 °C a 230 °C. Quando os cadinhos de platina estiverem completamente limpos retira-se do béquer e a solução é transferida para um balão de 250 mL, onde é aferida com água destilada. A solução final é levada ao ICP-OES para leitura dos elementos maiores e menores.

# **CAPÍTULO 2**

# CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

### 2.1 QUADRILÁTERO FERRÍFERO

A região de estudo se encontra no Quadrilátero Ferrífero (QFe; Dorr 1969), localizado na borda sul do cráton São Francisco, constituído de terrenos metamórficos arqueanos e paleoproterozoicos (Alkmim & Marshak 1998). Sendo descrito primeiramente por Dorr (1969), o QFe foi formado e consolidado durante a orogenia Transamazônica (2.26 - 1.86 Ga) e é estudado principalmente pela grande concentração de mineralizações, em especial de voltadas para o ferro e ouro, de forma que a compreensão de seu arcabouço e evolução estrutural foram – e ainda são – fundamentais para o prosseguimento de sua exploração.

O QFe é constituído por unidades litoestratigráficas que vão do Arqueano ao Cenozoico (Figura 2.1), sendo delimitado a leste, pelo Orógeno Araçuaí, e ao sul pelo Cinturão Mineiro. Além disso, ele é cercado por extensas serras – a saber, a Homoclinal do Curral a norte; o Sinclinal Dom Bosco a sul; o Sinclinal Gandarela a leste; e o Sinclinal Moeda a oeste – cujo formato resultante deu nome ao QFe, por se assemelhar a um quadrilátero (Alkmim & Marshak 1998, Endo *et al.* 2019a).



Figura 2.1 Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero (extraído de Endo et al. 2019).

#### 2.1.1 Estratigrafia

Uma concepção de coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero foi elaborada por Alkmim & Marshak (1998), que dividiram a região nos Supergrupos Rio das Velhas, Minas e Grupo Itacolomi. Posteriormente, Endo *et al.* (2019a) elaboraram uma nova coluna estratigráfica para o QFe, que agora possui unidades mesoproterozoicas e mesozoicas, sendo possível visualizá-las na (Figura 2.2), dividindo-as em sete principais unidades:

- Embasamento cristalino arqueano: complexos metamórficos gnáissicos e migmatíticos;
- Supergrupo Rio das Velhas: tem como principal representante os *greenstone belts* arqueanos, além de formações ferríferas do tipo Algoma;
- Supergrupo Minas: de idade paleoproterozoica, é quem dá a forma do Quadrilátero Ferrífero, por possuir rochas mais resistentes à erosão, em especial os quartzitos da Formação Moeda, litologia predominante nas porções mais altas das serras existentes;
- Supergrupo Estrada Real: de idade paleoproterozoica, é composto de rochas metassedimentares clásticas e químicas e por rochas metavulcânicas félsicas, máficas e ultramáficas;
- Suítes intrusivas paleoproterozoicas, neoproterozoicas e mesozoicas;
- Supergrupo Espinhaço: representado por metarenitos e metaconglomerados;
- Coberturas fanerozoicas representadas por depósitos sedimentares e terrígenos, além de canga ferruginosa.



Figura 2.2 Coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero (extraído de Endo et al. 2019).

#### 2.1.1.1 Supergrupo Rio das Velhas

O Supergrupo Rio das Velhas possui espessura aproximada de 3400 m, sendo subdividido em três grupos:

- Grupo Quebra-Osso: base do supergrupo, é constituído de rochas meta-vulcânicas ultramáficas na borda leste do Quadrilátero Ferrífero (Castro *et al.* 2020);
- Grupo Nova Lima: composto de rochas vulcânicas máficas, ultramáficas e félsicas, além de arenitos, grauvacas e formações ferríferas bandadas do tipo Algoma. Passou por processos de

deformação cisalhante, expondo as rochas a processos hidrotermais, possibilitando a formação de depósitos de ouro orogênico (Castro *et al.* 2020);

• Grupo Maquiné: composto de filitos, quartzo-sericita xistos, quartzitos, metaconglomerados e metadiamictitos, é dividido nas Formações Palmital e Casa Forte (Castro *et al.* 2020).

O conjunto de litologias presente no Supergrupo Rio das Velhas é típico de um *greenstone belt*, que tem como principal característica a alternância entre rochas metavulcânicas ultramáficas e metassedimentares (Zucchetti *et al.*1998; Baltazar & Pedreira 1998; Baltazar & Zucchetti 2007).

#### 2.1.1.2 Supergrupo Minas

O Supergrupo Minas possui espessura de cerca de 3424 m, estando em contato discordante com o Supergrupo Rio das Velhas, e formando uma sucessão continental-marinha típica da evolução de bacias de margem passiva (Dorr 1969, Alkmim & Martins Neto 2012). É composto pelos seguintes grupos:

- Grupo Tamanduá: dividido nas Formações Cambotas e Morro Grande, é composto por quartzitos, xistos quartzosos, filíticos, ferruginosos e formações ferríferas dolomíticas (Alkmim & Marshak 1998, Castro *et al.* 2020);
- Grupo Caraça: dividido nas Formações Moeda e Batatal, é composto por quartzitos, filitos, metaconglomerados, formações ferríferas e mármores dolomíticos como litologias. Junto ao Grupo Tamanduá, representa a fase *rift* da evolução da bacia (Alkmin & Marshak 1998);
- Grupo Itabira: tem como unidades as Formações Cauê e Gandarela, sendo a primeira responsável por grande parte da mineração de ferro do Quadrilátero Ferrífero, consistindo principalmente de itabiritos representantes de depósitos do tipo Lago Superior. A Formação Gandarela é representada por mármores e filitos dolomíticos, além de ocorrência de itabiritos (Spier *et al.* 2007);

Grupo Piracicaba: é dividido nas Formações Cercadinho, Fecho do Funil, Taboões e Barreiro, sendo composto de filitos prateados – cuja denominação vem da presença de hematita especular em sua mineralogia, deixando a rocha nessa coloração –, filitos, dolomitos e ortoquartzitos (Castro *et al.* 2020).

#### 2.1.1.3 Supergrupo Estrada Real

De idade paleoproterozoica e espessura média de 3.625 m, o Supergrupo Estrada Real possui contato em discordância com o Supergrupo Minas, sendo dividido nos Grupos Sabará e Itacolomi. É constituído por rochas metassedimentares marinhas (Gr. Sabará) e metassedimentares continentais (Gr. Itacolomi), que em conjunto representam uma sucessão sin-orogênica do tipo Flysch (Dorr 1969).

#### 2.1.1.4 Supergrupo Espinhaço

O Supergrupo Espinhaço se apresenta sobre o Supergrupo Estrada Real, em discordância angular. Composto predominantemente por quartzitos, representa uma sequência do tipo *rift* (Rosière & Chemale Jr 2000).

#### 2.1.1.5 Coberturas cenozoicas

Arenitos, conglomerados e canga ferruginosa constituem as coberturas cenozoicas pertencentes ao topo da coluna estratigráfica do QFe. Elas podem ser divididas nas Formações Fonseca, Fazenda do Gandarela e Gongo Soco, encerrando a estratigrafia do QFe.

#### 2.1.2 Arcabouço estrutural

O Quadrilátero Ferrífero apresenta um complexo arcabouço estrutural, devido à série de eventos deformacionais pelo qual passou, iniciados já no Arqueano (Carneiro *et al.* 1995, Almeida 2004). O principal modelo utilizado para descrever sua geologia estrutural é o de domos e quilhas (Alkmim & Marshak 1998), onde os domos correspondem aos complexos metamórficos (Belo Horizonte, Bonfim, Santa Bárbara), e as quilhas correspondem aos Supergrupos Minas e Rio das Velhas, representados por sinclinais e homoclinais. O Sinclinal Dom Bosco, área foco do presente estudo, se encaixa no modelo das quilhas que compõem o QFe, sendo um sinforme de eixo aproximadamente E-W.

De acordo com Dorr (1969), o Quadrilátero Ferrífero pode ser caracterizado estruturalmente como sendo submetido a três eventos deformacionais: o primeiro estaria relacionado ao Supergrupo Rio das Velhas, que passaria por um processo deformacional anterior à deposição do Supergrupo Minas. O segundo ocorreria após a deposição do Grupo Itacolomi, com maior intensidade e gerando estruturas de orientação preferencial NE-SW. O terceiro seria responsável pela reativação e geração de novas estruturas, com direção de esforço E-W. Para Dorr, este seria o evento deformacional mais importante para a compreensão da região, pois a maioria dos sinclinais seriam resultantes deste evento.

Marshak & Alkmim (1989) consideram que o QFe passou por quatro eventos deformacionais, sendo todos pós-Itacolomi. O primeiro evento, D<sub>1</sub>, gerou estruturas com sentido NE. O segundo evento, D<sub>2</sub>, é representado por estruturas E-W, sendo característico de encurtamento crustal sob condições não-metamórficas. O terceiro evento apresenta caráter extensional, DE. O último evento, D<sub>3</sub>, gerou estruturas com sentido N-S, sendo elas mega dobras e falhas associadas a dobras menores, foliações e lineações.

Posteriormente, Alkmin & Marshak (1998) resumem os eventos Transamazônicos ocorridos no QFe a dois estágios. O primeiro é responsável pela geração de um cinturão de falhas de empurrão,

afetando os Supergrupos Rio das Velhas e Minas, gerando anticlinais e sinclinais com vergência NE. Este cinturão entrou em colapso orogênico, gerando o modelo de domos e quilhas. O segundo evento, com caráter extensional, é representado pelo colapso orogênico das rochas supracrustais, sendo responsável por gerar o modelo de domos e quilhas.

Endo *et al.* (2005) fizeram uma nova interpretação sobre a evolução do QFe, interpretando a região com um sistema de *Nappes*, onde a *Nappe* Ouro Preto se deslocou para a direção S-W e cuja superfície de descolamento é marcada pela Zona de Cisalhamento São Vicente.

#### 2.1.3 O Sinclinal Dom Bosco

O Sinclinal Dom Bosco (SDB) é uma megaestrutura presente no Quadrilátero Ferrífero, e que ainda abre muitos questionamentos acerca de sua estruturação. Dorr (1969) o divide em duas partes principais: uma oriental, caracterizada por falhas de empurrão e falhas de rasgamento, e uma ocidental, com predomínio de falhas de rasgamento. Sua é preservada por "placas" de empurrão, que possuem eixos de dobra que indicam idade mais nova para as falhas em relação ao dobramento. O braço norte do SDB não está envolvido no sistema de empurrão à exceção de seu fim, no extremo leste. Nas partes central e oeste há dobras internas mais complexas, com estratigrafia invertida na porção ocidental.

O SDB apresenta como litologias os Supergrupos Rio das Velhas e Minas (SGRV), e o Grupo Itacolomi. Em sua porção centro-sul, predominam clorita-xistos, quartzitos e formações ferríferas do SGRV, se apresentando em caráter discordante do Supergrupo Minas (SGM?) (Almeida 2004). As rochas do SGM se encontram com orientação preferencial E-W, até a parte leste do sinclinal, onde sofrem inflexão e apresentam direção NW-SE. O metamorfismo pelo qual as rochas passaram é característico de baixo grau (Johson 1962, Almeida 2004).

De acordo com Dorr (1969), a evolução estrutural do SDB teve início com o soerguimento do Supergrupo Rio das Velhas, ao norte, e uma massa a sul, ocorrendo pequenas dobras E-W ao longo desse período de dobramento. O braço sul da megaestrutura apresenta falhas de empurrão com componente direcional para oeste, sugerindo que o início da movimentação do SDB tenha sido nessa porção.

Outro modelo de evolução para o SDB é proposto por Almeida (2004), que passaria por quatro eventos deformacionais: durante o primeiro ( $E_1$ ), ocorrem duas fases de dobramento ( $D_1 e D_2$ ). Em  $D_1$ , há a geração de mega dobras isoclinais, representadas pelas *nappes* Ouro Preto e Ouro Branco, com xistosidade S<sub>1</sub>. Em D<sub>2</sub>, ocorre o redobramento dessas *nappes*, que agora apresentam também uma xistosidade S<sub>2</sub>, e possuem vergência para NW. Também há geração de dobras cilíndricas assimétricas.

No segundo evento,  $E_2$ , o SDB sofre um evento extensional, relacionado ao soerguimento do Complexo Bação e à formação de sinclinais interconectados no QFe. Os planos de acamamento e xistosidade  $S_2$  são rotacionados. O evento  $E_3$  está ligado ao evento compressional que afetou todo o QFe, gerando um sistema de falhas de empurrão. Por fim, o evento  $E_4$  é representado por clivagens com direção EW.

Endo *et al.* (2019) apresentam um modelo de dobramento em "L" ("*milter folding*") para a megaestrutura (Figura 2.3). No modelo, a porção centro-oeste do SDB sofre uma inversão da vergência de N para S, e posterior rotação e redobramento com geometria do tipo L. Isto divide o SDB em duas porções, representadas pelo sinforme de Segredo (SEG), de direção axial NW-SE e vergência para S, e pelo sinforme de João Pereira (JPE), de direção axial N-S e vergência para W.



**Figura 2.3** Modelo de redobramento em "L" do sinforme Dom Bosco. SEG: sinforme de Segredo; JPE: sinforme de João Pereira; T- Topo estratigráfico (extraído de Endo *et al.* 2019).

A junção desta geometria com outras feições identificadas – como rotação de diques e unidades – montam o modelo de indentação do bloco Barbacena para norte (Figura 2.4). A partição desta deformação regional tomaria parte pelo lineamento Jeceaba - Bom Sucesso, com movimento sinistral, da falha de Acaiaca atuando como falha de transferência, da Zona de Cisalhamento Campo do Meio, e de dobras de eixo E-W dispostas no interior do QFe.



**Figura 2.4** Modelo da relação entre o Complexo Bação (CB) e o Bloco Barbacena. CB: Complexo Bação; CSAP: Complexo Santo Antônio do Pirapetinga; GB: Grupo Barbacena; ZCC: Zona de Cisalhamento Congonhas; gr: corpos de granitoides e pegmatitos (retirado de Endo *et al.* 2019).

Com objetivo de melhor visualização das formações (litologias) aflorantes na área de estudo e em suas adjacências, foi elaborado um mapa litológico na escala 1:1000 (Figura 2.5). É possível observar que no local do furo a Formação Batatal está aflorando e está em contato com as formações Gandarela e Cauê.



**Figura 2.5** Mapa litológico de detalhe da área de estudo, elaborado no programa Qgis. As coordenadas do furo são N - 774563.5; E - 625311.86; cota - 1279.2 metros (Fonte: Endo *et al.* 2019).

# **CAPÍTULO 3**

## FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS - FFB

#### 3.1 CLASSIFICAÇÃO, NOMENCLATURA E EVOLUÇÃO DAS TEORIAS

As Formações Ferríferas Bandadas (FFB) foram estudadas por vários autores ao longo do tempo, gerando uma constante evolução na sua classificação e nomenclatura. Elas podem ser de origem química ou granular: as de origem química são conhecidas como BIF (*Banded Iron Formation*) e as granulares GIF (*Granular Iron Formation*) (James 1954). O conteúdo de ferro dessas rochas deve ser igual ou maior que 15 %.

Uma das primeiras classificações foi proposta por James (1954), onde estudou essas rochas na região do Lago Superior, localizada entre o Canadá e Estados Unidos, propondo para as rochas de origem química 4 fácies, sendo elas Óxido, Silicato, Carbonato e Sulfeto.

A distinção entre as formações ferríferas é baseada na sua mineralogia, em especial na fase mineral que concentra o ferro. A posição em que a formação se encontra dentro de uma bacia sedimentar também pode ser utilizada para classificação, que pode ser proximal, distal ou intermediária de acordo com a profundidade em que são formadas (James 1954, Alkmin 2014).

Cada fácies possui mineralogia distinta predominante: na fácies Óxidos, predominam hematita e magnetita; na fácies Silicato, greenalita, minnesotaita, stilpnomelana, clorita e ribbeckita; na fácies Carbonato, siderita e ankerita; por fim, na fácies Sulfeto predomina a pirita. A fácies Silicato é tida como a mais complexa, pois as condições de deformação e metamorfismo às quais foi submetida após sua deposição remetem a condições mineralógicas distintas (Bekker *et al.* 2010).

Existem diversos tipos de Formações Ferríferas Bandadas, sendo os principais Superior e Algoma. Uma diferença substancial entre elas é a associação a rochas vulcânicas, que ocorre apenas no tipo Algoma (Gross 1980). Outras singularidades também foram evidenciadas com relação à idade de deposição: formações do tipo Algoma são mais antigas, com deposição no Arqueano, apresentando pacotes sedimentares menos espessos e de menor continuidade lateral. Formações do tipo Superior possuem uma extensão lateral muito maior e pacotes mais espessos, com idade de deposição, em geral, arqueana a paleoproterozoica. O ambiente de formação também diferencia os tipos: Formações Ferríferas do tipo Algoma estão relacionadas a sequências vulcanossedimentares – *greenstone* – formadas por pulsos magmáticos intrabasais. Formações do tipo Superior se relacionam à eustasia, sendo depositadas em plataformas continentais em períodos de mar alto (Barley *et al.* 1998–*apud* Bekker *et al.* 2010). Posteriormente, Gross (1983) definiu também as formações do tipo Rapitan. Estas são de origem glaciogênica e possuem idade meso a neoproterozoica.

A proposta de classificação de Clout & Simonson (2005) divide em dois tipos, BIF e GIF, está relacionada à preservação das estruturas primárias das FFB devido ao metamorfismo ao qual foram expostas, em relação à sua granulometria. As BIF foram depositadas por lamas químicas, enquanto as GIF são depósitos granulares compostos por areia bem selecionada, com grande parte dos clastos sendo gerados por erosão e redeposição intrabacinal de lamas químicas, as mesmas que formaram as BIF (Beukes & Klein 1990). Ainda dentro da classificação de Clout & Simonson (2005), as BIF possuem todas as fácies de James (1954, 1966), enquanto as GIF apresentam apenas a fácies Óxidos e raramente a fácies Silicato.

### 3.2 CONDIÇÕES DEPOSICIONAIS, GÊNESE E MINERALOGIA

A deposição de FFB ocorreu apenas no Pré-Cambriano, período no qual as condições da atmosfera, biosfera e hidrosfera eram propícios para geração dessas rochas. Com o desenvolvimento de estudos, chegou-se à conclusão de que o ambiente de deposição de BIF e GIF possivelmente era o de mar aberto, em episódios de transgressão marinha (cf. Simonson and Hassler, 1996; Krapež *et al.*, 2003; Fralick & Pufahl, 2006 *apud* Bekker *et al.* 2010).

De acordo com Kump & Seyfried Jr. (2005), o ferro presente nas rochas seria proveniente de fontes hidrotermais marinhas, onde os fluidos apresentavam sulfeto de hidrogênio com excesso de Fe. Desse modo, o mar pré-cambriano continha uma razão Fe/H<sub>2</sub>S >> 1. James (1954), entretanto, acredita que a fonte de Fe é devida o intemperismo de massas continentais.

Para precipitar os principais constituintes minerais dos BIF e GIF os parâmetros físicoquímicos de pH e Eh do ambiente marinho devem estar estáveis. Dessa forma, ocorre a precipitação nos ambientes marinhos plataformais, de talude e de zona abissal, próximos a fontes exalativas James (1954).

Segundo Bekker *et al.* (2010), BIF do tipo Algoma estão relacionados majoritariamente a sequências vulcanossedimentares *greenstone*, mas podem estar associadas a depósitos do tipo VMS em águas profundas. Formações do tipo Superior, por sua vez, seriam depositadas em plataformas continentais, nas bacias de margem passiva.

A característica mais proeminente das FFB é o bandamento, onde se tem a alternância entre bandas de minerais ferruginosos e de sílica. Alguns pesquisadores tentam explicar essa questão: Pufahl (2010) diz que essa estratificação acontece através presença ou não de oxigênio no ambiente, sendo estes os ambientes sub-óxido e anóxido, respectivamente. No primeiro, tem-se precipitação de óxidos e hidróxidos de ferro e sílica amorfa, opala, nos quais ao serem submetidos a maiores pressão e temperatura devido ao soterramento sucessivo, se transformam em hematita e chert. Nos ambientes anóxidos a principal diferença é a deposição de greenalita, um silicato hidratado de ferro, que se transformará, respectivamente, em magnetita, chert e minesotaita. A Figura 3.1 indica o caminho pelo qual os componentes formadores das FFB passariam em um ambiente sub-óxido e anóxido.



**Figura 3.1** Modelo deposição de FFB's em condições sub-óxidas e anóxidas (retirado de Leão 2016, traduzido de Pufahl 2010).

Klein e Beukes (1989) propõem um modelo no qual o oceano pré-cambriano seria estratificado, onde existiam duas zonas, uma zona óxida e outra anóxida. Essas zonas são dependentes da profundidade da lâmina d'água, então o ferro era depositado em momentos de transgressões marinhas.

Em termos mineralógicos as FFB são complexas, pois alguns processos podem alterar sua composição. Um exemplo são os fluidos hidrotermais e o metamorfismo pelo qual a rocha passa após sua formação.

Klein (1983) diz que nas etapas tardias da diagênese, ou em baixo grau metamórfico, a assembleia mineral dessas rochas é composta por quartzo recristalizado (*chert*), magnetita, hematita, siderita, calcita, akerita, dolomita, greenalita, stilpnomelana, minnesotaita, ribeckita ferri-annita e sulfetos de ferro (pirita e pirrotita). Em quantidades menores, também podem ser encontrados clorita e talco, ambos filossilicatos ricos em Fe. A disposição desses minerais está na forma de mesobandas intercaladas, umas ricas em sílica e outras ferro. Submetidas a médio grau metamórfico, as FFB apresentam anfibólios, em especial os da série cummingtonita-grunerita. Em estágios mais avançados de metamorfismo, as formações ferríferas caracterizam-se por assembleias minerais anidras, onde quantidades variáveis de orto e clinopiroxênios predominam.

#### 3.3 GEOQUÍMICA DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS

Determinar o comportamento geoquímico dos elementos maiores, menores, traços, incluindo os elementos terras raras (ETR) das formações ferríferas pode ser de grande relevância para
compreender a gênese, texturas e mineralogia das formações ferríferas, principalmente quando submetidas a metamorfismo, alterando a pressão e temperatura que foram submetidas na diagênese (Leão 2016). Uma consequência ao processo metamórfico é a perda de voláteis, principalmente CO<sub>2</sub> (Alkmim 2014).

Segundo análises Lepp & Goldich (1964) várias formações ferríferas pré-cambrianas apresentam semelhanças químicas:

- a) De maneira geral, com poucas exceções, têm teor elevado de SiO<sub>2</sub> e menores em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, P, Ti e elementos-traço que as formações ferríferas mais jovens James (1966);
- b) Caracterizam-se por teor de Fe uniforme, por volta de 30 %, independente de sua idade, estrutura ou associação (Kimberley 1979);
- c) Quartzo e dolomita são os principais minerais associados ao minério e possuem relação inversa de abundância.

James (1966) apresenta assinaturas geoquímicas de duas de suas fácies, a óxido contempla rochas hematíticas e magnetíticas pré-cambrianas de simples composição química, sendo sílica e óxidos de ferro seus principais constituintes. As rochas estudadas por James (1966) na fácies silicato apresentavam composições químicas mais complexas, onde sua composição é de silicatos primários em maior quantidade, chamosita, greenalita, e glauconita, junto com menores proporções de minesotaita, cloritas ricas em ferro ou stilpnomelana, esta de provável origem metamórfica. Altos teores de SiO<sub>2</sub> e menores deAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, e P<sub>3</sub>O<sub>6</sub>, as diferenciam de formações ferríferas mais novas. Sílica recristalizada altarnada com camadas de magnetita e siderita também foram observadas nessas amostras.

Eichler (1976) fez uma compilação de dados geoquímicos de formações ferríferas das fácies carbonato e óxido de origem pré-cambriana de diversas parte do mundo, apresentados nas tabelas 3.1 e 3.2. De acordo com seu estudo essas rochas são compostas em maior quantidade de óxidos de ferro e sílica, seguido de alumina e álcalis, cobre, chumbo, zinco, cobalto, níquel e fósforo com teores muito baixos, isso quando ocorrem.

Segundo Klein (2005), formações ferríferas de idades entre 3.8 e 1.8 Ga apresentam constituição química similar, sendo Fe<sub>total</sub> (20-40 wt%) e SiO<sub>2</sub> (43-56 wt%) mais abundantes. Já os teores de CaO e MgO variam entre 1,75-9,0 wt% e 1,2-6,7 wt% respectivamente. Teores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> são os menores variando de 0,09 a 1,8 wt%.

Composição (%)	Bong Range (Libéria)	Nimba Mts. (Libéria)	Menominee District (Michigan)	Krivoy Rog (Ucrânia)	Middle Back Range (Austrália)
FeO	12,95	4,36	1,6	0,71	1,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	40,45	51,7	50,1	53,08	51
SiO <sub>2</sub>	41,24	40,9	40,15	44,8	46,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,87	0,24	0,8	0,37	0
Mn	0,12	0,26	0,13	n.d.	0,02
Р	0,058	0,112	0,03	n.d.	0,17
CaO	0,84	0,17	2	0,28	n.d
MgO	1,35	0,1	1,4	0,07	0
K <sub>2</sub> O	0,2	n.d.	n.d.	0,12	0
Na <sub>2</sub> O	0,2	n.d.	n.d	0,12	0
TiO <sub>2</sub>	0,17	n.d.	n.d.	0,07	n.d.

**Tabela 3.1** Composição química da fácies óxido, segundo Eichler (1976) (retirado de Alkmim 2014). n. d.: não determinado.

**Tabela 3.2** Composição química fácies carbonato, segundo Eichler (1976) (retirado de Alkmim 2014). n. d.: não determinado.

Composição (%)	Gunflint	Krivoy Rog (Ucrânia)	Krivoy Rog (Ucrânia)
	(Minesota, EUA)	1	2
FeO	26,28	28,07	20,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,64	4,9	2,4
SiO <sub>2</sub>	46,46	38,58	58,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,24	3,27	0,48
Mn	0,13	0,03	0,01
Р	0,057	n.d.	n.d.
CaO	3,1	1,79	1,33
MgO	1,87	0,47	0,44
K <sub>2</sub> O	n.d.	0,12	0,04
Na <sub>2</sub> O	n.d.	0,39	0,27
TiO <sub>2</sub>	n.d.	0,03	0,02

Estudos de elementos traço têm dado interpretações sobre as condições oxidantes da Terra primitiva. As concentrações de Ni analisadas em BIF caíram da metade de 2.7 - 2.5 Ga em relação as concentrações de 3.8Ga. Bactérias produtoras de metano eram dependentes do Ni para suas reações

metabólicas, e com isso sua população diminui. O metano reage com o oxigênio, diminuindo a concentração do segundo na atmosfera, assim com a baixa desses seres a concentração de oxigênio a partir de 2.7Ga foi possível (Bekker *et al.* 2010).

Devido aos elementos terras raras serem pouco móveis nos processos pós-deposicionais, são bastante utilizados em estudos geoquímicos, entretanto quando as rochas estão muito intemperizadas os padrões deles podem modificar, exceto anomalias de Eu (Nesbitt, 1979).

Há um fracionamento mínimo de ETR durante a precipitação de óxidos e hidróxidos de ferro, então formações ferríferas capturam esses elementos das águas do mar no local de sua precipitação Bekker *et al.*, (2010).

Durante o soterramento e diagênese, até mesmo em baixo grau metamórfico as formações ferríferas aparentam preservar o padrão primário de ETR. Porém, na fácies metamórfica anfibolito ou superior, ou afetadas por fluidos durante o processo metamórfico, os estudos das condições redox devem ser utilizados com devido cuidado (Bekker *et al.* 2010).

Os padrões de ETR de sedimentos químicos e águas marinhas são normalmente normalizados por média dos padrões de folhelho, como, por exemplo, o PAAS (*Post Archean Australian Shale Average*) ou o NASC (*North American Shale Composite*). Outros autores normalizam ainda pelo condrito.

Barrett (1988) estudou FFB arqueanas de duas fácies de James (1954, 1966). A fácies sulfeto era caracterizada por formações ferríferas associada a fluxo vulcânico e sedimentos vulcanoclásticos, a outra era formações ferríferas da fácies óxido intercaladas com sedimentos clásticos de origem marinha. Ao analisar sílex, magnetita e pirita constatou que o somatório de ETR < 20 - 30 ppm e possuem anomalias que variam de moderada a fortes de Eu, em relação a folhelho de mesma idade.

Em formações ferríferas arqueanas ocorrem anomalias positivas de Európio (Eu), entretanto para as de idade proterozoicas essa característica tende a desaparecer. Isto gera evidências de que os oceanos arqueanos tinham um forte controle relacionado a enormes quantidades de soluções hidrotermais, enquanto para o Cério (Ce) anomalias positivas e negativas são características (Klein, 2005; Alexander *et al.* 2009).

## 3.4 FORMAÇÃO CAUÊ

Dorr e Barbosa (1963) definiu itabirito como "uma formação ferrífera da fácies óxido, laminada e metamorfizada, no qual as bandas de chert ou jaspe original foram recristalizadas em quartzo granular e o ferro em hematita, magnetita ou martita".

Devido a sua composição mineralógica, os itabiritos Cauê são entendidos como sendo produtos metamórficos BIF fácies óxidos do tipo Lago Superior (Rosière *et al.* 2001).

A mineralogia dos itabiritos dessa formação apresenta uma mineralogia não muito complexa, sua constituição é tida como de grande homogeneidade. O principal óxido é a hematita, e seus polimorfos, martita, especularita e hematita granoblástica, isso a depender do grau de metamorfismo que foi submetido (Rosière et al. 2001). Magnetita, quase sempre ocorre como kenomagnetita (Kullerud *et al.* 1969). Estudos de Rosière & Chemale Jr. (2000) definiram como sendo a composição das bandas não ferruginosas quartzo, dolomita e anfibólios. Foi proposto por (Pires 1995, Rosière & Chemale Jr. 2000) a divisão das FFB's segundo a Tabela 3.3.

**Tabela 3.3** Divisão das formações ferríferas e seus constituintes minerais segundo (Pires 1995, Rosière & Chemale Jr. 2000).

Tipos de		
Formação	Componentes Mineralógicos Principais	Componentes Acessórios
Ferrífera		
		Clorita, sericita, dolomita
Itabirita aamum	Hamatita mantita kanomagnatita guantza	ferroana, caolinita, cianita,
Itabinto comuni	nematria, martita, kenomagnetita, quartzo	Óxidos de Mn, sulfetos, apatita,
		pirofilita
		Calcita, grunerita-
Itabirita	Montito homotito konomognatito delemito	cummingtonita, clorita,
dolomítico	formeene	stilpnomelana, biotita, tremolita,
doioiniuco	lenoana	actinolita, quartzo (chert),
		sulfetos, pirofilita
Itabirita	Martita, hematita, kenomagnetita,	Carbonato, talco, dolomita
anfihalítica	maghemita, grunerita, cummingtonita,	ferroana. Egirina, biotita, Mg-
annoonuco	tremolita, actinolita, quartzo	riebeckita, kupferita, sulfetos
Hematita - filito	Hematita, sericita	Quartzo, clorita
Filito piritoso	Pirita, matéria carbonosa	

As idades de deposição foram estudadas por alguns autores, principalmente através de estudos geocronológicos. Machado *et al.* (1992) através de estudos em zircões chegou à idade de 2,58 - 2,05 Ga. Hartmann *et al.* (2006) estimaram a idade de deposição entre 2,58 e 2,42 Ga pelo método U/Pb em zircões da Formação Moeda.

Um dos primeiros trabalhos nos estudos geoquímicos dos itabiritos do QF foi proposto por Gair (1962), onde os resultados são mostrados na Tabela 3.4:

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	<b>P</b> <sub>2</sub> <b>O</b> <sub>5</sub>	MnO
	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)
1	47,9	0,4	47,7	1,4	0,03	<0,05	0,13	<0,1	<0,1	0,02	<0,1
2	44,5	0,22	49,7	<0,1	0,05	<0,05	0,11	<0,1	<0,1	0,33	0,48
3	42,1	0,11	52,8	0,9	0,07	<0,05	0,15	<0,1	<0,1	0,11	<0,1

Tabela 3.4 Química de fácies carbonato da Formação Cauê (Gair 1962) (retirado de Leão 2016).

1 = itabirito; 2 e 3 = itabirito ocre (alteração fácies carbonática)

Dorr II (1969) ao estudar a geoquímica dos itabiritos da Formação Cauê faz uma diferenciação em três tipos, normal (silicoso), anfibolítico e dolomítico. A distinção é pelo conteúdo de ferro e sílica, como é observado na Tabela 3.5:

**Tabela 3.5** Composição química dos itabiritos da Formação Cauê, segundo Dorr II (1969) (retirado de Alkmin 2014).

	Fe Total (%)	SiO <sub>2</sub> (%)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (%)	H <sub>2</sub> O (%)	CaO (%)	MgO (%)	
Normal	37,9	44,7	0,5	0,05	0,3	-	-	
Dolomítico	29,4	47,8	0,5	-	-	3,2	1,6	
Anfibolítico	31,9	50,8	0,7	0,08	-	2,2	2	

(-) Análise não realizada

Kessler & Müller (1988) estudaram elementos menores e traço, onde analisaram 192 concentrados de minérios de ferro das FFB do QF. Os resultados obtidos podem ser visualizados pelas tabelas Tabela **3.6** e Tabela **3.7**:

**Tabela 3.6** Concentrações, ppm, de elementos menores e traços em concentrados de óxido de ferro de minérios e itabiritos do QF (Kessler & Müller 1988, retirado de Alkmim 2014).

Elemento	Itabirito	Minério de	Elemento	Itabirito	Minério de
		Ferro			Ferro
Al	257-2497	287-3025	Mg	10-244	9-245
Au*	8-60	6-133	Mn	25-580	21-962
Ca	16-425	8-754	Ni	88-376	98-316
Со	52-307	48-256	Р	720-1530	650-1920

Cr	16-236	14-244	Ti	12-415	17-559
Cu	19-165	20-98	V	50-580	25-257

\*limite de detecção em ppb.

Tabela 3.7 Concentração dos elementos menores e traços (ppm) (Retirado de Alkmin 2014).

Elen	rento	Ca	Со	Cr	Cu	Mg	Mn	Ni	Р	Ti	V
SO	Média	213	144	167	46	58	555	224	760	261	180
birit	Máximo	234	200	185	68	69	580	333	1120	274	243
Ita	Mínimo	21	56	18	22	11	25	109	360	13	63
SO SO	Média	290	209	234	79	218	541	289	610	445	233
inéri Fer	Máximo	298	257	236	98	219	563	377	1260	463	258
Mi de	Mínimo	8	48	2	19	1	22	88	650	18	25

Klein & Ladeira (2000) nos estudos utilizando ETR nas FFB em algumas regiões do Quadrilátero Ferrífero, mais especificamente no Supergrupo Minas, concluiu que com exceção de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e FeO, sua composição é muito similar a outros estudos de formações ferríferas arqueanas e paleoproterozoicas de outras bacias do mundo.

Spier *et al.* (2007) ao estudarem itabiritos dolomíticos e silicosos (quartzoso) na porção NW do Quadrilátero Ferrífero, chegaram à conclusão de que a composição química de ambos é simples, no primeiro caso é composto por Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, MgO e LOI, onde essa composição varia entre 95,8% a 97,8%, já o itabirito silicoso é composto por 94,4% a 99,6% de  $Fe_2O_3$ ,  $SiO_2$ . Os dois tipos de itabirito são altamente oxidados, a relação  $Fe^{3+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+}) > 0,98$  muitas vezes, é maior que as médias de outros BIF's paleoproterozoicos. Em relação aos elementos traços suas concentrações são baixas. Em relação a isótopos, a dolomita apresenta valores baixos de carbono treze em relação a PDB, e o oxigênio dezoito com valores variando entre -12,4 a - 8,5 % x PBD. Em relação aos estromatólitos da Formação Gandarela, os valore do C no itabirito dolomítico estão em uma mesma faixa de valores.

Spier *et al.* (2007) ao relacionar isótopos de C e O, assinaturas de ETR e a relação entre Y/Ho, propõem uma origem marinha para os sedimentos da Formação Cauê. Ainda em relação ao padrão de ETR, ocorre um enriquecimento nesses elementos sugere uma assinatura geoquímica de águas oceânicas modernas sobrepostas por uma hidrotermal, está segunda marcada por anomalias positivas de Eu. Contribuições terrígenas menores nos sedimentos marinhos químicos da Formação Cauê é relacionada à baixa dos componentes Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, e na forte correlação positiva entre eles.

Um dos estudos da geoquímica da Formação Cauê foi feito por Alkmim (2014), onde estudou itabiritos goethíticos, e silicosos. Segundo Alkmim (2009) o itabirito goethítico é produto da alteração do itabirito magnetítico. Alkmim (2014) obteve dados geoquímicos semelhantes aos de demais formações ferríferas paleoproterozoicas. A alteração supergênica mobilizou elementos maiores e menores a profundidades até 140m, e os elementos traços, principalmente elementos terras raras leves até profundidades de 90m. Os estudos dos ETR foram normalizados pelo PAAS, e os resultados foram: anomalias positivas de Eu e Y, enriquecimento de ETRP em relação aos ETRL, anomalias tanto positivas quanto negativas de Ce, e as razões  $(Sm/YB)_S < 1$ ,  $(Eu/Sm)_S > 1$ .

# **CAPÍTULO 4**

## 4.1 CLASSIFICAÇÃO, NOMENCLATURA E EVOLUÇÃO DAS TEORIAS

De uma maneira geral as rochas carbonáticas são classificadas em relação a mineralogia, textura e tamanhão dos grãos. Exemplos de classificações que se baseiam nesses aspectos são Folk (1959, 1962), Dunham (1962), Grabau (1904) e Tucker (1990).

Folk (1959, 1962) ao basear sua classificação na composição leva em conta 3 constituintes principais, grãos, matriz e cimento. Foram propostos 3 grupos a partir dos constituintes, rochas aloquímicas, nas quais são compostas apenas por grãos e subdivide-se de acordo com presença de cimento ou matriz, ortoquímicas, onde são compostas apenas por sedimentos químicos, e recifais autóctones, com predominância de fragmentos de organismos marinhos, representados na Figura 4.1.



Figura 4.1 Classificação de carbonatos segundo Folk (1959, 1962) (retirado de Terra et al. 2010).

Dunham (1962) em sua classificação leva em conta os aspectos texturais das rochas carbonáticas (Figura 4.2), principalmente em relação a matriz e grãos.

TEXT	URA DEPO	SICIONAL F	RECONHEC	IVEL	Textura deposicional não- reconhecivel
Cor	nponentes origin durante a d	ais não-ligados eposição	1	Componentes	
(Particula	Contém Matriz s tamanho argila	/silte fino)		ligados durante a	
Suportado	pela matriz	O arcabouço	Sem matriz,	deposição	
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos	é grão- suportado com matriz	suportado		
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Crystalline
1.	···)	76-( 0		RA	

Figura 4.2 Classificação de carbonatos segundo Dunham (1962) (retirado de Terra et al. 2010).

Embry e Klovan (1971) propuseram uma classificação ao estudarem recifes devonianos do Canadá, e ampliaram a classificação de Dunham (Terra *et al.* 2010). Assim, os *boundstones* foram subdivididos em *floatstone, rudstone, bafflestone, bindstone e framestone* (Figura 4.3).

		CALCÁ	RIOS ALÓCTO	NES			CALCÁ	RIOS AUTÓCI	ONES
Component duran	es originais não te a deposição (·	-ligados organi <10% grão >2 π	icamente nm)		Componen não-ligados durante a	tes originais organicamente deposição	Cor liga du	nponentes orig idos organicam irante a deposi	nais ente cão
(Partícula:	Contém Matriz s tamanho argila	/silte fino)		Textura deposicional	>10% grā	os >2 mm	Organismos	Organismos	Organismos
Suportado	Suportado por matriz é grão- suportado por matriz				Suportado	Suportado por	que atuam	que encrustam	que constroem um
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos	suportado com matriz	suportado		pela matriz	componentes maiores que 2 mm	obstáculos	ligam	arcabouço rígido
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Crystalline	Floatstone	Rudstone	Bafflestone	Bindstone	Framestone
1.	.)				[ ] ] ()		<b>Ť</b> ÅÅ		ZA

**Figura 4.3** Classificação de Embry e Klovan (1971), com ênfase nos aspectos biológicos dos carbonatos (retirado de Terra et al. 2010).

Grabau (1904) e Tucker (1991) classificaram as rochas carbonáticas de acordo com o tamanho dos grãos. Grãos > 2 mm eram calcirruditos, 2 mm  $\leq$  grãos  $\geq$  62 µm calcarenitos e grãos < 62 µm calcilutitos, calciesparitos são os de componentes apenas autigênicos. O prefixo dolo substitui calci quando o principal constituinte da rocha é dolomita ao invés de calcita.

### 4.2 CONDIÇÕES DEPOSICIONAIS, GÊNESE E MINERALOGIA

As rochas carbonáticas são constituídas principalmente por calcita e dolomita, em que rochas com mais de 50% de calcita são denominadas calcário e dolomito quando há mais de 50% de dolomita. Mas, além desses minerais podem também estar presentes, porém em menor proporção siderita, ankerita e magnesita. A aragonita, polimorfo da calcita, ocorre apenas em sedimentos carbonatados recentes Souza & Vidal (2005).

São três processos principais que controlam a sedimentação carbonática, bioquímica em que a precipitação da calcita (CaCO<sub>3</sub>) é ocorre por construção e aglutinamento de organismos construtores, a exemplo de corais e briozoários. A ocorrência de rejeitos de atividade orgânica tem influência nos grãos, conchas e esqueletos são observados. Os parâmetros físico-químicos (pH, solubilidade, pCO<sub>2</sub> etc.) quando estão em condições favoráveis favorecem a precipitação química e juntamente com processos físicos relacionado aos mecanismos de erosão e acumulação de sedimentos carbonáticos prévios quando estão sob a ação de ondas e correntes de maré, assim como geração de partículas carbonatadas (desagregação de algas calcáreas) (Nogueira 2018).

Segundo Tucker & Wright (1990), são muitos os fatores que controlam a sedimentação carbonática, mas dois apresentam maior relevância, a geotectônica e o clima, que controlam a eustasia, outra variável muito importante. A geotectônica determina cinco principais tipos de deposição carbonática em ambientes de plataforma (Figura 4.4): *rimmed-shelf* (plataforma com orla), *ramp* (plataforma em rampa), *epeiric plataform* (plataforma epicontinental), *isolated plataform* (plataforma isolada) e *drowned plataform* (plataforma afogada). O nível do mar também é um fator importante, principalmente se tratando de extensão e espessura da deposição, quando é alto tem-se maiores espessuras e extensões as camadas. O clima e a geotectônica controlam o volume de gelo (glaciação) na Terra, e por consequência o nível eustático.



Figura 4.4 Ambientes plataformais determinados pela geotectônica, retirado de Tucker & Wright (1990).

Tucker (1990) admite seis ambientes deposicionais possíveis para estas rochas, mar aberto, margem plataformal, lagunas planície de marés e lacustre. Esses diferentes ambientes geram rochas com textura, granulometria e composição particulares. Em mares tropicais rasos, principalmente entre as latitudes 30°N e 30°S que possuem temperatura em torno de 20 °C é que se dá a maior deposição de carbonatos.

Segundo Tucker & Wright (1990), a diagênese de rochas carbonáticas possui seis processos principais, cimentação, micritização microbial, neomorfismo dissolução, compactação (incluindo dissolução sob pressão) e dolomitização. A diagênese é controlada principalmente pela composição e mineralogia do sedimento, químico dos fluidos nos poros, história geológica do sedimento em termos de soterramento/elevação, eustasia, influxo de diferentes fluidos porosos e clima.

As rochas que serão analisadas são dolomitos, então será discutido mais sobre o processo de dolomitização. A dolomitização consiste na substituição da calcita por dolomita Akbar *et al.* (1995). Tucker & Wright (1990) analisaram que a fonte dos íons Mg<sup>2+</sup> e como o fluido dolomitizante é bombeado através dos sedimentos carbonáticos são muito importantes no processo. A fonte de água mais provável é a do mar, devido a ser rica em Mg<sup>2+</sup>, porém está sofre alteração química em maior ou menor grau nos modelos de dolomitização. São aceitos cinco medelos evaporativo (*evaporative*), refluxo-infiltração (*seepage-reflux*), zona de mistura (*mixing-zone*), soterramento (*burial*) e modelos de água do mar (*seawater models*).

## 4.3 GEOQUÍMICA DE CARBONATOS

Rochas carbonáticas são classificadas de acordo com suas razões Ca/Mg. Chilingar (1957) classifica como calcários, sedimentos com razões (Ca/Mg >105), calcário levemente magnesianos (razões 16 < Ca/Mg < 60), calcário dolomítico (razões 3,5 < Ca/Mg < 16), dolomito calcítico (razões 2 < Ca/Mg < 3,5), dolomito levemente calcítico (razões 1,7 < Ca/Mg < 2,0), dolomito (razões 1,5 < Ca/Mg < 1,7), dolomito magnesiano (razões 1 < Ca/Mg < 1,5) (Souza 2022).

Elementos maiores e menores quando analisados retornam uma resposta em porcentagem, onde elementos maiores > 1 % e menores entre 0,1 e 1 %. Em termos químicos o resultado é em forma de óxidos, exemplos, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, MgO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, MnO, SiO<sub>2</sub> e TiO<sub>2</sub>. Já os elementos-traço, como V, Cr, Ni, Cu, Zn, Sc, Y, Sr, Rb, Ba, Nb, Pb, Th, Co, Li e Zr, apresentam os resultados em concentrações muito menores, partes por milhão (ppm). Suas concentrações são inferiores a 1.000 ppm, Nogueira (2018).

Elementos terras raras são bastante úteis também no estudo geoquímico dos sedimentos carbonáticos, devido a terem a característica de serem pouco solúveis e moveis em processos pósdeposicionais Bau & Duski (1996). Eles são úteis para identificar o ambiente deposicional marinho devido a suas concentrações em rochas carbonáticas (Nogueira 2018).

Ao estudar elementos terras raras em rochas sedimentares os resultados tem o potencial de apresentar características originais da água do mar. Devido ETR poderem ser afetados pela mobilização de fluidos durante a diagênese e metamorfismo, as rochas sedimentares antigas são consideradas como uma confiável ferramenta para proxies dos ETR (Holser 1997). Liu *et al.* (1988) ao estudar carbonatos marinhos obteve resultados anômalos para Ce que é um possível indicador para estudar condições redox em paleo-oceanos.

As concentrações dos ETR são usualmente normalizadas pelos valores de referência dos folhelhos PAAS (*Post Archean Australian Shale*) Taylor & McLennan (1985), isso para auxiliar ao fazer relação com dados já publicados.

Bolhar *et al.* (2004) utilizando perfil de ETR caracteriza sedimentos químicos, assim, apresentam enriquecimento em La, anomalia negativa em Ce, enriquecimento de ETRP em relação aos ETRL, anomalia positiva de Y e leve enriquecimento de Gd. Segundo Bau & Dulski (1996) as anomalias de Ce estão relacionadas a ambientes oxidantes.

As concentrações dos ETR's na água do mar são caracterizadas por uma depleção uniforme dos ETRL, uma leve anomalia positiva de La, anomalia negativa de Ce de Baar *et al.* (1991), e uma diferença na razão Y/Ho quando comparada com materiais terrígenos Bau (1966).

## 4.4 ISÓTOPOS ESTÁVEIS

Isótopos são átomos de um mesmo elemento químico que possuem mesmo número atômico, porém diferem em massa devido a diferença no número de nêutrons. No estudo de carbonatos, análises de isótopos estáveis de C e O são muito utilizadas.

Existem dois isótopos estáveis de carbono, <sup>13</sup>C e <sup>12</sup>C, onde o segundo é o mais abundante. A análise desses é feita CO<sub>2</sub> pelo sendo a proporção <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C comparada a valores de CO<sub>2</sub> liberados do padrão (V-PDB). Este padrão está relacionado a razão isotópica de uma concha de *Belemnite* da Formação Pee Dee (Carolina do Sul, Estados Unidos) (Tucker & Wright 1990). O cálculo da composição isotópica é dado em partes por mil (‰), através da equação (5):

$$\delta = \frac{R_{amostra} - R_{referência}}{R_{referência}} \ x \ 1000 \tag{1}$$

Este resultado é melhor expresso em partes por mil devido as variações na razão isotópica serem muito baixas e assim não é possível analisar se fosse em porcentagem.

O carbonato ao se depositar está em equilíbrio isotópico com a água do mar, tal fato no estudo de <sup>13</sup>C deve ser levado em conta. Assim, alterações no ciclo do carbono e consequente perturbações na composição isotópica da água do mar devido a mudanças climáticas, evolução da vida, tectônica são relevantes (Nogueira 2018).

Kah *et al.* (1999) ao estudar o Supergrupo Bylot de idade proterozoica com <sup>13</sup>C dividiram as eras mesoproterozoica e neoproterozoica sugere a divisão em três intervalos isotópicos distintos: o primeiro ocorreu de 1.6 - 1.3 Ga, com  $\delta^{13}C = 0,0 \pm 1,0\%$ , sugerindo então uma estabilidade dinâmica da Terra. Com razões isotópicas moderadamente positivas  $\delta^{13}C = 3,5 \pm 1,0\%$  começando em ~ 1.3 Ga, e por fim 0.8 - 0.78 Ga.

Ao se estudar isótopos de O em carbonatos, são calculadas as razões <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O com relação ao padrão SMOW (*Standard Mean Ocean Water*), amostra de água do mar representativa da composição isotópica do oceano atual, mas também podem ser calculados em relação ao padrão V-PDB.

Segundo Banner & Hanson (1990), a ocorrência de fluidos nos interstícios dos sedimentos carbonáticos durante o processo diagenético, metamorfismo ou dolomitização leva a um decréscimo em valores de  $\delta^{18}$ O. Sendo comum influência de águas de degelo ou meteóricas na composição isotópica das rochas carbonáticas pré-cambrianas, ocorre dificuldade em interpretações paleoambientais e correlações estratigráficas globais baseadas nesse isótopo, isso devido a composição isotópica raramente é igual a composição isotópica da água do mar no momento da deposição.

### 4.5 FORMAÇÃO GANDARELA

Dorr (1958) assume que a Formação Gandarela é constituída por rochas carbonáticas e dolomíticas que sofreram metamorfismo de baixo a médio grau. As litologias presentes são mármores dolomíticos, itabiritos dolomíticos associados a filitos carbonáticos, dolomitos ferruginosos e em menor quantidade FFB.

A deformação e metamorfismo obliteraram a maior parte das estruturas primárias dos mármores, mas em alguns locais é possível a ocorrência de brechas e estromatólitos. Estudos sistemáticos apontam que o processo de dolomitização ocorreu em muitos mármores, entretanto a respeito da composição dos sedimentos, calcita ou dolomita, não se tem evidências concretas. Mas a trama equigranular e densa dos grãos indicam a substituição por dolomita durante metamorfismo (Dorr 1969, Nogueira 2018).

Nogueira (2018) em seu estudo realizado nas pedreiras Bemil e Lagoa Seca encontrou Teores de ETR relativamente mais elevados que estão associadas a correlações fortemente positivas com os elementos imóveis incluindo Al, Ni, Th, Cr, Sc e Y, juntamente com uma correlação negativa entre  $\Sigma$ ETRs e CaO, sugerindo que as variações observadas nos valores  $\Sigma$ ETRs nestas amostras foram controladas principalmente pela entrada de materiais terrígenos. O Eu apresentou correlação positiva com proxies detríticos de Zr, Th e Y evidenciando a origem não-diagenética do Eu. Em relação aos isótopos estáveis, razões isotópicas de carbono menores que -2 ‰ provavelmente resultaram de reações de descarbonatação, mas na maioria a relação entre os valores de  $\delta^{13}$ C se assimilaram aos valores encontrados em carbonatos marinhos de mesma idade ~ 2.42 Ga. Os valores de  $\delta^{18}$ O foram menores que -12 ‰ na pedreira do Bemil, sugerindo assim alterações por processos pós-deposicionais.

# **CAPÍTULO 5**

#### 5.1 PETROGRAFIA

No estudo petrográfico primeiramente foi fornecida pela empresa uma classificação das litologias, na qual está em anexo no final do presente trabalho, além de estudo microscópico, onde foram descritas quatro lâminas. As amostras selecionadas para a confecção destas foram a MP-06, MP-14, MP-26 e MP-31, as quais estão nas profundidades de 127,1 m; 184,8 m; 248,9 m e 265,8 m, respectivamente.

Foram feitas descrições pelos métodos de luz transmitida para análise dos minerais translúcidos e luz refletidas para os opacos.

#### • MP-06

Rocha carbonática composta por carbonato, pouco quartzo, e ocorrem Mg-Fe Clorita, magnetita e pirita. Textura granoblástica, no geral carbonato e quartzo se apresentam com cristais subédricos a anédricos ( $40 \ \mu\text{m} - 60 \ \mu\text{m}$ ), já Mg-Fe clorita e magnetita euédricos a subédricos ( $100 \ \mu\text{m} - 150 \ \mu\text{m}$ ), a pirita se apresenta de forma anédrica ( $20 \ \mu\text{m} - 30 \ \mu\text{m}$ ) (Figura 5.1 e Figura 5.2).



**Figura 5.1** Fotomicrografia com cristais de carbonato e Mg-Fe clorita, MP-06. Luz transmitida. Polarizadores paralelos.



Figura 5.2 Fotomicrografia evidenciando cristais de magnetita e pirita, MP-06. Luz refletida.

#### • MP-14

Itabirito silicoso constituído em maior parte de quartzo, magnetita e moscovita, mas também se tem carbonato e Mg-Fe clorita. A rocha possui textura granolepdoblástica. Os cristais de moscovita e carbonato apresentam-se euédricos a subédricos (50  $\mu$ m – 200  $\mu$ m), já os de quartzo e magnetita subédricos a anédricos (50  $\mu$ m – 100  $\mu$ m) (Figura 5.3 e Figura 5.4).



**Figura 5.3** Fotomicrografia evidenciando cristais de quartzo e moscovita, MP-14. Luz transmitida. Polarizadores paralelos.



Figura 5.4 Fotomicrografia evidenciando cristais de magnetita, MP-14. Luz refletida polarizadores paralelos.

#### • MP-26

Rocha carbonática constituída principalmente por carbonato, com porcentagem relevante de magnetita ( $\approx 5\%$ ) e também se tem pouca pirita, quartzo e moscovita, o qual foi possível observar apenas um cristal. Sua textura é granoblástica, os cristais de magnetita apresentam forma euédrica a subédrica (50µm-200µm). Já os outros minerais possuem forma no geral de subédrica a anédrica. Uma observação relevante a se fazer é a variação dos tamanhos dos cristais de carbonatos (30 µm – 600 µm) (Figuras Figura 5.5, Figura 5.6 e Figura 5.7).



Figura 5.5 Fotomicrografia mostrando cristais de carbonato, MP-26. Luz transmitida. Polarizadores descruzados.



Figura 5.6 Fotomicrografia evidenciando cristais de carbonato, MP-26. Luz transmitida. Polarizadores cruzados.



Figura 5.7 Fotomicrografia evidenciando cristais de magnetita, MP-26. Luz refletida.

## • MP-31

Rocha carbonática constituída principalmente por carbonato e quartzo, ocorrem também Mg-Fe clorita, biotita, magnetita e pirita. Possui textura granoblástica, apenas pirita e biotita apresentam forma euédrica a subédrica (150  $\mu$ m – 200  $\mu$ m), os outros minerais são subédricos a anédricos (Figuras Figura **5.8**, Figura **5.9** e Figura **5.10**).



**Figura 5.8** Fotomicrografia evidenciado os cristais de Mg-Fe clorita e biotita, MP-31. (Luz transmitida. Polarizadores descruzados).



**Figura 5.9** Fotomicrografia evidenciando cristais de biotita, Mg-Fe clorita, carbonato e quartzo, MP-31. Luz transmitida. Polarizadores cruzados.



Figura 5.10 Fotomicrografia evidenciando cristais de magnetita e pirita, MP-31. Luz refletida. Polarizadores cruzados.

## 5.2 GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES E TRAÇO

### 5.2.1 Elementos maiores e menores

Os resultados obtidos nas amostras analisadas apresentam teores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 6,13 e 35,65 %, CaO 0,06 e 23,49 %, MgO 0,24 e 13,28 %. O Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> apresenta concentrações abaixo de 1 %. Apenas em quatro amostras ultrapassam esse valor. Na amostra MP-38 observa-se um valor muito superior ao observado nas demais, 17,87 %. Os óxidos K<sub>2</sub>O, MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Na<sub>2</sub>O e TiO<sub>2</sub> estão abaixo de 1 %, exceto em MP-03, na qual o MnO é 2,02%. No caso do Na<sub>2</sub>O, exceto nas amostras MP-38 e MP-13, todos os outros valores foram abaixo do Limite de Quantificação (LQ). Os valores de LOI variam de 3,12 a 41,09 %, onde no geral os mais altos valores estão associados a presença mais acentuada de carbonatos. ().

Para uma melhor compreensão do grau de correlação entre os elementos foram plotados alguns diagramas binários para melhor visualização (

Figura 5.11). Ao analisar estes diagramas, percebe-se forte correlação positiva entre LOI e MgO, CaO, mostrando coeficiente de Pearson (entre 0,97 e 0,98), respectivamente. Observa-se também uma correlação negativa entre SiO<sub>2</sub>, CaO e MgO (entre -0,39 e -0,51), além da correlação negativa entre Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e CaO e MgO, (entre -0,75 e -0,59).

A partir dos resultados obtidos na petrografia e dos elementos maiores foi refeita uma classificação litológica das amostras. Segundo Gole and Klein (1981), as FFB do tipo Lago Superior podem ter teor de  $Fe_2O_3$  e SiO<sub>2</sub> próximo ou superior a 28,2 %, 47,1 %, respectivamente. Spier *et al* (2007) classifica os Itabiritos Dolomíticos do Quadrilátero Ferrífero como sendo rochas que possuem em médias 48,98 % de  $Fe_2O_3$ , 10,33 % de MgO e 14,36 % de CaO.

De acordo com os resultados obtidos na Tabela 5.1, tem-se os maiores valores de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> nas amostras de MP-03 a MP-18, enquanto duas amostras MP-11 e MP-14 que estão bem abaixo dos outros valores. De acordo com Gole and Klein (1981), as amostras MP-03, MP-08, MP-13, MP-16, MP-18 podem ser classificadas como FFB, MP-11 e MP-14 são dolomitos. Por MP-18 possuir um valor bastante alto de CaO e MgO para itabiritos silicosos, este foi classificado como itabirito dolomítico, as amostras MP-03, MP-08, MP-13 e MP-16 foram classificadas como itabiritos silicosos. MP-13 apresenta SiO<sub>2</sub> um pouco abaixo para itabiritos, mas o valor para Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 35,7 % e baixo PPC 10,76 %, sustentam sua classificação como itabirito silicoso. A amostra MP-06 possui valor de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> relativamente elevado, 23,2 %, porém não satisfaz o mínimo para ser considerado itabirito e o valor de SiO<sub>2</sub> não corresponde ao esperado para itabiritos. Como essa amostra por possuir teor relativamente elevados de CaO, MgO, além de PPC próximo a algumas amostras de dolomitos foi classificada como dolomito ferruginoso. MP-10 apresenta o valor de 26% para Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e também um valor alto de SiO<sub>2</sub>, 49,7%. O valor de PPC para essa amostra é baixo, logo não se trata de dolomito ou dolomito Ferruginoso. Para ser Itabirito Silicoso seus valores de CaO e MgO são relativamente altos. Então essa amostra por ter % em  $Fe_2O_3$  muito próxima da utilizada neste trabalho foi classificada como itabirito dolomítico.

As amostras depois de MP-18, ou seja, em maiores profundidades, têm menor porcentagem de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e no geral maiores valores de CaO e MgO, com exceção de MP-34, que possui as características químicas de itabirito silicoso, e MP-38 na qual foi classificada como filito. As outras amostras MP-20, MP-22, MP-24, MP-25, MP-26, MP-28, MP-30, MP-31 e MP-36 devido aos altos teores de CaO e MgO são classificadas como dolomitos.



Figura 5.11: Diagramas binários de elementos maiores e PPC.

Amostra	Prof (m)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub> *	PPC
MP-03	88,6	34,7	0,4	3,0	3,9	0,1	2,1	0,1	< LQ	0,14	48,5	7,26
<b>MP-06</b>	127,1	23,2	12,5	9,1	1,3	0,1	0,5	0,1	< LQ	0,1	26,3	26,41
<b>MP-08</b>	131,5	33,6	0,1	0,2	0,03	0,03	0,4	0,03	< LQ	< LQ	61,2	4,32
MP-10	154,6	26,0	6,5	5,8	0,2	0,04	0,2	0,1	< LQ	0,01	49,7	11,49
MP-11	155,5	10,5	20,1	11,3	0,3	0,1	0,4	0,01	< LQ	0,02	21,8	35,51
MP-13	171,7	35,7	3,0	6,6	3,0	0,4	0,3	0,2	0,04	0,3	39,7	10,76
MP-14	184,8	8,2	23,5	13,3	0,2	0,1	0,4	0,1	< LQ	0,01	13,1	41,09
MP-16	198,8	31,8	4,9	5,7	0,3	0,2	0,4	0,1	< LQ	0,02	43,8	12,84
<b>MP-18</b>	200,4	32,2	8,5	9,7	1,7	0,4	0,5	0,2	< LQ	0,2	24,8	21,90
MP-20	205,8	13,4	12,5	8,9	0,3	0,1	0,4	0,03	< LQ	0,01	38,0	26,48
MP-22	222,7	7,3	21,9	12,2	0,6	0,1	0,3	0,01	< LQ	0,02	19,6	37,96
MP-24	236,5	11,3	17,1	12,3	0,6	0,2	0,4	0,02	< LQ	0,03	21,9	36,19
MP-25	248,1	6,4	18,1	10,1	0,5	0,1	0,3	0,2	< LQ	0,02	34,2	30,13
MP-26	248,9	12,5	12,3	7,5	0,2	0,2	0,2	0,1	< LQ	0,01	45,3	21,85
MP-28	250,5	6,1	22,5	12,7	0,1	0,2	0,4	0,03	< LQ	< LQ	19,7	38,39
MP-30	264,9	10,8	22,7	13,3	0,6	0,2	0,4	0,05	< LQ	0,01	16,0	35,99
MP-31	265,8	10,9	7,9	4,4	0,2	0,1	0,1	0,1	< LQ	0,01	36,0	12,21
MP-34	309,6	28,1	5,8	5,8	0,3	0,3	0,1	0,02	< LQ	0,02	52,4	11,77
MP-36	324,3	7,1	20,7	11,2	0,3	0,2	0,3	0,02	< LQ	0,01	24,8	35,45

**Tabela 5.1** Concentração dos elementos maiores e menores e PPC. Perda por calcinação em %. SiO<sub>2</sub> calculado por diferença. LQ = Limite de Quantificação para Na = 6,98 mg/Kg; Ti = 21,5 mg/Kg.

#### 5.2.2 Elementos-traço

Foi possível obter os valores da concentração de 10 elementos traço, estes como mostrados na (Tabela 5.2). Algumas amostras chamam atenção pelas altas concentrações em alguns elementos, como MP-31, MP-30, MP-28, MP-18 e MP-16, onde valores muito altos de Ba, 2503, 278, 1925, 790 e 344 ppm, respectivamente, elevando muito a média de concentração, 349,6 ppm. MP-38 apresenta valores em Cu, 1156 ppm, Ni, 95,7 ppm, Zr, 110 ppm, V, 118 ppm e Cr, 203 ppm. Para Sc, Ni e Sb a maior parte das leituras foram menores do que o Limite de Quantificação (LQ). Cu tem apenas 50% dos valores acima do Limite de Quantificação. Ao plotar as médias de concentrações dos traço em um diagrama é observado uma semelhança nas curvas, exceto no filito, picos em Ba, V, Zn e Sr, e vales em Sc, Ni e Th. O filito possui algumas particularidades como pico em Cr e Cu.

Spier *et al* (2007) obteve 12.90 ppm para Ba nos itabiritos dolomíticos, assim de acordo com os resultados obtidos neste trabalho na média em Ba nos itabiritos dolomíticos, 395,6 ppm, há enriquecimento em Ba (Figura 5.12) nessas rochas. Há enriquecimento nas médias de Ba, 214,9 ppm, Zn, 57,5 ppm e V, 18,6, para os itabiritos silicosos se comparados aos valores encontrados por Leão (2016), 10,71 ppm em Ba, 11,40 ppm em Zn, 6,23 ppm em V.

O maior valor de Ba encontrado nesse trabalho foi na amostra MP-31, 2503 ppm. (Souza 2022) teve seu maior valor em Ba sendo 69,70 ppm.



**Figura 5.12** Concentrações das médias de elementos traço por litologia. ID = itabirito dolomítico; IS = itabirito silicoso; Dol = dolomito; Dol. F = dolomito ferruginoso; Fil = filito.

Amostra	Prof (m)	Ba	Sc	Zr	V	Cr	Ni	Cu	Zr	Th	Sb	Sr
MP-03	88,6	36,5	2,5	38,1	31,7	23,5	13,9	53,1	86,7	< LQ	22,6	25,6
MP-06	127,1	65,2	1,7	13,9	29,8	11,4	< LQ	11,2	49,4	14,4	< LQ	37,8
MP-08	131,5	4,2	< LQ	1,5	3,5	< LQ	< LQ	< LQ	52,4	< LQ	18,1	< LQ
MP-10	154,6	1,3	< LQ	3,6	5,5	32,3	< LQ	< LQ	18,1	< LQ	< LQ	8,6
MP-11	155,5	2,5	< LQ	5,3	4,5	3,1	< LQ	45,6	12,5	14,7	< LQ	27,1
MP-13	171,7	520	2,3	32,3	40,3	25,9	16,7	16,9	63,6	< LQ	< LQ	139
MP-14	184,8	30,1	< LQ	4,5	< LQ	2,6	< LQ	< LQ	21,8	14,3	< LQ	52,5
MP-16	198,8	344	< LQ	4,0	10,2	3,3	< LQ	3,5	56,5	9,2	15,8	28,3
MP-18	200,4	790	3,1	18,8	39,3	13,9	8,0	11,8	84,8	11,9	< LQ	50,2
MP-20	205,8	17,2	< LQ	5,6	5,6	3,3	< LQ	2,7	30,6	11,1	< LQ	52,0
MP-22	222,7	88,4	< LQ	6,1	4,5	3,7	< LQ	< LQ	21,5	14,7	< LQ	63,5
MP-24	236,5	68,0	< LQ	9,0	7,1	5,1	< LQ	6,4	30,1	14,1	< LQ	28,7
MP-25	248,1	39,0	< LQ	6,9	4,0	4,7	< LQ	2,57	19,1	13,3	< LQ	31,1
MP-26	248,9	40,3	< LQ	4,5	3,7	2,2	< LQ	< LQ	20,5	10,3	< LQ	25,3
MP-28	250,5	1925	< LQ	3,6	< LQ	< LQ	< LQ	< LQ	29,1	19,0	< LQ	88,7
MP-30	264,9	278	< LQ	6,7	3,0	3,8	8,2	< LQ	30,3	15,2	< LQ	40,6
MP-31	265,8	2503	< LQ	4,6	3,4	2,9	< LQ	< LQ	17,4	16,3	< LQ	24,8
MP-34	309,6	169	< LQ	6,0	7,6	4,1	< LQ	< LQ	28,3	< LQ	< LQ	16,4
MP-36	324,3	4,4	< LQ	6,07	2,9	3,6	< LQ	< LQ	21,1	14,84	< LQ	60,3

**Tabela 5.2** Concentração dos elementos traços em ppm. LQ = Limite de Quantificação para Ba = 1,1; Sc = 0,5; Zr = 0,8; V = 1,3; Cr = 2,2; Ni = 6,1; Cu = 2,5; Zr = 7,0; Th = 8,9; Sb = 15,0; Sr = 0,61.

## 5.3 ISÓTOPOS DE C E O

Para os valores de isótopos de C e O não ocorre uma variação muito grande,  $\delta^{13}$ C (-1,57 a - 4,26 ‰) e  $\delta^{18}$ O (-12,53 a -14,49 ‰) (Tabela 5.3). O padrão utilizado para as análises é o Vienna Pee Dee Belemnite (V-PDB).

Amostra	Prof (m)	δ <sup>13</sup> C ‰	δ <sup>18</sup> Ο ‰
MP-06	127,1	-2,2	-14,4
MP-13	171,7	-1,57	-14,6
MP-16	198,8	-4,19	-14,49
MP-18	200,4	-3,26	-14,32
MP-20	205,8	-2,12	-13,68
MP-22	222,7	-2,32	-13,29
MP-24	236,5	-2,03	-12,53
MP-26	248,9	-3,15	-13,24
MP-28	250,5	-1,78	-12,69
MP-30	264,9	-4,26	-12,71
MP-31	265,8	-4,22	-13,30
MP-34	309,6	-2,79	-13,04
MP-36	324,3	-2,62	-14,04

Tabela 5.3 Razões isotópica de C e O.

Foi plotado também um diagrama binário para entender a relação entre os isótopos (Figura 5.13). O valor de correlação de Pearson foi de - 0,026, ou seja, pode se dizer que não existe correlação entre eles. Correlação positiva entre  $\delta^{13}$ C e  $\delta^{18}$ O indica alteração isotópica nas rochas carbonáticas (Nogueira 2019). Além disso, para melhor entendimento dos resultados de isótopos de carbono foi feito um diagrama binário com SiO<sub>2</sub> (Figura 5.14).



**Figura 5.13** Diagrama binário ente  $\delta^{13}$ C e  $\delta^{18}$ O.



Figura 5.14 Diagrama binário entre <sup>13</sup>C e SiO<sub>2</sub>. Sua Correlação Pearson é negativa, -0,13.

## 5.4 PERFIS DO FURO COM VARIAÇÃO DOS ELEMENTOS EM PROFUNDIDADE

Sendo redefinida a classificação petrográfica de acordo com o item 5.2.1, os elementos maiores, PPC, e isótopos de carbono e oxigênio foram plotados em um perfil do furo para ser de melhor visualização a relação desses entre si e com a profundidade.

A relação entre  $\delta^{13}$ C e SiO<sub>2</sub>, no geral, é inversa. Quando os valores de SiO<sub>2</sub> aumenta ocorre diminuição para  $\delta^{13}$ C. Com relação a SiO<sub>2</sub> e PPC podemos observar esse mesmo comportamento (Figura 5.15). Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e SiO<sub>2</sub> não possuem correlação bem definida, pois ao longo do perfil quando há aumento no valor de um pode ocorrer diminuição ou aumento no valor do outro (Figura 5.16). Como esperado CaO e MgO apresentam uma correlação positiva e isso é possível de observar em profundidade, pois suas curvas são semelhantes (Figura 5.17). As curvas de  $\delta^{13}$ C e  $\delta^{18}$ O também são semelhantes (Figura 5.18).





Figura 5.15 Perfil furo e variação dos elementos <sup>13</sup>C, SiO<sub>2</sub> e PPC em profundidade.



Figura 5.16 Perfil furo e variação dos elementos Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub> e PPC em profundidade.

Silva, T. S A. 2023, Geoquímica das Formações Ferríferas e Carbonatos da Região Mata dos Porcos...



Figura 5.17 Perfil furo e variação dos elementos CaO e MgO em profundidade.



Figura 5.18 Perfil furo e variação dos elementos <sup>13</sup>C e <sup>18</sup>O em profundidade.

Já estabelecida a classificação litológica das amostras e observando que pode se tratar de um possível contato litológico entre Itabiritos e Dolomitos, onde os primeiros se encontram concentrados mais no topo do perfil e os Dolomitos mais na base, é necessário agora discutir a gênese destes, ou seja, a qual grupo da estratigrafia do Quadrilátero Ferrífero está relacionada a área de estudo.

#### 6.1 ELEMENTOS MAIORES

Os valores de CaO e MgO, no geral, foram próximos aos de Nogueira (2019) para a pedreira Lagoa Seca, localizada na Formação Gandarela, (0,01 - 31% e 0,01 - 20%, respectivamente). Para os valores obtidos no presente estudo tem-se que os teores de CaO e MgO são menores nos Itabiritos, como esperado. Observa-se também uma correlação negativa entre a SiO<sub>2</sub> e PPC, onde é apresentada em profundidade (Figura 5.15). À medida que os valores de SiO<sub>2</sub> são maiores, menores são os de CaO e MgO, consequentemente menores são os de PPC. A partir de 205 metros de profundidade, onde ocorre mais dolomitos, essa correlação se torna mais evidente. Se comparados também SiO<sub>2</sub> com CaO e MgO, obteve-se correlações negativas, -0,39 e -0,51, (Figura 5.11), respectivamente.

## **6.2 ISÓTOPOS C E O**

Valores de  $\delta^{18}$ O variando entre -6 e -12 ‰ sugerem que houve pouca alteração pósdeposicional das rochas, ou seja, no metamorfismo ocorreram poucas trocas de fluidos e então há melhor preservação das características primárias das rochas. (Burdett *et al.* 1990, Veizer *et al.* 1992a, 1992b, Melezhik *et al.* 1997b, Bekker *et al.* 2001a, 2003).

Segundo Nogueira (2019), razões isotópicas de carbono em torno de -4 ‰ sugerem reações de descarbonatação que podem diminuir valores de  $\delta^{13}$ C. Nessas reações os carbonatos e quartzo reagem produzindo silicatos de Ca e Mg, liberando CO<sub>2</sub> enriquecido em <sup>13</sup>C. Na Figura 5.15 pode ser observada essa relação entre SiO<sub>2</sub> e <sup>13</sup>C, onde, no geral, quando os valores do primeiro aumentam, os de carbono diminuem.

As razões isotópicas de oxigênio têm todos seus valores abaixo de -12 ‰, sugerindo então que estas rochas foram bastante alteradas pelas condições metamórficas as quais foram submetidas, assim pode estar também causando mudanças na química dessas rochas. Pensando que Ca e Mg são elementos móveis, a elevada percolação de fluidos nestas rochas durante o metamorfismo pode ter
lixiviado estes elementos, fazendo assim que os valores de CaO, MgO sejam um pouco diferentes de carbonatos puros.

Os isótopos de carbono possuem alguns valores altos, próximos de zero, porém também possuem valores em torno de -4 ‰, como em MP-16, MP-18, MP-30, MP-31.

Nogueira (2019) obteve valores de  $\delta^{13}$ C para pedreira Bemil entre +0,69 e -4,42 ‰, na pedreira Lagoa Seca entre +0,64 e -6,18‰, onde as duas pedreiras estão localizadas na Formação Gandarela. No geral, para as duas pedreiras os valores estão abaixo de zero. Nos estudos feitos por Nogueira (2017) na pedreira Cumbi, localizada na Formação Fecho do Funil, os valores obtidos para  $\delta^{13}$ C em 13 amostras foram +6,02 à +7,23 ‰.

Teixeira (2016) em seu trabalho na região de Alegria, Formação Cauê teve uma faixa estreita de variação de  $\delta^{13}$ C nas amostras de itabirito estudadas, entre -7,0 e -3,4 ‰, exceto no intervalo de profundidade entre 540 – 560 metros, onde os valores diminuíram, abaixo de -10 ‰. Spier *et al.* (2007) no estudo das FFB da mina de Águas Claras obteve uma faixa de -2,50 à -0,8 ‰ e uma média de -1,7 ‰.

Os valores obtidos para  $\delta^{13}$ C neste trabalho foram entre -1,57 e -4,26 ‰. MP-13, MP-16, MP-18 e MP-34, são itabiritos e tiveram seus valores de  $\delta^{13}$ C (-1,57, -4,19, -3,26, -2,79 ‰), respectivamente. Portanto os resultados obtidos estão dentro da faixa de valores nos estudos de Teixeira (2016) e Spier *et al.* (2007) para itabiritos da Formação Cauê.

As outras amostras com resultados de  $\delta^{13}$ C são dolomitos e dolomitos ferruginosos. No geral os valores obtidos são próximos de -2 ‰, exceto para MP-26, MP-30 e MP-31, (-3,15, -4,26, - 4,22 ‰) respectivamente. Essas amostras por terem seus valores próximos de -4 ‰ sugere que esteja ocorrendo reações de descarbonatação, exceto MP-30 que possui baixa SiO<sub>2</sub> e PPC. Logo os resultados desse trabalhado são mais próximos aos dos dolomitos de Nogueira (2019) da Formação Gandarela.

### **CAPÍTULO 7**

### CONCLUSÕES

Os resultados dos estudos geoquímicos e petrográficos mostram um possível contato litológico no perfil estudado, onde mais ao topo ocorrem itabiritos silicoso e dolomítico, uma mostra de dolomito ferruginoso e duas de dolomito. Já na base do perfil há maior predominância de dolomitos, com apenas uma amostra de itabirito e outra de filito.

A classificação das litologias foi feita principalmente com relação a microscópia ótica e valores encontrados nos elementos maiores, principalmente Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, MgO e SiO<sub>2</sub>. Os resultados de PPC auxiliam a entender a pureza dos carbonatos, quanto maior o valor mais puro é o carbonato.

Os valores encontrados de  $\delta^{18}$ O sugerem que estas rochas foram expostas a trocas de fluidos durante eventos pós-deposicionais, e com isso provavelmente ocorreu uma lixiviação de alguns elementos mais móveis como CaO e MgO, enquanto outros tiveram um maior enriquecimento como Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> em amostras de dolomitos mais no topo. Fluidos têm preferência de percolação por zonas de descontinuidade, a exemplo de contatos litológicos, portanto no contato entre itabiritos e dolomitos ocorrem trocas nas quais podem estar causando a variação de valores principalmente dos elementos maiores das litologias.

Os valores encontrados para  $\delta^{13}$ C sugerem que as amostras de dolomitos são provenientes da Formação Gandarela e as de itabirito da Formação Cauê, ou seja, Grupo Itabira. No entanto na sequência estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero a Formação Gandarela está acima da Cauê, e no perfil estudado ocorre o inverso, os itabiritos da Fomação Cauê, no geral, estão acima dos dolomitos da Formação Gandarela.

Então pode-se concluir que na Região da Matas dos Porcos, Sinclinal Dom Bosco, é encontrado um contato litológico, das duas formações que compõe o Grupo Itabira, e que estas por sua vez encontram-se invertidas estratigraficamente.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

Akbar M., Petricola M., Watta M., Boyd A. 1995. Classic interpretation problems: evaluating carbonates. *Oilfield Review* **7**(1): 38-57.

Alexander, B. G., Bau, M., Andersson, P., Dulski, P. 2008. Continentally-derived solutes in shallow Archean seawater: rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9Ga Pongola Supergroup, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **72**(2): 378-394.

Alkmim F. F. 2009. Principais traços geológicos da Serra do Curral entre o vale do Paraopeba e Ponta da Serra. Mineração Usiminas, 54p., relatório técnico não publicado.

Alkmim, A. R. 2014. Investigação geoquímica e estratigráfica da Formação Ferrífera Cauê na porção centrooriental do Quadrilátero Ferrífero, MG. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 178 p.

Alkmin, F. F., Marshak, S. 1998. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research* **90**: 29–58.

Alkmin, F. F., Martins-Neto, M. A. 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Mar. Pet. Geol.* **33**: 127-139.

Almeida, L. G. 2004. *Estratigrafia e Geologia Estrutural da Porção Central do Sinclinal Dom Bosco, Quadrilátero Ferrífero – Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 109p.

Baar, H., Schijf, J., Byrne, R. 1991. Solution chemistry of the rare earth elements in seawater. European *Journal of Solid State and Inorganic Chemistry*. **28:** 357-373.

Baltazar, O. F., Pedreira A. J. 1998. Associações litofaciológicas. *Projeto Rio das Velhas – texto explicativo do mapa geológico integrado, escala 1:100.000.* 43-47.

Baltazar, O.F., Zucchetti M. 2007. 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* **32**(3-4): 471-499.

Banner, J. L., Hanson, G. N. 1990. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with application to carbonate diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **54**: 3123-3137.

Barley, M.E., Kerrich, R., Krapež, B., Groves, D.I. 1998. The 2.72–2.60 Ga bonanza: Metallogenic and environmental consequences of the interaction between mantle plumes, lithospheric tectonics and global cyclicity. *Precambrian Research* **91**: 65–90.

Barrett, T. J. and Jarvis, I. 1988. Rare-earth element geochemistry of metalliferous sediments from DSDP Leg 92: The East Pacific Rise transect. *Chemical Geology* **67**: 243–259

Bau, M., Koschinsky, A., Dulski, P., Hein, JR. 1996. Comparison of the partitioning behaviours of yttrium, rare earth elements, and titanium between hydrogenetic marine ferromanganese crusts and seawater. *Geochimica et Cosmochim Acta* **60**: 1709–1725.

Bekker, A., Slack, J. F., Planavsky, N., Krapež, B., Hofmann, A., Konhauser, K. O., Rouxel, O. J. 2010. Iron Formation: The sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic and biospheric processes. *Economic Geology*, **105**: 467-508.

Beukes, N. J. & Klein, C. 1990. Geochemistry and Sedimentology of a facies transition – from microbanded to granular iron-formation- in the early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research* **47**: 99-139.

Bolhar R., Kamber B. S., Moorbath S., Fedo C. M., Whitehouse M. J. 2004. Characterization of early Archean chemical sediments by trace element signatures. *Earth and Planetary Science Letters* **222**: 43-60

Castro, P. T. A., Endo, I., Gandini, A. L. 2020. *Quadrilátero Ferrífero: avanços do conhecimento nos últimos 50 anos*. Belo Horizonte: 3i Editora. 482p.

Chilingar, G.V. 1957. Classification of limestones and dolomites basis of Ca/Mg ratio. *Journal of sedimentary petrollogy* **27**(2): 187-189.

Clout, J. M. F. & Simonson, B. M. 2005. Precambrian iron formations and iron formation-hosted iron ore deposits. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, One Hundredth Anniversary **1905**: 643-680.

Dorr II, J. V. N. 1958. The Gandarela Formation. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia* **7** (2): 63-64.

Dorr, II J. V. N. & Barbosa A. L. M. 1963. Geology and ore deposits of the Itabira district, Minas Gerais, Brazil. U. S. Geological Survey Professional Paper **341-C**: 110p.

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

Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In*: Ham W.E. (ed.), Classification of carbonate rocks. *American Association of Petroleum Geologists* 1: 108–121.

Eichler, J. 1976. Origin of the Precambrian banded iron-formations. *In*: K.H. Wolf (ed.). Handbook of stratabound and stratiform ore deposits. *Amsterdan. Elsenvier Scientific Publishing Company*, p. 157-201.

Embry, A.F., Klovan, J.E. 1971. Late Devonian reef tracts on northeastern Banks Islands, Northwest Territories. *Canadian Petrology and Geology Bulletin* **19**: 730-781.

Endo I., Galbiatti H. F., Delgado C. E. R., Oliveira M. M. F. de, Zapparoli A. de C., Moura L. G. B. de, Peres G. G., Oliveira A. H. de, Zavaglia G., Danderfer F<sup>o</sup> A., Gomes C. J. S., Carneiro M. A., Nalini Jr. H. A., Castro P de T. A., Suita M. T. de F., Tazava E., Lana C. de C., Martins-Neto M. A., Martins M. de S., Ferreira F<sup>o</sup> F. A., Franco A. P., Almeida L. G., Rossi D. Q., Angeli G., Madeira T. J. A., Piassa L. R. A., Mariano D. F., Carlos D. U. 2019a. Mapa Geológico do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. Escala 1:150.000: Uma celebração do cinquentenário da obra de Dorr (1969). Ouro Preto, Departamento de Geologia da Escola de Minas – UFOP - Centro de Estudos Avançados do Quadrilátero Ferrífero: <u>www.qfe2050.ufop.br</u>.

Endo I., Delgado C. E. R., Oliveira M. M. F. de, Zapparoli A. de C., Carlos D. U., Galbiatti H. F., Castro P. de T. A., Suita M. T. de F., Barbosa M. S. C., Lana C. E., Moura L. G. B. de. 2019b. 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: www.qfe2050.ufop.br.

Folk, R. L. 1959. Practical petrographic classification of limestones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **43**: 1-38.

Folk, R.L. 1962. Spectral subdivision of limestone types. *In*: Ham W.E. (ed.), Classification of carbonate rocks. *American Association of Petroleum Geologists* **1**: 62-84.

Fralick P. & Pufahl P. 2006. Iron Formation in Neoarchean deltaic succetions and the microbially mediated deposition of transgressive systems tracts. *Journal of Sedimentary Research* **76**: 1057-1066.

Fryer B. J. 1977. Rare earth evidence in iron-formations for changing Precambrian oxidation states. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **41**: 361–367.

Gair J. E. 1962. Geology and ore deposits of the Nova Lima and Rio Acima Quadrangles Minas Gerais, Brazil. *U.S. Geological Survey professional paper* **341-A**, 73p.

Grabau, A. W. 1904. On the classifi cation of sedimentary rocks. American Geologist 33: 228-247

Gross, G. A. 1980. A classification of iron formations based on depositional environments. *Can. Mineralogy* **18**: 215-222.

Gross, G. A. 1983. Tectonic systems and the deposition of iron-formation. *Precambrian Research* **20**: 171-187.

Hartmann L. A., Endo I., Suita M. T. F., Santos J. O. S., Frantz J. C., Carneiro M. A., Naughton N. J. and Barley M. E. 2006. Provenance and age delimitation of Quadrilátero Ferrífero sandstones based on zircon U-Pb isotopes. *Journal of South American Earth Sciences* **20**: 273-285.

Holser, W.T. 1997. Evaluation of the application of rare-earth elements to paleoceanography. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **132**: 309-323.

James H. L. 1954. Sedimentary facies of iron-formation. *Economic Geology* 49: 235-293.

James H. L (ed.). 1966. *Chemistry of iron-rich sedimentary rocks*. US Geological Survey Professional Paper 440-W, 61p.

Johson, R. F. 1962. Geology and ore deposit of the Cachoeira do Campo, Dom Bosco and Ouro Preto quadrangles, Minas Gerais, Brasil. U. S. Geological Survey, Professional Paper **341-B**: 1-39.

Kah, L. C., Sherman, A. G., Narbonne, G. M., Knoll, A. H., Kaufman, A. J. 1999. δ13C stratigraphy of the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Islands, Canada: implications for regional lithostratigraphy correlations. *Canadian Journal of Earth Sciences* **36**: 313-332.

Kessler W. & Müller G. 1988. Minor and trace-element data of iron oxides from iron-formations of the Iron Quadrangle, Minas Gerais, Brazil. *Mineralogy and Petrology* **39**: 245-250.

Kimberley M. M. 1979. Geochemical dinstinctions among environmental types of iron formations. *Chemical Geology* **25**: 185-212.

Klein C. 1983. Diagenesis and metamorphism of Precambrian banded iron-formations. *In*: A.F. Trendall and R.C. Morris (eds.) Iron-formation: facts and problems, *Amsterdan, Elsenvier*, p. 417-469.

Klein C. & Ladeira E. A. 2000. Geochemistry and petrology of some Proterozoic banded iron formations of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Economic Geology* **95**: 405–428

Klein C. 2005. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry and origin. *American Mineralogist* **90**: 1473-1499.

Klein C. & Beukes N. J. 1989. Geochemistry and sedimentology of a facies transition from limestone to ironformation deposition in the early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. *Economic Geology* **84**: 1733–1774.

Krapež, B., Barley, M.E., and Pickard, A.L. 2003. Hydrothermal and resedimented origins of the precursor sediments to banded iron formations: Sedimentological evidence from the early Palaeoproterozoic Brockman Supersequence of Western Australia. *Sedimentology* **50**: 979–1011.

Kullerud G., Donnay G. & Donnay J. D. H. 1969. Omission solid solution in magnetite: Kenotetrahedral magnetite. *Zeitschrift für Kristallographie* **128**: 1-17.

Kump, L.R., and Seyfried, W.E. 2005. Hydrothermal Fe fluxes during the Precambrian: Effect of low oceanic sulfate concentrations and low hydrostatic pressure on the composition of black smokers. *Earth and Planetary Science Letters* **235**: 654–662.

Leão, L. P. 2016. *Estudo mineralógico e químico das formações ferríferas bandadas da área do Sinclinal Conta História*. MS Thesis, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 137p.

Lepp H. & Goldish S.S. 1964. Origin of Precambrian iron formations. *Economic Geology* **59**: 1025-1060.

Machado N. & Carneiro M. A. 1992. U-Pb evidence of the Late Archean tectonothermal activity in Southern São Francisco shield, Brazil. *Canadian Journal of Earth Sciences* **29**: 2341-2346.

Marshak, S. & Alkmim, F. F. 1989. Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonic* **8**(3): 555-571.

Nesbitt H.W. 1979. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, 279: 206-210.

Nogueira, L. B. 2018. Estudo geoquímico e isotópico de rochas carbonáticas das Formações Gandarela e Fecho do Funil – Quadrilátero Ferrífero – Brasil. MS Thesis, Universidade de Ouro Preto, Ouro Preto, 123p.

Nogueira, L.B., Oliveira, V.Q., Araújo, L.P., Leão, L.P., Ali, A., Leite, M.G.P., Nalini Jr., H.A., Banerjee, N.R. 2019. Geochemestry na C and O isotope composition of carbonate rocks from Bemil and Lagoa Seca quarries, Gandarela Formation, Quadrilátero Ferrífero – Brasil. *Journal os South American Earth Sciences*. **92**: 609-630.

Pires, F. R. M. 1995. Textural and mineralogical variations during metamorphism of the Proterozoic Itabira Iron Formation in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **67**(1): 77-105.

Pufahl, P. K. 2010. Bioelemental sediments. *In*: N.P James and R.W. Dalrymple (eds). Facies Models 4<sup>th</sup> edition. *Geological Association of Canada*, p. 477-504.

Rosière, C. A. & Chemale, Jr. F. 2000. Itabiritos e minérios de ferro de alto teor do Quadrilátero Ferrífero - uma visão geral e discussão. *Geonomos* **8**(2): 27-43.

Rosière, C. A., Rios, F. J. & Siemes, H. 2001. Deslizamento intracristalino no plano basal da hematita por enfraquecimento hidrolítico. *In*: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos 8, Recife.

Simonson, B.M., Hassler S. 1996. Was the deposition of large Precambrian iron formations linked to major marine transgressions? *Journal of Geology* **104**: 665-676.]

Souza J.F., Vidal, F.W.H. 2005. Rochas Carbonáticas: Contribuição Técnica elaborada para o Livro Rochas e Minerais Industriais do Ceará, 49-66.

Souza, J. D. 2022. Estudo petrográfico e geoquímico de rochas carbonáticas da porção central da Sinclinal Dom Bosco, Quadrilátero Ferrífero, MG. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, MG, 58p.

Spier, C., de Oliveira, S., Sial, A., Ríos, F. 2007. Geochemistry and genesis of the banded iron formations of the Cauê Formation, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research* **152**: 170-206.

Taylor S.R., McLennan S.M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, London.

Terra G.J.S., Spadini A.R., França A.B., Sombra C.L., Zambonato E.E., Juchacks L.C.S., Arienti L.M., Erthal M.M., Blauth M., Franco M.P., Matsuda N.S, da Silva N.G.C., Moretti Jr. P.A., D'Avila R.S.F., Souza R.S., Tonietto S.N., Couto dos Anjos S.M., Campinho V.S., Winter R.W. 2010. Classificação de rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras. *Boletim de Geociências da Petrobras* **18**(**1**): 9-29.

Tucker, M. E. & Wright, V. P. 1990. Carbonate sedimentology. 1st ed. Oxford, Blackwell. 482 p.

Zucchetti, M., Baltazar, O. F., Raposo, F. O. 1998. Estratigrafia. Projeto Rio das Velhas – texto explicativo do mapa geológico integrado, escala 1:100.000: 13-42.

Tabela de descrição das amostras.

Amostra	Descrição
MP-03	Rocha Carbonática
MP-06	Rocha Carbonática magnetítica
<b>MP-08</b>	Itabirito Goethítico
MP-10	
MP-11	
MP-13	Itabirito Silicoso Dolomitizado
MP-14	
MP-16	
MP-18	
MP-20	
MP-22	
MP-24	·
MP-25	Rocha Carbonática magnetítica
MP-26	
MP-28	
MP-30	
MP-31	·
MP-34	Itabirito Silicoso Dolomitizado
MP-36	
MP-38	Filito

# Apêndices



Amostra: Itabirito goethítico.



Amostra: Itabirito silicoso dolomitizado.



Amostra: Itabirito silicoso dolomitizado.



Amostra: Itabirito silicoso dolomitizado.



Amostra: Itabirito silicoso dolomitizado.



Amostra: Rocha carbonática magnetítica.



Amostra: Rocha carbonática magnetítica.



Amostra: Rocha carbonática magnetítica.



Amostra: Rocha carbonática magnetítica.



#### Amostra: Rocha carbonática magnetítica.



Amostra: Rocha carbonática magnetítica.



Amostra: Rocha carbonática magnetítica.



Amostra: Itabirito silicoso dolomitizado.



Amostra: Filito



Amostra recolhida para confecção de lâmina (MP-06).



Amostra recolhida para confecção de lâmina (MP-06).

3 1P-06 12a 39 2 27,10 0 .cprm.gov.br mp 06

Amostra recolhida para confecção de lâmina (MP-06).



Amostra recolhida para confecção de lâmina (MP-14).



Amostra recolhida para confecção de lâmina (MP-14).



Amostra recolhida para confecção de lâmina (MP-26).



Amostra recolhida para confecção de lâmina (MP-26).



Amostra recolhida para confecção de lâmina (MP-31).