

**DEPÓSITOS SUPÉRGENOS DE MANGANÊS NA
REGIÃO DE OURO FINO E CAREAÇU, MINAS GERAIS:
CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E QUÍMICA
MINERAL**

Aluno: Davi Diorio Parrotti

Orientador: Fabiano Tomazini da Conceição

Rio Claro - SP

2023

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

DAVI DIORIO PARROTTI

**DEPÓSITOS SUPÉRGENOS DE MANGANÊS NA
REGIÃO DE OURO FINO E CAREAÇU, MINAS GERAIS:
CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E QUÍMICA
MINERAL**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Fabiano Tomazini da
Conceição

Rio Claro - SP

2023

P263d

Parrotti, Davi Diorio

Depósitos supérgenos de manganês na região de Ouro Fino e Careaçú, Minas Gerais: caracterização mineralógica e química mineral / Davi Diorio Parrotti. -- Rio Claro, 2023

110 p. : il., tabs., fotos

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro

Orientador: Fabiano Tomazini da Conceição

1. Depósitos supérgenos. 2. Óxidos de manganês. 3. Geologia econômica. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

Impacto Potencial dessa Pesquisa¹

A importância deste estudo reside no intuito de desenvolvimento do conhecimento geológico aplicado aos Objetivos de Desenvolvimento Sustentável (ODS) no Brasil, mais especificamente ao ODS 12 – Consumo e produção responsáveis. Este trabalho de pesquisa teve como objetivo detalhar alguns depósitos manganesíferos da região de Minas Gerais, ao identificar os principais minerais supérgenos presentes nas ocorrências estudadas e obter informações detalhadas sobre sua composição. Essas informações podem fornecer dados valiosos para empresas e instituições envolvidas na exploração de recursos minerais. Isso pode ajudar a otimizar os processos de extração, reduzir custos e minimizar os impactos ambientais associados. Além disso, os resultados obtidos podem fornecer uma base sólida para estudos futuros relacionados este tema. Em resumo, esta pesquisa pode fornecer informações valiosas sobre os depósitos minerais supérgenos, contribuir para a exploração e aproveitamento sustentável de recursos e servir como base para pesquisas futuras. Todos esses aspectos têm o potencial de beneficiar a sociedade, seja através do avanço científico, da promoção da sustentabilidade ou do desenvolvimento econômico da região.

¹ De acordo com a Portaria UNESP 117-2022 e Instrução AT-PROPG N°02 (22/12/2022), passa a ser recomendado que todas as dissertações e teses, defendidas a partir dessa data apresentem uma descrição do impacto esperado relacionado aos Objetivos do Desenvolvimento Sustentável.

Potential Impact of this research

The importance of this study lies in the development of geological knowledge applied to the Sustainable Development Goals (SDGs) in Brazil, more specifically to SDG 12 - Responsible consumption and potency. This research aimed to detail some manganese deposits in the region of Minas Gerais by identifying the main supergene minerals present in the studied occurrences and obtaining detailed information about their composition. This information can provide valuable data for companies and institutions involved in mineral resource exploration. It can help optimize extraction processes, reduce costs, and minimize associated environmental impacts. Additionally, the results obtained can provide a solid foundation for future studies related to this topic. In summary, this research can provide valuable information about supergene mineral deposits, contribute to the exploration and sustainable utilization of resources, and serve as a basis for future research. All of these aspects have the potential to benefit society, whether through scientific advancement, promoting sustainability, or regional economic development.

DAVI DIORIO PARROTTI

DEPÓSITOS SUPÉRGENOS DE MANGANÊS NA REGIÃO DE
OURO FINO E CAREAÇU, MINAS GERAIS: CARACTERIZAÇÃO
MINERALÓGICA E QUÍMICA MINERAL

Dissertação de Mestrado apresentada ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
do Câmpus de Rio Claro, da Universidade
Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”,
como parte dos requisitos para obtenção do
título de Mestre em Geociências e Meio
Ambiente

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Fabiano Tomazini da Conceição
IGCE/UNESP/Rio Claro (SP)

Prof. Dr. Guillermo Rafael Beltran Navarro
IGCE/UNESP/Rio Claro (SP)

Prof. Dr. Francisco Sergio Bernardes Ladeira
IG/UNICAMP/Campinas (SP)

Conceito: Aprovado.

Rio Claro/SP, 17 de maio de 2023

AGRADECIMENTOS

Gostaria de expressar minha gratidão a todos que me ajudaram nesta jornada para a conclusão do meu mestrado. Em primeiro lugar, gostaria de agradecer a Deus por me conceder força, sabedoria e perseverança para concluir este projeto. Também gostaria de agradecer à minha família, que sempre me apoiou e encorajou durante todo o processo, mesmo nos momentos mais desafiadores. Gostaria de agradecer ao programa de Geociências e Meio Ambiente por me proporcionar a oportunidade de adquirir conhecimentos e habilidades valiosas em minha área de estudo. Por fim, gostaria de agradecer ao meu orientador Fabiano Tomazini da Conceição pela sua orientação, dedicação e paciência durante o projeto. Também gostaria de agradecer aos meus colegas, amigos e familiares por seu encorajamento e suporte ao longo do caminho. Sem a ajuda de todos vocês, esta conquista não seria possível. O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

Resumo: Em regiões equatoriais e tropicais são encontrados depósitos minerais gerados a partir de processos de intemperismo químico, chamados de depósitos supérgenos, os quais são originados pela interação entre rocha, clima, vegetação e relevo. Basicamente, estes depósitos supérgenos são formados por meio de acumulação de íons de baixa solubilidade ou através da preservação de minerais primários. Os depósitos supérgenos de manganês (Mn) são exemplos da importância econômica associada aos processos de intemperismo químico. A região localizada nos municípios de Ouro Fino e Careaçu, Minas Gerais, está inserida no Sistema de Nappes de Empurrão Socorro-Guaxupé e possui vários depósitos supérgenos de Mn, os quais foram gerados a partir do intemperismo químico das rochas do Complexo Amparo. Este trabalho teve como objetivo a caracterização mineralógica e química mineral dos depósitos supérgenos de Mn nesta região. Para isso, foram coletadas amostras em três diferentes locais no município de Ouro Fino e um em Careaçu. Os depósitos supérgenos de Mn possuem uma diversificada assembleia mineral, sendo compostos pelos minerais: espessartita alterada rica em manganês $[Mn_3Al_2(SiO_4)_3]$, criptomelana $[(K,Ba)_{1-2}Mn_8O_{16}.H_2O]$, romanechita $(Ba_2Mn_5O_{10})$, pirolusita (MnO_2) , hollandita $[(Ba,K)_{1-2}Mn_8O_{16}.H_2O]$ e litioforita $[(Al,Li)MnO_2.(OH)_2]$. Além disso, foi identificado outros tipos de minerais como hematita (Fe_2O_3) , goethita $(FeO(OH))$, ilmenita $(FeTiO_3)$ e caulinita $(Al_2Si_2O_5[OH]_4)$. Os resultados obtidos através da análise química mineral indicam uma concentração média de MnO de 26,87 % na região de Ouro Fino e de 17,95 % em Careaçu. Ambas as regiões estudadas se mostraram relevantes para possíveis aberturas de lavra para a comercialização de Mn.

Palavras-chaves: Depósitos supérgenos; Óxidos de Manganês; Geologia Econômica.

Abstract: In the equatorial and tropical regions are found mineral deposits generated from process of chemical weathering, named as supergene deposits, which are originated by the interaction between rock, climate, vegetation e relief. Basically, these supergenes deposits are formed through the accumulation of low solubility ions or through the preservation of primary minerals. The manganese (Mn) supergene deposits are the example of the economic importance associated with the chemical weathering processes. The region located in the cities of Ouro Fino and Careaçú, Minas Gerais, are inserted in the Socorro-Guaxupé Nappe System and has several supergene deposits of Mn, which were generated from the chemical weathering of rocks of the Amparo Complex. The purpose of this work is the mineralogical characterization and mineral chemistry of the supergene manganese deposits in these regions. Were collected samples in three different places in Ouro Fino area and one in Careaçú area. The supergenous deposits of Mn have a diverse mineral assemblage, being composed of the minerals: altered manganese-rich spessartite $[\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3]$, cryptomelane $[(\text{K},\text{Ba})_{1-2}\text{Mn}_8\text{O}_{16}.\text{H}_2\text{O}]$, romanechite $(\text{Ba}_2\text{Mn}_5\text{O}_{10})$, pyrolusite (MnO_2) , hollandite $[(\text{Ba},\text{K})_{1-2}\text{Mn}_8\text{O}_{16}.\text{H}_2\text{O}]$ and Lithiophorite $[(\text{Al},\text{Li})\text{MnO}_2.(\text{OH})_2]$. In addition, other types of minerals were identified, such as hematite (Fe_2O_3) , goethite $(\text{FeO}(\text{OH}))$, ilmenite (FeTiO) and kaolinite $(\text{Al}[\text{OH}])$. The results obtained through mineral chemical analysis indicate an average MnO concentration of 26,87% in the Ouro Fino area and 17,95% in Careaçú area. Both studied regions were relevant for possible mining openings for the commercialization of Mn.

Keywords: Supergene deposits; Manganese oxide; Economic geology

LISTA DE FIGURAS

Figura 3. 1: Localização dos municípios das regiões estudadas.....	18
Figura 3. 2: Mapa geológico da região sudeste do Orógeno Brasília.....	20
Figura 3. 3: Mapa geológico da porção leste do Estado de São Paulo e sul de Minas Gerais.....	22
Figura 3. 4: Mapa geológico local da região estudada com a distribuição das ocorrências de minérios e protominérios de manganês conhecidas ao longo da faixa de metassedimentos do Grupo Itapira.....	25
Figura 3. 5: A – Paisagem característica da região, formada por colinas sinuosas e suaves; B – afloramento de minerais supérgenos de Mn da região de Ouro Fino e ao lado o solo de coloração laranja avermelhado; C – minerais supérgenos de Mn em maior detalhe, destacando a coloração cinza escuro. D – Afloramento de minerais supérgenos de Mn da região de Careçu.....	27
Figura 3. 6: Precipitação e temperatura média das áreas estudadas.	28
Figura 3. 7: Principais afluentes da bacia do Rio Mogi Guaçu.	29
Figura 4. 1: Configuração de um perfil de intemperismo.....	32
Figura 4. 2: Etapas do processo de evolução do enriquecimento supergênico de um protominério gondítico intercalado com rochas metamórficas.....	36
Figura 4. 3: Evolução de um perfil supergênicos de MnO.....	38
Figura 4. 4: Representação da estrutura cristalina dos minerais de MnO. A – Hollandita, B – Romanechita, C – Todorokita.....	40
Figura 4. 5: Componentes principais do MEV.	42
Figura 4. 6: Esquema da geração dos raios-X específicos.	43
Figura 4. 7: Representação da lei de Bragg.....	45
Figura 5. 1: Mapa de pontos das áreas em que foram coletadas as amostras...48	
Figura 5. 2: A – Represa onde foi coletado a amostra O1, pilha de amostra indicado pela seta vermelha; B – Pilha de MnO onde houve a coleta da amostra O2; C – Amostra O3; D – Vista geral do ponto de amostragem O3.....	49
Figura 5. 3: A - Afloramento tabular onde foram coletadas as amostras de O5 a O9; B – Afloramento onde foi coletado a amostra O10; C – Afloramento onde foi coletado a amostra C1; D – Afloramento onde foi coletado a amostra C2. 50	
Figura 5. 4: Fluxograma com as etapas realizadas em laboratório para a caracterização mineralógica das amostras.....	51
Figura 5. 5: Esquema do disco de acrílico onde foram depositados os fragmentos minerais selecionados de cada amostra.....	53
Figura 5. 6: microscópio JEOL modelo JSM-6010 LA.....	55
Figura 5. 7: MSE JEOL JXA-8230 Superprobe.	56
Figura 5. 8: Princípios de espectrometria por WDS.	57
Figura 5. 9: Tubos VIAL Âmbar onde foram acomodadas as amostras pulverizadas e prontas para serem analisadas no DRX.....	57
Figura 5. 10: Equipamento PANalytical EMPYREAN.....	58

Figura 6. 1: imagem lâmina da amostra O8 a luz refletida. A esquerda sem polarizadores cruzados e a direita com polarizadores cruzados. Grt = espessartita, Gr = grafita e Qtz = quartzo.	60
Figura 6. 2: imagem lâmina da amostra O6. A esquerda sem polarizadores cruzados e a direita com polarizadores cruzados. Lt = litioforita, Cpm = criptomelano.....	61
Figura 6. 3: imagem lâmina da amostra O7, em luz refletida, sendo imagens A e B com foco no mineral de hollandita e litioforita (nas bordas) e C e D destacando o mineral ilmenita. A esquerda sem polarizadores cruzados e a direita com polarizadores cruzados. Lt = litioforita, Hll = hollandita, Ilm = ilmenita, Grt = espessartita.....	62
Figura 6. 4: imagem lâmina da amostra O8 em luz refletida. A esquerda sem polarizadores cruzados e a direita com polarizadores cruzados. Lt = litioforita, Gth = Goethita.....	63
Figura 6. 5: imagem lâmina da amostra O6, em luz refletida, tendo o mineral de caulinita em destaque. A esquerda sem polarizadores cruzados e a direita com polarizadores cruzados. Kln = caulinita, Grt = espessartita.....	63
Figura 6. 6: Espectrômetros dos minerais de litioforita, espessartita, hollandita e criptomelano.....	64
Figura 6. 7: Imagens mais representativas de MV-EDS de todas as lâminas. Grt = espessartita, Lt = litioforita, Cpm = criptomelano, Hll = hollandita, Gr = grafita, Kln = caulinita, Hm = hematita, Ilm = ilmenita, Qtz = quartzo. A – amostra O6; B – amostra O7; C – Amostra O8; D – amostra O9; E – amostra C1.....	64
Figura 6. 8: Imagem de MEV-EDS das amostras analisadas. A – amostra O2, No canto superior esquerdo, se observa o bandamento botrioidal da litioforita; B – amostra O3; C – amostra O7; Amostra O8, pode se observar um veio de hollandita em uma matriz de litioforita; Amostra O10. Grt = espessartita, Lt = litioforita, Cpm = criptomelano, Hll = hollandita, Gr = grafita, Kln = caulinita, Qtz = quartzo.	65
Figura 6. 9: Difrátograma das amostras de O5 e O6.....	69
Figura 6. 10: Difrátograma das amostras de O7 a O9 e C1a. Erro! Indicador não definido.	
Figura 7.1: Gráficos comparando os teores de MnO x Fe ₂ O ₃ , MnO x Al ₂ O ₃ , e CaO x MnO, MgO x MnO e LOI x MnO.....	72

LISTA DE TABELAS

Tabela 4. 1: Tabela com os minerais de Mn que são comumente encontrados nos perfis de intemperismo.	38
Tabela 5. 1: Localização e elevação das amostras coletadas durante a campanha de campo.....	47
Tabela 5. 2: Relação entre os padrões, o raio-x, o cristal analítico e os elementos analisados na microsonda.	56
Tabela 6. 1: Resultados do método MEV-WDS. Valores em %massa.....	67
Tabela 6. 2: Resultados do método de fluorescência de raio-X.....	71

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

DG – Departamento de Geologia

LAGEA – Laboratório de Geoquímica Ambiental

DGPA – Departamento de Geografia e Planejamento Ambiental

IGCE – Instituto de Geociências e Ciências Exatas

LABOGEO – Laboratório de Geoquímica

MEV – Microscopia Eletrônica de Varredura

MSE – Microsonda Eletrônica

EDS – Espectrometria por dispersão de energia

WDS – Espectrometria por comprimento de onda dispersiva

DRX – Difração de raios-X

FRX – Fluorescência de raios-X

NESG – Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé

TAP – *thallium acid phthalate*

PET – pentaeritritol ou *pentaerythritol*

LIF – *lithium fluoride*

LDE1 – *layered dispersion element*

Qtz – Quartzo

Grt – Granada espessartita

Gr – Grafita

Lt – Litioforita

Cpm – Criptomelano

Hll – Hollandita

Ilm – Ilmenita

Gth – Goethita

Kln – Caulonita

Hm – Hematita

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	15
2. OBJETIVO	17
3. CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO	18
3.1. Geologia Regional	19
3.3. Clima e Hidrografia	27
3.3.1. <i>Clima</i>	27
3.3.2. <i>Hidrografia</i>	28
3.4. Aspectos Geomorfológicos	29
4. REVISÃO DA LITERATURA	31
4.1. Processos de intemperismo e formação de lateritas	31
4.2. Manganês	34
4.2.1. <i>Introdução ao elemento manganês (Mn)</i>	34
4.2.2. <i>Depósitos supérgenos de óxido de manganês</i>	37
4.3. Microscopia Ótica e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) 41	
4.4. Geração de raios-X	43
4.4.1. Difração de raios-X (DRX)	44
4.4.2. Fluorescência de raio-X (FRX)	45
5. MATERIAIS E MÉTODOS	47
5.1. Trabalho de campo e coleta das amostras	47
5.2. Etapa de laboratório	50
5.2.1. <i>Lâminas petrográficas</i>	50
5.2.2. <i>Métodos de microscopia eletrônica</i>	51
5.2.2.1. Preparação das amostras para a caracterização mineralógica	
52	
5.2.2.2. Caracterização química e mineralógica	53
5.2.2.2.1. Espectrometria por dispersão de energia (EDS)	54

5.2.2.2. Espectrometria por comprimento de onda dispersiva (WDS)	
55	
5.2.2.3. Difração de raio-X (DRX)	57
5.2.3. Análise de rocha total	58
6. RESULTADOS	59
6.1. Petrografia	59
6.2. Química mineral	65
6.2.1. Caracterização por MEV-EDS	65
6.2.2. Caracterização por MEV-WDS	66
6.2.3. Resultados difração raios-X.....	69
6.3. Química rocha total	70
6.3.1. Resultados fluorescência de raios-X	70
7. DISCUSSÃO	72
8. CONCLUSÃO	75
9. BIBLIOGRAFIA	77
ANEXO 1	88

1. INTRODUÇÃO

O intemperismo químico dos minerais primários das rochas, originando minerais secundários, promove a mobilização de certos elementos químicos, os quais são transportados pelas águas superficiais até os oceanos (BIONDI, 2003; SUMMERFIELD, 2013). Em alguns casos, essas transformações podem levar a concentrações de alguns elementos químicos que não são lixiviados, gerando depósitos minerais supérgenos (BIONDI, 2003). Os processos de formação de depósitos minerais supérgenos estão sempre associados com processos pedogenéticos de formação de solo, os quais são processos complexos que refletem a interações entre a rocha e o clima local, além da vegetação e relevo existentes na região de origem (BIONDI, 2003; ROBB, 2005). Diferentes tipos de depósitos minerais supérgenos são originados, e os mais importantes do ponto de vista metalogenético incluem depósitos de Al, Ni, Mn, Fe, P, Nb, Cu, Au, Pt e U (ROBB, 2005).

O manganês (Mn) é um elemento que pode ocorrer em variados tipos de classes de minerais, aparecendo na natureza como óxidos, hidróxidos, silicatos e carbonatos (STANTON, 1972; LIMA e NEVES, 2016). Os óxidos de manganês apresentam uma mineralogia muito complexa e variada, devido a grande quantidade de minerais e pelo conhecimento inexato de algumas de suas estruturas (STANTON, 1972; KÄMPF et al, 2009). Geralmente, ocorrem em pequena proporção nos solos como minerais secundários, originados durante os processos de interação água/rocha-solo (KÄMPF et al, 2009; CARVALHO FILHO et al, 2011). Contudo, apresentam uma significativa influência em suas propriedades químicas, sendo um elemento essencial para algumas plantas e animais, e contém uma elevada capacidade de adsorção de elementos traços. Em alguns casos, o Mn pode gerar grandes acumulações, podendo ser consideradas tóxicas para algumas espécies de plantas (KÄMPF et al, 2009; CARVALHO FILHO et al, 2011). Considerando todas as características anteriores, incluindo a baixa cristalinidade e concentração desses minerais na maioria dos solos, a caracterização deste grupo torna-se um grande desafio,

requerendo abordagens analíticas avançadas e uma abordagem multidisciplinar para compreender completamente suas propriedades e influência no ambiente.

Na indústria mineral, o Mn é um metal que possui variadas aplicações, mas é principalmente empregado na indústria do aço (ANGELI et al., 2011). Segundo o *International Manganese Institute* (IMnI – 2022), o Mn é o quarto metal mais utilizado mundialmente, ficando atrás do Fe, Cu e Al. Apresenta diversas aplicações incluindo materiais fabricados com aço, baterias portáteis, latas de alumínio para bebidas, além do seu uso na indústria química e siderúrgica atuando como agente dessulfurante e desoxidante (IMnI, 2022; LIMA e NEVES, 2016). Segundo a Lima e Neves (2016), as maiores reservas mundiais de manganês, que representam 98,8% do total das reservas do mundo, localizam-se no Brasil, África do Sul, Ucrânia, Austrália, Índia, China, Gabão e Gana, sendo que o Brasil compreende 30,1% do montante mundial com 246 Mt. Os minérios de manganês podem ser classificados em três categorias com base no teor de Mn que apresentam: o minério de manganês com Mn superior a 35%, o minério ferruginoso com Mn entre 10% e 35%, e o minério de ferro manganesífero com Mn entre 5% e 10% (COSTA e FIGUEREDO, 2001).

A região sul-sudeste do estado de Minas Gerais está inserida no sistema de Nappes de Empurrão Socorro-Guaxupé inserido na borda sudoeste do Cráton São Francisco, desenvolvido durante o Ciclo Brasileiro, o qual compreende rochas metamórficas de alto grau e uma alta variedade de granitos (CAMPOS NETO e BASEI, 1983; CAMPOS NETO et al., 1984; CAMPOS NETO, 1985). Nesta região, há depósitos supérgenos de óxidos de manganês (MnO) formados após a exposição destas rochas na superfície da Terra. Essas ocorrências de concentrações de Mn acontecem nas regiões sudeste do estado de São Paulo a sul de Minas Gerais, manifestando-se como uma trilha de direção NNE. As rochas geradoras das reservas manganesíferas foram estiradas e rompidas por processos de *boudinage* durante os eventos deformacionais que ocorreram na região (VERÍSSIMO, 1991; PIRES et al., 1970). Atualmente, não existem estudos recentes que realizem a caracterização química e mineralógica dessas concentrações de minerais supérgenos de Mn.

2. OBJETIVO

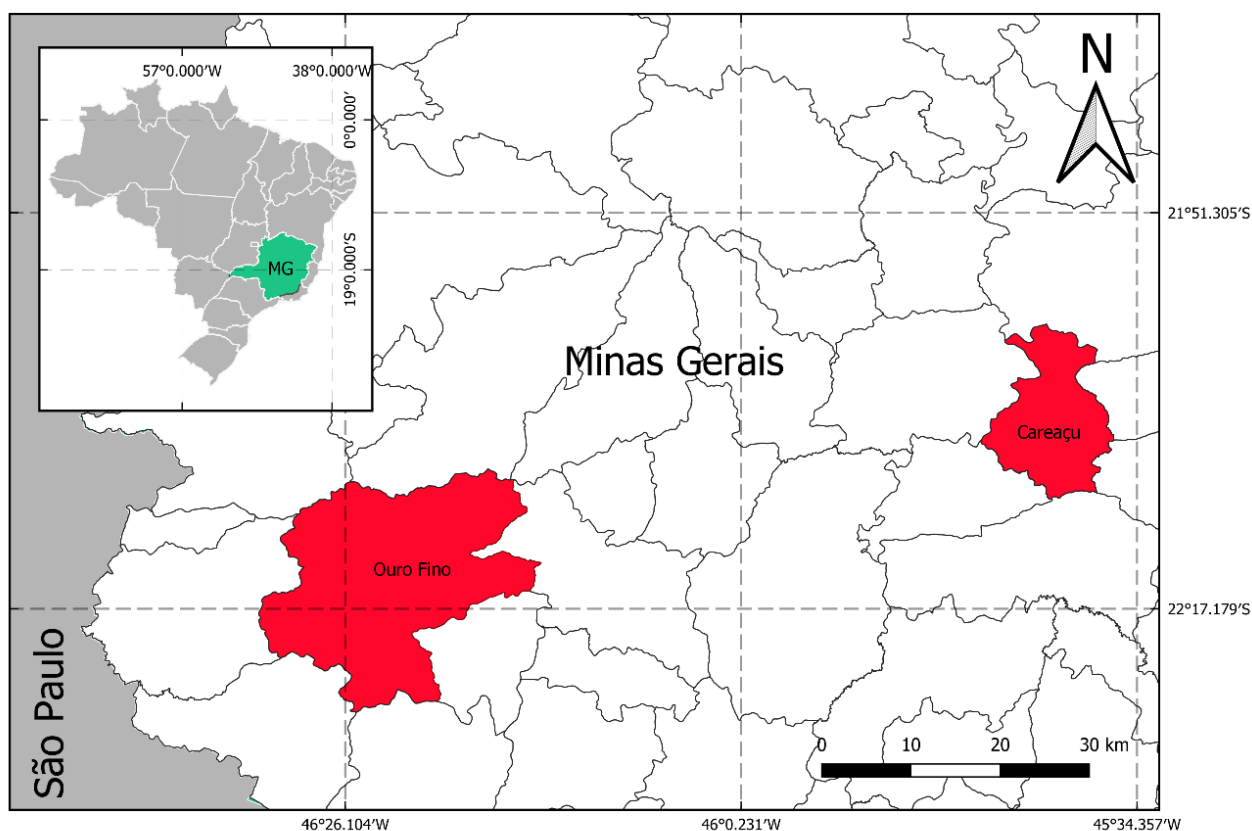
Este estudo tem como objetivo principal realizar a caracterização química e mineralógica dos minerais supérgenos de Mn na região sul de Minas Gerais, especificamente nos municípios de Ouro Fino e Careáçu, por meio de diferentes técnicas de alta resolução. Os objetivos específicos de trabalho são:

- Identificar os principais minerais supérgenos presentes nas ocorrências estudadas.
- Realizar análises químicas e de rocha total para obter informações detalhadas sobre a composição destes depósitos supérgenos.
- Discutir os resultados obtidos e sua importância para o conhecimento da geologia da região e para o desenvolvimento de estudos futuros.

3. CARACTERÍSTICAS GERAIS DA ÁREA DE ESTUDO

As áreas de estudo localizam-se em Ouro Fino, situada na microrregião de Poços de Caldas, e Careaçú, englobada na microrregião de Santa Rita do Sapucaí (IBGE, 2021), no sudeste do estado de Minas Gerais. A região de Ouro Fino e Careaçú (Figura 3.1) estão à 470 e 350 Km de Belo Horizonte e 200 e 235 km de São Paulo, respectivamente, com Ouro Fino tendo acesso pela via MG-290 e Careaçú pela Rodovia Fernão Dias (BR 381). As regiões estudadas englobam os municípios de Jacutinga, Albertina, São Luís, Sapé, Itaporã, Pouso Alegre, Santa Rita do Sapucaí, São Gonçalo do Sapucaí, São Sebastião da Bela Vista e Silvianópolis.

Figura 3. 1: Localização dos municípios das regiões estudadas.



3.1. Geologia Regional

A região Sudeste brasileira é marcada pela presença de várias unidades geotectônicas que se estendem para o Centro-Oeste e Sul (Hasui, 2010). As principais estruturas são os sistemas orogênicos da Mantiqueira e do Tocantins, e parte do Cráton São Francisco (Figura 1). A evolução geodinâmica do Sudeste do Orógeno Brasília está relacionada com severos processos orogênicos durante o período Neoproterozóico e relacionado com eventos metamórficos, com sua orogênese derivando da colisão (600 Ma) entre o Cráton Paranapanema e a margem passiva do Cráton São Francisco (Brito Neves et al., 1999; Campos Neto et al., 2000; Trouw et al., 2008; Fuck et al., 2017).

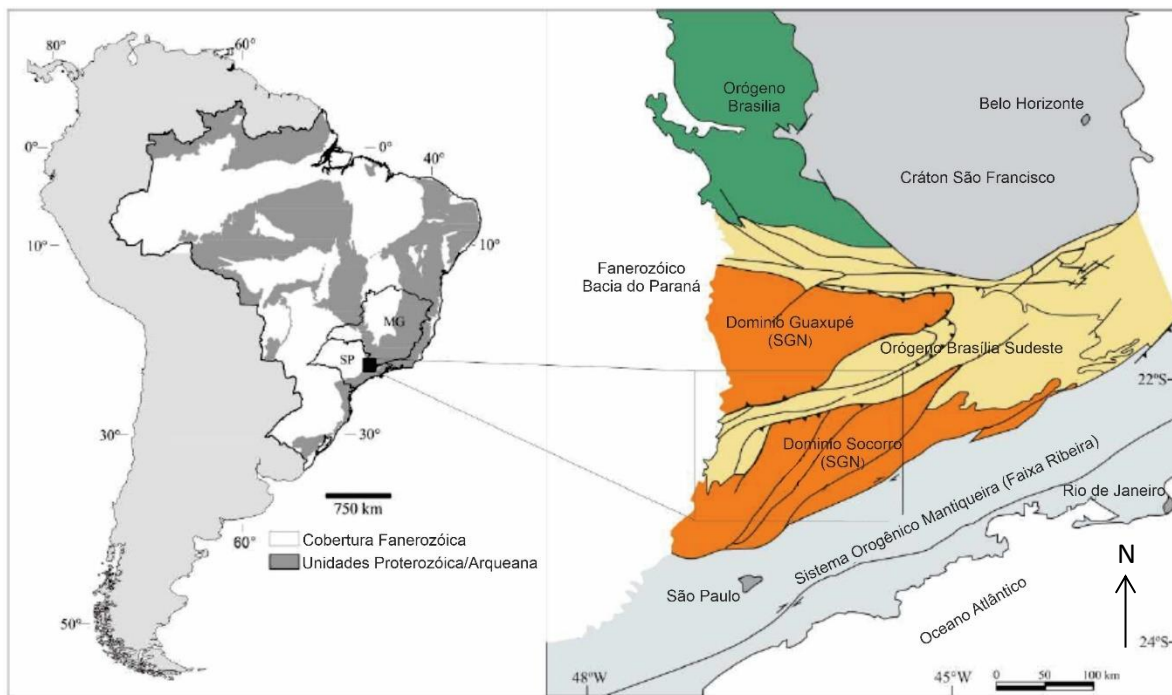
Essa colisão gerou nappes com mergulho SW e transporte na direção E – W. Campos Neto e Caby (1999, 2000); Trouw et al., (2000); Campos Neto et al., (2010, 2011) reconheceram três configurações tectônicas distintas das nappes, sendo um domínio de arco magmático, o qual se desenvolveu na margem continental ativa da Placa Paranapanema (Nappe Socorro-Guaxupé), Sequência metassedimentar subductada (Sistema de Nappes Andrelândia) e a margem passiva continental relacionada com o paleocontinente São Francisco (Complexo São Vicente e Nappes Carrancas e Lima Duarte).

Segundo Fuck (1994), o Cráton São Francisco, que se estende predominantemente na direção N – S entre os estados de São Paulo, Minas Gerais e Bahia, é representado por restritas exposições do embasamento e extensas coberturas, sendo os grupos Paranoá e Bambuí as de maior destaque. O limite do Cráton é balizado por falhas de empurrão em quase toda a sua extensão que, eventualmente, estão truncadas por sistemas transcorrentes, que sobrepõe as unidades da faixa e seu embasamento às coberturas cratônicas.

Alojada na borda sudoeste do Cráton São Francisco e desenvolvida durante o Ciclo Brasileiro (CAMPOS NETO e BASEI, 1983; CAMPOS NETO et al., 1984; CAMPOS NETO, 1985), a Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (NESG) é parte de um conjunto de nappes que refletem um processo colisional (CAMPOS NETO & CABY, 1999). Os terrenos engajados na NESG abrangem uma área de aproximadamente 27.500 km² e o seu desenvolvimento se deu

durante o Ciclo Brasileiro (CAMPOS NETO e BASEI, 1983; CAMPOS NETO et al., 1984; CAMPOS NETO, 1985).

Figura 3. 2: Mapa geológico da região sudeste do Orógeno Brasília.



Fonte: retirado de De Oliveira et al. (2019), modificado de Morais et al. (1999).

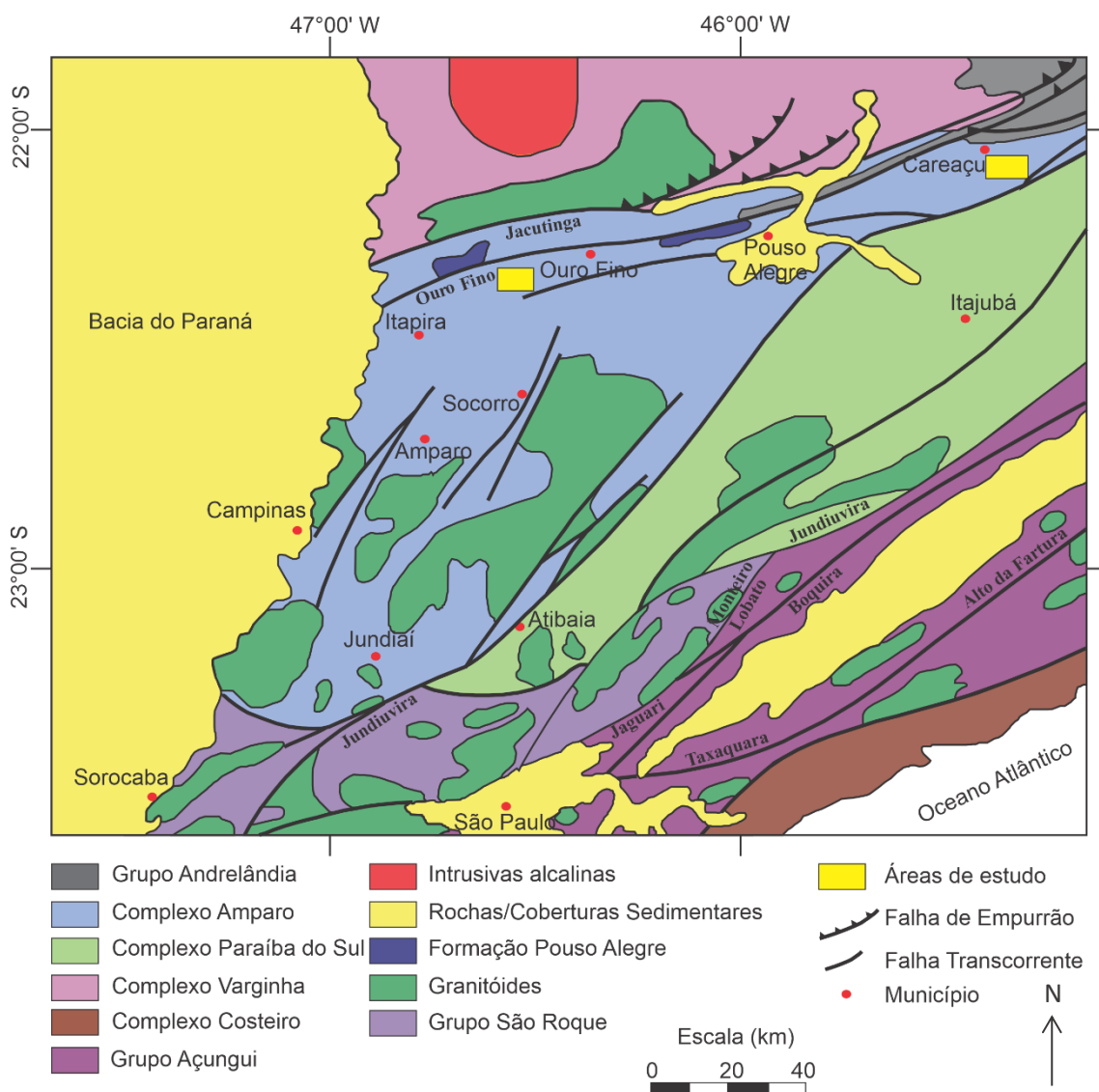
A NESG se trata de um terreno complexo que compõe rochas de alto grau metamórfico e uma ampla variedade de granitos. Nas porções basais ocorre a predominância de granulitos de alta pressão e temperatura (> 11 kbar e até 900 - 950°C) e com assinatura química cálcio-alcálica (VASCONCELLOS et al., 1991; CAMPOS NETO & CABY, 1999), e em direção ao topo, são sucedidos por gnaisses migmatíticos diversos. No trabalho de Janasi et al. (2003), a NESG foi subdividida pela zona de cisalhamento Ouro Fino de direção NE – SW em dois segmentos, sendo o segmento Nappe Guaxupé ao norte e ao sul a Nappes Socorro. Ambos os segmentos são intercalados com rochas alóctones do embasamento alternados com sucessões metassedimentares do Sistema de Nappes Andrelândia (CAMPOS NETO et al., 2000; TROUW et al., 2000).

Campos Neto e Caby (2000) divide a NESG em três unidades de crosta continental da base para o topo, consistindo pela Unidade Granulítica Basal, Unidade Diatéxica Intermediária, e a Unidade Migmatítica Superior. A Unidade

Granulítica Basal é constituída por granada-biotita-ortopiroxênio granulitos bandados, de composição enderbítica, com intercalações locais de gabro-noritos, máficas e ultramáficas. Já a Unidade Diatexica Intermediária compreende rochas ortognáissicas metaluminosas, representadas por corpos descontínuos de migmatitos estromáticos envolvidos por nebulito gnaisses cinza a rosado. Por fim, a Unidade Migmatítica comporta uma sequência metassedimentar submetida à anatexia de intensidade decrescente em direção ao topo estrutural da nappe. Essas unidades exibem, de modo geral, uma foliação metamórfica de baixo ângulo com lineação mineral desenvolvida através das deformações não-coaxiais e indicadores cinemáticos exibindo transporte tectônico de topo E – NE (CAMPOS NETO et al., 2004).

A parte sul do embasamento do Orógeno Brasília é representado por ortognaisses migmatitos Arqueanos e Paleoproterozóicos ocorrendo os Complexos Amparo e Serra Negra, que abrange a porção nordeste do estado de São Paulo e sul de Minas Gerais. O Complexo Amparo, de idade Transamazônica, é uma unidade predominantemente metassedimentar com o arcabouço litológico, representado por biotita e/ou hornblenda gnaisses, com predominância do feldspato plagioclásio e, subordinadamente, granada, diopsídio ou silimanita (Wernick, 1978). Os gnaisses são, em sua maioria, anatexíticos com estrutura listrada, bandada, fitada, dobrada e além de outras migmatíticas. Além disso, outros tipos de rochas ocorrem intercalados aos gnaisses, como gnaisses graníticos, anfibolitos, gonditos, quartzitos de variadas composições, rochas calcossilicáticas, mármore, granulitos e charnockitos, xistos e rochas metaultrabásicas transformadas em anfibolitos (Wernick, 1978). Segundo Zanardo (2003), as composições das rochas do Complexo Amparo variam entre monzogranitos, granodioritos e tonalitos e, subordinadamente, entre quartzo dioritos e quartzo monzodioritos. Além disso, segundo o autor supracitado, as rochas infracrustais do Complexo Amparo em conjunto com as rochas supracrustais do Grupo Itapira, compõe uma faixa alongada denominada Itapira/Amparo com direção NE-SW disposta entre os complexos Guaxupé e Socorro, que constituem a NESG (Figura 3.3).

Figura 3. 3: Mapa geológico da porção leste do Estado de São Paulo e sul de Minas Gerais.



Fonte: Adaptado de Hasui e Oliveira (1984).

O Grupo Itapira foi definido por Ebert (1968) para agrupar um conjunto de rochas de idades assínticas, acomodadas em sinformes especiais entre antiformes compostas por litotipos do Complexo Amparo de idades mais antigas. Este grupo foi submetido a um metamorfismo regional nas fácies anfibolito médio a alto, com fusão parcial das rochas menos refratárias e injeção de material ácido (Zanardo, 2003). Este grupo é composto por rochas que indicam origem por sequências pelíticas, psamo-pelíticas, psamíticas, grauvaqueanas, arcoseanas, margosas e calciossilicáticas e são intercalados por derrames e/ou intrusões básicas (Zanardo, 2003).

O Complexo Amparo e o Grupo Itapira surgiram através da remoção de rochas sobrepostas as mesmas, por meio de processos erosivos, e que foram soerguidas pela atuação do Cinturão de Cisalhamento Ouro Fino (Zanardo, 2003). O Cinturão de Cisalhamento Ouro Fino, que apresenta natureza destal e transpressiva, corresponde a um feixe de zonas de cisalhamento dúcteis a dúcteis-rúpteis, localmente, rúpteis de natureza transpressiva destal, com direção geral para ENE/WSW, contudo, nas regiões entre Jacutinga e Itapira direção NE-SW até desaparecer sob os sedimentos da Bacia do Paraná (Zanardo, 2003; Artur, 1988).

A faixa de cisalhamento Ouro Fino, em conjunto com a Faixa de cisalhamento Jacuí, foram as responsáveis pelas movimentações dos blocos alóctones de Guaxupé e de Socorro e pela geração das faixas de cisalhamento dúcteis de baixo ângulo (ARTUR, 1988). As mesmas correspondem a duas faixas rúpteis essencialmente ligadas a falhas transcorrentes com componentes verticais e de empurrão.

3.2. Contextualização do Minério de Manganês e Geologia Local

Muitas ocorrências de rochas manganésíferas ocorrem nas porções sudeste do estado de São Paulo e sul de Minas Gerais (Figura 3). Durante os eventos deformacionais as camadas de protominério, rocha geradora das reservas manganésíferas, foram estiradas e rompidas por processos de *boudinagem*, formando uma trilha, com direção NNE, em dois *trends* estruturais distintos, sendo NW-SE e NE-SW (Veríssimo, 1991; Pires et al., 1970). A primeira menção deste minério foi realizada por Felicissimo (1939), que encontra este minério nas proximidades do município de Socorro (SP). Segundo este autor, os minérios dessa região estariam relacionados com lentes de quartzitos com granada encaixados em gnaisses com granada e o protominério que gerou os depósitos de manganês seria a rocha gondito. No estudo de Pires et al. (1970), os autores sugeriram uma distribuição regional das ocorrências de manganês em três faixas. A primeira abrange os gonditos de Socorro (SP), Bueno Brandão (MG), Pouso Alegre (MG) e Careaçú (MG). A segunda inclui

Bugari (MG), Congonhal (MG) e Espírito Santo do Dourado (MG). E por fim, a terceira compõe Jacutinga (MG) e São João da Mata (MG).

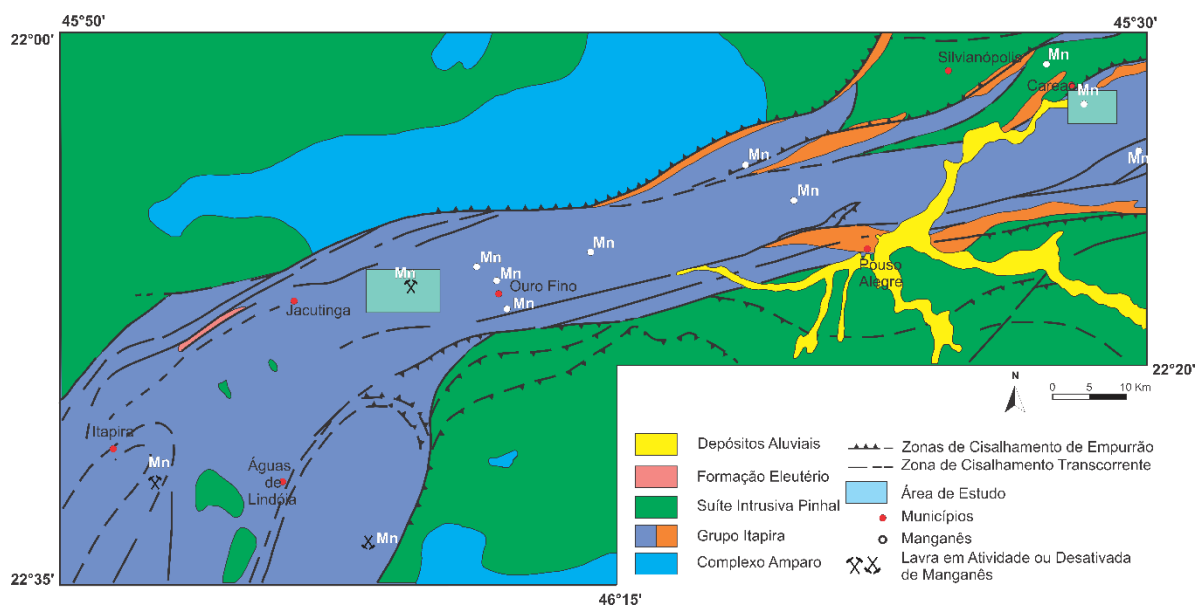
Segundo Veríssimo (1991) e Angeli et al. (2011), são identificados dois tipos de protominérios que apresentam diferenças composicionais e texturais. O primeiro é denominado de silicático, sendo definido propriamente como gondito, apresentando proporções equivalentes de quartzo e granada. O segundo seria o calciosilicático, nesta situação o termo gondito não pode ser aplicado de acordo com a classificação de Fermor (1909; apud Verissimo, 1991), pois além de quartzo e granada este protominério também é constituído por piroxênio, anfibólio, plagioclásio, carbonatos e epidoto. Com relação aos óxidos/hidróxidos de manganês os minerais que foram identificados nestes trabalhos foram a litioforita, criptomelana, pirolusita, todorokita, psilomelana, hausmannita, manganita, jacobsita.

No trabalho de Wernick et al. (1976), foi realizado um levantamento geológico sistemático em variadas regiões do estado de São Paulo e encontraram diversas séries de delgadas e esparsas lentes de gonditos na Faixa Amparo-Itapira. Segundo os mesmos autores, os gonditos, que podem ser encontrados tanto frescos como alterados, caracterizam-se por uma persistente estrutura rítmica intercalando entre leitos quartizíticos e granatíferos de espessuras centimétricas a decimétricas. Quando essas rochas são alteradas é gerado um material amorfo de coloração preta e rica em óxidos e hidróxidos de manganês.

Veríssimo (1991), classificou as ocorrências de manganês de três formas distintas: tipo grazon, maciço ou blocos rolados. O tipo grazon corresponde as superfícies de alterações lateríticas resultantes dos processos pedogenéticos *in situ* do minério maciço e que são constituídos por níveis de pisólitos e oólitos de manganês dispersos em solo argilo-arenoso a silte-argiloso. Com relação ao minério maciço, o mesmo é compacto, de granulação fina e constituído por uma trama de quartzo e óxidos/hidróxidos de manganês sendo o resultado direto da alteração dos protominérios silicáticos, além disso exhibe uma coloração cinza escura a preta. E por fim, os blocos rolados representam o minério coluvionar que acontece nos taludes e sopés dos morros, resultado da acumulação dos

fragmentos de minérios que se fragmentaram dos minérios lateríticos. Nas regiões estudadas os minérios de manganês foram encontrados em afloramentos de corpos tabulares maciços de coloração cinza claro a preta (Figuras 3.4 e 3.5).

Figura 3. 4: Mapa geológico local da região estudada com a distribuição das ocorrências de minérios e protominérios de manganês conhecidas ao longo da faixa de metassedimentos do Grupo Itapira.



Fonte: Adaptado de Veríssimo (1991).

O primeiro autor a descrever o minério de manganês foi Oliveira (1987), com o propósito de realizar uma caracterização tecnológica do minério na região de Jacutinga/Ouro Fino. Segundo o autor supracitado, o minério caracteriza-se por ser uma rocha escura de coloração que varia de preto azulado a cinza claro. A sua estrutura pode ser maciça ou laminada, com bandeamentos centimétricos a decimétricos de quartzo. Segundo o mesmo autor, o protominério é constituído por granada do tipo esperssatita ($Mn_3Al_2(SiO_4)_3$), que demonstra uma alteração inicial ou até uma completa alteração em óxidos e hidróxidos de manganês gerando crostas manganésíferas com formas botrioidrais, concreções e nódulos.

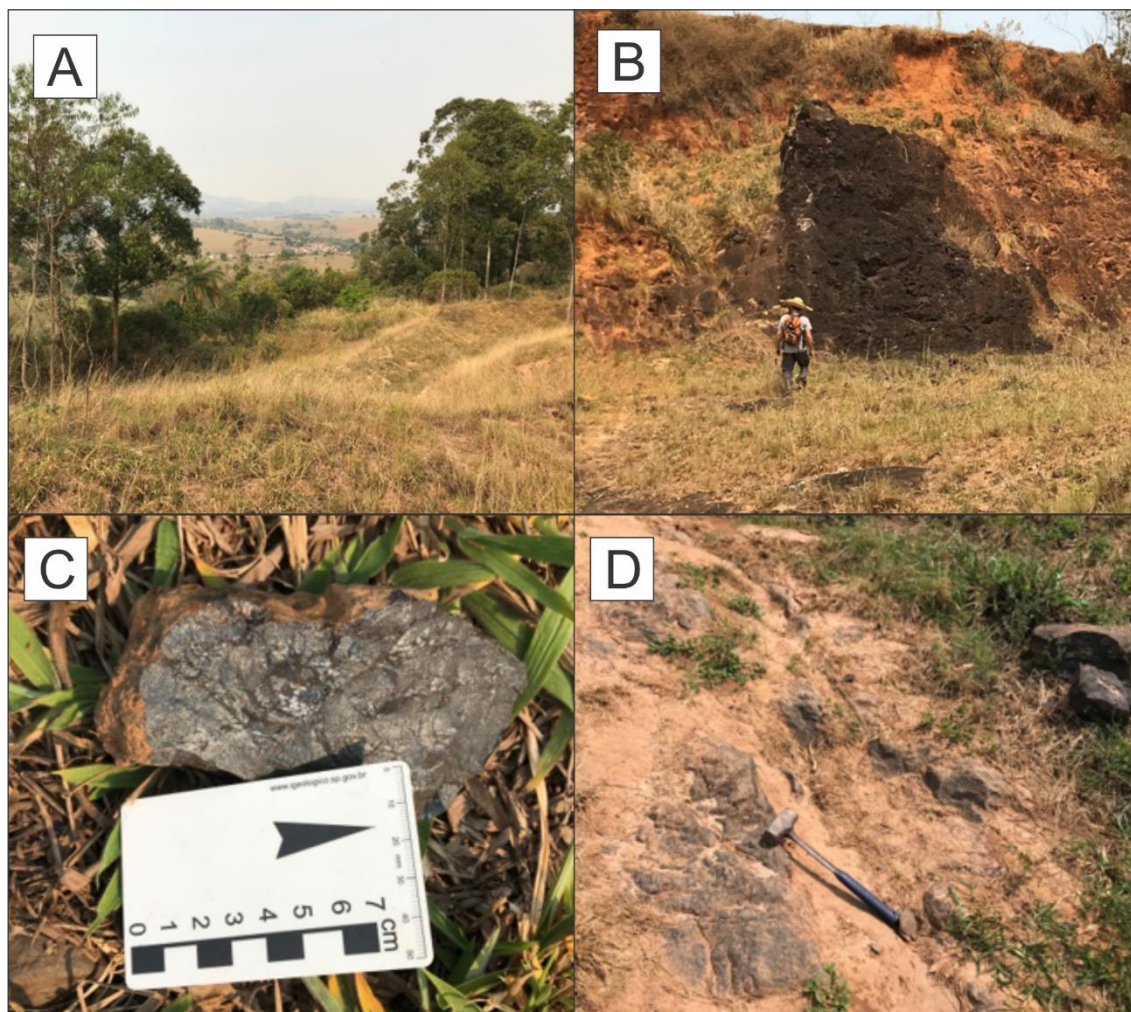
No trabalho de Veríssimo (1991), o autor observou um alinhamento do protominério em segmentos lenticulares com extensões que variavam de 150 a 700 m. O autor observou nesta região tanto o protominério silicático como o

calciossilicático. Com relação ao minério silicático, os mesmos demonstravam uma estrutura predominantemente maciça com granulação média e proporção equivalente dos minerais de quartzo e granada. Os minérios calciossilicáticos ocorrem como lentes ou faixas estreitas de contato gradacional com as biotitas e/ou hornblenda gnaisses encaixantes. Segundo Zanardo et al. (1998) a possível origem do protominério é vulcano-sedimentar, depositada sob a forma de carbonatos e óxidos, em delgados níveis, posteriormente estirados e rompidos durante a tectônica.

O minério de Mn também ocorre nas regiões de outros municípios, sendo as regiões de Itapira e Careçu as mais relevantes. Em Itapira o minério ocorre na forma de corpos lenticulares pouco espessos, mas apresentando certa regularidade e continuidade lateral. Os corpos de protominério, que ocorrem encaixados em biotita hornblenda gnaisses cinza esbranquiçados a cinza escuros do Grupo Itapira, são essencialmente silicáticos e de textura granoblástica com quantidades equivalentes de quartzo e espessartita e, subordinadamente, grafita (Veríssimo, 1991). No estudo de Zanardo et al. (1988), também foram identificados os minerais clinoanfíbólios manganésíferos, clinopiroxênios, plagioclásios, titanita, epidoto, apatita, óxidos e hidróxidos de manganês e argilominerais por meio de uma análise de um protominério pouco alterado.

Os depósitos da região de Careçu, como também observado em Ouro Fino, o protominério pode ser calciossilicático ou silicático. O calciossilicático ocorre como lentes de pequena espessura intercaladas com xistos. São rochas de granulação média e coloração acinzentada, quando alterados passam a apresentar tons amarelo ocre e esverdeado. O silicático ocorre como lentes de pequenas dimensões alojados em quartzo mica-xistos feldspático e biotitas e/ou hornblenda gnaisses. O minério é constituído essencialmente por espessartita e quartzo, com subordinada proporções de muscovita, rodonita, piroxênio, anfibólio e mica de manganês.

Figura 3. 5: A – Paisagem característica da região, formada por colinas sinuosas e suaves; B – afloramento de minerais supérgenos de Mn da região de Ouro Fino e ao lado o solo de coloração laranja avermelhado; C – minerais supérgenos de Mn em maior detalhe, destacando a coloração cinza escuro. D – Afloramento de minerais supérgenos de Mn da região de Careçu.



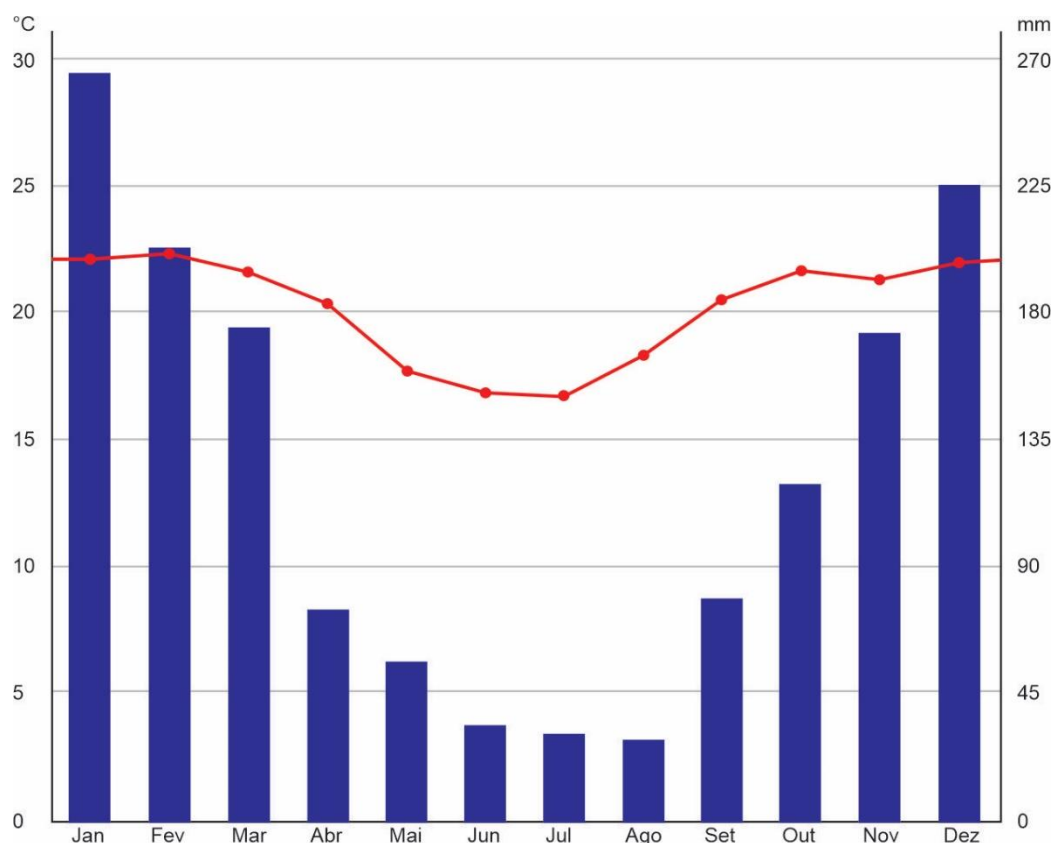
3.3. Clima e Hidrografia

3.3.1. Clima

A região sudeste do Brasil compreende o Clima tropical úmido (Nimer, 1989), tendo como característica um período seco de 3 – 5 meses, precipitações médias anuais de 1500 mm nas regiões interiores e temperatura média anual com variação de 20 – 24°C. A região estudada apresenta clima subtropical, com uma significativa pluviosidade ao longo do ano (Climate-Data.org, 2022), sendo classificado como clima Cfa, de acordo com a classificação de Köppen, (1948). O período de maior pluviosidade ocorre no mês de janeiro e o menor em agosto.

A temperatura média oscila entre 22,3°C, nos meses mais quentes e 16,7°C nos mais frios, representados pelos meses de fevereiro e julho, respectivamente (Figura 3.6).

Figura 3. 6: Precipitação e temperatura média das áreas estudadas.



Fonte: Adaptado de Climate-Data.org (2022).

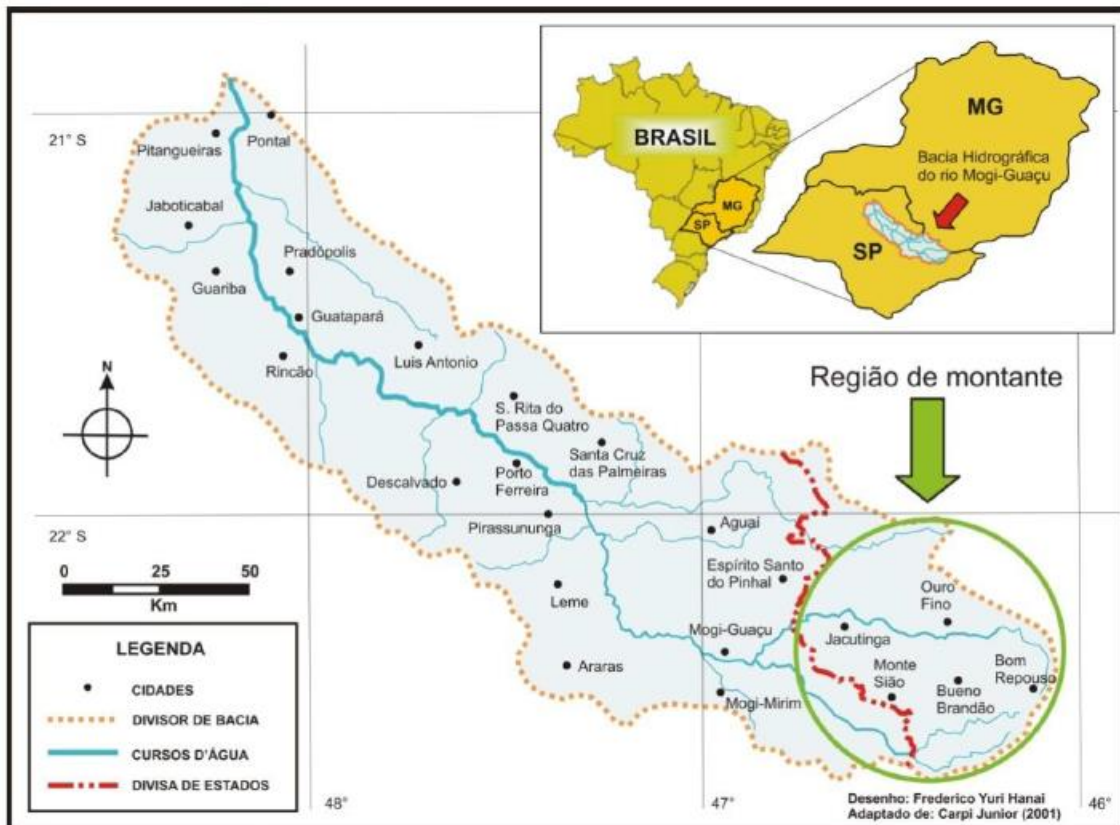
3.3.2. Hidrografia

A região estudada está inserida na bacia hidrográfica do rio Mogi-Guaçu (Figura 3.7). Esta bacia tem uma área de 17.460 km² e uma extensão de 530 km, abrangendo a região nordeste do estado de São Paulo e sudeste de Minas Gérias. A sua nascente situa-se no Morro do Curvado, no município de Bom Repouso (MG), e desagua no Rio Pardo, que se encontra entre os municípios Pitangueiras e Pontal (SP) (ZAMCOPÉ, 2008).

Os principais afluentes da bacia do Rio Mogi Guaçu, segundo CBH-MOGI (2008), são os rios Oriçanga, Itupeva, Claro e Jaguari Mirim pela margem

direita e pela margem esquerda os rios Eleutério, do Peixe, do Roque, Quilombo e Mogi-Mirim. Além disso, a Bacia do Rio Mogi Guaçu apresenta interfaces com as bacias dos rios Pardo, Piracicaba/Capivari/Jundiá, Baixo Pardo/Grande, Tietê/Jacaré, Turvo/Grande e Tietê/Batalha.

Figura 3. 7: Principais afluentes da bacia do Rio Mogi Guaçu.



Fonte: Retirado de Hanai (2009) e adaptado de Carpi Junior (2001).

3.4. Aspectos Geomorfológicos

A região estudada está inserida no limite entre dois aspectos geomorfológicos distintos, sendo a Unidade Depressão do Sapucaí do Planalto do alto do Rio Grande e a Unidade Planalto de São Roque – Jundiá do Planalto de Amparo (PROJETO RADAMBRASIL, 1983).

O Planalto do Alto Rio Grande está inserida no domínio remanescente de dobramentos pré-cambrianos e se individualiza em duas unidades

geomorfológicas, sendo a Depressão do Sapucaí e Planalto de Andrelândia (PROJETO RADAMBRASIL, 1983; CALVACANTE et al., 1979). A Unidade Depressão do Sapucaí, que abrange uma área de 3.160 km² e altitude média na ordem de 900 – 1100 m, foi primeiramente descrita por Calvacante et al, (1979) e sendo denominada de Alto Vale do Sapucaí, uma subdivisão da serra da Mantiqueira, com relevos suaves, colinas ou morros de vertentes convexas, com topos semi-aplainados e expressivas coberturas aluviais nos vales. Ao longo dos principais cursos fluviais o relevo é dissecado em formas colinosas, de interflúvios longos, com topos e vertentes convexizadas. Segundo os mesmos autores, a área é recoberta por uma espessa camada Latossolos e Argissolos de textura argilosa e areno-argilosa.

Com relação ao Planalto de Amparo, a mesma está individualizada em duas unidades geomorfológicas consistindo nas Unidades Planalto do São Roque – Jundiá e Planalto de Lindóia (PROJETO RADAMBRASIL, 1983). As principais formas de relevo da Unidade Planalto de São Roque – Jundiá são alongadas, com topos e encostas convexas. Os vales apresentam largura reduzida e estão preenchidos por colúvios de forma não extensivas. Existe uma influência mais forte de falhamentos na parte sudeste da unidade, fazendo com que o relevo apresente formas mais alongadas, topos aguçados e maiores altitudes, nas encostas são observados matacões semi-arredondados e os vales são mais profundos, em forma de “V”, e muito pouco preenchidos (PROJETO RADAMBRASIL, 1983). Além disso, a evolução pedológica dessa região comporta Latossolos Vermelhos-amarelados associados a Cambissolos e Argissolos Vermelho-Amarelos.

4. REVISÃO DA LITERATURA

Neste capítulo serão detalhadas a fundamentação teórica dos principais assuntos abordados neste trabalho.

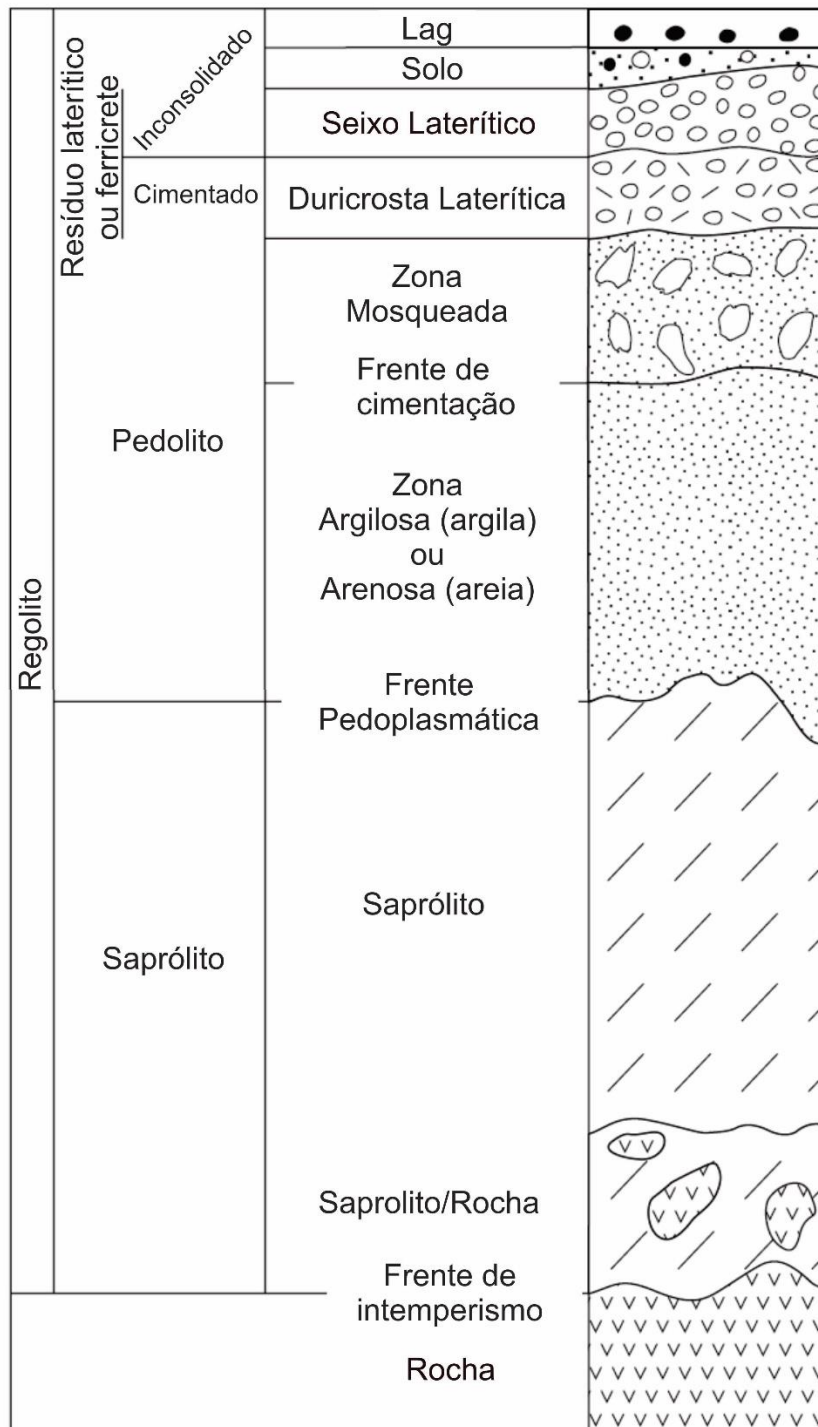
4.1. Processos de intemperismo e formação de lateritas

O intemperismo é um processo que compreende todos os sistemas de alteração de rochas e minerais, que incluem processos mecânicos, químicos e biológicos, dispostos na superfície da terra que ocorrem devido ao contato e interação da atmosfera, hidrosfera e da biosfera (VALENTON, 1994; SUMMERFIELD, 2013; SCOTT e PAIN, 2009). Além disso, segundo Summerfield (2013), o intemperismo pode ser definido como um ajustamento das propriedades químicas, físicas e mineralógicas das rochas em resposta as condições que prevalecem no meio ambiente da superfície terrestre. A alteração química das rochas pelo clima leva à assembleia mineralógica para minerais novos e mais estáveis (SCOTT e PAIN, 2009). O conjunto desses processos leva a formação de um manto de alteração de variadas proporções com minerais neoformados e íons em solução.

Os íons liberados durante o intemperismo seguem diferentes caminhos, sendo alguns íons removidos por drenagens e outros podendo entrar nas estruturas de outros minerais próximos em processos de neoformação ou de transformação (TARDY, 1971). A água é o principal fator que determina a extensão e a intensidade de um intemperismo, tendo maior expressividade nas regiões tropicais devido à alta pluviosidade (WIRTHMANN, 2000). Nessas condições, em conjunto com altas temperaturas, as taxas de intemperismo químico excedem as da erosão, o que conduz ao espessamento do manto de alteração, gerando perfis com horizontes e características distintas, denominados de perfis de intemperismo (Figura 4.1) (THOMAS, 1994; SUGUIO, 2017). Segundo Vasconcelos (1999b), os perfis de intemperismo apresentam um perfil cronológico inverso devido ao fato de as frentes de intemperismo migrarem do topo para a base, ou seja, as assembleias mais velhas ocorrem nas porções

superiores do perfil, enquanto as idades mais jovens ocorrem nas partes mais profundas.

Figura 4. 1: Configuração de um perfil de intemperismo.



Fonte: Adaptado de Scott e Pain (2009).

A presença de crostas ferruginosas é comum de serem encontradas nos perfis de intemperismos das regiões tropicais, sendo a coloração avermelhada e presença de zonas de crescimento de hematita, goethita e gibbsita as suas características principais, destacando-se também a ausência do material maciço proveniente da rocha matriz. O acúmulo dessas feições descritas anteriormente gera uma crosta endurecida denominada de laterita. (MCFARLANE, 1976; EGLTON, 2001; SANTOS et al., 2013; LEPSCH, 2016).

A formação das lateritas, e suas variações, podem ser entendidas pela mobilidade relativa dos diferentes elementos de um ambiente de intemperismo (SUMMERFIELD, 2013). Duricrostas ou lateritas são camadas endurecidas formadas por zonas de intemperismo na superfície terrestre como consequência da acumulação absoluta ou relativa de componentes particulares através da substituição ou cimentação de rocha, solo, materiais de intemperismo ou outros depósitos inconsolidados pré-existentes (SUMMERFIELD, 2013). Os componentes mais importantes encontrados em lateritas são óxidos e hidróxidos de Fe e Al, Mn e Si.

Os principais mecanismos para a formação de lateritas são em *in situ* ou pela oscilação freática. No mecanismo *in situ*, ou também denominada de laterita autóctone, é formada através da lixiviação de cátions metálicos móveis (Ca, Mg, K e Na), pelo intemperismo das rochas dos ambientes quentes e úmidos, deixando apenas os elementos menos móveis tais como Fe, Al, Mn, Ti, entre outros, na forma de óxidos, hidróxidos e argilominerais (McFARLANE, 1976). Nesse contexto, se assume a formação da laterita como resultado da acumulação de precipitação destes elementos químicos menos móveis.

Para as lateritas geradas pela oscilação freática, a laterita não seria o resultado da decomposição da rocha *in situ*, mas da substituição dos produtos dessa decomposição, cujo mecanismo da substituição é o freático (McFARLANE, 1976). Para este modelo, a variação sazonal da zona de saturação produz mudanças no potencial redox do solo (Eh), provocando a acumulação e precipitação dos cátions menos móveis. Essas modificações sazonais no Eh promovem a difusão dos íons que se deslocam das zonas saturadas para as menos saturadas, provocando a precipitação dos oxi-

hidróxidos desses elementos na interface com a zona saturada. Segundo Goudie (1973), os cátions metálicos mais móveis acima do nível freático e presentes na rocha seriam lixiviados para a drenagem, ficando no perfil apenas os menos móveis.

Segundo Thomas (1994), as lateritas encontram-se como extensas superfícies sobrepostas aos crátons de regiões continentais de clima tropical. Dessa forma, as lateritas podem ser utilizadas como marcadores morfoestratigráficos com a datação de minerais supergênicos que as compõem, portanto, torna-se possível de desenvolver estudos que desvendem a história do intemperismo, clima e evolução destas regiões (VASCONCELOS, 1999a).

4.2. Manganês

4.2.1. Introdução ao elemento manganês (Mn)

O Mn é o nono ou décimo elemento mais abundante da crosta terrestre (MAYNARD, 2003). Quimicamente, este metal é bastante reativo e é facilmente dissolvido em soluções diluídas de ácidos, formando íon bivalente – Mn^{2+} (AFONSO, 2020). Além disso, o Mn pode ocupar sítios em várias estruturas cristalinas, devido ao seus três estados de valência (STANTON, 1972).

Segundo Stanton (1972) e Wolf (1976), os minerais que possuem Mn em suas composições ocorrem, em sua grande maioria, como silicatos, pois o mesmo apresenta grande facilidade de realizar troca catiônica com outros elementos devido ao seu raio iônico ter tamanho similar ao Fe e Mg, permitindo uma troca substancial em silicatos como piroxênios, anfibólios e granada. Devido a este mesmo motivo, o Mn também pode ocorrer em carbonatos e, raramente, em sulfetos.

Segundo Kämpf et al. (2009), o Mn é um dos primeiros elementos a ser liberado durante o intemperismo dos minerais primários, o que explica a sua frequente acumulação em saprólitos. Nos processos intempéricos dos minerais primários o Mn é móvel em solução como Mn^{2+} , predominando nas condições

características de sistemas de água natural, e ao ser submetido por condições oxidantes, passa do estado bivalente para trivalente (Mn^{3+}) ou tetravalente (Mn^{4+}) (HEM, 1963; STANTON, 1972). Desta maneira, a maioria dos minerais encontrados nos ambientes de superfície o manganês ocorre como Mn^{4+} , com algum Mn^{3+} (KÄMPF et al., 2009).

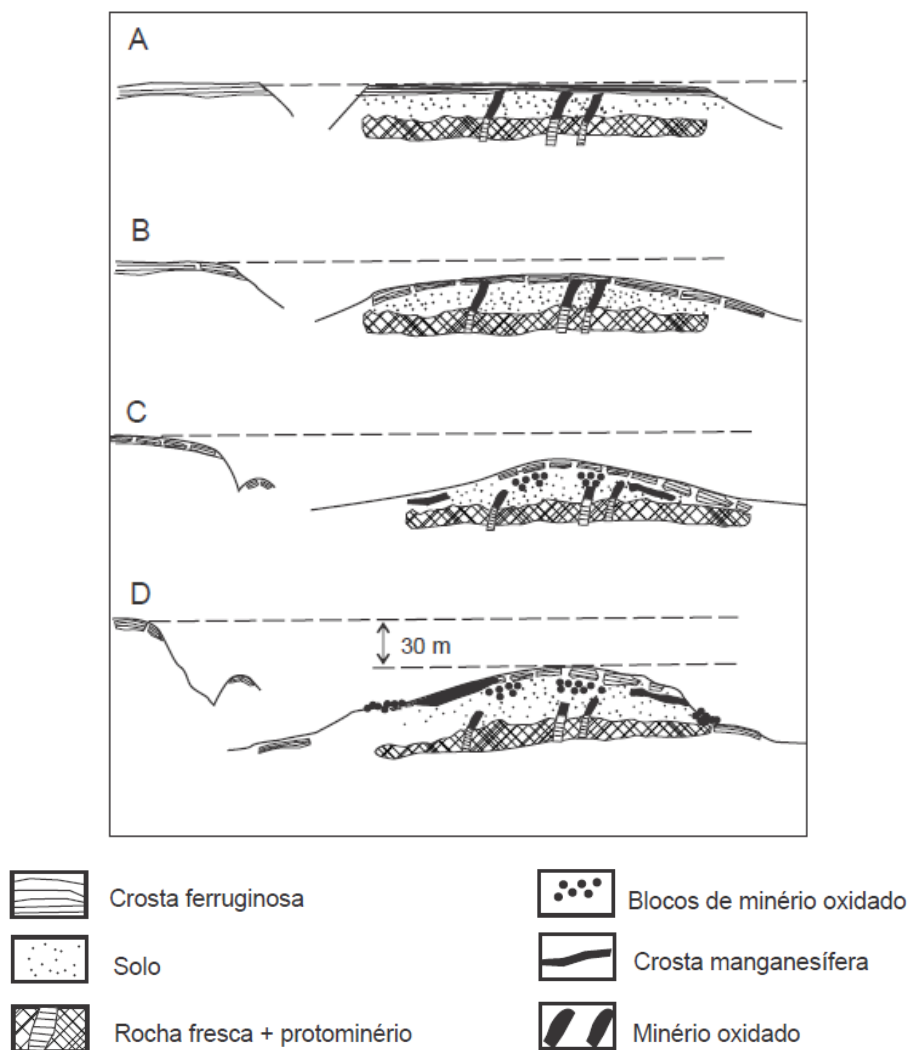
A solubilidade superficial do Mn no meio ambiente pode também ser controlada pelos ácidos orgânicos (CRERAR et al., 1972; STONE e MORGAN, 1984a, 1984b; STONE, 1987). Nessas condições, onde ocorre ácidos forte ou soluções ricas em ácido orgânico, as espécies de Mn^{3+} podem ocorrer de forma mais abrangente (VASCONCELOS 1999b). Entretanto, o cátion Mn^{3+} tem a tendência de não apresentar uma grande importância nas soluções químicas de manganês nos ambientes superficiais (VASCONCELOS 1999b).

O Mn presente nos solos em geral tem origem autigênica, formando-se por meio de precipitação química ou bioquímica a partir da solução e pela cristalização de coloides desorganizados (KÄMPF et al, 2009). Na maioria dos solos, os minerais de Mn ocorrem como partículas finamente dispersas. Eles também podem ser observados na forma de revestimentos descontínuos na superfície de agregados, ou preenchendo poros, formando concreções e nódulos. Segundo White e Dixon (1996), o teor do Mn nos solos são mais prováveis nos locais onde há a alternância dos processos de oxidação e redução, que afetam a mobilidade e a precipitação do elemento. Contudo, as concentrações de Mn nos solos não significam necessariamente o atual ambiente redox, pois podem representar condições anteriores.

As mudanças do estado de oxidação do Mn estão relacionadas com as variações do pH e Eh, como também é observado no elemento Fe (WOLF, 1976). O Mn tem a tendência de ser dissolvido em ambientes que apresentam pH entre 5 e 7, em águas doces, e pH 8, na água do mar, com exceção dos ambientes extremamente oxidantes, onde os minerais de composição MnO_2 devem se formar. Silicatos e carbonatos de Mn são gerados em condições oxidantes intermediárias e em condições extremamente redutoras os sulfetos (alabandita - MnS) e óxidos reduzidos (manganosita - MnO) (PARK e MACDIARMID, 1975).

As concentrações de Mn na natureza, principalmente para os padrões requeridos para a indústria mineradora, necessitam do isolamento do Mn perante o Fe e Si, o qual depende de três condições. A primeira seria a atuação de um clima tropical úmido que seja hidrolisante o suficiente para promover a lixiviação do Mn da rocha primária. A segunda seria um perfil de solo ácido, oxidante e espesso, para que ocorra a fixação do Fe nas camadas mais superiores e a migração do Mn, tanto verticalmente como lateralmente, pelo perfil (Figura 4.2). E por fim, um protominério com altas proporções relativas de Fe/Mn com conteúdo suficiente de Mn para formação de minerais de Mn segregados do Fe (WOLF, 1976).

Figura 4. 2: Etapas do processo de evolução do enriquecimento supergênico de um protominério gondítico intercalado com rochas metamórficas.



Fonte: Wolf (1976; apud Vieira, 2015).

4.2.2. Depósitos supérgenos de óxido de manganês

O intemperismo de rochas contendo Mn pode levar à concentração de óxidos e oxi-hidróxidos amorfos e cristalizados de Mn. Este processo pode ocorrer tanto a partir do intemperismo de carbonatos como de silicatos contendo Mn^{2+} , provenientes de rochas sedimentares ou metamórficas parentais. A dissolução dos elementos leva à concentração residual *in situ* do Mn, ou à dissolução e reprecipitação do Mn próximo à superfície, dentro do perfil de alteração (NAHON e PARC, 1990; VERÍSSIMO, 1991).

Os perfis de intemperismo das lateritas de Mn demonstram uma clara subdivisão vertical das zonas inferiores (VALENTON, 1994). Segundo o mesmo autor, as subdivisões desses perfis, considerando o gondito como rocha parental, do topo para a base: (1) nível de fragmentos e blocos manganésíferos; (2) crosta endurecida manganésífera; (3) nível manganésífero maciço e oxidado; (4) saprólito argiloso; (5) rocha semi-intemperizada e (6) rocha fresca (Figura 4.3). Além disso, MnO_x supergênicos catalisam a precipitação de outros cátions da solução, como Ba, Ni, Co, Cu, K, Pb, entre outros, provocando a formação de complexas fases supergênicos (BURNS e BURNS, 1979).

Os minerais supérgenos de Mn consistem principalmente de Mn em coordenação octaédrica [MnO_6] e os vários minerais diferem no arranjo e ligação dos octaedros, possibilitando a sua classificação em três grupos: tectonomanganatos ou estrutura em túnel, são formados por cadeias unitárias, duplas ou maiores, de octaedros MnO_6 ligadas numa armação formando túneis ou canais no interior das estrutura, são parcialmente preenchidos por cátions estranhos maiores e/ou água; filomanganatos ou estrutura em camadas, são formados através do empilhamentos de camadas ou lâminas de octaedros MnO_6 que entre as suas camadas podem acomodar variedades de cátions e moléculas de água, e; óxidos trivalentes (Mn^{3+}) ou óxidos inferiores (KÄMPF et al, 2009). Os dois primeiros grupos mencionados são formados principalmente por Mn^{4+} . Segundo Burns e Burns (1979), os minerais supérgenos de Mn que são comumente encontrados nos perfis de intemperismo são a pirolusita, hollandita, coronadita, criptomelano, birnessita, romanechita, todorokita e a vernadita (Tabela 4.1).

Figura 4. 3: Evolução de um perfil supergênicos de MnO.

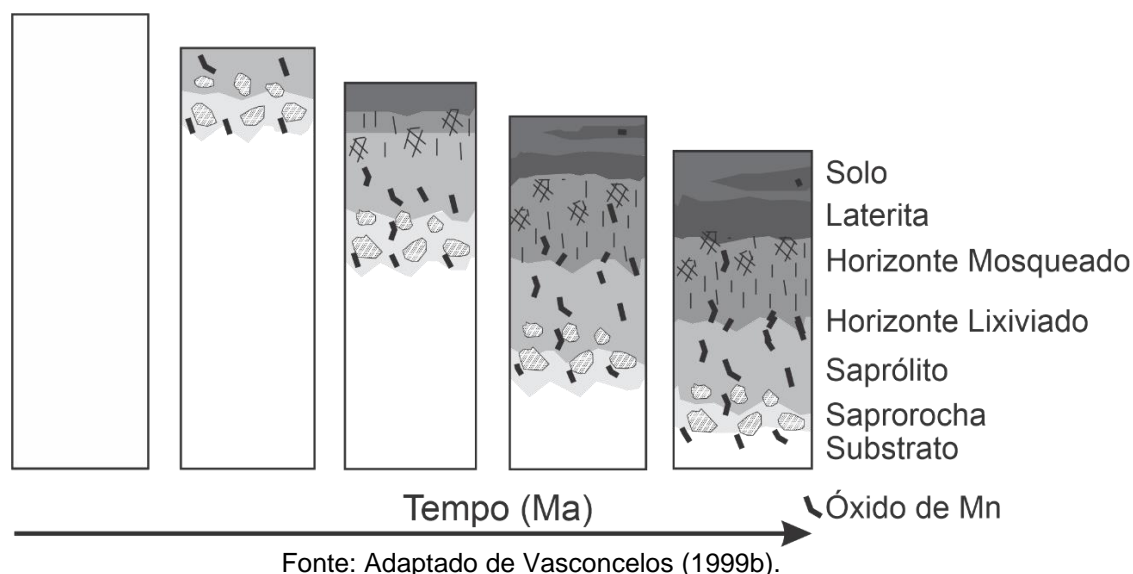


Tabela 4. 1: Tabela com os minerais de Mn que são comumente encontrados nos perfis de intemperismo.

Mineral	Fórmula Geral	Sistema Cristalino	Fração de Mn, em peso (%)
Pirolusita	MnO_2	Tetragonal	63,2
Criptomelana	$(K, Ba)_{1-2}Mn_8O_{16} \cdot H_2O$	Tetragonal	Variável pela H_2O
Romanechita	$(Ba, H_2O)_2(Mn^{4+}, Mn^{3+})_5O_{10}$	Monoclínico	Entre 45 e 60
Hollandita	$(Ba, K)_{1-2}Mn_8O_{16} \cdot H_2O$	Monoclínico	42,5
Coronadita	$Pb(Mn^{4+}, Mn^{2+})_8O_{16}$	Monoclínico	45,3
Todorokita	$(K, Na, Ca, Mn^{+2})(Mn^{+4}, Mn^{+2}, Mg)_6O_{12} \cdot 3H_2O$	Monoclínico	Variável pela H_2O
Litioforita	$(Al, Li)(OH)_2MnO_2$	Trigonal	Variável pela H_2O
Manganita	$MnOOH$	Monoclínico	62,5
Birnessita	$(Na, Ca, K)_x(Mn^{4+}, Mn^{3+})_2O_4 \cdot 1.5(H_2O)$	Monoclínico	51
Vernadita	$(Mn^{4+}, Fe^{3+}, Ca, Na)(OOH)_2 \cdot n(H_2O)$	Tetragonal	30,5

A pirolusita é um mineral supérgenos de Mn constituído por cadeias simples de octaedros MnO_6 , apresenta fórmula geral MnO_2 . Este mineral consiste em cadeias unitárias de octaedros MnO_6 unidas por vértices compartilhados formando “pseudotuneis” 1x1, que refletem a morfologia acicular dos cristais de pirolusita. Ocorre associado a zonas hidrotermais de baixa temperatura ou pela substituição de outros minerais de Mn, como a ramsdelita e a manganita (POST, 1999; KÄMPF et al, 2009). Além disso, os tuneis da pirolusita apresentam dimensões insuficientes para acomodar íons estranhos ou

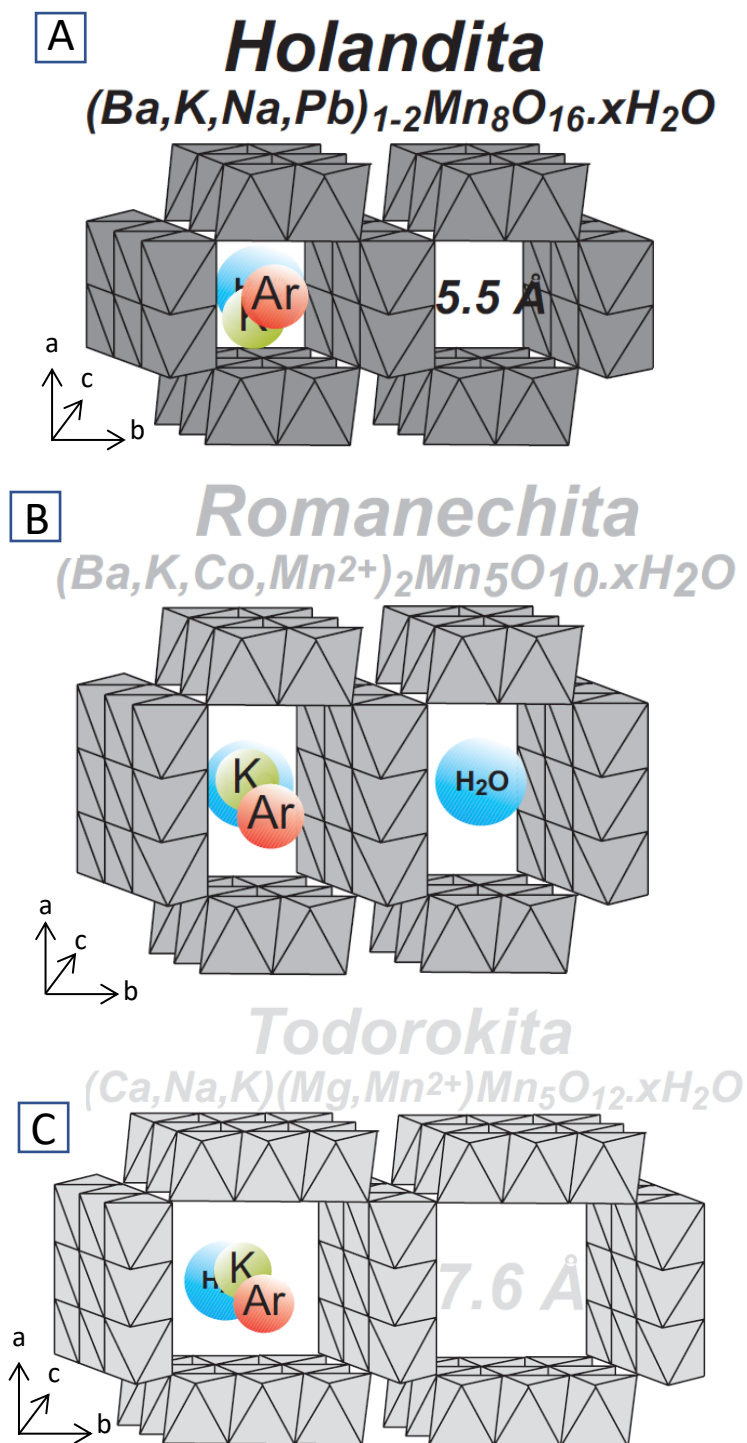
moléculas de água, sendo praticamente composto por MnO₂ puro (POST, 1999; KÄMPF et al, 2009).

A hollandita, criptomelano e a coronadita fazem parte de um mesmo grupo denominado de grupo hollandita, de fórmula geral (Ba,K)₁₋₂Mn₈O₁₆.H₂O, que algumas vezes são agrupados como MnO₂. Este grupo apresenta uma estrutura que consiste em cadeias de octaedros MnO₆ duplas formando tuneis 2 x 2 seguindo o eixo b, parcialmente preenchidos por moléculas de água e cátions (Figura 4.4A). Nos sítios octaedrais ocorre o balanceamento das cargas através da substituição do Mn⁴⁺ por cátions de menor valência, como Mn³⁺, Fe³⁺, Al³⁺, Mg²⁺ e etc. Os minerais deste grupo são definidos de acordo com os principais cátions presentes nos túneis, os quais impedem o colapso da estrutura, sendo o Ba, K e Pb os cátions mais comuns que ocupam este espaço e representando, respectivamente, os minerais de hollandita((Ba,K)₁₋₂Mn₈O₁₆.H₂O), criptomelano ((K,Ba)₁₋₂Mn₈O₁₆xH₂O) e coronadita (Pb(Mn⁴⁺,Mn²⁺)₈O₁₆) (POST, 1999; POST e BURNHAM, 1986; KÄMPF et al, 2009).

A romanechita, que apresenta formula geral (Ba,H₂O)₂(Mn⁴⁺Mn³⁺)₅O₁₀, apresenta uma estrutura que consiste em cadeias duplas e triplas de octaedros formando tuneis 2 x 3. Esses tuneis são preenchidos pelo Ba²⁺, pequenas quantidades de outros cátions, como Na, K e Sr e moléculas de água. As cargas dos cátions dentro dos tuneis são equilibradas pela substituição de íons Mn⁴⁺ por Mn³⁺ (POST, 1999; KÄMPF et al, 2009). Segundo Post (1999), os cristais de romanechita ocorrem como massas botioidrais em zonas oxidadas em depósitos ricos em Mn (Figura 4.4B).

A todorokita contém uma microestrutura com arranjo 3x3 de octaedros (MnO₆) em estruturas colunares e com bordas compartilhadas, formando um “túnel”, e tem como formula geral (K,Na,Ca,Mn²⁺)(Mn⁴⁺,Mn²⁺,Mg)₆ O₁₂.3H₂O. Dentro desses tuneis são incorporados cátions de metais e moléculas de águas. Esses cátions intersticiais são geralmente Ca²⁺, Mg²⁺, Ba²⁺, Na⁺ e K⁺ (Figura 4.4C). A todorokita é geralmente encontrada como agregados colunares, mas também pode ser encontrada como fibras finas ou em massas irregulares (CHING et al., 1999; STRACZEK et al., 1960; TURNER et al., 1981; CHUKHROV, 1979; KÄMPF et al, 2009).

Figura 4. 4: Representação da estrutura cristalina dos minerais de MnO. A – Hollandita, B – Romanechita, C – Todorokita.



Fonte: Carmo (2005; apud Vasconcelos, 1999b).

Com formula geral $(Al,Li)(OH)_2MnO_2$, a litioforita é caracterizada por possuir uma estrutura de camadas alternadas de octaedros MnO_6 com camadas de octaedros $Al(OH)_6$. Os cátions de Li ocupam os espaços vagos nas camadas

de Al. Através da substituição equivalente dos cátions de Mn^{3+} e Mn^{4+} , o balanço das cargas é conservado (POST, 1999). A litioforita é tipicamente encontrada como massas de granulação fina, sendo a sua ocorrência associada a solos ácidos, veios hidrotermais de baixa temperatura e zonas climatéricas de perfis supergênicos de Mn (POST e APPLEMAN, 1994).

A manganita, feitknechtita e groutita são três polimorfos naturais com fórmula geral $MnO(OH)$, entretanto o mineral manganita é o representante mais estável entre os mesmos. A manganita é formada tipicamente em depósitos hidrotermais gerando cristais aciculares ou prismáticos resultantes da transformação de outros óxidos de Mn (POST, 1999). A grande maioria dos minerais de Mn com K apresentam estruturas em forma de túnel, com exceção da birnessita e vernadita, que exibem uma estrutura em camadas (VASCONCELOS, 1999b).

O grupo da birnessita, tendo $(Na,Ca,K)_x(Mn^{4+},Mn^{3+})_2O_{4.1.5}(H_2O)$ como fórmula geral, é mais reconhecida como um produto do intemperismo de minerais com Mn, é composta por uma unidade estrutural que se caracteriza por octaedros de MnO_6 dispostos em camadas tendo cátions e moléculas de água ocupando variados sítios do mineral (JONES e MILNE, 1956; POST e VEBLEN, 1990; POST, 1999). Com relação a vernadita, que apresenta como fórmula geral $(Mn^{4+},Fe^{3+},Ca, Na)(OOH)_{2.n}(H_2O)$, é caracterizado como uma variação da birnessita, isto é, manifesta uma estrutura semelhante à birnessita, se diferenciando pelos octaedros supracitados dispostos em camadas desordenadas (GIOVANOLI, 1980; POST, 1999).

4.3. Microscopia Ótica e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

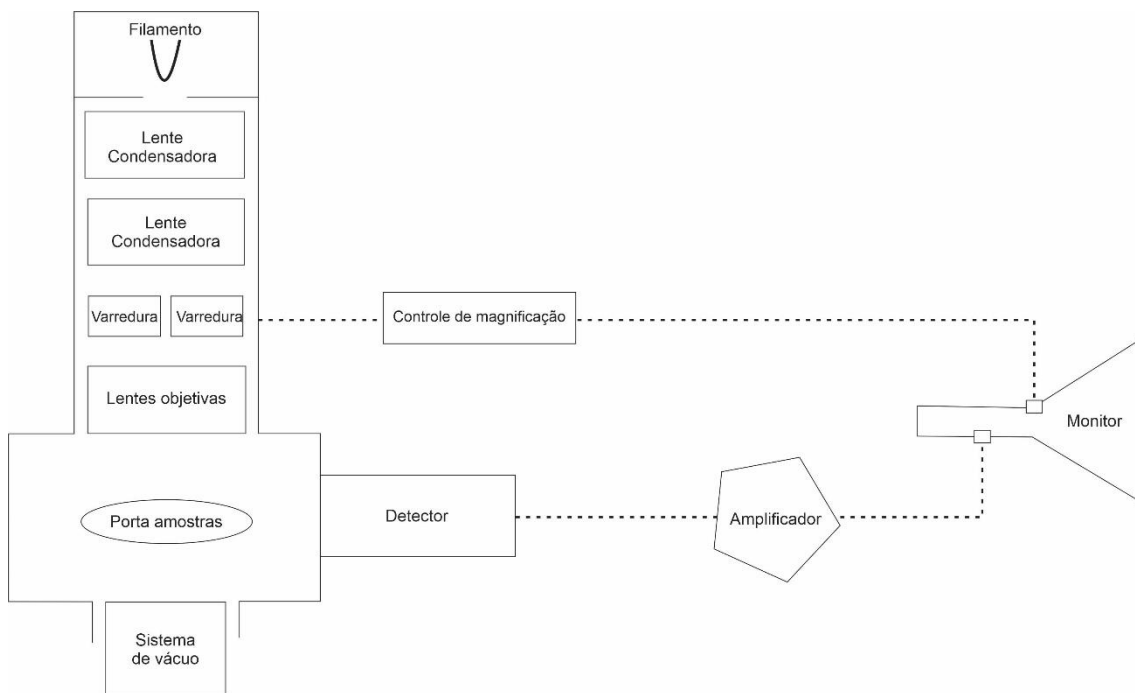
Análises de microscopia ótica e eletrônica são muito utilizadas para avaliações microestruturais, pois permitem entender as correlações de microestrutura, como defeitos e propriedades, e para prever as propriedades do material quando estas correlações são estabelecidas (MALISKA, 2004).

Na microscopia ótica, o contraste da imagem é resultado da diferença de refletividade da luz nas diversas regiões da microestrutura, uma vez que o

sistema é constituído basicamente pela fonte de iluminação e pelo sistema de lentes. Uma das desvantagens desta técnica é a sua limitação de aumento da lente, que fica em torno de 1000 vezes, trazendo como consequência a não detecção de pequenos detalhes estruturais (MALISKA, 2004; KESRENBACHK, 1994). Para casos que precisam de maiores detalhes, a técnica de microscopia eletrônica de varredura (MEV) é mais adequada, pois permite alcançar aumentos superiores a microscopia ótica, permitindo aumentos na ordem de 10.000 vezes estruturais (MALISKA, 2004; KESRENBACHK, 1994).

Com relação a microscopia eletrônica de varredura (MEV), o seu princípio consiste em explorar a superfície da amostra utilizando um feixe de elétrons de pequeno diâmetro e transmitir o sinal do detector em uma tela catódica, na qual a varredura está sincronizada com o feixe incidente, gerando como resultado, através da interação do feixe incidente com a superfície da amostra, um sinal de imagem (Figura 4.5) (DEDAVID et al., 2007). Este método permite a observação e caracterização de materiais heterogêneos orgânicos e inorgânicos na escala de nanômetros (nm) a micrometros (μm) (GOLDSTEIN et al., 2003).

Figura 4. 5: Componentes principais do MEV.

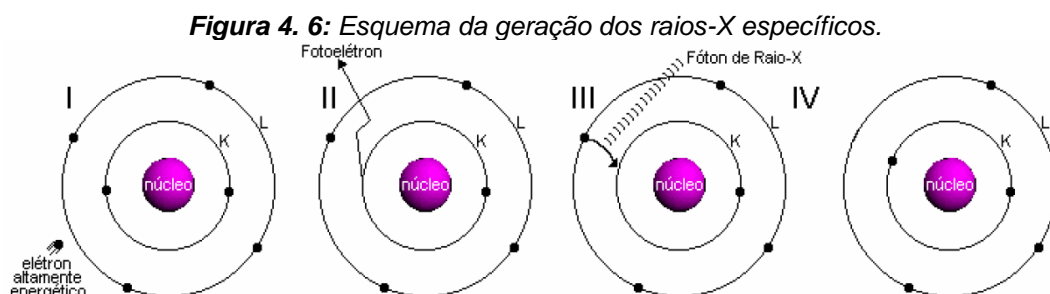


Fonte: Adaptado de Kestenback (1994).

O MEV pode ser aplicado em diversas áreas, pois fornece informações sobre a morfologia e identifica os elementos químicos de uma amostra sólida de forma rápida, sendo considerado um dos instrumentos mais versáteis para a observação e análise de características microestruturais de objetos sólidos. Os ramos mais comuns em que é utilizada são nas áreas de física, geologia, biologia, engenharia, odontologia, farmácia, química e entre outros (DEDAVID et al., 2007; MALISKA, 2004). Tanto o contraste composicional como o topográfico podem ser obtidos dependendo da escolha do modo de detecção (REED, 2006).

4.4. Geração de raios-X

Os raios-X, que foram descobertos por Wilhelm Conrad Röntgen em 1895, são pequenas ondas formadas por radiações eletromagnéticas de comprimentos de onda na ordem de, aproximadamente, $1,0 \text{ \AA}$. São formados quando uma partícula de alta energia cinética é rapidamente desacelerada. Um dos métodos utilizados para a produção de raios-X é fazendo com que um elétron de alta energia colida com um alvo metálico, isto é, a interação de um átomo de uma camada mais interna com fótons energizados na região do raios-X pode promover a foto ejeção desses elétrons criando uma vacância e, como consequência, ocorre o preenchimento do espaço vago por elétrons de camadas mais próximas para promover a estabilidade do átomo. Essa movimentação do elétron entre as camadas provoca uma liberação de energia na forma de raios-X fluorescentes e de intensidade proporcional à concentração, emitidos em comprimentos de ondas que são característicos para cada elemento químico (JENKINS, 1999; BLEICHER & SASAKI, 2000). Um dos métodos que utilizam este princípio dos raios-X são a Difração de raios-X e Fluorescência de raios-X.



Fonte: Retirado de Bleicher e Sasaki, 2000

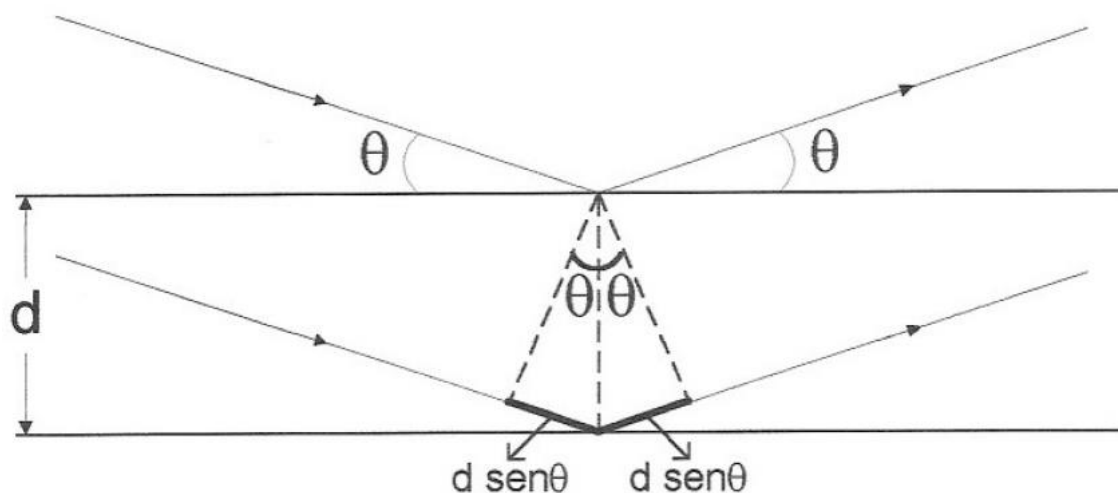
4.4.1. Difração de raios-X (DRX)

A difração de raio-X (DRX) é uma técnica de caracterização de estruturas cristalinas e é muito utilizada para a caracterização de materiais (AMORIM, 2007; BLEICHER & SASAKI, 2000). De acordo com Goldsmith et al. (2000), a DRX é amplamente utilizada em diversas áreas, como indústria eletrônica, aeronáutica, automobilística, exploração e produção de petróleo, bem como na análise de minérios e metais. A vantagem desta técnica, em comparação com outros procedimentos de análise química, está no fato de que o mesmo realiza análises rápidas e não destrutivas. Este método é uma consequência do espalhamento, um processo que pode ser analisado em diferentes níveis, sendo o mais básico deles o espalhamento de raios-X por elétrons (AMORIM, 2007). Além disso, o espalhamento pode ser coerente ou incoerente.

Quando ocorre a incidência de um feixe de raio-X monocromático em um cristal, sob diferentes ângulos e provocando espalhamento, o feixe de pode ser medido por um detector de raio-X produzindo um gráfico denominado de perfil de difração ou difratograma. Este gráfico relaciona o ângulo de espalhamento (2θ), que representa o ângulo entre o feixe incidente e o feixe espelhado, com a intensidade da radiação medida pelo detector (BLEICHER & SASAKI, 2000; AMORIM, 2007). Cada tipo de cristal apresenta um difratograma diferente, sendo único para cada tipo de mineral, podendo muitas vezes ser denominado como assinatura do material. Em alguns casos, o perfil de difração pode ser a soma dos perfis de difração, isto é, uma mistura dos constituintes de diferentes materiais.

A obtenção dos perfis de difração de cristais requer que as ondas espalhadas interajam construtivamente, em um fenômeno denominado interferência construtiva (figura 4.7). A diferença no caminho percorrido pelas ondas dentro do cristal deve ser um múltiplo inteiro de comprimentos de onda, atendendo a condição da lei de Bragg ($n.\lambda=2.d.\text{sen}\theta$). Por isso, a difratometria de raios-X é capaz de determinar a estrutura cristalina de materiais (AMORIM, 2007; GUINEBRETIERE, 2007).

Figura 4. 7: Representação da lei de Bragg.



Fonte: Retirado de Amorim (2007).

4.4.2. Fluorescência de raio-X (FRX)

A técnica de fluorescência de raio-X (FRX) é muito versátil podendo ser aplicada em diversas áreas de estudo com amostras tanto no estado sólido como no estado líquido. Além disso, esta técnica analítica é não destrutiva (SKOOG et al., 2009). Este método é utilizado para determinação qualitativa e quantitativa dos elementos constituintes de uma amostra, se baseando na produção e detecção das intensidades dos raios-X característicos emitidos pelos elementos que constituem a amostra analisada, quando a mesma é irradiada por elétrons, íons, raios-X ou gama com valores energéticos apropriados. O FRX pode ser aplicado em diversas áreas como agropecuária, agroindustrial, geologia e ambiental, por permitir análises simultâneas de vários elementos de modo rápido e com baixo custo (NASCIMENTO FILHO, 1999).

Segundo a IAEA (1999), os raios-X incidentes excitam os átomos da amostra tendo como resposta a emissão de linhas espectrais com energias características do elemento das quais as intensidades estão relacionadas com a concentração. Portanto, é possível afirmar que as análises por fluorescência de raios-X consistem em três fases: excitação dos elementos constituintes da amostra, dispersão dos raios-X característicos emitidos pela amostra e detecção

desses raios-X (SANTOS et al., 2013). Um dos métodos que utilizam este princípio dos raios-X são a Difração de raios-X e Fluorescência de raios-X.

De acordo com a IAEA (1999) e Santos et al. (2013), a FRX apresenta três variantes analíticas sendo: dispersão por comprimento de onda (WD-FRX), energia dispersiva (ED-FRX) e reflexão total (T-FRX). O espectrômetro do tipo WD-FRX foi o primeiro desenvolvido para este método, é baseado na lei de Bragg e necessita de um movimento sincronizado e preciso entre o cristal difrator e o detector (NASCIMENTO FILHO, 1999). Neste método é utilizado cristais difratores e um detector proporcional ou um cintilador sólido de [NaI(Tl)]. O cristal é utilizado para separar o feixe de raios-X emitido pela amostra de acordo com o seu comprimento de onda e obedecendo a lei de Bragg ($n\lambda = 2d\sin\theta$). Quando a condição da lei de Bragg é satisfeita é obtido um sinal no detector, um espectro característico obtido com um sistema de fluorescência por dispersão de comprimento de onda (ASFORA, 2010).

O tipo ED-FRX, que apresenta limites de detecção, precisão e exatidão menos rígidos em comparação com o WD-FRX, foi desenvolvido a partir do desenvolvimento do detector semicondutor de silício ativado com lítio (Si(Li)), sendo possível diferenciar os raios-X de energias próximas (NASCIMENTO FILHO, 1999). Este método baseia-se na medição das intensidades de raios-X característicos de cada elemento que constitui uma amostra analisada, que são captados por um detector de silício gerando um espectro proporcional a energia recebida. As energias são captadas pelo detector e convertidos em pulsos elétricos e os valores adquiridos ficam associados a concentração de cada elemento (SANTOS et al., 2013).

Por fim, o T-FRX é uma variante do ED-FRX, desenvolvido visando a redução dos equipamentos e na possibilidade de análise sem qualquer preparação prévia da amostra (NASCIMENTO FILHO, 1999). O fundamento deste método é igual ao do ED-FRX, a diferença se faz no ângulo em que os raios-X fazem com a superfície da amostra (ASFORA, 2010).

5. MATERIAIS E MÉTODOS

O desenvolvimento deste trabalho envolveu, principalmente, a aplicação de métodos de caracterização mineralógica e química das ocorrências manganésíferas. A pesquisa foi organizada em quatro etapas: revisão bibliográfica, trabalho de campo e coleta das amostras, trabalho em laboratórios e interpretação dos dados obtidos.

5.1. Trabalho de campo e coleta das amostras

As campanhas de campo foram realizadas em setembro de 2019 e em janeiro de 2022 nas regiões de Ouro Fino e Careaçu (MG). As coordenadas onde se coletaram as amostras estão na tabela 5.1, sendo coletadas em diferentes cotas altimétricas que variavam entre 860 e 920 m.

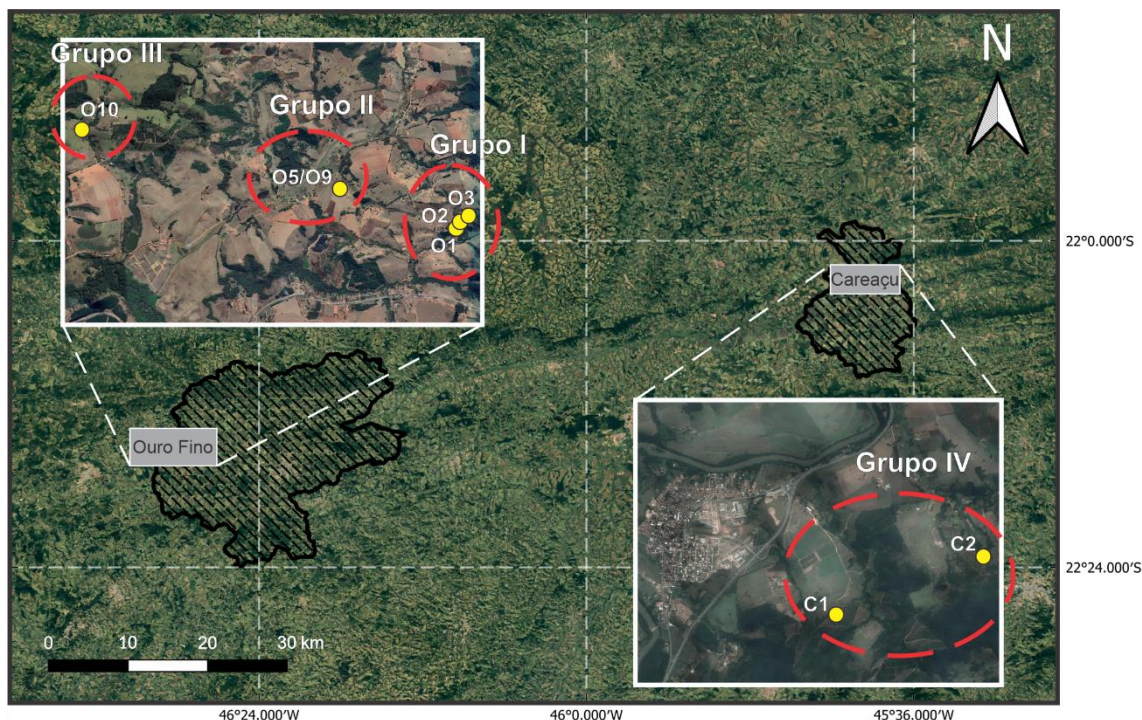
Tabela 5. 1: Localização das amostras coletadas durante a campanha de campo.

Amostra	Localização	Mineral
	Lat (°S) - Long (°W)	
O1	22°16'10.51" - 46°29'49.58"	Minerais supérgenos de Mn
O2	22°16'07.82" - 46°29'47.14"	Minerais supérgenos de Mn
O3	22°16'06.79" - 46°29'45.54"	Minerais supérgenos de Mn
O5	22°15'54.63" - 46°30'37.15"	Minerais supérgenos de Mn
O6	22°15'54.63" - 46°30'37.15"	Minerais supérgenos de Mn
O7	22°15'54.63" - 46°30'37.15"	Minerais supérgenos de Mn
O8	22°15'54.63" - 46°30'37.15"	Minerais supérgenos de Mn
O9	22°15'54.63" - 46°30'37.15"	Minerais supérgenos de Mn
O10	22°15'30.30" - 46°32'22.88"	Minerais supérgenos de Mn
C1a	22°03'08.60" - 45°40'53.40"	Minerais supérgenos de Mn
C1b	22°03'08.60" - 45°40'53.40"	Minerais supérgenos de Mn
C2a	22°02'46.90" - 45°39'58.87"	Minerais supérgenos de Mn
C2b	22°02'46.90" - 45°39'58.87"	Minerais supérgenos de Mn

Foram coletadas nove amostras em Ouro Fino, nomeadas de O1 até O10, e quatro em Careaçu, designados de C1a, C1b, C2a e C2b (Tabela 5.1; Figura 5.1). As amostras foram agrupadas em quatro grupos de acordo com as

suas localidades, sendo grupo I representado pelas amostras O1 a O3, grupo II, pelas amostras O5 a O9, grupo III, somente pela amostra O10 e grupo IV, agrupando todas as amostras de Careaçú, C1a, C1b, C2a e C2b. As amostras coletadas são maciças de preta a cinza e brilho metálico.

Figura 5. 1: Mapa de pontos das áreas em que foram coletadas as amostras.

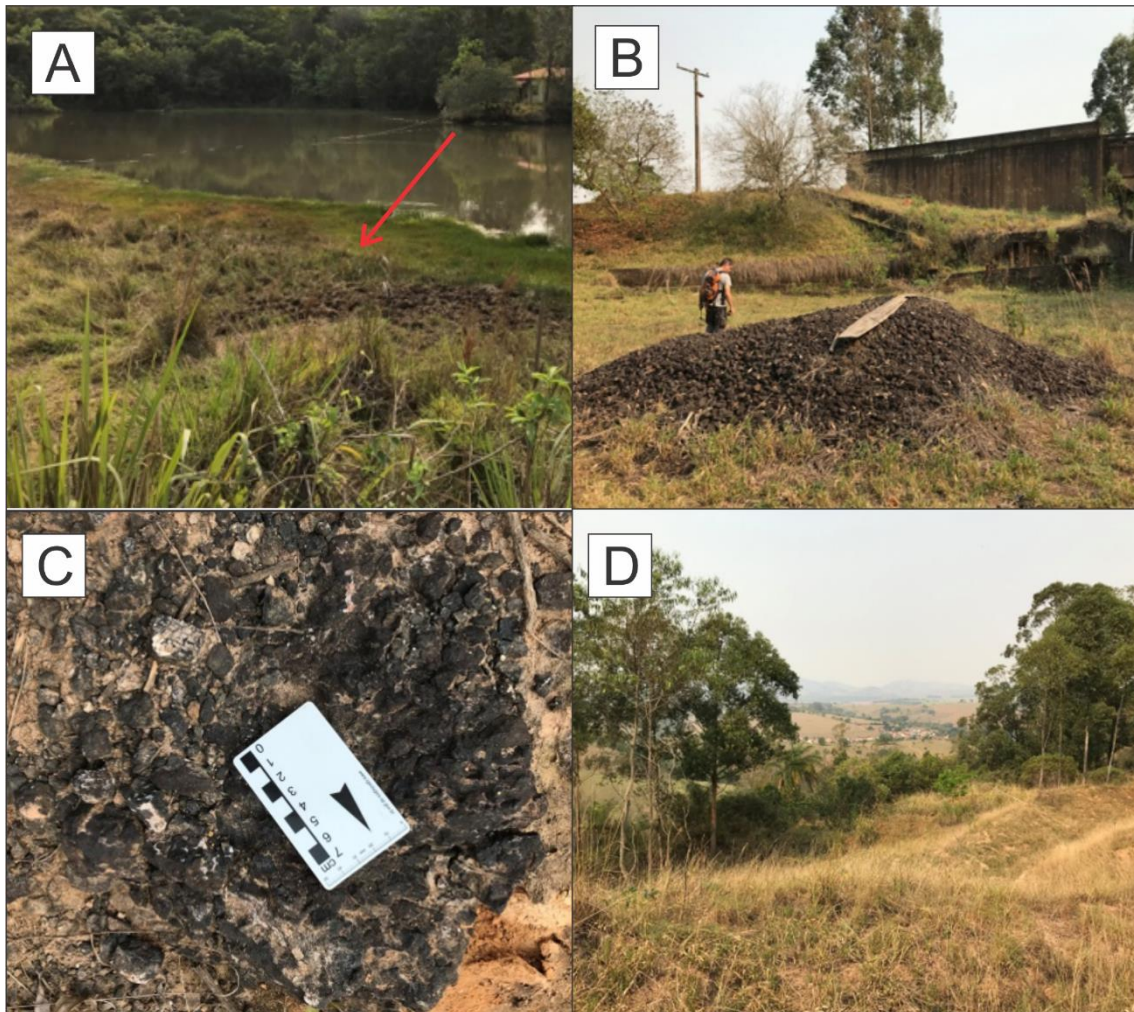


As amostras O1 a O3, do grupo I, foram coletadas em uma mina abandonada de Mn chamada Mineração Morro do Guerreiro. Nesta área não foram encontradas amostras *in situ*, apenas blocos rolados em uma pilha de blocos. A amostra O1 foi recolhida próxima de uma represa, a O2 em uma pilha de Mn de minério da mina desativada e a O3 próximo dos limites da mina desativada (Figuras 5.2).

Com relação as amostras de O5 a O9, integradas no grupo II, foram coletadas dentro dos limites da mina abandonada em uma antiga área de lavra, sendo recolhidas em uma afloramento tabular *in situ* de aproximadamente 6 m de espessura (Figuras 5.3A). As amostras foram coletadas em diferentes elevações como pode ser observado na Tabela 5.1. Por último, a amostra O10,

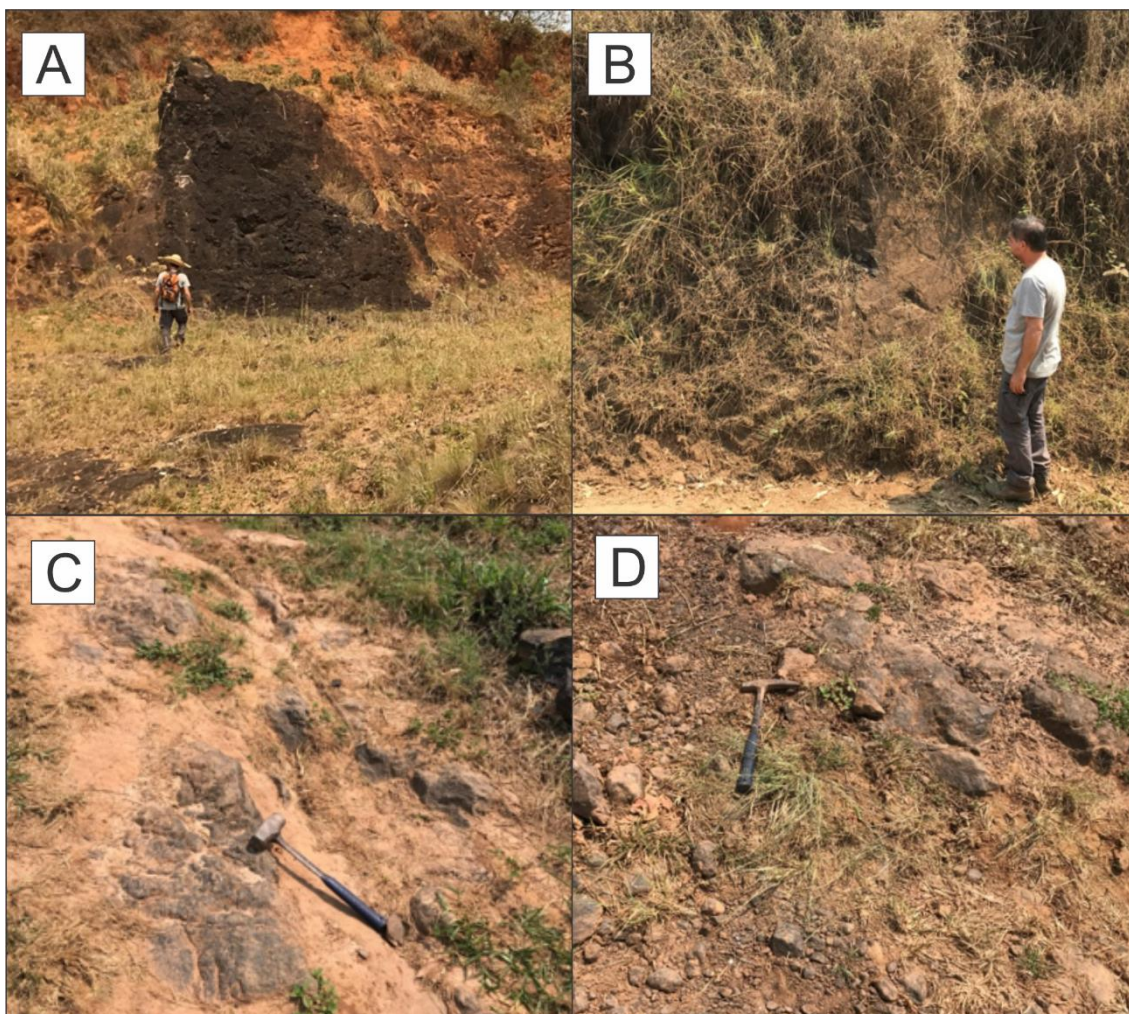
pertencente ao grupo III, foi coletada em um afloramento em beira de estrada (Figura 5.3B).

Figura 5. 2: A – Represa onde foi coletado a amostra O1, pilha de amostra indicado pela seta vermelha; B – Pilha de MnO onde houve a coleta da amostra O2; C – Amostra O3; D – Vista geral do ponto de amostragem O3.



As amostras do grupo IV, C1a, C1b, C2a e C2b, foram coletadas *in situ* em um morro nas proximidades do município e os afloramentos apresentavam as mesmas características com as de Ouro Fino, com afloramento maciços de coloração preta e corpos tabulares (figuras 5.3 C e 5.3D).

Figura 5. 3: A - Afloramento tabular onde foram coletadas as amostras de O5 a O9; B – Afloramento onde foi coletado a amostra O10; C – Afloramento onde foi coletado a amostra C1; D – Afloramento onde foi coletado a amostra C2.



5.2. Etapa de laboratório

Na etapa de laboratório foi realizada a caracterização mineralógica, química e rocha total de todas as amostras coletadas em campo. Os métodos utilizados foram análises petrográficas, difração de raios-X (DRX), fluorescência de raios-X (FRX), microscopia eletrônica de varredura com espectrometria por dispersão de energia (MEV-EDS) e Microsonda Eletrônica (MSE).

5.2.1. Lâminas petrográficas

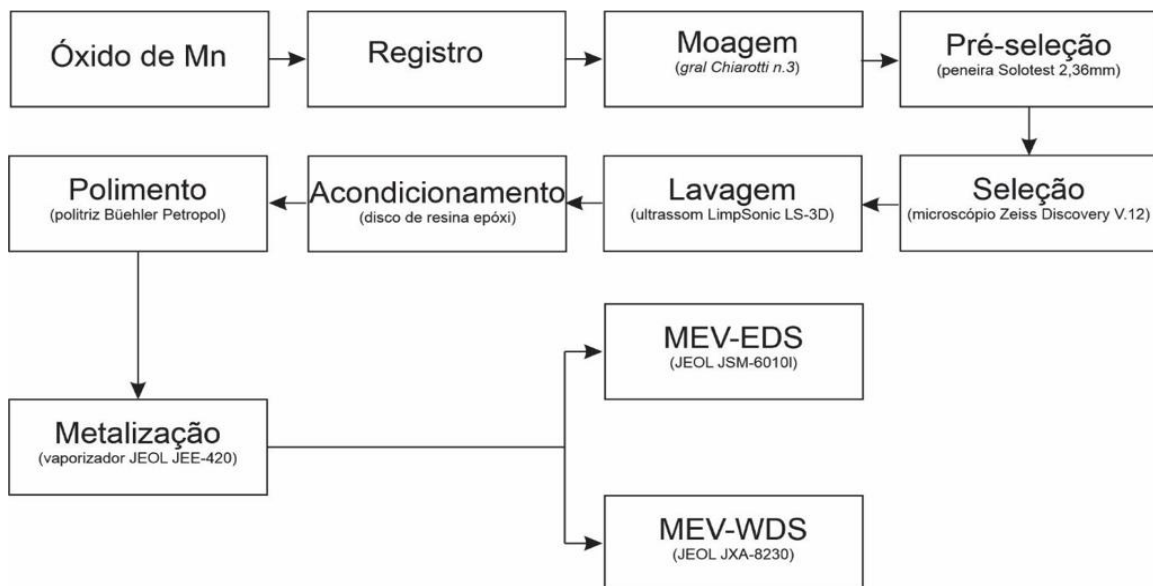
Foram selecionadas amostras representativas de cada área estudada, sendo cinco da região de Ouro Fino (amostras O5 a O9) e uma de Careaçú

(amostra C1a), e foram levadas para o Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia (DG) da UNESP para serem confeccionadas lâminas delgadas polidas. As lâminas foram analisadas no Laboratório de Microscopia do Departamento de Geologia (DG), utilizando microscópios de luz transmitida e refletida da marca Carl Zeiss-Jenna e as imagens obtidas no Laboratório de Fotomicroscopia, do mesmo departamento, utilizando um microscópio com uma câmera acoplada. Onde foram realizadas descrições visando identificar a mineralogia, estrutura e textura das amostras coletadas.

5.2.2. Métodos de microscopia eletrônica

As análises pelos métodos por microscopia eletrônica seguiram o fluxograma descrito na figura 5.4, com as amostras de sendo moídas em grãos e acomodadas em discos de acrílico. Além disso, após as análises das lâminas petrográficas polidas no microscópio de luz refratada e refletida, as mesmas foram metalizadas e analisadas no MEV-EDS.

Figura 5. 4: Fluxograma com as etapas realizadas em laboratório para a caracterização mineralógica das amostras.



5.2.2.1. Preparação das amostras para a caracterização mineralógica

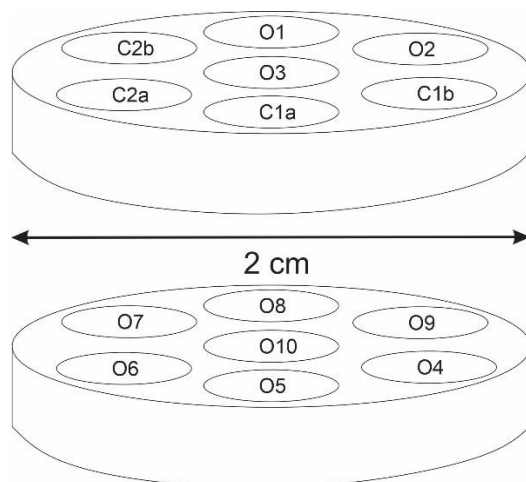
A preparação das amostras coletadas teve início com a moagem das mesmas em um gral *Chiarotti n.3* até uma granulometria entre 1 e 2 mm, pré-selecionadas através de uma peneira granulométrica *Solotest* com 2,36 mm de abertura e colocado em tubos *Falcon* de 50 ml. Posteriormente, o material moído foi lavado com água corrente, para em seguida, serem acomodados em béqueres contendo álcool etílico absoluto para serem novamente lavadas em um sistema ultrassônico *LimpSonic LS-3D* por 60 min, e secados em Placas Petri em temperatura ambiente.

Em seguida, os grãos de minerais de interesse foram selecionados e separados das amostras moídas utilizando-se estereomicroscópio trinocular com iluminação refletida da *Zeiss modelo Estereo Discovery V.12*, equipado com câmera digital da *Zeiss modelo AxioCAN ERc 5s* e software para captura de imagem da *Zeiss modelo Axiovision LE*, equipamento instalado no Laboratório de Geoquímica Ambiental (LAGEA), pertencente ao Departamento de Geografia e Planejamento Ambiental (DGPA), do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE) da UNESP de Rio Claro.

Os fragmentos selecionados destes minerais foram acondicionados em tubos *VIAL Âmbar 2 mL* e em discos de acrílico. Em cada compartimento dos discos foram dispostos de 1 a 3 grãos, provenientes de uma mesma amostra, com o intuito de obter um maior volume de dados e reprodutibilidade dos resultados (Figura 5.5). Em seguida, os discos foram preenchidos com resina epóxi e submetidos a procedimentos de polimento.

Para o polimento dos discos, os mesmos foram, primeiramente, desbastados em uma politriz de bancada em um rebole coberto por uma mistura de carbeto de silício (SiC), malha de 220 *Mesh*, e água. Em seguida, foi realizado um segundo polimento de forma manual em uma placa de vidro contendo uma mistura de carbeto de silício, malha 1200 *Mesh*, e água. Por último, os discos foram acomodados na politriz *Bühler Petropol*, onde foram friccionados sobre uma superfície abrasiva, contendo pasta diamantada *Tyrolit* de 1/2 microm, a 80 rpm durante 45 minutos.

Figura 5. 5: Esquema do disco de acrílico onde foram depositados os fragmentos minerais selecionados de cada amostra.



Por fim, após todo o processo de polimento dos discos de acrílico, as amostras foram encaminhadas para o Departamento de Geologia (DG) para a realização do procedimento de vaporização por recobrimento de carbono, realizado no vaporizador a vácuo *JEOL JEE-420*. Os discos foram acomodados dentro do vaporizador em compartimentos existentes no espaço interno de uma campânula de vidro. Através de uma bomba difusora, foi estabelecida uma pressão de vácuo na ordem de 10^{-3} Pa, proporcionando uma limpeza total do ambiente interno. O equipamento foi regulado apresentando uma intensidade de corrente elétrica de 50 A, elevando a temperatura do filamento de carbono a 2000°C . O aquecimento do filamento de carbono promoveu o espalhamento do mesmo por toda a amostra, recobrindo os discos com uma camada de aproximadamente 20 nm de espessura. O recobrimento de carbono nos discos torna os discos condutores de elétrons, o que conduz a uma ionização da superfície exposta dos minerais, permitindo a leitura dos sinais emitidos e gerando imagens de alta resolução para as microanálises.

5.2.2.2. Caracterização química e mineralógica

As técnicas utilizadas neste trabalho para a caracterização química e mineralogia das amostras previamente selecionadas nos processos anteriores

foram o MEV-EDS e MSE. Além disso, para a quantificação dos principais óxidos das amostras, a técnica de fluorescência de raio-X foi utilizada. As análises químicas utilizando MEV-EDS e MEV-WDS são realizados medindo a energia e a intensidade de distribuição do sinal de raio-X gerado por um feixe de elétrons focalizados (GOLDSTEIN et al., 2003)

5.2.2.2.1. Espectrometria por dispersão de energia (EDS)

Para a realização desta técnica, foi utilizado o microscópio JEOL modelo JSM-6010 LA, com sensores de elétrons secundários, retro espalhados e espectrômetro de raio-X de dispersão por energia (EDS), instalado no Departamento de Geologia (DG), do IGCE (Figura 5.6).

Para a análise, foram fixados no compartimento de amostras os discos polidos e metalizados e, posteriormente, foram aterradas com uma fita de carbono. Seguidamente, foram inseridas as pastilhas na câmara de amostra com pressão interna a 10^{-4} Pa. Tanto a distância de trabalho como a posição dos eixos x e y foram ajustados para 10 mm. As condições de operação do equipamento foram tensão de aceleração a 15 kV, corrente de feixe de elétrons a 20 nA e diâmetro do feixe de elétrons com 53 nm. Desta forma, foi possível traçar um histograma com os principais elementos presentes nas amostras a partir da energia emitida e pelo número de fótons captados pelo detector.

A técnica de energia por dispersão de energia (EDS) se baseia no princípio de que a energia de um fóton (E) está relacionada com a frequência eletromagnética (ν) pela relação $E = h.\nu$, sendo a constante de Planck ($6,6262 \times 10^{-34}$ J.s) (h) (DEDAVID, 2007). O sinal captado durante a varredura eletrônica de uma superfície gera uma imagem que pode apresentar características variadas, já que a imagem gerada é o resultado da amplificação de um sinal obtido de uma interação entre o material da amostra e o feixe eletrônico (DEDAVID et al., 2007). Os sinais de maior interesse para a obtenção das imagens são os elétrons secundários e os retroespalhados. Os elétrons secundários, que são os responsáveis pela obtenção das imagens de alta resolução, fornecem imagens da superfície da amostra e, os retroespalhados, as

imagens características de variação de composição (DEDAVID et al., 2007; MALISKA, 2004).

Figura 5. 6: microscópio JEOL modelo JSM-6010 LA.



5.2.2.2.2. Espectrometria por comprimento de onda dispersiva (WDS)

Após o método do MEV-EDS, foi realizado a técnica de espectrometria de onda dispersiva (WDS), com o propósito de realizar uma caracterização quantitativa, em % de peso, da composição química dos minerais analisados. O equipamento utilizado foi a Microsonda Eletrônica (MSE) da marca JEOL, modelo JXA-8230 superprobe, que também está instalada no Departamento de Geologia, do IGCE (Figura 5.7). Para a análise, foram selecionados 12 elementos químicos (Mn, O, Ca, Si, Na, Mg, Al, K, Ti, P, Fe e Ba), a partir de padrões minerais ou de compostos sintéticos (Tabela 5.2).

A calibração do equipamento foi de 15 kV para a tensão de aceleração, 20 nA para a corrente e diâmetro de feixe com 0,5 μm . Para análise foi escolhido a amostragem por secções com um total de dez pontos para cada amostra. Com relação aos cristais analíticos, foram utilizados o fosfato de tálio ou *thallium acid phthalate* - TAP, pentaeritritol ou *pentaerythritol* - PET, fluoreto de lítio ou *lithium fluoride* - LIF e elemento de dispersão em camadas ou *layered dispersion element* - LDE1. Além disso, foi estabelecido um tempo de contagem de 10 s no pico e entre 5 s nas posições de *background*.

Figura 5. 7: MSE JEOL JXA-8230 Superprobe.

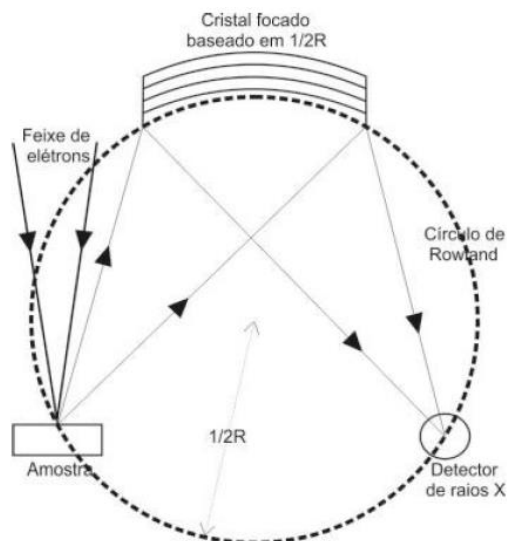


Tabela 5. 2: Relação entre os padrões, o raio-x, o cristal analítico e os elementos analisados na microsonda.

Elemento	Padrão	Raio-X	Cristal analítico
Ca	Wolastonita	K α	PETJ
Si	Ortoclásio	K α	TAP
Na	Albita	K α	TAP
Mg	Diopsídio	K α	TAP
Al	Almandita	K α	TAP
K	Ortoclásio	K α	PETL
Ti	Ilmenita	K α	PETL
P	Apatita	K α	PETL
Fe	Ilmenita	K α	LIFH
Mn	Rodonita	K α	LIFH
O	Rodonita	K α	LDE1
Ba	Barita	L α	PETJ

A técnica do MEV-WDS se baseia nas propriedades das ondas de raio-X que são emitidas pelas amostras (GLAUERT e CHANDLER, 1977; VAN GRIEKEN e MARKOWICZ, 2001). Segundo Goldstein et al. (2003), os raios-X são separados através da difração dos fótons incidentes característicos de cada elemento presente na região atingida pelo feixe de elétron. Deste modo, por meio da lei de Bragg ($n\lambda = 2d \cdot \sin\theta$), é obtido a relação entre o comprimento de onda de raio-X (λ) e o ângulo crítico de incidência do feixe (θ). Sendo “ n ” um número inteiro e “ d ” o espaçamento interplanar da família de planos difratados (Figura 5.8).

Figura 5. 8: Princípios de espectrometria por WDS.

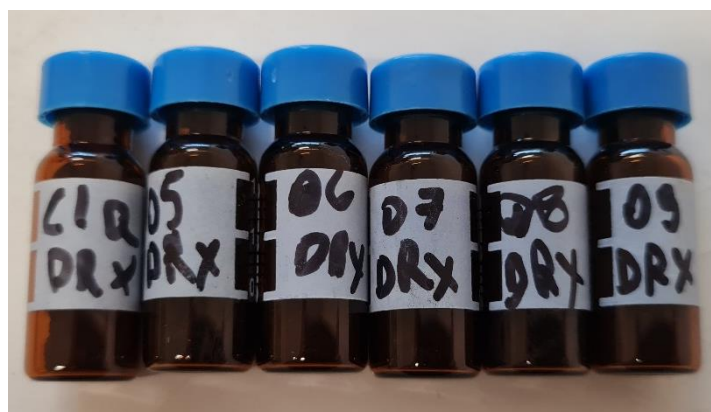


Fonte: Couto-Júnior (2020; apud; Chandler, 1977).

5.2.2.3. Difração de raio-X (DRX)

Para a realização das análises de difração de raios-X (DRX), parte das amostras de O5 a O9 e C1 foram levadas a um processo de pulverização em um moinho de almofariz *Retsch RM 200*. Em seguida as amostras moídas foram encaminhadas para a pulverização, para possibilitar a análise por difratometria, sendo reduzidas para tamanhos inferiores a $10\ \mu\text{m}$ em uma cuba de ágata que operou durante 15 minutos a 100 rpm. Após a moagem das amostras foram cuidadosamente armazenadas em tubos VIAL Âmbar de 2 ml (figura 5.9).

Figura 5. 9: Tubos VIAL Âmbar onde foram acomodadas as amostras pulverizadas e prontas para serem analisadas no DRX.



Após a pulverização, as amostras foram encaminhadas para o Laboratório de Geoquímica (LABOGEO) instalado no Departamento de Geologia (DG) para a realização da análise na difração de raios-X. O equipamento utilizado foi o PANalytical EMPYREAN (figura 5.10) operando com feixe monocromático de raio-X com tensão de aceleração de 40 KeV e corrente de feixe de elétrons de 40 mA, radiação $\text{CuK}\alpha$, tempo de escaneamento para cada *Step* de 0,2 s.

Figura 5. 10: Equipamento PANalytical EMPYREAN.



5.2.3. Análise de rocha total

A técnica utilizada para a análise química de rocha total das amostras foi a fluorescência de raios-X. As análises pelo método de fluorescência de raio-X (FRX) foi realizado pela empresa SGS Geosol Laboratórios, utilizando o equipamento da marca Panalytical modelo Axios.

6. RESULTADOS

Neste capítulo serão apresentados os resultados adquiridos por todos os métodos aplicados. As siglas utilizadas para a identificação dos minerais seguiram as regras estabelecidas pelos trabalhos de Whitney e Evans (2010) e Warr (2020).

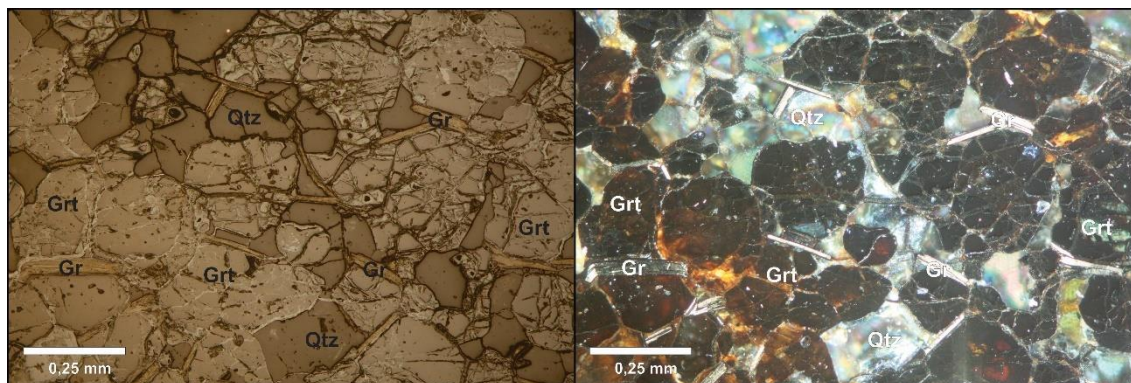
6.1. Petrografia

As amostras que foram selecionadas para a análises petrográficas foram as amostras de O5 a O9 do grupo II e C1a do grupo IV. De modo geral, as lâminas das rochas analisadas são predominantemente equigranulares, com exceção das lâminas O5 e C1 que são inequigranulares, de granulação fina a média e exibem graus variados de alteração. Contém uma assembleia mineral composta por minerais primários, representados por quartzo e granada, minerais secundários, gerados através de processos de intemperismo, como hollandita, criptomelano, litioforita, hematita e goethita e como minerais acessórios, ocorrem grafita, caulinita, ilmenita e magnetita. As amostras demonstram textura granoblástica, e não foi identificado nenhuma orientação dos cristais, sendo classificada como isotrópica. Em algumas lâminas é possível observar microfraturas com espessura que varia entre 0,2 – 1,5 mm e preenchidas por óxidos e hidróxidos de ferro, manganês e/ou quartzo secundário. As descrições individuais para cada lâmina se encontram no ANEXO 1.

Os cristais de quartzo, que compõe cerca de 28 % das lâminas, ocorrem de duas formas distintas, como cristais primários ou secundários. Os cristais de quartzo primário são anedrais com dimensões que variam de 0,1 – 1,5 mm, contém contato irregular com os outros minerais, em alguns cristais pode ser observado processos de dissolução e precipitação do quartzo secundário. Os grãos secundários estão dispostos preenchendo as microfraturas da amostra, apresentam as dimensões das microfraturas e contato retilíneo com os outros minerais. (Figura 6.1). Os cristais de granada espessartita, são anedrais com dimensões que variam entre 0,1 – 0,5 mm. Os cristais apresentam variados

graus de alteração, mas de modo geral, os cristais estão bem preservados com as alterações ocorrendo de forma mais intensa nas bordas. Nas análises de MEV-EDS, foram detectados nos espectros picos de Mn, O, Al, Ca e Si (figuras 6.1 e 6.7).

Figura 6. 1: imagem lâmina da amostra O8 a luz refletida. A esquerda sem polarizadores cruzados e a direita com polarizadores cruzados. Grt = espessartita, Gr = grafita e Qtz = quartzo.



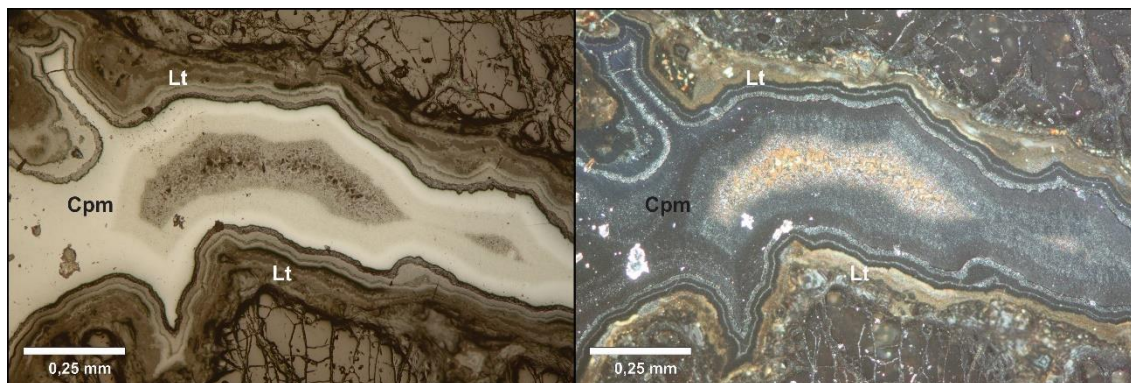
Nas áreas de alteração das espessartitas, são encontrados os minerais de Mn, que são minerais secundários produtos do intemperismo. Estes minerais apresentam características muito semelhantes entre si e só foram precisamente identificados após a análise com o MEV (Figura 6.6). Os minerais deste grupo identificados foram a hollandita, criptomelano e litioforita, representam cerca de 30% dos cristais das lâminas.

A litioforita ocorre no formato de bandas botrioidrais, com bandas de espessuras micrométricas e coloração que varia entre cinza amarronzado, cinza médio e cinza esbranquiçado, apresentam baixa reflectância. O tamanho desses cristais varia de 0,1 – 0,4 mm. Esses minerais podem ocorrer sozinhos, mas, geralmente, ocorrem associados com os minerais de criptomelano ou hollandita, com as litioforitas ocorrendo nas bordas e a hollandita ou criptomelano nas partes mais centrais. No MEV-EDS as litioforitas se caracterizam com a presença de picos de Mn, O e Al em seus espectros (figuras 6.2 e 6.7).

Os cristais de criptomelano possuem dimensões que variavam de 0,1 – 0,8 mm com coloração branca, ocorrem principalmente nas microfaturas, mas também foram identificados entre os espaços dos minerais de espessartita e quartzo. Os cristais de criptomelanos são anedrais com baixa reflectância, e com

polarizadores cruzados demonstram uma leve anisotropia que varia entre cinza escuro a cinza claro. Com relação aos resultados obtidos pelos MEV-EDS, este mineral caracteriza-se com a presença de Mn, O e K (figura 6.2 e 6.7).

Figura 6. 2: imagem lâmina da amostra O6. A esquerda sem polarizadores cruzados e a direita com polarizadores cruzados. Lt = litioforita, Cpm = criptomelano.

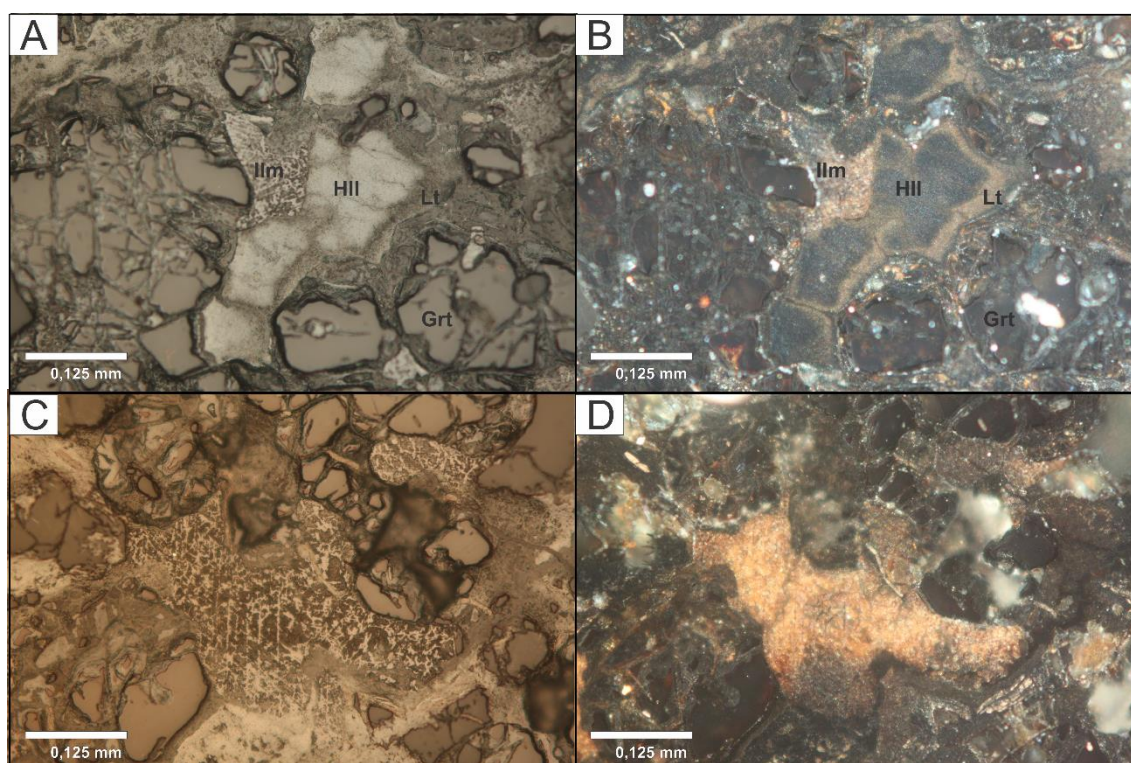


O último mineral de Mn identificado nas lâminas petrográficas foi a hollandita, que apresenta dimensões que variava entre 0,3 – 0,5 mm. Este mineral é muito semelhante com os cristais de criptomelano, sendo anedral, de coloração branca, baixa reflectância e ocorrendo associado com a litioforita. Este mineral só foi distinguido do criptomelano devido aos resultados de MEV-EDS, pois, além de demonstrar picos de Mn, O e K, também contém picos de Ba, sendo característico dos minerais de hollandita (figuras 6.3 e 6.7).

Os cristais de FeO(OH) (goethitas) obtiveram resultado muito semelhantes no MEV-EDS, contendo altas concentrações de Fe. Os mesmos identificados pelas suas características em lâmina polida. Os cristais de goethita ocorrem preenchendo microfaturas em conjunto com os minerais de Mn, tendo contatos retilíneos com os outros cristais. Apresenta coloração cinza claro, baixa reflectância e não foi observado birreflectância. É possível observar uma textura botrioidal com bandamentos < 1 mm. Com polarizadores cruzados é possível observar reflexões internas de coloração que variam entre amarelo, laranja e vermelho. A hematita ocorre em conjunto com os cristais de litioforita e/ou hollandita entre os quartzos e espessartitas. Contém coloração cinza-claro com reflectância alta e birreflectância baixa. A polarizadores cruzados é possível observar reflexões internas de coloração que varia entre vermelho e laranja (figura 6.4). Por fim, a ilmenita ocorre como cristais anedrais e apresentam

dimensão máxima com 0,4 mm. Contém bordas angulosas demonstrando contatos retilíneos e irregulares com os outros cristais e apresentam baixa reflectância. Com polarizadores cruzados apresenta reflexões internas de coloração amarelo a laranja terroso (figura 6.3).

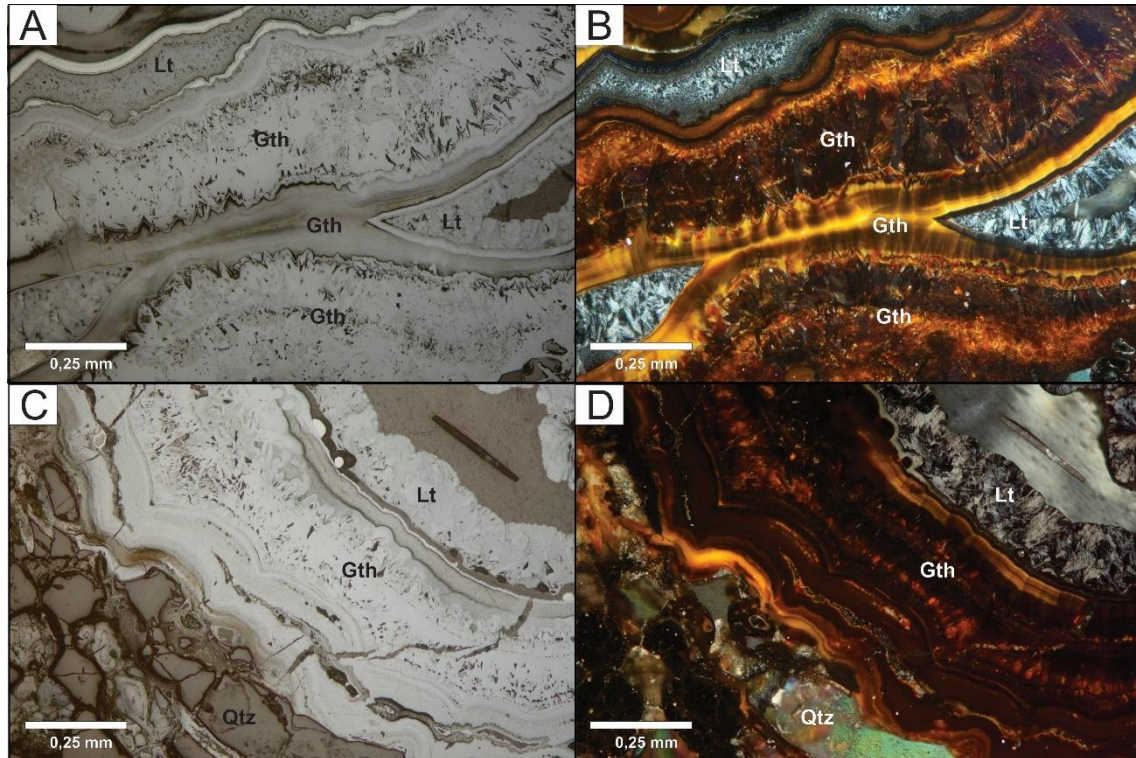
Figura 6. 3: imagem lâmina da amostra O7, em luz refletida, sendo imagens A e B com foco no mineral de hollandita e litioforita (nas bordas) e C e D destacando o mineral ilmenita. A esquerda sem polarizadores cruzados e a direita com polarizadores cruzados. Lt = litioforita, Hll = hollandita, Ilm = ilmenita, Grt = espessartita.



A grafita ocorre como cristais de coloração bege a bege claro de aparência lamelar, podendo apresentar aspecto de “leque aberto” e dimensões inferiores a 0,1 mm. Esses cristais preenchem os espaços entre os cristais de granada e quartzo. Com polarizadores cruzados apresenta anisotropia que varia de branco ou bege claro a preto. Pelos resultados do MEV-EDS, este mineral apresenta somente um pico de C, este resultado não é muito confiável já que todas as amostras foram metalizadas com este elemento. Contudo, segundo os trabalhos de Veríssimo (1991) e Angeli et al. (2011), nos minérios de MnO encontram-se minerais de grafita, que ocorrem na forma de finas lamelas, ou fiapos de opacos que contornam os grãos de quartzo e granada, o que condiz

com os resultados obtidos pelas descrições de lâmina e MEV, por isto, conclui-se que estes minerais podem ser grafita (Figura 6.1).

Figura 6. 4: imagem lâmina da amostra O8 em luz refletida. A esquerda sem polarizadores cruzados e a direita com polarizadores cruzados. Lt = litioforita, Gth = Goethita.



Por fim, os cristais de caulinita, que contêm dimensão máxima de 0,4 mm, ocorrem entre os cristais de espessartita e quartzo ou nas microfaturas. Contém coloração marrom-claro. Cristal somente identificado após o uso do MEV demonstrando picos de Al, O e Si (Figura 6.5).

Figura 6. 5: imagem lâmina da amostra O6, em luz refletida, tendo o mineral de caulinita em destaque. A esquerda sem polarizadores cruzados e a direita com polarizadores cruzados. Kln = caulinita, Grt = espessartita.

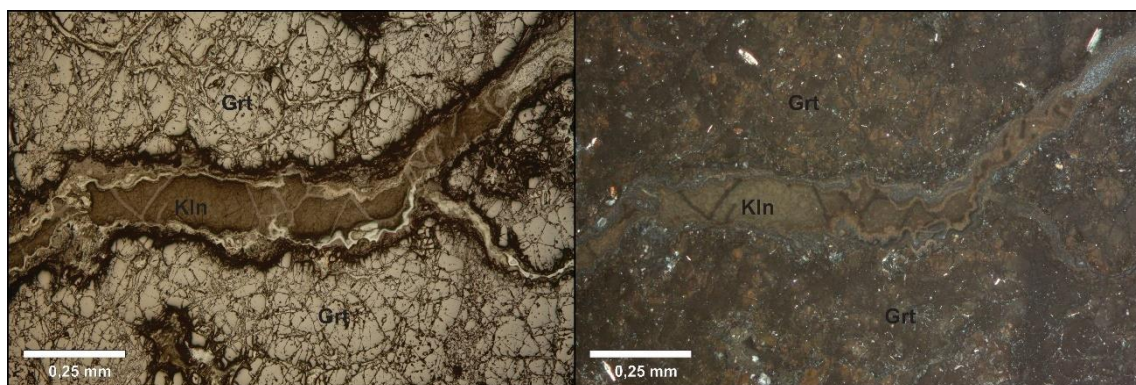


Figura 6. 6: Espectrômetros dos minerais de litioforita, espessartita, hollandita e criptomelano.

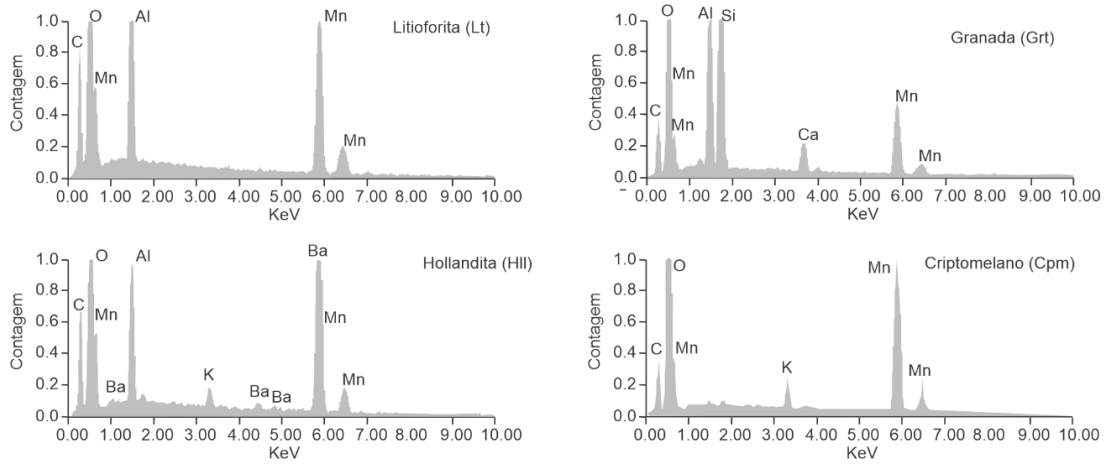
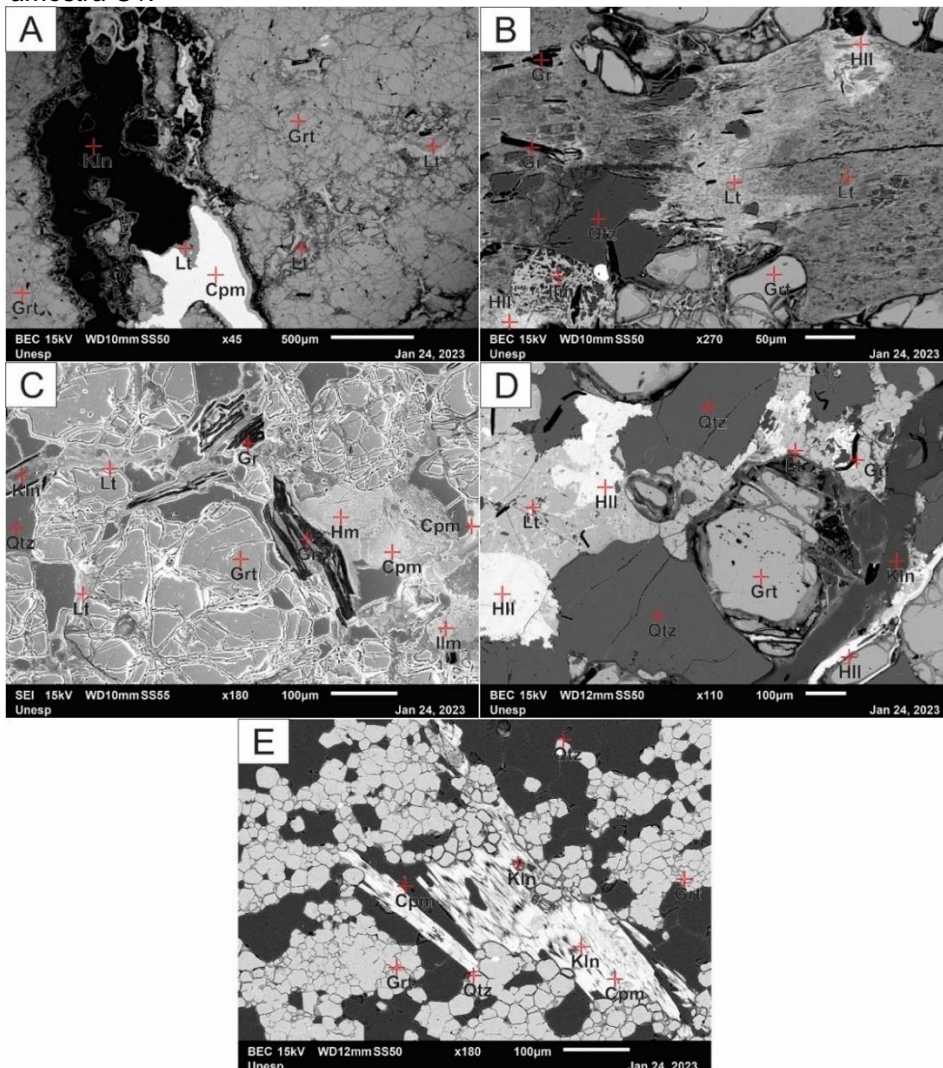


Figura 6. 7: Imagens mais representativas de MV-EDS de todas as lâminas. Grt = espessartita, Lt = litioforita, Cpm = criptomelano, Hll = hollandita, Gr = grafita, Klin = caulinita, Hm = hematita, Ilm = ilmenita, Qtz = quartzo. A – amostra O6; B – amostra O7; C – Amostra O8; D – amostra O9; E – amostra C1.

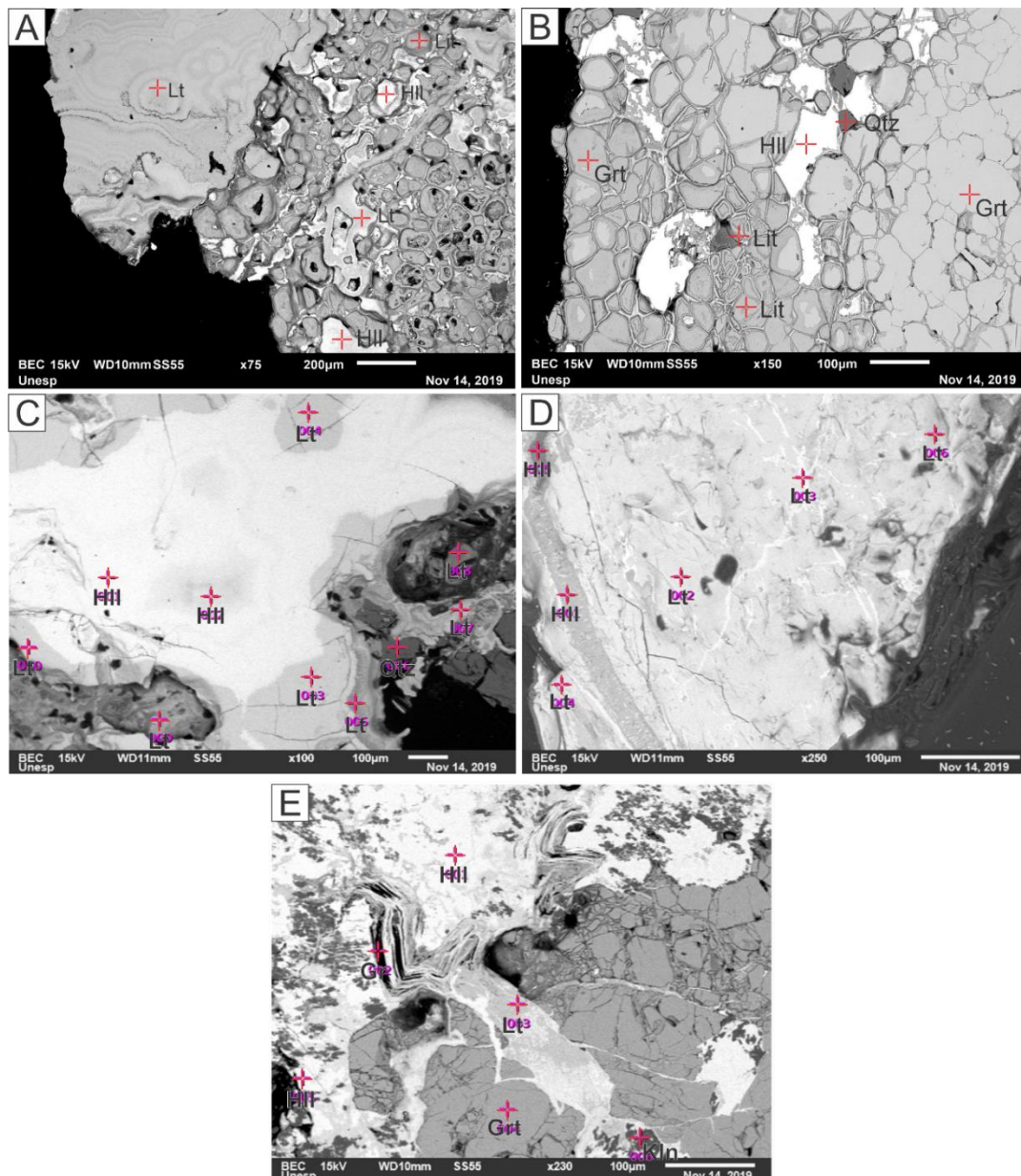


6.2. Química mineral

6.2.1. Caracterização por MEV-EDS

Para as análises dos discos de acrílico de MEV-EDS foram utilizadas as amostras O1 a O3, do grupo I, O5 a O9, do grupo II, O10 do grupo III e Ca2 do grupo IV (Figura 6.8).

Figura 6.8: Imagem de MEV-EDS das amostras analisadas. A – amostra O2, No canto superior esquerdo, se observa o bandamento botrioidal da litioforita; B – amostra O3; C – amostra O7; Amostra O8, pode se observar um veio de hollandita em uma matriz de litioforita; Amostra O10. Grt = espessartita, Lt = litioforita, Cpm = criptomelano, Hll = hollandita, Gr = grafita, Kln = caulinita, Qtz = quartzo.



No grupo I, as amostras O1 e O2 foram identificadas a presença de litioforita e hollandita. A litioforita, que em algumas áreas apresentavam um bandamento botrioidal, se caracteriza pela presença de Al em seus espectros. Com relação a hollandita foram reconhecidos vários picos de Ba e de K (Figura 6.8A). Com respeito a amostra O3, também se observou a presença de litioforita e hollandita, no entanto, foi identificado cristais de espessartita com picos de Mn, O, Al, Ca e Si. Além disso, nessa amostra foi encontrado um pouco de quartzo (Figura 6.8B).

Para o grupo II, amostras de O5 a O9, serão apresentados somente as imagens pois a sua composição química será mais bem detalhada no capítulo 6.2.2. Nestas amostras foram identificados a ocorrência de criptomelano, romanechita, pirolusita, litioforita e espessartita. Nas figuras 6.8C e 6.8D se encontram as imagens mais representativas do grupo II.

A imagem do grupo III, composto somente pela amostra O10, mostra uma matriz branca de hollandita com grãos cinza claros de espessartita. Os espectros da hollandita apresentaram picos de Ba e um pouco de K e os da espessartita, picos de Mn, O, Al, Ca e Si (Figura 6.8E).

6.2.2. Caracterização por MEV-WDS

Na Tabela 6.1, se encontram os resultados da análise do MEV-WDS realizado nas amostras de O5 a O9 (grupo II) e C2a (grupo IV) todas essas amostras foram coletadas em afloramentos *in situ* (Figura 5.3). Como descrito no capítulo 5.1, os exemplares do grupo II foram coletados em elevações diferentes, sendo O5 o ponto mais alto e O9 a base (Tabela 5.1).

A amostra O5, que foi coletada na porção mais elevada do afloramento, apresenta valores médios de Mn com 58,86%, e uma quantidade representativa de K com 1,53%, sendo identificado como o mineral criptomelano. Com relação a amostra O6, foi observado um mineral que não havia sido identificado nos métodos anteriores, a romanechita, contendo concentrações médias de Mn com 51,80%, além de uma concentração média de 11,13% de Ba, sendo a maior concentração deste elemento.

Tabela 6. 1: Resultados do método MEV-WDS. Valores em %massa.

Amostra	Mineral	O	Al	Si	Na	Mg	Ca	Ba	Ti	K	P	Mn	Fe	Total
O5	Criptomelano	35.85	0.12	0.34	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	1.75	0.09	58.37	0.98	97.52
O5	Criptomelano	36.24	0.62	0.27	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	1.60	0.06	58.19	0.78	97.80
O5	Criptomelano	35.44	0.32	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.81	0.10	58.47	0.79	97.26
O5	Criptomelano	36.20	0.22	0.22	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	1.75	0.06	58.63	0.84	97.96
O5	Criptomelano	36.46	0.47	0.27	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	1.03	0.10	58.83	0.85	98.04
O5	Criptomelano	35.72	0.25	0.26	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	1.84	0.08	59.30	0.82	98.30
O5	Criptomelano	36.74	0.62	0.39	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	1.04	0.11	59.26	0.86	99.05
O5	Criptomelano	36.77	0.33	0.23	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	1.66	0.07	58.72	0.80	98.62
O5	Criptomelano	36.29	0.02	0.58	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	1.61	0.08	58.98	0.81	98.41
O5	Criptomelano	35.90	0.35	0.34	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	1.20	0.09	59.85	0.85	98.63
O6	Romanechita	34.78	0.11	0.08	0.02	0.02	0.05	11.09	0.02	0.18	0.38	51.89	0.11	98.72
O6	Romanechita	35.19	0.08	0.08	0.02	0.02	0.06	11.26	0.02	0.17	0.40	51.57	0.07	98.93
O6	Romanechita	35.09	0.09	0.08	0.02	0.00	0.06	11.12	0.02	0.18	0.40	51.43	0.05	98.55
O6	Romanechita	35.42	0.10	0.07	0.02	0.01	0.06	11.20	0.03	0.18	0.41	51.31	0.08	98.89
O6	Romanechita	34.42	0.10	0.08	0.00	0.01	0.06	11.10	0.02	0.18	0.41	52.14	0.10	98.61
O6	Romanechita	35.32	0.05	0.08	0.03	0.00	0.05	11.20	0.01	0.19	0.39	52.21	0.10	99.64
O6	Romanechita	35.49	0.06	0.07	0.05	0.00	0.03	11.23	0.02	0.17	0.39	52.00	0.08	99.60
O6	Romanechita	35.05	0.07	0.07	0.02	0.01	0.05	11.41	0.02	0.17	0.40	51.39	0.07	98.74
O6	Romanechita	35.45	0.09	0.08	0.02	0.01	0.06	11.09	0.02	0.18	0.41	52.24	0.10	99.75
O6	Romanechita	35.42	0.14	0.07	0.02	0.02	0.05	10.65	0.03	0.20	0.36	51.83	0.13	98.91
O7	Hollandita	37.32	0.72	0.05	0.18	0.06	0.00	3.29	0.00	3.26	0.11	54.71	0.11	99.81
O7	Hollandita	36.56	0.77	0.06	0.20	0.05	0.00	3.23	0.00	3.25	0.11	54.95	0.10	99.29
O7	Hollandita	36.01	0.54	0.06	0.21	0.06	0.00	3.45	0.00	3.29	0.09	55.25	0.12	99.08
O7	Hollandita	35.69	0.55	0.06	0.21	0.04	0.00	3.86	0.00	3.35	0.09	55.54	0.10	99.50
O7	Hollandita	36.37	0.60	0.07	0.21	0.06	0.00	3.23	0.00	3.28	0.09	55.20	0.10	99.20
O7	Hollandita	35.73	0.68	0.06	0.22	0.05	0.00	3.72	0.00	3.26	0.10	55.18	0.09	99.09
O7	Hollandita	36.82	0.83	0.06	0.20	0.06	0.00	3.40	0.00	3.18	0.11	54.54	0.14	99.35
O7	Hollandita	36.19	0.58	0.06	0.25	0.05	0.00	3.12	0.00	3.34	0.10	55.45	0.12	99.27
O7	Hollandita	35.91	0.57	0.05	0.23	0.06	0.00	3.63	0.00	3.36	0.10	55.24	0.11	99.25
O7	Hollandita	36.57	0.54	0.04	0.23	0.08	0.00	3.73	0.00	3.25	0.09	54.75	0.11	99.39
O7	Pirolusita	35.83	0.25	0.80	0.01	0.02	0.09	0.17	0.00	0.00	0.00	62.24	0.42	99.83
O7	Pirolusita	36.06	0.23	0.68	0.01	0.03	0.10	0.21	0.00	0.00	0.00	61.96	0.46	99.74
O7	Pirolusita	36.12	0.26	0.71	0.01	0.03	0.11	0.15	0.00	0.00	0.00	61.42	0.40	99.21
O7	Pirolusita	36.23	0.27	0.73	0.01	0.03	0.08	0.20	0.00	0.00	0.00	61.37	0.51	99.43
O7	Pirolusita	36.37	0.22	0.69	0.01	0.03	0.10	0.19	0.00	0.00	0.00	61.47	0.45	99.53
O7	Pirolusita	35.96	0.23	0.78	0.01	0.02	0.09	0.21	0.00	0.00	0.00	61.84	0.43	99.57
O7	Pirolusita	36.10	0.21	0.74	0.01	0.03	0.10	0.18	0.00	0.00	0.00	62.06	0.41	99.84
O7	Pirolusita	36.22	0.24	0.69	0.01	0.02	0.11	0.20	0.00	0.00	0.00	61.88	0.50	99.87
O7	Pirolusita	35.89	0.22	0.70	0.01	0.03	0.10	0.17	0.00	0.00	0.00	61.63	0.44	99.19
O7	Pirolusita	36.16	0.23	0.72	0.01	0.02	0.09	0.19	0.00	0.00	0.00	61.91	0.47	99.80

Amostra	Mineral	O	Al	Si	Na	Mg	Ca	Ba	Ti	K	P	Mn	Fe	Total
O8	Litioforita	43.00	13.94	0.26	0.00	0.04	0.04	0.44	0.14	0.05	0.18	35.64	4.51	98.24
O8	Litioforita	42.22	14.35	0.28	0.00	0.05	0.03	0.55	0.16	0.06	0.20	35.97	4.18	98.05
O8	Litioforita	42.97	13.90	0.24	0.01	0.09	0.03	0.40	0.10	0.06	0.14	35.70	4.79	98.43
O8	Litioforita	42.66	13.38	0.44	0.01	0.04	0.04	0.85	0.05	0.12	0.15	36.18	4.90	98.81
O8	Litioforita	42.27	13.50	0.36	0.01	0.03	0.02	0.38	0.02	0.06	0.13	36.94	4.43	98.16
O8	Litioforita	41.95	13.40	0.22	0.02	0.04	0.04	0.40	0.01	0.09	0.05	37.04	4.95	98.21
O8	Litioforita	42.55	13.64	0.12	0.01	0.03	0.01	0.51	0.00	0.10	0.03	36.84	4.83	98.67
O8	Litioforita	42.06	13.57	0.37	0.01	0.06	0.01	0.83	0.00	0.16	0.05	37.10	4.75	98.96
O8	Litioforita	42.47	13.74	0.25	0.02	0.03	0.01	0.51	0.00	0.08	0.04	36.79	4.45	98.40
O8	Litioforita	42.42	13.85	0.27	0.02	0.06	0.03	0.32	0.03	0.06	0.13	36.68	4.16	98.05
O9	Espessartita	40.85	10.95	14.58	0.00	0.55	2.13	0.00	0.09	0.01	0.01	26.74	3.35	99.26
O9	Espessartita	40.70	10.50	14.02	0.01	0.52	2.41	0.00	0.14	0.00	0.00	27.63	3.32	99.24
O9	Espessartita	39.67	10.81	14.14	0.01	0.53	2.92	0.01	0.11	0.00	0.01	27.72	3.36	99.29
O9	Espessartita	39.87	10.52	14.94	0.01	0.52	2.97	0.00	0.15	0.00	0.00	27.50	3.35	99.84
O9	Espessartita	40.42	10.72	14.57	0.02	0.59	2.99	0.01	0.33	0.00	0.00	26.73	3.47	99.85
O9	Espessartita	40.65	10.94	14.39	0.01	0.53	2.85	0.00	0.10	0.00	0.00	26.18	3.39	99.04
O9	Espessartita	39.71	10.96	15.03	0.01	0.51	2.07	0.03	0.12	0.00	0.01	27.89	3.31	99.65
O9	Espessartita	40.15	10.85	15.43	0.02	0.51	2.32	0.00	0.12	0.01	0.01	27.17	3.37	99.95
O9	Espessartita	39.23	10.91	15.95	0.01	0.51	2.17	0.00	0.11	0.00	0.00	27.65	3.30	99.83
O9	Espessartita	39.90	10.99	15.15	0.00	0.51	2.13	0.00	0.15	0.00	0.00	27.51	3.39	99.74
Ca2	Espessartita	39.02	11.13	16.45	0.01	0.87	9.67	0.00	0.04	0.00	0.00	19.46	3.12	99.76
Ca2	Espessartita	38.95	11.06	16.43	0.01	0.85	9.10	0.02	0.04	0.00	0.00	20.28	2.92	99.64
Ca2	Espessartita	39.22	11.19	16.54	0.00	0.85	9.20	0.00	0.05	0.00	0.01	19.95	2.90	99.91
Ca2	Espessartita	38.95	11.25	16.51	0.01	0.87	9.28	0.01	0.04	0.00	0.00	19.80	2.97	99.68
Ca2	Espessartita	38.89	11.04	16.56	0.00	0.85	9.11	0.00	0.05	0.00	0.01	20.46	2.81	99.75
Ca2	Quartzo	52.19	0.00	47.09	0.00	0.00	0.01	0.06	0.00	0.00	0.00	0.18	0.09	99.61
Ca2	Quartzo	52.90	0.00	46.95	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.08	100.10
Ca2	Espessartita	38.02	10.91	16.52	0.00	0.00	9.25	0.02	0.02	0.01	0.00	20.03	4.67	99.46
Ca2	Espessartita	39.16	11.04	16.05	0.00	0.00	9.32	0.01	0.02	0.00	0.01	19.31	4.21	99.13
Ca2	Espessartita	39.23	10.76	16.10	0.03	0.03	9.15	0.01	0.00	0.01	0.01	19.46	4.24	99.03

Foram identificados dois minerais distintos na amostra O7, coletado na porção central do afloramento. O primeiro mineral identificado foi a hollandita com uma concentração média de Mn 55,08%, os outros elementos identificados foram o K e Ba, com 3,28 e 3,47% nesta ordem. A pirolusita é um mineral praticamente puro em MnO (POST,1999), no mesmo foram observadas concentrações de 61,78% deste elemento. As concentrações dos outros elementos não se demonstraram relevantes, mas este mineral foi o que apresentou a maior concentração de Mn.

A litioforita foi o mineral identificado na amostra O8, tendo concentrações médias de Mn de 36,49%, além de concentrações médias consideráveis de Al

com 13,73%. Por fim, a amostra O9, coletado na base do afloramento, obteve concentrações de Mn com 27,27%, sendo a menor concentração de Mn do grupo II, e de Si com 14,82% sendo este mineral identificado como espessartita. Além disso, as concentrações de Ca, Fe e Al obtiveram uma concentração média de 2,49, 3,36 e 10,82%, nesta ordem.

A amostra representante do grupo IV, Ca2, também obteve o mineral de espessartita como resposta a análise, contendo concentrações de Mn com 19,84% e Si com 16,40%, sendo o menor resultado e Mn e maior de Si de toda a análise. As outras concentrações mais relevantes obtidas foram de Ca, Fe e Al com concentrações média de 9,26, 3,48 e 11,05%, respectivamente.

6.2.3. Resultados difração raios-X

Apesar da complexidade e diversidade de minerais secundários identificados nas outras análises realizadas, a difração de raios-X só identificou os minerais primários preservados, o quartzo (SiO_2) e a espessartita ($\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$). Os minerais secundários de óxido de manganês e óxidos/hidróxidos de ferro, por não terem sido identificados nesta análise, podemos concluir que não são muito representativos nas rochas, sendo majoritariamente compostos pelos minerais primários (figura 6.9 e 6.10).

Figura 6. 9: Difratograma das amostras de O5 e O6. Grt = espessartita, Qtz = Quartzo.

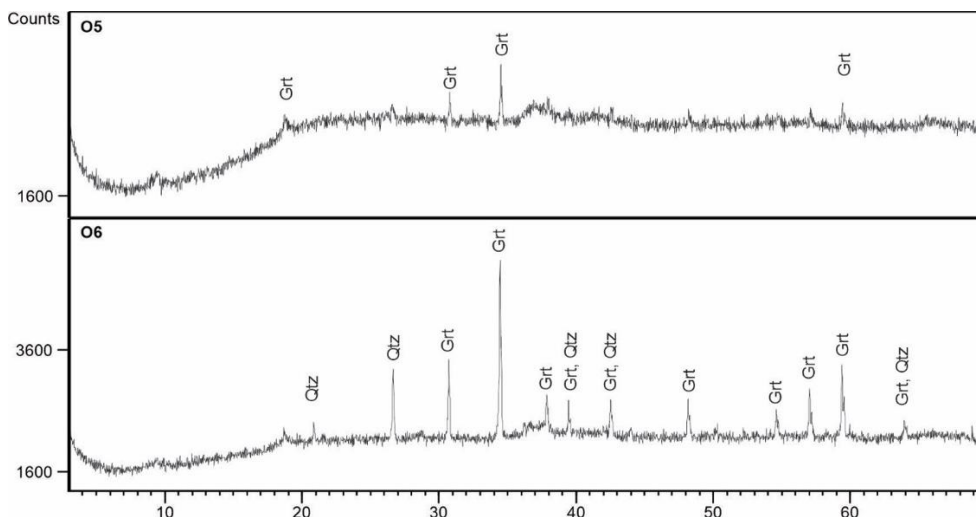
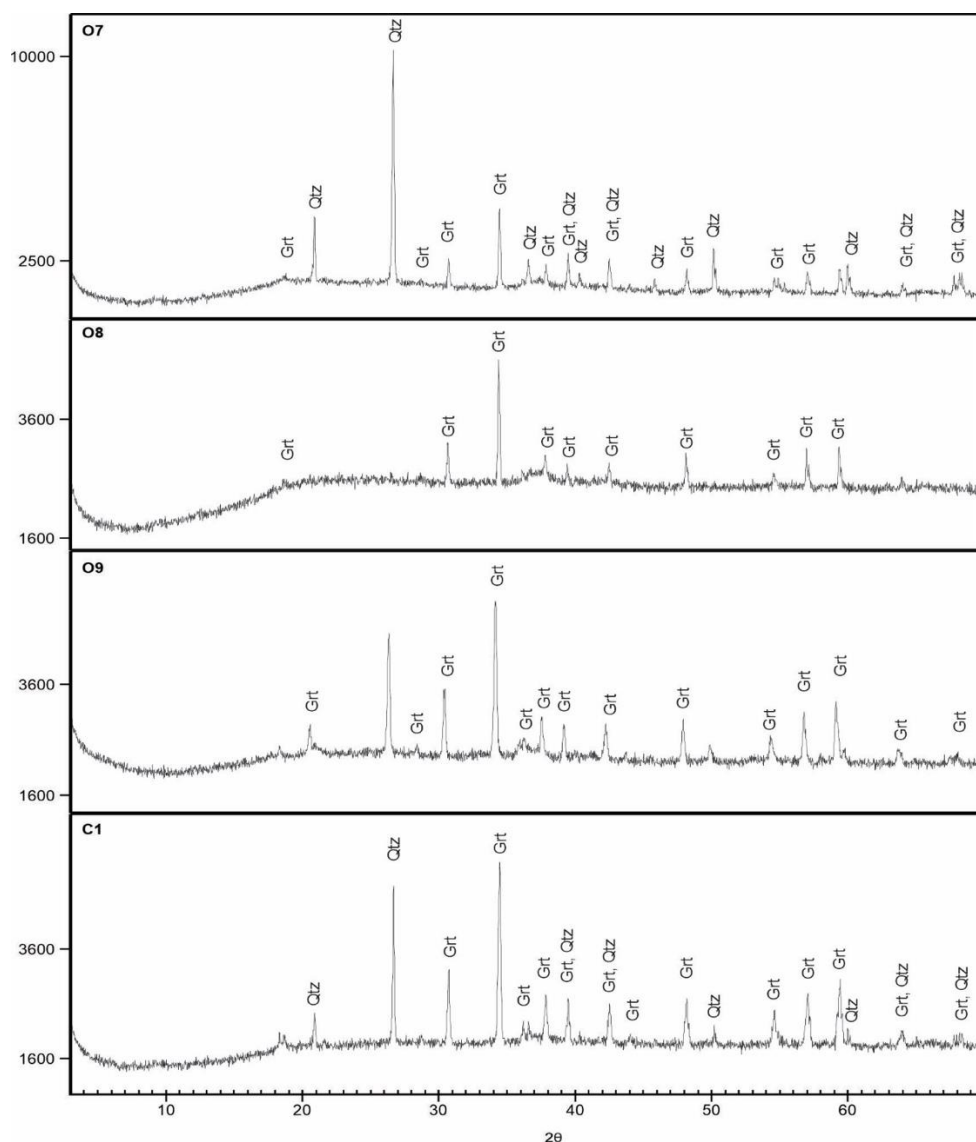


Figura 6. 10: Difratograma das amostras de O7 a O9 e C1a. Grt = espessartita, Qtz = Quartzo



6.3. Química rocha total

6.3.1. Resultados fluorescência de raios-X

Os resultados da análise de fluorescência de raio-X estão representados na Tabela 6.2. Para esta análise foram selecionadas as amostras mais representativas de todos os quatro grupos. Os elementos escolhidos para análise foram Al₂O₃, BaO, CaO, Cr₂O₃, Fe₂O₃, K₂O, MgO, Na₂O P₂O₅, SiO₂ e TiO₂.

Tabela 6. 2: Resultados do método de fluorescência de raio-X.

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
02	25.70	0.47	14.90	<0,01	6.14	32.40	0.16	0.76	0.12	<0,01	0.67	0.19	16.03	97.54
03	36.10	0.53	13.60	<0,01	5.41	28.40	0.22	0.26	0.39	<0,01	0.21	0.10	13.49	98.71
06	36.39	1.42	16.08	<0,01	7.70	24.69	0.32	0.02	0.09	<0,01	0.04	0.22	10.75	97.72
07	36.40	1.93	14.60	<0,01	6.90	24.30	0.39	1.44	0.27	<0,01	0.09	0.18	10.10	96.60
09	41.10	0.28	13.20	<0,01	5.87	24.50	0.29	1.14	0.32	<0,01	0.11	0.13	10.42	97.36
010	43.10	0.61	12.20	<0,01	7.53	26.90	0.45	1.61	0.17	<0,01	0.25	0.15	5.89	98.86
Ca1	33.20	0.15	18.60	<0,01	13.40	22.50	1.26	5.93	0.04	<0,01	0.07	0.08	2.43	97.66
Ca2	32.50	0.32	19.90	<0,01	10.21	21.20	1.50	3.24	0.13	<0,01	0.19	0.08	8.68	97.95
Cb1	39.60	0.15	17.80	<0,01	12.20	14.80	1.16	4.92	0.12	<0,01	0.08	0.08	6.28	97.19
Cb2	38.30	0.30	17.30	<0,01	13.19	13.30	1.14	6.99	0.07	<0,01	0.06	0.18	6.81	97.64

Os resultados do FRX da região de Ouro Fino indicaram um teor de MnO que variava entre 24,30 e 32,40%, e os elementos mais relevantes de acordo com a mineralogia identificada são: SiO₂ com 25,70 a 43,10%, Al₂O₃ com 12,20 a 16,08%, CaO com 0,02 a 1,61%, BaO com 0,09 a 0,32% e K₂O entre 0,04 a 0,67%. Além disso, com relação aos minerais de ferro que ocorrem nas rochas de gondito, foi identificado um teor que variava ente 5,41 a 7,70% de Fe₂O₃.

Com relação aos resultados da região de Careaçú, o teor de MnO varia de 13,30 a 22,50% e em relação a variação dos outros elementos mais relevantes de acordo com a mineralogia, o SiO₂ varia entra 32,50 a 38,30%, Al₂O₃ com 17,30 a 19,90%, CaO com 3,24 a 6,99%, BaO com 0,04 a 0,13% e K₂O varia entre 0,07 e 0,19%. Com respeito ao Fe₂O₃ foi identificado um teor que varia entre 10,21 e 13,40%.

7. DISCUSSÃO

Os minerais identificados em todas as análises realizadas foram os minerais primários espessartita e quartzo, que se encontram bem preservados demonstrando alteração somente nas bordas. Com relação aos minerais supérgenos de Mn identificados foram o criptomelano, hollandita, litioforita, romanechita e pirolusita, sendo que as duas últimas só foram identificadas no método de MEV-WDS. Com respeito aos outros minerais secundários identificados, temos a goethita, hematita, ilmenita, grafita e caulinita. Portanto, de acordo com a assembleia mineralógica identificada, podemos classificar a rocha como gondito.

De acordo com os resultados obtidos nas análises de MEV-WDS, podemos concluir que a fórmula química geral da espessartita é: $(\text{Mn,Fe,Ca})_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$. Onde os elementos de Mn, Fe e Ca ocupam a mesma cela unitária na proporção de 2,5:0,3:0,2, respectivamente, em Ouro Fino, e Careaçú na proporção de 1,9:0,3:0,8, respectivamente.

No trabalho do Angeli et al. (2011), é mencionado que existe uma sequência de alteração dos minerais supérgenos de Mn, ou seja, os minerais de espessartita, primeiramente, se alteram para litioforita e em seguida para o criptomelano. Neste trabalho, não foi observado transição entre os minerais de litioforita e criptomelano, o que indica que os cristais de litioforita não se alteraram para os minerais de criptomelano. Logo, supõe-se que esses dois minerais se originaram a partir de outros processos de alteração.

Os resultados do DRX indicaram que as amostras são compostas basicamente por quartzo e espessartita. Comparando este resultado com o trabalho de Veríssimo (1991), podemos concluir que o protominério das amostras coletadas para a análise pode ser classificado como gondito silicático.

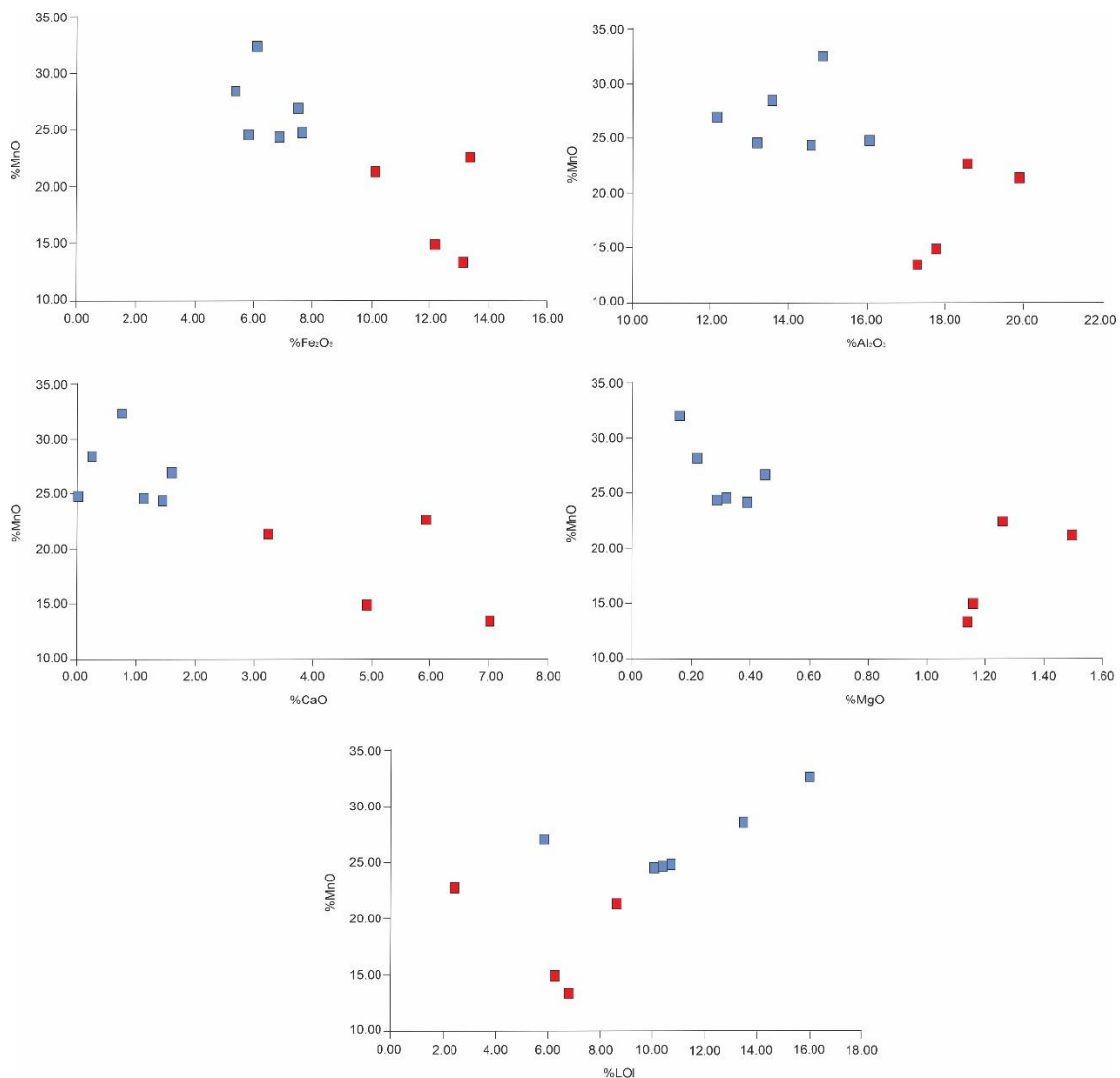
Em relação aos teores de MnO, de acordo com a classificação de dos minérios de manganês (Costa e Figueredo, 2001), tanto o minério de Ouro Fino como o de Careaçú podem ser classificados como minério ferruginoso. Com relação aos outros minerais que não apresentam MnO em suas estruturas, podem-se destacar os minerais de Fe e Al. Os teores de Fe que possuem uma

concentração média de Fe_2O_3 de 6,59% em Ouro Fino e 12,25% em Careaçu, apesar de esses teores serem relativamente baixos do ponto de vista econômico, esse elemento pode ser comercializado como um minério secundário. Quanto aos teores de Al, a alta concentração de Al_2O_3 , com média de 14,10% em Ouro Fino e 18,40% em Careaçu, indica uma forte presença de minerais aluminosos, ou seja, espessartita e caulinita. Da mesma forma como foi mencionado com o Fe, o Al também pode ser um minério secundário a ser comercializado.

Ao relacionarmos os resultados da análise por FRX entre as regiões investigadas (Figura 7.1), é possível constatar que os teores de MnO em Ouro Fino superam os de Careaçu. No entanto, outros elementos, como Fe_2O_3 , Al_2O_3 , CaO e MgO, exibem concentrações mais elevadas nas amostras de Careaçu. Esses resultados indicam que, em Ouro Fino, a evolução dos processos de intemperismo atinge um estágio mais avançado em relação a Careaçu, resultando na perda dos elementos de Fe, Al, Ca e Mg e no enriquecimento de Mn. Além disso, as amostras provenientes de Ouro Fino demonstram valores mais elevados do Índice de Oxigênio Limitante (LOI), o que evidencia um estágio mais avançado dos processos de intemperismo nessa localidade. Portanto, é possível afirmar que o grau de alteração dos protominérios na região de Ouro Fino é superior ao de Careaçu, com um aumento dos teores de MnO nas amostras.

Comparando os depósitos supérgenos de manganês estudados com os modelos de perfil laterítico propostos por Wolf (1976) e Vasconcelos (1999b) (Figuras 4.2 e 4.3), observa-se que os depósitos estudados não apresentam a subdivisão vertical evidente descrita por esses modelos. Com base nos resultados obtidos neste estudo, especialmente considerando que os cristais de espessartita encontram-se em estágios iniciais de alteração, é possível afirmar que os perfis analisados representam os estágios iniciais do enriquecimento residual in situ de Mn nestas regiões.

Figura 7. 1: Gráficos comparando os teores de MnO x Fe₂O₃, MnO x Al₂O₃, e CaO x MnO, MgO x MnO e LOI x MnO. Quadrados em azul representam as amostras de Ouro Fino e, em vermelho as amostras de Careaçú.



8. CONCLUSÃO

As ocorrências de minerais de minério de Mn da região das regiões de Ouro Fino e Careaçú, estão inseridos na configuração geológica do sistema de Nappes de Empurrão Socorro-Guaxupé, foram encontrados em corpos tabulares e maciços. As amostras coletadas demonstravam coloração preta e brilho metálico, sendo selecionados amostras em bloco rolado, grupo I, e em *in situ*, grupos II, III e IV.

As análises petrográficas realizadas nas amostras selecionadas forneceu informações importantes sobre a composição mineralógica e as características físicas das rochas estudadas. De modo geral, as amostras analisadas são predominantemente equigranulares e apresentam uma assembleia mineral composta por minerais primários, composta basicamente por quartzo e espessartita, e secundários que abrange os minerais de Mn e de Fe, bem como minerais acessórios.

Os minerais de Mn, hollandita, criptomelano e litioforita, foram identificados nas áreas de alteração dos minerais de espessartita. Esses minerais secundários são produtos do intemperismo dos minerais de espessartita e apresentam características muito semelhantes entre si. Os resultados obtidos pelas análises de MEV-EDS foram fundamentais para a caracterização desses minerais secundários, uma vez que permitiram a identificação de picos de Si, Al, Ca, K e principalmente Mn. Além disso, por meio do método do MEV-WDS foram identificados os minerais de romanechita e pirolusita que não haviam sido notados pelas análises anteriores.

Os resultados obtidos por meio do DRX indicaram que as amostras estudadas são compostas principalmente por quartzo e espessartita. Comparando estes resultados com o trabalho de Veríssimo (1991), podemos concluir que o protominério dos depósitos supérgenos de manganês podem ser classificados como gonditos silicáticos.

As concentrações de MnO obtidas pelas análises de FRX apresentam uma média de 26,87% em Ouro Fino e 17,95% em Careaçú. Desta forma

podemos afirmar que os teores de MnO, tanto a região de Ouro Fino como Careaçú mostraram-se relevantes para possíveis aberturas de lavra para a comercialização de Mn como minério principal e de Fe e Al possíveis elementos a serem comercializados.

Também foi possível concluir, ao comparar as amostras de ambas as regiões, que Ouro Fino apresenta um estágio mais avançado nos processos de intemperismo em relação a Careaçú, demonstrando um enriquecimento de Mn e empobrecimento de Fe, Al, Ca e Mg. No entanto, apesar dessa diferença entre as regiões, elas não apresentam uma subdivisão vertical evidente, como seria esperado para esse tipo de depósito. Portanto, é possível considerar que ambas as regiões estão nos estágios iniciais do enriquecimento residual *in situ* de Mn.

Em conclusão, as análises realizadas possibilitaram a obtenção de informações precisas sobre a composição mineralógica e as características químicas e de rocha total das amostras de minério de Mn investigadas. Foi possível identificar os minerais primários e secundários presentes, bem como os minerais acessórios, além de compreender o processo de intemperismo aos quais foram submetidos. Esses resultados fornecem subsídios relevantes para avaliar a viabilidade de uma possível abertura de lavra nessas regiões

9. BIBLIOGRAFIA

Afonso, J. C. Manganês no Brasil: descoberta, extração, consumo e comercialização numa perspectiva histórica. *Química Nova*, v. 42, p. 1172-1183, 2020.

Amorim, C. L. G. *Estudo do efeito das interações água-argila no inchamento de argilominerais através da difração de raios X* (Doctoral dissertation, Tese (Doutorado em Ciências). Universidade Federal do Rio de Janeiro. COPPE/UFRJ). 2007

Angeli, N., Khan, H., Ito, G. M., De Carvalho, S. G., Jimenez-Rueda, J. R., & Penha, U. C. Geologia e caracterização tecnológica do minério de manganês da mina Córrego do Cocho, Itapira (SP). *Geologia USP: Série Científica*, 107-130. 2011.

Artur, A. C. Evolução policíclica da infraestrutura da porção sul do estado de Minas Gerais e regiões adjacentes do estado de São Paulo. Unpublished Phd Thesis. IG-USP, São Paulo. 231pp. 1987

Asfora, V. K.. Fluorescência de Raios X por dispersão de energia aplicada à caracterização de tijolos de sítios históricos de Pernambuco. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Pernambuco. 2010.

Biondi, J. C. Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros. Oficina de Textos, 2003.

Bleicher, L.; Sasaki, J. M. Introdução à difração de raios-x em cristais. Universidade Federal do Ceará, p. 1-20, 2000.

Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Fuck, R.A. From Rodinia to western Gondwana: an approach to the Brasiliano-pan African cycle and orogenic collage. *Episodes* 22, 155–166. 1999.

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL – Folha SF-23 Vitória/ Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1983.

Borchert, H. On the ore-deposition and geochemistry of manganese. *Mineralium Deposita*, Springer, v. 5, n. 3, p. 300–314, 1970.

Burns R.G.; Bruns V.M. Manganese oxides. In: Burns, R. G. (eds.). *Marine Minerals*. Mineralogical Society of America, p.1-46, 1979.

Campos Neto, M. da C., & Basei, M. A. S. Evolução estrutural brasileira do nordeste de São Paulo: dobramentos superpostos e esboço stratigráfico e tectônico. In *Boletim de resumos* (p. 9-10). 1983.

Campos Neto, M. C.; Basei, M. A.S.; Alves, F. R.; Vasconcelos, A. C. B., A nappe de cavalgamento de Socorro (SP-MG). In: SBG, Congr. Brás. Geol., 33, Rio de Janeiro, Anais, 4: 1809-1822. 1984.

Campos Neto, M. C. Evolução do pré-cambriano paulista e regiões adjacentes. In: Simpósio Regional de Geologia, 5, São Paulo. Atas. SBG. V. 2: 561-576. 1985.

Campos Neto, M. C., Perrota, M.M., Pelogia, A. U. G., Figueiredo, M. C. H. A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande (SP-MG). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal. 6: 2615-2630.1990.

Campos, Neto, Costa, M. da, Caby, R., Neoproterozoic High-Pressure Metamorphism and Tectonic Constraint from Nappe System South of the São Francisco Craton, Southeast Brazil, vol 97. Precambrian Research, Berlin, pp. 3–26. 1999.

Campos Neto, M.C., Orogenic systems from southwestern Gondwana, an approach to Brasiliano-pan African Cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, Brazil, pp. 335–365. 2000

Campos, Neto, Costa, M. da, Caby, R., Terrane accretion and upward extrusion of high pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of Southeast Brazil: petrological and structural constraints. *Tectonics* 19, 669–687. 2000.

Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Vlach, S.R.F., Caby, R., Szabo, G.A.J., Vasconcelos, P., Migração de Orógenos e Superposição de Orogêneses: Um esboço da Colagem Brasileira no Sul do craton do São Francisco, SE -Brasil. In: Boletim do Instituto de Geociências/USP, São Paulo, Brasil, vol 4. pp. 13–40. 2004.

Campos Neto, M.C., Cioffi, C.R., Moraes, R., Motta, R.G., Siga Jr., O., Basei, M.A.S., Structural and metamorphic control on the exhumation of high-P granulites: the Carvalhos Klippe example, from the oriental Andrelândia Nappe System, southern portion of the Brasília Orogen, Brazil. *Precambrian Res.* 180, 125–142. 2010.

Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Janasi, V.A., Moraes, R., Orogen migration and tectonic setting of the Andrelândia nappe system: an Ediacaran western Gondwana collage, South of São Francisco craton. *J. South Am. Earth Sci.* 32 (4), 393–406. 2011.

Carmo, I. O. Geocronologia do intemperismo Cenozóico no Sudeste do Brasil. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), 2005.

Carmo, I. O; Vasconcelos, P. M. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology constraints on late Miocene weathering rates in Minas Gerais, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 241, p.80-94, 2006.

Carpi Junior, S. Processos erosivos, recursos hídricos e riscos ambientais na bacia do rio Mogi-Guaçu. Tese de Doutorado – instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2001.

Carvalho Filho, A. D., Curi, N., Marques, J. J. G. D. S., Shinzato, E., Freitas, D. A. F. D., Jesus, E. A. D., & Massahud, R. T. L. R. Óxidos de manganês em solos do quadrilátero ferrífero (MG). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 35, 793-804. 2011.

Cavalcante, J. C., Projeto Sapucaí: relatório final de geologia. Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional da Produção Mineral, 1979.

CBH-MOGI – COMITÉ DA BACIA HIDROGRÀFICA DO RIO MOGI GUAÇU. Relatório de Situação 2008 – 2011. São Paulo: CBH – MOGI, 2008. 93 p.

Ching, S.; Krukowska, K. S.; Suib, S. L. A new synthetic route to todorokite-type manganese oxides. *Inorganica Chimica Acta*, v. 294, n. 2, p. 123-132, 1999.

Chandler, J.A. *Practical Methods in Electron Microscopy*. North-Holland Publishing Comp., New York, v.5, 485, 1977.

Chukhrov, F. V., Shanin, L. L., Yermilova, L. P. Feasibility of absolute-age determination for potassium-carrying manganese minerals. *Int. Geol. Rev.*, 8:278-280. 1966.

Chukhrov, F. V., Gorshkov, A. I., Sivtsov, A. V., & Beresovskaya, V. V., New data on natural todorokites. *Nature*, 278(5705), 631-632. 1979.

Climate-Data.org. Clima Jacutinga (BRASIL). Dados climáticos para cidades mundiais. Disponível em: <https://pt.climate-data.org/america-do-sul/brasil/minas-gerais/jacutinga-176334/>. Acesso em 13 de Jun de 2022

Comin-Chiaramonti, P.; Gomes, C.B. Mesozoic to Cenozoic Alkaline magmatism in the Brazilian Platform. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2005.

Crerar D. A, Cormick R.K., Barnes B.L., Organic controls on the sedimentary geochemistry of manganese. *Acta Mineral. Petrogr. Szeged*. 20:217–26. 1972.

Dedavid, B. A.; Gomes, C. I.; Machado, G. Microscopia eletrônica de varredura: aplicações e preparação de amostras: materiais poliméricos, metálicos e semicondutores. EdiPUCRS, 2007.

Dickin, A. P. *Radiogenic Isotope Geology*. 2ª edição. Hamilton, Ontario. Cambridge University Press. 2005

Ebert, H., Ocorrências de Fácies Granulíticas no Sul de Minas Gerais e áreas adjacentes. Em dependências da estruturas orogênicas: hipóteses sobre sua origem. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 40, 215–229. 1968.

Eggleton, R.A. The regolith glossary. Cooperative Centre for Landscape Evolution and Mineral Exploration, National Capital Printing: Canberra, 2001.

Faure, G.; Mensing, T. M. *Isotopes Principles and Applications*. 3ª edição. John Wiley & Sons. 2005

Felicissimo, J. Gondito no estado de São Paulo. *Boletim – nº25, Instituto Geográfico e Geológico*. São Paulo, p . 93 – 125, 1991

Feng, Y.; Vasconcelos, P.M. Chronology of Pleistocene weathering processes, southeast Queensland, Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, v.263, n.3-4, p.275-287, 2007.

Fonseca Filho, H. D., & de Carvalho Lopes, G. A. Avanços em caracterização de amostras sólidas cristalinas através de Difratometria de Raios-X. *Estação Científica (UNIFAP)*, p. 31-45. 2014.

Fuck, R. A.; Pimentel, M. M.; D'el-Rey Silva, L. J. H. Compartimentação tectônica na porção oriental da província Tocantins. 38º Congresso Brasileiro de Geologia. Camboriú (SC), Volume 1. P.215. 1994.

Fuck, R.A., Pimentel, M.M., Alvarenga, C.J.S., Dantas, E.L., 2017. The northern Brasília belt. In: Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmim, F.F. (Eds.), *The São Francisco Craton and its Margins*. In *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. Springer Berlin Heidelberg, New York, NY 2017.

Gibson, S.A.; Thompson, R.N.; Leonardos, O.H.; Dickin, A.P.; Mitchell, J.G. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume – evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology*, v. 36, p.189-229, 1995.

Giovanoli, R. Vernadite is random-stacked birnessite. *Mineralium Deposita*, v.15, n.2, p.251-253, 1980.

Glauert, A.M.; Chandler, J.A. X-ray microanalysis in the electron microscope. 1977.

Goldstein, I. J.; Lyman, C. E.; Newbury, D. E.; Lifshin, E.; Echlin, P.; Sawyer, L.; Joy, D. C.; Michael, J. R. *Scanning Electron Microscopy and X-Ray Microanalysis*. 3ª edição. Nova York, EUA. 2003.

Gomes, C.B.; Ruberti, E.; Morbidelli, L. Carbonatite complexes from Brazil: A review. *Journal of South America Earth Science*, v. 3, p.51-63, 1990.

Goudie, A. *Duricrusts in Tropical and Subtropical Landscapes*. 1973.

Guinebretière, R. X-Ray Diffraction by Polycrystalline Materials. Londres: ISTE, 2007.

Hanai, F. Y. Sistema de indicadores de sustentabilidade: uma aplicação ao contexto de desenvolvimento do turismo na região de Bueno Brandão, Estado de Minas Gerais, Brasil. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, 2009.

Hasui, Y. A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional. *Geociências*, p.141-169, 2010.

Hem J. D., Chemical equilibria and rates of manganese oxidation. *US Geol. Surv. Water Supply Pap.* 1667-A. 1963.

IAEA – International Atomic Energy Agency. Industrial and environmental applications of nuclear analytical techniques. Viena, 1999

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Panorama dos Municípios (Jacutinga) Disponível em: <https://cidades.ibge.gov.br/brasil/mg/jacutinga/panorama> (Acesso em: 15 de Jun de 2022)

IMnl - o *International Manganese Institute. About Manganese. Disponível em: <https://www.manganese.org/about-manganese/>. Acesso: 18/12/2022*

Issa Filho, A; Santos; P.R.A.L.; Souza, O.M. Aspects of the geology of the Barreiro Carbonatitic Complex, Araxá, MG, Brazil. In: Carbonatitic complexes of Brazil: geology. Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração, São Paulo, p. 19-44, 1984.

Janasi, V., Alves, A., Vlach, S.R.F., Leite, R.J., Granitos peraluminosos da porção central da Faixa Ribeira, Estado de São Paulo: Sucessivos eventos de reciclagem da crosta continental no Neoproterozóico. *Geol. Usp. Série Científica* 3 (1), 13–24. 2003.

Jenkins, R. X-Ray Fluorescence Spectrometry. Second edition. New York: Wiley, 1999.

Jones, L.H.P.; Milne, A.A. Birnessite, a new manganese oxide mineral from Aberdeenshire, Scotland. *Mineralogical Magazine and Journal of the Mineralogical Society*, v.31, n.235, p. 283-288, 1956.

Kämpf, N.; Curi, N. & Marques, J.J. Óxidos de alumínio, silício, manganês e titânio. In: Melo, V.F. & Alleoni, L.R.F., eds. *Química e mineralogia do solo*. Viçosa, MG, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2009. v.1. p.573-610.

Kestenback, H.J.; Bota Filho W.J. Microscopia eletrônica transmissão e varredura. São Paulo: ABM, 1994.

Köeppen, W. Climatologia: con un estudio de los climas de la tierra. 1948.

Krauskopf, K. B., Separation of manganese from iron in sedimentary processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 12(1-2), 61-84.1956.

Lepsch, I. F. Formação e conservação dos solos. Oficina de textos. 2016.

Li, J.W.; Vasconcelos, P.M. Cenozoic continental weathering and its implications for paleoclimatic: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of supergene K-Mn oxides in Mt. Tabor, central Queensland, Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, v.200, p.223-239, 2002.

Li, J.W.; Vasconcelos, P.M.; Duzgoren-Aydin, N.; Yan, D.; Zhang W.; Deng, X.; Zhao, X.; Zeng, Z.; Hu, M. Neogene weathering and supergene manganese enrichment in subtropical South China: an $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ approach and paleoclimatic significance. *Earth and Planetary Science Letters*, v.256, p.389-402, 2007.

Lima T.M. & Neves C.A.R. (coords.). *Sumário Mineral 2015*. Brasília, Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), v. 35, 135 p. ISSN: 01012053. 2016

Maliska, A. M. Apostila de microscopia eletrônica de varredura. UFSC, Santa Catarina, p. 13-15, 2004.

Maynard, J. B. Manganiferous sediments, rocks, and ores. *Treatise on Geochemistry*, v. 7, p. 289–308, 2003.

Merrihue, C.; Turner, G. Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. *Journal of Geophysical Research*, v.71, n.11, p.2852-2857, 1966.

Mcfarlane, M.J. Laterite and landscape. Academic Press, 1976.

Nahon, D.; PARC, S. Lateritic concentrations of manganese oxyhydroxides and oxides. *Geologische Rundschau*, v. 79, p. 319-326, 1990.

Nascimento filho, V. F. Técnicas analíticas nucleares de fluorescência de raios X por dispersão de energia (EDXRF) e por reflexão total (TXRF). Piracicaba: Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, 1999.

Neukirchen, F.; Ries, G. *The World of Mineral Deposits – A Beginner's Guide to Economic Geology*. Berlin, Alemanha. Springer, 2020.

NIMER, E. Climatologia do Brasil. Rio de Janeiro: IBGE, 2ª ed, 422p, 1989.

Oliveira, E. G. de. A mina de manganês de Jacutinga (MG) - lavra e caracterização tecnológica do minério. Atas do VI Simpósio Regional de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia, SBG, Rio Claro, SP, v. 2, 1987.

Park, C. F.; Macdiarmid, R. A. Ore deposits. Third edition. San Francisco: W. H. Freeman and Company, 1975.

Pires, F. R. M.; Leonardos Jr., O. H.; Parenti Couto, J. G. Gonditos na região de Pouso Alegre, Minas Gerais. *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, v. 52, n. 312, p. 237-239, 1970.

Post, J.E. Manganese oxide minerals: Crystal structures and economic and environmental significance. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, v.96, n.7, p. 3447-3454, 1999.

Post, J.E.; Appleman, D.E. Crystal structure refinement of lithiophorite. *American Mineralogist*, v.79, n.3-4, p.370-374, 1994.

Post, J. E.; Burnham, C.W. Modeling tunnel-cation displacements in hollandites using structure-energy calculations. *American Mineralogist*, v.71, n.9-10, p.1178-1185, 1986.

Post, J.E.; Veblen, D.R. Crystal structure determinations of synthetic sodium, magnesium, and potassium birnessite using TEM and the Rietveld method. *American Mineralogist*, v.75, n. 5-6, p.477-489, 1990.

Reed, Stephen Jervis Brent. Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology. Cambridge university press, 2005.

Renne, P. R. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. In W. R. Lettis (ed.) *Quaternary geochronology methods and application*. AGU, p. 77-100. 2000

Renne, P. R. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. In: --- (ed.) *Dating ang Earthqukes: Review of Quaternary geochronology and its application to paleoseismology*. NUREG/CR 5562, p. 2-129-2-169. 1998.

Riffel, S. B.; Vasconcelos, P. M.; Carmo, I. O.; Farley, K. A. Combined $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U–Th)/He geochronological constraints on long-term landscape evolution of the Second Paraná Plateau and its ruiniform surface features, Paraná, Brazil. *Geomorphology*, v. 233, p. 52-63, 2015.

Robb, L. *Introduction to ore-formation processes*. Blackwell Science Ltd, 2005

Roy, S. Genetic diversity of manganese deposition in the terrestrial geological record. Geological Society, London, Special Publications, Geological Society of London, v. 119, n. 1, p. 5–27, 1997.

Santos, H.G.; Jacomine, P.K.T.; Dos Anjos, L.H.C.; De Oliveira, V.A.; Lumbreras, J.F.; Coelho, M.R.; Cunha, T. *Sistema brasileiro de classificação de solos*. Brasília, DF: EMBRAPA, 2013.

Santos, Elenir et al. Espectrometria de fluorescência de raios-X na determinação de espécies químicas. *Enciclopédia biosfera*, v. 9, n. 17, 2013.

Scott, K. M.; Pain, C. F. *Regolith Science*. Editora CSIRO. 2009

Skoog, D.A.; Holler, F.J.; Nieman, T. A. *Princípios de Análise Instrumental*, 5ª ed. Porto Alegre: Bookman, p. 31-36; p. 317-342, 2009.

Sonoki, I.K.; Garda, G.M. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptação às novas constantes de decaimento. *Boletim IG USP Série Científica*, v. 19, p.63-85, 1988.

Spier, C. A.; Vasconcelos, P. M.; Oliveira, S. M. B. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints on the evolution of lateritic iron deposits in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Chemical Geology*, v. 234, p.79-104, 2006.

Stanton, R. *Ore Petrology*. [S.l.]: McGraw-Hill, New York, p. 713. 1972

Steiger, R.H.; Jäger, E. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, v.36, p.359-362, 1977.

Stone, A. T. Reductive dissolution of manganese (III/IV) oxides by substituted phenols. *Environ. Sci. Technol.* 21:979–88. 1987.

Stone, A.T.; Morgan, J.J., Reduction and dissolution of manganese (III) and manganese (IV) by organics. 1. Reaction with hydroquinone. *Environ. Sci. Technol.* 18:450–56. 1984a.

Stone, A.T.; Morgan, J. J., Reduction and dissolution of manganese (III) and manganese (IV) oxides by organics: 2. Survey of the reactivity of organics. *Environ. Sci. Technol.* 18:617–24. 1984b.

Straczek, J. A., Horen, A., Ross, M., & Warshaw, C. M., Studies of the manganese oxides. IV. Todorokite. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 45(11-12), 1174-1184. 1960.

Suguio, K. *Geologia do Quaternário e mudanças ambientais*. Oficina de Textos, 2017.

Summerfield, M.A. *Global geomorphology*. Routledge, 2013.

Tardy, Y. Characterization of the principal weathering types by the geochemistry of waters from some European and African crystalline massifs. *Chemical Geology*, v.7, n.4, p.253-271, 1971.

Thomas, M. F. *Geomorphology in the tropics – a study of weathering and denudation in low latitudes*. John Wiley & Sons, Chichester, 460 pp. 1994.

Thompson, R.N.; Gibson, S.A.; Mitchell, J.C.; Dickin, P.; Leonardos, O.H.; Brod, J.A.; Greenwood, J.C. Migrating Cretaceous-Eocene magmatism in the Serra do

Mar alkaline province, SE Brazil: melts from the deflected Trindade mantle plume?. *Journal of Petrology*, v. 39, p.1493-1526, 1998.

Traversa, G.; Gomes, C.B; Brotzu, P.; Buraglini, N.; Morbidelli, L.; Principato, M.S.; Ronca, S.; Ruberti, E. Petrography and mineral chemistry of carbonatites and mica-rich rocks from the Araxá complex (Alto Paranaíba Province, Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 73, p.71-98, 2001.

Trouw, R.A.J., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F.V.P., Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H., Tupinambá, M., Andreis, R.R., The central segment of the Ribeira belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, pp. 287–310. 2000.

Trouw, R.A.J., Nunes, R.P.M., Castro, E.M.O., Trouw, C.C., Matos, G.C., Nota explicativa das Folhas Varginha (SF.23-V-D-VI) e Itajubá (SF.23-Y-B-III). Programa Geologia do Brasil. Contrato CPRM-UFRJ N° 067/PR/05 (99 pp). 2008.

Turner, S., & Buseck, P. R., Todorokites: A new family of naturally occurring manganese oxides. *Science*, 212(4498), 1024-1027. 1981.

Ulbrich, H.H.G.J.; Gomes, C.B. Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth Sciences Reviews*, v. 17, p.135-154, 1981.

Valeton, I. Element concentration and formation of ore deposits by weathering. *Catena*, Elsevier, v. 21, n. 2, p. 99–129, 1994.

Van Grieken, R.; Markowicz, A. *Handbook of X-ray Spectrometry*. CRC Press, 2001.

Vasconcellos, A.C.B.C., Harris, N.B.W. Tindle, A.G., The relationship between metamorphism and tectonics: evidence from the Socorro-Guaxupe´ thrust nappe, southeastern Brazil. In: Tuisku, P., Laajoki, K. (Eds.), *Metamorphism, Deformation and Structure of the Crust* Abstracts*. Oulu, Finland. *Res Terrae, Sér. A*, No. 5, pp. 86. 1991.

Vasconcelos, P. M.; Becker, T. A.; Renne, P. R.; Brimhall, G. H. Age and duration of weathering by K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of K-Mn oxides. *Science*, v. 258, p. 451-455, 1992.

Vasconcelos, P.M. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of weathering processes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v.27, n.1, p.183-229, 1999a.

Vasconcelos, P.M. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of supergene processes in ore deposits. *Reviews in Economic Geology*, v.12, p. 73-113, 1999b.

Vasconcelos, P. M.; Becker, T. A.; Renne, P. R.; Brimhall, G. H. Direct dating of weathering phenomena by K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of K-Mn oxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 58, p.1635-1665, 1994a.

Vasconcelos, P. M.; Brimhall, G. H.; Becker, T. A.; Renne, P. R. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of supergene jarosite and alunite: implications to paleo weathering history of western US and west Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.58, p.401-420, 1994b.

Vasconcelos, P.M.; Onoe, A.T.; Kawashita, K.; Soares, A.J.; Teixeira, W. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology at the Instituto de Geociências, USP: instrumentation, analytical procedures, and calibration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.74, n.2, p.297-342, 2002.

Vasconcelos, P.M.; Conroy, M. Geochronology of weathering and landscape evolution, Dugald river valley, NW Queensland, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.67, p.2913-2930, 2003.

Vasconcelos, P.M.; Heim, J.A.; Farley, K.A.; Monteiro, H.; Waltenberg, K. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U–Th)/He – $4\text{He}/3\text{He}$ geochronology of landscape evolution and channel iron deposit genesis at Lynn Peak, Western Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.117, 283–312, 2013.

Vasconcelos, P.M.; Carmo, I.O. Calibrating denudation chronology through $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ weathering geochronology. *Earth-Science Reviews*, v. 179, p.411-435, 2018.

Veríssimo, C. U. *Evolução geológica dos corpos de protominério e mineralizações de manganês associadas, porção leste de São Paulo e Sul de Minas Gerais*. 1991. Dissertação (Mestrado)-Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista (UNESP), Rio Claro (SP), 1991.

Vieira, L. B. Caracterização morfológica de ocorrência de manganês por meio de dados geofísicos. Dissertação de Mestrado – Universidade Estadual Paulista (UNESP), Rio Claro, 2015.

Warr, L. N. Recommended abbreviations for the names of clay minerals and associated phases. *Clay Minerals*, 55(3), 261-264. 2020

Wernick, E.; Fernandes, N. A.; Almeida Jr., N. F. Gonditos de Socorro e Itapira, SP. *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, v.39, n. 372, p. 16-21, 1976.

Wernick, E., Contribuição à estratigrafia do Pré-cambriano do leste do estado de São Paulo e áreas vizinhas. *Rev. Bras. Geoc.*, 8:206-216. 1978.

Whitney, D. L., & Evans, B. W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1), 185-187. 2010

White, G. N.; Dixon, J. B. Iron and manganese distribution in nodules from young Texas Vertisol. *Soil Sci. Soc. A.. J.*, p. 1254-1262, 1996.

Wirthmann, A. *Geomorphology of the tropics*. Darmstadt, Alemaha. Springer. 2000.

WOLF, K. H. (Ed.). *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company. v. 3. Supergene and surficial ore deposits; textures and fabrics. 1976.

Zanardo, A. et al. Protominério de Manganês das Ocorrências do Grupo Itapira. *Anais do XL Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia, SBG, Núcleo Minas Gerais, Belo Horizonte, MG, v. 1, p. 159, 1988.*

ZANCOPÉ, M. H. C. *Análise morfodinâmica do rio Mogi Guaçu*. 2008. 112 f. Tese (Doutorado em Ciências) - Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2008.

ANEXO 1

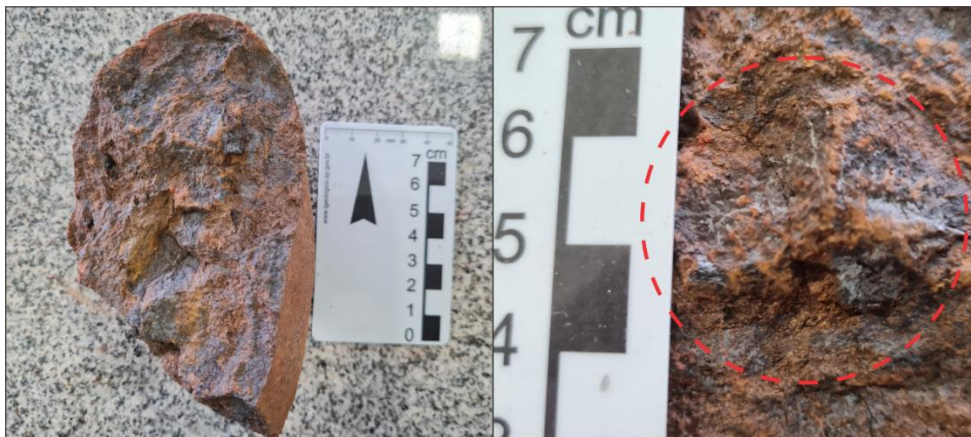
DESCRIÇÃO LÂMINAS

1 - Amostra O5 (2164):

Descrição Mesoscópica:

Rocha bem alterada de coloração ocre na região mais intemperizada e cinza escuro nas porções mais frescas e que também apresentam um leve brilho metálico. Não foi observado nenhuma estrutura, sendo classificado como maciço. É possível de ser observado a presença de microfraturas, com espessura <1 mm, preenchidas por um material de coloração cinza claro e brilho metálico (figura 1).

Figura 1: A esquerda pode ser observada a amostra O5. A direita se observa as microfraturas preenchidas por um material cinza claro, destacado pelo círculo vermelho.



Descrição Microscópica:

- Estrutura/Textura:

Rocha inequigranular de granulação fina a média bem alterada composta por minerais primários preservados pelos processos intempéricos e representado por quartzo, e secundários, minerais de óxido de ferro e caulinita gerados a partir dos processos de alteração. A amostra é holocristalina, faneirítica e xenomórfica. Por toda a lâmina pode ser observado microfraturas, com espessura máxima de 0,3 mm, preenchidas por minerais de grafita, óxido de ferro e/ou minerais de quartzo secundário.

- Composição Modal Estimada Visualmente:

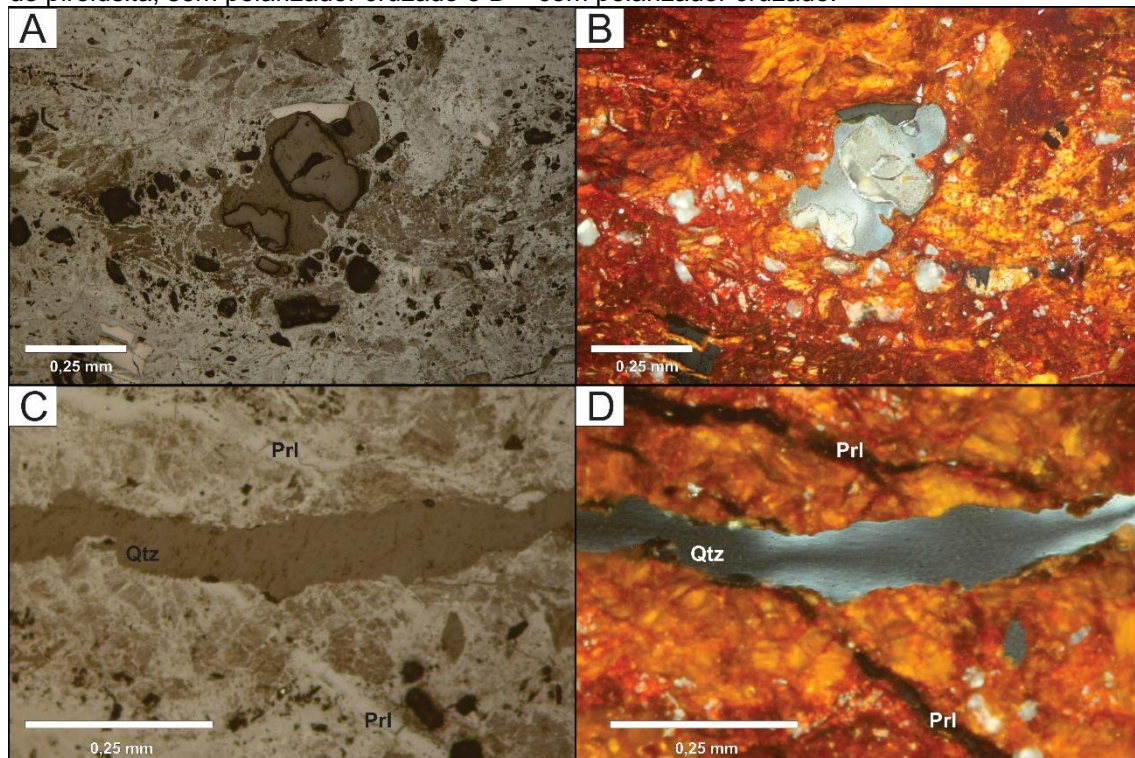
Quartzo – (20%) Minerais de Mn – (8%)

Minerais de Fe – (70%) Caulinita – (2%)

- Descrição e relações mineralógicas e texturais:

Os minerais de quartzo, que são incolores, podem ser encontrados de duas formas distintas, como mineral primário ou secundário. Os minerais de quartzo primário são anedrais com dimensões que variam de 0,1 a 0,6 mm, contém contato irregular com os outros minerais, em alguns cristais pode ser observado processos de dissolução e precipitação do quartzo secundário demonstrando bordas arredondadas. Os grãos secundários estão dispostos preenchendo as microfaturas da amostra, apresentam as dimensões das microfaturas, com espessura máxima de 0,3 mm e contato retilíneo com os outros minerais. Ambas as formas apresentam relevo baixo e, com polarizador cruzado, baixa birrefringência (cinza a levemente azulado) e extinção ondulante. A luz refletida apresenta coloração cinza médio com refletância alta (figura 2).

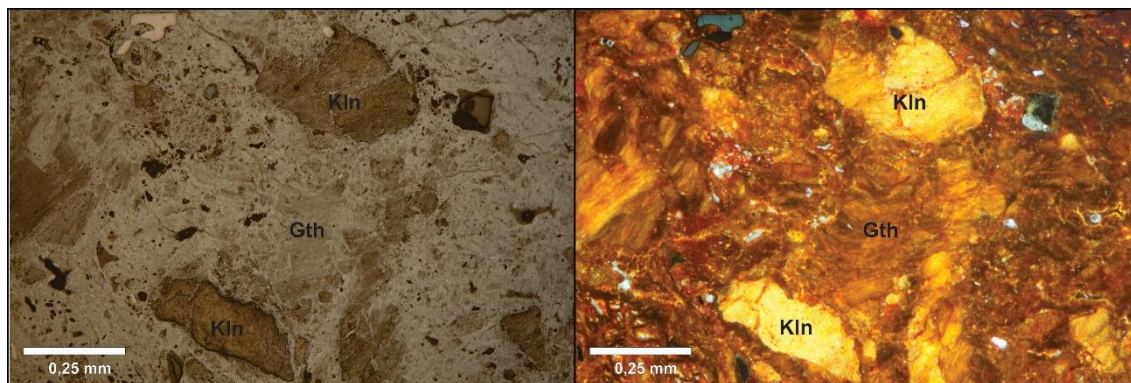
Figura 2: Cristais de quartzo (Qtz) e pirolusita (PrI) da amostra O5 em luz refletida. A – cristal de quartzo primário rodeado por quartzo secundário, sem polarizadores cruzados e B – com polarizadores cruzados; C – cristal de quartzo secundário cristalizado na microfatura e mineral de pirolusita, sem polarizador cruzado e D – com polarizador cruzado.



Os minerais do grupo do MnO estão muito pouco presentes nesta lâmina pois, provavelmente, a maioria desses minerais foram completamente lixiviados para os horizontes mais inferiores do perfil. Os minerais presentes foram identificados com maior precisão após o uso do MEV. O único mineral identificado foi a pirolusita, apresentando coloração branca, baixa reflectância e não foi observado nenhuma birreflectância, além disso, alcança dimensão máxima de 0,2 mm. Com polarizadores cruzados é isotrópico (figura 2).

A caulinita foi identificada com coloração bege amarronzada de baixa reflectância e dimensão máxima com 0,2 mm. Apresenta baixa reflectância. Com polarizadores cruzados contém reflexão interna que varia de amarelo a laranja terroso, mas provavelmente isto ocorre devido à forte influência dos minerais de óxido de ferro (figura 3). Cristal somente identificado após o uso do MEV.

Figura 3: Cristais de caulinita (Kln) e hidrogoethita (Gth) em luz refletida. A esquerda, sem polarizadores cruzados, e a direita, com polarizadores cruzados



Os minerais de óxido de ferro são os mais presentes nesta lâmina, sendo representado pelos minerais de hematita, goethita, hidrogoethita e magnetita. Os minerais de hematita preenchem as microfaturas, em conjunto com os minerais de quartzo secundário e apresentam contatos retilíneos com os outros minerais. Os cristais são incolores e contém alta reflectância. Com polarizadores cruzados demonstra uma anisotropia que forma pequenas “ripas” de coloração que varia de cinza escuro a cinza claro.

A Goethita ocorre em conjunto com os cristais de hematita preenchendo as microfaturas. Apresenta coloração cinza e alta reflectância, não foi observado birreflectância. Apresenta dimensões máximas de 0,3 mm. Com polarizadores cruzados é possível identificar reflexões internas de coloração

amarelo amarronzado a marrom escuro e em alguns cristais se observa bandamentos <1 mm (figura 4 e 5). A Hidrogoethita é anedral de coloração cinza médio e baixa reflectância com dimensões que variam de 0,3 a 0,6 mm. Com polarizadores cruzados apresenta reflexão interna que varia de laranja a vermelho terroso (figura 3).

Figura 4: Cristal de hematita (Hm) e goethita (Gth), em luz refletida, cristalizado nas microfaturas. A esquerda, sem polarizadores cruzados, e a direita, com polarizadores cruzados.

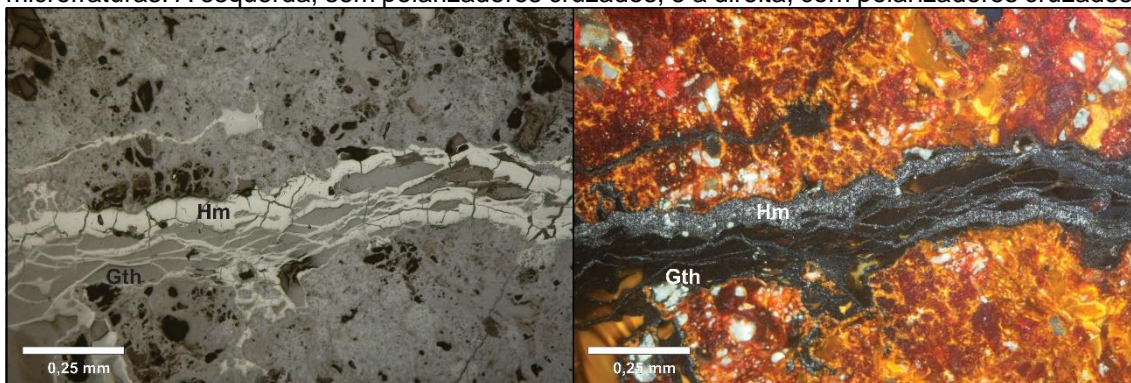
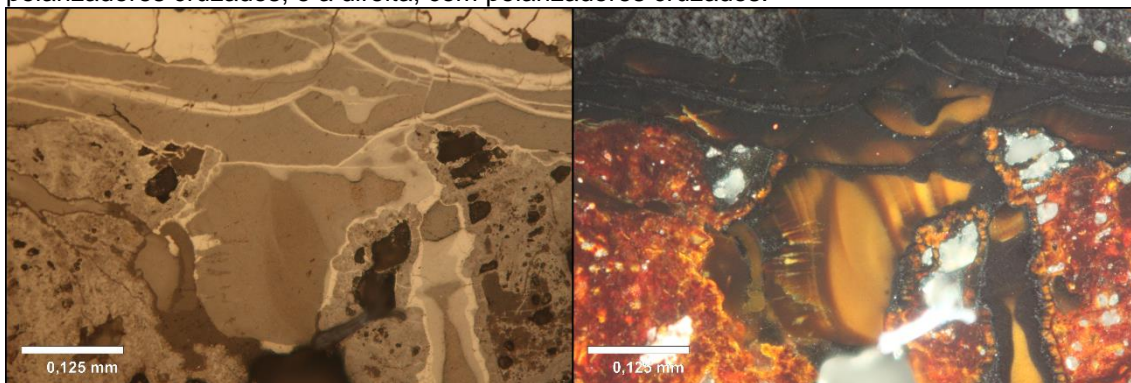


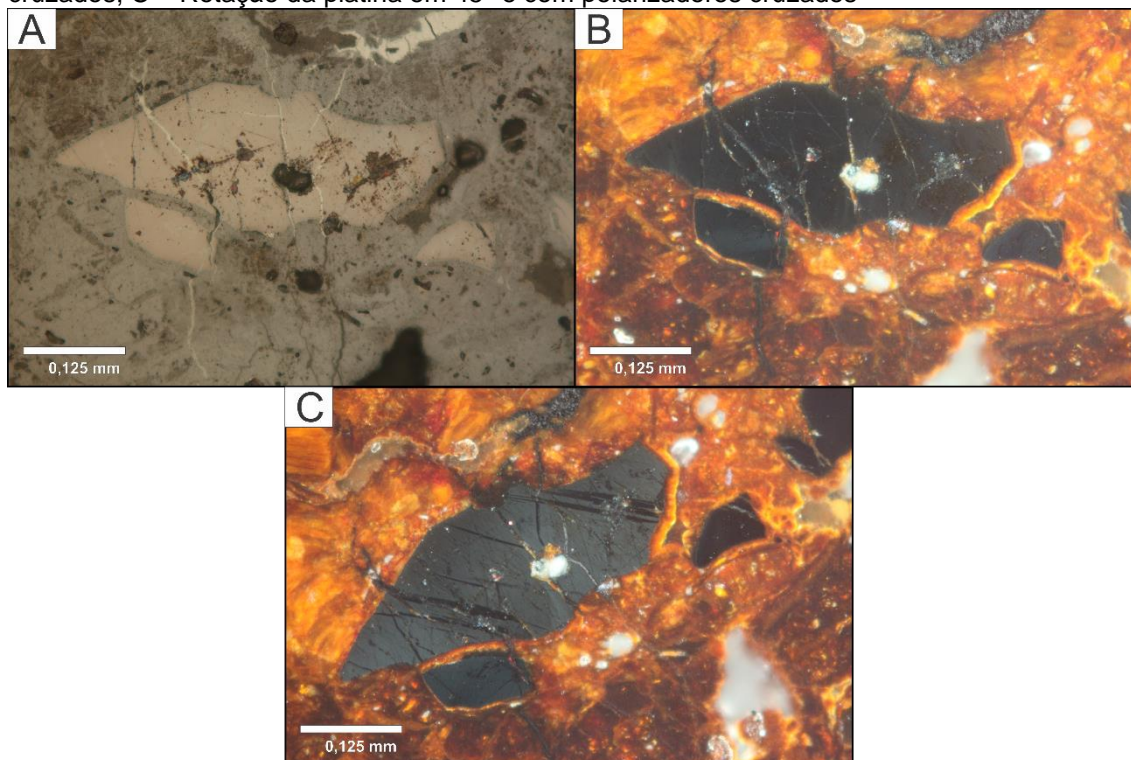
Figura 5: Cristais de goethita cristalizados nas microfaturas em luz refletida. A esquerda, sem polarizadores cruzados, e a direita, com polarizadores cruzados.



Por fim, a magnetita é subeudral a eudral de coloração branca e hábito romboédrico. Contém alta reflectância. Apresenta dimensões que varia de 0,1 a 0,4 mm e faz contato retilíneo com os outros cristais. Com polarizadores cruzados apresenta anisotropia que varia entre preto e cinza escuro azulado. Nas análises de MEV, alguns desses cristais apresentaram picos de Ti, e foram considerados como titano-magnetita da mesma forma em que foi descrita por Angeli et al. (2011) (figura 6).

Nome da rocha: laterita de Ferro

Figura 6: Magnetita em luz refletida. A – Sem polarizadores cruzados; B – Com polarizadores cruzados; C – Rotação da platina em 45° e com polarizadores cruzados



2 - Amostra O6 (2166):

Descrição Mesoscópica: -

Rocha de coloração preta e estrutura maciça com brilho metálico. Apresenta manchas brancas com tamanhos que variam entre 0,5 e 1 cm e bem intemperizada, sendo possível riscar com a unha. É possível observar microfaturas, com espessura inferiores a 1 mm, preenchidas por um material de coloração cinza claro e brilho metálico (figura 7).

Figura 7: A esquerda pode ser observada a amostra O6. A direita se observa as microfaturas preenchidas por um material cinza claro, destacado pelo círculo vermelho.



Descrição Microscópica:

- Estrutura/Textura:

Rocha alterada equigranular de granulação média composta por minerais primários preservados pelos processos intempéricos e representado pelos minerais de quartzo e granada, e secundários, minerais de óxido de manganês, óxido de ferro e caulinita gerados a partir dos processos de alteração. A amostra é holocristalina, faneirítica e xenomórfica. Por toda a lâmina pode ser observado microfraturas, com espessura que varia entre 0,5 e 1,2 mm, preenchidas por minerais de óxido de manganês e/ou minerais de quartzo secundário.

- Composição Modal Estimada Visualmente:

Quartzo – (10%)	Minerais de Mn – (25%)
Granada – (65%)	Caolinita – (>1%)

- Descrição e relações mineralógicas e texturais:

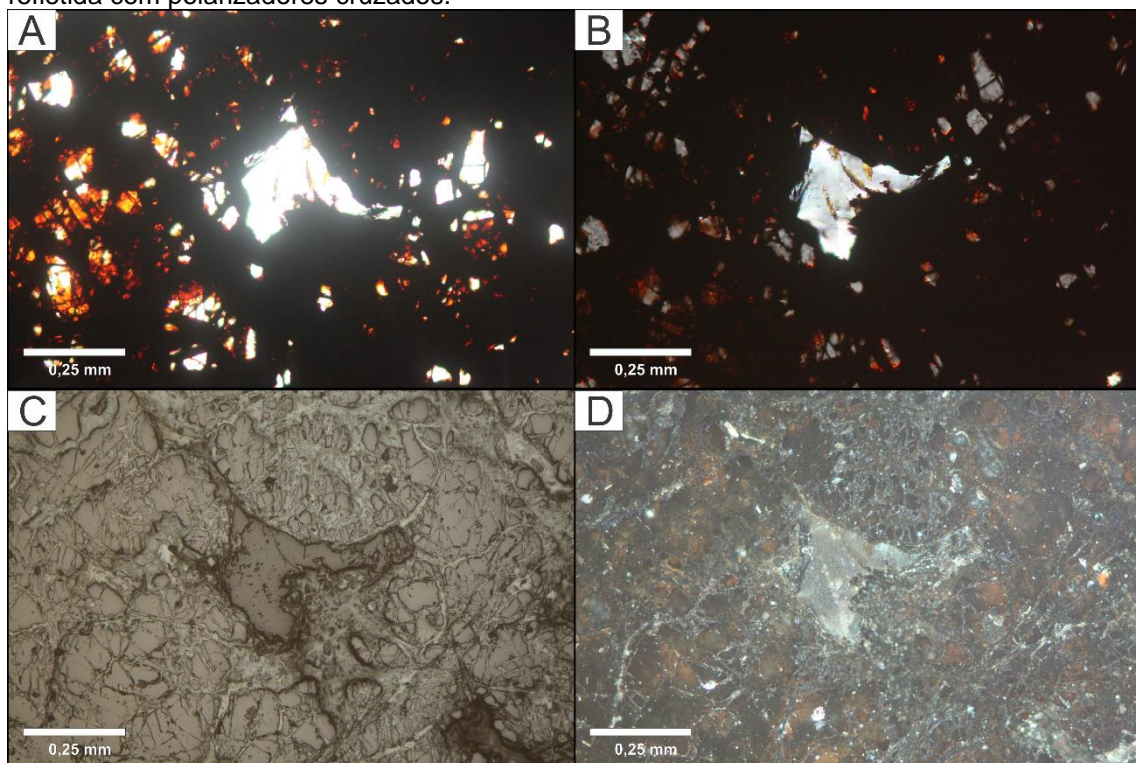
Os cristais de quartzo estão muito pouco representados nesta lâmina, mas os presentes são anedrais e incolores e dimensão máxima com 0,3 mm. Contém contatos irregulares com os outros cristais e, além disso, apresenta relevo baixo. Com polarizador cruzado apresenta baixa birrefringência (cinza a levemente azulado) e extinção ondulante. A luz refletida apresenta coloração cinza médio com refletância mediana (figura 8).

Os cristais de espessartita, com dimensões que variam entre 1 e 4 mm, são anedrais. Os cristais estão alterados e apresentam contatos irregulares com os outros minerais da amostra. Apresentam relevo alto e a polarizadores cruzados são isotrópicos. Na luz refletida e com polarizadores cruzados apresenta reflexão interna que varia de amarelo a vermelho terroso (figura 9).

Os cristais do grupo de MnO foram observados, principalmente, como produtos do intemperismo dos minerais de espessartita, sendo compostos por minerais neoformados cristalizados entre as aberturas de alteração dos cristais de granada ou preenchendo as microfraturas da lâmina. O tamanho desses

cristais varia de 0,1 a 0,4 mm, foi identificado dois minerais distintos, sendo litioforita e criptomelano. Os cristais de litioforita apresentam bandamento botrioidal com bandas micrométricas com coloração que varia entre cinza amarronzado, cinza médio e cinza esbranquiçado, apresentam baixa refletância (figuras 10 e 11). Com relação aos cristais de criptomelano, ocorrem sempre próximos dos cristais de litioforita, no entanto eles apresentam maior refletância e sua coloração é branca.

Figura 8: Cristais de quartzo da amostra O6. A – luz refratada sem polarizadores cruzados; B – luz refratada com polarizadores cruzados; C – luz refletida sem polarizadores cruzados; D – luz refletida com polarizadores cruzados.



Os cristais de caulinita, que contêm dimensão máxima de 0,4 mm, ocorrem entre os cristais de espessartita e quartzo ou nas microfaturas. Contém coloração marrom-claro. Cristal somente identificado após o uso do MEV (figura 12).

Figura 9: Cristais de espessartita da amostra O6. A – luz refratada sem polarizadores cruzados; B – luz refratada com polarizadores cruzados; C – luz refletida sem polarizadores cruzados; D – luz refletida com polarizadores cruzados.

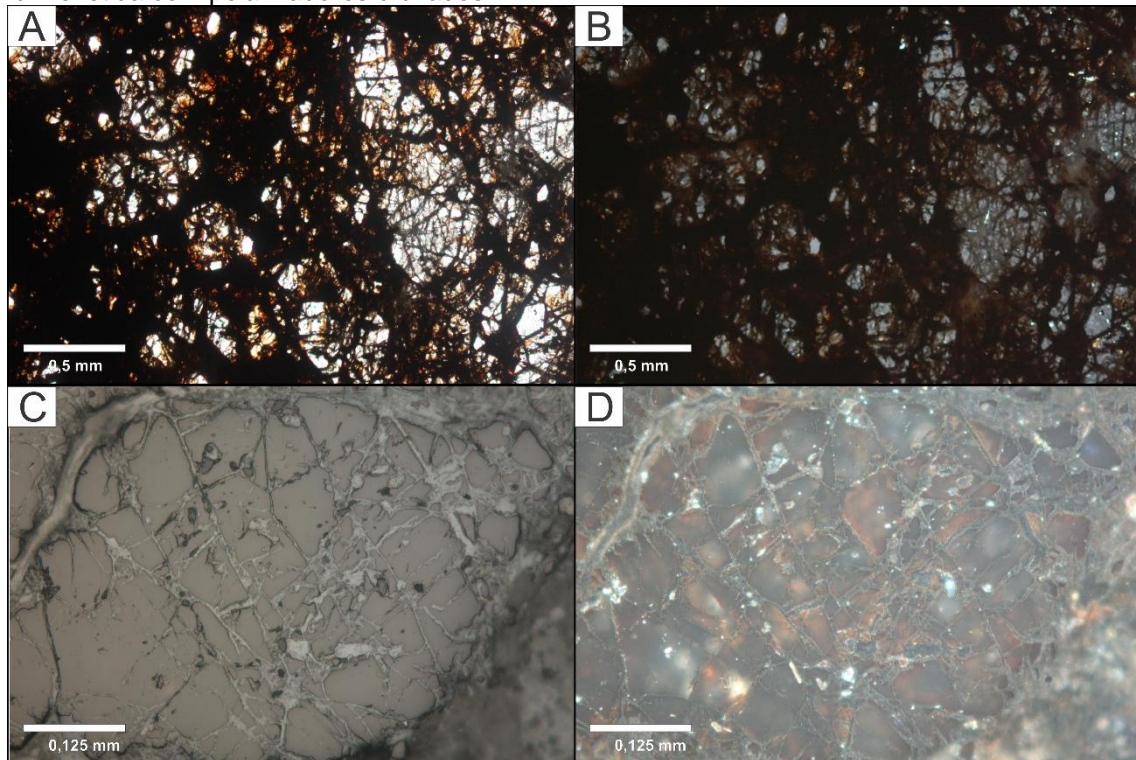
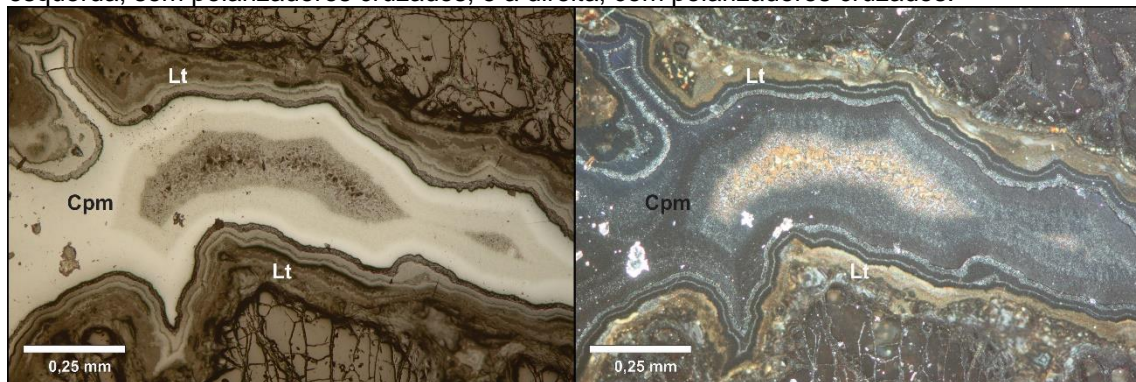


Figura 10: cristal de criptomelano (Cpm) com litioforita (Lt) nas bordas em luz refletida. A esquerda, sem polarizadores cruzados, e a direita, com polarizadores cruzados.



Nome da rocha: Gondito

Figura 11: Cristal de litioforita demonstrando bandamento botrioidal em luz refletida. A e C sem polarizadores cruzados, B e D com polarizadores cruzados.

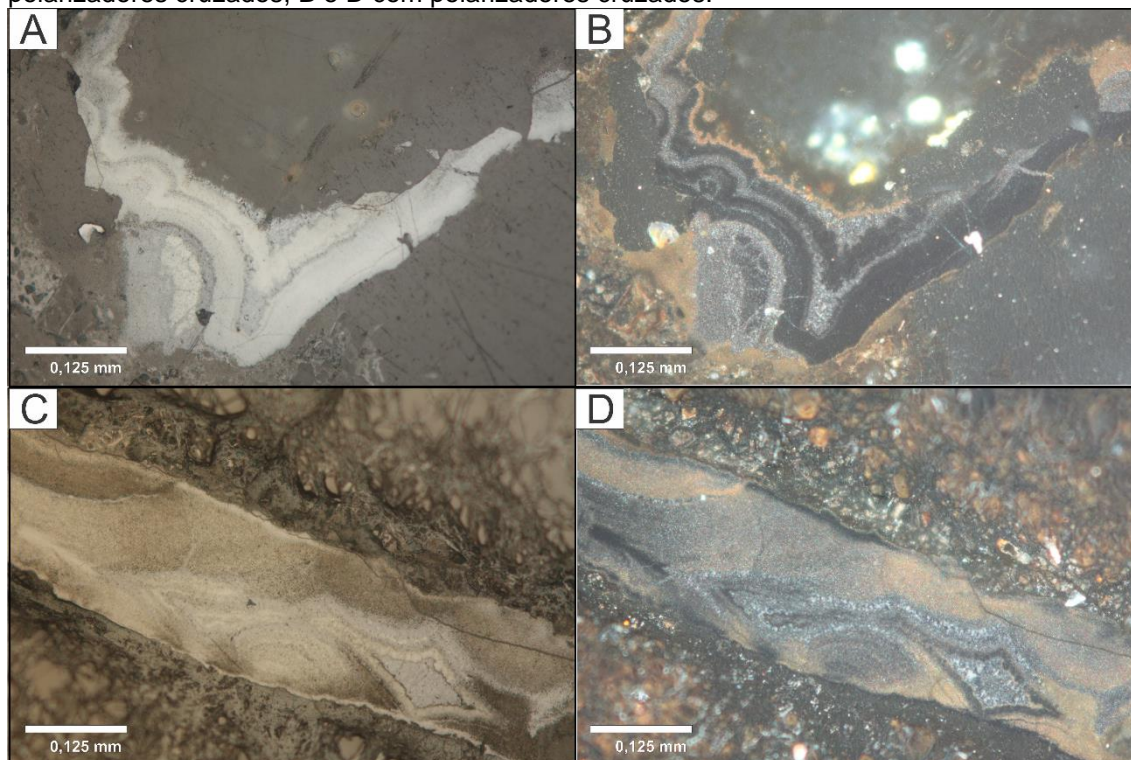
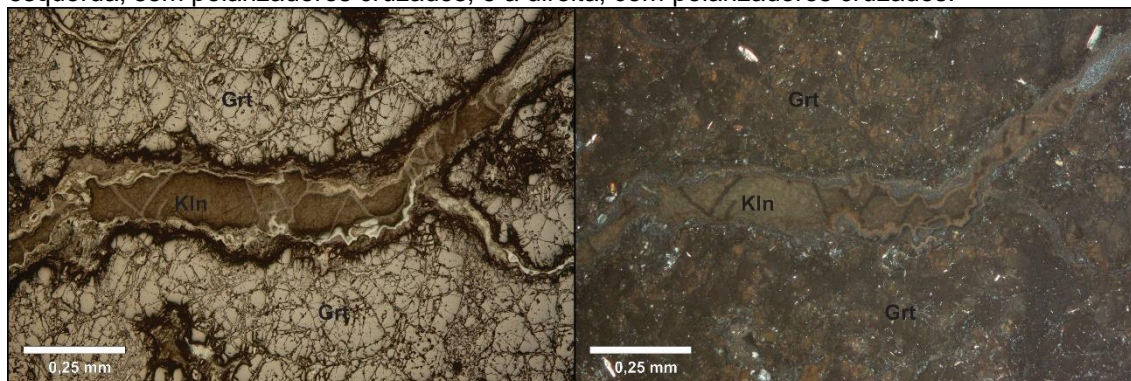


Figura 12: Cristal de caulinita (Kln) entre minerais de espessartita (Grt) em luz refletida A esquerda, sem polarizadores cruzados, e a direita, com polarizadores cruzados.

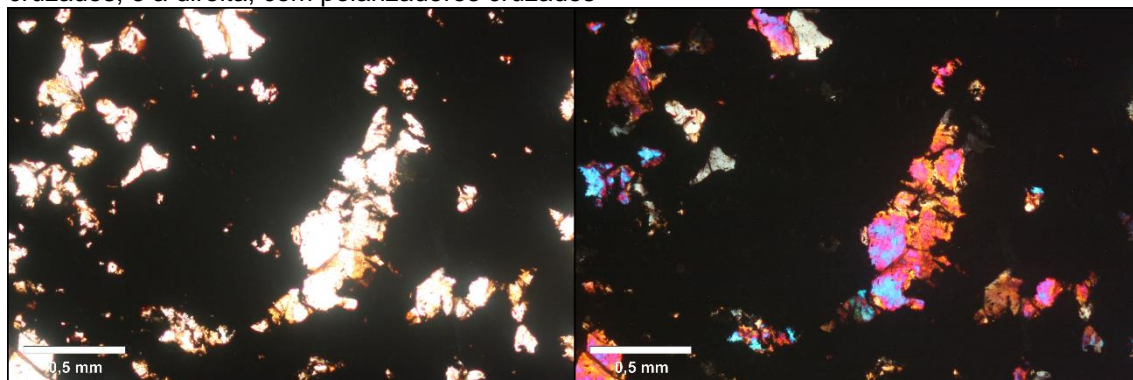


3 - Amostra O7 (2167):

Descrição Mesoscópica: -

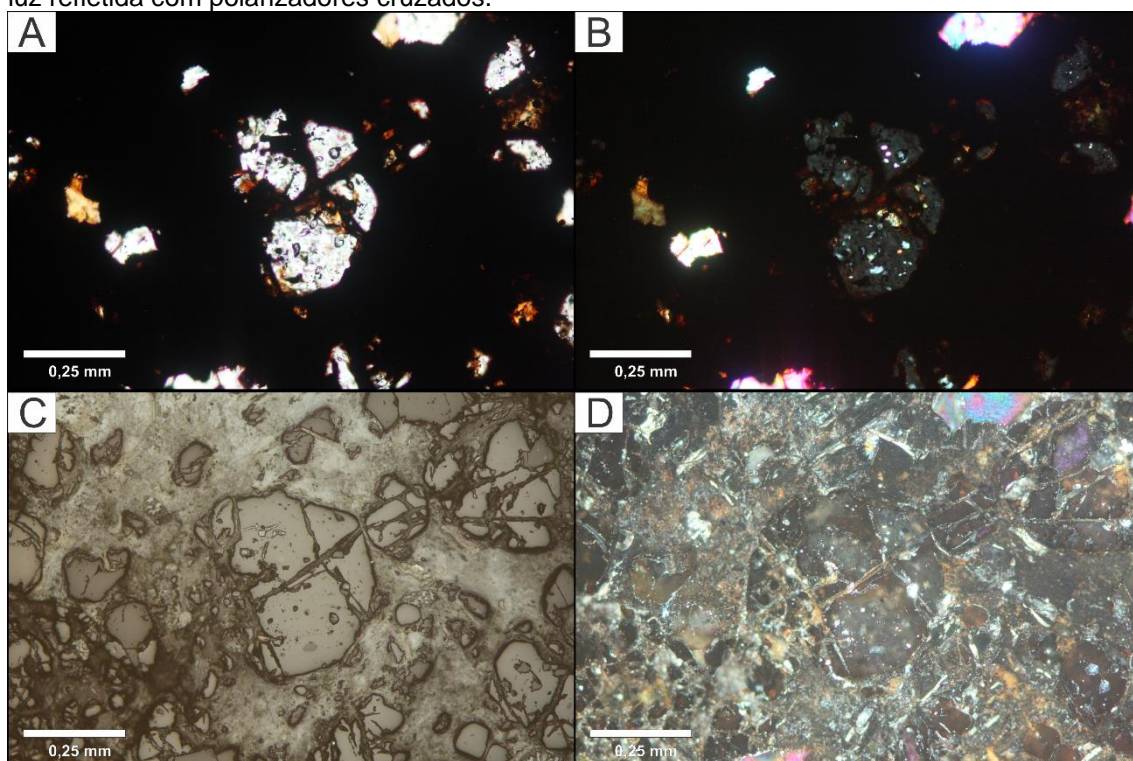
Rocha de coloração preta, brilho metálico e estrutura maciça, em algumas áreas da amostra é possível de se observar finos grãos de quartzo com textura granular. Além disso, foi encontrado uma fina camada de quartzo com 1 mm de espessura (figura 13).

Figura 14: Cristal de quartzo da amostra O7 em luz refratada. A esquerda, sem polarizadores cruzados, e a direita, com polarizadores cruzados



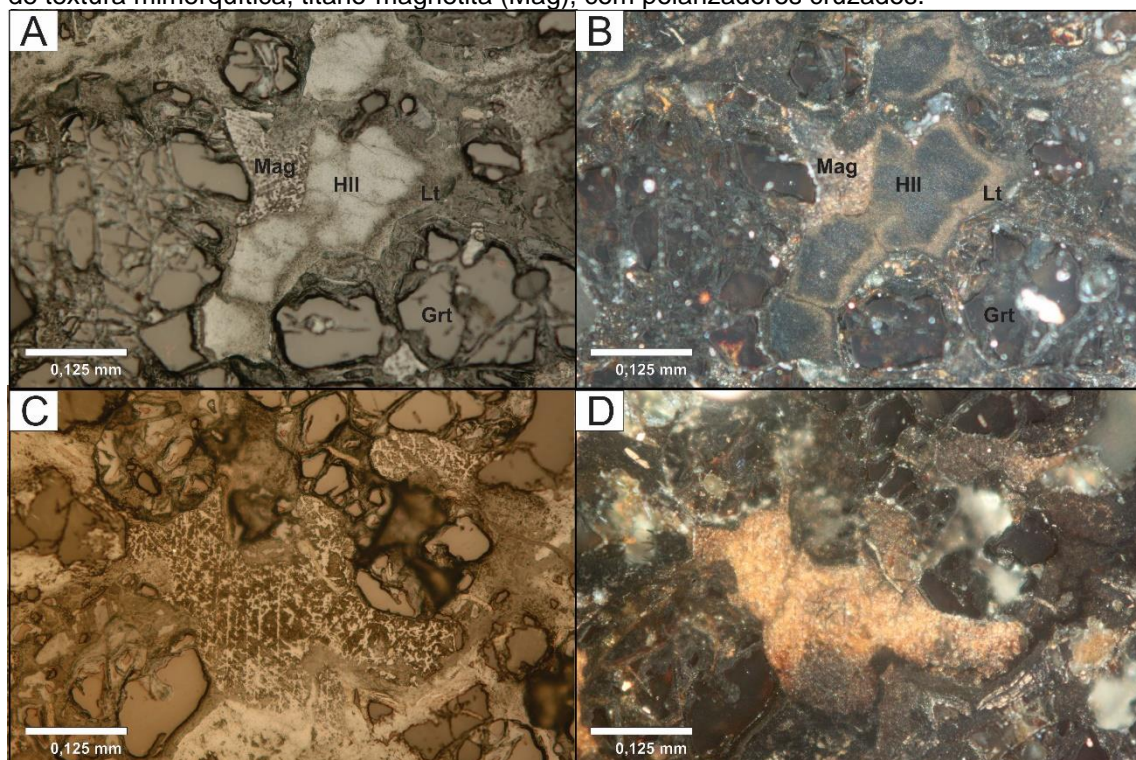
Os minerais de granada são do tipo espessartita com dimensões que variam entre 0,1 e 0,5 mm e anedrais. Os cristais estão alterados e apresentam bordas arredondados demonstrando contatos irregulares com os outros minerais. Apresentam relevo alto e a polarizadores cruzados são isotrópicos. A luz refletida apresenta coloração cinza claro e reflectância moderada, com polarizadores cruzados contém reflexões internas de coloração amarelada (figura 15).

Figura 15: Cristais de espessartita da amostra O7. A – luz refratada sem polarizadores cruzados; B – luz refratada com polarizadores cruzados; C – luz refletida sem polarizadores cruzados; D – luz refletida com polarizadores cruzados.



Os minerais do grupo de MnO foram observados, principalmente, como produtos do intemperismo dos minerais de espessartita, sendo compostos por minerais neoformados cristalizados entre as aberturas de alteração dos cristais de granada ou preenchendo as microfaturas da lâmina. Os cristais anedrais de coloração branca e bordas acinzentadas de baixa reflectância, contém dimensão máxima com 0,3 mm. Esses cristais preenchem os espaços entre os cristais de granada e quartzo e apresentam contatos irregulares com os mesmos. Com polarizadores cruzados alguns cristais apresentam uma leve anisotropia variam do cinza escuro para cinza claro e apresenta reflexão interna de cor alaranjada. As bordas mais acinzentadas foram identificadas como litioforita e as porções mais centrais e de coloração branca como hollanditas (figura 16A e 16B).

Figura 17: Cristais da amostra O7 em luz refletida. A – cristal de hollandita (HII) sem polarizadores cruzados; B – possível cristal de hollandita (HII) com polarizadores cruzados; C – cristal de textura mimerquítica, titano-magnetita (Mag), sem polarizadores cruzados; D – cristal de textura mimerquítica, titano-magnetita (Mag), com polarizadores cruzados.



Os cristais de grafita apresentam coloração bege com aparência lamelar, podendo apresentar aspecto de “leque aberto”, e dimensões inferiores a 0,1 mm. Apresenta baixa reflectância e baixa birreflectância. Esses cristais preenchem os espaços entre os cristais de granada e quartzo e apresentam contatos retilíneos

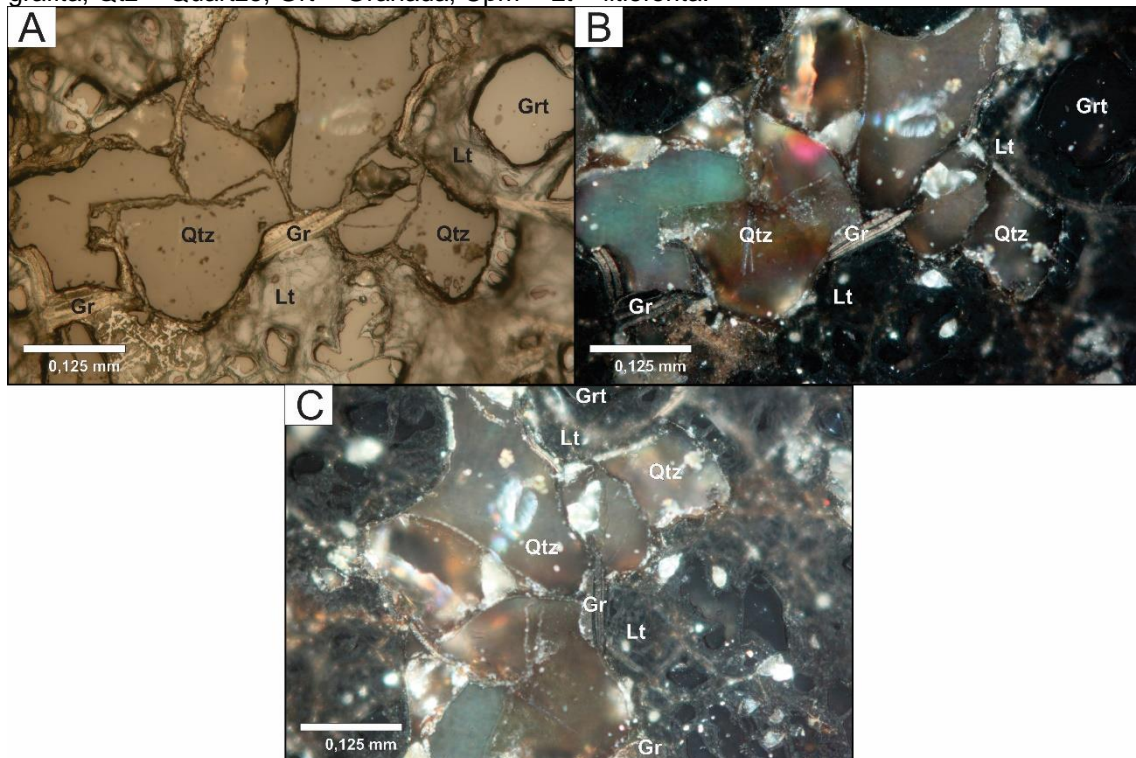
com os mesmos. Com polarizadores cruzados apresenta anisotropia que varia de branco ou bege claro a preto com extinção ondulante. (figura 17).

O cristal de coloração cinza escuro com textura mimerquítica de coloração branca são anedrais e apresentam dimensão máxima com 0,4 mm. Contém bordas angulosas demonstrando contatos retilíneos e irregulares com os outros cristais, contém baixa reflectância e não foi observado birreflectância. Com polarizadores cruzados apresenta reflexões internas de coloração amarelo a laranja terroso (figura 16C e 16D). Após análises no MEV-EDS foram identificados picos de Ti e Fe, e em concordância com o trabalho de Angeli et al. (2011), este mineral foi identificado como ilmenita.

Os cristais de caulinita, que contêm dimensão máxima de 0,4 mm, ocorrem entre os cristais de espessartita e quartzo ou nas microfraturas. Contém coloração marrom-claro. Cristal somente identificado após o uso do MEV.

Nome da rocha: Gondito

Figura 17: Cristal de grafita em luz refletida. A – Sem polarizadores cruzados; B – Com polarizadores cruzados; C – Rotação da platina em 45° e com polarizadores cruzados. Gr = grafita, Qtz = Quartzo, Grt = Granada, Cpm = Lt = litioforita.



4 - Amostra O8 (2168):

Descrição Mesoscópica: -

Rocha de coloração preta, estrutura maciça e brilho metálico. Apresenta uma pequena camada de quartzo com 2 – 3 mm de espessura (figura 18).

Figura 18: A esquerda pode ser observada a amostra O8. A direita se observa a pequena camada de quartzo com espessura de 2 a 3 mm.



Descrição Microscópica:

- Estrutura/Textura:

Rocha alterada equigranular de granulação média composta por minerais primários preservados pelos processos intempéricos e representado pelos minerais de quartzo e granada, e secundários, minerais de óxido de manganês, óxido de ferro e caulinita gerados a partir dos processos de alteração. A amostra é holocristalina, faneirítica e xenomórfica. Por toda a lâmina pode ser observado microfraturas, com espessura que varia entre 0,2 e 1,5 mm, preenchidas por minerais de óxido de manganês, goethita, grafita e/ou minerais de quartzo secundário.

- Composição Modal Estimada Visualmente:

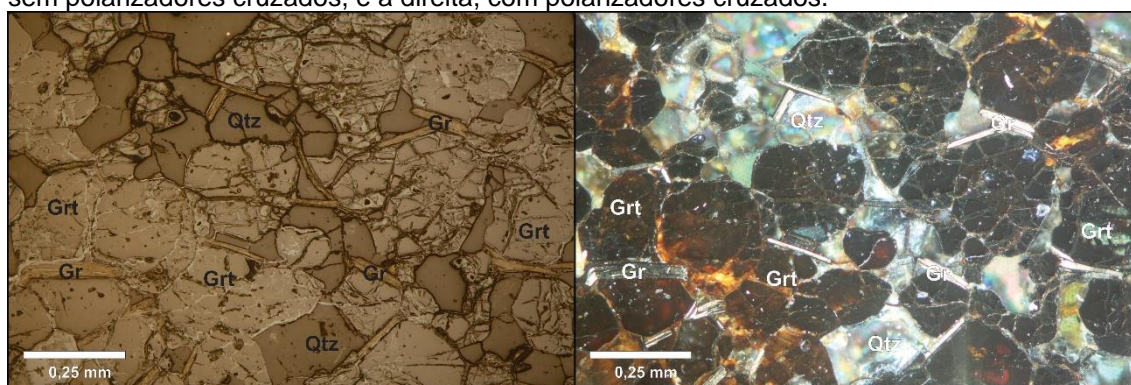
Quartzo – (25%)	Minerais de Mn – (30%)
Granada – (20%)	Grafita – (5%)
Minerais de Fe – (19%)	Caulinita – (1%)

- Descrição e relações mineralógicas e texturais:

Os minerais de quartzo são anedrais e incolores. As dimensões dos cristais de quartzo atingem valores máximos de 0,3 mm, no entanto, pode ser observado bandamentos de quartzo que atravessam toda a lâmina horizontalmente com 2 mm de espessura. De modo geral os cristais de quartzo apresentam bordas angulosas contendo contatos irregulares com outros cristais, além disso, apresentam relevo baixo e, com polarizador cruzado, baixa birrefringência (cinza a azul de primeiro grau) e extinção ondulante. A luz refletida apresenta coloração cinza médio com refletância alta (figura 19).

Os minerais de espessartita são anedrais com dimensões que variam entre 0,3 e 0,5 mm. Os cristais estão alterados e apresentam bordas arredondados demonstrando contatos irregulares com os outros minerais. Apresentam relevo alto e a polarizadores cruzados são isotrópicos. A luz refletida apresenta coloração cinza claro e reflectância moderada a polarizadores cruzados é possível observar reflexões internas nas bordas dos cristais de coloração vermelho ou amarelo terroso (figura 19).

Figura 19: Cristais de quartzo (Qtz), granada (Grt) e grafita (Gr) em luz refletida. A esquerda, sem polarizadores cruzados, e a direita, com polarizadores cruzados.



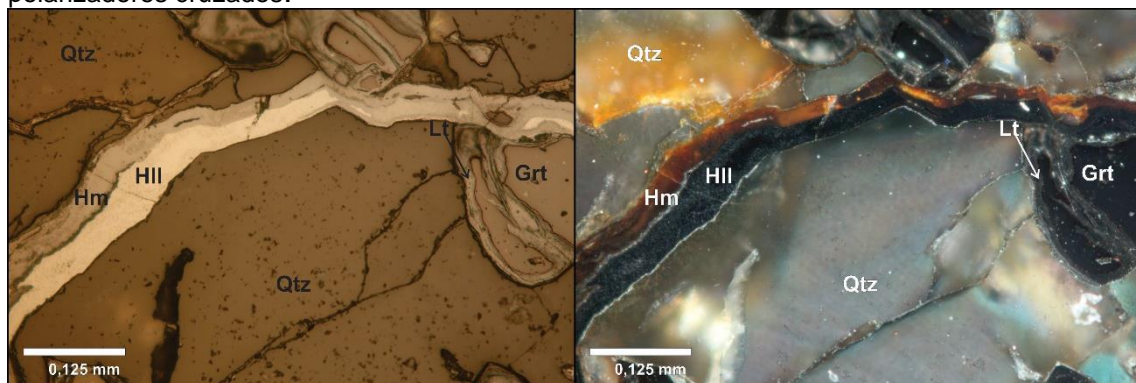
Os minerais do grupo de MnO foram observados, principalmente, como produtos do intemperismo dos minerais de espessartita, sendo compostos por minerais neoformados cristalizados entre as aberturas de alteração dos cristais de granada. Foram identificados minerais de litioforita, coloração cinza, e de hollandita, coloração branca. Estes cristais são anedrais com baixa reflectância. Contém dimensão máxima com 0,3 mm. Esses cristais preenchem os espaços entre os cristais de granada e quartzo e apresentam contatos irregulares com os

mesmos. Com polarizadores cruzados alguns cristais apresentam uma leve anisotropia variam do cinza escuro para cinza claro. Não foi observado reflexões internas. (figura 20).

Junto com os cristais de litioforita e hollandita entre os minerais de quartzo e espessartita, pode ser observado minerais de hematita, de coloração cinza-claro com refletância alta e birreflectância baixa. A polarizadores cruzados é possível observar reflexões internas de coloração que varia entre vermelho e laranja (figura 20).

Os minerais de goethita ocorrem preenchendo as microfraturas em conjunto com os minerais de litioforita, tendo contatos retilíneos com os outros cristais. Apresenta coloração cinza claro, baixa reflectância e não foi observado birreflectância. É possível observar uma textura botrioidal. Com polarizadores cruzados é possível observar reflexões internas de coloração que variam entre amarelo, laranja e vermelho (figura 21).

Figura 20: Cristais de Hollandita (Hll), hematita (Hm) e litioforita (Lt) entre cristais de quartzo (Qtz) e granada (Grt) em luz refletida. A esquerda, sem polarizadores cruzados, e a direita, com polarizadores cruzados.

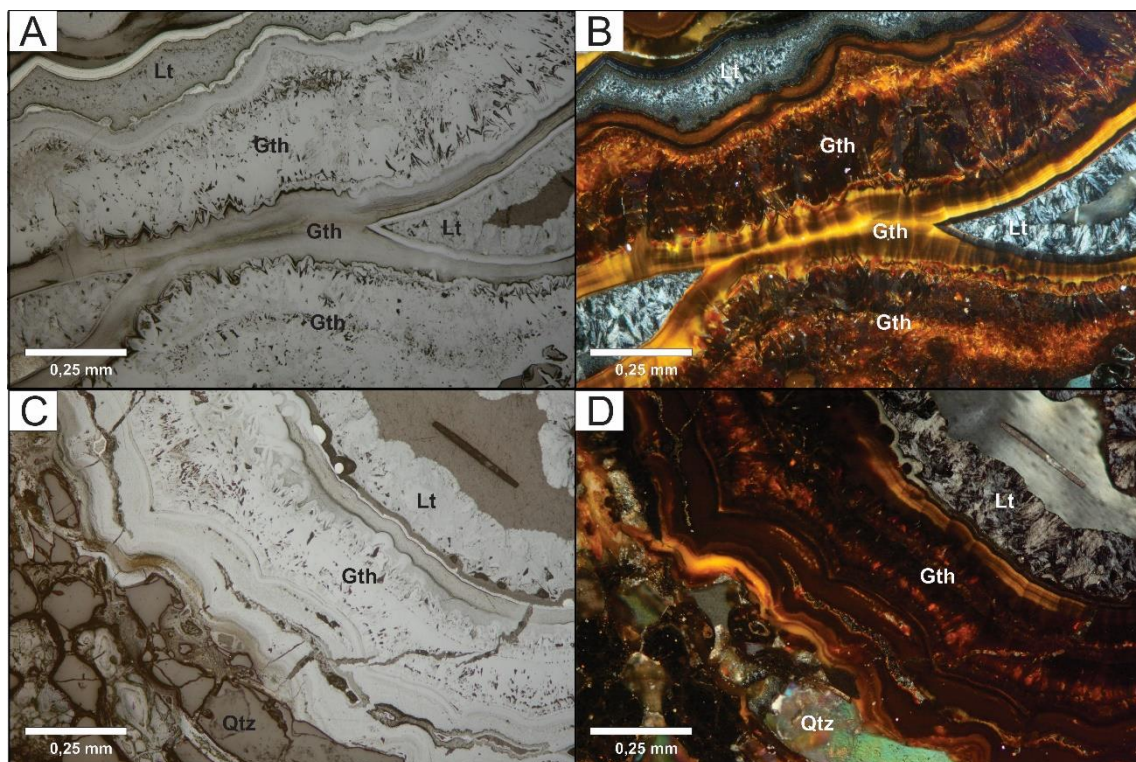


Cristais de grafita apresentam coloração bege de aparência lamelar, podendo apresentar aspecto de “leque aberto”, e comprimentos que variam entre >0,1 e 0,5 mm. Apresenta baixa reflectância e baixa birreflectância. Esses cristais preenchem os espaços entre os cristais de granada e quartzo e apresentam contatos retilíneos com os mesmos. Com polarizadores cruzados apresenta anisotropia que varia de branco a cinza escuro e extinção ondulante (figura 19).

Os cristais de caulinita, que contêm dimensão máxima de 0,4 mm, ocorrem entre os cristais de espessartita e quartzo ou nas microfraturas. Contém coloração marrom-claro. Cristal somente identificado após o uso do MEV.

Nome da rocha: Gondito

Figura 21: Cristais de Goethita (Gth) e litioforita (Lt) cristalizados em microfratura em luz refletida. A e C sem polarizadores cruzados, B e D com polarizadores cruzados.



5 - Amostra O9 (2169):

Descrição Mesoscópica: -

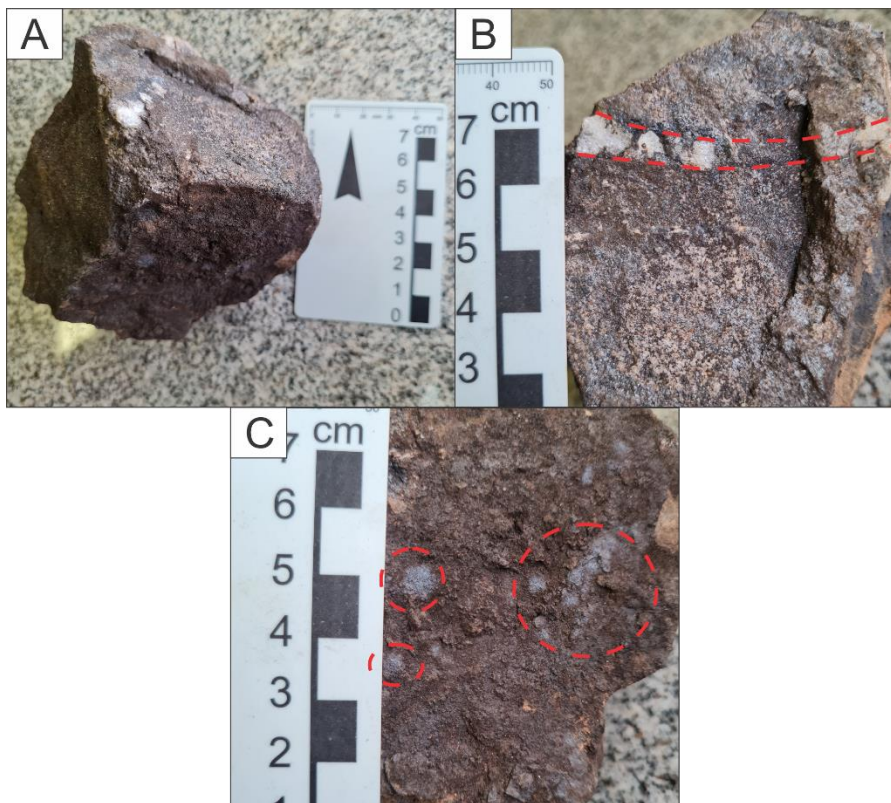
Rocha de coloração preta, brilho metálico e estrutura maciça. É possível observar camadas de quartzo com 3 a 4 mm de espessura como também, em algumas áreas da amostra, se encontra finos grãos de quartzo de textura granular. Em uma das faces da amostra é possível observar pequenas “manchas” de coloração cinza claro e brilho metálico (figura 22).

Descrição Microscópica:

- Estrutura/Textura:

Rocha alterada equigranular de granulação média composta por minerais primários preservados pelos processos intempéricos e representado pelos minerais de quartzo e granada, e secundários, minerais de óxido de manganês gerados a partir dos processos de alteração. A amostra é holocristalina, faneirítica e xenomórfica. Nesta lâmina não foi observado microfraturas.

Figura 22: A – amostra O9; B – camada de quartzo com 3 – 4 mm de espessura, destacado pelo tracejado vermelho; C – manchas de coloração cinza claro e brilho metálico, destacado pelos círculos vermelhos.



- Composição Modal Estimada Visualmente:

Quartzo – (40%)

Minerais de Mn – (30%)

Granada – (30%)

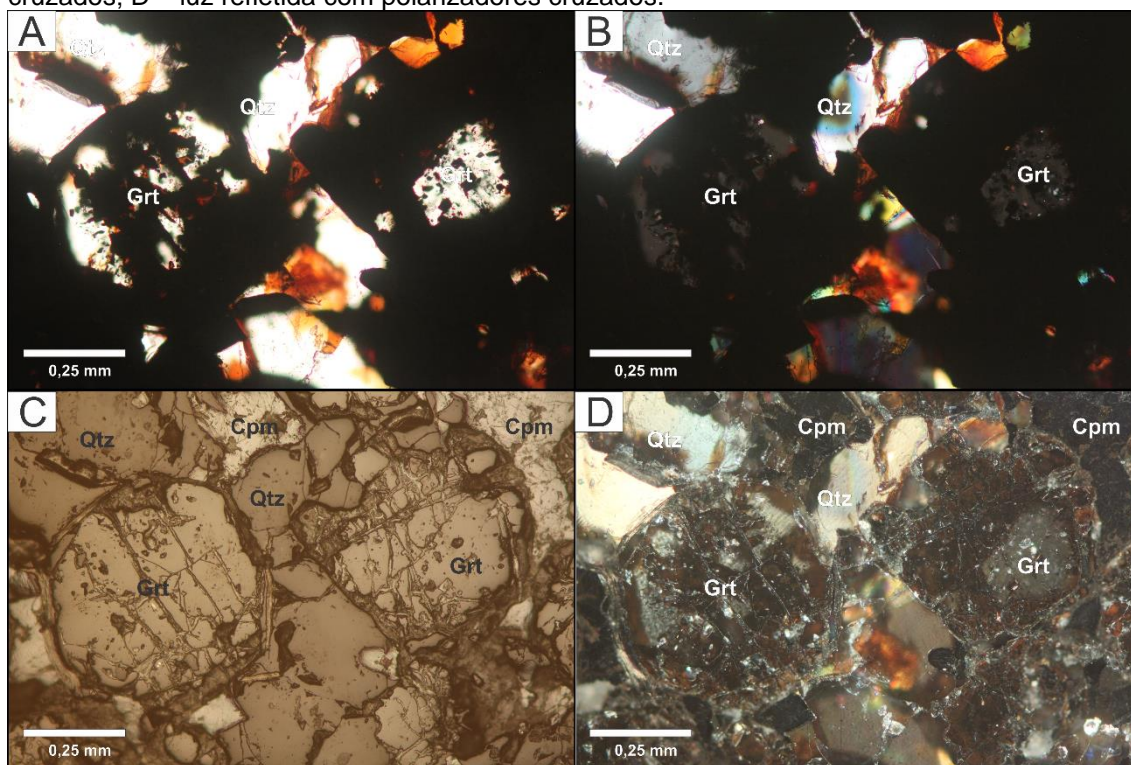
Caulinita – (>1%)

- Descrição e relações mineralógicas e texturais:

Os minerais de quartzo são anedrais e incolores. As dimensões dos cristais de quartzo variam entre 0,4 e 1,2 mm. De modo geral os cristais de quartzo apresentam bordas angulosas contendo contatos irregulares com outros cristais, além disso, apresentam relevo baixo e, com polarizador cruzado, baixa birrefringência (cinza a azul de primeiro grau) e extinção ondulante. A luz refletida apresenta coloração cinza médio com refletância alta (figura 23).

Os minerais de espessartita são anedrais com dimensões que variam entre 0,2 e 0,5 mm. Os cristais estão alterados e apresentam bordas arredondados demonstrando contatos irregulares com os outros minerais da amostra. Apresentam relevo alto e a polarizadores cruzados são isotrópicos. A luz refletida apresenta coloração cinza claro e alta reflectância, a polarizadores cruzados é possível observar reflexões internas de coloração amarela a laranja terroso (figura 23).

Figura 23: Cristais de quartzo e espessartita da amostra O9. A – luz refratada sem polarizadores cruzados; B – luz refratada com polarizadores cruzados; C – luz refletida sem polarizadores cruzados; D – luz refletida com polarizadores cruzados.



Os minerais do grupo de MnO foram observados, principalmente, como produtos do intemperismo dos cristais de espessartita, sendo compostos por

minerais neoformados. Foram identificados cristais de litioforita e hollandita e, geralmente, sempre ocorrem em conjunto. Os minerais de litioforita são anedrais de coloração cinza e baixa reflectância e birreflectância com dimensão máxima com 0,5 mm. Esses cristais preenchem os espaços entre os cristais de granada e quartzo e apresentam contatos irregulares com os mesmos (figura 24).

Com relação as hollandita são anedrais de coloração branca e baixa reflectância e birreflectância com dimensão máxima com 0,5 mm. Esses cristais preenchem os espaços entre os cristais de granada e quartzo e apresentam contatos irregulares com os mesmos. Com polarizadores cruzados alguns cristais apresentam uma leve anisotropia variando entre cinza escuro e cinza claro (figura 24).

Cristais de grafita apresentam coloração bege de aparência lamelar, podendo apresentar aspecto de “leque aberto”, e comprimentos inferiores a 0,1 mm, apresenta baixa reflectância e baixa birreflectância. Esses cristais preenchem os espaços entre os cristais de granada e quartzo e apresentam contatos retilíneos com os mesmos. Com polarizadores cruzados apresenta anisotropia que varia de bege claro a cinza escuro (figura 25).

Os cristais de caulinita, que contém dimensão máxima de 0,4 mm, ocorrem entre os cristais de espessartita e quartzo ou nas microfaturas. Contém coloração marrom-claro. Cristal somente identificado após o uso do MEV (figura 24).

Nome da rocha: Gondito

Figura 24: Cristal de hollandita (Hll) e caulinita (Kln) em luz refletida. A esquerda, sem polarizadores cruzados, e a direita, com polarizadores cruzados.

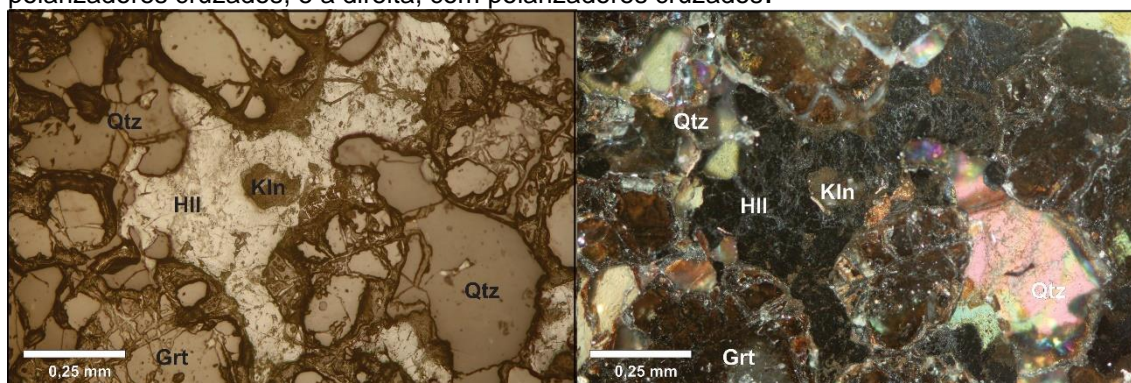
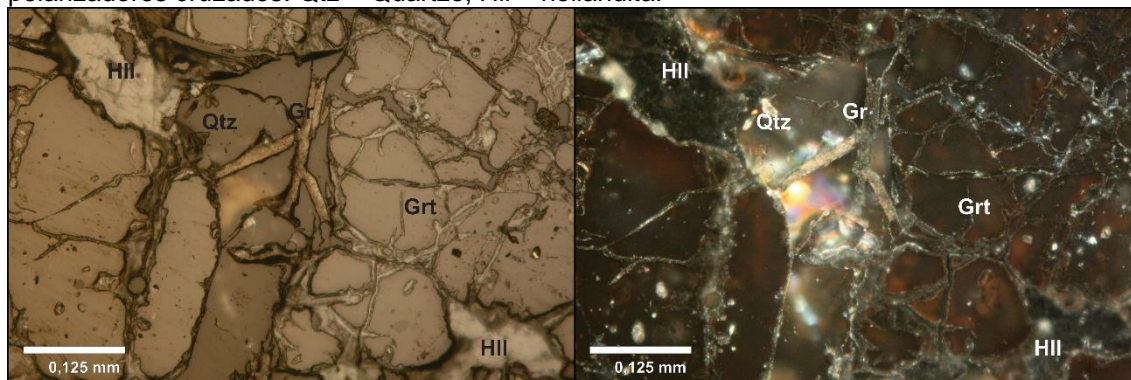


Figura 25: Cristal de grafita (Gr) em luz refletida. A – Sem polarizadores cruzados; B – Com polarizadores cruzados. Qtz = Quartzo, Hll = hollandita.

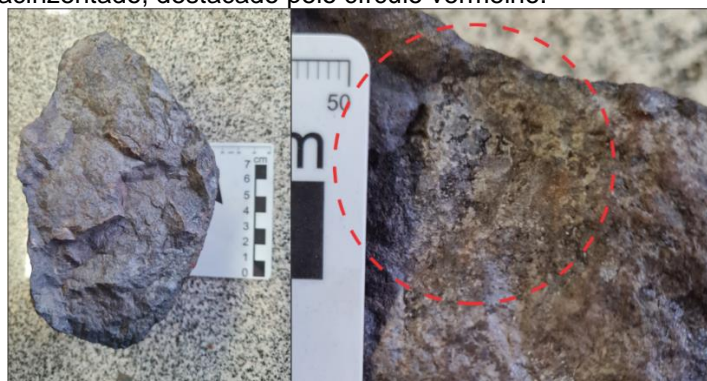


6 - Amostra C1 (2172):

Descrição Mesoscópica:

Rocha de coloração cinza claro, brilho metálico e estrutura maciça. Na borda da amostra é possível observar manchas de coloração branca acinzentado (figura 26).

Figura 26: A esquerda pode ser observada a amostra C1. A direita se observa as manchas de coloração branco acinzentado, destacado pelo círculo vermelho.



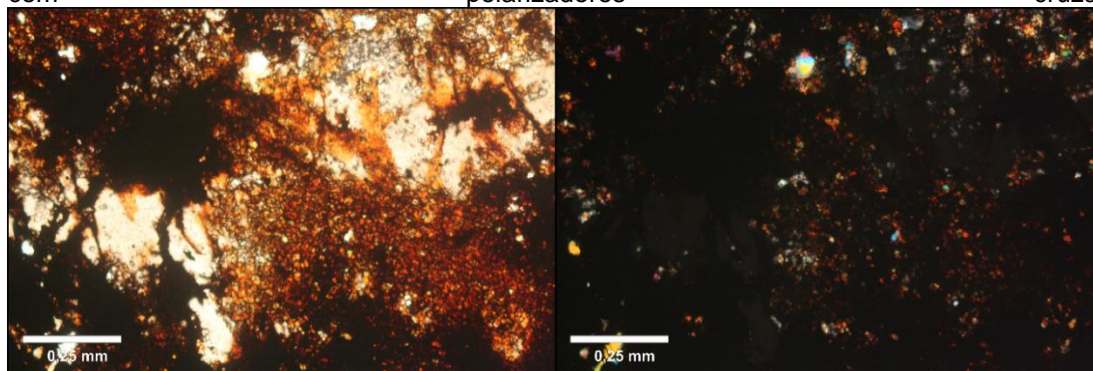
Descrição Microscópica:

- Estrutura/Textura:

Rocha alterada inequigranular de granulação média a fina (figura 27) composta por minerais primários preservados pelos processos intempéricos e representado pelos minerais de quartzo e granada, e secundários, minerais de óxido de manganês a partir dos processos de alteração. A amostra é holocristalina, faneirítica e xenomórfica. Nesta lâmina não foi observado microfraturas, contudo, pode ser observada feições miloníticas que obliteraram estruturas primárias e secundárias anteriores devido a ações tectônicas da

região, da mesma forma em que se pode ser observado e descrito no trabalho de Veríssimo (1991).

Figura 27: Lâmina em luz refratada demonstrando a variação do tamanho dos grão de quartzo e espessartita devido a ações tectônica. A esquerda, sem polarizadores cruzados, e a direita, com polarizadores cruzados



- Composição Modal Estimada Visualmente:

Quartzo – (40%)	Minerais de Mn – (25%)
Granada – (34%)	Caulinita – (1%)

- Descrição e relações mineralógicas e texturais:

Os minerais de quartzo são anedrais e incolores. A dimensão máxima é de 2 mm. De modo geral os cristais de quartzo apresentam bordas angulosas contendo contatos irregulares com outros cristais, além disso, apresentam relevo baixo e, com polarizador cruzado, baixa birrefringência (cinza a azul de primeiro grau) e extinção ondulante. A luz refletida apresenta coloração cinza médio com refletância alta (figura 27).

Os minerais de espessartita são anedrais com dimensão máxima de 2 mm. Os cristais estão alterados e apresentam bordas arredondados demonstrando contatos irregulares com os outros minerais da amostra. Apresentam relevo alto e a polarizadores cruzados são isotrópicos. A luz refletida apresenta coloração cinza claro e reflectância moderada, a polarizadores cruzados não é possível observar reflexões internas (figura 27).

Os minerais do grupo de MnO foram observados, principalmente, como produtos do intemperismo dos minerais de espessartita, sendo compostos por minerais neoformados cristalizados entre as aberturas de alteração dos cristais

de granada. Foram identificados minerais de litioforita, coloração cinza, e de criptomelano, coloração branca. Estes cristais são anedrais com baixa refletância. Contém dimensão máxima com 0,8 mm. Esses cristais preenchem os espaços entre os cristais de granada e quartzo e apresentam contatos irregulares com os mesmos. Com polarizadores cruzados alguns cristais apresentam uma leve anisotropia variam do cinza escuro para cinza claro. Não foi observado reflexões internas (figura 28).

Os cristais de caulinita, que contêm dimensão máxima de 0,4 mm, ocorrem entre os cristais de espessartita e quartzo. Contém coloração marrom-claro. Cristal somente identificado após o uso do MEV (figura 28).

Nome da rocha: Gondito

Figura 28: Cristais da amostra C1 em luz refletida. A – cristal de criptomelano (Cpm) e litioforita (Lt) sem polarizadores cruzados; B – cristal de criptomelano (Cpm) e litioforita (Lt) com polarizadores cruzados; C – cristal de criptomelano (Cpm) e litioforita (Lt) e com caulinita (Kln) nas bordas, sem polarizadores cruzados; D – cristal criptomelano (Cpm) e litioforita (Lt) e com caulinita (Kln) com polarizadores cruzados;

