



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SERGIPE - UFS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA – DGEOL
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E TECNOLOGIA - CCET
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

SAMUEL LUCAS MONTEIRO DE FARIAS

MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DOS *SKARNS* DE W-MO DA
MINA BREJUI, FAIXA DE DOBRAMENTOS SERIDÓ, RIO
GRANDE DO NORTE

SÃO CRISTÓVÃO/SE

ABRIL DE 2025

SEMESTRE 2024.2

SAMUEL LUCAS MONTEIRO DE FARIAS

**MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DOS *SKARNS* DE W-MO DA
MINA BREJUÍ, FAIXA DE DOBRAMENTOS SERIDÓ, RIO
GRANDE DO NORTE**

Este é um Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia, submetido ao Departamento de Geologia da Universidade Federal de Sergipe, com o objetivo de obter o título de Bacharel em Geologia.

Orientador: Carlos Dinges Marques de Sá

Coorientador: Brunno Felliipe Félix de Andrade

SÃO CRISTÓVÃO/SE

ABRIL DE 2025

SEMESTRE 2024.2

SAMUEL LUCAS MONTEIRO DE FARIAS

**MINERALOGIA E GEOQUÍMICA DOS *SKARNS* DE W-MO DA
MINA BREJUÍ, FAIXA DE DOBRAMENTOS SERIDÓ, RIO
GRANDE DO NORTE**

BANCA EXAMINADORA

Professor Doutor Carlos Dinges Marques de Sá

Orientador

Universidade Federal de Sergipe-UFS

Professora Doutora Maria de Lourdes da Silva Rosa

Membro Interno

Universidade Federal de Sergipe-UFS

Professor Doutor Vinícius Anselmo Carvalho Lisboa

Membro Externo

Instituto Federal e Educação, Ciência e Tecnologia da Paraíba-IFPB

SÃO CRISTÓVÃO/SE

14 ABRIL DE 2025

AGRADECIMENTOS

Esta conquista é feita de mãos que se estenderam quando eu tropeçava, de vozes que me lembravam do meu potencial nos dias de incerteza e de silêncios que me deram espaço para respirar quando tudo parecia demais. Cada pessoa que apareceu na minha trajetória - seja por um instante ou por toda a caminhada - deixou marcas que carrego comigo. Aos que me ensinaram sem saber, aos que me apoiaram sem precisar, aos que me desafiaram por acreditar, e aos que simplesmente estiveram lá quando eu precisei de um porto seguro: vocês são parte fundamental dessa história. Não importa se foi com conselhos, com paciência, fazendo rolês ou simplesmente com aquele abraço no momento certo - cada gesto foi um tijolo nessa construção. O diploma pode ter só o meu nome, mas ele foi escrito a muitas mãos. Por isso, hoje, meu maior agradecimento é por terem caminhado comigo, cada um à sua maneira. Essa vitória é nossa !!!

À Mineração Tomaz Salustino, meus sinceros agradecimentos pela valiosa colaboração e apoio durante a realização deste trabalho. Sou especialmente grato pela autorização para a visita à mina, pela disponibilidade em permitir a coleta de amostras e pelo suporte oferecido ao longo do processo. A contribuição da empresa foi fundamental para o desenvolvimento deste estudo.

“É preciso ter caos dentro de si para gerar uma estrela dançante.”

Friedrich Nietzsche.

RESUMO

A Mina Brejuí está inserida geologicamente na Faixa de Dobramentos do Seridó, situada na Província Borborema, um dos principais terrenos geotectônicos do Nordeste brasileiro que foi formado durante a Orogenia Brasileira/Pan-Africana (Neoproterozóico), onde ocorreram intrusões graníticas de idade ediacarana a cambriana favorecendo o desenvolvimento de diversos tipos de mineralizações, destacando as do tipo *skarns* da Província Scheelitífera do Seridó, como os depósitos de W-Mo aqui abordados. O objetivo deste trabalho é analisar as paragêneses minerais dos *skarns* da Mina Brejuí e os processos de alteração hidrotermal associados. Estes *skarns*, ou como são chamados localmente “tactitos”, se tratam de rochas calcissilicáticas alojadas no contato entre litotipos do Grupo Seridó, especificamente entre mármore e paragneisses, ambos da Formação Jucurutu, onde fluidos hidrotermais ricos em voláteis e metais promoveram a formação destes *skarns* cálcicos e a subsequente deposição de scheelita. As mineralizações de W-Mo são associadas a múltiplos estágios de alteração metassomática/hidrotermal, conforme evidenciado pelos estudos realizados neste trabalho envolvendo a integração de dados de microscopia óptica, eletrônica (MEV/EDS) e fluorescência de raios-X (FRX), onde foram identificados três estágios principais de alteração hidrotermal, compatíveis com a evolução metalogenética regional: (1) um estágio intermediário entre a fase metassomática e hidrotermal, marcado pela substituição de grossulária e diopsídio por epidoto e vesuvianita, indicando fluidos ricos em Ca-W-Si; (2) um estágio hidrotermal secundário, com predominância de epidoto, calcita e vesuvianita; e (3) um estágio hidrotermal avançado, caracterizado pela deposição de scheelita, sulfetos (calcopirita, molibdenita) e magnetita, confirmando fluidos enriquecidos em S e metais. Além disso, paragêneses tardias (zeólitas, sulfetos) sugerem condições redox variáveis durante a evolução hidrotermal, ainda pouco exploradas na literatura. Este trabalho reforça a importância da integração de técnicas analíticas para a compreensão de sistemas mineralizados em ambientes complexos, como o Seridó, e destaca a necessidade de estudos futuros em geoquímica isotópica e microtermometria de fluidos para elucidar completamente a gênese do depósito.

PALAVRAS-CHAVE: Mina Brejuí; Skarn, Scheelita; Metassomatismo; Alteração hidrotermal.

ABSTRACT

The Brejuí Mine is geologically situated within the Seridó Fold Belt, located in the Borborema Province - one of the main geotectonic terrains of northeastern Brazil that formed during the Brasiliano/Pan-African Orogeny (Neoproterozoic), where Ediacaran to Cambrian-aged granitic intrusions favored the development of various mineralization types, particularly the skarn-type deposits of the Seridó Scheelite Province, such as the W-Mo deposits addressed here. The objective of this work is to analyze the mineral parageneses of the skarns at Brejuí Mine and their associated hydrothermal alteration processes. These skarns, locally called "tactites", are calc-silicate rocks hosted at the contact between lithotypes of the Seridó Group, specifically between marbles and paragneisses of the Jucurutu Formation, where hydrothermal fluids rich in volatiles and metals promoted the formation of these calcic skarns and subsequent scheelite deposition. The W-Mo mineralizations are associated with multiple stages of metasomatic/hydrothermal alteration, as evidenced by studies conducted in this work involving the integration of optical microscopy, electron microscopy (SEM/EDS) and X-ray fluorescence (XRF) data, where three main stages of hydrothermal alteration were identified, compatible with the regional metallogenic evolution: (1) an intermediate stage between the metasomatic and hydrothermal phases, marked by the replacement of grossular and diopside by epidote and vesuvianite, indicating Ca-W-Si-rich fluids; (2) a secondary hydrothermal stage with predominance of epidote, calcite and vesuvianite; and (3) an advanced hydrothermal stage characterized by the deposition of scheelite, sulfides (chalcopyrite, molybdenite) and magnetite, confirming S- and metal-enriched fluids. Furthermore, late-stage parageneses (zeolites, sulfides) suggest variable redox conditions during hydrothermal evolution, which remain poorly explored in the literature. This work reinforces the importance of integrating analytical techniques for understanding mineralized systems in complex environments like Seridó, and highlights the need for future studies in isotopic geochemistry and fluid microthermometry to completely elucidate the deposit's genesis.

KEYWORDS: Brejuí mine; Skarn; Scheelite; Metasomatism; Hydrothermal alteration.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização da Mina Brejuí, partindo da cidade de Natal. Fonte: o autor.	21
Figura 2: Fotos obtidas durante as missões de campo. [A] Entrada de uma das galerias. Nota-se tactitos lenticulares e diferentes paragêneses alojados entre o mármore e o paragnaisse [C,D], bem como produtos dos processos magmáticos, como diques pegmatíticos e corpos basálticos intrudindo a litologia da mina [B, E].	23
Figura 3: Fotos obtidas nas galerias da Mina Brejuí, destacando a propriedade de fluorescência à luz UV de alguns minerais. Foto sob a luz natural [A] e sob à luz UV [B]. Detalhe mostrando alguns minerais como scheelita (azul), fluorita (roxo) e carbonatos (vermelho) [C,D].	24
Figura 4: Diferentes gêneses de skarns: [A] Metamorfismo isoquímico com recristalização e mudanças na mineralogia; [B] Skarns de reação entre litologias, como calários e folhelhos, resultado de processos metassomáticos; [C] Circulação de fluidos nas litologias impuras, gerando skarnóides; [D] Skarns controlados pelo fluido metassomático relacionados a plútons; Wo-wollastonita, Px-piroxênio, Grt-granada. ...	31
Figura 5: Evolução dos skarns associados a plútons: [A] Inicialmente, a intrusão causa um metamorfismo nas rochas adjacentes; [B] Nas litologias impuras ocorrem processos metamórficos oriundos da circulação dos fluidos magmático-hidrotermais, ainda mostrando a composição do protólito, gerando minerais calcissilicáticos em skarns de reação e skarnóides (rochas calcissilicáticas com granulação relativamente fina, pobre em Fe); [C] Mudanças na natureza do fluido resultam em skarns profundos e rasos, estes últimos, geralmente são maiores; [D] O esfriamento do plúton e a circulação de fluidos meteóricos causam uma alteração retrógrada nas assembléias minerais calcissilicáticas, sendo mais pervasiva em zonas mais rasas. Adaptado de Meinert (1992).	32
Figura 6: Composição média dos plútons associados a cada tipo de skarn. Adaptado de Meinert, 1992.	34

Figura 7: Mapa geológico simplificado da Província Borborema, mostrando sua compartimentação e a localização da Mina Brejuí. O canto superior esquerdo mostra a reconstrução da pré-ruptura entre a América do Sul e a África, destacando a PB. Domínios/subdomínios: MC- Médio Coreaú, CC- Ceará Central, RGN- Rio Grande do Norte, SP- São Pedro, PAB- Piancó-Alto Brígida, AP- Alto Pajeú, AM- Alto Moxotó, RC- Rio Capibaribe, RP- Rio Preto, RdP- Riacho do Pontal, SE- Sergipano, PEAL- Pernambuco-Alagoas; Zonas de cisalhamento: ZCTB- Zona de cisalhamento Transbrasiliana, ZCSP- Zona de cisalhamento Senador Pompeu, ZCP- Zona de cisalhamento Portalegre, ZCPJC- Zona de cisalhamento Picuí-João Câmara, ZCPA- Zona de cisalhamento Patos, ZCPE- Zona de cisalhamento Pernambuco. Adaptado de Ribeiro et al., 2023.	47
Figura 8: Mapa geológico e perfil A-B da Faixa Seridó, mostrando os principais litotipos e estruturas, prospecções de W-Mo e à esquerda a localização da Província Mineral do Seridó e da Província Pegmatítica do Seridó. Adaptado de Ribeiro et al., 2023.	51
Figura 9: Perfil esquemático hipotético mostrando a sedimentação na formação da Bacia do Seridó. Adaptado de Ribeiro et al., 2023.	53
Figura 10: Mapa geológico-mineiro e perfil A-B da Mina Brejuí, mostrando estruturas, litologias, instalações da mina. Adaptado de Costa et al., 2024.	57
Figura 11: Assembleias minerais progressivas e retrógradas nos skarns da Mina Brejuí, mostrando cartas esquemáticas descrevendo os skarns porosos stratabound e brechados, além de mostrar as associações minerais relacionadas com a alteração retrógrada no depósito de Brejuí. Hbl- Hornblenda, di- diopsídio, grs- grossulária. Adaptado de Salim, 1993 e Costa et al., 2024.	58
Figura 12: Evolução de um batólito formando dobras recumbentes resultados da moldagem das litologias à geometria do corpo magmático. Adaptado de Cavalcanti Neto, 2009.	60
Figura 13: Fotomicrografias das lâminas BJ-E e BJ-E7. Amostra BJ-E na objetiva de 4x à nicóis cruzados evidenciando a mineralogia constituinte [A][B]. Cristais de actinolita na amostra BJ-E7, na objetiva de 4x à nicóis cruzados [C]. Minerais que compõem a amostra BJ-E7 [D]; Minerais: grs-grossulária, di-diopsídio, ves-vesuvianita, ep-epidoto e act-actinolita.	63

Figura 14: Fotomicrografias da amostra BJ-129. Principais cristais que compõem a amostra BJ-129 na objetiva de 4x à nicóis paralelos [A] e cruzados [B]. Minerais: ep-epidoto, ves-vesuvianita, grs-grossulária.....	64
Figura 15: Fotomicrografias de detalhe da amostra BJ-129. Principais cristais da amostra BJ-129, destacando a calcita sofrendo possível epidotização, na objetiva de 4x à nicóis paralelos [A] e cruzados [B]. Minerais: ep-epidoto, ves-vesuvianita e cal-calcita.	65
Figura 16: Fotomicrografias das amostras BJ-C, BJ-116 e BJ-115, mostrando os cristais constituintes, destacando a variação do percentual de epidoto. Amostra BJ-C, na objetiva de 4x, à nicóis paralelos [A] e cruzados [B]; Amostra BJ-116, na objetiva de 4x, à nicóis paralelos [C] e cruzados [D]; Amostra BJ-115, na objetiva de 4x, à nicóis paralelos [E] e cruzados [F]. Minerais: ep-epidoto, qz-quartzo, cal-calcita, grs-grossulária, opc-minerais opacos e pl-plagioclásio.	67
Figura 17: Fotomicrografias das amostras BJ-115 e BJ-C, mostrando a mineralogia principal. Cristais constituintes das amostras BJ-115 [A] e BJ-C [B], na objetiva de 4x à nicóis cruzados. Minerais: ep-epidoto, qz-quartzo, cal-calcita e opc-minerais opacos..	68
Figura 18: Fotomicrografias das amostras BJ-115, BJ-C e BJ-116, mostrando a mineralogia principal destas amostras, dando ênfase aos minerais opacos. Cristais da amostra BJ-115, na objetiva de 4x à nicóis paralelos [A] cruzados [B]; Cristais da amostra BJ-C, na objetiva de 4x à nicóis paralelos [C] cruzados [D]; Cristais da amostra BJ-116, na objetiva de 4x à nicóis paralelos [E] cruzados [F]; Minerais: ep-epidoto, qz-quartzo, cal-calcita, grs-grossulária e opc-minerais opacos.	69
Figura 19: Fotomicrografias da amostra BJ-133. Amostra BJ-133, mostrando a mineralogia constituinte, na objetiva de 4x à nicóis paralelos [A] e cruzados [B]. Minerais: pl-plagioclásio, qz-quartzo e ep-epidoto.	70
Figura 20: Imagem em elétrons retroespalhados da amostra BJ-116, destacando os minerais como epidoto e sulfetos presentes nas paragêneses de alteração hidrotermal. Os pontos numerados (espectros) indicam locais de análise pontual EDS.....	72
Figura 21: Imagem em elétrons retroespalhados da amostra BJ-D, da primeira região analisada, mostrando minerais das paragêneses da alteração hidrotermal, incluindo scheelita. Os pontos numerados (espectros) indicam locais de análise pontual EDS. ...	74

Figura 22: Imagem em elétrons retroespalhados da amostra BJ-D, na segunda região de análise, ainda com destaque nas paragêneses de alteração hidrotermal secundária, mostrando scheelita, calcopirita e gipsita, além de magnetita. Os pontos numerados (espectros) indicam locais de análise pontual EDS.	75
Figura 23: Imagem em elétrons retroespalhados da amostra BJ-100, mostrando minerais das paragêneses de alteração secundária como epidoto, molibdenita, titanita e apatita além de carbonatos associados. Os pontos numerados (espectros) indicam locais de análise pontual EDS.	76

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Critérios usados para classificar os depósitos de skarns. Adaptado de Kwak (1987)	33
Tabela 2: Estágios de alteração relacionados as paragêneses minerais definidas por Salim (1993) e Costa et al. (2024); Minerais: grs-grossulária, di-diopsídio, ep-epidoto, ves-vesuvianita, cal-calcita, qz-quartzo, sch-scheelita, mol-molibdenita, ccp-calcopirita, chl-clorita, mnt-montmorilonita, gp-gipsita.	61
Tabela 3: Análise composicional do epidoto expressos em % de óxidos calculadas a partir de 13 espectros EDS diferentes coletados em grãos representativos das amostras BJ-100 e BJ-116. Apresentam-se os valores mínimo (Min), máximo (Max), média aritmética (Média) e desvio padrão (σ) para cada óxido. Fórmula estrutural de referência: $\text{Ca}_2(\text{Al,Fe})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$	73
Tabela 4: Análise composicional da calcopirita expressos em % dos elementos calculadas a partir de 4 espectros EDS diferentes coletados em grãos representativos das amostras BJ-116 e BJ-D. Apresentam-se espectros e suas respectivas porcentagens elementares, média aritmética (Média) e desvio padrão (σ) para cada elemento. Fórmula estrutural de referência: CuFeS_2 . E-Espectro.	73
Tabela 5: Análise composicional da scheelita expressa em % de óxidos calculadas a partir de 3 espectros EDS diferentes obtidos em grãos da amostra BJ-D. São apresentadas as porcentagens, a média aritmética (Média) e o desvio padrão (σ) para cada óxido. Fórmula estrutural de referência: CaWO_4 . E-Espectro.	74
Tabela 6: Análise composicional da gipsita mostrada em % de óxidos calculadas a partir de 5 espectros EDS diferentes obtidos em grãos da amostra BJ-D. São apresentadas as porcentagens, a média aritmética (Média) e o desvio padrão (σ) para cada óxido. Fórmula estrutural de referência: $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. E-Espectro.	75
Tabela 7: Análise composicional da apatita em % de óxidos calculadas a partir de 3 espectros EDS diferentes obtidos em grãos da amostra BJ-100. São apresentadas as porcentagens, a média aritmética (Média) e o desvio padrão (σ) para cada óxido. Fórmula estrutural de referência: $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F,Cl,OH})$. E-Espectro.	77
Tabela 8: Análise composicional da titanita indicada em % de óxidos calculadas a partir de 2 espectros EDS diferentes obtidos em grãos da amostra BJ-100. São apresentadas as porcentagens, a média aritmética (Média) e o desvio padrão (σ) para cada óxido. Fórmula estrutural de referência: CaTiSiO_5 . E-Espectro.	77

Tabela 9: Análise composicional da molibdenita expressa em % dos elementos, calculadas a partir de 3 espectros EDS diferentes obtidos em grãos da amostra BJ-100. São apresentadas as porcentagens, a média aritmética (Média) e o desvio padrão (σ) para cada elemento. Fórmula estrutural de referência: MoS_2 . E-Espectro.....	78
Tabela 10: Análises químicas por FRX expressas em % de óxidos das amostras BJ-116 e BJ-99. Os valores normalizados para 100% (excluindo o LOI).....	79

LISTA DE ABREVIATURAS

Act - Actinolita
AM - Alto Moxotó
ANM - Agência Nacional de Mineração
AP - Alto Pajeú
BSE (ER) - Backscattered Electrons (Elétrons Retroespalhados)
Cal - Calcita
CC - Ceará Central
CLGEO - Condomínio de Laboratórios das Geociências
CPRM - Serviço Geológico do Brasil
Di - Diopsídio
DGEOL - Departamento de Geologia
EDS - Espectroscopia por Energia Dispersiva
Ep - Epidoto
ETR - Elementos Terras Raras
Fm – Formação
FOV - Field of View (Campo de Visão)
FRX - Fluorescência de Raios X
FS - Faixa Seridó (ou Faixa de Dobramentos Seridó)
Grt - Granada
Grs - Grossulária
Hbl - Hornblenda
LOI - Loss on Ignition (Perda ao Ignição)
Ma - Milhões de anos
MC - Médio Coreau
MEV - Microscópio Eletrônico de Varredura
Min - Mínimo
Max - Máximo
MVT - Mississippi Valley-Type
NUPEG - Núcleo de Petróleo e Gás
Opc - Minerais opacos
PB - Província Borborema
PAB - Piancó-Alto Brígida
PEAL - Pernambuco-Alagoas
Pl - Plagioclásio
PMS - Província Mineral do Seridó
PPB - Província Pegmatítica da Borborema
PPS - Província Pegmatítica do Seridó
Px - Piroxênio
Qz - Quartzo
RC - Rio Capibaribe
RdP - Riacho do Pontal
RECMIN - Grupo de Pesquisa de Recursos Minerais

RGN - Domínio Rio Grande do Norte
RP - Rio Preto
SE - Elétrons Secundários (Secondary Electrons)
SE - Domínio Sergipano
SP - São Pedro
UFS - Universidade Federal de Sergipe
UV - Ultravioleta
Ves - Vesuvianita
WO - Wollastonita
ZC - Zona de Cisalhamento
ZCPA - Zona de Cisalhamento Patos
ZCPE - Zona de Cisalhamento Pernambuco
ZCPJC - Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara
ZCP - Zona de Cisalhamento Portalegre
ZCSP - Zona de Cisalhamento Senador Pompeu
ZCTB - Zona de Cisalhamento Transbrasiliana

LISTA DE ANEXOS

Anexo 1: Imagem em MEV da distribuição elementar na amostra BJ-116, utilizada para seleção de pontos de análise espectroscópica (EDS). As cores representam a intensidade relativa de cada elemento (escala à esquerda).	92
Anexo 2: Imagem em MEV da distribuição elementar em uma das regiões analisadas na amostra BJ-D, utilizada para seleção de pontos de análise espectroscópica (EDS). As cores representam a intensidade relativa de cada elemento (escala à esquerda).	92
Anexo 3: Imagem em MEV da distribuição elementar na amostra BJ-100, utilizada para seleção de pontos de análise espectroscópica (EDS). As cores representam a intensidade relativa de cada elemento (escala à esquerda).	93
Anexo 4: Análise composicional do epidoto expressos em % de óxidos calculadas a partir de 13 espectros EDS diferentes coletados em grãos representativos das amostras BJ-100 e BJ-116. Fórmula estrutural de referência: $\text{Ca}_2(\text{Al,Fe})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$	94

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	19
1.1. APRESENTAÇÃO	19
1.2. JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS	20
1.3. LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA MINA BREJUI	20
1.4. MÉTODOS.....	22
1.4.1. MISSÕES DE CAMPO	22
1.4.2. ESTUDO BIBLIOGRÁFICO E CARTOGRAFIA	25
1.4.3. PETROGRAFIA E MICROSCOPIA ÓPTICA	26
1.4.4. MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA.....	27
1.4.5. FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X.....	29
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	30
2.1. <i>SKARNS</i>.....	30
2.2. MINERALOGIA PRINCIPAL	37
2.2.1. GRANADA	37
2.2.2. DIOPSÍDIO	38
2.2.3. VESUVIANITA	39
2.2.4. EPIDOTO	40
2.2.5. CALCITA	41
2.2.6. SCHEELITA	42
2.2.7. CALCOPIRITA	43
2.2.8. MOLIBDENITA.....	44
2.3. SETOR MINERADOR: DEPÓSITOS DE W	44
3. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	45
3.1. PROVÍNCIA BORBOREMA	45
3.2. DOMÍNIO RIO GRANDE DO NORTE / SUBDOMÍNIO RIO PIRINHAS-SERIDÓ	49
3.3. FAIXA DE DOBRAMENTOS SERIDÓ	50
3.4. PROVÍNCIA MINERAL DO SERIDÓ	55
3.4.1. TACTITOS DE W-Mo DA MINA BREJUI	56

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	60
4.1. DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA	61
4.2. MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA.....	71
4.3. FLUORESCÊNCIA DE RAIOS-X	79
5. CONCLUSÕES	80
REFERÊNCIAS	82
ANEXOS	92

1. INTRODUÇÃO

O presente trabalho intitulado “Mineralogia e Geoquímica da Mina Brejuí (W-Mo), Faixa de Dobramentos Seridó, Rio Grande do Norte.” é o resultado da conclusão do componente curricular “Trabalho de Conclusão de Curso (GEOLO0091)”, o qual é requisito acadêmico para a obtenção do título de Bacharel em Geologia pela Universidade Federal de Sergipe-UFS. Este trabalho foi realizado sob a orientação do Professor Dr. Carlos D. Marques de Sá e coorientado pelo Engenheiro de Minas Brunno Fellipe Félix de Andrade. O trabalho está estruturado de acordo com as recomendações de formatação do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Sergipe, e foi dividido de maneira a fornecer uma visão clara e aprofundada do tema em estudo.

O capítulo 1, “Introdução”, apresenta o tema, localizando a área, justificando a relevância e expõe os objetivos do trabalho. No capítulo 2, “Fundamentação Teórica”, discute os conceitos e teorias que sustentam a análise dos dados e a interpretação dos resultados. No capítulo 3, “Contexto Geológico”, são descritos os aspectos relacionados a geologia regional e local, além dos processos geológicos relevantes onde a área está contida. O capítulo 4, “Resultados e discussões”, exhibe os dados obtidos durante a pesquisa, utilizando elementos como figuras e tabelas para ajudar na compreensão e são debatidos em relação a fundamentação teórica e contexto geológico, discutindo suas implicações e significados. Finalmente, no capítulo 5, “Conclusões”, mostra uma síntese das descobertas refletindo sobre o cumprimento dos objetivos além de destacar as contribuições do estudo e as perspectivas futuras de pesquisa.

1.1. Apresentação

O presente estudo discorre sobre as associações e paragêneses minerais presentes em rochas calcissilicáticas (*skarns*), componentes da geologia da Faixa de Dobramentos Seridó. As mineralizações estudadas são exploradas localmente na Mina Brejuí e a pesquisa detalha as características petrológicas e geoquímicas das litologias hospedeiras das paragêneses minerais por meio de técnicas micro-analíticas. Uma detalhada síntese bibliográfica se fez necessária, para abarcar a pluralidade de estudos anteriormente realizados na Província Borborema.

1.2. Justificativa e objetivos

O nordeste brasileiro é conhecido pelo seu grande potencial mineral desde as ocorrências de pegmatitos mineralizados em Nb, Ta, Be, Li e gemas, até os depósitos polimetálicos existentes especificamente na região do Seridó. No contexto da Faixa Seridó, a Província Mineral do Seridó, também conhecida como Província Scheelitífera do Seridó, abrange mais de 700 ocorrências de *skarns* polimetálicos como o de Bonfim (*skarns* de W, Mo, Au, Bi e Te) e os de Bodó e Brejuí (*W-skarns*) (Souza Neto *et al.*, 2008). Dada a sua relevância econômica e científica, tais ocorrências têm sido estudadas por muitos autores desde os anos 40 do século XX até aos dias atuais.

Enquanto os primeiros estudos eram de caracterização geológica regional e descrição das mineralizações de acordo com o estado da arte da época (Johnston, 1945, Johnston & Vasconcellos, 1945; Maranhão, 1970; Brito Neves, 1975), posteriores autores se aprofundaram nas mineralizações e suas especificidades petrológicas, mineralógicas e químicas (Salim, 1993; Souza Neto *et al.*, 2008; Hollanda *et al.*, 2017; Costa *et al.*, 2024). Ainda assim, existem lacunas no conhecimento a serem preenchidas, especialmente no tocante à gênese e química das assembleias minerais tardias dos depósitos mineralizados.

Baseado nisso, o presente trabalho tem como objetivo principal compreender as assembleias minerais presentes e as paragêneses da Mina Brejuí, bem como os processos de alteração que atuaram nas mesmas, através do estudo detalhado de aspectos petrográficos, texturais, mineralógicos e geoquímicos dessas mineralizações, além de um levantamento bibliográfico sobre o contexto geológico da Faixa Seridó, para assim, contribuir com a construção e evolução do conhecimento sobre a Província Borborema.

1.3. Localização e caracterização da Mina Brejuí

A Mina Brejuí se encontra na região do Seridó no Estado do Rio Grande do Norte. O acesso a mina pela capital potiguar, cidade de Natal, é através da Rodovia Federal BR-226 até a cidade de Currais Novos (180 km), depois pela BR-427, a cerca de 6 km dos limites urbanos. Na área da mina, existe uma vila com supermercado, igreja, escola, quadras e praças, cercadas pela paisagem do Seridó potiguar (Costa Filho, 2017) (Figura 1)

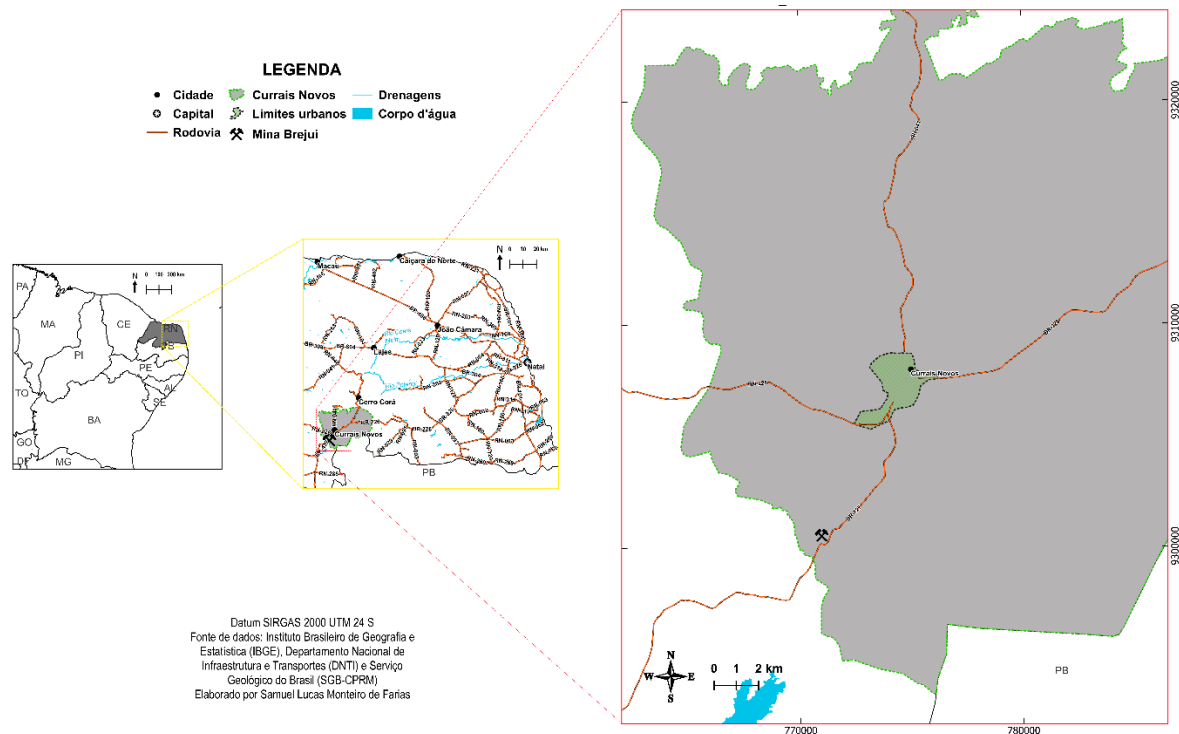


Figura 1: Mapa de localização da Mina Brejuí, partindo da cidade de Natal. Fonte: o autor.

As atividades exploratórias da Mina Brejuí se iniciaram em 1943, quando foi descoberto o minério no estado, sendo em 1954 fundada a empresa de nome Mineração Tomaz Salustino S.A. O ápice da exploração foi durante a Segunda Guerra Mundial, devido aos metais explorados serem indispensáveis para a indústria bélica do aço. A partir dos anos 80, em função da redução internacional de tensões, do uso de outros minérios para a fabricação de tecnologias, da oscilação dos preços internacionais da scheelita e devido a novos produtores no mercado, houve uma diminuição na produção, forçando a Mina Brejuí reduzir suas atividades de extração e procurar alternativas economicamente viáveis (Costa Filho, 2017; Costa 2022).

As atividades mineradoras só foram retomadas no final da década de 90 do século XX. A Mineração Tomaz Salustino S.A prioriza a extração da scheelita e a venda do minério em bruto para seus parceiros comerciais, sendo que estes realizam o processo de beneficiamento de tungstênio por conta própria, em razão dos altos custos que envolvem esta atividade, o que tornaria necessário um alto investimento por parte da empresa.

A mina possui infraestrutura industrial clássica e o método de lavra é em câmaras e pilares (*rooms and pillars*), que acompanha o estilo de mineralização em bolsões de rochas calcissilicáticas, indo a mais de 290 m de profundidade, sendo possível acompanhar as descontinuidades litológicas presentes. Os blocos contendo scheelita são carregados no mesmo nível ou vão para níveis inferiores pelo *ore pass*, que é o transporte do minério de um nível para o outro. Porém, se necessário, podem também ser empilhados para sustentação das galerias. Na área de exploração, existem cavas à céu aberto com até 100 m de diâmetro, galerias ativas e inativas (algumas inundadas em épocas chuvosas) com 70 km de túneis divididos em oito níveis e temperatura variando de 19° C a 43° C, plantas de beneficiamento, galpões de maquinários e de produção, pilhas de rejeito de até 0,19 km² (Costa, 2022).

A dinâmica do processamento mineral mecânico é muito semelhante ao instalado desde a abertura da Mineração Tomaz Salustino S.A., apenas sendo renovados os equipamentos. O material retirado da pilha de estoque passa por duas grelhas e caixa de alimentação para britadores e moinhos de martelo na cominuição. Depois passam pela concentração gravítica em jiges e mesas vibratórias, separando o material em concentrado, misto e rejeito, sendo que estes últimos podem ser reprocessados. Portanto, as pilhas de rejeito da mina variam em teores de minérios, colorações e granulometrias, sendo suscetíveis de um aproveitamento futuro. (Costa Filho, 2017).

1.4. Métodos

1.4.1. Missões de campo

Foram realizadas duas missões de campo na Mina Brejuí, nos dias 17/01/2020 e 05/01/2024, com o objetivo de caracterizar geologicamente a área e coletar amostras representativas da mineralização e das rochas encaixantes.

Na primeira missão, foi conduzida uma visita técnica à mina, durante a qual foi realizado um reconhecimento geológico com o apoio do Engenheiro Brunno Andrade. Durante essa etapa, foram identificadas as principais estruturas e litologias presentes na mina (Figura 2), além da coleta de 40 amostras representativas. Essas amostras incluíram *skarns* em diferentes estágios de alteração, pegmatitos e *skarns* mineralizados com W-Mo e sulfetos, permitindo uma análise mais detalhada da mineralização e do contexto geológico da área.

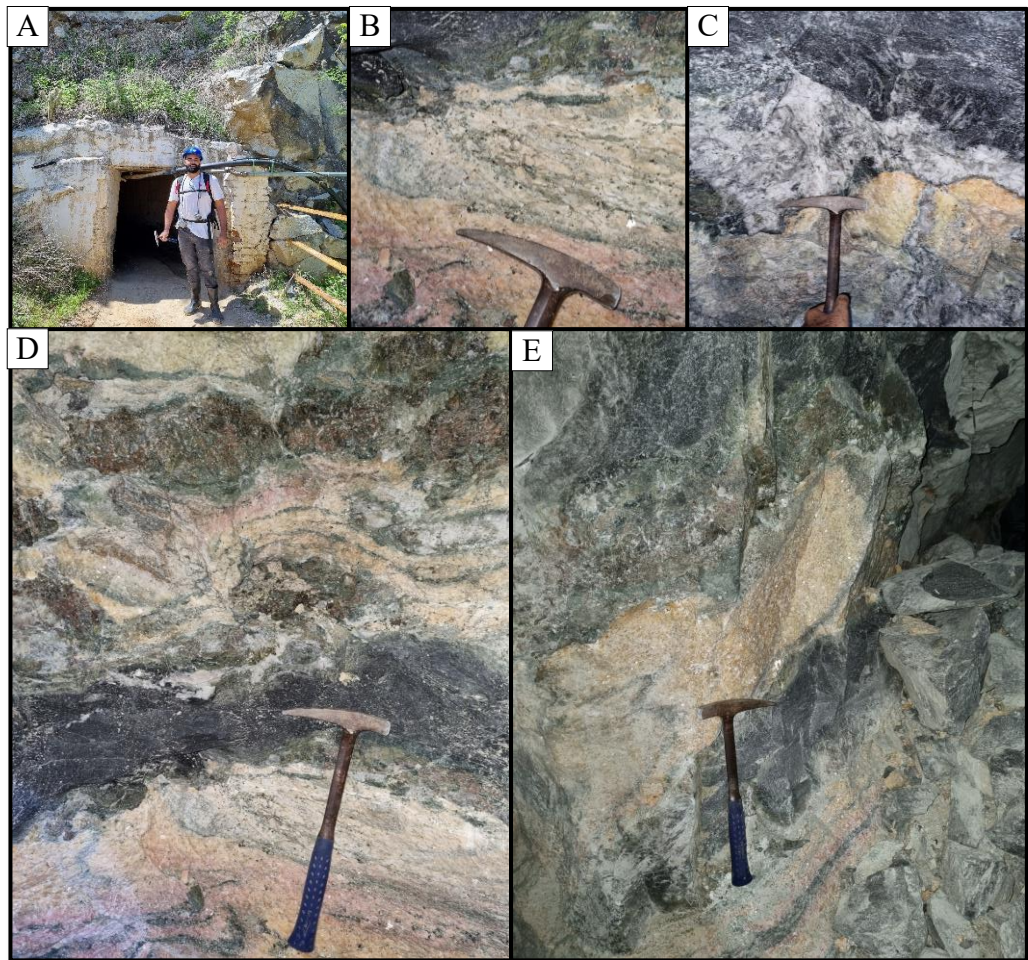


Figura 2: Fotos obtidas durante as missões de campo. [A] Entrada de uma das galerias. Nota-se tactitos lenticulares e diferentes paragêneses alojados entre o mármore e o paragnaisse [C,D], bem como produtos dos processos magmáticos, como diques pegmatíticos e corpos basálticos intrudindo a litologia da mina [B, E].

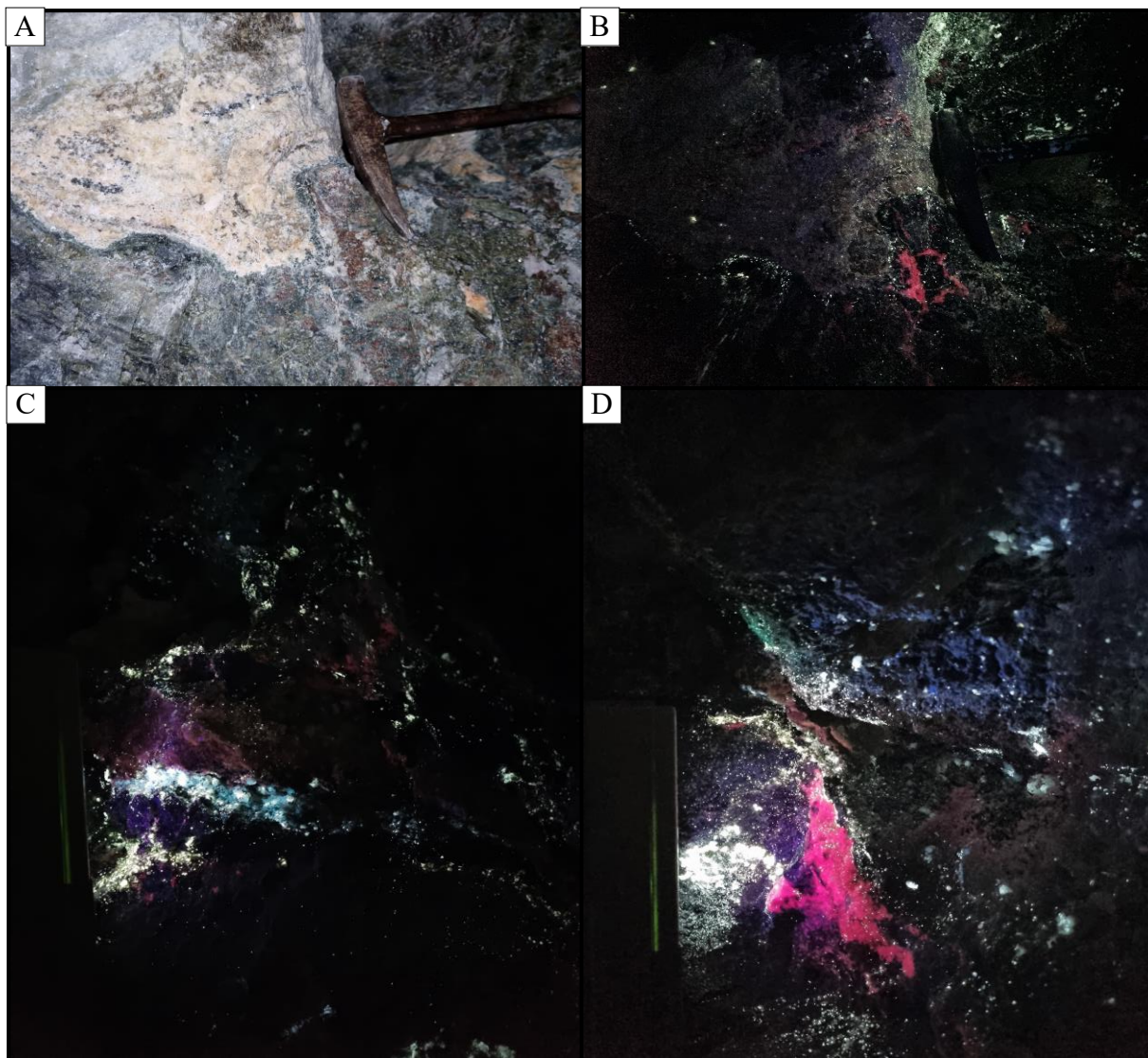


Figura 3: Fotos obtidas nas galerias da Mina Brejuí, destacando a propriedade de fluorescência à luz UV de alguns minerais. Foto sob a luz natural [A] e sob à luz UV [B]. Detalhe mostrando alguns minerais como scheelita (azul), fluorita (roxo) e carbonatos (vermelho) [C,D].

Na segunda missão, o foco foi o estudo das galerias subterrâneas, com especial atenção à resposta da mineralização à fluorescência UV, utilizando a lâmpada portátil UVGL-48 Mineral Light 95-0010-02 equipada com tubo de dupla banda (254 nm e 365 nm). Durante a observação, foi possível identificar a scheelita fluorescente nas paredes das galerias, facilitando o mapeamento das zonas mineralizadas; a fluorita também foi observada por meio da fluorescência (Figura 3). Além disso, foram coletadas 20 amostras selecionadas, com ênfase na mineralização de scheelita e molibdenita.

As 60 amostras obtidas nas saídas de campo foram devidamente armazenadas no acervo dos laboratórios do Grupo de Pesquisa de Recursos Minerais da UFS (RECMIN-UFS) para análises posteriores, visando uma caracterização detalhada dos minerais e das rochas associadas.

1.4.2. Estudo Bibliográfico e Cartografia

Foram utilizadas como principais referências alguns estudos geoquímicos e sobre os aspectos geológico da área como: as teses de doutorado de José Salim, “*Géologie, pétrologie et géochimie des skarns à scheelite de la mine Brejui, Currais Novos, NE du Brésil*” (1993) e de Roberto de Siqueira Corrêa, “A Província Scheelitífera Seridó, Província Borborema, Nordeste do Brasil: metalogenia e implicações geotectônicas” (2019); o informe da Companhia de Pesquisa de recursos minerais (CPRM), “Áreas de relevante interesse mineral (ARIM): Evolução crustal e metalogenia da província mineral do Seridó: Estados do Rio Grande do Norte e Paraíba” (2023) de Alan Pereira da Costa e colaboradores; os artigos de Carlos Vinicius Alves de Ribeiro e colaboradores, “*Linking sedimentary provenance, climate and tectonics in the Neoproterozoic Seridó Belt, Borborema Province (NE Brazil)*” (2023) e de Manuel Augusto Corrêa da Costa e colaboradores, “*Visible-Near Infrared–Short-Wave Infrared Spectroscopy and Mineral Mapping of Hydrothermal Alteration Zones at the Brejui W-Mo Skarn Deposit, Seridó Mobile Belt, Borborema Province, Brazil*” (2024);

O levantamento cartográfico foi feito por meio dos softwares *Google Earth*, *Google Maps* e *Quantum Gis Desktop* (QGIS) 3.40.2, este, com diversos plugins que auxiliam no geoprocessamento dos dados utilizados na confecção dos mapas apresentados a seguir, visando uma melhor compreensão das informações abordadas. Os dados cartográficos (planimétricos, hidrológicos, geológicos e etc.) foram obtidos principalmente banco de dados do Serviço Geológico Brasileiro – SGB/CPRM e do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE, bem como dados da bibliografia consultada.

1.4.3. Petrografia e microscopia óptica

O estudo petrográfico foi baseado inicialmente na descrição macroscópica das amostras coletadas durante as saídas de campo, com base em características como cor, composição mineralógica, texturas, estruturas e eventuais indícios de alterações e foi realizada nos laboratórios do Grupo de Pesquisa de Recursos Minerais da UFS (RECMIN-UFS), no Condomínio de Laboratórios das Geociências da UFS (CLGEO-UFS) e no Departamento de Geologia da UFS (DGEOL-UFS).

Nas dependências do CLGEO-UFS, com auxílio de uma serra circular, foram separados fragmentos com aproximadamente 3,0 cm para a confecção de lâminas delgadas a serem descritas e analisadas em função da mineralogia presente e aspectos particulares de cada amostra. As lâminas foram produzidas na Geolab – Soluções em Geologia e posteriormente descritas no laboratório do Departamento de Geologia da UFS (DGEOL-UFS) e no laboratório do PROGEOLOGIA no Núcleo de Petróleo e Gás (NUPEG).

As imagens das lâminas foram obtidas utilizando um microscópio óptico *Olympus BX-41* equipado com objetivas de 4x e 10x. A captura foi realizada com a câmera de um smartphone *Samsung S21 FE*, que possui um sensor principal de 12 MP e uma lente com abertura de f/1.8, posicionada manualmente sobre a ocular do microscópio. As fotos foram tiradas na proporção 1:1, garantindo que não houvesse distorção no tamanho dos elementos registrados. Para a calibração da escala, foi utilizada uma planilha no Excel, onde o tamanho real do campo de visão (FOV – *field of view*) de cada objetiva foi considerado para calcular o comprimento exato da barra de 500 µm para a objetiva de 4x (Equação 1) e de 200 µm para a objetiva de 10x (Equação 2) em cada imagem. As fórmulas utilizadas estabelecem uma relação proporcional entre a largura da imagem no documento e o campo de visão correspondente à objetiva empregada, garantindo a correta inserção da escala em cada fotografia.

$$\left(\frac{0,05 \text{ cm}}{0,55 \text{ cm}}\right) \times \text{largura da imagem [cm]}$$

Equação 1: Equação para calibrar o comprimento exato da barra de 500 µm (0,05 cm) para a objetiva de 4x. Foi estabelecida relação proporcional entre a largura da imagem no documento e o campo de visão da objetiva usada.

$$\left(\frac{0,02 \text{ cm}}{0,22 \text{ cm}}\right) \times \text{largura da imagem [cm]}$$

Equação 2: Equação para calibrar o comprimento exato da barra de 200 µm (0,02 cm) para a objetiva de 10x. Foi estabelecida relação proporcional entre a largura da imagem no documento e o campo de visão da objetiva usada.

1.4.4. Microscopia eletrônica de varredura

Foi utilizado o Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) para a obtenção de teores dos elementos maiores, menores e traço, bem dos minerais constituintes das 3 amostras escolhidas para esta análise, onde foram cortadas e confeccionadas seções polidas nas dependências e laboratórios do CLGEO-UFS, usando lixas de granulometria 180, 360, 400, 600, 800, 1200, 2000 mesh. A fim de evitar o acúmulo de carga eletrostática na superfície das seções polidas durante a análise, as mesmas foram revestidas com Au antes de serem submetidas ao microscópio, utilizando o equipamento da marca Quórum modelo Q150R ES.

A análise por MEV combinada com o sensor EDS (*Energy Dispersive Spectroscopy*) permite a caracterização morfológica e composicional das amostras polidas em escala micrométrica e nanométrica. No MEV, um feixe de elétrons varre a superfície da amostra, gerando sinais como elétrons secundários (SE – *Secondary Electrons*) e retroespalhados (BSE - *Backscattered Electron Image*), que produzem imagens de alta resolução. O EDS detecta os raios-X característicos emitidos pela amostra, identificando e quantificando os elementos presentes com base em suas energias específicas.

As seções polidas foram analisadas no Laboratório de Microanálises do CLGEO-UFS, sendo possível identificar características texturais e químicas, tanto semi-quantitativas quanto quantitativas. O MEV utilizado é um equipamento da marca Tescan, modelo VEGA3, acoplado a um sistema EDS da *Oxford Instruments* (modelo X-Act). As condições operacionais para as análises no MEV incluíram um vácuo de $1,5 \times 10^{-3}$ Pa, tensão elétrica de 15 kV e corrente de 20 nA.

Os espectros pontuais de EDS foram selecionados com base nos mapas de elementos obtidos por MEV, visando garantir a representatividade das diferentes fases minerais e variações composicionais. Inicialmente, as imagens de distribuição elementar foram utilizadas para identificar áreas com assinaturas elementares homogêneas e características de minerais específicos (e.g., scheelita, calcopirita, silicatos)(Anexo 1, Anexo 2), regiões de contato entre minerais ou texturas de substituição (e.g., bordas oxidadas de sulfetos) e pontos que representassem a diversidade química dentro de um mesmo mineral (e.g., zonamento em epidoto)(Anexo 3).

Para o tratamento dos dados quantitativos obtidos por EDS, realizou-se uma análise estatística detalhada utilizando planilhas do *Excel*. Os espectros pontuais foram inicialmente processados para padronização dos resultados, convertendo-se porcentagens de elementos em óxidos através de fatores estequiométricos convencionais (Equação 3), quando necessário. Para os casos onde os dados se apresentavam como óxidos, efetuou-se o cálculo inverso para obtenção dos teores elementares, garantindo assim a consistência na comparação entre diferentes análises (Equação 4).

$$\left(\frac{\% \text{ elemento}}{\text{massa molar do óxido}} \right) \div \text{massa atômica do elemento}$$

Equação 3: Equação utilizada para obter a porcentagem de óxidos em função da porcentagem de elementos.

$$\% \text{ óxido} \times \left(\frac{\text{massa atômica do elemento}}{\text{massa molar do óxido}} \right)$$

Equação 4: Equação utilizada para obter a porcentagem elementar a partir da porcentagem de óxidos.

Para cada fase mineral identificada, foram calculados parâmetros estatísticos incluindo valores máximo, mínimo, média e desvio padrão, com o objetivo de caracterizar sua variabilidade composicional. Esta abordagem mostrou-se particularmente relevante para minerais que apresentaram múltiplas análises pontuais, permitindo avaliar a homogeneidade química e identificar possíveis tendências de zonamento ou substituição elementar. Os cálculos foram realizados separadamente para cada elemento ou óxido de interesse, considerando sua distribuição nas diferentes amostras estudadas.

Em casos de minerais com ampla variação composicional os espectros foram classificados previamente com base em características texturais antes da análise estatística. Esta metodologia sistemática permitiu obter dados químicos confiáveis e representativos para cada fase mineral, fundamentais para a interpretação dos processos de alteração e mineralização na área de estudo.

1.4.5. Fluorescência de raios-X

Visando a identificação e quantificação dos elementos maiores e menores, foi empregada a técnica de fluorescência de raios-X, por meio da emissão de raios-X característicos, gerados quando a amostra é excitada por uma fonte de energia, fazendo cada elemento emitir um espectro único, permitindo sua identificação, enquanto a intensidade da emissão é proporcional à sua concentração.

Para a realização dessa análise, foi necessária a confecção de pastilhas prensadas, onde foi empregado o seguinte método: de início, as amostras são britadas e quarteadas. Após o quarteamento, foram selecionadas 100 gramas de cada amostra, passando por processos de moagem e peneiramento, com a fração retida superior a 200 mesh (1-10 μm) sendo separada. Este processo de moagem garante a distribuição homogênea dos elementos em cada amostra, evitando erros causados por heterogeneidades na composição química. Dessa fração que foi separada, cerca de 6 gramas foram secas e encaminhadas ao laboratório do CLGEO-UFS para a preparação de analitos fundidos em meio de borato (H_3BO_3), seguida da prensagem das amostras a 50 kN por 30 segundos. Paralelamente, aproximadamente 2 gramas de cada amostra foram submetidas a calcinação e pesagem para estimar a Perda ao Fogo (LOI – *loss on ignition*). Foram selecionadas 2 amostras para a realização desta análise e foi utilizado o espectrofotômetro de fluorescência de raios-X da fabricante *Shimadzu*, modelo XRF-1800.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Há um vasto conhecimento acerca dos depósitos de tungstênio no Brasil e no mundo. O tungstênio (W) é um metal de características notáveis como o alto ponto de fusão de 5.930° C, dureza de 8 a 9 na escala de Mohs, densidade elevada de 19,3 g/cm³, além da resistência à ácidos, bases e oxigênio, tornando-o um metal importante na criação de ligas metálicas resistentes a temperaturas extremas e corrosão, componentes aeroespaciais e eletrônicos (filamentos de lâmpadas, tubos de raios-x, eletrodos e etc.) e no uso bélico (mísseis e munições), além do uso na indústria química na produção de lubrificantes e catalisadores.

Na natureza, o W pode ser encontrado sob a forma de diversos minerais, mas apenas a scheelita (CaWO₄) e a wolframita ((Fe,Mn)WO₄) possuem valor comercial considerável. É considerado um metal crítico e estratégico devido à sua disponibilidade limitada e à sua importância em muitas tecnologias modernas (Silva, 2018).

2.1. *Skarns*

Dando ênfase aos depósitos do tipo *skarn*, também conhecidos como tactitos (na sua definição geoeconômica), estes podem ser definidos como rochas cálcico-magnesianas formadas pela interação do material metassomático (magmático e/ou hidrotermal) com rochas que foram metamorfizadas pela intrusão ou pelo próprio metassomatismo, podendo, também, serem gerados sem a necessidade de plútons associados, a partir da circulação de fluidos hidrotermais pelas estruturas, como em sistemas geotermiais e no assoalho oceânico (Meinert, 1992; Meinert *et al.*, 2005), ou até mesmo sem a rocha encaixante ser carbonática, sendo substituída por qualquer litologia que possa ser submetida a um metamorfismo regional e/ou de contato e sofra a interação com estes fluidos (Kwak, 1987; Correia, 2019) (Figura 4).

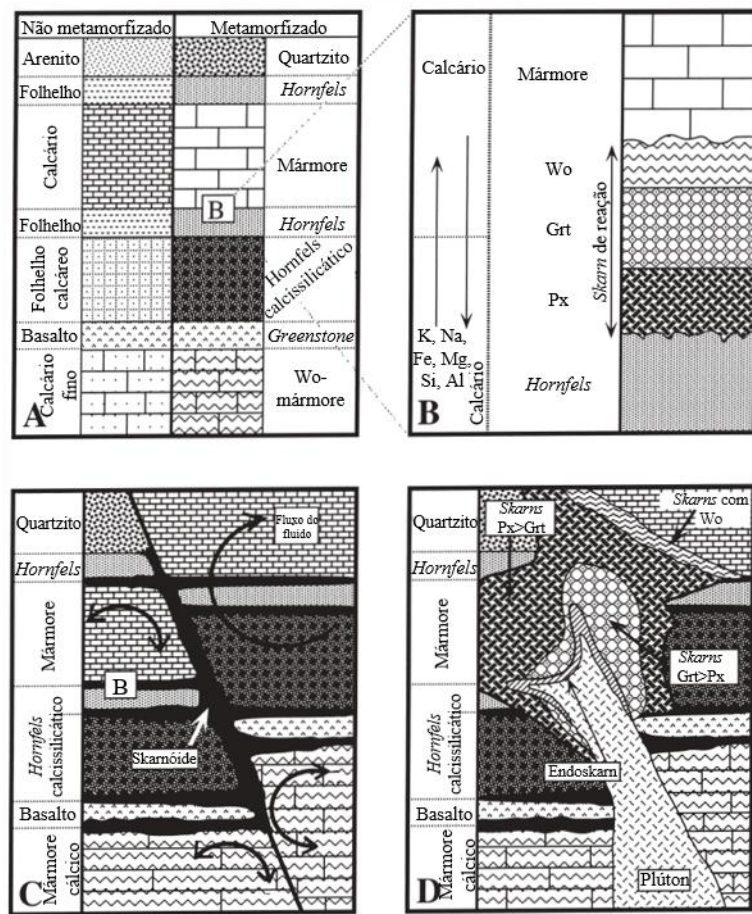


Figura 4: Diferentes gêneses de skarns: [A] Metamorfismo isoquímico com recristalização e mudanças na mineralogia; [B] Skarns de reação entre litologias, como calários e folhelhos, resultado de processos metassomáticos; [C] Circulação de fluidos nas litologias impuras, gerando skarnóides; [D] Skarns controlados pelo fluido metassomático relacionados a plútons; Wo-wollastonita, Px-piroxênio, Grt-granada. Adaptado de Meinert (1992).

Os fluidos mineralizantes interagem com fluidos de outra natureza como fluidos meteóricos, conatos ou marinhos, formando halos de alteração hidrotermal pela percolação desse material metassomático durante diferentes estágios do processo, e consequentemente ocorre a formação de paragêneses minerais em condições de temperatura, pressão, pH e composição química diferentes (Robb, 2005) (Figura 5). As alterações mais preponderantes nos tipos escarníticos são de natureza cálcica e/ou sódico-cálcica e em profundidade são chamadas de zonas de raiz (Kwak, 1987; Meinert, 1992; Meinert *et al.*, 2005; Hart, 2007).

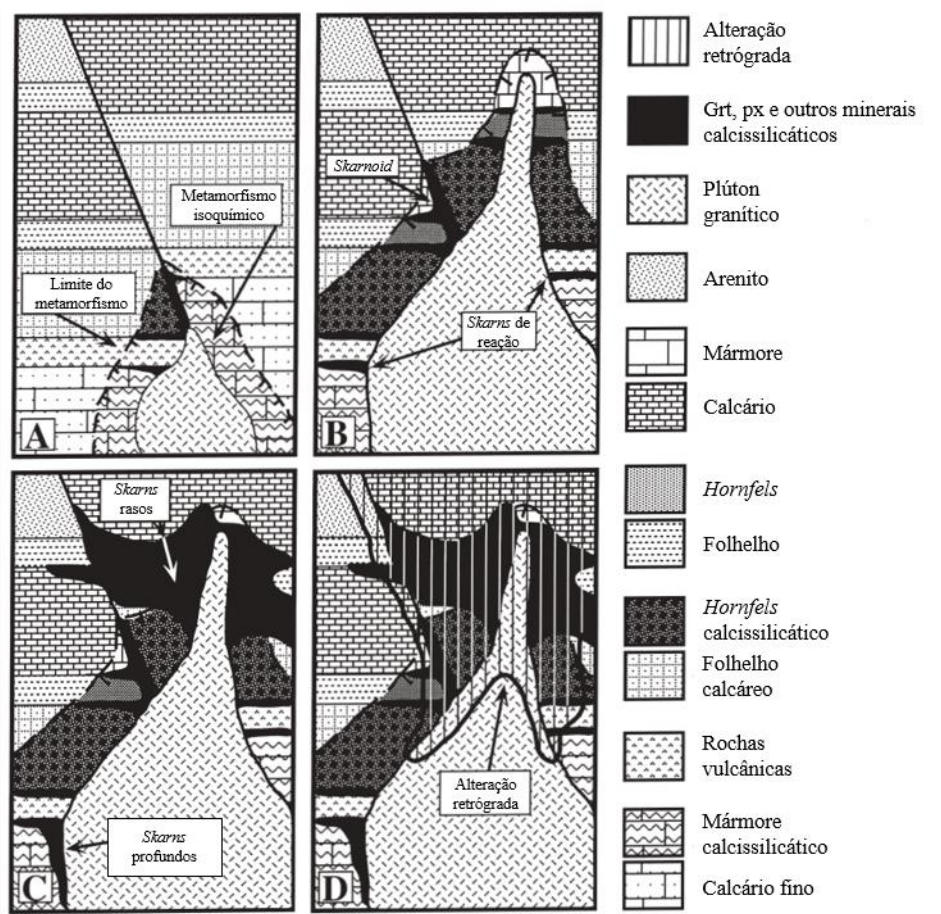


Figura 5: Evolução dos skarns associados a plútons: [A] Inicialmente, a intrusão causa um metamorfismo nas rochas adjacentes; [B] Nas litologias impuras ocorrem processos metamórficos oriundos da circulação dos fluidos magmático-hidrotermais, ainda mostrando a composição do protólito, gerando minerais calcissilicáticos em skarns de reação e skarnóides (rochas calcissilicáticas com granulação relativamente fina, pobre em Fe); [C] Mudanças na natureza do fluido resultam em skarns profundos e rasos, estes últimos, geralmente são maiores; [D] O esfriamento do plúton e a circulação de fluidos meteóricos causam uma alteração retrógrada nas assembléias minerais calcissilicáticas, sendo mais pervasiva em zonas mais rasas. Adaptado de Meinert (1992).

Em suma, as características (e.g. composição e textura) do protólito tendem a controlar as mesmas características dos *skarns* e os que são economicamente mais importantes são resultado de processos metassomáticos em grande escala, cuja composição do fluido influencia o tipo de mineralização do depósito (Meinert, 1992).

Os critérios utilizados para classificar os *skarns* têm variado desde os primeiros estudos até os mais recentes, sendo bastante complexa a sua classificação, mostrando, assim, a variabilidade de rochas escarníticas mineralizadas. Treze critérios foram usados anteriormente por vários autores para classificá-los, apresentados na tabela a seguir (Einaudi et al 1981; Kwak, 1987; Salim 1993).

Tabela 1: Critérios usados para classificar os depósitos de skarns. Adaptado de Kwak (1987)

CRITÉRIO	TERMOS
Profundidade	hipabissal vs abissal
Temperatura	alta vs baixa
Processos	metamórfico vs metassomático; difusional, infiltracional
Estágio de evolução magmática	magmático vs pós-magmático
Fluido mineralizante	magmático vs hidrotermal
Estrutura interna	massivo, acamadado, laminar
Rocha encaixante	magnesianas vs cálcicas; ultramáfica; endoskarn (ígneas) vs exoskarn (sedimentar/metamórfica)
Relação com outras unidades/estruturas	veio; frontal, colunar, brechado, interestratos; normal vs inverso (em torno do plúton ou reverso)
Mineralogia	numerosos, e.g. "tactitos", tipo cassiterita-pirrotita; Co-arsenito, Co-pirita; scheelita vs molibdoscheelita
Distância do plúton	proximal vs distal
Fugacidade de O ₂	reduzido vs oxidado
Estado de alteração em relação ao plúton	plúton mineralizado vs plúton estéril
Metais econômicos	Fe, Cu, W, Zn, Pb, Sn, Mo, Au, Ag, Bi, ETRs, PGE, U, Be, B

Os termos *endoskarn* e *exoskarn*, se referem à localização do *skarn* em relação ao plúton parental sendo *endoskarns* ocorrendo quando a alteração é dentro da intrusão e *exoskarns* quando a alteração é na rocha encaixante, carbonática ou não, embora essa distinção não seja significativa quando se trata de múltiplos plútons ou na ausência deles (Meinert et al 2005; Kwak, 1987). Atualmente, a classificação mais utilizada, proposta inicialmente por Einaudi et. al (1981), se baseia nos principais metais econômicos (*commodities*) presentes, variando nos tipos contendo Fe, Au, Cu, Zn, W, Mo e Sn (Meinert 1992; Correa, 2019).

Cada um destes tipos pode ser associado com a composição do plúton parental, além de possuírem características específicas e condições de formação distintas, acompanhando um trend do magmatismo mais primitivo (*skarns* com Fe) até o mais evoluído (*skarns* com Sn) (Meinert, 1992), onde de acordo com o gráfico da Figura 6, entende-se que os *skarns* da Mina Brejuí são regularmente evoluídos, pois contêm W e Mo.

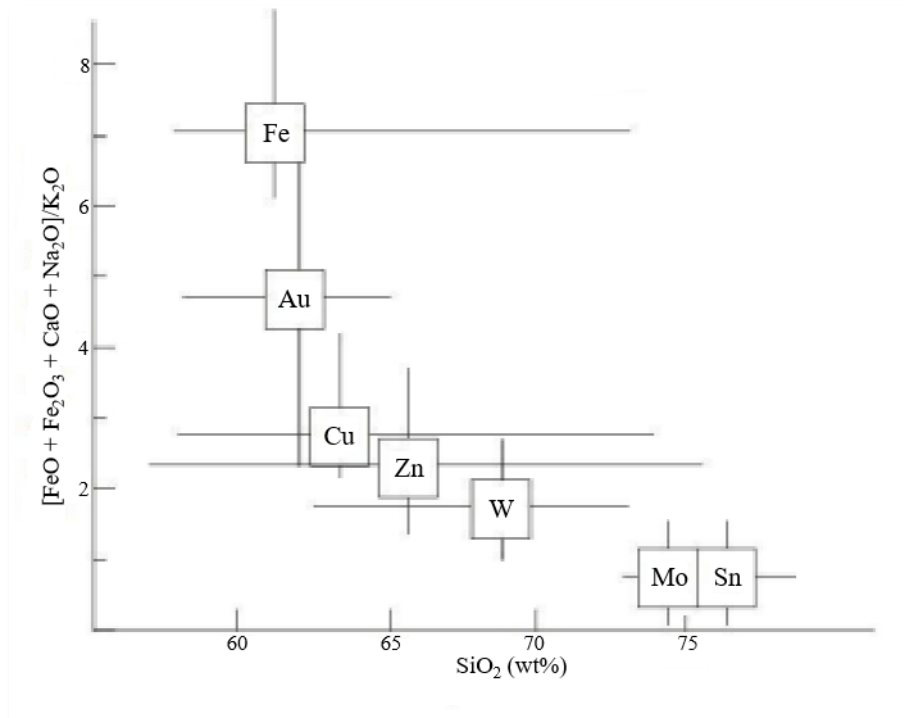


Figura 6: Composição média dos plútons associados a cada tipo de skarn. Adaptado de Meinert, 1992.

Os *skarns* com ferro (Fe) possuem uma proporção maior de *endoskarns* do que *exoskarns*, são enriquecidos em Mg, Ni, V, Sc e empobrecidos em álcalis e Si, razão Rb/Sr <1 e a magnetita é o mineral-minério, podendo ocorrer menores quantidades de Cu, Co, Ni e Au (Correa 2019). Alguns depósitos possuem quantidade notáveis de Cu, sendo um *skarn* de transição para os *skarns* com cobre. Podem se formar a partir de magmas ricos em Fe-Mg intrudindo calcários (a maioria dolomítico) e rochas vulcânicas, onde nos mais ricos em Fe os minerais predominantes são granada, piroxênio, epidoto e actinolita em menor quantidade, e os ricos em Mg predominam forsterita, diopsídio, talco e serpentina, além de não conter tanto Fe (Meinert 1992).

Os *skarns* auríferos (Au) mostram características intermediárias entre os com Fe e Cu, sendo enriquecidos em Mg, Bi, Te, As e Co e pobres em K e Si, possui afinidade com magmas reduzidos, metaluminosos e máficos/intermediários. A maioria do Au presente está associado a minerais de Bi e Te como Bi nativo, hedleyita, wittichenita e maldonita. Os minerais mais comuns incluem Fe-piroxênio, granada, K-feldspato, escapolita, vesuvianita, apatita, Cl/Al-anfibólio e biotita (Meinert, 1992; Meinert *et al.*, 2005).

Os *skarns* com cobre (Cu) em relação aos *skarns* com Fe, são mais ricos em Si, K, B, Sr, e La e pobres em Mg, Sc, Ni, Cr e V. Tais depósitos cupríferos possuem afinidade com plútons com Cu-porfirítico, cálcio alcalinos, oxidados, de tipo-I, hospedados em profundidades mais rasas no contato com estes plútons, muitos possuem rochas vulcânicas cogenéticas, *stockworks* e fraturas (Meinert, 1992; Robb, 2005). Os principais minerais presentes são a granada, piroxênio, vesuvianita, wollastonita, actinolita, epidoto, além de hematita e magnetita próximos das encaixantes carbonáticas. A mineralização de sulfeto pode ser zonada em relação ao plúton (Einaudi *et al.*, 1981), sendo composta por pirita e calcopirita, esta última aumentando longe do plúton e bornita em zonas com wollastonita perto do contato com o mármore.

Os *skarns* com mineralizações de zinco (Zn) costumam ocorrer longe dos plútons parentais e são associados a magmas oxidados, de subducção ou rifteamento podendo ser desde batólitos profundos até diques rasos e extrusões superficiais (Corrêa, 2019). Embora o Zn seja o principal metal extraído, também há Pb e Ag, onde se diferencia de outros depósitos polimetálicos (e.g. *Mississippi Valley Type* ou MVT) e outros *skarns* por sua mineralogia rica em Fe e Mn como granada, piroxênio, olivina, ilvaíta, anfibólio, clorita e serpentina. (Einaudi *et al.* 1981; Meinert, 1992).

Os *skarns* com tungstênio (W) mostram condições de gênese bastante específicas, sendo formados a partir de plútons mais evoluídos de uma suíte magmática, do tipo-I, reduzidos, cálcio alcalinos, de granulação grossa, metaluminosos a fracamente peraluminosos, com evidências de contaminação crustal (razões Sr-Sr próximo de 0,710) podendo gerar uma associação com aplitos e pegmatitos, cercados por uma aureola metamórfica de alta temperatura, evidenciando estarem em um ambiente relativamente profundo (Einaudi *et al.*, 1981; Meinert, 1992; Correa, 2019).

O magma não precisa ser necessariamente enriquecido em W, pois o comportamento incompatível deste elemento faz sua concentração aumentar com processos simples de cristalização fracionada. A magnetita presente como mineral acessório em magmas oxidados, tendem a incorporar o W na sua estrutura, diminuindo sua concentração no sistema (Newberry & Swanson, 1986).

Com a diferenciação da intrusão, voláteis são produzidos e dissolvidos no magma levando à exsolução do fluido, este, aquoso e rico em Cl e W (Rasmussen & Mortensen, 2013). O cloreto se mostra importante na concentração de W no fluido, onde magmas ricos em F não acumulam W, pois o NaF torna o W compatível, onde em concentrações de NaCl há um aumento da sua incompatibilidade (Manning & Henderson, 1984).

As rochas encaixantes não são fontes de W, porém são importantes no processo de mineralização (Newberry, 1982). Quando são pobres em minerais carbonáticos e/ou ricas em hematita, o sistema é oxidado e a pirita é o sulfeto dominante, além do predomínio de minerais calcissilicáticos de Fe e mais Ca. Quando essas encaixantes são ricas em minerais carbonáticos, o sistema é reduzido e o principal sulfeto é a pirrotita e maior concentração de minerais de Fe, substituindo o íon de Ca, tornando-as mais propícias produzir *skarns* com maior concentração de W, pois os minerais pobres em Ca tendem a extrair mais W do fluido (Newberry, 1982). A mineralogia geral dos *skarns* com W é composta por granada, piroxênio, sulfetos como molibdenita, pirita, pirrotita, calcopirita, arsenopirita e minerais hidratados como biotita, epidotos e hornblenda, tendo como principal mineral-minério a scheelita.

Os *skarns* com molibdênio (Mo) estão associados a magmas leucocráticos, oxidados e onde ocorreu uma intensa assimilação crustal, tendo afinidade com aplitos e pegmatitos (Corrêa, 2019). Estes depósitos geralmente ocorrem carbonatos finos, rochas clásticas calcáreas além de dolomitas. Contém uma variedade de metais como W, Cu, Zn, Pb, Bi, Sn e U, sendo alguns considerados polimetálicos (Meinert, 1992; Sousa Neto *et al.*, 2014). A associação mais comum nestes *skarns* é Mo-W-Cu, podendo alguns *skarns* com W e com Cu conter zonas de Mo recuperável. O principal mineral-minério é a molibdenita. A mineralogia indica um ambiente redutor e é composta por piroxênio, granada, wollastonita, anfibólio e fluorita.

Por fim, os *skarns* com estanho (Sn) são associados a magmas evoluídos do tipo-S, reduzidos, com intensa assimilação crustal, alto conteúdo de SiO₂ (Einaudi *et al* 1981; Meinert *et al* 2005). Apesar de possuírem características exclusivas em cada depósito desse tipo (e.g. cálcicos vs magnesianos, proximal vs distal), uma característica comum é a presença de elementos-traço como Sn, F, B, Be, Li, W, Mo, e Rb nos minérios e rochas associadas. Os principais minerais destes *skarns* são: granada, piroxênio, anfibólio e epidoto. De acordo com Kwak (1987), a alteração do tipo *greisen* está presente nesses depósitos devido as atividades metassomáticas ricas em F e encontra-se minerais como fluorita, topázio, turmalina, berilo, muscovita, grunerita, ilmenita e quartzo abundante.

A gênese de todos estes tipos de depósitos escarníticos é um processo complexo e pode ser dividido em três fases químicas. A primeira fase é definida quando ocorre o metamorfismo de contato entre a intrusão e a encaixante, gerando *hornfels* e mudando a mineralogia, porém ainda num processo isoquímico (A) (Meinert, 1992; Pirajno, 1992).

A segunda fase marca o início do processo metassomático progressivo, e se dá quando o fluido hidrotermal, com temperaturas superiores a 500°C e salinidade <50% em peso de NaCl, interage com as encaixantes, estas últimas, devido à sua alta reatividade, têm sua porosidade aumentada pela ação do fluido, permitindo uma melhor circulação da solução hidrotermal, incorporando Si, K, Na, Al, Fe e Mg ao sistema e formando uma paragênese de alta temperatura. (B) (Brown *et al.*, 1985; Meinert *et al.*, 2005).

Posteriormente, esta paragênese é parcial ou totalmente reequilibrada para uma paragênese de baixa temperatura devido a influência do fluido hidrotermal evoluído ou da mistura deste fluido com águas meteóricas, conatas ou marinhas, formando uma solução de natureza aquosa, temperaturas inferiores a 400°C e salinidade > 20% em peso de NaCl, definindo a terceira fase, de caráter retrógrado.

Esta fase final provoca instabilidades físico-químicas, portanto, altera a temperatura, salinidade, condições de oxidação-redução, sendo responsável pela precipitação de sulfetos e/ou do minério (Pirajno, 2009). O grau em que cada estágio é desenvolvido em um *skarn* específico vai depender do ambiente geológico de formação (Meinert *et al.*, 2005).

2.2. Mineralogia principal

Os principais minerais presentes nos *skarns* estudados apresentam características diversas que refletem sua composição e ambiente de formação. A seguir, serão abordados esses minerais, destacando suas propriedades físico-químicas, ópticas e estruturais.

2.2.1. Granada

O termo granada refere-se aos minerais que constituem um grupo de nesossilicatos, caracterizados por suas estruturas robustas, compostas por tetraedros isolados de SiO₄, interligados por cátions metálicos ((Ca,Mg,Fe²⁺,Mn)₃(Al,Fe³⁺.Mn,Cr,Ti⁴⁺)₂(SiO₄)₃). As variedades abordadas neste trabalho é a almandina (Fe₃Al₂Si₃O₁₂) e grossulária (Ca₃Al₂Si₃O₁₂), por estarem presentes na área de estudo (Salim, 1993; Corrêa, 2019; Costa *et al.*, 2024).

Tais variedades cristalizam no sistema cúbico, com hábito granular a maciço ou em cristais trapezoédricos ou dodecaédricos bem desenvolvidos. A almandina pode ser transparente a translúcida, varia do vermelho intenso, castanho-avermelhado, vermelho violeta a preto, podendo ser zonada, sem clivagem, fratura subconchoidal, dureza entre 7 e 7,5 e densidade de 4,250 a 4,318 g/cm³; a grossulária pode ser transparente ou opaca, variando de amarelo-verde, verde escuro ou claro, amarelo dourado, rosa, vermelho, laranja, vermelho-castanho, branco, cinza, preto até incolor, também apresentar zonação, fratura irregular a conchoidal, quebradiça, dureza de 6,5 a 7 e densidade de 3,530 a 3,590 g/cm³.

Possuem outras características em comum como brilho vítreo a resinoso, traço branco, além de características óticas em seções delgadas como apresentar birrefringência sob luz polarizada, seus índices de refração serem elevados, conferindo-lhes um relevo alto positivo a muito alto positivo em lâmina delgada (Klein & Dutrow, 2011).

A fórmula geral da granada pode ser representada como $X_3Y_2(SiO_4)_3$, onde a posição X pode ser ocupada por cátions divalentes como Ca, Mg, Fe^{2+} , Mn, enquanto Y por cátions trivalentes como Al, Fe^{3+} , Cr. Os cristais de granada possuem uma estrutura cristalina densa, caracterizada por um arranjo altamente simétrico de tetraedros (SiO_4) isolados, conectados por poliedros octaédricos que acomodam os cátions Y e dodecaédricos acomodando os cátions X. De maneira geral, a depender do ambiente de formação, os cristais de granada podem incorporar S, Na, Ar, Sc e Y na sua estrutura (Banno *et al.*, 2023). Nos cristais de almandina e grossulária da Mina Brejuí foram encontrados elementos como Ti, Mn, Mg e V (Salim, 1993).

A almandina e a grossulária são geralmente formadas por metamorfismo regional em rochas sedimentares argilosas e pelíticas, e por metamorfismo de contato, processos hidrotermais, como e raramente magmáticos. Nos *skarns* da Mina Brejuí, ocorrem associadas à hornblenda, biotita, diopsídio, calcita, vesuvianita, actinolita e escapolita (Salim, 1993).

2.2.2. Diopsídio

O diopsídio ($CaMgSi_2O_6$) é um inossilicato do grupo dos piroxênios, cristalizando no sistema monoclinico de forma granular, colunar, lamelar ou maciça. Geralmente ocorre na forma de cristais subédricos de hábito prismático, transparente a opaco, podendo ser incolor, branco, castanho, cinza-claro, verde claro ou escuro, raramente azul, brilho vítreo a fosco, traço branco, cinza ou cinza-verde e apresenta geminação simples ou de repetição.

Possui clivagem boa, fratura conchoidal a irregular, é quebradiço, a dureza é entre 5,5 e 6,5, e densidade varia de 3,22 a 3,38 g/cm³. O diopsídio apresenta o sinal óptico biaxial positivo, índices de refração entre 1,663 e 1,728, birrefringência moderada (0,023 – 0,035), o pleocroísmo é ausente ou fraco (verde claro a amarelo esverdeado) dependendo da composição. Em seções delgadas, pode ser incolor, cinza claro ou verde brilhante, relevo médio a alto, a extinção é inclinada, variando de 37° a 44° em seções longitudinais e simétricas às marcas da clivagem em seções transversais (Deer *et al.*, 2013; Klein & Dutrow, 2011).

O diopsídio ocorre em forma de cristais prismáticos curtos a alongados, colunares a tabulares, com seções transversais aproximadamente quadradas ou octogonais. Cristais bem formados ocorrem frequentemente em *skarns* e rochas metamórficas de contato, podendo ocorrer em agregados granulares ou maciços (Deer *et al.*, 2013).

A estrutura cristalina do diopsídio é composta por cadeias simples de tetraedros de SiO_4 compartilhando oxigênios. Os cátions Ca e Mg ocupam posições octaédricas, com o Ca em coordenação 8 e Mg em coordenação 6. Elementos como Al, Fe, Mn, Ti, V, Cr podem fazer substituições na estrutura do diopsídio. Salim (1993), encontrou teores de Al, Fe, Mg e Zn na Mina Brejuí.

O diopsídio se forma em diversos ambientes metamórficos e ígneos, como rochas ultramáficas e mármore dolomíticos. Em *skarns*, especificamente os cálcio-magnésicos, o diopsídio se desenvolve em zonas intermediárias a externas, onde as condições de temperatura e fluido favorecem sua cristalização. Geralmente ocorre associado a granadas cálcicas (grossulária-andradita), vesuvianita, wollastonita, epidoto e calcita (Einaudi *et al.*, 1981). Nos *skarns* primários da Mina Brejuí resultam da substituição da hornblenda e se transformam em granada, nos *skarns* secundários, o diopsídio altera para escapolita, epidoto, vesuvianita, calcita, actinolita e prehnita, podendo também ser substituído por scheelita e fluorita (Salim, 1993).

2.2.3. Vesuvianita

A vesuvianita, ou idocrásio, é um mineral do grupo dos sorossilicatos com fórmula geral $\text{Ca}_{10}(\text{Mg,Fe})_2\text{Al}_4(\text{SiO}_4)_5(\text{Si}_2\text{O}_7)_2(\text{OH,F})_4$, cristalizando nos sistemas tetragonal ou monoclinico. Pode ocorrer em cristais bem formados, colunares e estriados, além de formas granulares ou compactas. Sua coloração varia de amarelo, verde e castanho a tons mais raros como incolor, branco, azul, violeta, rosa, vermelho e preto, podendo ser zonada.

Apresenta brilho vítreo a resinoso, traço branco, três direções de clivagem, fratura variando de subconchoideal a irregular, quebradiça, possui dureza entre 6 e 7 e densidade relativa de 3,32 a 3,45 g/cm³. Em lâmina delgada, exibe coloração de incolor a amarelo, verde ou marrom claro, com pleocroísmo fraco variando entre incolor, amarelado, esverdeado ou amarronzado. Possui extinção paralela e alongação negativa em seções longitudinais. Seu relevo é alto positivo, com índices de refração entre $\varepsilon = 1,698 - 1,746$ e $\omega = 1,702 - 1,752$. Geralmente é uniaxial negativo, embora possam ocorrer exemplares uniaxiais positivos e, mais raramente, biaxiais. A birrefringência varia de $\delta = 0,001-0,008$, e a dispersão é forte (Klein & Dutrow, 2011).

Os cristais geralmente são prismáticos longos, podendo ocorrer também em forma maciças ou colunares. Com seções basais quadradas, as formas incluem prismas de primeira e segunda ordem e bipirâmides de primeira ordem. Alguns cristais apresentam um desenvolvimento mais elaborado, exibindo outros prismas, bipirâmides e formas ditetragonais. Possui estrias longitudinais e pode exibir geminações simples ou múltiplas, especialmente em (Deer *et al.*, 2013).

A estrutura cristalina da vesuvianita é composta por cadeias de tetraedros de SiO_4 conectados a octaedros de AlO_6 , com íons de Ca preenchendo os interstícios dessa rede tridimensional. Além disso, grupos aniônicos Si_2O_7 independentes formam "canais" adjacentes à rede, nos quais átomos de Ca também se localizam. O Ca, Al e Fe podem ser substituídos Mg, Mn e Cr e em menores quantidades Cu, Na, K, Sr, Zn, Ba, Li, B e Ce, possuindo também OH podendo ser substituída por F ou O (Deer *et al.*, 2013). Salim (1993) identificou Ti e Be nas análises de cristais de vesuvianita da Mina Brejuí.

A vesuvianita é um mineral de origem metamórfica, formado principalmente por metamorfismo regional de baixa pressão e metamorfismo de contato a temperaturas moderadas a altas. É comum em *skarns* e mármore (derivados de calcários impuros e margas), e pode ocorrer também em veios em rochas básicas a ultrabásicas, sendo rara em nefelina sienito e rochas relacionadas. Nos *skarns* da Mina Brejuí, os minerais associados a vesuvianita são escapolita, granada (grossulária), epidoto, diopsídio, actinolita e scheelita (Salim, 1993; Klein & Dutrow, 2011).

2.2.4. Epidoto

O epidoto ($\text{Ca}_2\text{Al}_2(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})\text{O}(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{OH})$) é um sorossilicato que cristaliza no sistema monoclinico, ocorrendo em hábito granular, tabular, prismático, fibroso ou em massas informes e agregados colunares. Sua cor varia de verde pistache a tons amarelados e cinzentos, dependendo do teor de Fe. Possui brilho vítreo a nacarado, traço branco-acinzentado, dureza entre 6 e 7 e densidade de 3,35 a 3,5 g/cm³. Seus cristais são prismáticos ao longo do eixo "b", frequentemente estriados, com duas clivagens e geminação comum. O epidoto é biaxial positivo, com birrefringência moderada a alta e índice de refração elevado, exibindo relevo alto positivo e pleocroísmo variando de incolor a verde e amarelo esverdeado (Klein & Dutrow, 2011).

Sua estrutura cristalina é composta por cadeias de octaedros de AlO_6 , $\text{AlO}_4(\text{OH})_2$ e/ou FeO_6 interligadas a grupos tetraédricos de SiO_4 e Si_2O_7 , permitindo substituições isomórficas, resultando na série entre a clinozoisita (rica em Al) e epidoto (rico em Fe) (Klein & Dutrow, 2011). Também pode conter elementos como Sr, Pb, Cr, Nb e ETRs (Ce, La, Y) (Frei *et al.*, 2004). Nos *skarns* da Mina Brejuí, Salim (1993) também identificou Ti, Mn, V e OH nos cristais de epidoto, onde também definiu como pertencente a série epidoto-clinozoisita-piemontita (com teores de Mn).

O epidoto é comum em rochas metamórficas de baixo a médio grau, especialmente em metamorfismo regional e de contato em *skarns* e rochas calciosilicáticas. Também ocorre em rochas ígneas félsicas associadas a processos hidrotermais e como produto de alteração de feldspatos, piroxênios, anfibólios e biotita (Klein & Dutrow, 2011). Nos *skarns* da Mina Brejuí, está frequentemente associado ao quartzo, vesuvianita, escapolita, prehnita, scheelita, granadas (andradita e grossulária), hornblenda, diopsídio, calcita e sulfetos (e.g molibdenita e calcopirita) (Salim, 1993).

2.2.5. Calcita

A calcita (CaCO_3) é um carbonato de cálcio pertencente ao sistema cristalino trigonal. Ocorrendo como cristais ou grânulos grossos e finos, estalactites, estalagmites, concreções e massas de granulação fina a compacta ou terrosa. Pode cristalizar-se numa variedade de formas conhecidas (mais de 300), sendo os 3 hábitos principais: prismático, romboédrico e escalenoédrico com geminações sobre o plano romboédrico.

É transparente a opaca, incolor ou exibir várias cores, do preto ao branco (laranja, amarelo, azul, rosa, verde, cinza, marrom e etc.), podendo estar zonada ou bandada, possui o brilho vítreo a nacarado e traço branco. A calcita possui cristais tabulares finos a espessos, sendo eles os cristais prismáticos longos ou curtos, com faces bem desenvolvidas, cristais romboédricos obtusos e agudos, e cristais escalenoédricos com faces do prisma e truncadas rombédricas. É quebradiça, apresenta fratura irregular a conchoidal, clivagem romboédrica perfeita, dureza 3 e densidade de aproximadamente $2,71 \text{ g/cm}^3$. A calcita é uniaxial negativa, com índices de refração de $\varepsilon = 1,4847\text{-}1,486$ e $\omega = 1,6544\text{-}1,658$, birrefringência extrema. Em lâmina delgada, é incolor, possui relevo moderado a forte negativo a moderado positivo, não possui pleocroísmo (Deer *et al.*, 2013).

Produz efervescência com ácido clorídrico diluído (10%) a frio; pode apresentar fluorescência em vermelho, azul, amarelo e outras cores sob luz UV de ondas curtas e longas além de ser fosforescente, catodoluminescente, termoluminescente e raramente triboluminescente.

A estrutura cristalina da calcita é organizada em camadas, onde o Ca está rodeado por seis oxigênios (coordenação 6), provenientes de grupos aniônicos carbonáticos (CO_3). Estes grupos carbonáticos organizam-se em planos triangulares, com camadas sucessivas alternando sua orientação, sem compartilhamento de oxigênios entre si. Esse arranjo forma uma rede trigonal, exibindo simetria e clivagem perfeita em três direções. Elementos como Mg, Fe, Mn, Sr, Ba, Co e Zn podem substituir o Ca na estrutura (Deer *et al.*, 2013).

De acordo com Deer e colaboradores (2013), a calcita ocorre em diversos ambientes geológicos, incluindo sedimentares, metamórficos, hidrotermais e magmáticos. Nos *skarns*, sua formação ocorre pela interação de fluidos hidrotermais ricos em Si com rochas carbonáticas e, nos *skarns* na Mina Brejuí, pode originar-se tanto da substituição de carbonatos pré-existentes ou cristalizar a partir do resfriamento dos fluidos, preenchendo fraturas ou compondo a matriz rochosa, associada ao quartzo, granadas como a andradita e grossulária, gipsita/talco, diopsídio, vesuvianita, epidoto, além de scheelita e sulfetos (molibdenita e calcopirita) (Salim, 1993).

2.2.6. Scheelita

A scheelita (CaWO_4) é um tungstato de cálcio que cristaliza no sistema tetragonal, geralmente em agregados granulares a maciços. Pode ser translúcida a opaca, com cores variando entre branco, incolor, cinza, marrom e tons de amarelo, sendo incolor em lâmina delgada. Apresenta traço branco, brilho vítreo a adamantino e cristais pseudo-octaédricos, raramente prismáticos. Possui clivagem em três direções, fratura concooidal, dureza de 4,5 a 5 e densidade entre 5,9 e 6,3 g/cm³. Relativo às características ópticas, apresenta birrefringência moderada, com valores entre 0,016 e 0,017. Seus índices de refração são $n_\omega = 1,918$ a $1,921$ e $n_\epsilon = 1,934$ a $1,938$, resultando em uma birrefringência uniaxial positiva. O relevo é muito alto positivo e geralmente não apresenta pleocroísmo ou este é muito fraco. Um traço distintivo da scheelita é sua intensa fluorescência branco-azulada sob luz UV de onda curta (100-280 nm, com pico em 254 nm), causada pela ativação eletrônica do íon tungstato (WO_4). Esse fenômeno pode ser influenciado por impurezas e variações composicionais, alterando sua tonalidade e intensidade (Klein & Dutrow, 2011).

A estrutura química da scheelita é composta pelo íon WO_4 formando tetraedros isolados que se conectam à cátions de Ca formando octaédricos irregulares. Quimicamente, pode sofrer substituições isomórficas, com Ca podendo ser trocado por ETRs, Pb, Sr e Ba, e o W substituído por Mo, formando uma série com a powellita (CaMoO_4) (Klein & Dutrow, 2011). Salim (1993) em análises de scheelitas dos *skarns* da Mina Brejuí identificou elementos como Ti, Mn, Zn, Cu e em menor quantidade V, Ni, Cr, Co, Nb, As e ETRs (Y, La e Ce).

A scheelita é um mineral comum em *skarns*, formando em associação com minerais como granada (geralmente andradita e grossulária), diopsídio, epidoto, escapolita, vesuvianita, wollastonita, magnetita, zeólitas (eg. chabasita, stilbita), actinolita, prehnita, sulfetos (e.g. molibdenita, calcopirita e pirita) e carbonatos (e.g. calcita, rodocrosita) (Salim, 1993; Meinert *et al.*, 2005). Além de *skarns*, a scheelita pode ocorrer em veios hidrotermais, pegmatitos graníticos e em depósitos *greisen* e plácer, podendo ser associada a quartzo, muscovita, cassiterita, fluorita, apatita, turmalina, bismutinita e etc.

2.2.7. Calcopirita

A calcopirita (CuFeS_2) é um sulfeto de cobre e ferro. Cristaliza no sistema tetragonal e apresenta um hábito geralmente maciço (às vezes botroidal), granular a disseminado, mas também pode ocorrer na forma de cristais tetragonais bem desenvolvidos (Klein & Dutrow, 2011). Sua coloração é amarelo latão, frequentemente manchada (*tarnished*) e iridescente, seu brilho é metálico e o traço é cinza escuro a preto e preto esverdeado.

A calcopirita possui duas direções de clivagem fracas, dureza de 3,5 a 4, densidade relativa de 4,1 a 4,3 g/cm³ e é quebradiça. Relativo ao caráter óptico, a calcopirita em luz refletida possui cor amarelo latão escuro e brilho metálico, sem apresentar reflexões internas; é opaca, mesmo em seções muito finas, exibe anisotropia fraca e birrefletância também fraca, que pode ser observada ocasionalmente sob luz polarizada, a reflectância é considerada alta, variando entre 35% e 50% (Craig & Vaughan, 1990).

Os cristais de calcopirita são frequentemente equidimensionais, modificados por faces escalonaédricas, sendo raros os cristais tetragonais estriados, exibe geminação lamelar, geminação de deformação, e, ocasionalmente, geminação de interpenetração.

A estrutura cristalina da calcopirita é composta por átomos de Cu e Fe ocupando posições alternáveis e átomos de S dispostos em arranjo cúbico compacto. Cada átomo de Cu e Fe é coordenado por 4 átomos de S, formando tetraedros, e cada átomo de S é coordenado por 2 átomos Cu e 2 de Fe. Substituições isomórficas podem ocorrer na estrutura, com elementos como Zn, Mn, Se, Ni, Co, Ag, Au, In e Sn (Craig & Vaughan, 1990).

A calcopirita ocorre em uma ampla variedade de ambientes geológicos, desde depósitos hidrotermais de alta e média temperatura até magmáticos e sedimentares (Craig & Vaughan, 1990). Nos depósitos de *skarns*, é associada a minerais como scheelita, molibdenita, granadas (andradita e grossulária), epidoto e vesuvianita (Salim, 1993; Meinert *et al.*, 2005)

2.2.8. Molibdenita

A molibdenita (MoS_2) é um sulfeto de molibdênio que cristaliza no sistema hexagonal, apresentando hábito lamelar flexível, não elástico e sétil, formando massas foliadas, agregados maciços ou placas flexíveis. Sua cor varia entre cinza chumbo, cinza azulado escuro e preto, com traço cinza esverdeado ou cinza azulado. O brilho metálico lhe confere uma aparência distinta, e seus cristais, geralmente tabulares, podem formar arranjos hexagonais ou prismas curtos. Apresenta dureza baixa, entre 1 e 1,5, densidade relativa entre 4,62 e 4,8 g/cm³ e um tato untuoso. No tocante às propriedades ópticas, a molibdenita é quase opaca, translúcida em seções finas e transparente sob luz infravermelha. Em seção polida, é branca, sem reflexões internas, e sua refletância varia de 20,6% a 44,0% (580 nm). Apresenta anisotropia muito forte e birrefletância extrema, exibindo cores distintas conforme a orientação do cristal variando de branco a cinza fosco com matiz azulada escura. Em luz transmitida, sua coloração varia de amarelo muito claro a marrom avermelhado escuro, dependendo da espessura da amostra e da presença de impurezas (Klein & Dutrow, 2011).

Sua estrutura cristalina é caracterizada por camadas de átomos de Mo intercaladas de forma coordenada a dois átomos de S, ligadas por forças de Van der Waals. A substituição isomórfica permite trocas de elementos, como Mo por W ou Re, e o S por Se ou Te. Em menor quantidade, elementos como Fe, Cu, Au, Ag, Pb, Zn, Ni, Cr, Bi, Nb e Zr podem ser incorporados (Ciobanu *et al.*, 2013; Pašava *et al.* 2016). A molibdenita se forma em diversos ambientes geológicos, principalmente em sistemas hidrotermais associados a granitos e pegmatitos, depósitos tipo pórfiro e *skarns* com Mo. Em *skarns*, a molibdenita pode ocorrer associada a minerais como scheelita, epidoto e calcopirita. (Klein & Dutrow, 2011) (Salim, 1993).

2.3. Setor minerador: depósitos de W

Os depósitos mundiais de minério de W estão espalhados por todo mundo. A China lidera o ranking de produção mundial de concentrado de W com 80,86% e das reservas mundiais com 52,24%, e apesar da produção fora da China ter aumentado em 2023, não chegou a 20%. Esse aumento se deu pelas atividades existentes e reinício da produção de uma mina histórica na Austrália, a Dolphin Tungsten Mine. A produção adicional, principalmente nas minas da Coreia do Norte, Rússia, Espanha e Reino Unido, estava prevista para um ou dois anos (USGS, 2024; ANM, 2024).

De acordo com o Sumário Mineral da ANM de 2018 (Silva, 2018), no Brasil, os principais depósitos de wolframita estão situados nos estados do Pará (mais relevantes), Santa Catarina e São Paulo. Os principais depósitos de scheelita estão no Rio Grande do Norte e Paraíba, contudo, há alguns de menor importância no Ceará, Pernambuco, Alagoas, Minas Gerais e São Paulo. Há dezessete concessões de lavra para W, sendo onze em municípios do Rio Grande do Norte, duas no Pará e outras de menor relevância em Rondônia, Tocantins, Paraíba, Santa Catarina e São Paulo, além dessas, ainda há sete permissões para lavra garimpeira no Rio Grande do Norte. Contudo, apesar da distribuição diversa dos títulos, toda a produção de 2023 adveio do RN e somou aproximadamente R\$ 33,4 milhões (dados da ANM, 2024).

3. CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1. Província Borborema

A Província Borborema (PB), definida inicialmente por Almeida *et al.* (1977, 1981), possui aproximadamente 450.000 Km² e situa-se no Nordeste do Brasil, limitada a Oeste pelos sedimentos fanerozóicos da Bacia do Parnaíba, a Norte, Nordeste e Leste por bacias fanerozóicas costeiras, e a Sul e Noroeste pelos cratões São Francisco e São Luiz (Santos *et al.*, 2002).

Constitui-se por vastas extensões de rochas gnáissico-migmatíticas que compõem o embasamento do Paleoproterozóico regional (2,300 - 2,000 Ma) com importantes núcleos arqueanos (3,750 - 2,700 Ma), faixas de rochas metavulcanosedimentares paleo a neoproterozóicas (1,800 - 650 Ma), estágios de magmatismo granítico Toniano (1,000 - 800 Ma) e brasileiro (640 - 530 Ma), além de uma rede de zonas de cisalhamento transcorrentes (ZC), lineamentos estruturais e magmatismo pós-colisional (590 - 510 Ma) (Neves, 2003; Caxito 2020) (Figura 7).

A PB é uma região de grande complexidade estrutural, com superposição de diferentes eventos de caráter deformacionais, metamórficos e/ou magmáticos. Essa heterogeneidade dificulta o entendimento no tocante a sua gênese e evolução. Existem modelos propostos para a evolução tectônica da PB, um deles, (Santos, 1996) descreve a acreção de blocos distintos separados por falhas e suturas (Santos *et al.*, 2000; Brito Neves *et al.*, 2000).

Um segundo modelo envolve Ciclos de Wilson completos (*rift*, abertura/fechamento de oceanos) com zonas de subducção, colisões continentais e tectônica introversa (Oliveira *et al.*, 2010, Caxito *et al.*, 2014, 2016; Araújo *et al.*, 2014); um terceiro modelo sugere um bloco continental único, chamado Atlântica (Rogers, 1996), consolidado no evento orogênico do Riachão-Orosiriano (2,200-2,000 Ma) estável até 2,000 Ma que foi afetado e deformado pela instalação e/ou inversão de bacias intracontinentais meso a neoproterozóicas (Neves & Mariano, 1999; Neves 2003, *et al.* 2006, 2018).

Por fim, a hipótese adotada nesse trabalho, inicialmente proposta por Van Schmus *et al.* (2008), consiste numa combinação de modelos, onde se consideram Ciclos de Wilson completos com tectônica introversa na parte central e extroversa na borda externa (eclogitos, ofiolitos e magmatismos de arco) (Caxito *et al.*, 2016, 2020; Oliveira & Medeiros. 2018), com a maioria das zonas de cisalhamento atravessando unidades crustais semelhantes, mostrando que nem todas as zonas de cisalhamento podem ser interpretadas como suturas entre blocos de composições distintas (Oliveira & Medeiros, 2018; Padilha *et al.*, 2021; Angelim, 2006, Medeiros *et al.*, 2011, Costa *et al.*, 2023).

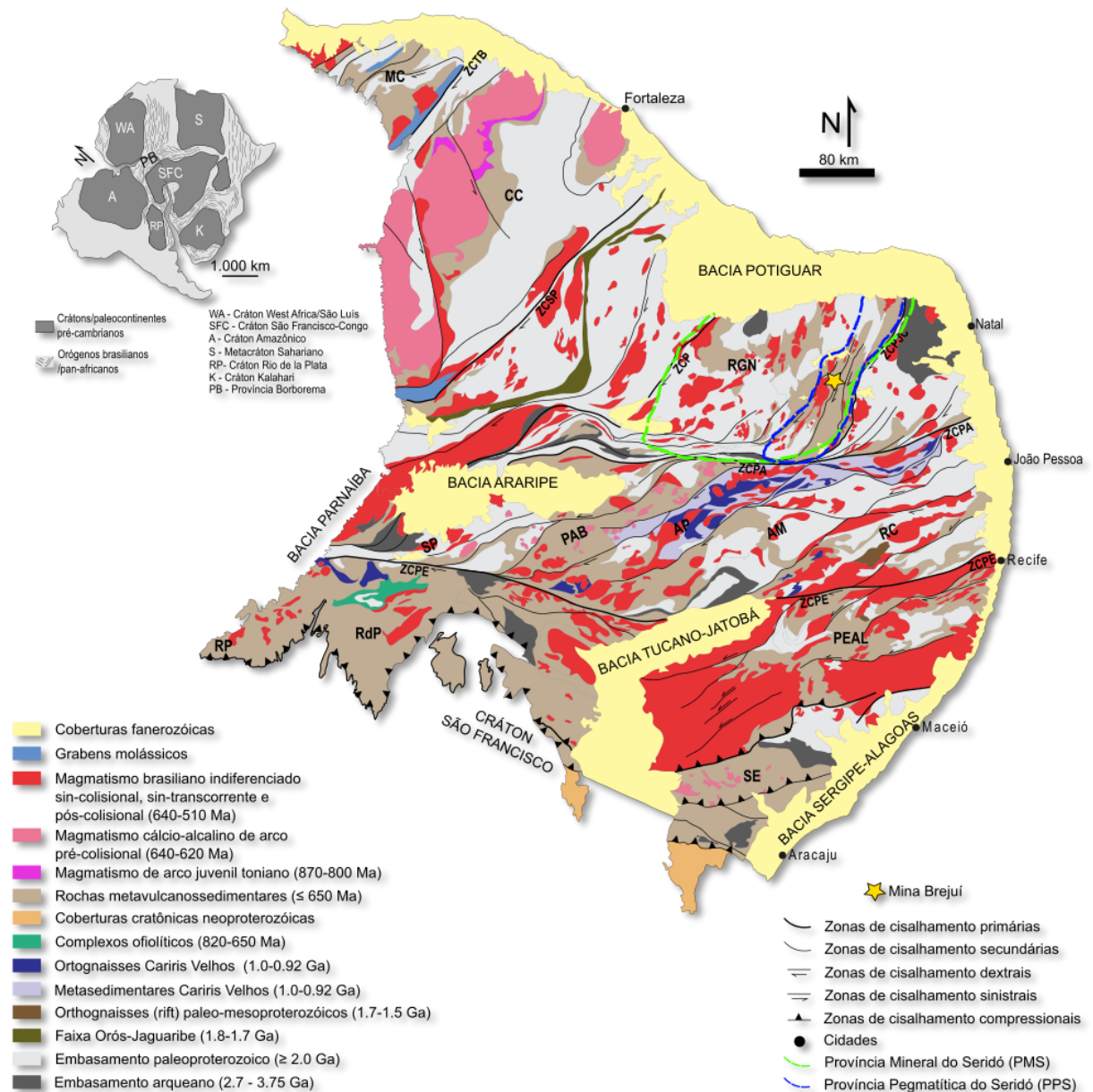


Figura 7: Mapa geológico simplificado da Província Borborema, mostrando sua compartimentação e a localização da Mina Brejuí. O canto superior esquerdo mostra a reconstrução da pré-ruptura entre a América do Sul e a África, destacando a PB. Domínios/subdomínios: MC- Médio Coreau, CC- Ceará Central, RGN- Rio Grande do Norte, SP- São Pedro, PAB- Piancó-Alto Brígida, AP- Alto Pajeú, AM- Alto Moxotó, RC- Rio Capibaribe, RP- Rio Preto, RdP- Riacho do Pontal, SE- Sergipano, PEAL- Pernambuco-Alagoas; Zonas de cisalhamento: ZCTB- Zona de cisalhamento Transbrasiliana, ZCSP- Zona de cisalhamento Senador Pompeu, ZCP- Zona de cisalhamento Portalegre, ZCPJC- Zona de cisalhamento Picuí-João Câmara, ZCPA- Zona de cisalhamento Patos, ZCPE- Zona de cisalhamento Pernambuco. Adaptado de Ribeiro et al., 2023.

Considerando o modelo de evolução tectônica de Van Schmus *et al.* (2008), a gênese da PB está relacionada com a ruptura do supercontinente Columbia, num intervalo de tempo que vai desde o Mesoproterozóico ao início do Neoproterozóico e posteriormente, consolidada pela convergência e amalgamação dos blocos litosféricos dos crátons Amazônico, São Luís-West Africa e São Francisco-Congo durante o evento tectônico Brasileiro/Pan-Africano, culminando na formação do Gondwana Ocidental (Figura 7).

Esse evento orogênico foi responsável pela formação das faixas de dobramentos nas regiões Nordeste, Centro-Oeste, Sudeste e Sul, e afetou a PB inteiramente, causando metamorfismo da fácies xisto-verde a granulito, e um intenso magmatismo num intervalo de idade ediacarana a cambriana e a formação de zonas de cisalhamento regionais de grande escala. A região Nordeste também foi afetada pelo evento tectônico Cariris Velhos (1,000 - 920 Ma), marcado por rochas metavulcânicas bimodais intrudidas por plútons graníticos (Brito Neves *et al.*, 1995; Caxito, 2020).

Devido a esses vários modelos propostos, houve também algumas propostas de compartimentação da PB, principalmente baseadas nos distintos blocos que formam os terrenos alóctones (Jardim de Sá, 1994; Van Schmus *et al.*, 1995; Santos *et al.*, 2000; Medeiros *et al.*, 2011; Sales, 2023).

Alguns autores propuseram a divisão entre faixas de dobramentos (rochas metavulcanosedimentares neoproterozóicas, associadas ao Brasileiro/Pan-Africano), maciços medianos (rochas gnáissicas-migmatíticas arqueas à paleoproterozóicas do embasamento expostas) e domínios estruturais (Brito Neves, 1975; Almeida *et al.*, 1981; Caby *et al.*, 1991; Brito Neves *et al.* 2000). A proposta de Van Schmus *et al.*, (2011) de segmentação geotectônica pelas zonas de cisalhamento regionais mais expressivas, a ZC Patos e ZC Pernambuco, resultando em três subprovíncias (domínios ou zonas): setentrional (Norte), transversal (Central) e meridional (Sul).

Cada subprovíncia ainda é sub-dividida internamente, com a subprovíncia norte possuindo os domínios Médio Coreaú, Ceará Central, Rio Grande do Norte (Neves 2003; Caxito, 2020; Sales, 2023), a subprovíncia central, dividida nos domínios São Pedro, Piancó–Alto Brígida, Alto Pajeú, Alto Moxotó e Rio Capibaribe e, por fim, a subprovíncia sul, dividida nos domínios Pernambuco-Alagoas, Rio Preto, Riacho do Pontal e Sergipano (Brito Neves *et al.*, 2000; Caxito *et al.*, 2014;) (Figura 7).

Os aspectos do domínio/subdomínio onde a área de estudo está contida estão detalhados a seguir.

3.2. Domínio Rio Grande do Norte / Subdomínio Rio Piranhas-Seridó

O Domínio Rio Grande do Norte (RGN) é limitado a norte e leste pelos sedimentos fanerozóicos da Margem Continental Atlântica, a sul pela ZC Patos (E-O) e a oeste pela ZC Senador Pompeu (NE-SO). Possui três subdomínios cuja evolução está relacionada a deposição de sequências vulcanosedimentares, intenso magmatismo e ao *rift* intracrustal do pós-Transamazônico (~2,000 Ma), sendo eles os subdomínios Orós-Jaguaribeano, São João do Campeste e Rio Piranhas-Seridó (RPS) (Brito Neves *et al.*, 2000; Neves, 2003; Sales, 2023, Hasui *et al.*, 2012), sendo especificamente neste último onde encontra-se a Faixa de Dobramento Seridó ou Faixa Seridó (FS)(Figura 8)(Johnston, 1945; Salim, 1993; Souza Neto *et al.* 2008; Cavalcante *et al.*, 2016, Costa, 2021).

O RPS se encontra na parte central do RGN, é limitado a oeste pela ZC Portalegre, a sul pelo ZC Patos, a leste pela ZC Picuí-João Câmara e a norte pelos sedimentos da Bacia Potiguar, assim, se segmentando com diferentes assinaturas geofísicas e geotectônicas dos outros subdomínios (Medeiros *et al.*, 2021).

Constituindo o embasamento cristalino, encontram-se litotipos arqueanos com idades U-Pb de 3,750 Ma em serpentinitos, 3,530 Ma para os ortognaisses do Complexo Amarante, 2,900 a 2,650 Ma para os piroxenitos e migmatitos do Complexo Campo Grande, e paleoproterozóicos de idades siderianas dos ortognaisses do Complexo Arábia (2,480-2,330 Ma) e riacianas dos ortognaisses, migmatitos e metamáficas do Complexo Caicó (2,240-2,110 Ma), além de augen gnaisses riacianos e estaterianos da Suíte Poço Cruz (1,930-1,740 Ma).

Sobre o embasamento, encontra-se uma faixa de rochas supracrustais neoproterozóicas dos litotipos do Grupo Seridó (650-610 Ma, U-Pb em zircões dentríticos), intrusões de corpos ígneos do magmatismo brasileiro neoproterozóico a cambriano (628-540 Ma, em U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd) com diques/pegmatitos, diques e vulcânicos meso-cenozóicos, além das coberturas sedimentares (Van Schmus *et al.*, 2003; Nascimento *et al.*, 2015; Sales, 2023; Medeiros *et al.*, 2021; Melo *et al.*, 2022; Costa *et al.*, 2023).

3.3. Faixa de Dobramentos Seridó

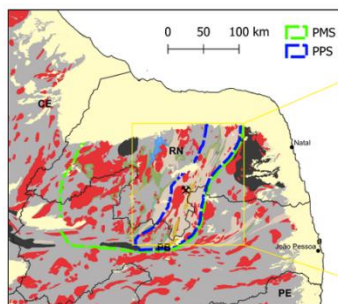
A Faixa de Dobramento Seridó ou Faixa Seridó (FS) é uma das faixas móveis presentes no RGN, está sobre o embasamento paleoproterozóico e foi depositada no Ediacarano e deformada no evento Brasileiro-Pan-Africano (Caxito, 2020). É uma sequência metassedimentar alinhada para NE, resultado de uma deformação transpressiva dextral, fazendo com que as zonas de cisalhamento NE-SW se interconectem com a ZC Patos (Figura 8).

O seu estudo é uma importante fonte de conhecimentos para a compreensão da conexão entre o Brasil e a África no Gondwana Ocidental durante o evento Brasileiro/Pan-Africano (Neves, 2003; Van Schmus *et al.*, 2008; Brito Neves *et al.*, 2016; Corrêa, 2019; Caxito, 2020), e também da formação de depósitos de veios de ouro, *skarns* polimetálicos ($W\pm Au\pm Mo\pm Bi\pm Te\pm Cu$) e pegmatitos contendo $Ta\pm Be\pm Sn\pm Li\pm ETR$ durante este evento (Johnston, 1945; Salim, 1993; Souza Neto *et al.*, 2008; Beurlen *et al.*, 2014; Corrêa, 2019).

O embasamento da FS compreende uma assembleia de rochas de alto grau metamórfico, gnaissico-migmatíticas, de idade paleoproterozoica, o Complexo Caicó, e augen gnaisses graníticos riacianos a estaterianos da Suíte Poço da Cruz e localmente alguns núcleos arqueanos. Discordantemente sobre este embasamento, se encontram as rochas metavulcanosedimentares do Grupo Seridó, de idade neoproterozóica, metamorfizadas de fácies xisto-verde a anfibólito, compreendendo, da base para o topo, as formações Equador, Jucurutu e Seridó (Figura 8).

Ainda há a intrusão de batólitos, *stocks* e diques por toda a sequência, relacionados a intensa atividade magmática brasileira (Salim, 1993; Jardim de Sá, 1994; Van Schmus *et al.*, 2003; Hollanda *et al.*, 2017; Corrêa, 2020).

MAPA DA FAIXA SERIDÓ E PROSPECTOS DE W-MO



Datum SIRGAS 2000
 Fonte de dados: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), Departamento Nacional de Infraestrutura e Transportes (DNTI), Serviço Geológico do Brasil (SGB-CPRM), Holanda et al. (2017) e Ribeiro et al. (2023)
 Elaborado por Samuel Lucas Monteiro de Farias

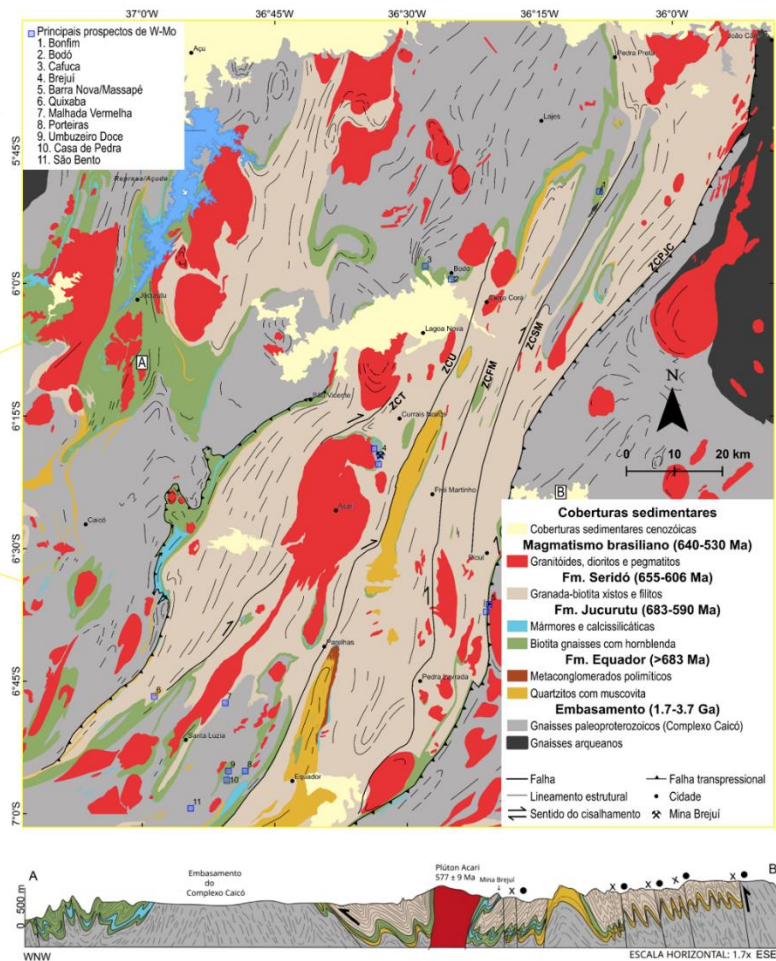


Figura 8: Mapa geológico e perfil A-B da Faixa Seridó, mostrando os principais litotipos e estruturas, prospecções de W-Mo e à esquerda a localização da Província Mineral do Seridó e da Província Pegmatítica do Seridó. Adaptado de Ribeiro et al., 2023.

O Complexo Caicó é composto por gnaisses e migmatitos, ocorrendo gnaisses bandados, paragneisses com biotita e/ou ou granada, anfibolitos, rochas vulcânicas, às vezes migmatizadas, contendo xistos, quartzitos, rochas metamáficas-ultramáficas (anfibolitos/hornblenditos e matagabros) e ortogneisses (graníticos, granodioríticos e tonalíticos).

Geralmente apresentam granulação média a grossa incluindo *augen* gnaisses porfíricos de afinidade cálcio-alcalina de alto K (Souza et al., 2007). Estas rochas foram definidas como gnaisses bandados de composição gabro-dioríticas e granodioríticas (médio K) a tonalíticas (baixo K), e são cortadas por diques máficos a ultramáficos (anfibolitos), sheets de augen gnaisses monzoníticos a monzograníticos médios a grossos além dos metaleucogabros da Suíte Poço da Cruz (Ferreira, 1998; Holanda et al., 2011; Medeiros et al., 2021; Sales, 2020; Costa et al., 2023).

As idades riacianas obtidas para os plútons São José do Seridó, Santana do Matos e Antônio Martins foram de 2,250 Ma, 2,210 Ma e 2,170 Ma, bem como idades riacianas para os metaleucogabros (2,210 Ma) intrusivos na sequência supracrustal de Santa Luzia (2,400 Ma) e os *augen* gnaisses de Serra Negra com idades U-Pb de 1,740 Ma (Hollanda *et al.*, 2011). Foram obtidas idades U-Pb semelhantes para os *augen* gnaisses Serra da Formiga (2,170 Ma) e Florânia (2,250 Ma) (Medeiros *et al.*, 2021). Assim, podendo concluir que os *augen* gnaisses da Suíte Poço da Cruz são unidades tardias do Complexo Caicó.

Foram encontradas idades U-Pb paleoproterozóicas para os ortognaisses do Complexo Santa Cruz (2,180-2,060 Ma), que ocorre a leste da ZC Picuí-João Câmara (Santos *et al.*, 2002), levando a interpretação que seria uma unidade correlata ao Complexo Caicó (Sales, 2023).

Houve três eventos deformacionais que afetaram o Complexo Caicó, sendo o primeiro evento anterior à deposição do Grupo Seridó, o segundo relacionado ao magmatismo staheriano e o último associado às zonas de cisalhamento e aos granitóides do Brasileiro. Tais eventos deformacionais, de alta pressão e temperatura, fizeram essas rochas fundirem formando domos migmatíticos servindo de fonte magmática para os corpos ígneos alojados durante o evento Brasileiro/Pan-Africano (Souza *et al.*, 2007; Medeiros *et al.*, 2012; Archanjo *et al.*, 2013; Costa, 2022; Medeiros *et al.*, 2021; Lucas *et al.*, 2024).

O Grupo Seridó vem sendo estudado pelo menos desde os anos 60 (Ebert & Claro, 1970; Medeiros *et al.*, 2021), tendo sido colocadas algumas hipóteses acerca do empilhamento estratigráfico e evolução das rochas que compõe este grupo.

A proposta de empilhamento estratigráfico mais usual é a de Jardim de Sá (1994) que define, da base para o topo, a seguinte sequência: a Formação Jucurutu, composta por biotita paragneisses, intercalações de mármore, quartzitos, rochas calcissilicáticas (algumas com mineralizações), micaxistos, anfibolitos e formações ferríferas tipo BIF; em seguida, a Formação Equador, caracterizada por quartzitos intercalados por metaconglomerados; e, por fim, a Formação Seridó, com micaxistos arcoseanos e aluminosos de médio a alto grau metamórfico contendo granada $\pm$ estaurolita $\pm$ andaluzita $\pm$ cordierita $\pm$ sillimanita, e localmente fácies de baixo grau com sericita-clorita-biotita xistos, sericita-clorita xistos, filitos e metassiltitos, apresentando também características turbidíticas e intercalações de mármore, anfibolitos e rochas calcissilicáticas (Jardim de Sá, 1994; Medeiros *et al.*, 2021; Costa *et al.*, 2023).

Os contatos entre as formações são quase sempre gradacionais e/ou interdigitados, mostrando uma continuidade da deposição, compreendendo intervalos de depósitos turbidíticos sobrepostos à sequência de quartzitos e metaconglomerados, empilhados sobre mármore e paragneisses com lentes calcissilicáticas/metavulcânicas (Jardim de Sá, 1994; Medeiros *et al.*, 2017).

Estudos mais recentes, como os de Holanda *et al.* (2015) e Ribeiro *et al.* (2023), interpretam a Formação Equador como a base da coluna estratigráfica, mostrando que essas rochas contêm detritos provenientes de embasamentos gnáissicos mais antigos, pertencentes aos complexos paleoproterozoicos e arqueanos, em comparação com as rochas da Formação Jucurutu (Figura 9).

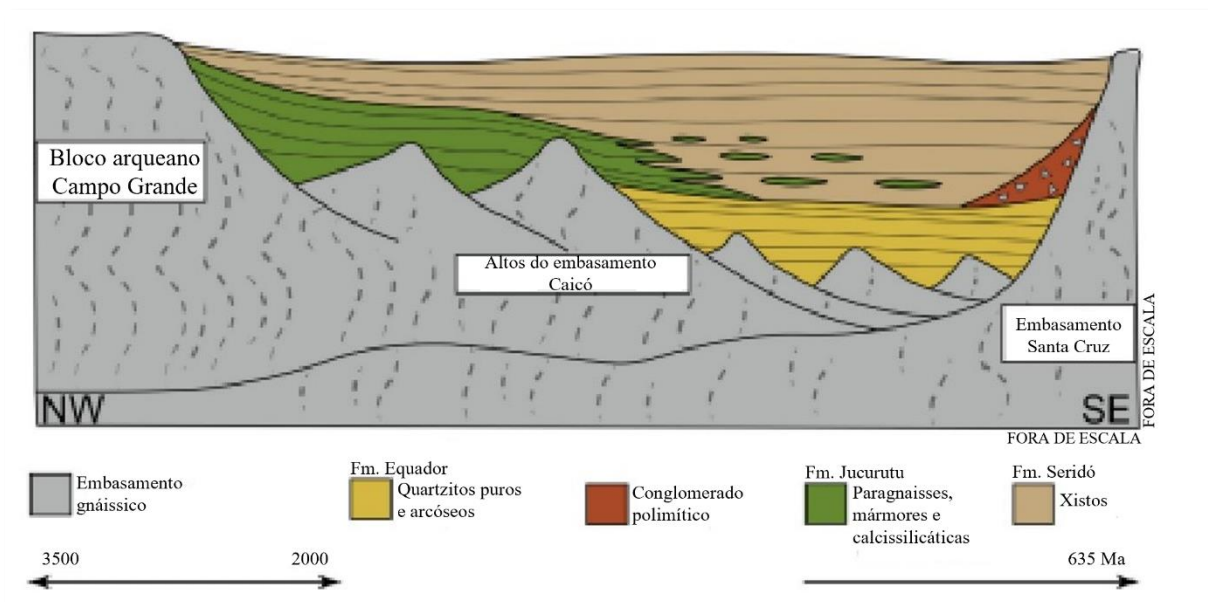


Figura 9: Perfil esquemático hipotético mostrando a sedimentação na formação da Bacia do Seridó. Adaptado de Ribeiro *et al.*, 2023.

Essa conclusão é sustentada com base em dados de geocronologia, que indicam uma idade U-Pb neoproterozóica de 683-590 Ma para a Formação Jucurutu e 655-606 Ma para a Formação Seridó com o pico metamórfico por volta de 600 Ma (Van Schmus *et al.*, 1997, 2003 Costa *et al.*, 2023; Holanda *et al.*, 2015); na Formação Equador foram encontradas idades paleoproterozóicas (~2,200 Ma) para os terrenos fonte principal de detritos para a bacia de *rift* ali instalada e idades de sedimentação mínima e máxima de 3,000 e 1,000 Ma, respectivamente (Medeiros *et al.* 2021).

Ainda na Formação Equador, observa-se um baixo teor de Pb radiogênico em comparação com as demais do Grupo Seridó, o que indica uma mudança de proveniência durante a deposição (Holanda *et al.*, 2015; Sallet *et al.*, 2015).

A FS passou por três fases de deformação: a primeira impactou a estratificação dos metassedimentos; a segunda resultou em dobras reclinadas isoclinais, achatando foliações e gerando inversões estratigráficas associadas a empurrões; o último evento criou antiformes e sinformes regionais com eixos paralelos às zonas de cisalhamento NNE.

As paragêneses minerais sugerem condições de metamorfismo nas fácies anfibolito e, retrogradamente, em xisto verde, atingindo o pico de temperatura de 560° a 630° C e pressão de 2,7 a 4,5 kbar, além de auréolas metamórficas ao redor das intrusões graníticas ao longo das sequências supracrustais da FS (Jardim de Sá, 1994; Silva, 2000; Sallet *et al.*, 2021; Costa *et al.*, 2024;).

A deposição e estruturação da Bacia do Seridó foram controladas por estruturas profundas de uma zona de sutura riaciana, semelhante à ZC Picuí-João Câmara, sendo uma das principais discontinuidades litosféricas do RGN, que também influenciou os estágios magmáticos e hidrotermais, incluindo os sistemas mineralizantes do Brasileiro e do Magmatismo Mesoceno-zóico, de acordo com Padilha *et al.* (2021).

Com base nisso tudo, Ribeiro *et al.* (2023) propuseram que a FS possa representar uma bacia *rift* intracontinental (Fm. Equador) que foi recoberta por sedimentos magmáticos finos, associados a arcos magmáticos (Fm. Seridó e Jucurutu), durante um período de elevação do nível do mar.

As colisões e deformações ocorridas no Brasileiro/Pan-Africano, que afetaram a FS, geraram zonas de cisalhamento E-W e segmentos NE-SE, resfriados entre 560 e 500 Ma e intenso plutonismo ediacarano-cambriano (Nascimento *et al.*, 2015; Corrêa *et al.*, 2020).

Essa atividade magmática é datada entre 628 e 520 Ma e foi classificada em seis suítes distintas, com base nas características texturais e geoquímicas: (1) Suíte Shoshonítica, com rochas máficas a intermediárias; (2) Suíte Cálcio-alcálica de alto K Porfirítica, composta por monzogranitos e granodioritos porfiríticos; (3) Suíte Cálcio-alcálica de alto K Equigranular, com monzo e sienogranitos finos; (4) Suíte Cálcio-alcálica, incluindo granodioritos e tonalitos; (5) Suíte Alcalina, com álcali-feldspato granitos; e (6) Suíte Alcalina Charnoquítica, com quartzomangeritos e charnoquitos.

Todas essas suítes são representadas por batólitos, *stocks* e diques contendo características petrográficas, texturais, geoquímicas e geocronológicas distintas (Nascimento *et al.*, 2015), com pico de temperatura em 650° C e pressão 3.5 kbar entre 579 e 555 Ma (U-Pb) e o resfriamento entre 400° e 300° C em torno de 481 Ma (Ar-Ar; Souza, 1996; Costa, 2024; Nascimento *et al.*, 2015). Existem também pegmatitos de idade 515 a 509 Ma, sob a forma de pequenos corpos, diques e soleiras; e também diques basálticos do magmatismo mesocenoico (57 a 7 Ma) que preenchem fraturas (Melo *et al.*, 2022).

Estes corpos pegmatíticos compõem a chamada Província Pegmatítica da Borborema (PPB), definida como a principal área de ocorrência de pegmatitos no nordeste do Brasil (Scorza, 1944). Estudos mais recentes designam como Província Pegmatítica do Seridó (PPS) os pegmatitos que se distribuem ao longo da FS, excluindo desta unidade geoeconômica os pegmatitos que se encontram fora da FS (Santos *et al.*, 2014; Salles, 2023). Foram catalogados mais de 1500 pegmatitos na PPS (Salles, 2023).

Estas intrusões são importantes no transporte térmico e de fluidos magmático-hidrotermais (Baumgartner *et al.*, 2006; Salles, 2023), favorecendo a mineralização de metais e gemas, incluindo o depósito estudado neste trabalho, constituindo a Província Scheelitífera do Seridó (Johnston & Vasconcellos, 1945; Salim, 1993; Souza Neto *et al.*, 2008), agora chamada Província Mineral do Seridó (PMS) (Santos *et al.*, 2014; Hollanda *et al.*, 2017; Costa *et al.*, 2023; Tavares & Hollanda, 2024; Lucas *et al.*, 2024), devido às diversas mineralizações polimetálicas inseridas nessa área.

3.4. Província Mineral do Seridó

A PMS é uma das regiões metalogênicas mais importantes relacionadas com as faixas orogênicas da PB, com uma área aproximada de 20.000 km² apresentando depósitos escarníticos mineralizados em W–(Mo)–(Au) (sendo algumas das minas: Brejuí, Bodó, Bonfim, Malhada Limpa e Quixaba) com alguns *skarns* auríferos (Itajubatiba) e polimetálicos com W-Mo-Au-Bi-Te (Bonfim) (Souza Neto *et al.* 2008; Santos *et al.*, 2014). Totalizam mais de 700 ocorrências, às quais se juntam as de pegmatitos da PPS mineralizados com Nb–Ta–(Li), elementos de terras raras (ETR) e gemas como a turmalina Paraíba (Johnston, 1945; Soares, 2004; Beurlen *et al.*, 2009, 2014; Salles, 2023)(Figura 7). Além disso, há outros tipos de mineralizações, como esmeralda em rochas máfico-ultramáficas (Araújo Neto *et al.*, 2023), Au orogênico (Araújo *et al.*, 2002) e Fe em BIF's (Cavalcante *et al.*, 2016).

Ao longo de décadas, se extraía dos *skarns* da PMS, tungstênio, sob a forma de scheelita (CaWO_4) o principal mineral do minério do *skarn*. Com início em 1940, as três jazidas que se destacaram na produção deste minério foram Bonfim, Bodó e Brejuí, na designada "Província Scheelitífera do Seridó".

3.4.1. Tactitos de W-Mo da Mina Brejuí

O termo tactito também pode ser usado para se referir aos *skarns* presentes no depósito de W-Mo da Mina Brejuí (Salim, 1993; Jardim de Sá, 1994, Cavalcante Neto, 2009), onde se encontram no contato entre mármore e paragneisses, ambos da Formação Jucurutu. Esses tactitos se desenvolvem na borda do plúton brasileiro Acari (577 ± 13 Ma, Rb-Sr em rocha total, Borges, 1996; Costa *et al.*, 2024), representado por monzogranitos equigranulares de afinidade calcioalcalina de alto K, pertencentes a Suíte Dona Inês (Maranhão, 1970; Salim, 1994), rochas máficas associadas da Suíte São João do Sabugi (579 ± 7 Ma, U-Pb em zircão, Leterrier *et al.*, 1994; Costa *et al.*, 2024) (Figura 10).

Enxames de diques pegmatíticos tardios (514 ± 1 – 509 ± 2 Ma, U-Pb em monazitas, Baumgartner *et al.*, 2006) e diques basálticos diabásicos mesocenozóicos intruem todas as rochas da região (Salim, 1993; Costa, 2022).

Os tactitos da Mina Brejuí constituem-se em assembleias petrológicas primárias (progressivas) e secundárias (retrógradas) (Salim, 1993) (Figura 11). A assembleia primária é composta por rochas bandadas de granulação grossa, com mineralogia relativamente simples com camadas ricas em hedenbergita-granada (grossulária), além de diopsídio, plagioclásio e quartzo. Os tactitos próximos ao contato com o gnaiss, tendem a ser mais enriquecidos em clinopiroxênio (metassomático) e/ou hornblenda, enquanto nos mármore a granada predomina.

Posteriormente, a assembleia secundária formou-se nos estágios metassomáticos por fluidos hidrotermais que atuaram nas paragêneses dos tactitos primários, formando complexas associações minerais, com scheelita e molibdenita, zeólitas e sulfetos.

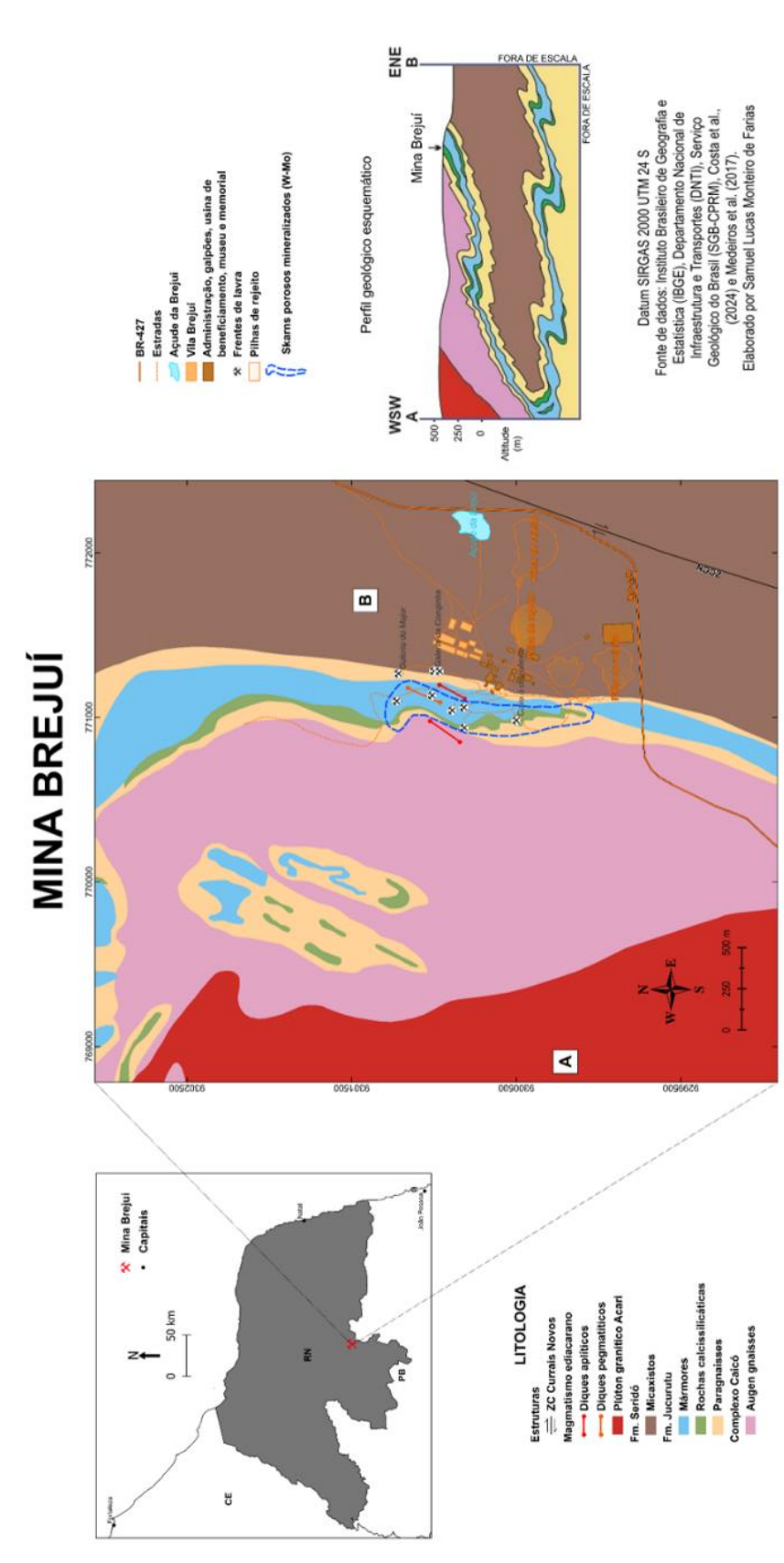


Figura 10: Mapa geológico-mineiro e perfil A-B da Mina Brejuí, mostrando estruturas, litologias, instalações da mina. Adaptado de Costa et al., 2024.

Salim (1993) definiu três paragêneses para esse estágio de alteração hidrotermal retrógrado (Figura 11): 1) escapolita-vesuvianita, formando bandas monominerálicas (epidoto, vesuvianita ou escapolita) ou poliminerálicas (estes três minerais + quartzo), actinolita, diopsídio e algumas camadas ricas em flogopita (Costa *et al.*, 2024), desenvolvida em temperaturas de 380° a 450° C e pressão de 2 kbar, sendo concordantes com as bandas dos *skarns* primários; 2) epidoto-prehnita, contendo epidoto, prehnita e ilita (Costa *et al.*, 2024), se formando a temperaturas de 270° a 380° C e pressão de fluido de 2 kbar, mostra uma textura brechóide em consequência das várias venulações, mono ou poliminerálicas (epidoto, vesuvianita, escapolita, quartzo e calcita), que cortam os *skarns* primários; 3) zeólitas (principal zona mineralizada), destacando-se a presença de zeólitas na sua mineralogia, como a chabazita, stilbita e laumontita (Costa *et al.*, 2024) além de montmorillonita, clorita e gipsita, apresentando textura porosa e *skarns* com cavidades, desenvolvida a temperaturas de 200° a 300° C e pressão de 0,6 a 1 kbar (Salim, 1993; Costa *et al.*, 2024; Lucas *et al.*, 2024).

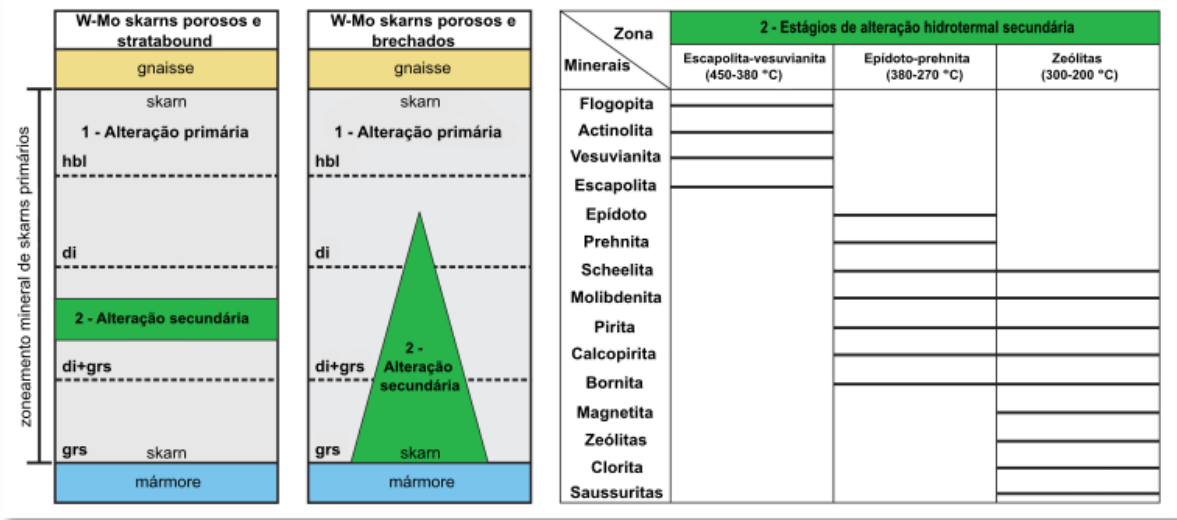


Figura 11: Assembleias minerais progressivas e retrógradas nos skarns da Mina Brejuí, mostrando cartas esquemáticas descrevendo os skarns porosos stratabound e brechados, além de mostrar as associações minerais relacionadas com a alteração retrógrada no depósito de Brejuí. Hbl- Hornblenda, di- diopsídio, grs- grossulária. Adaptado de Salim, 1993 e Costa *et al.*, 2024.

A zona escapolita-vesuvianita foi resultado da circulação de fluidos metassomáticos nos *tactitos* primários; nas zonas epidoto-prehnita e zeólita, iniciou-se o processo de mistura de fluidos, sendo responsável pela precipitação da scheelita (CaWO_4), molibdenita (MoS_2), pirita (FeS_2) e calcopirita (CuFeS_2), sendo os estágios inicial e final de mineralização, respectivamente (Salim, 1993).

Ainda na paragênese das zeólitas, os *skarns* porosos e brechados mostram que houve uma perda de massa e aumento do volume da jazida (40%), sendo estes *skarns* os principais portadores de W-Mo da jazida da Mina Brejuí. É importante destacar o equilíbrio da pirita e magnetita com a scheelita e molibdenita, além da ausência de ouro neste depósito (Costa *et al.*, 2024).

A principal granada formada nos *tactitos* primários é a grossulária, sugerindo a participação de fluidos hidrotermais oxidados na formação do depósito deste estudo (Salim, 1993; Souza Neto *et al.*, 2008). A mineralização de W-Mo da Mina Brejuí foi datada por Hollanda *et al.* (2017), obtendo a idade de 554 ± 2 Ma (Re-Os, em molibdenita), relacionada aos últimos estágios de granitogênese brasileira e a colocação de pegmatitos.

Costa *et al.* (2024) realizaram estudos com ênfase nas alterações hidrotermais dos W-Mo *tactitos* da Mina Brejuí, definindo melhor as relações entre os litotipos e assembleias minerais presentes na área, e baseando-se em estudos anteriores definiram as camadas de *skarns* em dois tipos principais: i) *skarns* estéreis finos, de cor acastanhada e intercalados entre mármore; ii) *skarns* com W-Mo esverdeados a verde-oliva, com zonas locais alaranjadas, altamente porosos, *stratabound* ou brechados, localizados no contato entre mármore e gnaisses (Figura 11).

Tais *skarns* são intercalados entre mármore maciços de cor branca a cinza, granulação média a fina, que por sua vez, fazem contato com biotita-hornblenda paragneisses cinza, de granulação média a fina, com camadas ricas em quartzo e plagioclásio (Formação Jucurutu), e biotita ortogneisses finos, com quartzo, plagioclásio e K-feldspato pertencentes ao Complexo Caicó; é comum esses ortogneisses serem intrudidos por corpos de leucogranitos aplíticos de médios a finos e composição monzogranítica. Diques pegmatíticos e basálticos cruzam toda a sequência (Figura 10).

No tocante a evolução tectono-metamórfica da área da Mina Brejuí, diversas fases de deformação e/ou metamorfismo ocorreram (F1'/M1' a F5'/M5' – fase de deformação/metamorfismo) gerando estruturas como dobras e foliações, bem como diferentes fácies metamórficas (Cavalcanti Neto, 2009). A mina encontra-se estratigraficamente invertida em relação ao contexto regional (Angelim *et al.*, 1980; Salim, 1993; Jardim de Sá, 1994), sendo a responsável uma dessas fases, denominada F4'/M4' (Cavalcanti Neto, 2009), associada aos esforços/stress do processo de diapirismo do plúton Acari (Figura 12).

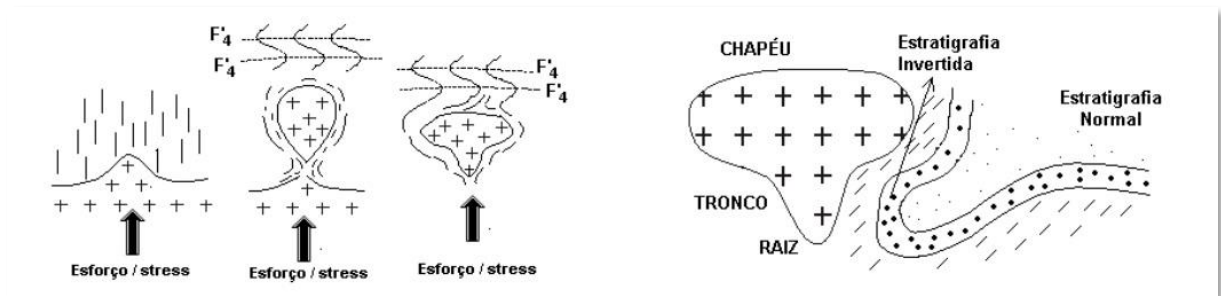


Figura 12: Evolução de um batólito formando dobras recumbentes resultados da moldagem das litologias à geometria do corpo magmático. Adaptado de Cavalcanti Neto, 2009.

Esse processo diapírico, que é espelhada aos dos domos de sal, ocorre quando a litologia encaixante de menor densidade sobe para topo se moldando à geometria do diápiro. Houve ainda a contribuição das zonas de cisalhamento locais que levou a geração de dobras recumbentes associadas a essa fase, onde nas charneiras há mineralizações de scheelita, formando *ore shoots* (Figura 10) (Cavalcanti Neto, 2009).

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

A descrição petrográfica das amostras estudadas foi realizada macroscopicamente, ao microscópio óptico e ao microscópio eletrônico de varredura, observando os conjuntos de amostras que foram relacionadas com as fases de alteração primária e secundária com base nos estudos de Salim (1993) e sustentados por Costa *et al.* (2024), apresentadas na tabela seguinte:

Tabela 2: Estágios de alteração relacionados as paragêneses minerais definidas por Salim (1993) e Costa et al. (2024);
Minerais: grs-grossulária, di-diopsídio, ep-epidoto, ves-vesuvianita, cal-calcita, qz-quartzo, sch-scheelita, mol-molibdenita, ccp-calcopirita, chl-clorita, mnt-montmorilonita, gp-gipsita.

Estágio	I	II	III
Paragêneses (Salim, 1993; Costa et al., 2024)	grs, di	ep, ves, cal, qz	sch, mol, ccp, mag, chl, mnt, gp
Lâminas (mic. óptica)	BJ-E; BJ-E7	BJ-129	BJ-C; BJ-C1; BJ-115, BJ-116
MEV			BJ-100; BJ-116; BJ-D
FRX			BJ-116; BJ-99

4.1. Descrição petrográfica

As lâminas delgadas foram agrupadas em 3 grupos de acordo com as paragêneses apresentadas na Tabela 2 de estágios de alteração. Os dados adquiridos serão apresentados a seguir.

Na observação microscópica das lâminas delgadas, foram estudadas oito lâminas, sendo: duas da paragênese da alteração metassomática primária, cinco da fase de alteração hidrotermal secundária responsável pela paragênese dos *skarns* mineralizada em W-Mo e uma do aplito granítico que intrude os litotipos da Mina Brejuí.

As lâminas BJ-E e BJ-E7, pertencem à primeira paragênese a de alteração metassomática primária (Salim, 1993; Costa et al., 2024) e macroscopicamente observa-se terem granulometria grossa a média, cor vermelho amarronzado com partes verdes e branco translúcido, sendo que na observação microscópica possuem, textura granoblástica com contatos retos, e sendo constituídas essencialmente pelas seguintes percentagens dos minerais grossulária (50%), epidoto (22%), vesuvianita (10%), diopsídio (15%) além de quartzo (2%) e actinolita (1%) ocorrendo de maneira subordinada.

Os cristais de grossulária são incolores, com relevo alto característico e contatos retos com os demais minerais constituintes, subidiomórficos e de grandes dimensões (~2 cm a 1 mm), alguns apresentando intenso fraturamento preenchido por quartzo e epidoto anédricos (Figura 13A). Possuem também vênulas preenchidas por quartzo e inclusões de outros minerais (geralmente epidoto). O epidoto se apresenta em forma de cristais xenoblásticos a subdioblásticos tabulares, cores de interferência variando de amarelo, verde, rosa e azul, mostra um intenso fraturamento, onde são preenchidas por cristais menores de epidoto (Figura 13B).

Os cristais de vesuvianita são anédricos com mais de 2,0 mm, possuem cor de interferência cinza de primeira ordem e relevo alto característico, ocorrendo associados ao epidoto (Figura 13D). Os cristais de diopsídio possuem até 1 mm, são anédricos, fraturados e apresentam diferentes estágios de epidotização (Figura 13A). O quartzo aparece na forma de finos cristais em vênulas ou fraturas e às vezes em cristais anédricos com mais de 1,5 mm (Figura 13B). Os cristais de actinolita aparecem nas bordas dos minerais maiores, na forma de agregados de pequenos cristais aciculares de até 0,5 mm (Figura 13C).

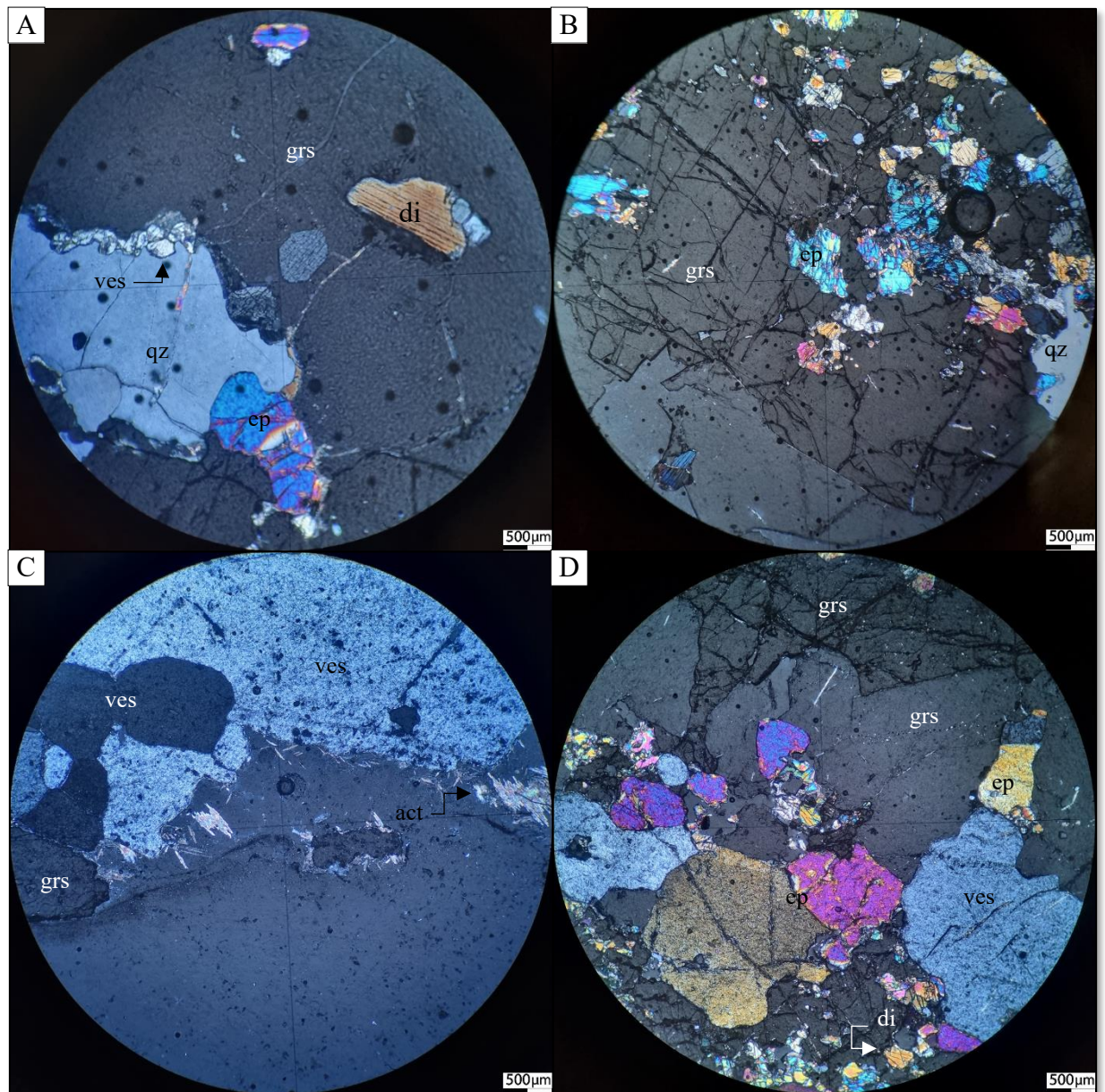


Figura 13: Fotomicrografias das lâminas BJ-E e BJ-E7. Amostra BJ-E na objetiva de 4x à nicóis cruzados evidenciando a mineralogia constituinte [A][B]. Cristais de actinolita na amostra BJ-E7, na objetiva de 4x à nicóis cruzados [C]. Minerais que compõem a amostra BJ-E7 [D]; Minerais: grs-grossulária, di-diopsídio, ves-vesuvianita, ep-epidoto e act-actinolita.

A lâmina BJ-129, pertencente ao segundo estágio e relacionada à alteração hidrotermal secundária (Salim, 1993; Costa *et al.*, 2024) em amostra de mão apresenta granulometria média a grossa, cor verde com partes vermelhas e brancas, e microscopicamente mostra textura granoblástica, contatos retos entre os minerais, constituída por epidoto (50%), vesuvianita (25%), quartzo (10%) grossulária (10%) e calcita (5%) (Figura 14A e B).

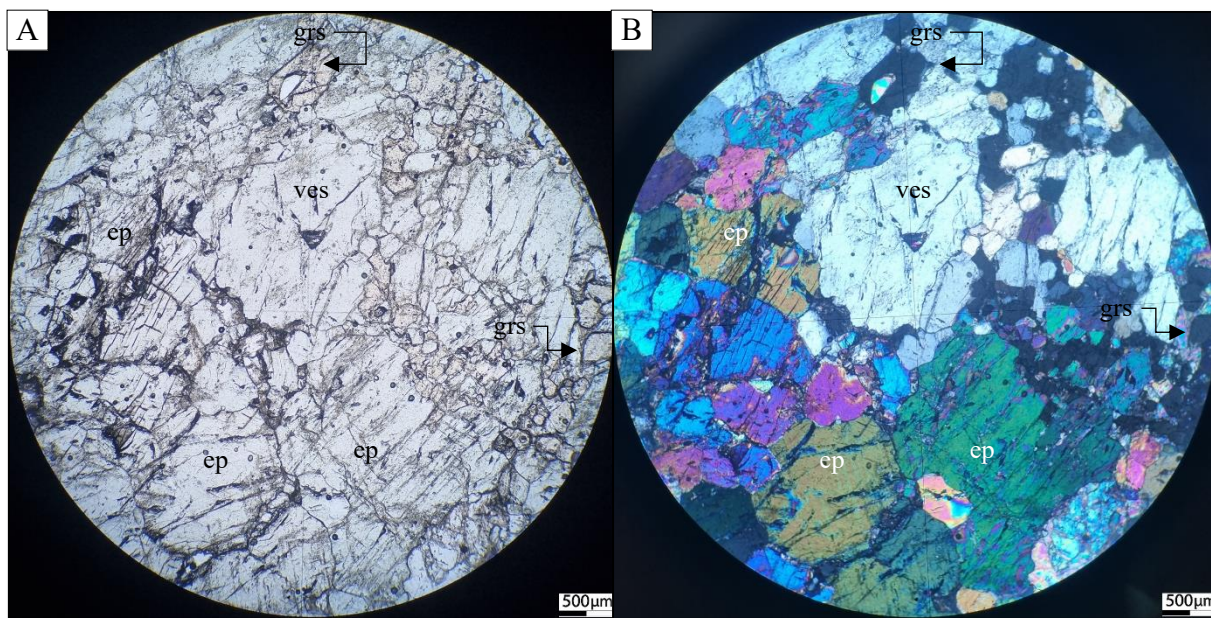


Figura 14: Fotomicrografias da amostra BJ-129. Principais cristais que compõem a amostra BJ-129 na objetiva de 4x à nicóis paralelos [A] e cruzados [B]. Minerais: ep-epidoto, ves-vesuvianita, grs-grossulária.

Os cristais de epidoto, possuem até 1,5 mm, ocorrem isolados em hábito tabular de formas subédricas a euédricas, e como mineral de alteração ocorrem sob a forma de cristais anédricos em calcitas epidotizadas (Figura 15A e B); por vezes ocorre uma segunda geração de epidoto que preenche fraturas dos cristais de epidoto primários, o que por vezes gera opacitização.

A vesuvianita apresenta-se como cristais subédricos de até 1,5 mm, com alto relevo, pleocroísmo muito fraco e exibindo marcadas fraturas e alteração generalizada em todo o corpo do cristal para argilomineral não identificado (prehnita?). As cores de interferência são de primeira ordem e a extinção é paralela (Figura 15A e B).

A grossulária se apresenta em cristais com até 0,5 mm, bastante fraturados e preenchidos por epidotos anédricos. Os cristais de quartzo são anédricos medindo até 0,5 mm, apresentam extinção ondulante, e ocorrem de forma intersticial entre os cristais de epidoto (Figura 15A e B).

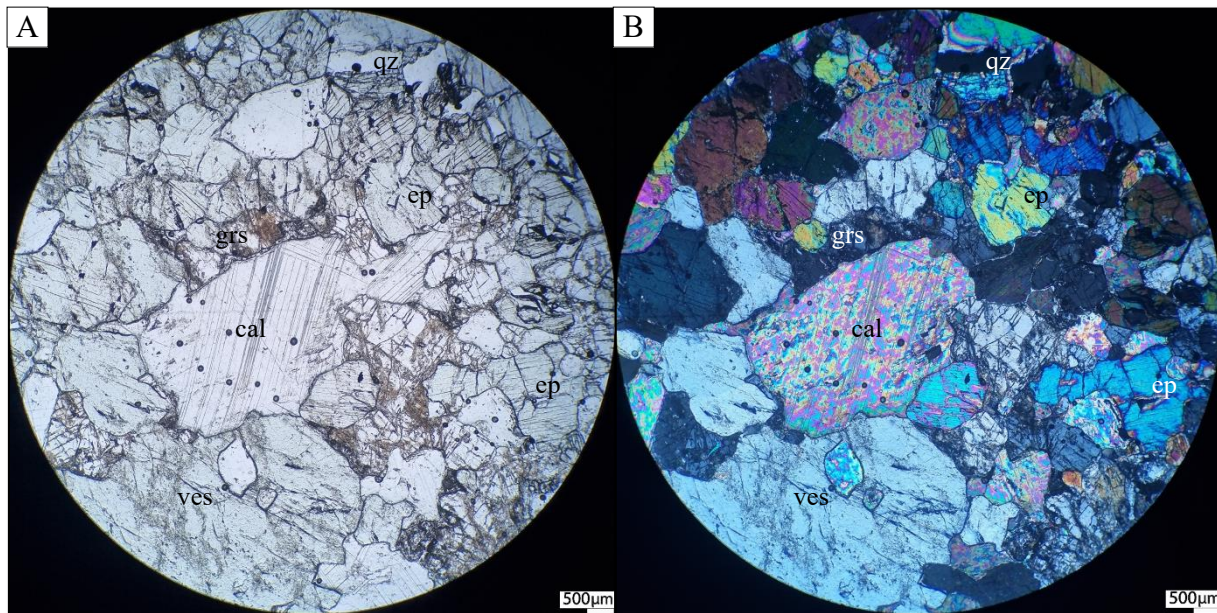


Figura 15: Fotomicrografias de detalhe da amostra BJ-129. Principais cristais da amostra BJ-129, destacando a calcita sofrendo possível epidotização, na objetiva de 4x à nicóis paralelos [A] e cruzados [B]. Minerais: ep-epidoto, ves-vesuvianita e cal-calcita.

Nas lâminas delgadas de amostras representativas do terceiro estágio (de alteração hidrotermal), observa-se macroscopicamente uma granulometria média a grossa em todas as amostras deste grupo (BJ-C, BJ-C1, BJ-115, BJ-116), sendo a BJ-C e BJ-C1 de cor verde com partes amarelo dourada, branca e laranja, a BJ-115 de cor verde claro com partes cinza prateada e branca e a BJ-116 de cor verde claro com partes cinza escuro e amarelo dourado.

Microscopicamente, nestas lâminas observa-se textura granoblástica, e contatos generalizadamente retos para todas as fases minerais, sendo estas amostras compostas principalmente por epidoto, quartzo, calcita, minerais opacos e plagioclásio e, pontualmente, vesuvianita. Os cristais de epidoto representam cerca de 40% das lâminas BJ-C e BJ-C1 (Figura 16A e B), sendo possível notar um aumento da porcentagem dos cristais de epidoto na lâmina BJ-116 (90%)(Figura 16C e D) e uma diminuição na lâmina BJ-115 (25%)(Figura 16E e F). O epidoto nas amostras BJ-C e BJ-C1 se apresenta tanto na forma de cristais subédricos a euédricos grandes e bem formados, quanto na forma de preenchimento de fraturas nos cristais grandes de epidoto (segunda geração) ou como epidotização da calcita;

Os cristais de quartzo estão presentes nas lâminas BJ-C e BJ-C, representando cerca de 20% da lâmina, e na BJ-115 cerca de 35% (Figura 17A), variando a sua forma desde cristais anédricos, límpidos, a massas em forma de vênulas ou preenchendo fraturas de outros minerais, por vezes apresentando extinção ondulante. Os cristais de calcita estão presentes nas lâminas BJ-C e BJ-C1 e representam 30% dessas duas amostras, são bem formados, possuindo clivagem romboédrica e ocorrendo também de modo intersticial ou em veios (Figura 17B). Na amostra BJ-116 observa-se a cristais reliquiares de grossulária, representando menos de 1% da amostra e exibindo alto relevo característico, e apresentando-se muito alterados (Figura 16A e B, Figura 18E e F).

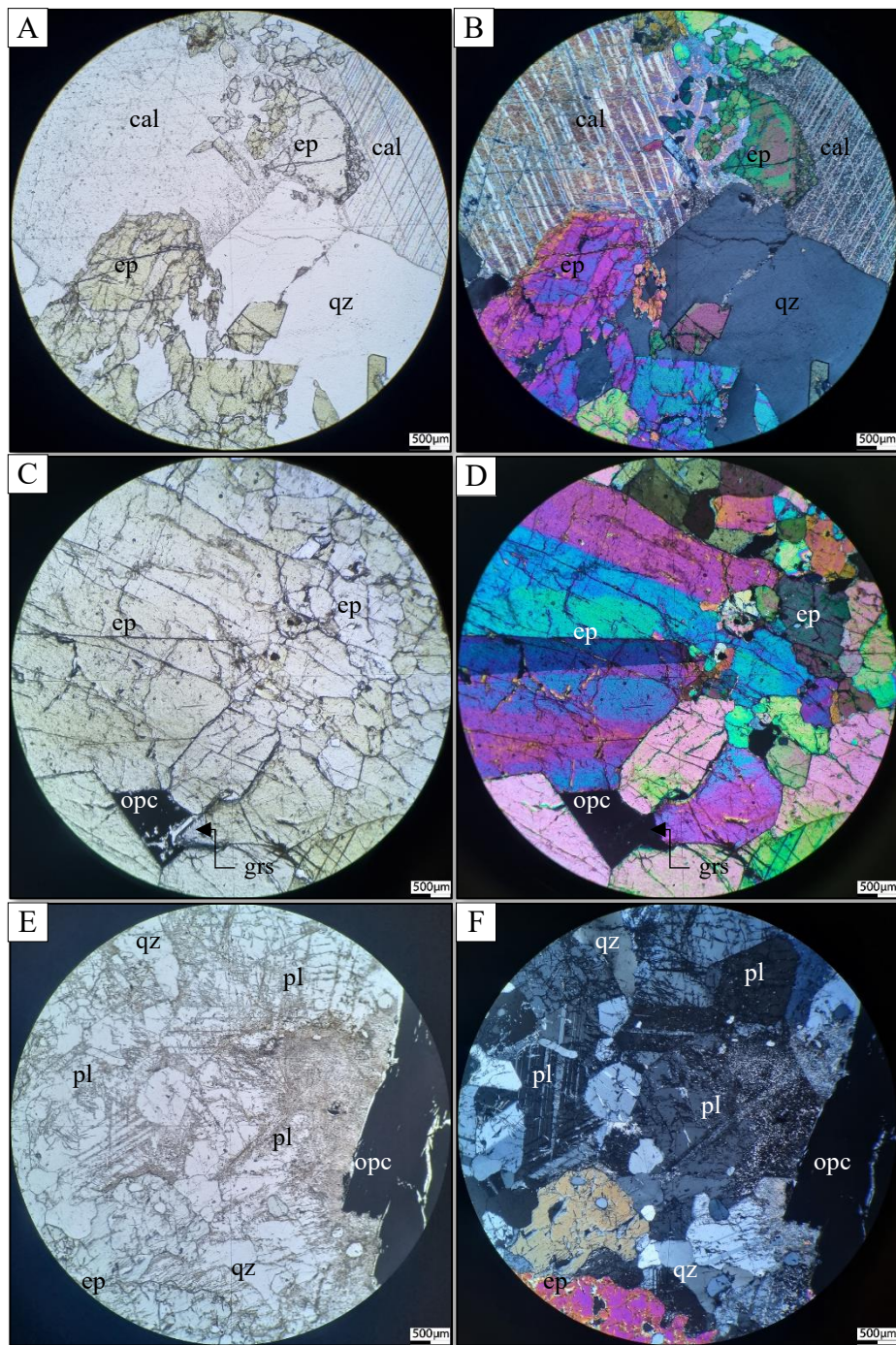


Figura 16: Fotomicrografias das amostras BJ-C, BJ-116 e BJ-115, mostrando os cristais constituintes, destacando a variação do percentual de epidoto. Amostra BJ-C, na objetiva de 4x, à nicóis paralelos [A] e cruzados [B]; Amostra BJ-116, na objetiva de 4x, à nicóis paralelos [C] e cruzados [D]; Amostra BJ-115, na objetiva de 4x, à nicóis paralelos [E] e cruzados [F].
Minerais: ep-epidoto, qz-quartzo, cal-calcita, grs-grossulária, opc-minerais opacos e pl-plagioclásio.

Os minerais opacos estão presentes em todas as lâminas do terceiro estágio nas proporções de: BJ-C (10%), BJ-C1 (10%), BJ-115 (5%) e BJ-116 (10%). Os minerais presentes são molibdenita na amostra BJ-115 (Figura 18A e B), calcopirita nas amostras BJ-C, BJ-C1 (Figura 18C e D) e BJ-116 e magnetita na amostra BJ-116 (Figura 18E e F), esta última, de acordo com Robb (2005), pode se precipitar nas fases finais da alteração primária, indo até as fases de alteração secundária e estar associada aos sulfetos. De forma subordinada, na lâmina BJ-115 ocorrem cristais de plagioclásio, representando 35% da moda, com alto grau de fraturamento, preenchidos por epidoto e alterados para argilominerais (Figura 16E e F, Figura 18A e B)

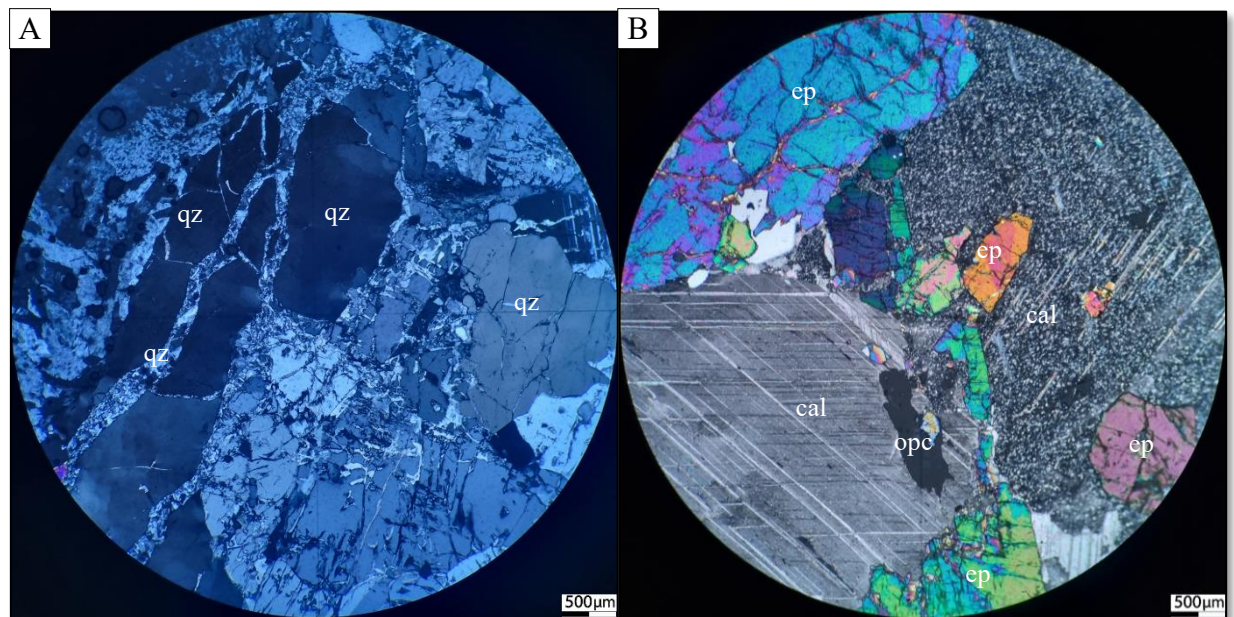


Figura 17: Fotomicrografias das amostras BJ-115 e BJ-C, mostrando a mineralogia principal. Cristais constituintes das amostras BJ-115 [A] e BJ-C [B], na objetiva de 4x à nicóis cruzados. Minerais: ep-epidoto, qz-quartzo, cal-calcita e opc-minerais opacos.

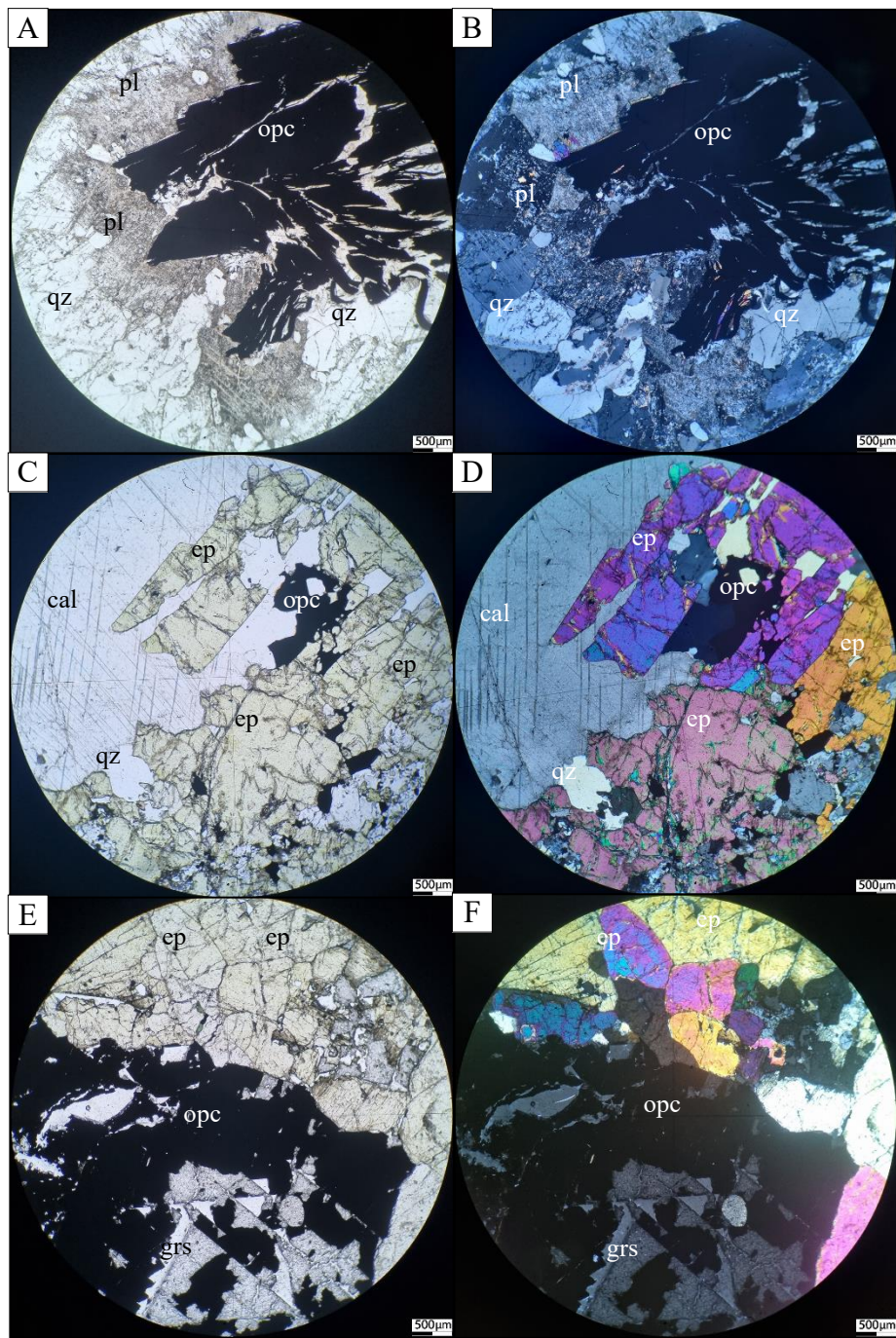


Figura 18: Fotomicrografias das amostras BJ-115, BJ-C e BJ-116, mostrando a mineralogia principal destas amostras, dando ênfase aos minerais opacos. Cristais da amostra BJ-115, na objetiva de 4x à nicóis paralelos [A] cruzados [B]; Cristais da amostra BJ-C, na objetiva de 4x à nicóis paralelos [C] cruzados [D]; Cristais da amostra BJ-116, na objetiva de 4x à nicóis paralelos [E] cruzados [F]; Minerais: ep-epidoto, qz-quartzo, cal-calcita, grs-grossulária e opc-minerais opacos.

A lâmina BJ-133, referente ao aplito granítico que intrude as rochas da Mina Brejuí, é isotrópica com textura fanerítica fina a média, contatos retos, constituída essencialmente por plagioclásio (50%), quartzo (40%) e epidoto (10%). O plagioclásio se apresenta em cristais fraturados preenchidos por epidoto, além de inclusões de epidoto e quartzo, apresenta alteração para argilominerais (Figura 19A e B).

Os cristais de quartzo apresentam forma anédrica, ocorrendo também de modo intersticial entre os cristais de plagioclásio, alguns possuindo extinção ondulante e as fraturas são preenchidas por epidoto, possui contatos curvos com a maioria dos cristais, com alguns contatos retos entre os cristais de quartzo. Os cristais de epidoto ocorrem de maneira secundária, como alteração, preenchendo fraturas e na forma de pequenos cristais na borda dos cristais de plagioclásio (Figura 19A e B).

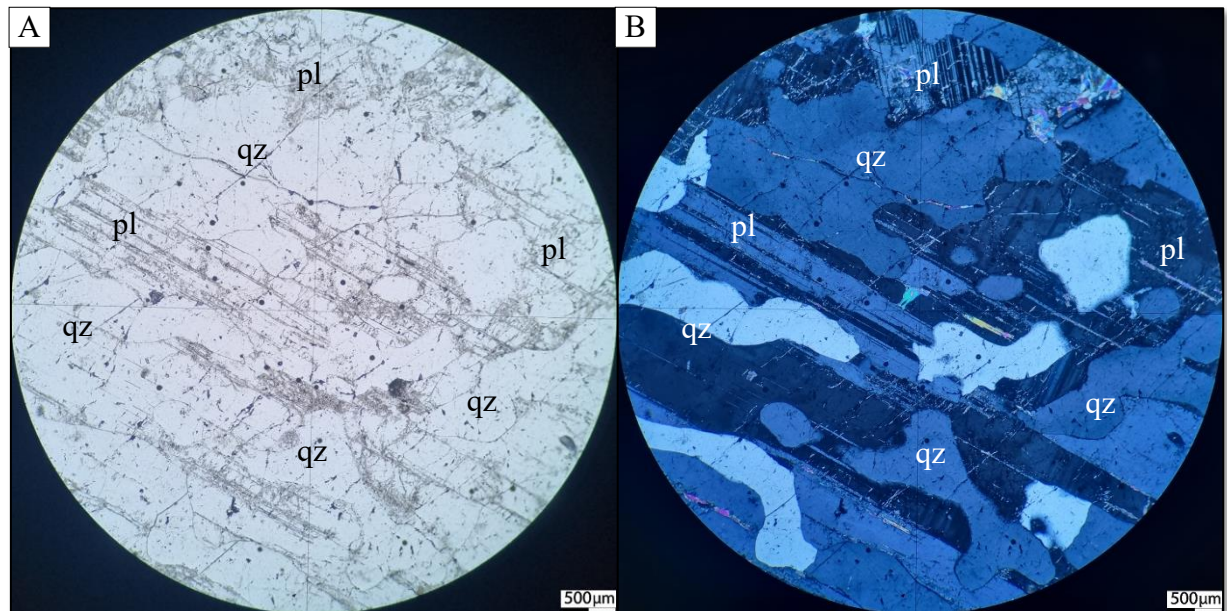


Figura 19: Fotomicrografias da amostra BJ-133. Amostra BJ-133, mostrando a mineralogia constituinte, na objetiva de 4x à nicóis paralelos [A] e cruzados [B]. Minerais: pl-plagioclásio, qz-quartzo e ep-epidoto.

Com estes dados petrográficos, é possível concluir que as sete lâminas de *skarns* representam *skarns* secundários em diferentes estágios de alteração hidrotermal, evidenciando a mudança da mineralogia causada pela mudança da natureza do fluido. No primeiro estágio ocorre grossulária e diopsídio, paragênese dos *skarns* primários de acordo com o definido por Kwak (1987) e Salim, (1993). No entanto, é possível notar o aparecimento de minerais da paragênese do segundo estágio, como os cristais de epidoto e de vesuvianita que ocorrem substituindo o diopsídio, o que indica a proximidade destas amostras com a zona secundária concordante (Salim, 1993).

No estágio seguinte, a alteração secundária ocorre em episódios de percolação de fluidos resultando em diferentes gerações e texturas de cristais de epidoto, na cristalização de calcitas que posteriormente sofrem epidotização. Nesta segunda fase, a variação da composição e da temperatura do fluido são ainda mais notáveis, observando-se na gênese de diferentes gerações dos cristais de epidoto, seja cristais bem formados ou preenchendo fraturas, e da calcita que sofre epidotização posterior. No estágio III, em que ocorre a presença dos sulfetos calcopirita e molibdenita, a alteração hidrotermal encontra-se numa fase avançada, onde inicialmente o fluido magmático foi misturado com fluidos hidrotermais acarretando em mudanças físico-químicas do sistema (fO_2 , pH e mobilidade de H_2S), possibilitando a cristalização destes minerais (Kwak, 1987; Robb, 2005). A fase avançada de alteração é denotada, também, pela ausência de minerais das paragêneses iniciais da alteração secundária, como a vesuvianita (Salim, 1993).

Os aplitos que se colocaram na região de idade cambriana, correspondem aos estágios finais do magmatismo brasileiro (Baumgartner *et al.*, 2006; Nascimento *et al.*, 2015), podendo ter contribuído com as mudanças da natureza do fluido das paragêneses secundárias mais avançadas incluindo as mineralizadas com W-Mo. Na lâmina BJ-133, correspondente a estes aplitos, os cristais de quartzo e epidoto de natureza secundária (preenchendo fraturas ou inclusos) e os argilominerais nos cristais de plagioclásio sugerem uma provável interação com os fluidos formadores dos *skarns* do estágio III.

4.2. Microscopia eletrônica de varredura

Análises de microscopia eletrônica de varredura foram realizadas em três amostras coletadas em pilhas de minério dentro das galerias da mina, sendo elas: BJ-116, BJ-D e BJ-100, definidos como *skarns* mineralizados com W-Mo e sulfetos. Com as imagens retroespalhadas e as análises por EDS pontuais dos minerais, foram obtidos os seguintes dados acerca das amostras analisadas.

A amostra BJ-116 apresenta coloração verde escuro com pontos dourados, não apresenta anisotropia textural, com granulação média a grossa e textura granoblástica. Macroscopicamente, sugere a presença de epidoto, quartzo, sulfetos e, devido ao magnetismo presente, magnetita. A análise microscópica, por meio da imagem retroespalhada (Figura 20), mostra partículas anédricas, por vezes angulosas, indo de 0,1 mm a 2 mm, apresentam-se fraturadas e com algumas inclusões.

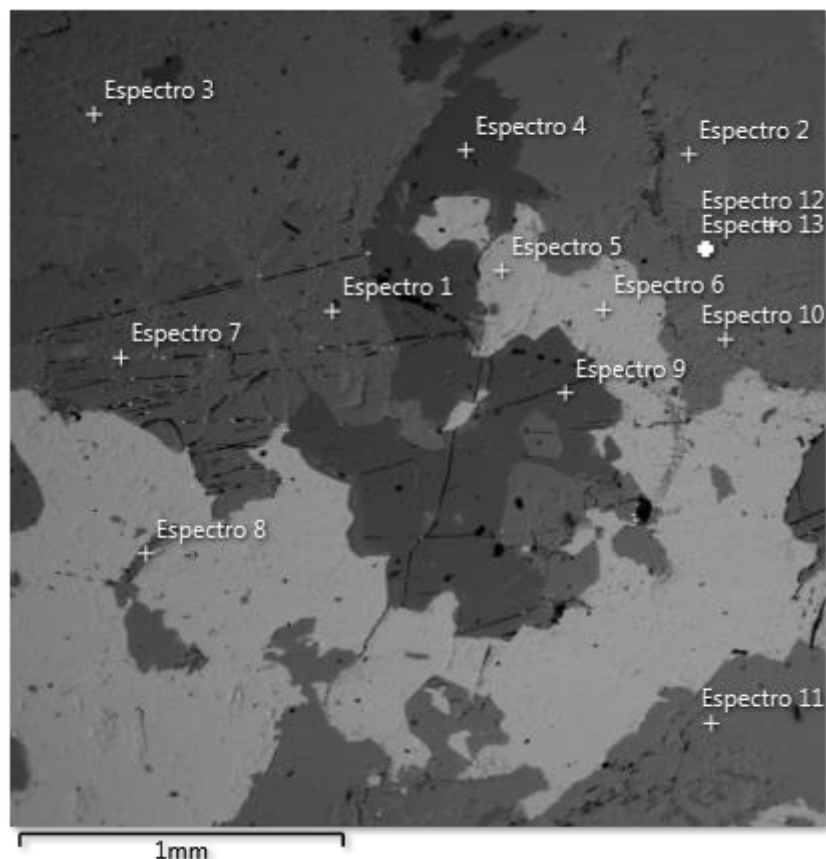


Figura 20: Imagem em elétrons retroespalhados da amostra BJ-116, destacando os minerais como epidoto e sulfetos presentes nas paragêneses de alteração hidrotermal. Os pontos numerados (espectros) indicam locais de análise pontual EDS.

A análise pontual por EDS de 13 pontos (espectros), identificou a presença de epidoto (espectros 1, 2, 3, 10, 11, 12, 13; Anexo 4), indicada pelos teores SiO_2 , CaO , Al_2O_3 e FeO com composição próxima da estequiométrica; foram encontrados teores de Mg e Mn , além de teores de Na_2O no espectro 2, teores de C no espectro 12, TiO_2 , La_2O_3 e Ce_2O_3 no espectro 3 (Tabela 3). Nos espectros 4 e 9, predomina SiO_2 , sugerindo se tratar de quartzo.

O espectro 6 mostra a ocorrência de calcopirita, denotada por teores de S , Fe e Cu (Tabela 4), semelhantes a composição estequiométrica. Foi possível identificar, no espectro 5, um sulfeto da série da linnaeíta, contendo 38,0 % de S , 36,7 % de Co e 19,1 % de Ni , além de teores menores de Fe (1,3 %) e Cu (3,2 %). Os espectros 7 e 8, mostram calcita ocorrendo preenchendo fraturas, contendo uma média de 61,71 % de CaO e 2,31 % de CO_2 , teores médios de 1,24 % de FeO e 0,66 % MnO nos dois espectros, além de 2,47 % de CuO e 0,32 % de Al_2O_3 no espectro 8 e 0,68 % SO_3 no espectro 7.

Tabela 3: Análise composicional do epidoto expressos em % de óxidos calculadas a partir de 13 espectros EDS diferentes coletados em grãos representativos das amostras BJ-100 e BJ-116. Apresentam-se os valores mínimo (Min), máximo (Max), média aritmética (Média) e desvio padrão (σ) para cada óxido. Fórmula estrutural de referência: $\text{Ca}_2(\text{Al,Fe})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$.

	MIN (%)	MAX (%)	MÉDIA (%)	DESVIO PADRÃO (σ)
SiO₂	26.10	55.409	41.72	11.777
CaO	0.500	32.042	19.392	10.101
MgO	9.800	12.900	11.500	1.001
MnO	0.100	18.400	2.688	5.009
Al₂O₃	0.378	23.600	10.790	9.442
FeO	1.500	41.800	16.750	12.987
Na₂O	0.135	0.809	0.478	0.327
TiO₂	0.167	33.700	8.759	16.629
La₂O₃	0.100	0.900	0.500	0.566
Ce₂O₃	0.200	0.200	0.200	0.000
Y₂O₃	0.635	1.016	0.804	0.194
Sm₂O₃	0.116	0.116	0.116	-
Nd₂O₃	0.350	0.350	0.350	-
Dy₂O₃	0.230	0.230	0.230	-
Ho₂O₃	0.229	0.229	0.229	-

Tabela 4: Análise composicional da calcopirita expressos em % dos elementos calculadas a partir de 4 espectros EDS diferentes coletados em grãos representativos das amostras BJ-116 e BJ-D. Apresentam-se espectros e suas respectivas porcentagens elementares, média aritmética (Média) e desvio padrão (σ) para cada elemento. Fórmula estrutural de referência: CuFeS_2 , E-Espectro.

	E6 BJ-116 (%)	E2 BJ-D (%)	E6 BJ-D (%)	E11 BJ-D (%)	MÉDIA (%)	DESVIO PADRÃO (σ)
Fe	33.795	31.027	31.102	30.920	31.711	1.391
S	27.371	33.726	33.055	35.129	32.320	3.411
Co	-	0.265	-	-	0.265	-
Cu	38.834	34.982	35.843	33.951	35.902	2.102
TOTAL	100.002	100.004	100.001	99.996		

A amostra BJ-D possui cor amarelo dourado em sua maioria, sem anisotropia textural, possuindo granulação fina a grossa e textura granoblástica. A análise macroscópica, mostra cristais de sulfetos formando agregados maciços e cristais de quartzo subédricos a anédricos. O estudo microscópico foi realizado em duas regiões diferentes da amostra.

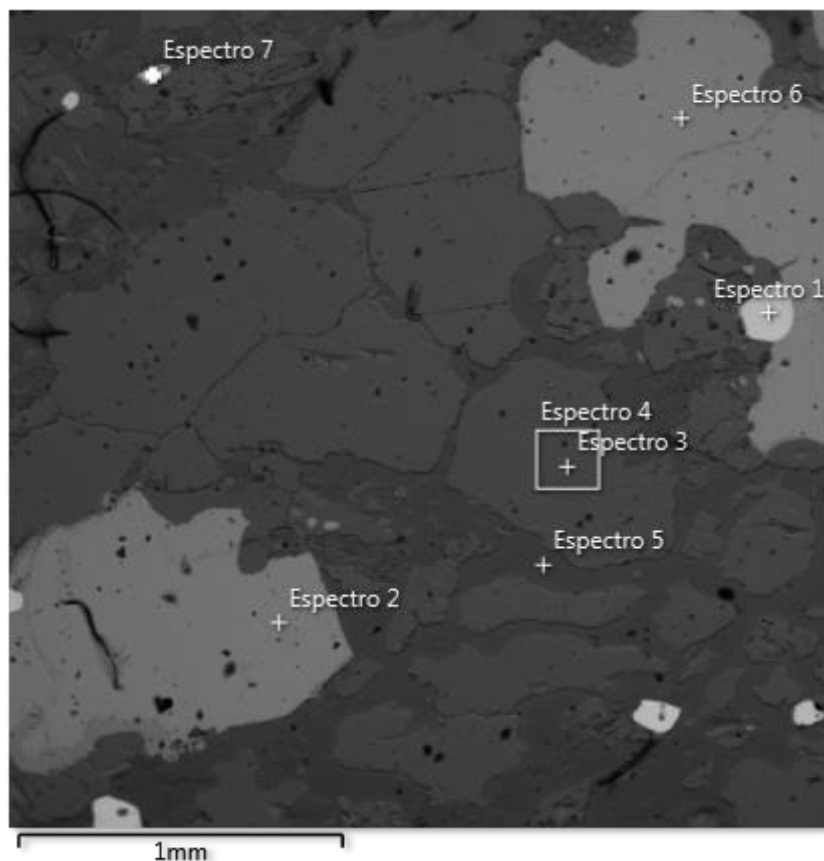


Figura 21: Imagem em elétrons retroespalhados da amostra BJ-D, da primeira região analisada, mostrando minerais das paragéneses da alteração hidrotermal, incluindo scheelita. Os pontos numerados (espectros) indicam locais de análise pontual EDS.

Na primeira região analisada, por meio da imagem retroespalhada (Figura 21), foi possível observar grãos na sua maioria anédricos e também subédricos variando de 0,05 mm a mais de 1,5 mm, podendo ser angulosos ou arredondados, pouco fraturados e com inclusões visíveis. A análise pontual por EDS identificou scheelita nos espectros 1 e 7, pela presença de WO_3 e CaO , com teores de Mo e Fe no espectro 1 (Tabela 5); nos espectros 2 e 6, teores de S, Cu, Fe e traços de Co, confirmam a presença de calcopirita com teores baixos de Co no espectro 2 (Tabela 4); a gipsita foi confirmada nos espectros 3, 4 e 5, ao encontrar SO_4 e CaO (Tabela 6).

Tabela 5: Análise composicional da scheelita expressa em % de óxidos calculadas a partir de 3 espectros EDS diferentes obtidos em grãos da amostra BJ-D. São apresentadas as porcentagens, a média aritmética (Média) e o desvio padrão (σ) para cada óxido. Fórmula estrutural de referência: CaWO_4 . E-Espectro.

	E1 BJ-D (%)	E7 BJ-D (%)	E12 BJ-D (%)	MÉDIA (%)	DESVIO PADRÃO (σ)
CaO	18.400	19.000	19.900	19.100	0.755
FeO	0.200	-	-	0.200	-
Na₂O	-	-	0.500	0.500	-
WO₃	78.400	81.000	75.400	78.267	2.802
MoO₃	2.900	-	4.200	3.550	0.919
TOTAL	99.900	100.000	100.000	-	-

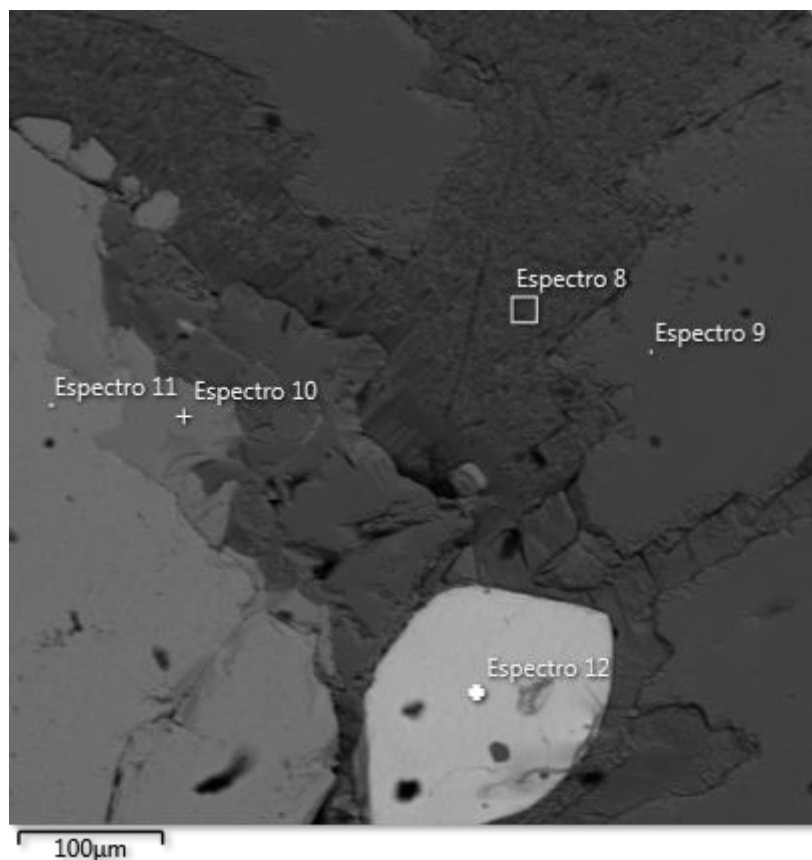


Figura 22: Imagem em elétrons retroespalhados da amostra BJ-D, na segunda região de análise, ainda com destaque nas paragéneses de alteração hidrotermal secundária, mostrando scheelita, calcopirita e gipsita, além de magnetita. Os pontos numerados (espectros) indicam locais de análise pontual EDS.

Na outra região de análise, a imagem retroespalhada (Figura 22) mostra partículas mais angulosas do que arredondadas, anédricas e subédricas, variando de 200 μm a pelo menos 500 μm , possuindo poucas fraturas visíveis. As análises pontuais por EDS, identificaram gipsita nos espectros 8 e 9, com a presença de S e Ca, contendo teores de Cu no espectro 9 (Tabela 6); no espectro 10, foi possível detectar teores de Fe (99,9 %) e teores menores de Mn (0,1 %), possivelmente associado à magnetita; a calcopirita foi confirmada no espectro 11, com S, Cu e Fe (Tabela 4); o espectro 12 possui WO_3 , CaO e MoO_3 , compatíveis com a ocorrência de scheelita (Tabela 5).

Tabela 6: Análise composicional da gipsita mostrada em % de óxidos calculadas a partir de 5 espectros EDS diferentes obtidos em grãos da amostra BJ-D. São apresentadas as porcentagens, a média aritmética (Média) e o desvio padrão (σ) para cada óxido. Fórmula estrutural de referência: $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. E-Espectro.

	E3 BJ-D	E4 BJ-D	E5 BJ-D	E8 BJ-D	E9 BJ-D	MÉDIA	DESVIO PADRÃO
	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(σ)
CaO	39.800	39.700	39.400	40.000	39.200	39.620	0.319
SO₃	60.200	60.300	60.600	60.000	60.200	60.260	0.219
TOTAL	100.000	100.000	100.000	100.000	100.000	-	-

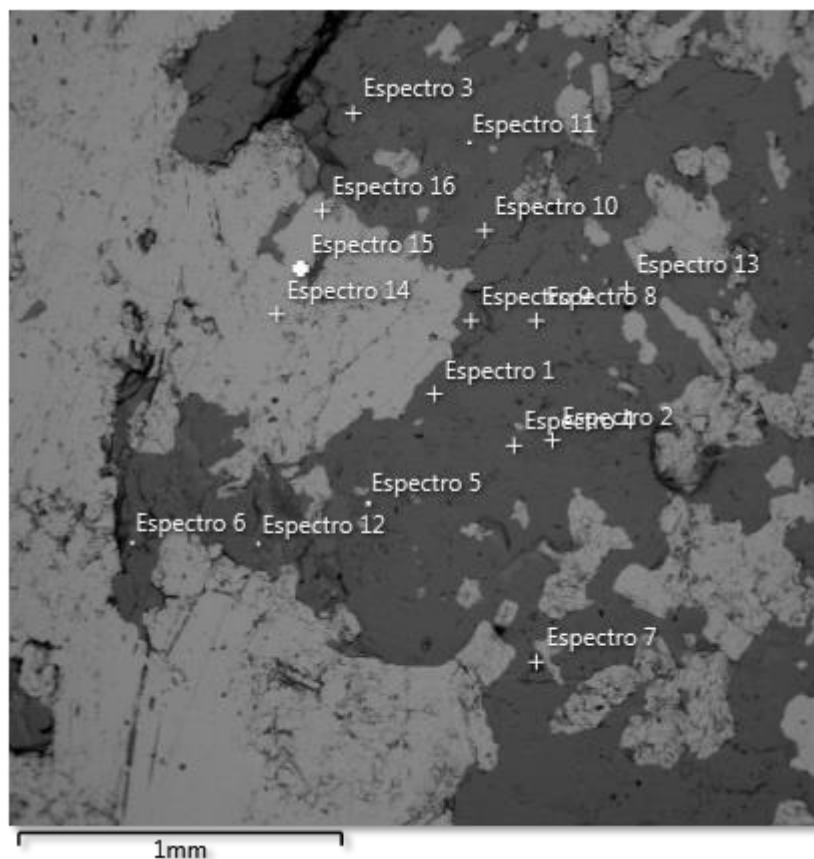


Figura 23: Imagem em elétrons retroespalhados da amostra BJ-100, mostrando minerais das paragéneses de alteração secundária como epidoto, molibdenita, titanita e apatita além de carbonatos associados. Os pontos numerados (espectros) indicam locais de análise pontual EDS.

Por fim, a amostra BJ-100, de cor verde e brilho vítreo, com partes de cor cinza chumbo com brilho metálico e vermelho de brilho vítreo, não apresenta anisotropia textural e possui granulação média a fina e textura granoblástica. A análise visual macroscópica sugere então a presença de minerais como epidoto e molibdenita. A imagem retroespalhada (Figura 23) exhibe cristais anédricos, angulosos e arredondados, exibindo fraturas. Na análise por EDS, realizada pontualmente e obtendo-se 16 espectros diferentes, foi possível detectar epidoto nos espectros 1, 2, 3, 7, 8, 9, 10 e 11, denotado pelos elementos Si, Ca, Al e Fe, além de teores de Mg, Mn, Ti e Y, e teores menores de Sm no espectro 9, Dy no espectro 10, Ho nos espectros 9 e 10, e, de forma subordinada, no espectro 7 ocorrem S, K, F e Cl (Tabela 3).

Tabela 7: Análise composicional da apatita em % de óxidos calculadas a partir de 3 espectros EDS diferentes obtidos em grãos da amostra BJ-100. São apresentadas as porcentagens, a média aritmética (Média) e o desvio padrão (σ) para cada óxido. Fórmula estrutural de referência: $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$. E-Espectro.

	E4 BJ-100 (%)	E5 BJ-100 (%)	E6 BJ-100 (%)	MÉDIA (%)	DESVIO PADRÃO (σ)
SiO₂	0.214	-	-	0.214	-
CaO	52.190	54.009	47.992	51.397	3.086
Na₂O	-	-	0.135	0.135	-
CO₂	-	-	7.328	7.328	-
P₂O₅	42.394	42.165	38.269	40.943	2.318
F	4.400	3.300	5.800	4.500	1.253
Cl	0.100	0.200	0.100	0.133	0.058
La₂O₃	0.117	-	0.235	0.176	0.083
Ce₂O₃	0.234	0.234	0.351	0.273	0.068
Nd₂O₃	0.350	-	-	0.350	-
TOTAL	100.000	99.908	100.211	-	-

Os espectros 4, 5 e 6 indicam elementos como Ca, P, F, Cl, Ce e La, sugerindo a ocorrência de apatita, além de teores de Si e Nd no espectro 4 e de Na e C no espectro 6 (Tabela 7). A titanita foi confirmada nos espectros 12 e 13, contendo os elementos Ca, Fe, Ti, Al, Si, F e Y, contendo também V, Sm e Ce no espectro 12 (Tabela 8). Nos espectros 14, 15 e 16, foi revelada a presença dos elementos Mo e S, identificando a ocorrência da molibdenita (Tabela 9).

Tabela 8: Análise composicional da titanita indicada em % de óxidos calculadas a partir de 2 espectros EDS diferentes obtidos em grãos da amostra BJ-100. São apresentadas as porcentagens, a média aritmética (Média) e o desvio padrão (σ) para cada óxido. Fórmula estrutural de referência: CaTiSiO_5 . E-Espectro.

	E12 BJ-100 (%)	E13 BJ-100 (%)	MÉDIA (%)	DESVIO PADRÃO (σ)
SiO₂	22.249	33.374	27.812	7.866
CaO	31.902	26.025	28.963	4.155
Al₂O₃	4.724	8.502	6.613	2.672
FeO	2.702	1.286	1.994	1.001
F	0.500	3.600	2.050	2.192
TiO₂	35.539	27.030	31.284	6.017
V₂O₅	1.607	-	1.607	-
Y₂O₃	0.508	0.254	0.381	0.180
Sm₂O₃	0.232	-	0.232	-
Ce₂O₃	0.117	-	0.117	-
TOTAL	100.079	100.072	-	-

Tabela 9: Análise composicional da molibdenita expressa em % dos elementos, calculadas a partir de 3 espectros EDS diferentes obtidos em grãos da amostra BJ-100. São apresentadas as porcentagens, a média aritmética (Média) e o desvio padrão (σ) para cada elemento. Fórmula estrutural de referência: MoS_2 . E-Espectro.

	E14 BJ-100	E15 BJ-100	E16 BJ-100	MÉDIA	DESVIO PADRÃO
	(%)	(%)	(%)	(%)	(σ)
S	41.529	41.762	42.967	42.086	0.772
Mo	58.471	58.238	57.033	57.914	0.772
TOTAL	100.000	100.000	100.000	-	-

As análises por MEV e EDS das amostras BJ-116, BJ-D e BJ-100 evidenciam a mineralogia das paragêneses de alteração hidrotermal secundária avançada, bem como mineralizações de W-Mo, correspondentes ao segundo e terceiro estágios definidos anteriormente. Na BJ-116 e BJ-100, o epidoto se faz presente, indicando processos de alteração, bem como a calcita preenchendo fraturas na amostra BJ-116, sugerindo uma possível mudança na natureza do fluido.

Nas três amostras foi possível identificar a presença de sulfetos, e na BJ-D, a scheelita, mostrando um estágio mais avançado dessa alteração hidrotermal que coincide com as principais paragêneses mineralizadas, descritas por Salim (1993) e Costa et al. (2024); na BJ-D, a magnetita se mostra associada à calcopirita, denotado pela relação dos grãos desses minerais na imagem retroespalhada (Figura 22); ainda na BJ-D, a gipsita encontrada pode estar associada a esses estágios mais tardios de alteração, onde há a disponibilidade de SO_4 possivelmente da oxidação dos sulfetos, bem como a presença da apatita na amostra BJ-100, denotando um ambiente avançado de alteração.

Estes resultados corroboram com os resultados obtidos por meio da análise de microscopia óptica, mostrando semelhança com as paragêneses encontradas nas lâminas analisadas; as análises por EDS indicam uma estrita variação elementar nos minerais presentes nestas associações minerais.

4.3. Fluorescência de raios-x

As análises de FRX das amostras BJ-116 e BJ-99 da Mina Brejuí revelaram composições químicas distintas, refletindo os processos genéticos das mesmas. Os teores são apresentados em porcentagem de óxidos (Tabela 10).

Tabela 10: Análises químicas por FRX expressas em % de óxidos das amostras BJ-116 e BJ-99. Os valores normalizados para 100% (excluindo o LOI).

	BJ-116 (%)	BJ-99 (%)
SiO₂	26.320	35.240
TiO₂	0.140	0.060
Al₂O₃	18.790	22.250
Fe₂O₃	16.760	2.840
MnO	0.420	0.130
MgO	1.190	5.850
CaO	15.830	23.900
Na₂O	0.000	0.550
K₂O	0.020	0.900
P₂O₅	0.040	0.230
SrO	0.060	0.150
SO₃	12.100	0.040
WO₃	0.010	0.790
MoO₃	0.000	0.050
CuO	5.320	0.000
LOI	3.160	7.870
TOTAL	100.160	100.870

A amostra BJ-116 possui teores que indicam minerais como epidoto, quartzo, além de magnetita e calcopirita. A amostra BJ-99 apresenta teores compatíveis com a presença minerais das paragêneses secundárias descritas por Salim (1993), como epidoto, calcita e quartzo. O teor significativo de WO₃ se deve à ocorrência de scheelita. As análises de FRX mostram um contraste entre dois tipos diferentes de amostras, embora se tratem das mesmas paragêneses descritas por Salim (1993).

Na amostra BJ-99, a paragênese identificada corrobora com o ambiente de alteração hidrotermal secundária, contendo epidoto, calcita e quartzo; a scheelita confirmada na amostra pelos teores de CaO e WO₃, confirma esse ambiente de alteração hidrotermal. Na amostra BJ-116, os resultados mostram minerais desta mesma paragênese secundária como epidoto, calcita e quartzo, mas há a presença de calcopirita, denotada pelo enriquecimento em Fe₂O₃ e CuO, e magnetita, esta última confirmada por microscopia óptica e eletrônica, além da ausência da scheelita, que colocam essa amostra numa fase inicial desta alteração secundária.

5. CONCLUSÕES

A integração dos resultados obtidos por microscopia óptica, MEV/EDS e FRX permitiu elucidar os processos geológicos responsáveis pela formação e alteração das mineralizações na Mina Brejuí, corroborando com as paragêneses definidas por Salim (1993) e sustentadas por Costa *et al.* (2024). As lâminas delgadas e imagens de MEV demonstraram que a alteração hidrotermal avançada promoveu a substituição de silicatos primários por paragêneses secundárias e os resultados de FRX confirmam as paragêneses e a evolução desta alteração.

As análises sistemáticas revelaram três estágios de alteração: I) estágio intermediário entre o final do estágio metassomático primário e o estágio hidrotermal secundário, onde na microscopia óptica foi revelada a presença cristais fraturados de grossulária e diopsídio (paragênese primária), este sendo substituído por epidoto e cristais de epidoto com diferentes gêneses e texturas, além de cristais de vesuvianita (paragênese secundária); II) estágio de alteração hidrotermal secundária, onde predominam minerais das paragêneses de alteração secundária identificados em lâmina como epidoto, vesuvianita e calcita, ainda ocorrendo cristais relictos de grossulária (paragênese primária) e III) estágio avançado da alteração hidrotermal, contendo paragêneses identificadas por microscopia óptica com epidoto, calcita, magnetita, calcopirita e molibdenita.

Os dados de MEV/EDS identificaram calcopirita, molibdenita, scheelita e gipsita onde, sustentados pelas análises de FRX, confirmaram teores de W, Mo, S, Cu e Fe, inserindo as amostras no estágio III, confirmando as paragêneses de alteração secundária, descrita por Salim (1993). Também foi identificada a presença de titanita (Anexo 1) e apatita (Anexo 3) inclusas nos cristais de epidoto, associadas a essas paragêneses secundárias da Mina Brejuí, citadas em outros depósitos do tipo *skarn* por Meinert *et al.* (2005).

O estudo multianalítico foi necessário para produzir dados suficientes que substanciassem a hipótese do modelo que descreve uma evolução das alterações que formam os *skarns* (ou tactitos) mineralizados da Mina Brejuí. Baseado nas amostras analisadas, é possível discernir os episódios em que os fluidos hidrotermais são mais ricos em Ca-W-Si, que são sucedidos por fluidos enriquecidos em Ca-S, o que explica a distribuição espacial (e em parte temporal) das mineralizações e dos estágios de alteração no depósito.

As associações minerais tardias, incluindo zeólitas, sulfetos e magnetita, ainda carecem de explicações detalhadas. Como destacado por Salim (1993), essas paragêneses nunca despertaram interesse econômico nos estudos geológicos e mineiros da região, uma vez que o foco sempre foi a exploração da scheelita (WO_3), considerando os sulfetos meramente como impurezas indesejáveis. No entanto, do ponto de vista mineralógico e geoquímico, essas associações representam os maiores desafios científicos por resolver, sendo as mais características do local e as que podem trazer contribuições inovadoras para o entendimento dessas mineralizações. Portanto, consideramos de extrema relevância para futuras pesquisas a investigação aprofundada dessas paragêneses tardias, que, se não de vantagens econômicas, pelo menos de conhecimentos científicos a adquirir nesta importante mineralização do Seridó e do Brasil.

REFERÊNCIAS

- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., & Fuck, R. A. (1977). Províncias estruturais *brasileiras*. In *Atas do 8º Simpósio de Geologia do Nordeste* (pp. 363-391). Campina Grande, PB.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., & Fuck, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Science Reviews*, 17, 1-29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)
- Angelim, L. A. A. (Org.). (2006). *Geologia e recursos minerais do estado do Rio Grande do Norte: texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do estado do Rio Grande do Norte*. Recife: CPRM; FAPERN. Escala 1:500.000.
- Araújo Neto, J. F., Santos, L. C. M. L., Viegas, G., Souza, C. P., Miggins, D., & Cawood, P. A. (2023). Structural and geochronological constraints on the Portalegre shear zone: Implications for emerald mineralization in the Borborema Province, Brazil. *Journal of Structural Geology*, 174, 104921. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2023.104921>
- Araújo, C. E. G., Weinberg, R. F., & Cordani, U. G. (2014). Extruding the Borborema Province (NE-Brazil): A two-stage Neoproterozoic collision process. *Terra Nova*, 26(2), 157-168. <https://doi.org/10.1111/ter.12078>
- Araújo, M. N. C., da Silva, F. A., Jardim de Sá, E. F., & Holcombe, R. J. (2002). Geometry and structural control of gold vein mineralizations in the Seridó Belt, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(3), 337-348. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00046-7](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00046-7)
- Archanjo, C. J., Viegas, L. G., Hollanda, M. H. B., Souza, L. C., & Liu, D. (2013). Timing of the HT/LP transpression in the Neoproterozoic Seridó Belt (Borborema Province, Brazil): constraints from UPb (SHRIMP) geochronology and implications for the connections between NE Brazil and West Africa. *Gondwana Research*, 23(2), 701-714. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.05.009>
- Banno, Y., Momma, K., Miyawaki, R., & Bunno, M. (2023). New data on S-bearing katoite from Tadano, Fukushima Prefecture, Japan: An implication of the presence of both $(\text{SO}_3)^{2-}$ and $(\text{SO}_4)^{2-}$ in the garnet structure. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 118(1). <https://doi.org/10.2465/jmps.220724>
- Baumgartner, R., Romer, R. L., Moritz, R., Sallet, R., & Chiaradia, M. (2006). Columbite-tantalite-bearing granitic pegmatites from the Seridó Belt, northeastern Brazil: genetic constraints from U-Pb dating and Pb isotopes. *Canadian Mineralogist*, 44(1), 69. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.44.1.69>

- Beurlen, H., Rhede, D., Silva, M. R. R., Thomas, R., & Guimarães, I. P. (2009). Petrography, geochemistry and chemical electron microprobe U-Pb-Th dating of pegmatitic granites in Borborema Province, North-Eastern Brazil: a possible source of the rare element granitic pegmatites. *Terrae*, 6(1-2), 59-71.
- Beurlen, H., Thomas, R., da Silva, M. R. R., Müller, A., Rhede, D., & Soares, D. R. (2014). Perspectives for Li- and Ta-mineralization in the Borborema Pegmatite Province, NE-Brazil: A review. *Journal of South American Earth Sciences*, 56, 110–127. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.08.003>
- Borges, S. V. F. (1996). *Geologia da região do Médio Curimataú (PB) e o alojamento do Granito de Dona Inês associado a Zonas de Cisalhamento Transcorrentes Brasileiras*. (Dissertação de mestrado). Universidade de São Paulo.
- Brito Neves, B. B. (1975). *Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino* (Tese de doutorado). Universidade de São Paulo, São Paulo, SP.
- Brito Neves, B. B., Santos, E. J., & Van Schmus, W. R. (2000). Tectonic history of the Borborema province. In U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, & D. A. Campos (Eds.), *Tectonic Evolution of South America* (pp. 151-182). Rio de Janeiro, RJ: 31st International Geological Congress.
- Brito Neves, B. B., Santos, E. J., Fuck, R. A., & Santos, L. C. M. L. (2016). Arco Magmático Eoediacariano na porção setentrional da Zona Transversal, sub-província central da Província Borborema, nordeste da América do Sul. *Brazilian Journal of Geology*, 46(4), 491-508. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201620160082>
- Brito Neves, B. B., Van Schmus, W. R., Santos, E. J., Campos Neto, M. C., & Kozuch, M. (1995). O evento Cariris Velhos na Província Borborema: Integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4), 279-296.
- Brown, P. E., Bowman, J. R., & Kelly, W. C. (1985). Petrologic and stable isotope constraints on the source and evolution of *skarn*-forming fluids at Pine Creek, California. *Economic Geology*, 80, 72-95. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.80.1.72>
- Caby, R., Sial, A. N., Arthaud, M., & Vauchez, A. (1991). Crustal evolution and the Brasiliano orogeny in Northeast Brazil. In: R.D. Dallmeyer & J.P. Lecorche (Eds.), *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives* (pp. 373-397). Springer-Verlag.

- Cavalcante, R. D., Cunha, A. L., Oliveira, R. G., Medeiros, V. C., Dantas, A. R., Costa, A. P., Lins, C. A., & Larizzatti, J. H. (2016). *Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Área Seridó-Leste, extremo nordeste da Província Borborema (RN-PB), estados do Rio Grande do Norte e da Paraíba*. Brasília, DF: Companhia de Pesquisa em Recursos Minerais - CPRM. (Informe de Recursos Minerais - Série Províncias Minerais do Brasil, 8).
- Cavalcanti Neto, M. (2009). *A estratigrafia da região entre as minas Brejuí e Malhada Limpa, Currais Novos/RN*. In *IV Congresso de Pesquisa e Inovação da Rede Norte e Nordeste de Educação Tecnológica*. Belém-PA.
- Caxito, F. A., Santos, L. C. M. L., Ganade, C. E., Bendaoud, A., Fettous, E.-H., & Bouyo, M. H. (2020). Toward an integrated model of geological evolution for NE Brazil-NW Africa: The Borborema Province and its connections to the Trans-Saharan (Benino-Nigerian and Tuareg shields) and Central African orogens. *Brazilian Journal of Geology*, 50(2). <https://doi.org/10.1590/2317-4889202020190122>
- Caxito, F. A., Uhlein, A., Dantas, E. L., Stevenson, R., Salgado, S. S., Dussin, I. A., & Sial, A. N. (2016). A complete Wilson Cycle recorded within the Riacho do Pontal Orogen, NE Brazil: Implications for the Neoproterozoic evolution of the Borborema Province at the heart of West Gondwana. *Precambrian Research*, 282, 97-120. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.07.008>
- Caxito, F. A., Uhlein, A., Stevenson, R., & Uhlein, G. J. (2014). Neoproterozoic oceanic crust remnants in northeast Brazil. *Geology*, 42(5), 387-390. <https://doi.org/10.1130/G35363.1>
- Corrêa, R. S. (2019). *A Província Scheelitífera Seridó, Província Borborema, Nordeste do Brasil: Metalogenia e implicações geotectônicas* (Tese de doutorado). Universidade de Brasília, Brasília, DF.
- Corrêa, R. S., Oliveira, C. G., Dantas, E. L., & Botelho, N. F. (2020). Hydrothermal footprint related to regional-scale shear zone-controlled scheelite mineralization, Seridó W-skarn system, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 103, 102755. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102755>
- Costa, A. P., Cavalcante, R., Dantas, A. R., Oliveira, R. G., Melo, S. C., & Lages, G. A. (Orgs.). (2023). *Áreas de relevante interesse mineral (ARIM): Evolução crustal e metalogenia da província mineral do Seridó: Estados do Rio Grande do Norte e Paraíba*. Recife, PE: Companhia de Pesquisa em Recursos Minerais - CPRM. (Informe de Recursos Minerais - Série Províncias Minerais do Brasil, 35).

- Costa, F. C., Filho. (2017). *Estudo de viabilidade técnica do uso de resíduos oriundos do beneficiamento de Scheelita na composição de concretos asfálticos* (Dissertação de mestrado). Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, RN.
- Costa, M. A. C. (2021). *Espectroscopia de reflectância e imageamento hiperespectral no depósito do tipo escarnito de W-Mo de Brejuí (RN), Faixa Seridó, Província Borborema* (Tese de doutorado). Universidade Estadual de Campinas, Campinas, SP.
- Costa, M. A. C., Naletto, J. L. C., Perrotta, M. M., Monteiro, L. V. S., & Souza, C. R., Filho. (2024). Visible-Near Infrared–Short-Wave Infrared Spectroscopy and Mineral Mapping of Hydrothermal Alteration Zones at the Brejuí W-Mo *Skarn* Deposit, Seridó Mobile Belt, Borborema Province, Brazil. *Economic Geology*, 119, 1171-1198. <https://doi.org/10.5382/econgeo.5065>
- Costa, S. S. S. (2022). *A mineração e o desenvolvimento sustentável no território do Seridó Geoparque Mundial da UNESCO* (Trabalho de conclusão de curso). Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, RN.
- Craig, J. R. & Vaughan, D. J. (1990). Compositional and textural variations of the major iron and base-metal sulphide minerals. In P. M. J. Gray, G. J. Bowyer, J. F. Castle, D. J. Vaughan, & N. A. Warner (Eds.), *Sulphide deposits—their origin and processing* (pp. 1-16). Springer. https://doi.org/10.1007/978-94-009-0809-3_1
- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J. (2013). *An introduction to the rock-forming minerals* (3rd ed.). Mineralogical Society of Great Britain and Ireland. <https://doi.org/10.1180/DHZ>
- Ebert, H., & Claro, R. (1970). The Precambrian geology of the “Borborema”-Belt (States of Paraíba and Rio Grande do Norte; northeastern Brazil) and the origin of its mineral provinces. *Geologische Rundschau*, 59, 1292-1326.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D., & Newberry, R. J. (1981). *Skarn* deposits. In B. J. Skinner (Ed.), *Seventy-fifth anniversary volume* (pp. 317-391). Colorado, EUA: Society of Economic Geologists.
- Ferreira, C. A. (1998). *Caicó: folha SB.24-Z-B: estados da Paraíba e do Rio Grande do Norte*. Brasília: CPRM. Escala 1:250.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- Hart, C. J. R. (2007). Reduced intrusion-related gold systems. In W. D. Goodfellow (Ed.), *Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods* (pp. 95-112). Vancouver, Canadá: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division. (Special Publication 5).
- Hasui, Y., Carneiro, C. D. R., de Almeida, F. F. M., & Bartorelli, A. (Eds.). (2012). *Geologia do Brasil* (p. 900). São Paulo: Beca.

- Hollanda, M. H. B. M., Archanjo, C. J., Bautista, J. M. R., & Souza, L. C. (2015). Detrital zircon ages and Nd isotope compositions of the Seridó and Lavras da Mangabeira basins (Borborema Province, NE Brazil): Evidence for exhumation and recycling associated with a major shift in sedimentary provenance. *Precambrian Research*, 258, 186-207. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.12.015>
- Hollanda, M. H. B. M., Archanjo, C. J., Souza, L. C., Dunyi, L., & Armstrong, R. (2011). Long-lived Paleoproterozoic granitic magmatism in the Seridó-Jaguaribe domain, Borborema Province-NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4), 287-300. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.04.003>
- Hollanda, M. H. B. M., Neto, J. A., Archanjo, C. J., Stein, H., & Maia, A. C. (2017). Age of the granitic magmatism and the W-Mo mineralization in *skarns* of the Seridó belt (NE Brazil) based on zircon U-Pb (SHRIMP) and molybdenite Re-Os dating. *Journal of South American Earth Sciences*, 79, 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.07.012>
- Jardim de Sá, E. F. (1994). *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana* (Tese de Doutorado). Universidade de Brasília, Brasília, DF.
- Johnston, W. D., Jr. (1945). Beryl-tantalite pegmatites of Northeastern Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 56, 1015-1070. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1945\)56\[1015:BPONB\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1945)56[1015:BPONB]2.0.CO;2)
- Johnston, W. D., Jr., & Vasconcellos, F. M. (1945). Scheelite in northeastern Brazil. *Economic Geology*, 40, 34-50. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.40.1.34>
- Klein, C. & Dutrow, B. (2011). *Manual de Ciência dos Minerais* – 23ª Ed. Bookman, São Paulo. 724 p.
- Kwak, T. A. (1987). *W-Sn Skarn Deposits and Related Metamorphic Skarns and Granitoids* (Developments in Economic Geology, vol. 24, 451 p.). Amsterdam, Holanda: Elsevier Science.
- Leterrier, J., Jardim de Sá, E. F., Bertrand, J. M., & Pin, C. (1994). Ages U-Pb sur Zircon de granitoïdes brésiliens de la ceinture de Seridó (Province Borborema, NE Brésil). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, 318(11), 1505-1511.
- Lucas, D., Hollanda, M. H. B., Souza Neto, J. A., Moraes, R., & de Souza, L. C. (2024). Unraveling the evolution of the Bodó W-*skarn* district in the Seridó Mineral Province (NE-Brazil): constraints from CO stable isotopes, thermodynamic modeling, and geochronology. *Mineralium Deposita*, 1-22. <https://doi.org/10.1007/s00126-024-01185-w>

- Manning, D. A. C., & Henderson, P. (1984). The behavior of tungsten in granitic melt-vapor systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 286-293. <https://doi.org/10.1007/BF00373673>
- Maranhão, R. (1970). *Geologia econômica da região de Currais Novos – RN* (Tese de Doutorado). Universidade de São Paulo, São Paulo, SP.
- Medeiros, V. C., Cavalcante, R., Cunha, A. L. C., Dantas, A. R., Costa, A. P., Brito, A. A., Rodrigues, J. B., & Silva, M. A. (2017). O furo estratigráfico de Riacho Fechado (Currais Novos/RN), domínio Rio Piranhas-Seridó (Província Borborema, NE Brasil): Procedimentos e resultados. *Estudos Geológicos*, 27(3), 3-44.
- Medeiros, V. C., Cavalcante, R., Santos, F. G., Rodrigues, J. B., Santana, J. S., Costa, A. P., & Neto, I. C. (2021). The Rio Piranhas-Seridó Domain, Borborema Province, Northeastern Brazil: Review of geological-geochronological data and implications for stratigraphy and crustal evolution. *Journal of the Geological Survey of Brazil*, 4(3), 179-207. <https://doi.org/10.29396/jgsb.2021.v4.n3.1>
- Medeiros, V. C., do Nascimento, M. A. L., Galindo, A. C., & Dantas, E. L. (2012). Augen gnaisses riacianos no Domínio Rio Piranhas-Seridó-Província Borborema, Nordeste do Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 12(2), 3-14. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X2012000200002>
- Medeiros, V. C., Medeiros, W. E., Jardim de Sá, E. F. (2011). Utilização de imagens aerogamaespectrométricas, Landsat 7 ETM+ e aeromagnéticas no estudo do arcabouço crustal da porção central do domínio da zona transversal, província Borborema, NE do Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*, 29, 83-97. <https://doi.org/10.1590/S0102-261X2011000100007>
- Meinert, L. D. (1992). *Skarns and skarn deposits*. *Geoscience Canada*, 19, 145-162.
- Meinert, L. D., Dipple, G. M., & Nicolescu, S. (2005). World *skarn* deposits. In J. W. Hedenquist, J. F. H. Thompson, R. J. Goldfarb, & J. P. Richards (Eds.), *Economic Geology 100th Anniversary Volume* (pp. 299–336). Colorado, EUA: Society of Economic Geologists.
- Melo, A. C. C., de Castro, D. L., de Oliveira, D. C., & de Hollanda, M. H. B. M. (2022). Mesozoic dike swarms in Borborema Province (NE Brazil): A structural analysis based on airborne geophysical data and field work. *Journal of South American Earth Sciences*, 113, 103650. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103650>
- Nascimento, M. A. L., Galindo, A. C., & Medeiros, V. C. (2015). Ediacaran to Cambrian magmatic suites in the Rio Grande do Norte domain, extreme Northeastern Borborema Province (NE of Brazil): Current knowledge. *Journal of South American Earth Sciences*, 58, 281–299. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.09.003>

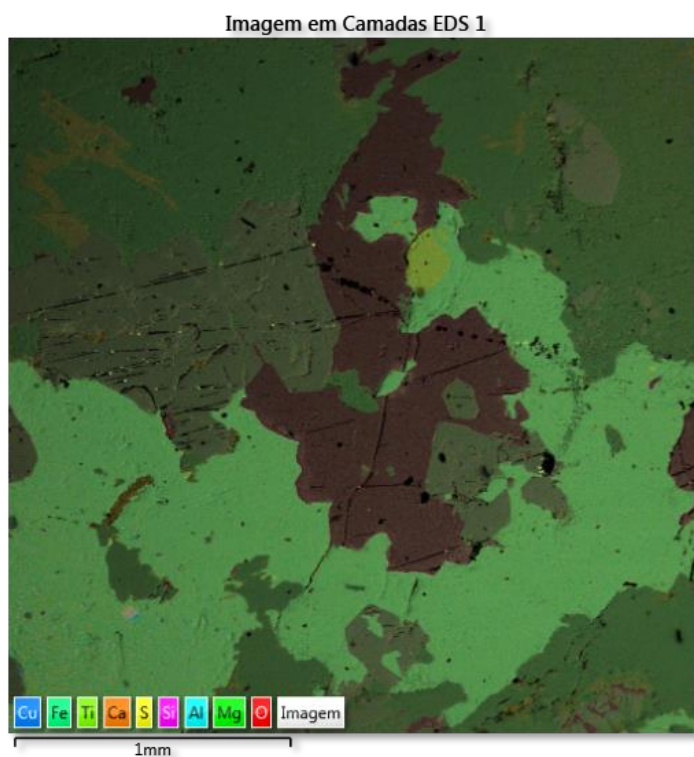
- Neves, S. P. (2003). Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): Correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana. *Tectonics*, 22(4), 1031. <https://doi.org/10.1029/2001TC001352>
- Neves, S. P. (2018). Comment on “A preserved early Ediacaran magmatic arc at the northernmost part of the transversal zone - central domain of the Borborema Province, Northeast of South America”, by B. B. de Brito Neves *et al.* (2016). *Brazilian Journal of Geology*, 48(3), 623-630. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201820170122>
- Neves, S. P., & Mariano, G. (1999). Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: The Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology*, 21(10), 1369-1383. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00071-7](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00071-7)
- Neves, S. P., Bruguier, O., Vauchez, A., Bosch, D., Silva, J. M. R., & Mariano, G. (2006). Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): Implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research*, 149(3-4), 197-216. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.06.001>
- Newberry, R. J. (1982). Tungsten-bearing *skarns* of the Sierra Nevada; I. The Pine Creek Mine, California. *Economic Geology*, 77, 823-844. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.4.823>
- Newberry, R. J., & Swanson, S. E. (1986). Scheelite *skarn* granitoids: An evaluation of the roles of magmatic sources and process. *Ore Geology Reviews*, 1, 57-81. [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(86\)90006-7](https://doi.org/10.1016/0169-1368(86)90006-7)
- Oliveira R.G. & Medeiros W.E. (2018). Deep crustal framework of the Borborema Province, NE Brazil, derived from gravity and magnetic data. *Precambrian Research*, 315:45-65.
- Oliveira, E. P., Windley, B. F., & Araújo, M. N. C. (2010). The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: A complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research*, 181(1-4), 64-84. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.05.014>
- Padilha, A. L., Santos-Matos, A. C., Batista, J. C., Vitorello, Í., Pádua, M. B., & Fuck, R. A. (2021). Magnetotelluric evidence for a Rhyacian suture zone hidden underneath the Seridó belt, Borborema Province, Northeastern Brazil. *Precambrian Research*, 365, 106413. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106413>
- Pirajno, F. (1992). Porphyry Systems and *Skarns*. In F. Pirajno (Ed.), *Hydrothermal Mineral Deposits - Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist* (pp. 325-374). Springer.
- Pirajno, F. (2009). *Skarn* Systems. In F. Pirajno (Ed.), *Hydrothermal Processes and Mineral Systems* (pp. 535-580). Springer.

- Rasmussen, K. L., & Mortensen, J. K. (2013). Magmatic petrogenesis and the evolution of (F:Cl:OH) fluid composition in barren and tungsten *skarn*-associated plutons using apatite and biotite compositions: Case studies from the northern Canadian Cordillera. *Ore Geology Reviews*, 50, 118-142. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2012.10.002>
- Ribeiro, C. V. A., Sales, M. C. C., Oliveira, A. L. S., & Sallet, R. (2023). Linking sedimentary provenance, climate and tectonics in the Neoproterozoic Seridó Belt, Borborema Province (NE Brazil). *Geoscience Frontiers*, 14(6), 1-18. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2023.101678>
- Robb, L. (2005). *Introduction to Ore-Forming Processes* (1^a ed., 373 p.). Massachusetts, EUA: Blackwell Science.
- Rogers, J. J. W. (1996). A history of continents in the past three billion years. *Journal of Geology*, 104(1), 91-107. <https://doi.org/10.1086/629803>
- Sales, M. C. C. (2020). *Considerações sobre os granitos pegmatíticos da Província Pegmatítica do Seridó: mapeamento geológico e geoquímica*. (Trabalho de Conclusão de Curso). Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Sales, M. C. C. (2023). *Caracterização petrográfica, composição química mineral e aspectos estruturais do campo pegmatítico Mufumbo-Trigueiro, Nordeste de Parelhas (RN)*. (Dissertação de mestrado). Universidade Federal de Pernambuco.
- Salim, J. (1993). *Géologie, pétrologie et géochimie des skarns à scheelite de la Mine Brejuí, Currais Novos, région du Seridó, NE du Brésil* (Tese de doutorado). Universidade Católica de Louvain, Louvain-la-Neuve, Bélgica.
- Sallet, R., Price, J. D., Babinski, M., Moritz, R., Souza, Z. S., & Chiaradia, M. (2015). Experimental anatexis, fluorine geochemistry and lead-isotope constraints on granite petrogenesis in the Seridó Belt, Borborema Province, northeastern Brazil. *Chemical Geology*, 400, 122-148. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.02.014>
- Sallet, R., Ribeiro, C., Neto, J. S., Sales, M., Moritz, R., Price, J. D., & Thomsen, T. B. (2021). Pegmatitic granite fluid compositions and thermochronometry in the Seridó Belt, Borborema Province, Brazil: Insights from trace element advection-diffusion-partitioning halos in host schist and gneiss. *Lithos*, 396, 106200. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106200>
- Santos, E. J. (1996). Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In *39º Congresso Brasileiro de Geologia* (Vol. 6, pp. 47-50). Salvador, BA: Sociedade Brasileira de Geologia.

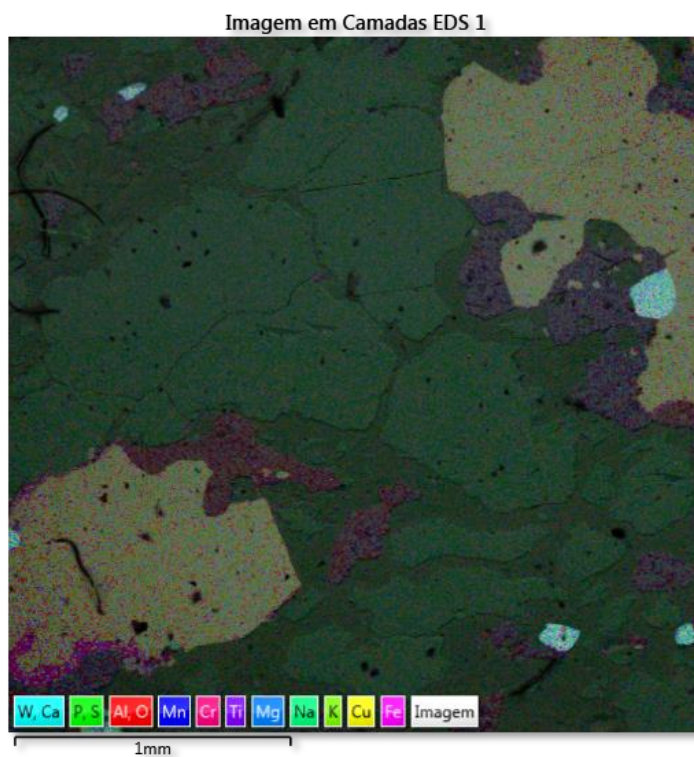
- Santos, E. J., Brito Neves, B. B., Van Schmus, W. R., Oliveira, R. G., & Medeiros, V. C. (2000). An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE-Brazil. In *31st International Geological Congress*. Rio de Janeiro, RJ: Companhia de Pesquisa em Recursos Minerais - CPRM.
- Santos, E. J., Ferreira, C. A., & Silva, J. M., Jr. (2002). *Geologia e recursos minerais do estado da Paraíba*. Recife, PE: Companhia de Pesquisa em Recursos Minerais - CPRM. (Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, 142 p.).
- Santos, E. J., Souza Neto, J. A., Silva, M. R. R., Beurlen, H., Cavalcanti, J. A. D., Silva, M. G., Dias, V. M., Costa, A. F., Santos, L. C. M. L., & Santos, R. B. (2014). Metalogênese das porções norte e central da Província Borborema. In M. G. Silva, M. B. Rocha Neto, H. Jost, & R. M. Kuyumjian (Eds.), *Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras* (pp. 343-388). Belo Horizonte, MG: Companhia de Pesquisa em Recursos Minerais - CPRM.
- Scorza, E. P. (1944). *Província Pegmatítica da Borborema*. DNPM/DGM (Boletim 112). Rio de Janeiro, 55p.
- Silva, L. R. (2018). *Sumário Mineral Brasileiro*. Brasília, DF: DNPM - Departamento Nacional de Produção Mineral. Recuperado em 01 de dezembro de 2024, de https://www.gov.br/anm/pt-br/assuntos/economia-mineral/publicacoes/sumario-mineral/pasta-sumario-brasileiro-mineral-2018/tungstenio_sm_2018.
- Silva, M. R. R., Höll, R., & Beurlen, H. (1995). Borborema Pegmatitic Province: geological and geochemical characteristics. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(3-4), 355-364. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(95\)00017-5](https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00017-5)
- Silva, W. L. (2000). *Mineralizações auríferas em veios de quartzo na Faixa Seridó, NE do Brasil: exemplos de depósitos de ouro de fácies anfibolito em faixa móvel proterozóica*.
- Soares, D. R. (2004). *Contribuição à petrologia de pegmatitos mineralizados em elementos raros e elbaítas gemológicas da Província Pegmatítica da Borborema, Nordeste do Brasil*. (Tese de doutorado). Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife.
- Souza Neto, J. A., Legrand, J. M., Volfinger, M., Pascal, M. L., & Sonnet, P. (2008). W–Au skarns in the Neo-Proterozoic Seridó Mobile Belt, Borborema Province in northeastern Brazil: An overview with emphasis on the Bonfim deposit. *Mineralium Deposita*, 43, 185-205. <https://doi.org/10.1007/s00126-007-0163-1>
- Souza, Z. S., Martin, H., Peucat, J. J., Jardim de Sá, E. F., & Macedo, M. H. F. (2007). Calc-alkaline magmatism at the Archean-Proterozoic transition: The Caicó Complex basement (NE Brazil). *Journal of Petrology*, 48(11), 2149-2185. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm053>

- Tavares, C. F., & Hollanda, M. H. B. M. (2024). Titanite: A source, thermodynamic, and temporal proxy for W-Mo-Cu *Skarn* mineralization at the Seridó Mineral Province, Northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 148, 105135. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.105135>
- USGS - U.S. Geological Survey. (2024). *Mineral Commodity Summaries 2024*. USGS, 212 p.
- Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Hackspacher, P., Babinski, M., Fetter, A. H., & Dantas, E. L. (1997). Application of U-Pb and Sm-Nd geochronology to understanding the geotectonic history of the Borborema Province, NE Brazil and its implications for the evolution of West Gondwana. In *Extended Abstracts*. Campos do Jordão: FAPESP/CNPq/CPRM. Recuperado de <https://repositorio.usp.br/directbitstream/2548b6d7-cc8e-4e15-bb12-720f3590e37f/950801.pdf>
- Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Williams, I. S., Hackspacher, P. C., Fetter, A. H., Dantas, E. L., & Babinski, M. (2003). The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: Insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (TDM) ages. *Precambrian Research*, 127(4), 287–327. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00197-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00197-9)
- Van Schmus, W. R., Kozuch, M., & Brito Neves, B. B. (2011). Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 31(2-3), 227-252. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.010>
- Van Schmus, W. R., Oliveira, E. P., Silva, A. F., Toteu, F., Penaye, J., & Guimarães, I. P. (2008). Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. In R. J. Pankhurst, R. A. J. Trouw, B. B. Brito Neves, & M. J. de Wit (Eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic Region* (pp. 69-99). Londres, Inglaterra: Geological Society. (Special Publications, 294).
- Zharikov, V. A. (1970). *Skarns* (Part I e Part II). *International Geology Review*, 12, 541-559, 619-647. <https://doi.org/10.1080/00206817009475262>

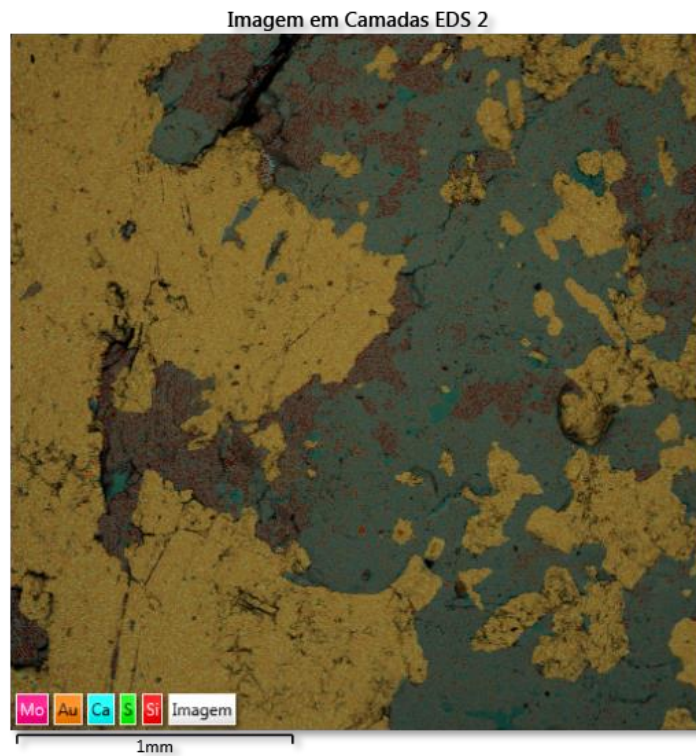
ANEXOS



Anexo 1: Imagem em MEV da distribuição elementar na amostra BJ-116, utilizada para seleção de pontos de análise espectroscópica (EDS). As cores representam a intensidade relativa de cada elemento (escala à esquerda).



Anexo 2: Imagem em MEV da distribuição elementar em uma das regiões analisadas na amostra BJ-D, utilizada para seleção de pontos de análise espectroscópica (EDS). As cores representam a intensidade relativa de cada elemento (escala à esquerda).



Anexo 3: Imagem em MEV da distribuição elementar na amostra BJ-100, utilizada para seleção de pontos de análise espectroscópica (EDS). As cores representam a intensidade relativa de cada elemento (escala à esquerda).

	E1 BJ-100	E2 BJ-100	E3 BJ-100	E8 BJ-100	E9 BJ-100	E10 BJ-100	E11 BJ-100	E1 BJ-116	E2 BJ-116	E3 BJ-116	E10 BJ-116	E11 BJ-116	E13 BJ-116
SiO ₂	55.409	54.982	54.126	39.578	54.768	40.434	54.768	39.900	36.800	30.200	26.100	27.200	28.100
CaO	21.268	21.688	21.408	32.042	21.408	29.523	21.967	22.700	12.400	27.300	0.500	-	0.500
MgO	12.603	11.608	11.774	-	11.276	-	11.442	-	-	-	9.800	10.600	12.900
MnO	0.646	1.033	1.033	0.775	0.775	1.291	0.904	-	18.400	0.100	2.700	2.400	2.200
Al ₂ O ₃	0.756	0.378	0.945	14.171	0.945	15.304	0.567	23.600	18.500	4.500	19.100	20.800	20.700
FeO	9.134	10.035	10.292	12.222	9.649	11.450	10.163	13.600	13.200	1.500	41.800	39.000	35.700
Na ₂ O	-	0.135	0.809	-	-	-	0.270	-	0.700	-	-	-	-
TiO ₂	-	-	-	0.501	-	0.667	0.167	-	-	33.700	-	-	-
La ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	0.100	-	0.900	-	-	-
Ce ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	0.200	-	0.200	-	-	-
Y ₂ O ₃	-	-	-	0.762	1.016	0.635	-	-	-	-	-	-	-
Sm ₂ O ₃	-	-	-	-	0.116	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd ₂ O ₃	-	-	-	-	-	0.350	-	-	-	-	-	-	-
Dy ₂ O ₃	-	-	-	-	-	0.230	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ₃	-	-	-	-	0.229	0.229	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	99.816	99.857	100.386	100.049	100.181	100.113	100.247	100.100	100.000	98.400	100.000	100.000	100.100

Anexo 4: Análise composicional do epidoto expressos em % de óxidos calculadas a partir de 13 espectros EDS diferentes coletados em grãos representativos das amostras BJ-100 e BJ-116. Fórmula estrutural de referência: $Ca_2(Al,Fe)_3(SiO_4)_3(OH)$.