



UFOP
Universidade Federal
de Ouro Preto

UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



ESCOLA DE MINAS

EDUARDO MIGLIORI PARO

**ESTUDO COMPARATIVO DE MINERAIS PESADOS DE
CONCENTRADOS ESTANÍFEROS DE ARIQUEMES - RO E
NAZARENO - MG**

OURO PRETO

JUNHO 2025

EDUARDO MIGLIORI PARO

**ESTUDO COMPARATIVO DE MINERAIS PESADOS DE
CONCENTRADOS ESTANÍFEROS DE ARIQUEMES - RO E
NAZARENO - MG**

Monografia do Trabalho de Conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Projeto Final de Curso II – GEO144, ano 2025.

Orientador: Prof. Dr. Ricardo Augusto
Scholz Cipriano

OURO PRETO

2025

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

P257e Paro, Eduardo Migliori.

Estudo comparativo de minerais pesados de concentrados estaníferos de Ariquemes-RO e Nazareno-MG. [manuscrito] / Eduardo Migliori Paro. - 2025.

83 f.: il.: color., gráf., tab., mapa.

Orientador: Prof. Dr. Ricardo Augusto Scholz Cipriano.
Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .

1. Minerais pesados. 2. Cassiterita. 3. Pegmatitos. 4. Análise mineralógica. I. Cipriano, Ricardo Augusto Scholz. II. Universidade Federal de Ouro Preto. III. Título.

CDU 553.45

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



FOLHA DE APROVAÇÃO

Eduardo Migliori Paro

Estudo comparativo de minerais pesados de concentrados estaníferos de Ariquemes - RO e Nazareno - MG

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

Aprovada em 07 de julho de 2025

Membros da banca

Dr. Ricardo Augusto Scholz Cipriano - Orientador - Universidade Federal de Ouro Preto
Dr. Leonardo Martins Graça - Universidade Federal de Ouro Preto
Dr. Rodson de Abreu Marques - Universidade Federal de Ouro Preto

Ricardo Augusto Scholz Cipriano, orientador do trabalho, aprovou a versão final e autorizou seu depósito na Biblioteca Digital de Trabalhos de Conclusão de Curso da UFOP em 15/07/2025



Documento assinado eletronicamente por **Ricardo Augusto Scholz Cipriano, PROFESSOR DE MAGISTERIO SUPERIOR**, em 16/07/2025, às 18:35, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site http://sei.ufop.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **0944340** e o código CRC **F08C0041**.

AGRADECIMENTOS

Ao final desta jornada de aprendizado e dedicação, não posso deixar de expressar minha profunda gratidão àqueles que estiveram ao meu lado ao longo do caminho.

Agradeço à minha família, que foi o alicerce que me sustentou durante toda essa trajetória. Em especial, aos meus avós Marco Antônio e Eleonora, por sua presença fundamental na minha criação e educação. À minha mãe, Vanessa, que mesmo diante de inúmeros desafios, nunca deixou de me oferecer amor, apoio e força para seguir em frente. À minha madrinha, Patrícia, que sempre incentivou meus estudos com firmeza e carinho, e cuja insistência construiu grande parte da base que carrego hoje. Ao meu pai, Flávio, e aos meus avós paternos, Vera e Valdemar, que, mesmo à distância, sempre demonstraram apoio e encorajamento. Agradeço também à Júlia, Jorge e Danilo, que me acolheram durante o estágio e me proporcionaram momentos marcantes. Amo todos vocês enquanto eu respirar.

Aos amigos que estiveram comigo na graduação — companheiros de campo, de sala e de tantas conversas — agradeço a parceria, pelos ensinamentos e pelas risadas que tornaram a caminhada mais leve. Luis, Caio, Malu, Mariana, Ayla, Fernando, Seru, Didácio, Júlia, Guiguiba, Mateus, Fabiano e Pê: meu sincero obrigado.

À República dos Deuses, que me acolheu e com quem dividi muitos momentos importantes, agradeço pela convivência, pelo apoio e por tantos laços que levarei comigo.

Agradeço ao meu orientador, Ricardo Scholz, aos professores do curso e à Universidade Federal de Ouro Preto, pelo ensino gratuito e de qualidade, que foi essencial para minha formação. Aos mestres da geologia, que com dedicação e conhecimento ajudaram a construir os pilares sobre os quais me formei, deixo minha gratidão.

À FAPEMIG - Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais, pelo apoio financeiro concedido através do Projeto de Pesquisa PPM-00588-18. Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq 310072/2021-2. À PROPP EDITAL 13/2020 - PROCESSO N.: 23109.000928/2020-33 e ao Projeto APQ-02529-24.

Por fim, à própria Terra, que nos revela, por meio da ciência, tantos de seus mistérios. Que este trabalho represente, ainda que de forma simples, um gesto de respeito e compromisso com o conhecimento geológico.

"Entender a Terra é render-se ao tempo — e aceitar que o agora é apenas um instante na respiração de um mundo."

RESUMO

Este estudo teve como objetivo realizar uma análise comparativa da mineralogia dos concentrados estaníferos provenientes dos depósitos de Bom Futuro, em Ariquemes (RO), e Volta Grande, em Nazareno (MG). A pesquisa se baseia na caracterização mineralógica e química de minerais pesados associados à cassiterita, buscando compreender as diferenças entre os ambientes de formação desses depósitos. O depósito de Bom Futuro é associado a um sistema hidrotermal estanífero, com mineralizações típicas de greisens e veios de quartzo-topázio, enquanto o depósito de Volta Grande está relacionado a pegmatitos do tipo LCT (Lítio-Césio-Tântalo), caracterizados por uma intensa diferenciação magmática. Foram utilizadas técnicas de análise como Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) acoplada à espectroscopia de dispersão de energia (EDS) para determinação da composição química dos minerais identificados. Os resultados obtidos permitem estabelecer correlações entre os depósitos estudados, destacando a diversidade mineralógica e suas implicações para a exploração mineral. A identificação de minerais estratégicos, como xenotima-(Y), monazita-(Ce), columbita-tantalita, hidrokenomicrolita (ou kenomicrolita) e ilmenita, reforça a importância desses depósitos no contexto da mineração de metais raros no Brasil. A análise por MEV-EDS revelou que, embora ambos os depósitos apresentem minerais estratégicos como cassiterita, xenotima-(Y), monazita-(Ce) e columbita-tantalita, suas associações e composições refletem processos geológicos distintos. Concluiu-se, portanto, que enquanto Bom Futuro se consolida como fonte primária de estanho, Volta Grande emerge como um alvo relevante para a exploração de tântalo, lítio e ETR, essenciais para tecnologias avançadas.

Palavras-chave: Minerais pesados; Cassiterita; Depósito de greisen; Pegmatitos LCT; Elementos estratégicos; Análise mineralógica.

ABSTRACT

This study aims to conduct a comparative analysis of the mineralogy of tin concentrate deposits from Bom Futuro, in Ariquemes (RO), and Volta Grande, in Nazareno (MG). The research focuses on the mineralogical and chemical characterization of heavy minerals associated with cassiterite, seeking to understand the differences in the formation environments of these deposits. The Bom Futuro deposit is linked to a hydrothermal tin system, with typical greisen and quartz-topaz vein mineralization, whereas the Volta Grande deposit is associated with LCT (Lithium-Cesium-Tantalum) pegmatites, characterized by intense magmatic differentiation. Analytical techniques such as Scanning Electron Microscopy (SEM) coupled with Energy Dispersive Spectroscopy (EDS) were used to determine the chemical composition of the identified minerals. The results allow for correlations between the studied deposits, highlighting mineralogical diversity and its implications for mineral exploration. The identification of strategic minerals such as xenotime-(Y), monazite-(Ce), columbite-tantalite, hydrokenomicrolite, and ilmenite reinforces the importance of these deposits in the context of rare metal mining in Brazil. MEV-EDS analysis revealed that, although both deposits contain strategic minerals such as cassiterite, xenotime-(Y), monazite-(Ce) and columbite-tantalite, their associations and compositions reflect distinct geological processes. It was therefore concluded that while Bom Futuro is consolidating itself as a primary source of tin, Volta Grande is emerging as a relevant target for the exploration of tantalum, lithium and REE, essential for advanced technologies.

Keywords: Heavy minerals; Cassiterite; Greisen deposit; LCT pegmatites; Strategic elements; Mineralogical analysis.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Mapa de localização do Depósito Bom Futuro em Ariquemes/RO	15
Figura 2 - Mapa de localização da Mina Volta Grande em Nazareno/MG.....	16
Figura 3 - Os crátons do São Francisco e do Congo em uma reconstrução do Gondwana Ocidental (América do Sul e África) mostrando a localização do Cinturão Mineiro, do Quadrilátero Ferrífero, do domínio orogênico do Leste da Bahia e do Cinturão Centro-Oeste Africa	19
Figura 4 - Mapa destacando a área aproximada da Província Pegmatítica de São João Del Rei	20
Figura 5 - Mapa simplificado da geologia do Cinturão Mineiro com a área da Província Pegmatítica de São João del Rei destacada.....	22
Figura 6 - Mapa litoestrutural que mostra a localização dos diversos corpos pegmatíticos no contexto da Mina de Volta Grande	24
Figura 7 - Províncias geocronológicas do cráton Amazônico.....	25
Figura 8 - Mapa geológico Simplificado da Província Estanífera de Rondônia e áreas adjacentes.....	26
Figura 9 - Mapa geológico do depósito de estanho de Bom Futuro.	27
Figura 10 - Mapa geológico da região da mina Bom Futuro.....	29
Figura 11 - Imagens dos minerais xenotima-(Y), resultantes do MEV/MEV-EDS. ...	34
Figura 12 - Composição química e imagens dos minerais identificados como monazita-(Ce).....	36
Figura 13 - Diagrama ternário para o sistema monazita-(Ce) – monazita-(La) – monazita-(Nd), proposto por Nickel (1992).	39
Figura 14 - Imagens dos minerais identificados como columbita-tantalita.....	42
Figura 15 - Diagrama composicional dos minerais 6, 7, 8, 9 e 10. Levando em conta as relações de Ta e Nb, e Mn e Fe.	44
Figura 16 - Imagens dos minerais identificados como spessartina e almandina.	46
Figura 17 - Imagens dos minerais de hidrokenomicrolita.	49
Figura 18 - Imagens dos minerais de óxido de ferro.	52
Figura 19 - Imagens dos minerais de cassiterita.	54
Figura 20 - Imagens dos minerais de monazita-(Ce).....	58
Figura 21 - Diagrama ternário para o sistema monazita-(Ce) – monazita-(La) – monazita-(Nd), proposto por Nickel (1992).	60

Figura 22 - Imagens dos minerais de xenotimas-(Y).	62
Figura 23 - Imagens dos minerais de columbitas-(Fe).	64
Figura 24 - Diagrama composicional dos minerais 14 e 15. Levando em conta as relações de Ta e Nb, e Mn e Fe.	65
Figura 25 - Imagem do mineral de hidrokenomicrolita.....	66
Figura 26 - Imagens dos minerais das ilmenitas.	69
Figura 27 - Diagrama comparativo composicional das columbita-tantalitas dos depósitos de Volta Grande e Bom Futuro.	74

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Tabela com a composição química das xenotimas-(Y) analisadas.	35
Tabela 2 - Tabela com a composição química das monazitas-(Ce) analisadas.	37
Tabela 3 - Tabela com a composição química das columbita-tantalitas analisadas.	43
Tabela 4 - Tabela com a composição química das spessartinas-Almandinas analisadas.	47
Tabela 5 - Tabela com a composição química das hidrokenomicrolitas analisadas.	50
Tabela 6 - Tabela com a composição química dos óxidos de ferro analisados.	52
Tabela 7 - Tabela com a composição química das cassiteritas analisadas.	55
Tabela 8 - Tabela com a composição química das monazitas-(Ce) analisadas.	59
Tabela 9 - Tabela com as composições químicas das xenotimas-(Y) analisadas.	63
Tabela 10 - Tabela com as composições químicas das columbitas-(Fe) analisadas.	65
Tabela 11 - Tabela com a composição química da hidrokenomicrolita analisada.	67
Tabela 12 - Tabela com as composições químicas das ilmenitas analisadas.	70
Tabela 13 - Abundância relativa dos minerais identificados entre os depósitos de Volta Grande (MG) e Bom Futuro (RO).....	71
Tabela 14 - Tabela comparativa referente a presença dos principais óxidos de cada depósito.....	72
Tabela 15 - Composição química dos principais óxidos presentes nos minerais de hidrokenomicrolita analisados.	75

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	12
1.1 APRESENTAÇÃO	12
1.2 JUSTIFICATIVA	13
1.3 OBJETIVOS	14
1.4 MATERIAIS E MÉTODOS	14
1.4.1 Caracterização da área de estudo.....	12
1.4.2 Revisão bibliográfica	16
1.4.3 Geoprocessamento	17
1.4.4 Análise mineralógica e petrográfica	17
1.4.5 Análise química	17
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E LOCAL	19
2.1 Cráton São Francisco.....	19
2.2 Geologia da Mina Volta Grande	22
2.3 Cráton Amazônico.....	25
2.3.1 Província Estanífera de Rondônia.....	26
2.3.2 Depósito de estanho Bom Futuro.....	26
2.3.3 Geologia da mina Bom Futuro.....	28
2.4 Comparação entre os Depósitos Bom Futuro e Volta Grande	29
2.4.1 Contexto Geológico	29
2.4.2 Tipos de mineralização.....	30
2.4.3 Controle estrutural.....	30
2.4.4 Relevância econômica	31
3 RESULTADOS E INTERPRETAÇÃO	32
3.1 Depósito de Volta Grande	32
I. Xenotima - (Y)	32
II. Monazita-(Ce).....	36
III. Columbita-Tantalita	40
IV. Spessartina e Almandina.....	45
V. Hidrokenomicrolita.....	48

VI. Óxidos de ferro	51
3.2 Depósito Bom Futuro	53
I. Cassiterita.....	53
II. Monazita-(Ce).....	56
III. Xenotima-(Y)	61
IV. Columbita-Tantalita	64
V. Hidrokenomicrolita	66
VI. Ilmenita.....	68
4 DISCUSSÃO	71
5 CONCLUSÕES	78
REFERÊNCIAS.....	79

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A mineração de estanho no Brasil desempenha um papel relevante na economia nacional, posicionando o país entre os principais produtores globais. Ao longo da década de 1980 a produção de cassiterita apresentou um crescimento expressivo, representando inicialmente 3% da produção mundial em 1980 e alcançando cerca de 22% em 1989, impulsionada por importantes depósitos como os de Pitinga e Bom Futuro (Larsson; Söderholm, 1996).

Devido à importância da mineração do estanho, o estudo e a caracterização de minerais pesados associados ao estanho, como a cassiterita, são essenciais para compreender os processos geológicos e as condições que levaram à formação dos depósitos. Reforçando a afirmação acima, Souza e Botelho (2002) destacam a importância da caracterização dos sistemas mineralizantes em greisens e veios de quartzo-topázio no depósito Bom Futuro, fornecendo dados fundamentais para a compreensão dos processos de mineralização.

O depósito de Bom Futuro, situado na Província Estanífera de Rondônia, é reconhecido como um dos principais produtores de cassiterita do Brasil. Souza e Botelho (2002) realizaram estudos pioneiros sobre a geologia do depósito, descrevendo sua associação com sistemas vulcano-plutônicos e veios de quartzo-topázio mineralizados em greisens.

Estudos subsequentes, como os de Souza, Teixeira e Botelho (2003), ampliaram a compreensão do Complexo Jamari, enfatizando a litogeoquímica das rochas hospedeiras e a influência de granitos peralcalinos na geração de mineralizações de Sn-W. Trabalhos de Silva *et al.* (1995, 1997) e Villanova e Franke (1995) mapearam estruturas anelares e "stockworks" no morro Bom Futuro, associando-as à circulação de fluidos mineralizantes. Dias *et al.*, (2013) complementaram essas análises, descrevendo a ocorrência de cassiterita em coberturas aluviais e sua relação com processos supergênicos.

Na Província Pegmatítica de São João del Rei, o depósito de Volta Grande destaca-se por sua associação com pegmatitos do tipo LCT (Lítio-Césio-Tântalo), ricos em elementos raros. Assumpção (2015) realizou uma caracterização mineralógica e geoquímica detalhada do pegmatito da Mina Volta Grande,

identificando zonamentos marcantes e a presença de minerais como espodumênio, columbita-tantalita e microlita. Lagache e Quéméneur (1997) já haviam descrito a excepcional enriquecimento em lítio e rubídio nesses pegmatitos, relacionando-o a estágios avançados de fracionamento magmático.

Também interessados pela temática, Cidade *et al.*, (2020) analisaram minerais pesados em saprólitos da região, correlacionando-os com a evolução hidrotermal tardia. Seguindo a mesma linha de investigação, Jaques (2014) contribuiu com estudos sobre a classificação de maciços rochosos, enquanto Heinrich (1964) e Pires e Porto Jr. (1986) exploraram o controle estrutural ENE sobre a distribuição dos pegmatitos.

Por sua vez, London (2008) avaliou a formação de minerais acessórios em pegmatitos, enfatizando o papel de fluidos ricos em voláteis na cristalização de fases tardias e Andrehs e Heinrich (1998) e Dill *et al.* (2007) exploraram a substituição isomórfica de elementos terras raras (ETR).

Nessa perspectiva, entende-se pela necessidade de melhor compreender os minerais existentes nos significativos depósitos de estanho, localizados em províncias geológicas como Rondônia e Minas Gerais, que apresentam contextos geológicos distintos – greisen e pegmatitos, respectivamente.

Dias *et al.*, (2013) e Assumpção (2015) reforçam a importância dessas análises ao relatarem que estudos detalhados dessas regiões contribuem para um melhor entendimento de suas mineralizações e suas implicações econômicas.

Assim, a hipótese que motivou o desenvolvimento dessa pesquisa é de que a investigação desses depósitos não apenas amplia o conhecimento científico sobre a composição mineralógica, mas também fornece subsídios relevantes para decisões estratégicas no setor mineral.

1.2 JUSTIFICATIVA

A importância deste estudo reside na escassez bibliográfica sobre minerais pesados na área de Ariquemes, sendo esses os de maior importância econômica. Já a área de Nazareno apresenta um maior número de estudos, sendo que os pegmatitos de Volta Grande começaram a ser visitados e catalogados desde 1940 (Pereira; Ávila; Neuman, 2004), assim como os trabalhos de Lagache *et al.* (1997), Cidade *et al.* (2020) e Sousa *et al.* (2021). Enquanto, os primeiros trabalhos realizados na

proximidade da Mina de Bom Futuro, foram nas áreas dos morros de Palaqueta e Bom Futuro (Silva *et al.* 1995; 1997).

Soma-se aos fatores acima o fato de que a partir da comparação das características dos minerais pesados presentes em diferentes regiões, será possível obter entendimentos valiosos sobre as condições geológicas que levaram à formação desses depósitos, como a composição química dos minerais, associações paragênicas, condições de pressão e temperatura, além da origem dos fluidos mineralizantes. Essa compreensão geológica e mineralógica contribui para identificar indicadores de potencial mineral, que podem ser utilizados para guiar novas prospecções em áreas geologicamente similares (Souza; Botelho, 2002; Dias *et al.*, 2013).

Essas informações são especialmente úteis para otimizar os esforços de exploração mineral, permitindo melhor delimitação de reservas econômicas e maior eficiência no planejamento das atividades mineradoras.

1.3 OBJETIVOS

O desenvolvimento desse estudo teve como objetivo principal identificar e caracterizar os minerais pesados presentes em concentrados estaníferos oriundos de diferentes depósitos minerais. Especificamente os objetivos consistem em:

- Identificar associações minerais específicas para cada tipo de depósito.
- Determinar os tipos e as abundâncias relativas de diversos minerais pesados, como cassiterita, columbita-tantalita, ilmenita, grupo da microlita, rutilo, monazita-(Ce), xenotima-(Y) e grupo da granada.
- Discutir sobre as gêneses dos depósitos

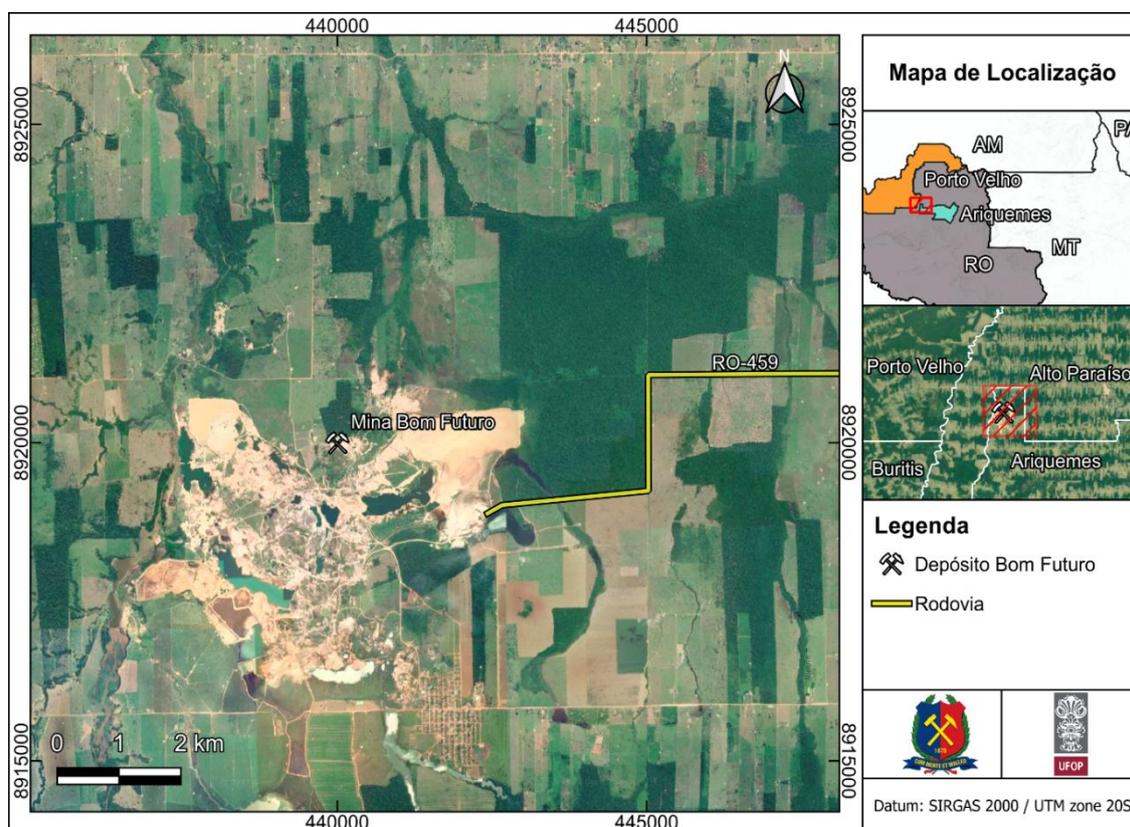
1.4 MATERIAIS E MÉTODOS

1.4.1 Caracterização da área de estudo

Este trabalho foi desenvolvido nas minas de Bom Futuro e Volta Grande, localizadas respectivamente nos municípios de Ariquemes/RO, e Nazareno/MG.

A Mina de Bom Futuro localiza-se próximo à cidade de Ariquemes e o acesso é possível pela rodovia RO-459, como mostra a Figura 1, na porção norte do Estado de Rondônia. Está incluída na Carta Topográfica Ariquemes (Folha SC-20-V-D) pertencente ao arquivo da CPRM de Cartas Topográficas do Brasil – escala 1:250.000 e situa-se nas seguintes coordenadas geográficas: 440.000E e 8.920.000N, aproximadamente, no datum SIRGAS 2000, zona 20.

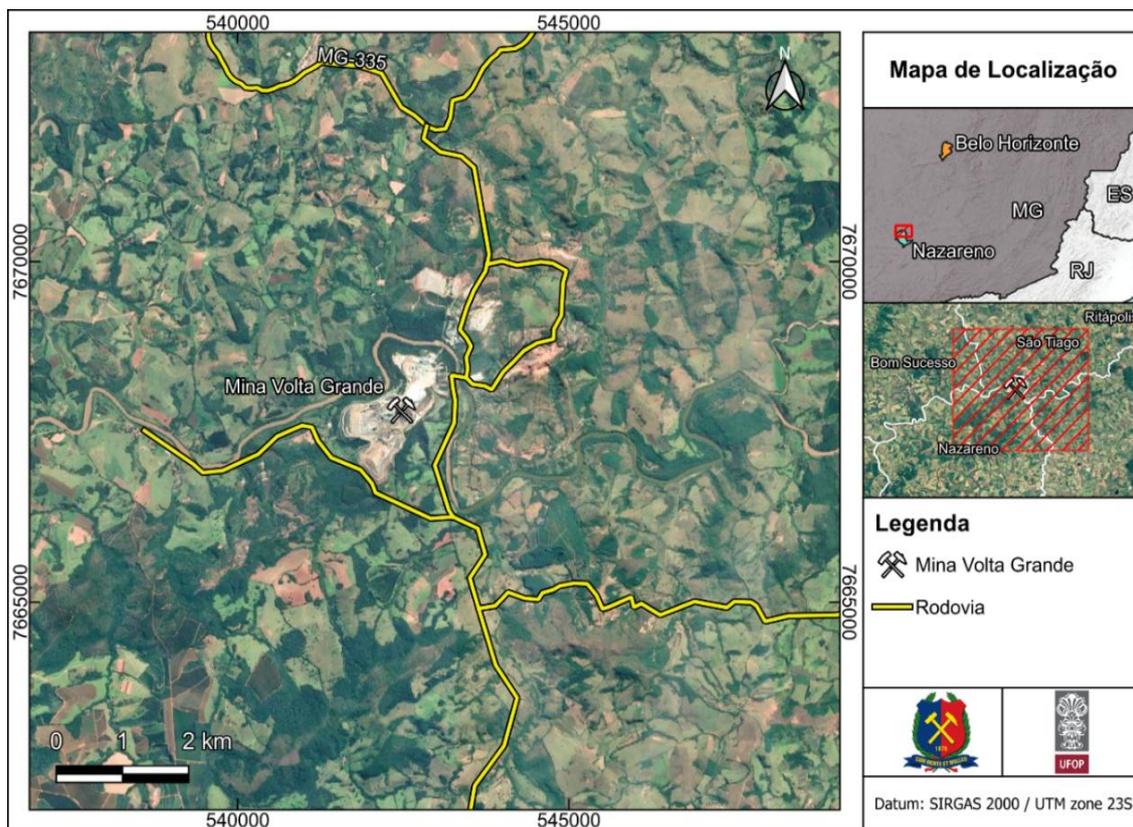
Figura 1 - Mapa de localização do Depósito Bom Futuro em Ariquemes/RO



Fonte: Arquivo da CPRM de Cartas Topográficas do Brasil.

A Mina de Volta Grande localiza-se próximo à cidade de Nazareno e o acesso é possível por estradas vicinais que ligam à MG-335, como mostra a Figura 2, na porção sul do Estado de Minas Gerais. Está incluída na Carta Topográfica Nazareno (Folha SF-23-X-C-I-2) pertencente ao arquivo Cartas Topográficas do Brasil – escala 1:50.000 e situa-se nas seguintes coordenadas geográficas: 542.468 E e 7.667.825 N, aproximadamente, no datum SIRGAS 2000, zona 23.

Figura 2 - Mapa de localização da Mina Volta Grande em Nazareno/MG



Fonte: Arquivo da CPRM de Cartas Topográficas do Brasil.

A metodologia desenvolvida neste trabalho foi dividida em quatro etapas fundamentais:

1.4.2 Revisão bibliográfica

A fundamentação teórica deste estudo baseia-se em uma revisão de trabalhos prévios que abordam a geologia, mineralogia e geoquímica de depósitos estaníferos, com ênfase nos contextos de greisen e pegmatitos.

Para seleção das publicações foram consultadas as bases de dados disponíveis na internet: Scielo, Google scholar, Banco de Teses e Dissertações e Livros que abordassem a temática investigada, sendo priorizadas pesquisas que explorassem os depósitos de Bom Futuro (RO) e Volta Grande (MG), além de estudos comparativos sobre minerais pesados e processos de mineralização associados ao estanho e elementos estratégicos.

1.4.3 Geoprocessamento

Nesta etapa, com o objetivo de caracterizar as áreas de estudo, foram gerados mapas temáticos para cada localização, e também mapas geológicos das respectivas áreas. Para isso foi utilizado o banco de dados do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e Google Earth Pro 7.3.6. Os mapas foram produzidos a partir do *software* QGIS 3.32.2.

1.4.4 Preparação de amostras

As amostras de concentrados de bateia de minerais pesados, previamente coletadas pelo aluno e orientador, foram o foco central desta etapa. Através da utilização de um microscópio estereoscópico, foram realizadas atividades de catação, permitindo a separação dos grãos com base em sua tipologia, permitindo a descrição das características superficiais dos grãos identificados.

Após a seleção e separação dos diferentes minerais, estes foram fixados em fita dupla face e incorporados em resina acrílica. A etapa subsequente envolveu o polimento dos embutimentos por meio de uma sequência de lixas, culminando em um acabamento alcançado com alumina. Estes procedimentos visaram preparar as amostras para as análises posteriores.

1.4.5 Análise química

O estudo de química mineral foi realizado com um Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) JEOL, modelo JSM-6510, acoplado a um sistema de Espectroscopia por Dispersão de Energia (EDS), no Laboratório de Microscopia e Microanálises (LMIC) do DEGEO-UFOP. As análises foram feitas com voltagem de aceleração de 20 kV, distância de trabalho (work distance) de 15 mm e tamanho do ponto (spot size) de 70, parâmetros adequados para obtenção de imagens de alta resolução e dados químicos confiáveis. O MEV gera imagens a partir da interação de um feixe de elétrons com a superfície da amostra, produzindo elétrons secundários e retroespalhados que revelam relevo, textura e contraste composicional dos minerais (Reed, 2005). A acoplagem com o EDS permite a identificação semiquantitativa dos elementos

presentes, através da detecção de raios X característicos emitidos durante essa interação.

O MEV-EDS destaca-se por sua capacidade de detectar elementos em baixos teores e em áreas microscópicas, sendo amplamente utilizado na caracterização de minerais acessórios em depósitos minerais (Reed, 2005; Goldstein *et al.*, 2017).

Com base nos teores dos elementos presentes nos minerais analisados, foram aplicados fatores de conversão para transformar os óxidos das columbita-tantalitas em suas formas elementares livres. Essa conversão permitiu a elaboração de um diagrama voltado à classificação desses minerais. Procedimento semelhante foi adotado para as monazitas, nas quais os óxidos de lantânio, cério e neodímio foram convertidos para suas respectivas formas fosfatadas, possibilitando a construção de um diagrama ternário para a classificação das monazitas.

Entre suas limitações, destaca-se a necessidade de que as amostras sejam condutoras ou metalizadas, além de fornecer informações restritas à superfície. Apesar disso, trata-se de uma ferramenta essencial nas geociências, permitindo análises morfológicas e composicionais detalhadas de minerais complexos. Os dados obtidos foram fundamentais para a comparação entre minerais de diferentes depósitos, auxiliando na construção de diagramas químicos interpretativos e de classificações dos minerais.

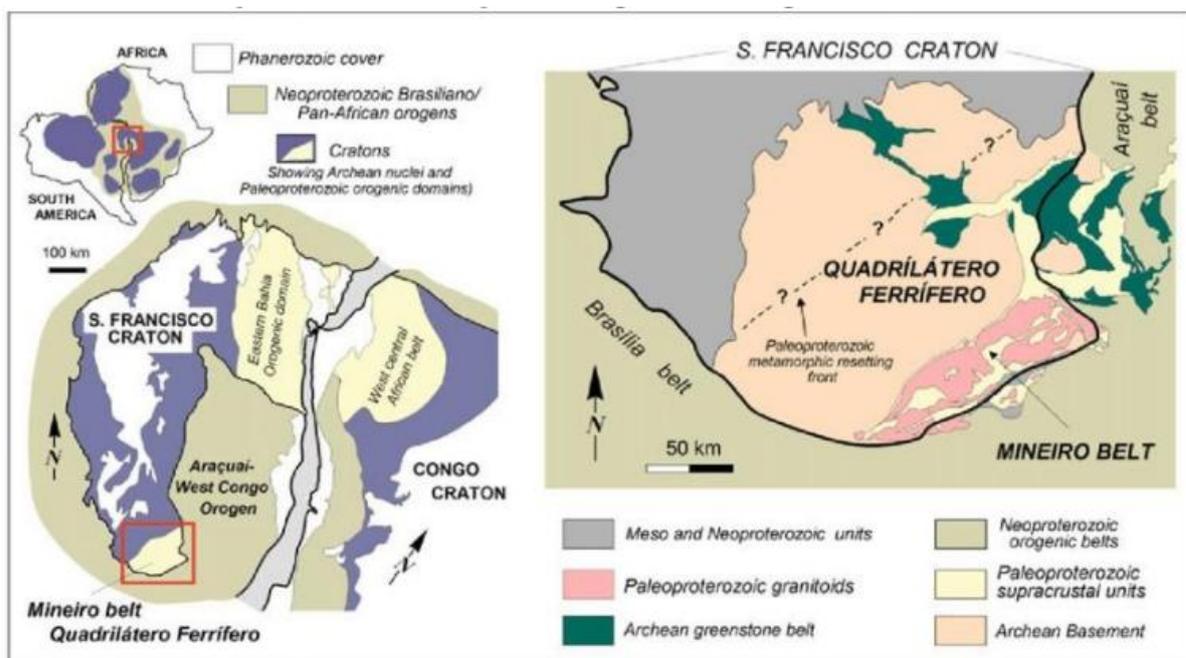
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL E LOCAL

2.1 Cráton São Francisco

O Cráton São Francisco (CSF) está localizado na região central-leste do Brasil e é circundado por cinturões orogênicos brasileiros, sendo o Borborema ao norte, o Tocantins a oeste e o Mantiqueira a leste. Grande parte de sua área interna é coberta por unidades sedimentares pré-cambrianas e fanerozóicas. A leste do CSF encontra-se a Província da Margem Continental Leste, enquanto a noroeste situa-se o Cinturão Orogênico Rio Preto (Endo; Castro; Gandini, 2020).

O embasamento geológico do Cráton São Francisco, composto por rochas com idades superiores a 1,8 bilhão de anos, encontra-se exposto no extremo sul, incluindo o Quadrilátero Ferrífero e suas regiões adjacentes, bem como no setor norte, no Estado da Bahia, como ilustrado na Figura 3 (Heilbron *et al.*, 2017; Farina *et al.*, 2016).

Figura 3 - Os crátons do São Francisco e do Congo em uma reconstrução do Gondwana Ocidental (América do Sul e África) mostrando a localização do Cinturão Mineiro, do Quadrilátero Ferrífero, do domínio orogênico do Leste da Bahia e do Cinturão Centro-Oeste África



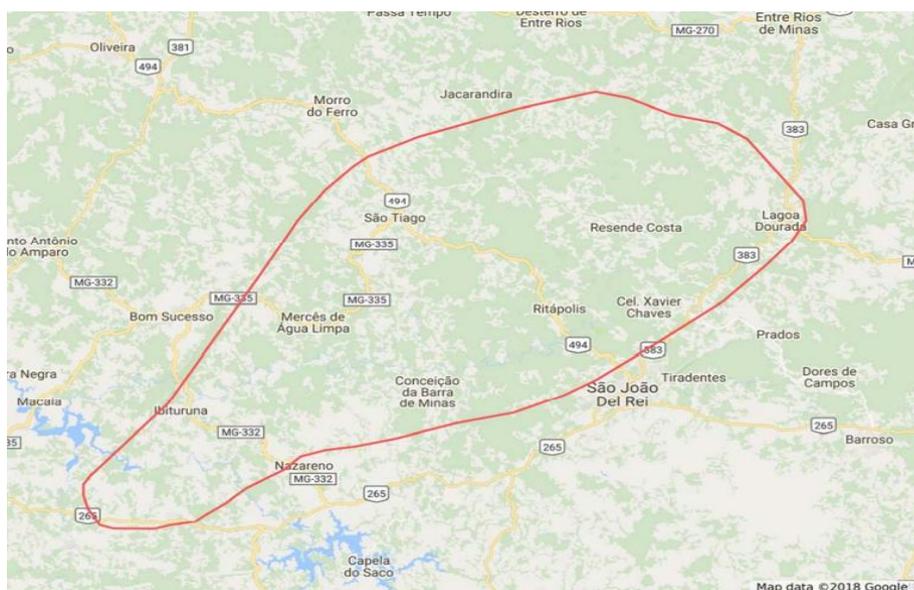
Fonte: Farina *et al.*, 2016.

A evolução geotectônica da porção sul do Cráton São Francisco pode ser subdividida em três eventos, conforme proposto por Marshak e Alkmim (1989), a saber: inicialmente, durante o ciclo Transamazônico, ocorreu a abertura e fechamento de bacias, com prevalência da deformação por encurtamento crustal. Em seguida, no Uruçuano, após o período de encurtamento crustal, observa-se uma fase de extensão acompanhada pela intrusão de diques máficos. O último evento, conhecido como Brasiliano, é caracterizado por uma fase compressional, evidenciada por dobras de orientação NS e falhas de empurrão.

2.1.1 Província Pegmatítica de São João del Rei

Conforme indicado por Pereira, Ávila e Neuman (2004), a Província Pegmatítica de São João del Rei está localizada na parte sudeste do estado de Minas Gerais, englobando as cidades de Nazareno, São Tiago, Cassiterita, São João del Rei, Ritópolis e Coronel Xavier Chaves. Mais recentemente, Faulstich (2016) expandiu a área desta província, estendendo-a para o norte, incluindo as regiões de São Tiago, Resende Costa e Lagoa Dourada e para o oeste/sudoeste, desde a Serra de Bonsucesso até a região de Macuco de Minas como indicado na Figura 4.

Figura 4 - Mapa destacando a área aproximada da Província Pegmatítica de São João Del Rei



Fonte: Adaptada pelo autor a partir do Google Maps.

A província abrange aproximadamente 2700 km² (Faulstich *et al.* 2016) e incorpora vários corpos pegmatíticos mineralizados em Sn-Nb-Ta-Li, sendo frequente a presença de minerais como cassiterita, tantalita, columbita e microlita. Os corpos pegmatíticos enriquecidos em Li estão concentrados na área de Nazareno e foram nomeados como enxame de pegmatitos da Volta Grande, representados por uma série de corpos lenticulares, sub-horizontais, com teores anômalos de Cs – Rb e ricos em espodumênio (Lagache; Quéméneur, 1997).

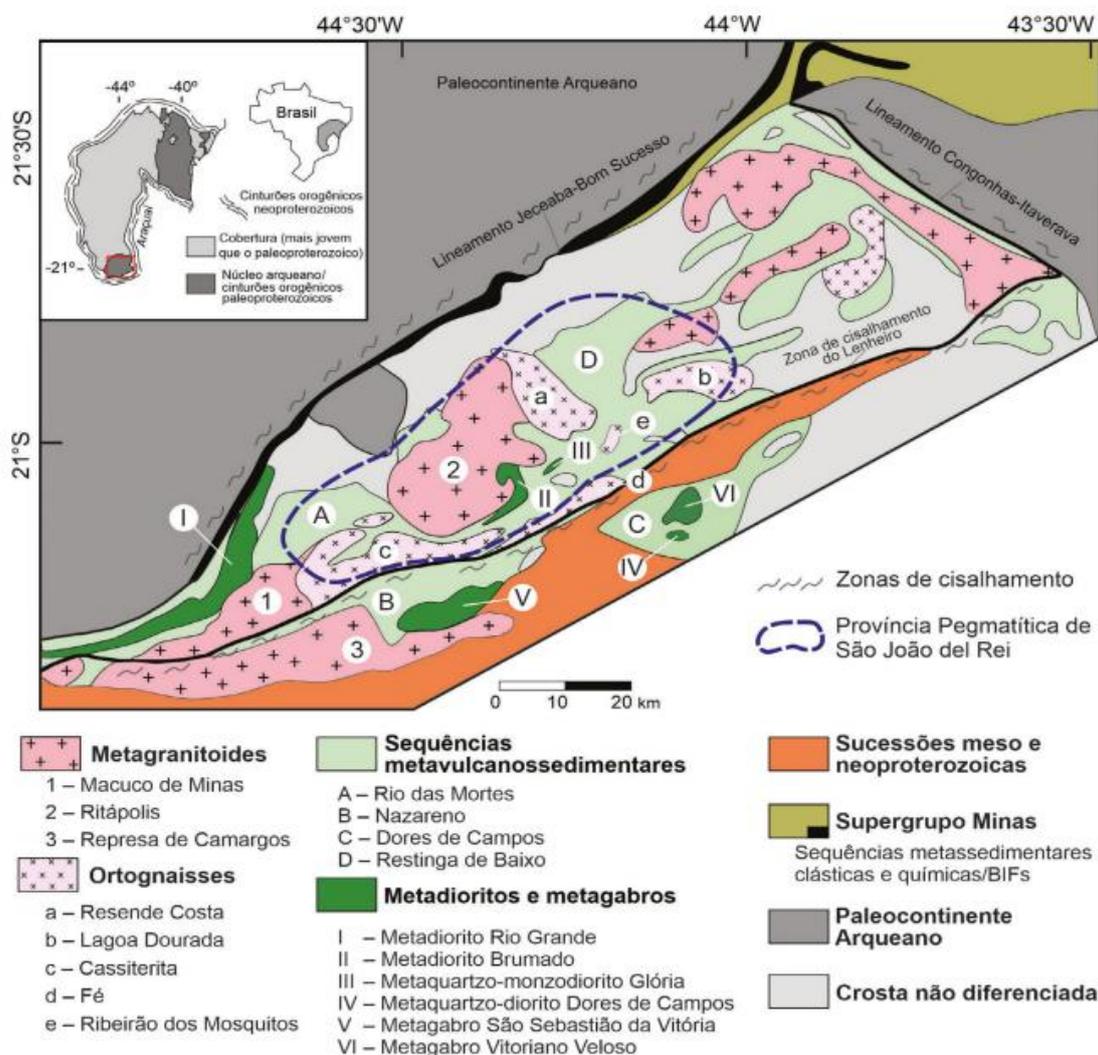
Os pegmatitos, que são notavelmente abundantes em toda a extensão da Província Pegmatítica de São João Del Rei, são frequentemente encontrados em um estado caulinizado, conforme documentado por Heinrich (1964), e apenas ocasionalmente apresentam zonamentos distintos.

De acordo com Pires e Porto Junior (1986) a orientação ENE da foliação principal exerce um controle significativo sobre esses pegmatitos, estabelecendo a tendência regional das faixas de greenstones.

Esses pegmatitos se manifestam em uma variedade de formas e dimensões, com os maiores exemplares localizados na parte ocidental da área, incrustados em anfíbolitos. Eles exibem uma gama de mergulhos, variando de 15° a 90°, conforme relatado por Heinrich (1964) e Pires e Porto Jr. (1986).

Sua localização e evolução temporal estão ligadas à história geológica do Cinturão Mineiro (Figura 5). Este cinturão é o resultado da união de quatro arcos magmáticos, nomeados como Cassiterita, Resende Costa, Serrinha e Ritópolis, conforme indicado no trabalho de Cidade *et al.* (2020).

Figura 5 - Mapa simplificado da geologia do Cinturão Mineiro com a área da Província Pegmatítica de São João del Rei destacada.



Fonte: Cidade *et al.*, 2020.

2.2 Geologia da Mina Volta Grande

Na região da Mina de Volta Grande, são observados vários corpos pegmatíticos, que estão discordantemente incrustados em anfibolito xistoso (conforme ilustrado na Figura 6). Estes corpos são designados como corpos A, B, C, E, F, G e M, conforme descrito por Quémeneur (1987) e Pires e Pires (1992).

Segundo London (2008), pegmatito é conceituado como uma rocha predominantemente ígnea de natureza granítica, distinguível de outras formações ígneas pela presença de granulação notavelmente grosseira, sujeita a variações, e

pela manifestação de hábitos texturais direcionais de crescimento, como os do tipo esquelético e/ou gráfico.

O pegmatito identificado na Mina de Volta Grande exibe uma disposição sistemática e repetitiva de seus minerais e texturas, originando zonas contínuas que se estendem verticalmente com uma ligeira descontinuidade lateral. Conforme destacado por Nabelek *et al.* (2010), esse padrão de zonamento é intrínseco às características de desequilíbrio do sistema.

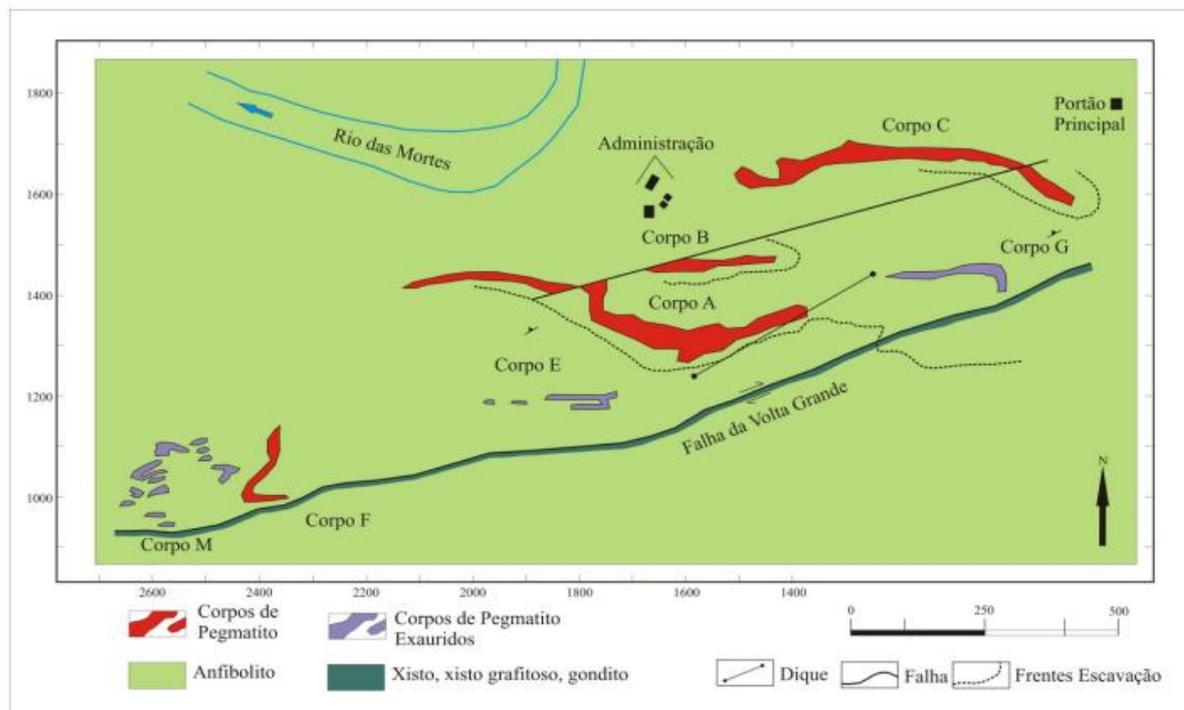
Em relação aos anfibolitos, Quéméneur *et al.* (2003) propõem que as rochas anfibolíticas exibem uma composição toleítica do tipo basaltos de dorsais oceânicas ou *Middle Ocean Ridge Basalt* (MORB). Além disso, essas rochas apresentam intercalações de rochas metassedimentares, que incluem quartzo-biotita xistos grafitosos, quartzitos micáceos e gonditos a espessartita grafitosos, bem como pequenos corpos ultramáficos lenticulares.

A composição desses anfibolitos é caracterizada pela presença de hornblenda ou actinolita (40-60%), labradorita (30-50%) e quartzo (10-15%). Em proporções menores, também são encontrados os minerais de biotita, titanita, apatita, magnetita e ilmenita (Assumpção, 2015).

Segundo Assumpção (2015), o Corpo A é particularmente notável, sendo o principal entre eles. Este corpo se apresenta como uma estrutura tabular sub-horizontal, estendendo-se na direção EW. Possui um mergulho médio de 27°, uma espessura variando entre 18 e 25 metros, e uma extensão de aproximadamente 1.000 metros.

O mesmo autor desta ainda que em termos macroscópicos, o Corpo A exibe uma granulação grossa e uma coloração que varia de branco a cinza claro. Sua composição mineralógica é predominantemente formada por quartzo, microclina, plagioclásio, espodumênio e zinnwaldita. Adicionalmente, apresenta pequenos cristais de cassiterita (sendo raros os cristais de maior porte), columbita-tantalita e minerais do grupo da microlita.

Figura 6 - Mapa litoestrutural que mostra a localização dos diversos corpos pegmatíticos no contexto da Mina de Volta Grande



Fonte: Assumpção, 2015.

Conforme a classificação estabelecida por London (2008), o pegmatito em questão se enquadra de forma adequada na classe de elementos raros, especificamente no subtipo albita-espodumênio e na família LCT (*lithium-cesium-tantalum*). O ambiente metamórfico associado a este tipo de pegmatito é caracterizado por uma pressão baixa, aproximadamente entre 2-4 kb, uma facies de xisto verde superior a anfibolito e uma temperatura que varia entre 650-500 °C.

A assinatura geoquímica média para o pegmatito do Corpo A da Mina de Volta Grande revela anomalias para os elementos menores Li, Rb, Be, Ta, Nb e Sn. O teor médio de Li₂O é de 0,71% e o de Rb é de 0,36% (Assumpção, 2015).

Conforme Quéméner *et al.* (2003), a anomalia de Rb é refletida pelos teores de Rb₂O na microclina (2,4 e 3,5%), na muscovita (2 e 4%) e na lepidolita (3,5 e 6%).

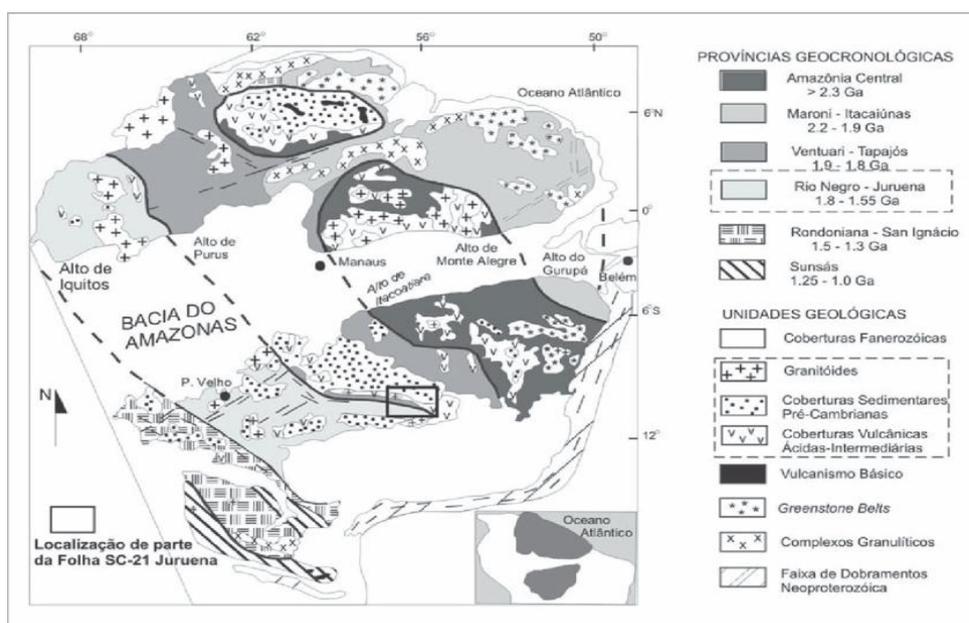
2.3 Cráton Amazônico

O Cráton Amazônico (Figura 7) é uma das maiores e mais antigas unidades geológicas da América do Sul, cobrindo uma vasta área no norte do continente. Ele é constituído por uma série de províncias geocronológicas formadas durante diferentes eventos tectônicos ao longo do tempo, sendo cercado por cinturões orogênicos neoproterozoicos (Tassinari; Macambira, 1999).

Bettencourt *et al.*, (2010) argumenta que a evolução desse cráton foi marcada por processos de acreção crustal e retrabalhamento de crosta continental mais antiga, refletindo sua complexa história geodinâmica. Conforme, Tassinari e Macambira (1999) a evolução tectônica da porção sudoeste do cráton é caracterizada por processos de orogenia colisional e subsequente estabilização crustal. Segundo estudos isotópicos, essa área foi submetida a múltiplos eventos magmáticos e deformacionais ao longo do Mesoproterozoico, culminando na formação de importantes depósitos minerais.

Por fim, Souza e Botelho (2002) destacam que os eventos hidrotermais associados aos granitos albiticos e às estruturas regionais proporcionaram a redistribuição de elementos como Fe, Ti e Sn, influenciando diretamente a formação do depósito Bom Futuro.

Figura 7 - Províncias geocronológicas do cráton Amazônico.

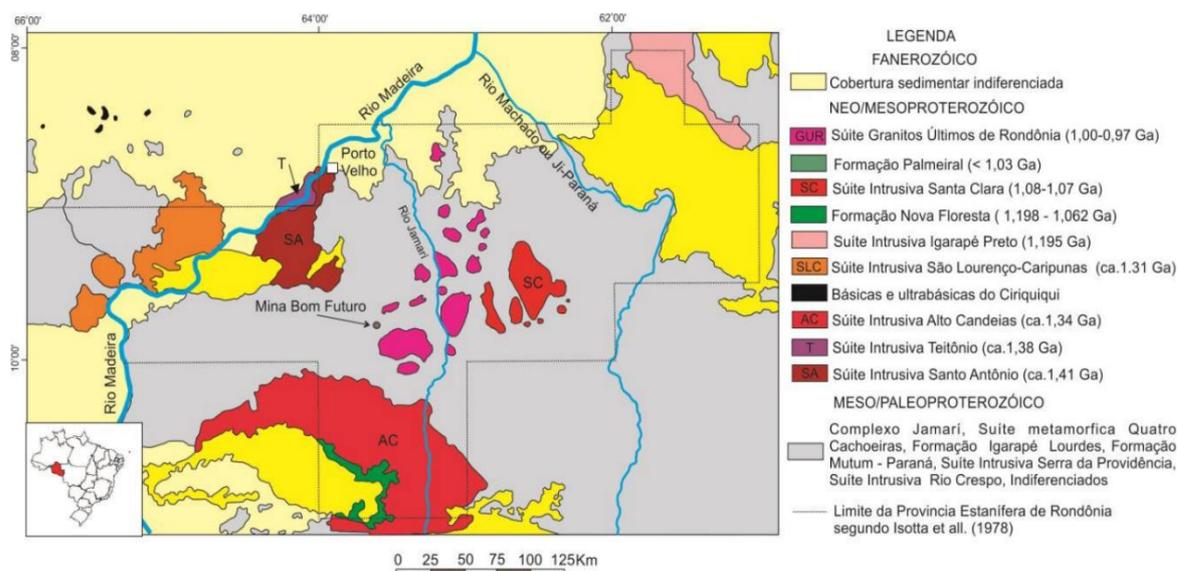


Fonte: Tassinari; Macambira, 1999.

2.3.1 Província Estanífera de Rondônia

A Província Estanífera de Rondônia encontra-se na porção sudoeste do Cráton Amazônico, englobando parte da porção setentrional do estado de Rondônia e o extremo noroeste do estado do Mato Grosso (Dias *et al.*, 2013). Dentro desta província, é possível identificar a presença de rochas relacionadas com as províncias geocronológicas Rio Negro-Juruena, Rondoniana-San Ignacio e Sunsás-Aguapeí, conforme descrito por Tassinari e Macambira (1999) e possível visualizar na Figura 8. Ademais, é importante salientar que as suítes dos granitos estaníferos estão vinculadas ao desenvolvimento das províncias Rondoniana-San Ignacio (1,56-1,30 Ga) e Sunsás-Aguapeí (1,20-0,95 Ga), conforme discutido por Bettencourt *et al.* (2010) e Teixeira *et al.* (2010).

Figura 8 - Mapa geológico Simplificado da Província Estanífera de Rondônia e áreas adjacentes



Fonte: Bettencourt, 1999.

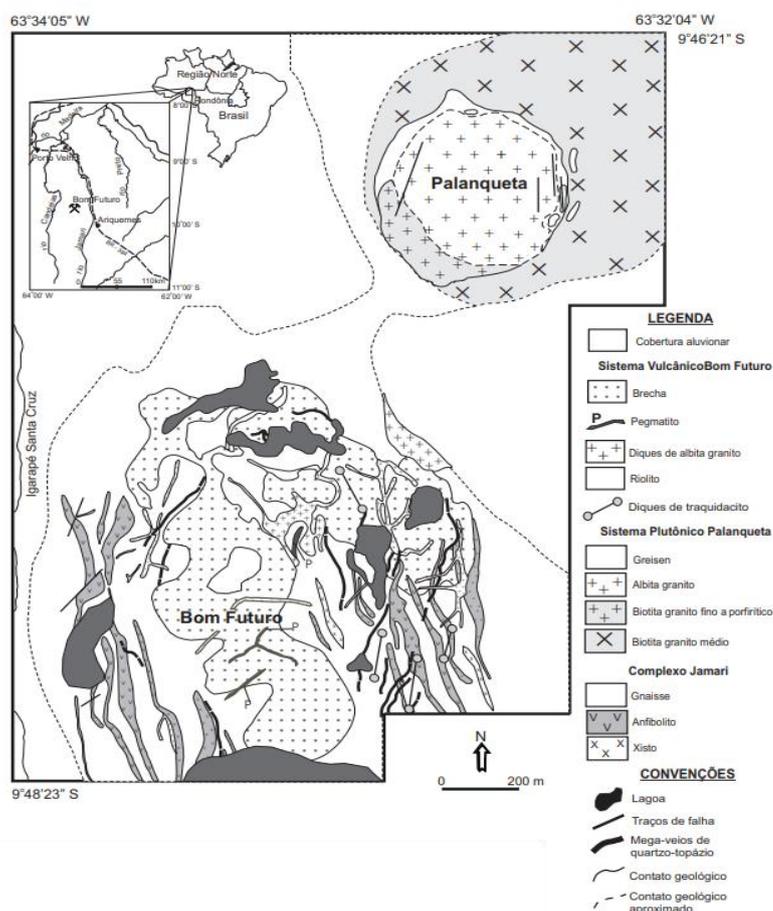
2.3.2 Depósito de estanho Bom Futuro

O depósito de estanho do Bom Futuro, situado na região centro-oeste de Rondônia, no município de Ariquemes, distante aproximadamente 200 km ao sul da capital Porto Velho. É notável por sua representatividade entre os Young Granites da região. Este depósito é caracterizado como um sistema de natureza vulcano-

plutônica, inserido nas rochas paleoproterozóicas pertencentes ao Complexo Jamari, compreendendo gnaisses, anfibolitos e xistos, e circundado por coberturas sedimentares aluviais holocênicas. O sistema vulcânico Bom Futuro ocupa a porção central e sul do depósito, onde são observadas ocorrências de brechas, diques de albíta granito, riolito, traquito e corpos pegmatíticos. A cassiterita está associada a um sistema anelar de veios de quartzo-topázio nesta área (Souza; Botelho 2002; 2003; 2009).

Porém, a melhor representação do sistema plutônico é mais bem visualizada na Serra de Palanqueta, localizada a 500m a nordeste da Serra Bom Futuro. Com a ocorrência de um plug de albíta granito com ocorrência de greisens mineralizados de cassiterita e wolfranita. Porém, Souza e Botelho (2002) ressaltam que concentrações eminentes de cassiterita são encontradas, principalmente, na circunvizinhança do sistema vulcânico Bom Futuro, na forma de coberturas aluviais e colúviais (Figura 9).

Figura 9 - Mapa geológico do depósito de estanho de Bom Futuro.



Fonte: Souza e Botelho, 2003.

2.3.3 Geologia da mina Bom Futuro

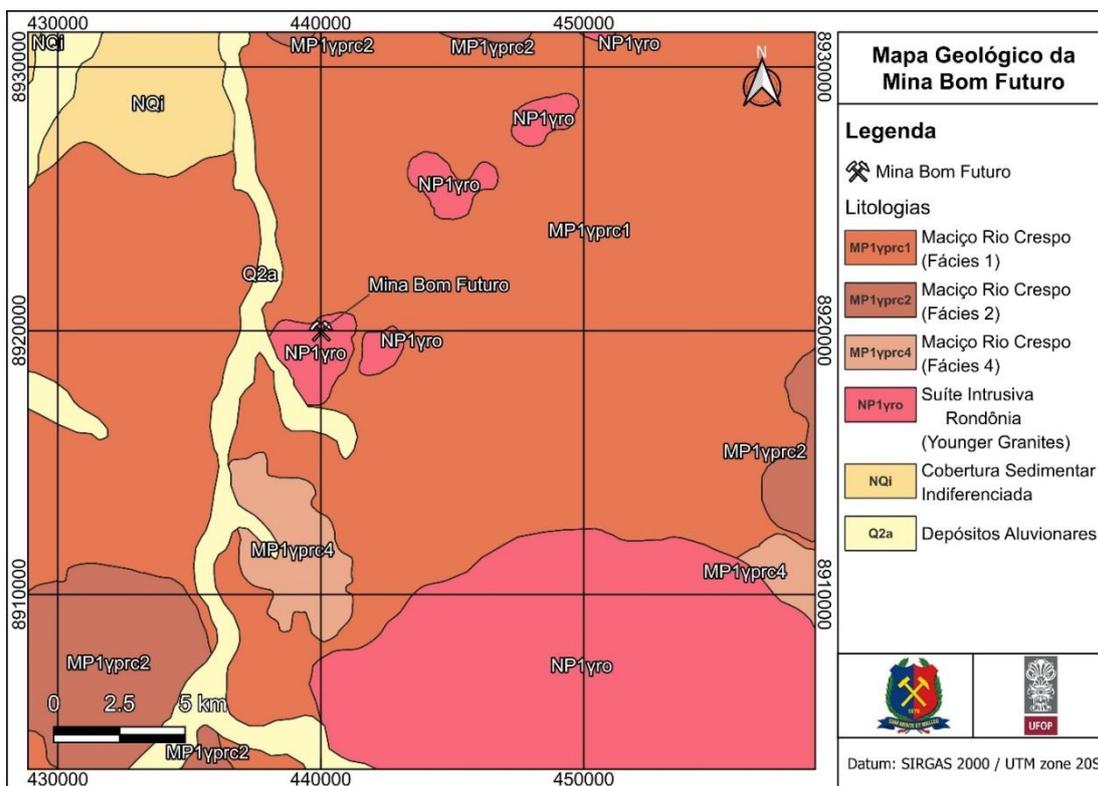
A geologia da região da mina Bom Futuro ainda é pouco explorada, com estudos concentrando-se principalmente nos morros Palanqueta e Bom Futuro, e em suas áreas adjacentes. Os primeiros levantamentos foram conduzidos por Silva *et al.* (1995; 1997), que identificaram a presença de albita granitos e greisens mineralizados com estanho e sulfetos de metais base no morro Palanqueta.

Além disso, Villanova e Franke (1995) observaram no morro Bom Futuro a presença de gnaisses, anfibolitos, riolitos, granitos pórfiros, dois centros vulcânicos brechados, assim como veios e vênulas de quartzo mineralizados com estanho, dispostos em padrões anelares e entrelaçados em padrão “stockwork”.

No morro Bom Futuro, Souza e Botelho (2002) conduziram estudos sobre gnaisses e anfibolitos orto e paraderivados. Os gnaisses são bandados e predominantes na área, enquanto os anfibolitos ocorrem na forma de corpos lenticulares. Os biotita ortognaisses são de cor cinza rosado e sua composição varia de monzogranítica a sienogranítica. Já os paragnaisses são de cor cinza e apresentam dois tipos petrográficos distintos: biotita gnaisse e granada biotita gnaisse. Os orto-anfibolitos exibem textura granoblástica e granolepidoblástica, com granulação variando de média a grossa, sendo compostos predominantemente por hornblenda, andesina e, ocasionalmente, biotita.

Souza e Botelho (2002) descrevem ainda, que, os para-anfibolitos apresentam textura porfiroblástica, com agregados de cristais de granada em matriz composta principalmente por hornblenda e biotita. Já, os orto-anfibolitos possuem características químicas correspondentes a basalto toleítico intraplaca, enquanto os para-anfibolitos podem representar camadas pelitocarbonosas associadas aos protólitos sedimentares dos paragnaisses. O mapa geológico da mina Bom Futuro é apresentado na Figura 10.

Figura 10 - Mapa geológico da região da mina Bom Futuro



Fonte: Modificado de Palmeira *et al.*, 2018.

Segundo o mapeamento feito por Palmeira *et al.* (2018), a mina Bom Futuro se situa sobre a Suíte Intrusiva Granitos Últimos de Rondônia (995Ma), como é possível visualizar na Figura 10, tal suíte apresenta uma variedade de tipos litológicos pertencentes às subsuítas peralcalina e peraluminosa no estágio atual de erosão. Conforme Dias *et al.*, (2013) na subsuíte peralcalina, foram identificados biotita-hornblenda microssienito, sienito pórfiro e traquito. Já na subsuíte peraluminosa, encontram-se granitos equigranulares de biotita, granitos de Li-mica topázio e riólitos. Os depósitos primários de estanho associados a essas rochas são greisens, pegmatitos e veios de quartzo.

2.4 Comparação entre os Depósitos Bom Futuro e Volta Grande

2.4.1 Contexto Geológico

O depósito Bom Futuro, localizado na Província Estanífera de Rondônia, está associado a um ambiente vulcano-plutônico e caracterizado por sistemas de greisen

e veios de quartzo-topázio. Esses sistemas estão relacionados à suíte granítica do Complexo Jamari, composto por albita-granitos e granitos peralcalinos enriquecidos em estanho e tungstênio (Souza; Botelho 2002). Já o depósito Volta Grande, segundo Assumpção (2015) fica situado na Província Pegmatítica de São João Del Rei, está inserido em um contexto tectônico ligado ao Cráton São Francisco e ao Cinturão Mineiro. Os pegmatitos da região apresentam enriquecimento em elementos raros como lítio, cério e tântalo, além de minerais como a cassiterita, microlita e columbita-tantalita.

2.4.2 Tipos de mineralização

A mineralização em Bom Futuro é dominada por cassiterita associada a greisens, com ocorrência significativa em coberturas aluviais e coluviais próximas ao sistema vulcânico. Esses depósitos apresentam alta relação com processos hidrotermais (Dias *et al.* 2013). Sobre o depósito Volta Grande Lagache e Quéméneur (1997) ressaltam que o mesmo é composto por corpos pegmatíticos zonados que contêm minerais como espodumênio, quartzo e feldspatos, além de cassiterita em menor proporção. A mineralização pegmatítica é frequentemente controlada por condições tectônicas e características magmáticas específicas da região.

2.4.3 Controle estrutural

De acordo com Cidade *et al.*, (2020) em Bom Futuro, as estruturas anelares e "stockwork" observadas no sistema vulcânico indicam controle estrutural intenso, favorecendo a circulação de fluidos mineralizantes em greisens e veios. Já em Volta Grande, a orientação dos pegmatitos é amplamente controlada por foliações regionais de direção ENE e estruturas internas do Cinturão Mineiro, refletindo os eventos de colisão associados ao Neoproterozoico.

2.4.4 Relevância econômica

Em relação à relevância econômica de cada área observa-se que o depósito Bom Futuro se destaca pela alta concentração de cassiterita em greisens e coberturas secundárias, sendo uma das principais fontes de estanho no Brasil (Souza; Botelho, 2002). Por outro lado, Assumpção (2015) ressalta que o depósito Volta Grande apresenta relevância econômica pela diversidade de elementos raros, incluindo lítio, céσιο e tântalo, que possuem alta demanda nas indústrias de alta tecnologia, como baterias e componentes eletrônicos.

3 RESULTADOS E INTERPRETAÇÃO

A análise dos diversos minerais encontrados em duas amostras extraídas de concentrados estaníferos foi realizada por meio do método MEV/MEV-EDS, sendo a primeira amostra da mina Volta Grande e a segunda da mina Bom Futuro.

3.1 Depósito de Volta Grande

O depósito de Nazareno é amplamente conhecido por sua associação com pegmatitos do tipo LCT (Lítio-Césio-Tântalo), caracterizados por uma elevada diferenciação magmática. Os principais minerais identificados e sua relevância foram descritos a seguir:

I. Xenotima-(Y)

Os dados apresentados na Tabela 1, referentes às composições obtidas pelo MEV, demonstram que os minerais se enquadram como fosfato de ítrio (YPO_4) contendo percentuais variados de elementos terras raras pesadas (ETRP), como disprósio (Dy) e érbio (Er). A análise dos três minerais identificados como xenotima-(Y), apresentados na Figura 11, revela importantes características composicionais, alinhadas às propriedades esperadas desse ortofosfato rico em elementos terras raras pesadas (ETRP). A xenotima-(Y) é amplamente reconhecida como um mineral chave em ambientes pegmatíticos e metamórficos devido à sua estrutura química capaz de acomodar íons como Y, Dy, Er e outros elementos de alto valor tecnológico (Andrehs; Heinrich, 1998; London, 2008).

No caso do mineral 1, os dados composicionais apontam para uma estrutura típica de xenotima-(Y), com elevada concentração de óxido de fósforo (P_2O_5) em torno de 34,7%, indicando sua conformação como ortofosfato. O óxido de Y (Y_2O_3) é o elemento predominante, com valores médios de 45,8%, refletindo sua característica essencial como portador de terras raras pesadas. Entre os elementos traço, destacam-se o Dy, presente em concentrações de aproximadamente 5,3%, e o Er, com valores em torno de 4,3%.

O mineral 2, por sua vez, apresenta uma composição distinta que reflete um ambiente de formação altamente enriquecido em elementos terras raras pesadas. A concentração de P no espectro 5 é semelhante à dos minerais anteriores, com 34,55%, reforçando sua classificação como um ortofosfato. Contudo, a presença de óxido de Y é altamente variável, atingindo 44,52% no espectro 5, mas ausente nos espectros 6 e 7. Essa ausência é compensada por altos níveis de óxidos de Er e Yb, com concentrações de 21,96% e 28,3%, respectivamente, nos espectros onde o ítrio não é detectado. Essa substituição química sugere interações dinâmicas com fluidos residuais ricos em voláteis, características dos estágios hidrotermais tardios em sistemas pegmatíticos (Andrehs; Heinrich, 1998).

Já o mineral 3 apresenta composição similar, mas com algumas variações significativas. Os níveis de P e Y são consistentes com os valores do mineral 1, reafirmando sua classificação como xenotima-(Y). Contudo, a presença elevada de tório (Th) em um dos espectros, atingindo 73,5%, sugere a influência de processos de substituição química tardia, possivelmente relacionados a fluidos hidrotermais ricos em voláteis (Andrehs; Heinrich, 1998; Dill *et al.*, 2007). A coexistência de elementos como Dy e hólmio (Ho), com concentrações médias de 5,2% e 1,2%, respectivamente, reforça sua associação a estágios tardios de cristalização, típicos de pegmatitos diferenciados do tipo LCT (Dill *et al.*, 2007).

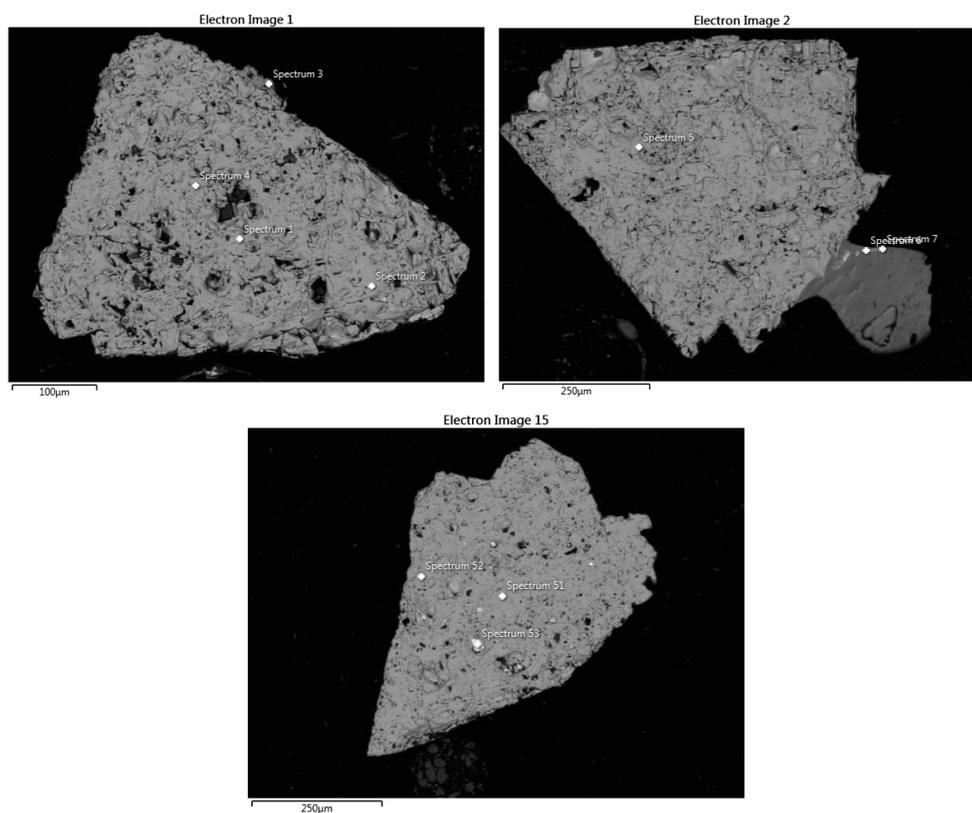
A variação composicional entre os três minerais evidencia as diferenças nos processos formadores e no ambiente geoquímico. O mineral 1 apresenta uma composição mais uniforme, representando uma cristalização relativamente estável.

O mineral 3, indica ainda a influência de condições ambientais específicas, como interação com fluidos hidrotermais ricos em tório. Finalmente, o mineral 2 reflete um estágio tardio, caracterizado por substituições químicas dinâmicas e enriquecimento extremo em terras raras pesadas. Essa dinâmica é consistente com estudos prévios que descrevem a xenotima-(Y) como um mineral altamente sensível às condições de formação, registrando informações sobre o ambiente geoquímico e a evolução dos fluidos magmáticos e hidrotermais (Sousa *et al.*, 2021).

De acordo com London (2008), a xenotima-(Y) é um mineral típico dos estágios tardios de cristalização em pegmatitos do tipo LCT, quando os fluidos residuais estão enriquecidos em elementos incompatíveis e terras raras pesadas.

Para Wang *et al.*, (2024) a xenotima é um importante portador de ETRP, amplamente utilizadas em tecnologias avançadas, como dispositivos ópticos, ímãs permanentes e catalisadores.

Figura 11 - Imagens dos minerais xenotima-(Y), resultantes do MEV/MEV-EDS.



Fonte: MEV/MEV-EDS.

Tabela 1 - Tabela com a composição química das xenotimas-(Y) analisadas.

Óxidos (%)	Al	Si	P	Fe	Y	Zr	Sm	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	U	Lu	Ca	Sc	Th	Total
Mineral 1																				
Espectro 1	-	-	34,78	-	46,65	-	-	1,96	0,57	5,43	1,31	4,24	0,92	4,15	2,81	-	-	-	-	100
Espectro 2	-	-	34,63	0,45	44,89	-	0,55	2,01	-	5,04	1,25	4,32	-	4,05	2,81	-	-	-	-	100
Espectro 3	3,42	33,68	-	-	-	62,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100
Espectro 4	-	-	34,71	-	45,33	-	-	2,08	-	5,45	1,23	4,39	-	4	2,8	-	-	-	-	100
Mineral 2																				
Espectro 5	-	-	34,55	-	44,52	-	0,55	1,94	-	4,97	0,88	4,03	-	3,89	4,67	-	-	-	-	100
Espectro 6	1,21	0,9	5,37	-	-	-	2,42	8,12	-	23,8	6,92	18,62	-	24,27	2,28	5,62	-	-	-	99,53
Espectro 7	1,88	1,29	1,15	-	-	-	-	9,21	-	27,53	6,46	21,96	-	28,3	1,61	-	-	-	-	99,41
Mineral 3																				
Espectro 51	-	-	35,63	-	46,16	-	0,61	1,94	-	5,15	1,16	4,43	0,74	4,18	-	-	-	-	-	100
Espectro 52	-	-	36,09	-	46,74	-	0,58	2,14	-	5,27	0,96	4,24	-	3,99	-	-	-	-	-	100
Espectro 53	2,69	10,24	8,82	0,54	2,78	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,96	0,47	73,48	100

Fonte: Elaborado pelo autor.

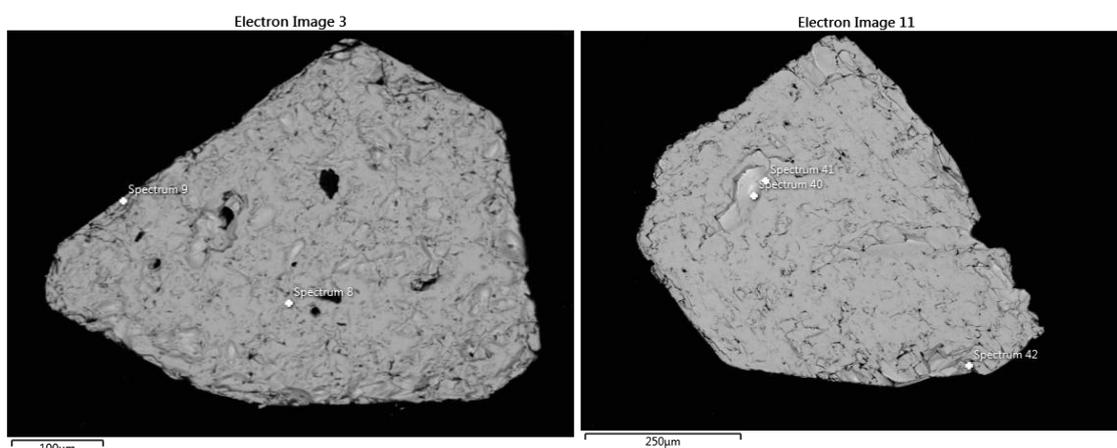
II. Monazita-(Ce)

Os dados apresentados na Tabela 2 indicam que os minerais 4 e 5 (Figura 12) podem ser classificados como monazitas-(Ce), fosfatos ricos em elementos terras raras leves (ETRL), como cério (Ce), lantânio (La) e neodímio (Nd). Esses minerais são típicos de pegmatitos do tipo LCT (Lítio-Césio-Tântalo) e estão associados a condições geoquímicas específicas da Província Pegmatítica de São João del Rei (Sousa *et al.*, 2023).

O mineral 4 apresenta concentrações elevadas de óxido de fósforo (P_2O_5), com teores variando entre 28,22% (espectro 9) e 29,82% (espectro 8). O cério (Ce) é o elemento predominante, com valores entre 23,71% e 24,23%, seguido pelo lantânio (La), com teores de 12,34% a 12,59%, e pelo óxido de neodímio (Nd_2O_3), que alcança até 9,28% (espectro 8). Tório (Th) está presente em concentrações significativas, variando de 11,35% a 13,49%, refletindo substituições isomórficas com elementos terras raras.

No mineral 5 que também é uma monazita-(Ce), foram evidenciados teores de óxido de fósforo (P) variando entre 30,55% (espectro 41) e 30,84% (espectro 40). O óxido de cério (CeO_2) mantém-se como o elemento mais abundante, com valores de 21,88% a 32,63%, seguido por lantânio e neodímio. A presença de urânio (U), detectada em até 1,56% (espectro 40), é uma característica importante para estudos de datação isotópica. O tório aparece em concentrações de 13,87% a 16,4%, reforçando a presença de processos de substituição química envolvendo actinídeos.

Figura 12 - Composição química e imagens dos minerais identificados como monazita-(Ce).



Fonte: MEV/MEV-EDS.

Tabela 2 - Tabela com a composição química das monazitas-(Ce) analisadas.

Oxídeos (%)	Al	Si	P	Ca	Y	Ag	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd	Th	U	Total (%)
Mineral 4															
Espectro 8	-	-	29,82	2,56	-	-	12,59	24,23	2,6	9,28	1,96	1,8	13,49	1,68	100
Espectro 9	1,55	1,77	28,22	2,51	3,1	-	12,34	23,71	2,35	8,5	2,12	1,33	11,35	1,15	100
Mineral 5															
Espectro 40	-	0,72	30,84	2,73	3,37	-	11,55	21,88	2,2	7,83	2,07	1,39	13,87	1,56	100
Espectro 41	-	1,07	30,55	3,2	3,35	-	13,6	23,61	-	8,23	-	-	16,4	-	100
Espectro 42	4,26	3,72	9,99	2,59	-	4,5	15,64	32,63	4,95	12,73	3,06	2,59	-	-	96,67

Fonte: Elaborado pelo autor.

Para aprimorar a análise e classificação das monazitas, elaborou-se um diagrama ternário considerando as proporções de La, Nd e Ce (Figura 13). Como a monazita é predominantemente um fosfato de terras raras, com fórmula geral (La, Ce, Nd)PO₄, é necessário converter os teores de óxidos (La₂O₃, Ce₂O₃, Nd₂O₃) para suas formas fosfatadas (LaPO₄, CePO₄, NdPO₄), que representam como esses elementos ocorrem na estrutura da monazita.

Essa conversão permite expressar as proporções relativas desses elementos na forma em que estão presentes na estrutura mineral, garantindo uma representação mais precisa no diagrama ternário.

As equações de conversão são:

$$\begin{aligned} \mathbf{LaPO_4}(\%) &= \mathbf{La_2O_3}(\%) \times \text{Massa Molar de LaPO}_4 / \text{Massa Molar de La}_2\text{O}_3 \\ \mathbf{CePO_4}(\%) &= \mathbf{Ce_2O_3}(\%) \times \text{Massa Molar de CePO}_4 / \text{Massa Molar de Ce}_2\text{O}_3 \\ \mathbf{NdPO_4}(\%) &= \mathbf{Nd_2O_3}(\%) \times \text{Massa Molar de NdPO}_4 / \text{Massa Molar de Nd}_2\text{O}_3 \end{aligned}$$

Fator de conversão em função das massas molares:

$$\begin{aligned} \text{La}_2\text{O}_3: 325,81, \text{LaPO}_4: 233,98 &\rightarrow \text{Fator de conversão} = 0,7183 \\ \text{Ce}_2\text{O}_3: 328,24, \text{CePO}_4: 235,96 &\rightarrow \text{Fator de conversão} = 0,7191 \\ \text{Nd}_2\text{O}_3: 336,48, \text{NdPO}_4: 241,99 &\rightarrow \text{Fator de conversão} = 0,7196 \end{aligned}$$

Foram utilizados os valores médios dos óxidos de La, Ce e Nd para as conversões, sendo eles:

Mineral 4 (média dos espectros 8 e 9):

$$\text{La}_2\text{O}_3 = 12,465\%; \text{Ce}_2\text{O}_3 = 23,97\%; \text{Nd}_2\text{O}_3 = 8,89\%$$

Conversão de óxidos para fosfatos:

$$\begin{aligned} \text{La}_2\text{O}_3 = 12,465\% &\rightarrow \text{LaPO}_4 = 12,465 \times 0,7183 \approx 8,95\% \\ \text{Ce}_2\text{O}_3 = 23,97\% &\rightarrow \text{CePO}_4 = 23,97 \times 0,7191 \approx 17,23\% \\ \text{Nd}_2\text{O}_3 = 8,89\% &\rightarrow \text{NdPO}_4 = 8,89 \times 0,7196 \approx 6,39\% \end{aligned}$$

Mineral 5 (média dos espectros 40, 41 e 42):

$$\text{La}_2\text{O}_3 = 13,6\%; \text{Ce}_2\text{O}_3 = 26,04\%; \text{Nd}_2\text{O}_3 = 9,6\%$$

Conversão de óxidos para fosfatos:

$$\begin{aligned} \text{La}_2\text{O}_3 = 13,60\% &\rightarrow \text{LaPO}_4 = 13,60 \times 0,7183 \approx 9,77\% \\ \text{Ce}_2\text{O}_3 = 26,04\% &\rightarrow \text{CePO}_4 = 26,04 \times 0,7191 \approx 18,72\% \\ \text{Nd}_2\text{O}_3 = 9,60\% &\rightarrow \text{NdPO}_4 = 9,60 \times 0,7196 \approx 6,90\% \end{aligned}$$

Os valores obtidos foram então normalizados de modo que a soma das três fases fosfatadas corresponda a 100%, permitindo a representação precisa no diagrama ternário.

Soma parcial mineral 4 = 32,57% → Normalização:

$$LaPO_4 = (8,95\%/32,57\%) \times 100 = 27,49\%$$

$$CePO_4 = (17,23\%/32,57\%) \times 100 = 52,89\%$$

$$NdPO_4 = (6,39\%/32,57\%) \times 100 = 19,62\%$$

Soma parcial mineral 5 = 35,39% → Normalização:

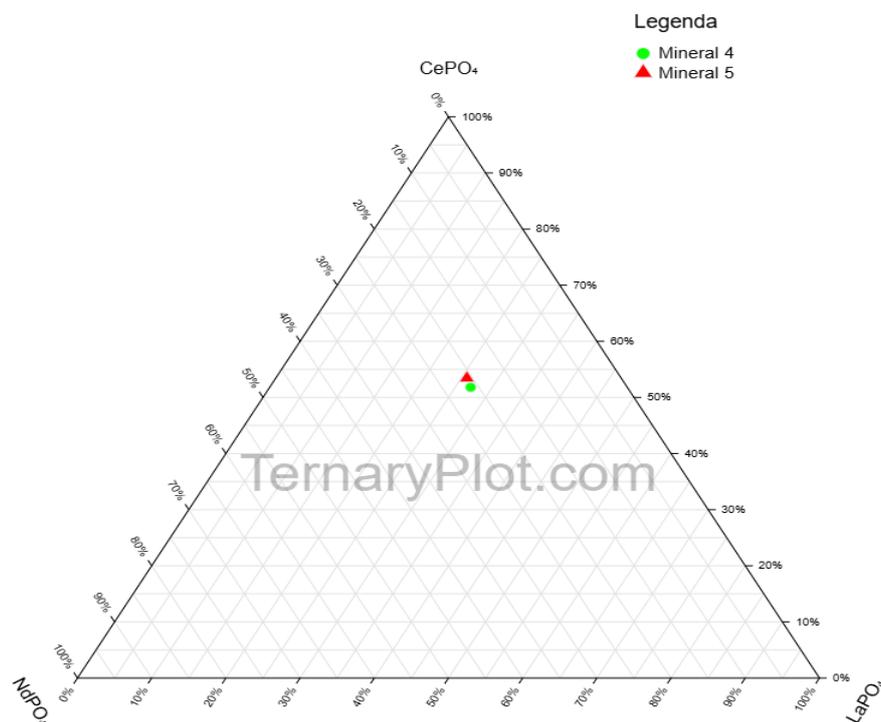
$$LaPO_4 = (9,77\%/35,39\%) \times 100 = 27,60\%$$

$$CePO_4 = (18,72\%/35,39\%) \times 100 = 52,90\%$$

$$NdPO_4 = (6,90\%/35,39\%) \times 100 = 19,50\%$$

Os valores normalizados foram então utilizados para a confecção do diagrama ternário mostrado na Figura 13.

Figura 13 - Diagrama ternário para o sistema monazita-(Ce) – monazita-(La) – monazita-(Nd), proposto por Nickel (1992).



Made with TernaryPlot.com

Fonte: Elaborado pelo autor

A monazita é amplamente reconhecida como o mineral crítico para a hospedagem de ETRL em pegmatitos altamente fracionados do tipo LCT. Segundo London (2008) e Lagache; Quéméneur (1997), sua formação ocorre em estágios tardios, quando os fluidos magmáticos residuais estão enriquecidos em terras raras leves.

III. Columbita-Tantalita

Os minerais analisados na Tabela 3 e representados na Figura 14, apresentam altas concentrações de óxidos de elementos estratégicos como tântalo (Ta), nióbio (Nb), ferro (Fe), manganês (Mn) e estanho (Sn), refletindo um grau elevado de fracionamento magmático e cristalização em ambientes ricos em elementos incompatíveis.

Já o mineral 6 apresenta uma composição com altas concentrações de óxidos de nióbio (11,46% a 41,49%) e tântalo (34,25% a 59,98%), além de óxidos de ferro e manganês. Essa combinação sugere sua classificação como pertencente ao grupo da columbita-tantalita, com um possível domínio de fases ricas em ferro (tantalita-(Fe)) e manganês (tantalita-(Mn)), elementos frequentemente associados aos pegmatitos LCT (Dias *et al.*, 2013). A presença de estanho em valores menores (até 3,34%) reforça a hipótese de um ambiente de cristalização associado a fluidos residuais enriquecidos.

O mineral 7 também apresenta características consistentes com minerais ricos em óxidos de tântalo e nióbio, com concentrações de 42,29% a 70,46% para Ta e 24,46% a 27,18% para Nb. Além disso, o estanho é detectado em valores moderados (até 3,69%), juntamente com traços de titânio (Ti), que pode refletir condições de cristalização em ambientes hidrotermais moderadamente oxidantes, como descrito por Dill *et al.* (2007). Esse mineral reforça o padrão de diferenciação magmática e interação com fluidos residuais.

No mineral 8 foram constatadas alta concentração de óxidos de Ta, variando de 55,43% a 64,93%, acompanhado por níveis significativos de óxidos de Mn, com valores que atingem até 13,62% no espectro 43. Esses valores indicam que o manganês desempenha um papel crucial na composição desse mineral, o que sugere

a predominância de fases tantalíticas ricas em Mn, características de ambientes pegmatíticos altamente diferenciados.

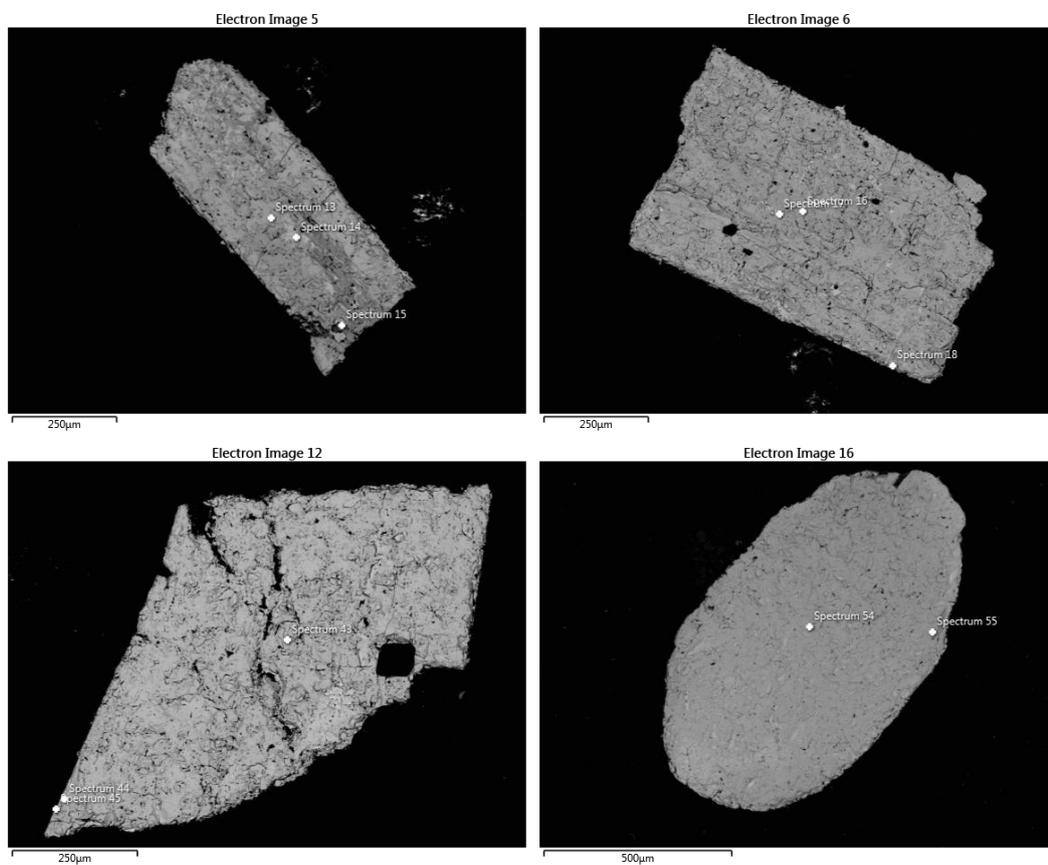
Os óxidos de Fe estão presentes em proporções menores, variando de 2,15% a 5,67%, reforçando a interpretação de que o mineral é parte do grupo columbita-tantalita, com fases tantalíticas dominantes. A presença de urânio (U) em concentrações de até 3,43% (espectro 44) sugere condições hidrotermais associadas aos estágios finais de cristalização magmática.

Esse fato reforça a utilidade desse mineral para estudos de geocronologia isotópica por meio do método U-Pb (Andrehs; Heinrich, 1998). Além disso, os traços de estanho (Sn), detectados em 0,47% a 2,02%, refletem a interação com fluidos magmáticos residuais enriquecidos em elementos incompatíveis durante a evolução tardia do sistema pegmatítico (London, 2008).

No caso do mineral 9, a composição química é dominada por óxidos de Nb, variando de 71,58% a 71,60%, acompanhados por óxidos de Fe, que atingem valores de 16,82% a 17,28%. Os óxidos de Mn estão presentes em menores proporções, entre 3,81% e 4,29%, enquanto os óxidos de Ta aparecem em concentrações menores, de 3,02% a 3,32%. Essa composição indica que o mineral 10 é dominado por fases de columbita-(Fe), características de pegmatitos LCT que passaram por um elevado grau de fracionamento magmático. Esses minerais são frequentemente associados a sistemas residuais enriquecidos em voláteis, promovendo a concentração de Nb e a formação de fases ricas em ferro (Dias *et al.*, 2013).

Devido à presença de cálcio, sódio e bário em alguns espectros dos minerais, é possível inferir a ocorrência de inclusões de hidrokenomicrolita, uma vez que esses elementos não fazem parte da composição típica desses minerais.

Figura 14 - Imagens dos minerais identificados como columbita-tantalitas.



Fonte: MEV/MEV-EDS.

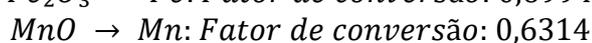
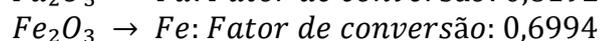
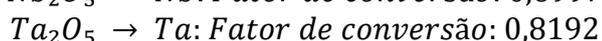
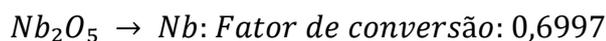
Tabela 3 - Tabela com a composição química das columbita-tantalitas analisadas.

Óxidos (%)	Na	Al	Si	Ca	Ti	Mn	Fe	Nb	Sn	Ba	Ta	W	Pb	U	Total
Mineral 6															
Espectro 13	-	-	6.42	-	0.70	12.24	4.94	30.40	0.60	-	44.69	-	-	-	100.00
Espectro 14	2.18	-	-	10.05	0.73	0.38	-	11.46	3.34	1.31	59.98	4.39	3.50	-	97.33
Espectro 15	-	0.93	6.48	-	-	14.89	1.96	41.49	-	-	34.25	-	-	-	100.00
Mineral 7															
Espectro 16	-	5.58	7.34	-	0.57	12.15	4.21	27.18	0.70	-	42.29	-	-	-	100.00
Espectro 17	3.35	-	-	11.65	0.79	-	-	3.69	2.68	-	70.46	4.02	-	-	96.64
Espectro 18	-	-	-	-	0.41	11.03	3.01	24.46	0.42	-	56.14	4.52	-	-	100.00
Mineral 8															
Espectro 43	-	-	-	-	-	13.62	2.15	18.82	0.47	-	64.93	-	-	-	100.00
Espectro 44	-	1.81	9.23	0.48	-	1.77	3.34	7.36	2.02	1.70	55.43	-	13.44	3.43	100.00
Espectro 45	-	-	22.58	1.88	-	1.64	5.67	-	-	-	57.35	-	-	-	89.12
Mineral 9															
Espectro 54	-	-	2.19	-	2.11	3.81	17.28	71.60	-	-	3.02	-	-	-	100.00
Espectro 55	-	-	2.31	-	1.69	4.29	16.82	71.58	-	-	3.32	-	-	-	100.00

Fonte: Elaborado pelo autor.

Durante as descrições dos minerais foi feito um cálculo de normalização dos elementos Ta, Nb, Fe e Mn, utilizando os valores de fator de conversão, segundo Al-Mishwat (2016). Obtendo assim um diagrama composicional comparativo (Figura 15) da razão desses elementos para a caracterização dos minerais. Os cálculos consistem em:

1ª parte:



$$\text{Elemento (wt\%)} = \text{Óxido (wt\%)} \times \text{Fator de Conversão}$$

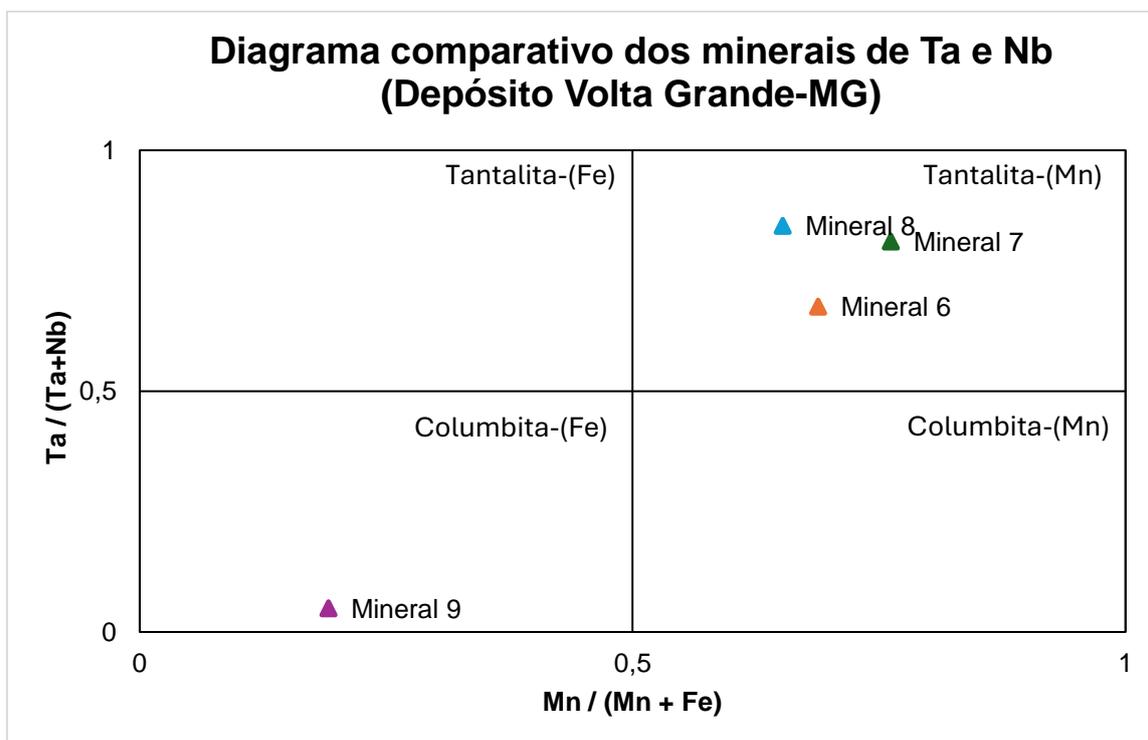
2ª parte:

$$\text{Soma Total} = Nb(\text{wt\%}) + Ta(\text{wt\%}) + Fe(\text{wt\%}) + Mn(\text{wt\%})$$

3ª parte:

$$\text{Elemento Normalizado (norm. \%)} = \text{Soma Total} / \text{Elemento (wt\%)} \times 100$$

Figura 15 - Diagrama composicional dos minerais 6, 7, 8, 9 e 10. Levando em conta as relações de Ta e Nb, e Mn e Fe.



Fonte: Elaborado pelo autor

De acordo com Mackay e Simandl (2014), esses metais possuem uma ampla gama de utilizações, incluindo prevenção de corrosão, produção de componentes eletrônicos avançados como, por exemplo, capacitores e ligas metálicas de alta resistência, amplamente utilizadas nas indústrias médica e aeroespacial.

Essas características tornam a exploração de pegmatitos ricos em columbita-tantalita um fator crítico para a sustentabilidade das cadeias de suprimento desses recursos estratégicos.

IV. Spessartina e Almandina

Os minerais da Tabela 4, apresentados na Figura 16, são pertencentes ao grupo das granadas, sendo a spessartina rica em manganês (Mn^{3+}) e a almandina rica em ferro (Fe^{2+}).

O mineral 10 apresenta altos teores de óxidos de alumínio (Al), com valores variando de 11,22% a 21,94%, e sílica (Si), que se encontra entre 17,38% e 37,9%. Essa composição é típica de minerais do grupo das granadas, especialmente aqueles ricos em manganês e ferro, como spessartina-almandina, que frequentemente se formam em ambientes pegmatíticos ou metamórficos de alto grau (London, 2008).

Os altos teores de óxidos de Mn, variando de 12,79% a 24,15%, e de Fe, entre 23,67% e 47,25%, reforçam essa interpretação. Essa composição é indicativa de granadas de composição intermediária entre almandina e spessartina, refletindo a natureza química do sistema magmático pegmatítico ou metamórfico em que se formaram (Sousa *et al.*, 2021).

O mineral 11, por sua vez, apresenta uma composição semelhante, com elevados teores de óxidos de alumínio e sílica, variando de 18,49% a 21% para Al e de 32,7% a 36,03% para Si. Esses valores, aliados à presença significativa de óxidos de manganês (24,75% a 26,28%) e ferro (17,93% a 22,22%), também indicam uma composição próxima ao grupo das granadas, possivelmente dominada por spessartina, devido ao maior conteúdo de manganês.

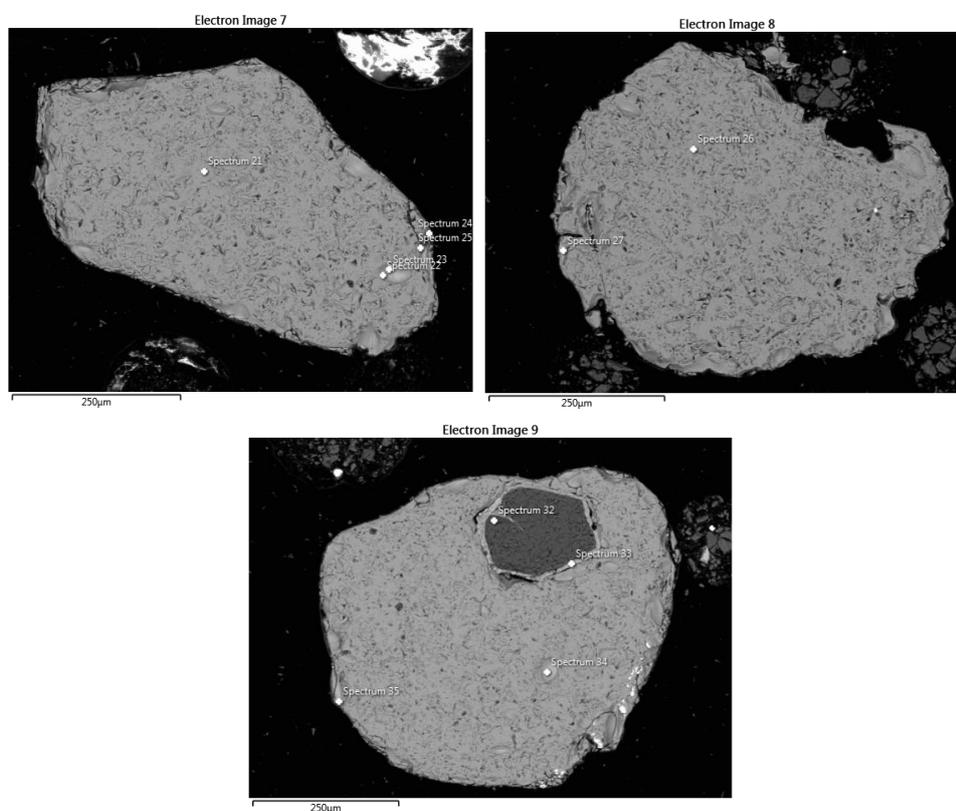
Por último, o mineral 12 exibe variações na sua composição química, com predominância de sílica (SiO_2) em um dos espectros e elevadas concentrações de Fe e Mn em outros. No espectro 32, o teor de SiO_2 atinge 98,83%, enquanto os teores de Al_2O_3 e FeO são negligenciáveis, sugerindo a possibilidade de uma inclusão por

quartzo. Nos espectros 33 a 35, há uma composição mais representativa de granada, com teores de Al variando de 18,15% a 21,92%, Si de 4,39% a 37,87% e FeO entre 27,11% e 68,46%. O MnO aparece em teores variando de 0,25% a 13,93%, indicando uma transição composicional entre spessartina e almandina.

Segundo Sousa *et al.* (2021), granadas do tipo spessartina-almandina são comuns em pegmatitos da Província Pegmatítica de São João Del Rei, incluindo o depósito de Nazareno (MG). A composição dessas granadas reflete diferentes estágios de cristalização, como por exemplo:

- a) A spessartina-almandina, com tons alaranjados e rosados, se forma durante o estágio magmático inicial, sendo indicadora de alto grau de fracionamento magmático, característico de pegmatitos do tipo LCT.
- b) A presença de Ca-enriquecido em granadas pode indicar processos de metassomatismo cálcico em estágios finais da evolução dos pegmatitos, refletindo interação com fluidos residuais ricos em cálcio e elementos incompatíveis.

Figura 16 - Imagens dos minerais identificados como spessartina e almandina.



Fonte: MEV/MEV-EDS.

Tabela 4 - Tabela com a composição química das spessartinas-almandinas analisadas.

Óxidos (%)	Al	Si	Ca	P	Mn	Fe	Ir	S	Zn	Total (%)
mineral 10										
Espectro 19	20,94	33,79	0,35	-	16,22	26,33	1,1	-	-	98,73
Espectro 20	20,98	34,48	0,36	-	16,26	26,82	-	-	-	98,9
Espectro 21	20,43	35,3	0,3	0,48	16,97	26,52	-	-	-	100
Espectro 22	21,94	35,87	-	-	16,43	25,76	-	-	-	100
Espectro 23	18,35	37,9	-	-	20,08	23,67	-	-	-	100
Espectro 24	33,48	29,64	-	-	12,79	24,08	-	-	-	100
Espectro 25	11,22	17,38	-	-	24,15	47,25	-	-	-	100
Mineral 11										
Espectro 26	21	36,03	0,29	-	24,75	17,93	-	-	-	100
Espectro 27	18,49	32,7	0,32	-	26,28	22,22	-	-	-	100
Mineral 12										
Espectro 32	-	98,83	-	-	0,25	0,93	-	-	-	100
Espectro 33	18,15	4,39	-	5,42	0,65	68,46	-	0,63	2,3	100
Espectro 34	21,09	37,87	-	-	13,93	27,11	-	-	-	100
Espectro 35	21,92	37,13	-	-	13,17	27,78	-	-	-	100

Fonte: Elaborado pelo autor.

V. Hidrokenomicrolita

Os dados apresentados na Tabela 5 para os minerais 14 e 15 (Figura 17) indicam que ambos podem ser classificados como hidrokenomicrolitas, com base nas altas concentrações de óxidos de tântalo e cálcio, características de minerais formados em ambientes de pegmatitos do tipo LCT.

Em relação ao mineral 13, observa-se uma concentração significativa de óxidos de tântalo, com valores variando de 70,55% a 75,09%, e óxidos de nióbio, com valores entre 3,27% e 3,82%. Essa composição é característica de minerais como hidrokenomicrolita.

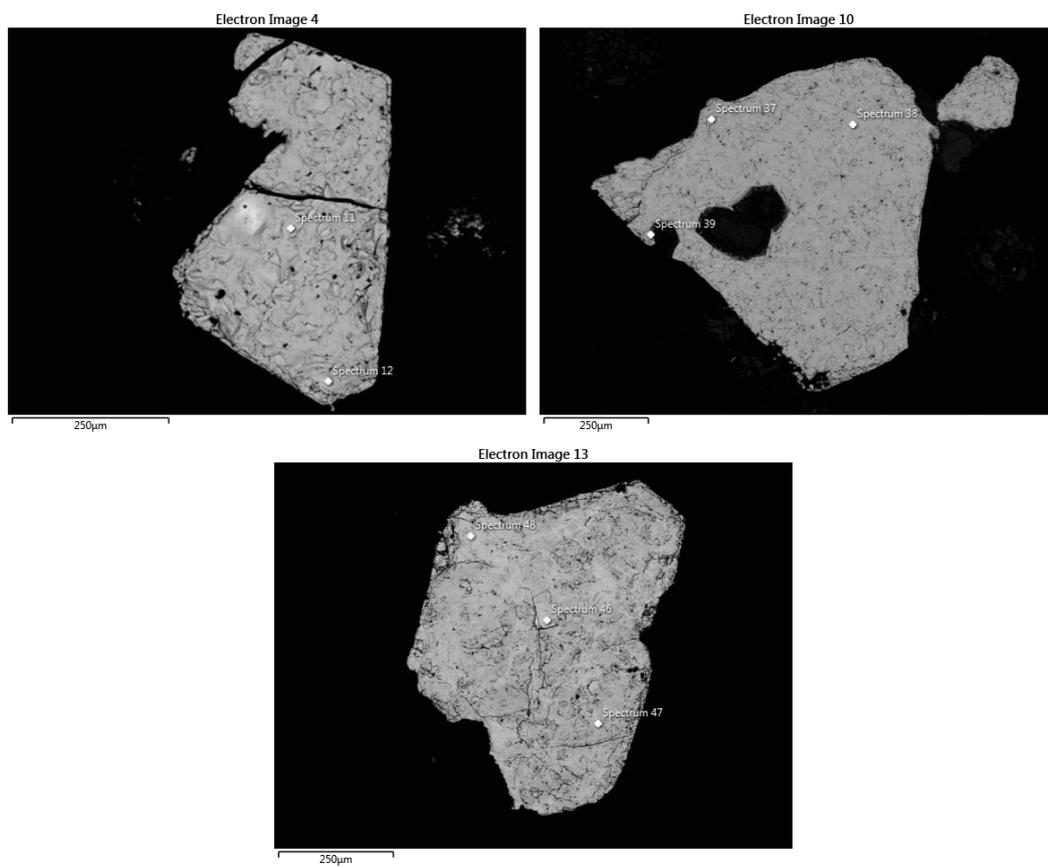
No caso do mineral 14, sua composição apresenta altas concentrações de óxidos de Ta, variando de 74,41% (espectro 37) a 100% (espectro 38), indicando uma dominância do tântalo na estrutura cristalina, característica marcante da hidrokenomicrolita (Andrade *et al.*, 2013).

A presença de óxidos de cálcio (Ca), que atinge até 15,5% no Espectro 39, é um indicativo importante de sua estrutura cristalina, reforçando sua classificação como hidrokenomicrolita. A composição mostra concentrações menores de óxidos de Nb (3,27% a 3,48%), um padrão que reflete a predominância do Ta sobre o Nb em sistemas avançados de diferenciação química. Urânio (U) também é encontrado em concentrações de até 1,19% (espectro 37), indicando a possibilidade de estudos geocronológicos por meio do método U-Pb (Andrehs; Heinrich, 1998).

O mineral 15 também apresenta Ta como elemento predominante, com teores que variam de 74,55% (espectro 48) a 82,92% (espectro 46). No entanto, o Nb aparece em proporções ligeiramente mais elevadas do que no mineral 14, alcançando valores entre 5,03% e 6,27%, o que sugere uma maior influência de condições hidrotermais no processo de cristalização (Andrade *et al.*, 2013).

Segundo Andrade *et al.* (2013), a hidrokenomicrolita foi identificada no pegmatito Volta Grande. Sua ocorrência está associada a minerais como columbita-tantalita, cassiterita, monazita-(Ce) e fases tardias, refletindo a alta diferenciação magmática e a mobilização de elementos incompatíveis. Esses autores descrevem a hidrokenomicrolita como um mineral essencial para entender os processos de cristalização em sistemas pegmatíticos tardios.

Figura 17 - Imagens dos minerais de hidrokenomicrolita.



Fonte: MEV/MEV-EDS.

Tabela 5 - Tabela com a composição química das hidrokenomicrolitas analisadas.

Óxidos (%)	Na	Si	Ca	Nb	Sn	Ta	U	K	Ti	Fe	Ba	W	Pb	Total (%)
Mineral 13														
Espectro 11	3.57	-	10.75	3.82	2.54	70.55	1.02	-	-	-	-	4.04	-	96.29
Espectro 12	3.09	-	12.41	3.27	2.10	75.09	0.92	-	-	-	-	-	-	96.88
Mineral 14														
Espectro 37	3.14	-	12.31	3.48	2.58	74.41	1.19	-	-	-	-	-	-	97.1
Espectro 38	-	-	-	-	-	100	-	-	-	-	-	-	-	100
Espectro 39	-	-	15.5	-	-	84.5	-	-	-	-	-	-	-	100
Mineral 15														
Espectro 46	-	-	2.88	5.03	2.21	82.92	1.83	0.42	-	0.55	1.87	-	2.29	100
Espectro 47	-	-	9.28	5.99	2.41	78.26	2.29	0	-	0	1.78	-	-	100
Espectro 48	-	-	0.21	6.27	2.29	74.55	2.78	0.34	0.48	0.89	6.79	5.39	-	100

Fonte: Elaborado pelo autor.

VI. Óxidos de ferro

Os dados apresentados na Tabela 6 para os minerais 16 e 17 (Figura 18) mostram características típicas de óxidos de ferro enriquecidos, associados a sistemas pegmatíticos evoluídos e altamente diferenciados, como os encontrados na Província Pegmatítica de São João del Rei.

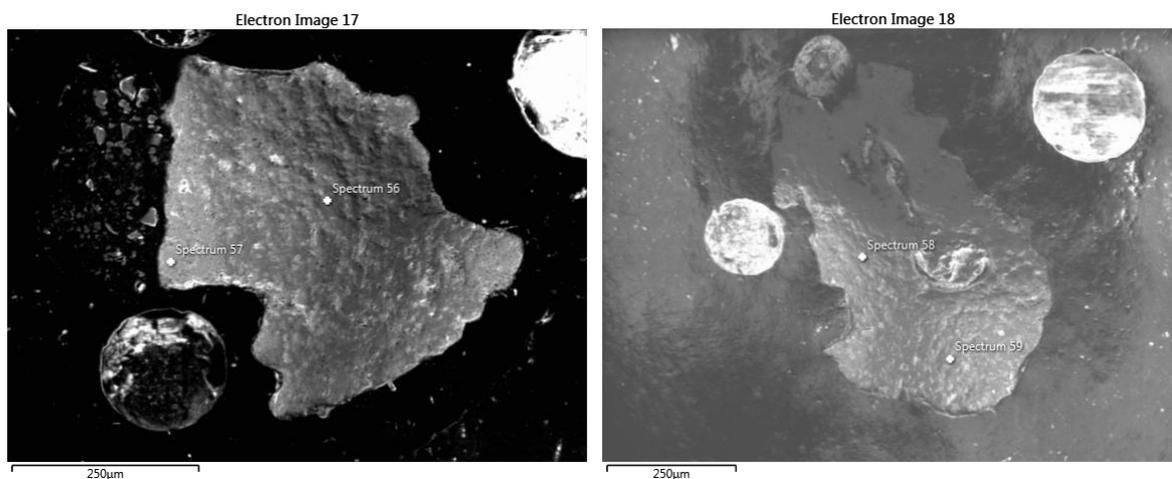
No mineral 16 constatou-se uma composição dominada por óxidos de ferro (FeO), com teores elevados que variam entre 95,4% (espectro 57) e 97,09% (espectro 56). Pequenos traços de titânio (Ti), com concentrações de até 0,23% (espectro 56), e vanádio (V), que alcança 0,51% (espectro 56), também são detectados. A presença desses elementos sugere que o mineral pode ser classificado como magnetita ou hematita enriquecida, dependendo da estrutura cristalina. Essa composição reflete condições oxidantes nos estágios finais da evolução magmática.

O mineral 17 apresenta uma composição dominada por óxidos de ferro (Fe), com teores que variam entre 91,22% (espectro 59) e 93,93% (espectro 58). Pequenas quantidades de enxofre (S), até 0,63% (espectro 58), também estão presentes, indicando possível interação com fluidos sulfídicos durante os estágios finais de cristalização. Além disso, a presença de alumínio (Al) e sílica (Si), embora em concentrações menores, sugere uma possível associação com minerais de alteração ou intercrescimentos com fases silicatadas.

De acordo com Assumpção (2015), minerais como hematita e magnetita são comuns em pegmatitos da Província de São João del Rei, e sua formação está frequentemente associada a processos hidrotermais tardios. A presença de titânio em concentrações traço pode estar relacionada à redistribuição desses elementos por fluidos residuais ricos em voláteis, uma característica típica de sistemas pegmatíticos do tipo LCT. A presença dominante de óxidos de ferro, como magnetita ou hematita, indica um ambiente oxidante nos estágios finais de cristalização magmática.

Do ponto de vista econômico, os óxidos de ferro presentes nos minerais 16 e 17 não têm valor direto como recurso, mas são indicadores importantes de ambientes geoquímicos favoráveis à formação de minerais de metais estratégicos, como tântalo e nióbio, em outras partes do sistema pegmatítico. Estudos como os de Assumpção (2015) reforçam a relevância desses minerais como marcadores de processos tardios em pegmatitos do tipo LCT.

Figura 18 - Imagens dos minerais de óxido de ferro.



Fonte: MEV/MEV-EDS.

Tabela 6 - Tabela com a composição química dos óxidos de ferro analisados.

Óxidos (%)	Al	Si	S	Ti	V	Fe	Total (%)
Mineral 16							
Espectro 56	-	0.97	-	0.23	0.51	97.09	98.79
Espectro 57	2.75	1.84	-	-	-	95.4	100
Mineral 17							
Espectro 58	3.07	2.36	0.63	-	-	93.93	100
Espectro 59	5.26	3.52	-	-	-	91.22	100

Fonte: Elaborado pelo autor.

3.2 Depósito Bom Futuro

O depósito de Ariquemes, situado na Província Estanífera de Rondônia, é caracterizado por mineralizações em greisens associadas aos albíta-granitos do Complexo Jamari. Os minerais mais relevantes identificados foram descritos a seguir:

I. Cassiterita

Os dados apresentados na Tabela 7 para os minerais 1, 2 e 3 (Figura 19) indicam que podem ser classificados como cassiteritas. O mineral 1 exibe uma composição química mais variável em comparação ao mineral 5. Os teores de óxidos de estanho (SnO_2) permanecem elevados, variando de 84,8% (espectro 10) a 95,16% (espectro 9). Além disso, foram detectadas concentrações notáveis de óxidos de alumínio (Al_2O_3) entre 2,06% e 4,9%, e de óxidos de silício (SiO_2) variando entre 1,68% e 5,35%. Pequenos traços de óxidos de ferro (Fe_2O_3), entre 1,09% e 1,38%, também foram identificados. Essa variação composicional pode indicar intercrescimentos com minerais acessórios ricos em Al e Si, como feldspatos e quartzo, formados em fases de alteração hidrotermal.

Souza e Botelho (2002) destacam que essas características são comuns em depósitos hidrotermais associados ao complexo Jamari, onde o estanho é mobilizado em fluidos ricos em voláteis.

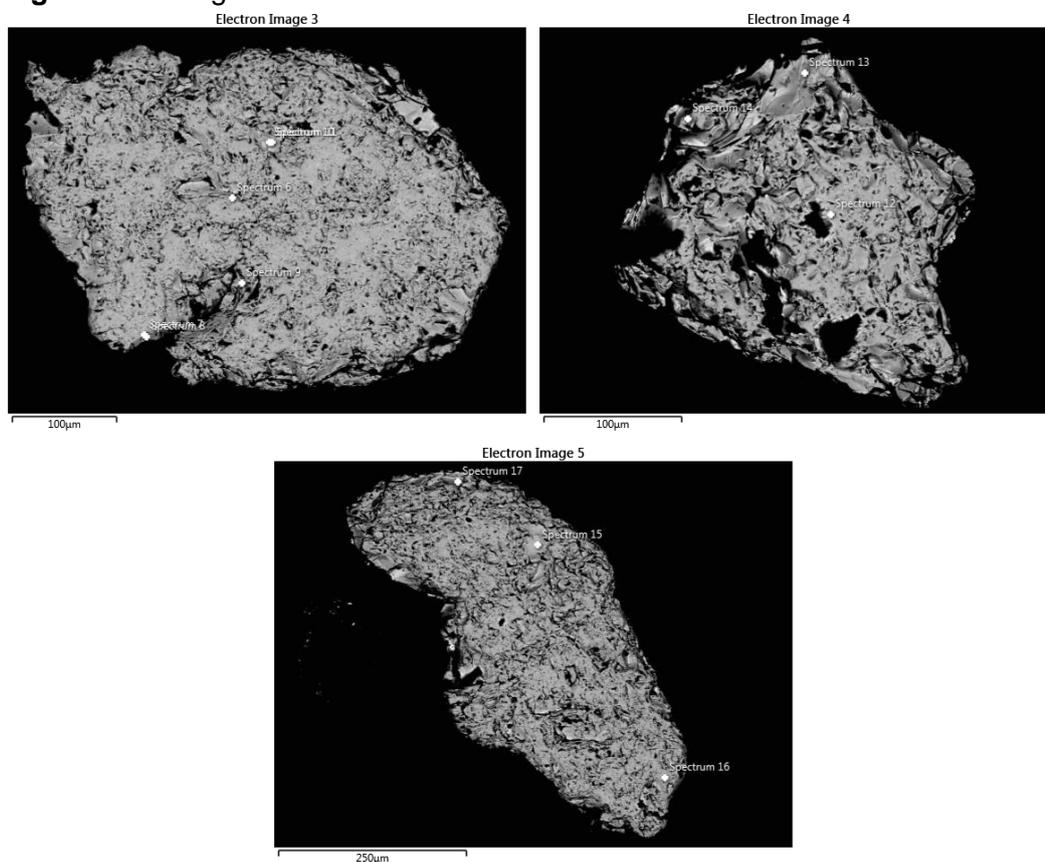
Dominado por óxidos de estanho (SnO_2) o mineral 2, apresenta concentrações que variam de 94% (espectro 14) a 97,62% (Espectro 13). Pequenos teores de óxidos de alumínio (Al_2O_3), de 0,4% a 1,36%, e de óxidos de silício (SiO_2), entre 0,92% e 1,32%, foram detectados. Além disso, estão presentes traços de óxidos de ferro (Fe_2O_3) e óxidos de nióbio (Nb_2O_5), com valores de Nb_2O_5 entre 0,57% (Espectro 12) e 1,94% (Espectro 14).

Por sua vez, o mineral 3 apresenta as maiores concentrações de óxidos de estanho (SnO_2), com teores extremamente elevados que variam de 97,62% (Espectro 16) a 99,02% (espectro 15). Pequenos traços de óxidos de alumínio (Al_2O_3), entre 0,5% e 1,28%, e de óxidos de silício (SiO_2), com valores de até 1,1%, também foram detectados. Essa composição reflete cassiteritas de alta pureza, associadas a sistemas hidrotermais tardios em granitos evoluídos.

Segundo Souza e Botelho (2002), a mineralização de cassiterita em Bom Futuro está associada a processos hidrotermais envolvendo veios e greisens, com a precipitação ocorrendo em condições de baixa salinidade e temperaturas entre 320 e 420°C.

Os referidos autores também indicam que a cassiterita é o principal mineral econômico do depósito de Bom Futuro. Amplamente utilizada na produção de soldas e ligas metálicas, sua predominância reforça a importância do depósito no contexto nacional e global.

Figura 19 - Imagens dos minerais de cassiterita.



Fonte: MEV/MEV-EDS.

Tabela 7 - Tabela com a composição química das cassiteritas analisadas.

Óxidos (%)	Al	Si	Fe	Nb	Sn	Total (%)
Mineral 1						
Espectro 6	3,74	3,28	1,37	-	91,62	100
Espectro 7	2,68	2,39	1,21	-	93,72	100
Espectro 8	3,92	3,64	1,38	-	91,06	100
Espectro 9	2,06	1,68	1,09	-	95,16	100
Espectro 10	3,57	3,25	1,15	-	84,8	92,77
Espectro 11	4,9	5,35	-	-	-	10,25
Mineral 2						
Espectro 12	1,31	1,32	0,91	0,57	95,89	100
Espectro 13	0,4	0,92	0	1,07	97,62	100
Espectro 14	1,36	1,17	1,53	1,94	94	100
Mineral 3						
Espectro 15	0,5	0,48	-	-	99,02	100
Espectro 16	1,28	1,1	-	-	97,62	100
Espectro 17	0,62	0,48	-	-	98,9	100

Fonte: Elaborado pelo autor.

II. Monazita-(Ce)

Os dados apresentados na Tabela 8 indicam que os minerais analisados (Figura 20) apresentam uma composição predominantemente fosfatada, com enriquecimento em elementos terras raras leves (ETRL), como cério (Ce), lantânio (La), praseodímio (Pr) e neodímio (Nd), características típicas de monazitas.

O mineral 4 apresenta concentrações elevadas de óxido de fósforo (P_2O_5), variando entre 25,67% (espectro 5) e 28,21% (espectro 4). O óxido de cério (CeO_2) se destaca como o elemento mais abundante, com valores entre 32,31% e 34,65%, seguido pelo óxido de lantânio (La_2O_3), com teores entre 10,87% e 14,93%. O óxido de neodímio (Nd_2O_3) também está presente, com concentrações que variam entre 13,24% e 16,05%. Além disso, o tório (ThO_2) aparece em concentrações moderadas, atingindo até 3,07% no espectro 5, o que sugere processos de substituição isomórfica entre os actinídeos e terras raras Bea (1996). Segundo Bea (1996), a substituição isomórfica de ETR em monazitas por elementos como Th, U e Ca, são comuns durante sua cristalização.

No mineral 5 observou-se a presença de teores semelhantes de fósforo, com valores entre 26,94% (espectro 37) e 27,72% (espectro 36). O óxido de cério (CeO_2) é novamente predominante, com concentrações variando entre 32,93% e 34,95%, enquanto o óxido de lantânio (La_2O_3) apresenta teores entre 13,55% e 13,66%. O neodímio (Nd_2O_3) está presente em valores médios, entre 10,02% e 10,54%. Pequenas quantidades de óxido de ósmio (OsO_4) aparecem no espectro 37, indicando a possível ocorrência de fases minerais acessórias contendo esse elemento.

Assim como, o mineral 5 o 6 também exhibe altos teores de óxido de fósforo, variando entre 24,82% (espectro 43) e 27,49% (espectro 41). O cério continua sendo o elemento predominante, com valores entre 34,15% e 35,76%, seguido pelo lantânio, que aparece com teores entre 18,3% e 19,3%. O neodímio, por sua vez, varia de 6,69% a 7,38%, indicando uma composição próxima à de monazitas típicas. A presença de pequenas quantidades de irídio (Ir) reflete um erro de interpretação do próprio MEV.

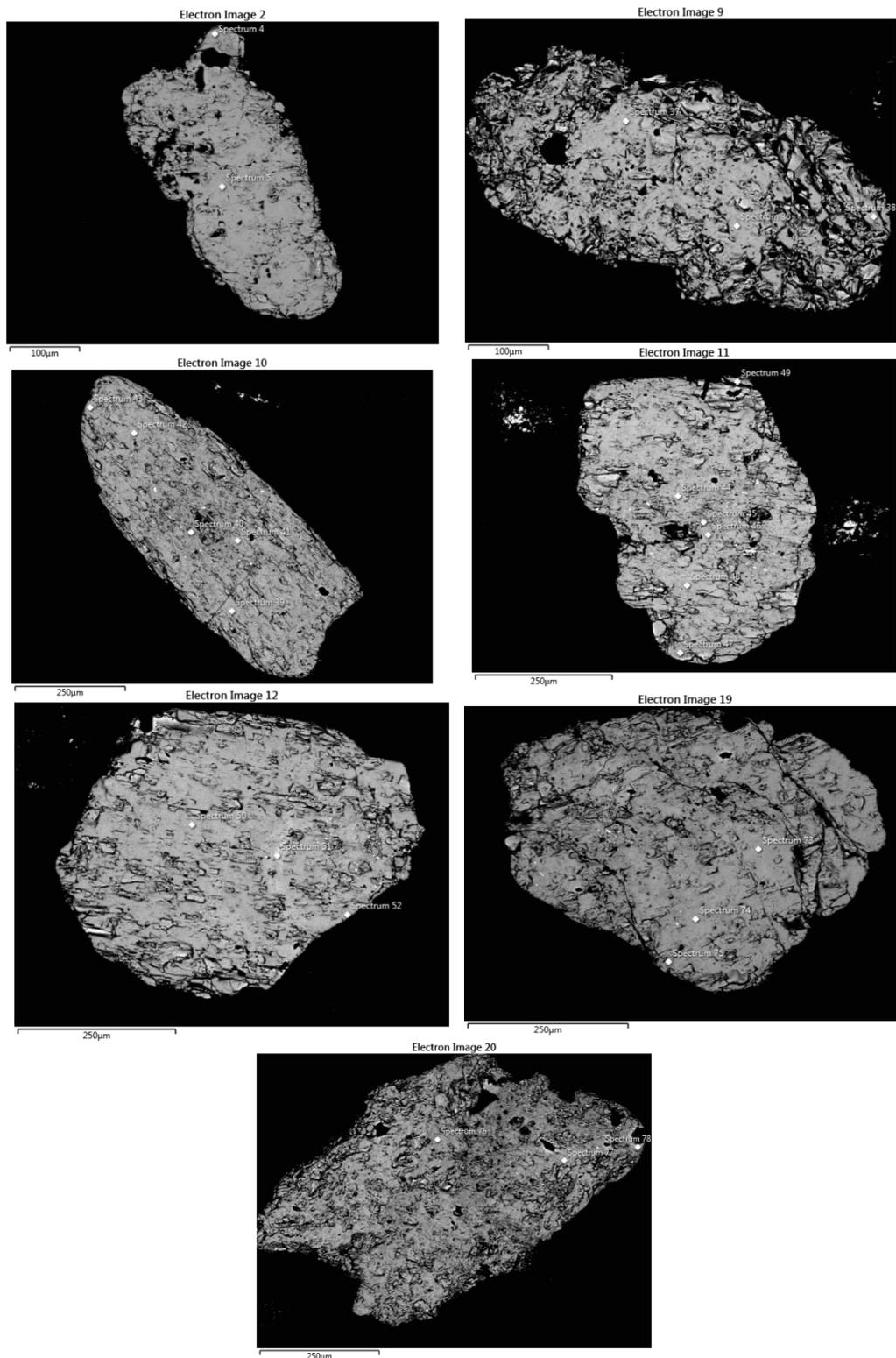
O mineral 7 segue a mesma tendência, com valores de fósforo variando entre 23,42% (espectro 47) e 28,18% (espectro 44). O cério mantém-se como o elemento mais abundante, com valores variando de 33,3% a 36,64%, enquanto o lantânio atinge

até 16,18%. O neodímio está presente em concentrações que chegam a 17,93% no Espectro 47. Esse mineral também contém pequenas quantidades de óxidos de ósmio (OsO_4) e irídio (Ir), o que pode sugerir processos de mobilização de metais durante a formação do depósito. O mineral 8 mantém uma composição semelhante, com fósforo variando entre 21,93% (espectro 51) e 25,09% (espectro 50). O cério aparece como o elemento dominante, com teores de 31,5% a 35,1%, seguido pelo lantânio (13,93% a 16,45%) e pelo neodímio (7,19% a 7,42%). O tório, presente em até 13,33%, sugere substituições isomórficas na estrutura mineral.

No mineral 9 observou-se concentrações similares de fósforo, com valores entre 26,19% (espectro 74) e 28,82% (espectro 75). O óxido de cério (CeO_2) continua sendo o mais abundante, com teores entre 34,47% e 35,47%, enquanto o óxido de lantânio (La_2O_3) varia entre 15,42% e 16,93%. O óxido de neodímio (Nd_2O_3) está presente em quantidades moderadas, entre 7,75% e 8,17%. O tório aparece em todos os Espectros, variando entre 4,9% e 5,38%, reforçando a substituição química comum em monazitas.

Já o mineral 10 apresenta uma composição compatível com os demais, com fósforo variando entre 25,42% (espectro 77) e 28,07% (espectro 76). O óxido de cério (CeO_2) continua dominante, com valores entre 34,02% e 38,21%, enquanto o lantânio apresenta concentrações de até 16,21%. O neodímio está presente em valores entre 8,52% e 9,78%.

Figura 20 - Imagens dos minerais de monazita-(Ce).



Fonte: MEV/MEV-EDS.

Tabela 8 - Tabela com a composição química das monazitas-(Ce) analisadas.

Óxidos (%)	Al	Si	P	Ca	Ag	Ce	La	Nd	Pr	Y	Sm	Ir	Th	Fe	Os	Ta	W	Pb	Gd	Dy	Er	Total(%)
Mineral 4																						
Espectro 4	0.4	0.69	28.21	-	0.43	34.65	14.93	13.24	3.91	1.73	1.83	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100
Espectro 5	-	1.39	25.67	-	-	32.31	10.87	16.05	4.15	-	2.3	4.17	3.07	-	-	-	-	-	-	-	-	100
Mineral 5																						
Espectro 36	1.39	2.07	27.72	0.32	-	34.92	13.55	10.53	3.95	-	1.11	-	4.43	-	-	-	-	-	-	-	-	100
Espectro 37	2.15	2.93	26.94	0.4	-	32.93	13.57	10.02	3.62	-	1.04	-	5.13	-	1.28	-	-	-	-	-	-	100
Espectro 38	1.81	2.31	27.43	0.33	-	34.95	13.66	10.54	3.61	1.22	-	-	4.15	-	-	-	-	-	-	-	-	100
Mineral 6																						
Espectro 39	1.3	2.37	26.61	0.15	-	34.73	18.46	6.92	2.72	1.13	-	-	5.59	-	-	-	-	-	-	-	-	100
Espectro 40	3.39	3.42	26.86	-	0.8	35.76	19.3	6.96	3	-	-	-	-	0.5	-	-	-	-	-	-	-	100
Espectro 41	1.05	2.31	27.49	0.17	-	34.35	18.37	6.69	2.97	-	-	-	5.36	-	1.23	-	-	-	-	-	-	100
Espectro 42	0.98	2.16	27.34	0.19	-	34.15	18.3	7.38	3.16	-	-	-	5.25	-	1.1	-	-	-	-	-	-	100
Espectro 43	1.25	2.39	24.82	0.21	-	34.48	18.37	6.82	2.93	-	-	2.81	5.92	-	-	-	-	-	-	-	-	100
Mineral 7																						
Espectro 44	0.33	1.07	28.18	0.16	-	36.41	16.18	9.32	3.49	1.36	-	-	3.5	-	-	-	-	-	-	-	-	100
Espectro 45	2.05	13.59	6.38	0.57	-	0.97	-	0.74	-	3.12	-	-	68.44	-	-	-	-	-	1.24	1.34	0.9	100
Espectro 46	1.12	1.2	26.64	0.18	0.63	36.25	11.31	13.35	4.18	-	2.18	2.94	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100
Espectro 47	0.92	1.17	23.42	0.19	-	35.76	9.49	17.93	4.93	-	2.95	-	2.27	-	0.96	-	-	-	-	-	-	100
Espectro 48	0.9	1.45	27.32	0.22	-	36.64	13.28	11.89	3.95	1.26	-	-	3.1	-	-	-	-	-	-	-	-	100
Espectro 49	2.44	2.83	27.5	-	1.39	33.3	9.45	16.86	4.55	-	1.67	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100
Mineral 8																						
Espectro 50	0.3	2.02	25.09	0.13	-	35.1	16.45	7.42	2.87	-	-	3.11	6.98	-	-	-	-	0.52	-	-	-	100
Espectro 51	0.42	3.42	21.93	-	-	31.5	13.93	7.27	3.46	-	0.98	2.69	13.33	-	-	-	-	1.06	-	-	-	100
Espectro 52	1.51	-	24.39	0.17	-	33.3	15.49	7.19	2.94	2.86	-	-	4.99	0.45	-	3.63	3.08	-	-	-	-	100
Mineral 9																						
Espectro 73	0.98	2	27.36	-	-	35.45	16.93	7.75	3.35	1.27	-	-	4.9	-	-	-	-	-	-	-	-	100
Espectro 74	1.62	2.79	26.19	-	-	35.47	15.99	8	3.4	1.15	-	-	5.38	-	-	-	-	-	-	-	-	100
Espectro 75	0.96	2.29	28.82	0.12	-	34.85	15.42	8.17	2.88	1.32	-	-	5.17	-	-	-	-	-	-	-	-	100
Mineral 10																						
Espectro 76	1.03	2.15	28.07	0.25	-	36.16	14.18	9.32	3.11	-	-	-	5.72	-	-	-	-	-	-	-	-	100
Espectro 77	0.49	1.88	25.42	0.43	-	34.02	15.17	8.52	3.35	-	-	3.12	7.59	-	-	-	-	-	-	-	-	100
Espectro 78	1.35	1.57	27.08	-	-	38.21	16.21	9.78	3.35	-	-	-	2.44	-	-	-	-	-	-	-	-	100

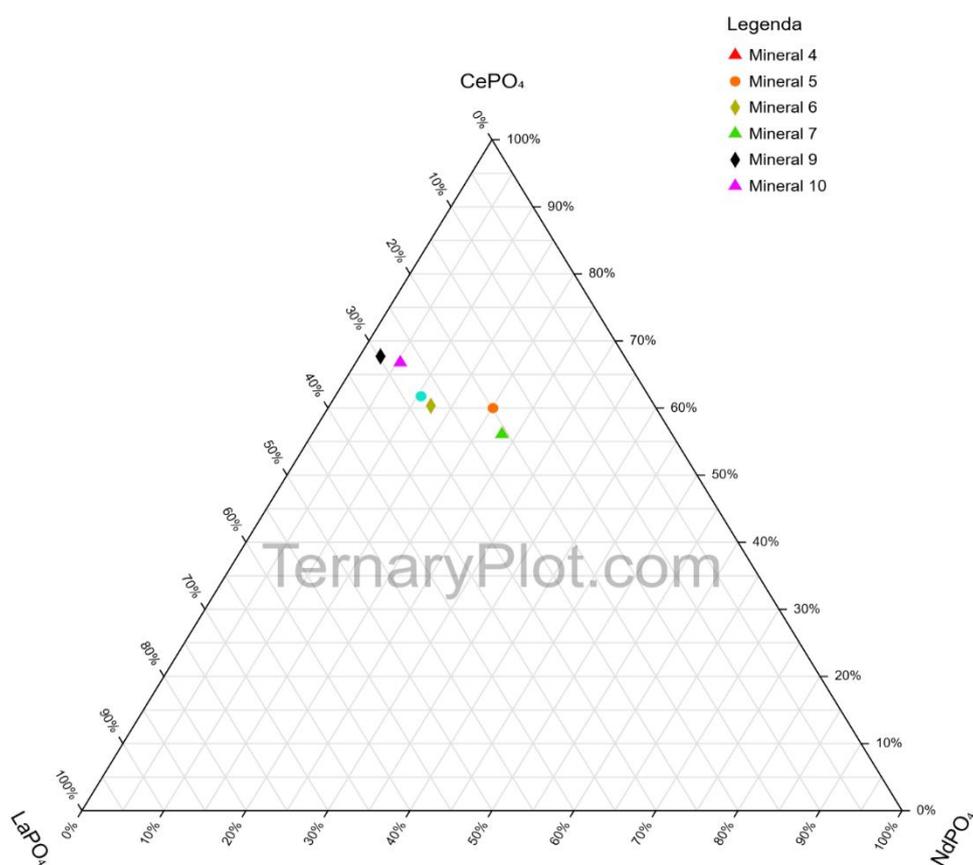
Fonte: Elaborado pelo autor.

Para uma melhor análise e classificação, foi feito um diagrama ternário dos tipos possíveis de monazitas em função de La, Nd e Ce (Figura 21), replicando as mesmas equações utilizadas anteriormente.

Os valores, após serem normalizados, para os fosfatos dos minerais analisados são:

- **Mineral 4:** $LaPO_4 = 20,57\%$, $CePO_4 = 56,33\%$, $NdPO_4 = 23,10\%$
- **Mineral 5:** $LaPO_4 = 19,89\%$, $CePO_4 = 59,99\%$, $NdPO_4 = 20,12\%$
- **Mineral 6:** $LaPO_4 = 27,29\%$, $CePO_4 = 60,33\%$, $NdPO_4 = 12,38\%$
- **Mineral 7:** $LaPO_4 = 20,73\%$, $CePO_4 = 56,11\%$, $NdPO_4 = 23,16\%$
- **Mineral 8:** $LaPO_4 = 27,69\%$, $CePO_4 = 61,58\%$, $NdPO_4 = 10,73\%$
- **Mineral 9:** $LaPO_4 = 29,74\%$, $CePO_4 = 67,71\%$, $NdPO_4 = 2,55\%$
- **Mineral 10:** $LaPO_4 = 27,79\%$, $CePO_4 = 66,79\%$, $NdPO_4 = 5,42\%$

Figura 21 - Diagrama ternário para o sistema monazita-(Ce) – monazita-(La) – monazita-(Nd), proposto por Nickel (1992).



Made with TernaryPlot.com

Fonte: Elaborado pelo autor.

De acordo com o diagrama ternário representado na Figura 21, é possível concluir que se tratam do mineral monazita-(Ce).

Dias *et al.* (2013) apontam que a monazita-(Ce) em Ariquemes, apesar de menos abundante que em Nazareno, indica potencial para exploração de terras raras leves em depósitos secundários.

III. Xenotima-(Y)

Os dados apresentados na Tabela 9 indicam que os minerais 11, 12 e 13 (Figura 22) são xenotimas-(Y). A xenotima é um fosfato de ítrio (YPO_4), geralmente rico em elementos terras raras pesados (ETRP), como disprósio (Dy), hólmio (Ho), érbio (Er) e itérbio (Yb), além de conter urânio (U) e tório (Th) em quantidades variáveis.

O mineral 11 apresenta concentrações significativas de óxido de fósforo (P_2O_5), variando entre 28,86% (espectro 3) e 33,78% (espectro 2). O óxido de ítrio (Y_2O_3) é o componente dominante, com valores variando entre 35,77% e 45,02%. A presença de elementos terras raras pesados é marcante, com disprósio (Dy_2O_3) atingindo valores de até 7,03% (espectro 3), e hólmio (Ho_2O_3), érbio (Er_2O_3) e itérbio (Yb_2O_3) apresentando teores entre 1,31% e 9,36%. O urânio (U_3O_8) aparece em concentrações de 1,67% a 2,28%, refletindo a capacidade da xenotima de incorporar esse elemento em sua estrutura cristalina.

O mineral 12 também é classificado como uma xenotima-(Y), com concentrações de óxido de fósforo (P_2O_5) variando de 32,93% (espectro 20) a 34,45% (espectro 18). O Y_2O_3 é o constituinte principal, com valores entre 25,53% (espectro 19) e 46,78% (espectro 18), sendo um indicativo da pureza do mineral. O disprósio (Dy_2O_3) aparece em teores entre 4,5% e 9,51%, enquanto o hólmio (Ho_2O_3), o érbio (Er_2O_3) e o itérbio (Yb_2O_3) variam de 3,51% a 10,57%, reforçando a afinidade da xenotima-(Y) pelos ETRP. O urânio é encontrado em concentrações de até 5,39% (espectro 21), indicando sua substituição isomórfica no retículo cristalino do mineral.

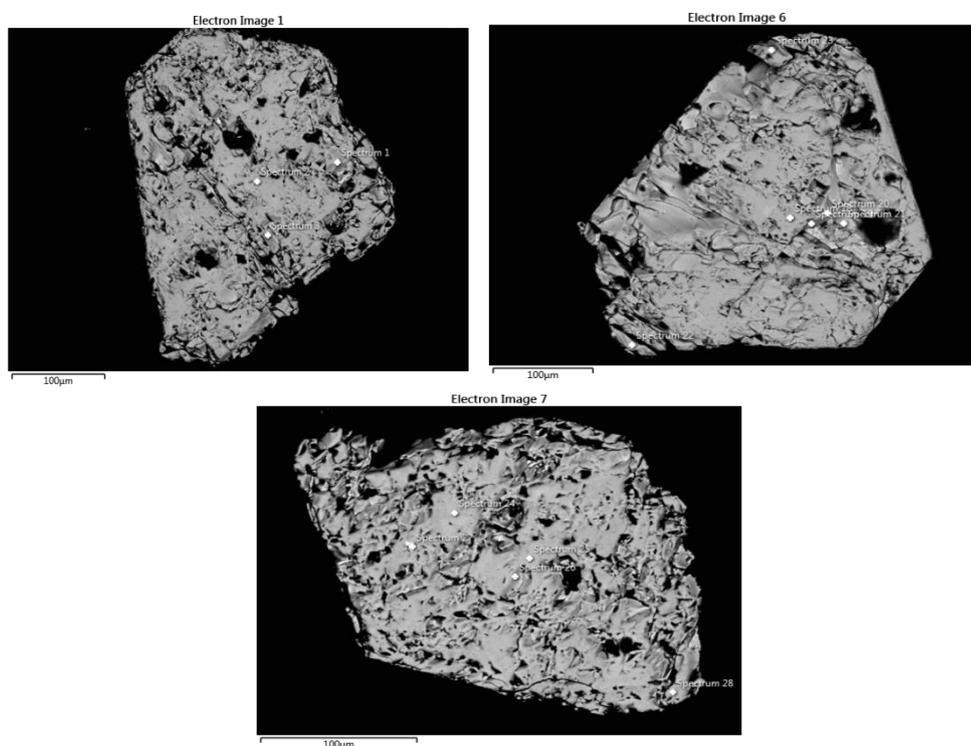
O mineral 13 apresenta características semelhantes, sendo uma xenotima-(Y) com algumas variações na composição. Os teores de P_2O_5 variam entre 30,03% (espectro 27) e 35,08% (espectro 24), enquanto o Y_2O_3 aparece em quantidades de até 46,48% (espectro 24). No entanto, este mineral se destaca pela presença de

quantidades significativas de Ce_2O_3 e Nd_2O_3 em algumas amostras, particularmente no Espectro 27, que apresenta até 14,29% de Ce_2O_3 e 5,06% de Nd_2O_3 , sugerindo uma possível mistura com monazita-(Ce). O urânio aparece em concentrações de até 1,88% (espectro 28), um valor ligeiramente inferior ao dos outros minerais analisados.

A presença de tório (ThO_2) no Espectro 27 do mineral 13, onde atinge uma quantidade significativa de 11,74%. Esse alto teor pode estar associado a processos de substituição isomórfica, onde Th^{4+} substitui Y^{3+} na estrutura cristalina da xenotima. Essa substituição pode ter implicações importantes tanto para a exploração econômica do mineral quanto para sua utilização em datações geocronológicas.

Os resultados confirmam que as xenotimas-(Y) analisadas fazem parte de um ambiente pegmatítico e hidrotermal, característico da Província Estanífera de Ariquemes. A presença de urânio e tório reforça a importância desses minerais para estudos isotópicos, enquanto os teores elevados de ETRP demonstram seu potencial econômico para exploração de terras raras pesadas.

Figura 22 - Imagens dos minerais de xenotimas-(Y).



Fonte: MEV/MEV-EDS.

Tabela 9 - Tabela com as composições químicas das xenotimas-(Y) analisadas.

Óxidos (%)	Si	Ca	P	Fe	Co	Y	Ag	Sm	Nd	Ce	Gd	Tb	Pr	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Th	U	Total (%)
Mineral 11																						
Espectro 1	-	-	33,52	-	-	44,02	-	-	-	-	1,77	-	-	5,27	1,58	4,91	1,17	4,99	1,08	-	1,67	100
Espectro 2	-	-	33,78	0,47	-	45,02	-	0,48	-	-	2,18	0,73	-	5,27	0,98	3,96	0,78	4,08	-	-	2,28	100
Espectro 3	2,47	-	28,86	-	-	35,77	-	0,88	-	-	3,02	-	-	7,03	1,76	6,75	1,08	6,91	1,31	-	1,87	97,71
Mineral 12																						
Espectro 18	-	-	34,45	-	-	46,78	-	-	-	-	1,84	-	-	4,74	1,13	4,25	-	4,09	0,98	-	1,73	100
Espectro 19	4,94	-	23,63	-	-	25,53	-	-	-	-	3,02	-	-	9,51	2,64	9,03	1,98	10,57	3	-	2,3	96,15
Espectro 20	-	-	32,93	-	-	42,17	-	0,67	-	-	2,48	-	-	6,43	1,31	5,37	0,83	5,76	-	-	2,05	100
Espectro 21	-	-	33,93	-	-	45,36	-	-	-	-	1,93	-	-	4,7	1,15	3,74	-	3,8	-	-	5,39	100
Espectro 22	-	-	34,36	-	-	46,44	-	0,4	0,42	-	1,81	0,52	-	4,7	1,03	3,92	0,74	3,63	-	-	2,03	100
Espectro 23	-	-	34,12	-	0,49	46,25	-	-	-	-	1,84	-	-	4,5	1,26	3,51	0,71	3,97	-	-	3,35	100
Mineral 13																						
Espectro 24	-	-	35,08	-	-	46,48	-	0,66	-	-	2,2	-	-	5,06	1,04	4,19	-	4,35	0,95	-	-	100
Espectro 25	-	-	35	-	-	45,69	-	0,67	-	-	2,13	-	-	5,34	1,28	4,26	-	4,02	-	-	1,6	100
Espectro 26	-	-	34,81	-	-	46,04	0,42	-	-	-	2,03	-	-	5,38	1,29	4,45	-	4,05	-	-	1,54	100
Espectro 27	-	2,14	30,03	-	-	3,64	-	3,19	29,91	14,29	-	-	5,06	-	-	-	-	-	-	11,74	-	100
Espectro 28	-	-	33,96	0,95	0,57	45,3	-	-	-	-	2,12	0,81	-	4,91	1,36	3,29	0,76	4,08	-	-	1,88	100

Fonte: Elaborado pelo autor.

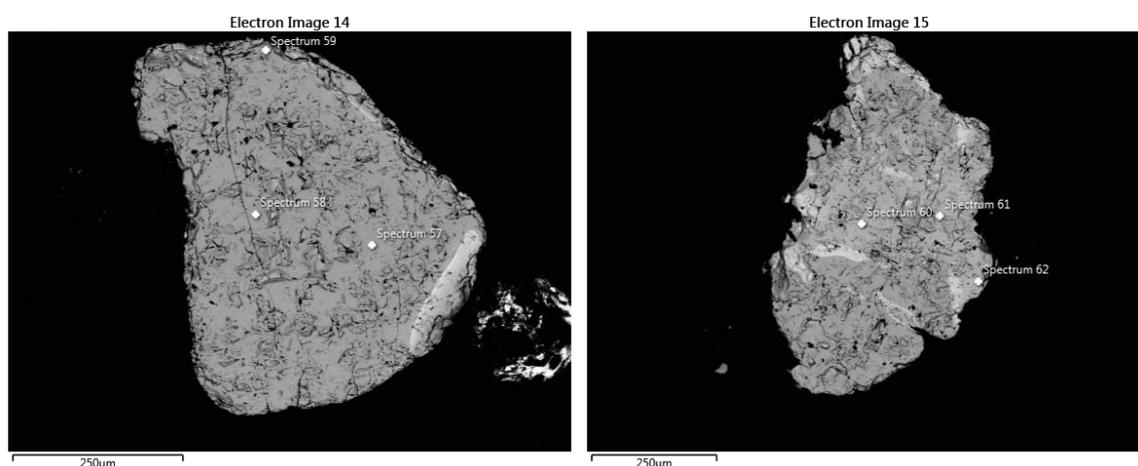
IV. Columbita-Tantalita

A Mina Bom Futuro, destaca-se pela presença de columbita, um mineral composto por nióbio (Nb) e tântalo (Ta), pertencente ao grupo columbita-tantalita. Esses minerais são comumente encontrados em depósitos pegmatíticos graníticos e aluvionares (London, 2008).

Análises das amostras da mina revelam uma predominância de nióbio sobre tântalo, caracterizando-as como columbitas-ferro, como evidenciado na Tabela 10. A relação $Ta/(Ta+Nb)$ inferior a 0,5 confirma essa classificação. A distinção entre as variedades ferro e manganês baseia-se na razão $Mn/(Mn+Fe)$, indicando a substituição de ferro por manganês na estrutura cristalina, como mostra a Figura 24. Dados específicos mostram teores de Fe_2O_3 entre 18,11% e 19,53%, MnO variando de 2,85% a 3,66%, Ta_2O_5 entre 1,27% e 9,26%, e Nb_2O_5 predominando com valores de 64,28% a 72,07%. Além disso, foram detectadas pequenas quantidades de tungstênio (W), sugerindo possível substituição isomórfica na estrutura cristalina.

Esses minerais, encontrados junto à cassiterita, refletem a associação hidrotermal de Ariquemes e sua capacidade de fornecer metais estratégicos (Souza; Botelho, 2002). A presença de columbita na Mina Bom Futuro reforça a importância deste depósito para a produção de nióbio e tântalo, elementos estratégicos na indústria tecnológica e metalúrgica.

Figura 23 - Imagens dos minerais de columbitas-(Fe).



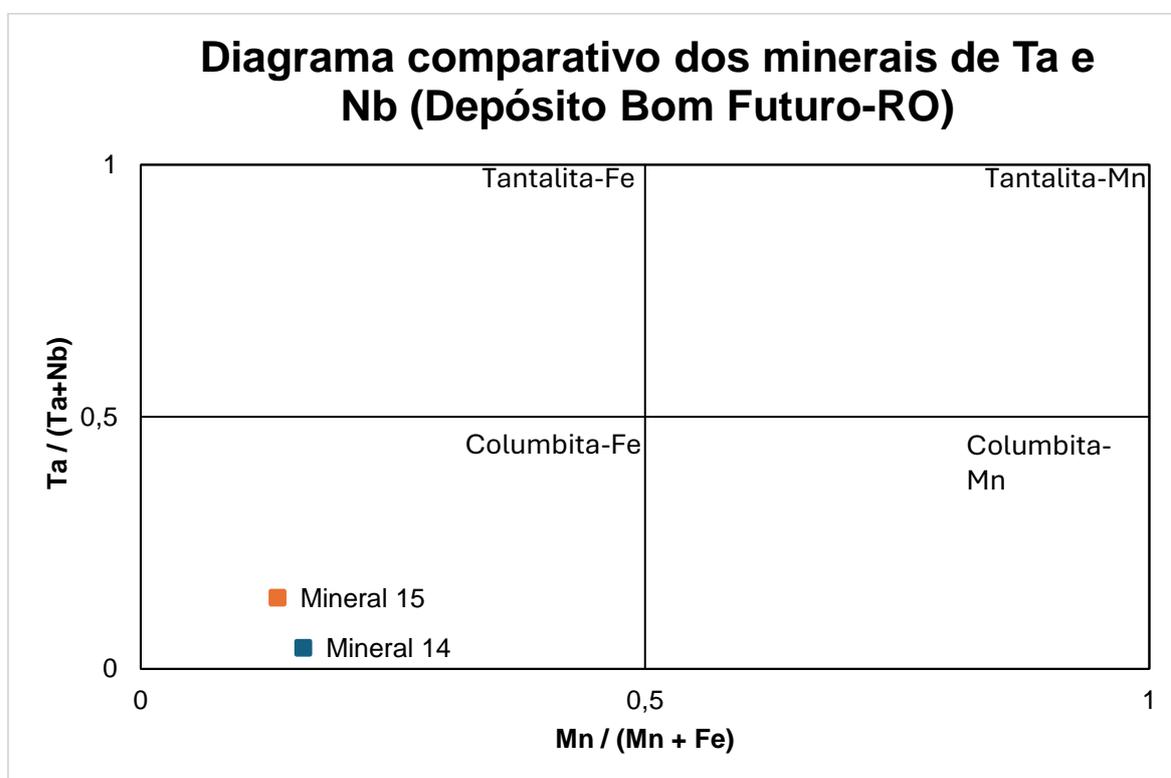
Fonte: MEV/MEV-EDS.

Tabela 10 - Tabela com as composições químicas das columbitas-(Fe) analisadas.

Óxidos (%)	Si	Al	Ti	Mn	Fe	Zn	Nb	Ta	W	Total (%)
Mineral 14										
Spectrum 57	-	-	1,57	3,56	18,8	0,41	69,88	3,53	2,25	100
Spectrum 58	1,89	-	1,58	3,66	19,53	-	72,07	1,27	-	100
Spectrum 59	2,52	-	1,55	3,81	18,92	-	70,03	3,16	-	100
Mineral 15										
Spectrum 60	-	-	0,84	2,87	18,61	-	64,97	8,87	3,51	99,68
Spectrum 61	-	-	0,87	3,01	18,77	-	64,45	9,26	3,64	100
Spectrum 62	-	0,6	1,39	2,85	18,11	-	64,28	9,01	3,75	100

Fonte: Elaborado pelo autor.

Durante as descrições dos minerais foram feitos cálculos de normalização dos elementos Ta, Nb, Fe e Mn, assim como utilizado para a confecção da Figura 15 e adotando os valores de fator de conversão, segundo Al-Mishwat (2016), e dessa forma gerando também o diagrama comparativo para uma melhor classificação das columbita-tantalitas, representado na Figura 24.

Figura 24 - Diagrama composicional dos minerais 14 e 15. Levando em conta as relações de Ta e Nb, e Mn e Fe.

Fonte: Elaborado pelo autor.

V. Hidrokenomicrolita

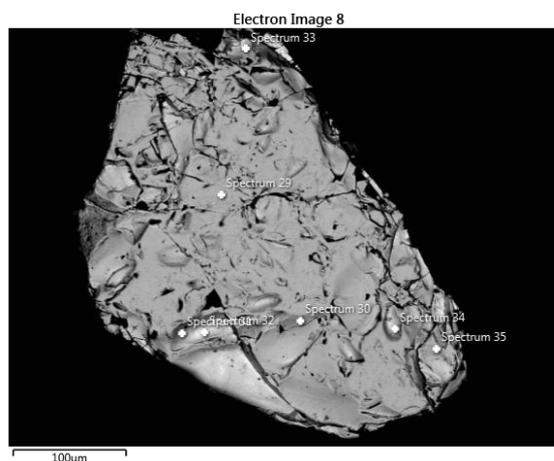
O mineral 16 (Figura 25) analisado apresenta composições químicas compatíveis com a hidrokenomicrolita, um tantalato de cálcio pertencente ao grupo da microlita. Essa identificação se baseia na predominância de óxido de tântalo (Ta_2O_5) e cálcio (CaO), conforme apresentado na Tabela 11.

A composição química do mineral revela teores elevados de Ta_2O_5 , variando entre 71,9% e 82,92%, o que indica um mineral essencialmente tantalífero. O cálcio (CaO), que pode substituir parcialmente o sódio na estrutura da hidrokenomicrolita, apresenta valores expressivos, variando de 7,32% a 24,84%. Além disso, a presença de urânio (1,36% a 1,59%) sugere uma substituição parcial nos sítios estruturais do tântalo, um traço comum nesse mineral.

O ferro e o manganês aparecem em concentrações reduzidas, com Fe variando entre 0,43% e 4,22% e Mn alcançando um máximo de 0,62%, diferenciando-o das columbitas-tantalitas de que geralmente apresenta teores mais elevados desses elementos. A presença de pequenas quantidades de SnO_2 e BaO também é registrada, o que pode estar associado a interações com cassiterita e outros minerais de pegmatitos e depósitos hidrotermais.

Conforme Andrehs e Heinrich (1998) o Urânio (U) também é encontrado em concentrações de até 1,59% (espectro 35), indicando a possibilidade de estudos geocronológicos por meio do método U-Pb.

Figura 25 - Imagem do mineral de hidrokenomicrolita.



Fonte: MEV/MEV-EDS.

Tabela 11 - Tabela com a composição química da hidrokenomicrolita analisada.

Óxidos (%)	Al	Ca	Cr	Mn	Fe	Nb	Sn	Ba	Ta	U	Total (%)
Mineral 16											
Spectrum 29	-	15,06	0,28	0,25	0,43	-	2,78	-	79,84	1,36	100
Spectrum 30	3,1	19,57	-	-	4,22	-	-	-	73,11	-	100
Spectrum 31	3,41	13,73	-	-	-	-	-	-	82,86	-	100
Spectrum 32	4,08	23,84	-	-	-	-	-	-	72,08	-	100
Spectrum 33	-	7,32	-	-	-	3,91	3,02	1,28	82,92	1,56	100
Spectrum 34	-	14,83	0,38	-	0,47	3,54	2,33	-	78,46	-	100
Spectrum 35	1,92	18,2	-	0,62	1,03	2,09	2,66	-	71,9	1,59	100

Fonte: Elaborado pelo autor.

VI. Ilmenita

Os dados apresentados na Tabela 12 indicam que os minerais 17, 18, 19 e 20 (Figura 26) são ilmenitas, coletadas na Mina de Bom Futuro, em Ariquemes. A ilmenita (FeTiO_3) é um óxido de titânio e ferro, amplamente associado a depósitos magmáticos, pegmatíticos e hidrotermais. Esse mineral é um dos principais portadores de titânio na crosta terrestre e pode apresentar substituições isomórficas por Mn, Nb e outros elementos, refletindo variações nas condições de formação e alteração (London, 2008).

As quantidades de Nitrogênio que aparecem na Tabela 12 correspondem a erros de leitura do próprio equipamento e, portanto, devem ser desconsideradas.

O mineral 17 apresenta concentrações elevadas de óxido de titânio (TiO_2), variando entre 48,53% (espectro 63) e 49,43% (espectro 65). O ferro (FeO) é o segundo elemento predominante, com teores entre 30,83% e 32,21%. O manganês (MnO) aparece em valores menores, com teores variando de 3,5% a 3,98%, indicando uma leve substituição de Fe^{2+} por Mn^{2+} na estrutura da ilmenita. O nióbio (Nb_2O_5), um elemento acessório relevante, está presente em pequenas quantidades, variando entre 0,26% e 0,49%, podendo indicar intercrescimento com fases columbita-tantalita ou influência de processos hidrotermais na mineralização, conforme descrito por Dill *et al.*, (2007).

O mineral 18 mantém um padrão semelhante, com teores de TiO_2 variando entre 47,78% e 49,59%. Os teores de FeO estão na faixa de 29,53% a 31,34%, enquanto o MnO aparece em concentrações de até 3,77%. A presença de Nb_2O_5 , embora inferior a 0,5% em algumas amostras, pode ser um indicativo da interação com fluidos hidrotermais ricos nesse elemento, conforme sugerido por Charry (2023).

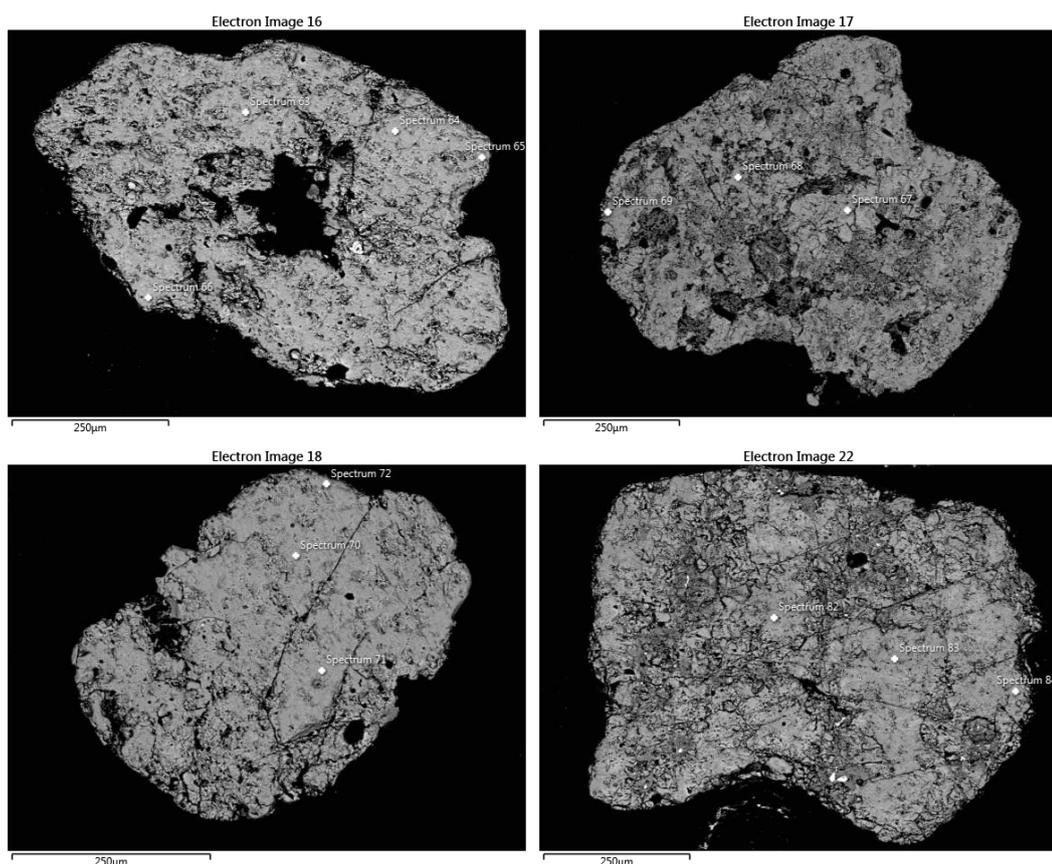
O mineral 19 exibe as maiores concentrações de TiO_2 , chegando a 50,42% no espectro 70, e os menores teores de MnO (máximo de 5,57%), o que sugere uma formação em condições menos enriquecidas em manganês. Os teores de FeO variam de 27,21% a 30,11%. Como observado por London (2008) a presença de Nb_2O_5 também é registrada, com valores em torno de 0,49%, reforçando a hipótese de um ambiente mineralizado rico em elementos de alto campo.

O mineral 20 se diferencia dos demais por apresentar menor teor de TiO_2 (variando entre 37,45% e 46,08%), associado a teores mais elevados de Nb_2O_5 , que

atingem até 1,58% (espectro 84). Essa variação sugere que este mineral pode ter passado por processos de alteração ou enriquecimento secundário, possivelmente relacionado à presença de columbita ou fases secundárias de Nb, como microlita. O ferro (FeO) aparece em concentrações elevadas, alcançando até 35,85%, o que pode indicar substituições químicas diferenciadas.

A ilmenita em sistemas pegmatíticos pode ser utilizada como geotermômetro e para calcular a fugacidade de oxigênio, fornecendo informações sobre a evolução do fluido magmático-hidrotermal (Charry *et al.* 2023). Dill *et al.*, (2007; 2014) ressalta que além disso, a composição química da ilmenita, incluindo a presença de elementos traço como Nb e Ta, pode indicar a origem e a evolução dos pegmatitos, sendo útil na exploração de depósitos de metais raros.

Figura 26 - Imagens dos minerais das ilmenitas.



Fonte: MEV/MEV-EDS.

Tabela 12 - Tabela com as composições químicas das ilmenitas analisadas.

Óxidos (%)	N	Al	Si	Ti	Mn	Fe	Nb	Total (%)
Mineral 17								
Spectrum 63	13,98	0,63	0,39	48,53	3,5	32,21	0,49	100
Spectrum 64	14,15	0,68	0,54	48,73	3,77	31,87	0,26	100
Spectrum 65	13,3	1,03	0,89	49,43	3,98	31,07	0,3	100
Spectrum 66	15,05	1,05	0,81	48,72	3,54	30,83	-	100
Mineral 18								
Spectrum 67	14,32	0,48	0,43	49,59	3,53	31,34	0,31	100
Spectrum 68	15,85	1,19	0,97	48,31	3,5	30,18	-	100
Spectrum 69	16,26	2,33	1,99	47,78	2,11	29,53	-	100
Mineral 19								
Spectrum 70	13,87	0,94	0,77	50,42	5,57	27,93	0,49	100
Spectrum 71	16,54	1,23	0,91	48,76	4,84	27,21	0,51	100
Spectrum 72	12,97	1,07	0,97	49,94	4,44	30,11	0,5	100
Mineral 20								
Spectrum 82	16,94	1,59	1,39	42,6	2,17	33,85	1,45	100
Spectrum 83	13,35	0,67	0,49	46,08	2,27	35,55	1,58	100
Spectrum 84	19,61	2,1	1,94	37,45	1,77	35,82	1,3	100

Fonte: Elaborado pelo autor.

4 DISCUSSÃO

A análise mineralógica dos concentrados estaníferos dos depósitos de Bom Futuro e Volta Grande permitiu identificar diferenças significativas na composição dos minerais pesados associados à cassiterita. Os resultados são discutidos a seguir.

Na Tabela 13 são apresentadas a abundância relativa dos minerais separados, identificados e analisados. Essas diferenças refletem as condições geológicas distintas em que esses minerais se formaram. O depósito de Volta Grande está relacionado a pegmatitos do tipo LCT (Lítio-Césio-Tântalo), enquanto Bom Futuro está associado a sistemas de greisen e veios de quartzo-topázio.

Tabela 13 - Abundância relativa dos minerais identificados entre os depósitos de Volta Grande (MG) e Bom Futuro (RO).

ABUNDÂNCIA MINERAL RELATIVA	NAZARENO (MG)	ARIQUEMES (RO)
Cassiterita	0	3
Xenotima-(Y)	3	3
Monazita-(Ce)	2	7
Columbita-Tantalita	5	2
Spessartina e Almandina	3	0
Hidrokenomicrolita	2	1
Óxido de Ferro	2	0
Ilmenita	0	4

Fonte: Elaborado pelo autor.

É possível notar que alguns minerais foram identificados em um depósito e no outro se apresenta ausente, sendo eles a spessartina, almandina e óxidos de ferro, que estão presentes no depósito de Volta Grande. Já no depósito de Bom Futuro, há

a presença de ilmenita, mineral que não se apresenta em Volta Grande, como se observa na Tabela 13.

Para uma melhor compreensão das principais diferenças composicionais, foi realizada uma comparação da presença dos principais óxidos nos minerais de ambos depósitos Tabela 14.

Tabela 14 - Tabela comparativa referente a presença dos principais óxidos de cada depósito

Óxidos	Volta Grande – Pegmatitos LCT	Bom Futuro - Greisen
SiO ₂	Presente em spessartina e almandina	Menor presença
P ₂ O ₅	Presente em xenotima-(Y) e monazita-(Ce)	Presente em xenotima-(Y) e monazita-(Ce)
FeO	Presente em óxidos de ferro e almandina	Presente em ilmenita e columbita/tantalita-(Fe)
Nb ₂ O ₅	Presente em columbita-tantalita	Presente em columbita-tantalita
Ta ₂ O ₅	Presente em columbita-tantalita e hidrokenomicrolita	Presente em columbita-tantalita e hidrokenomicrolita
SnO ₂	Baixa concentração	Elevada concentração em cassiterita
ETRPnOx	Presente em xenotima-(Y)	Presente em xenotima-(Y)
ETRLnOx	Presente em monazita-(Ce)	Presente em monazita-(Ce)

Fonte: Elaborado pelo autor.

A sílica (SiO₂) está em menor quantidade nos minerais pesados contidos nos depósitos de Bom Futuro, em comparação ao de Volta Grande, devido as diferenças litogeoquímicas e mineralógicas entre os dois sistemas mineralizantes. Sendo que no sistema de Volta Grande há minerais capazes de incorporar a sílica em sua estrutura mineralógica como a spessartina e almandina.

Os minerais de xenotima-(Y) de ambos depósitos apresentam composições semelhantes em relação a P₂O₅ (médias entre 34 e 36%), Y₂O₃ (de 44 à 45%), Dy₂O₃ (de 3 à 5%), Er₂O₃ (de 3 à 4%), óxidos de ETRP (de 4 à 8%), porém Volta Grande apresenta no espectro 53 uma anomalia de 73% de ThO₂ (Tabela 1), o que pode indicar uma maior influência de fluidos hidrotermais tardios (Andrehs; Heinrich, 1998; Dill *et al.*, 2007).

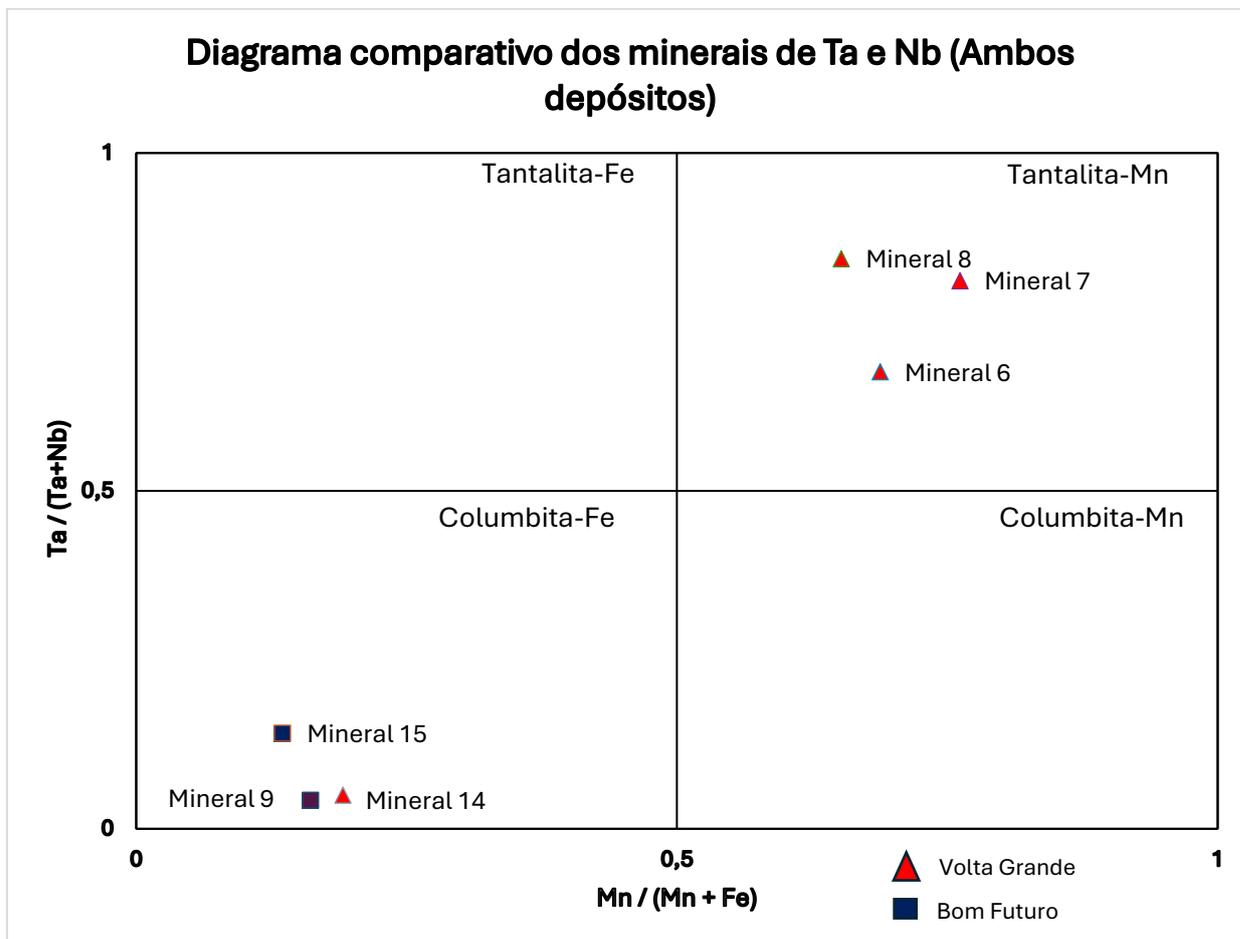
A diferença principal entre os minerais de monazita-(Ce) presentes nos dois depósitos é indicado por valores ligeiramente mais altos de ETRL (La, Ce e Nd) em Volta Grande, enquanto em Bom Futuro a composição é mais homogênea.

Essa diferença pode ser explicada por múltiplos fatores, principalmente pelos distintos processos de cristalização dos dois depósitos. Volta Grande, associado a pegmatitos altamente fracionados, passou por processos magmáticos tardios que concentraram ETRL e ETRP em seus minerais. Em contraste, Bom Futuro, inserido em um ambiente hidrotermal de greisenização, sofreu intensa circulação de fluidos que redistribuíram os ETRL de forma mais homogênea.

Segundo London (2008) e Sousa *et al.* (2023), pegmatitos altamente evoluídos, como os de Volta Grande, apresentam fracionamento químico acentuado, favorecendo a concentração de terras raras. Já Souza e Botelho (2002) destacam que, em sistemas hidrotermais como Bom Futuro, a circulação de fluidos promove a redistribuição desses elementos, suavizando variações composicionais.

Comparando as columbita-tantalitas entre os depósitos é possível concluir que os minerais presentes em Volta Grande exibem uma maior variabilidade quanto as suas composições com o mineral 6 sendo classificado como tantalita-Fe, três minerais, respectivamente 7,8 e 9, sendo classificadas como tantalitas-Mn e o mineral 10, como columbita-Fe, evidenciado na Figura 27. Enquanto que os minerais 14 e 15, coletados de Bom Futuro, apresentam uma composição típica de columbita-Fe.

Figura 27 - Diagrama comparativo composicional das columbita-tantalitas dos depósitos de Volta Grande e Bom Futuro.



Fonte: Elaborado pelo autor.

As diferenças apresentadas são, principalmente, em decorrência dos contextos geológicos em que os dois depósitos estão inseridos. Em Volta Grande, o sistema de pegmatito LCT altamente fracionado, enriquecido em Ta, Li e Cs (Lagache; Quéméneur, 1997), cristalização tardia em condições redutoras e fluido residual rico em elementos incompatíveis (Assumpção, 2015).

Em Bom Futuro, Souza e Botelho (2002) evidenciaram um sistema hidrotermal com fluidos de média temperatura (320–420°C), onde a cassiterita (SnO_2) é o mineral dominante, associada a veios de quartzo-topázio e greisens. Columbita-(Fe) ocorre como mineral acessório, com teores elevados de Nb_2O_5 (64–72%), mas sem dominância no contexto geral do depósito.

Levando em consideração a análise entre Ta contra Nb, em Volta Grande o fracionamento extremo concentra o Ta em estágios tardios (London, 2008), porém em Bom Futuro os fluidos hidrotermais retêm Nb, menos móvel que o Ta (Dill *et al.*, 2007).

Já a análise entre Fe contra Mn, em Volta Grande os sistemas redutores e Mn-compatíveis geram minerais mais variados do grupo das “coltans” confirmam as afirmações de Assumpção (2015).

Segundo Souza e Botelho (2003), em Bom Futuro os ambientes oxidantes favorecem o Fe em relação de Mn, o que explica uma maior presença de columbita-Fe. Por sua vez, a hidrokenomicrolita foi identificada em ambos os depósitos, porém com diferenças composicionais marcantes, refletindo os distintos contextos geológicos e processos de formação, como mostra a Tabela 15.

Tabela 15 - Composição química dos principais óxidos presentes nos minerais de hidrokenomicrolita analisados.

Óxidos	Volta Grande (MG)	Bom Futuro (RO)
Ta ₂ O ₅	74,41–82,92%	71,9–82,92%
Nb ₂ O ₅	3,48–6,27%	2,09–3,91% (presença em menor escala)
CaO	0,21–15,5%	7,32–23,84% (maior variabilidade)
SnO ₂	2,21–2,58%	2,33–3,02% (ligeiramente mais elevado)
U ₃ O ₈	1,19–2,78%	1,36–1,59% (valores mais homogêneos)
Elementos Acessórios	Na (até 3,14%), K (até 0,42%), W (até 5,39%)	Al (até 4,08%), Cr (até 0,38%), Mn (até 0,62%)
BaO	1,78–6,79%	1,28%

Fonte: Elaborado pelo autor.

Os dois depósitos apresentam concentrações semelhantes de Ta₂O₅, porém Bom Futuro exibe uma menor proporção de Nb₂O₅ em comparação a Volta Grande. Além disso, Bom Futuro apresenta uma maior variabilidade nos teores de CaO,

oscilando entre 7,32% e 23,84%, possivelmente refletindo processos hidrotermais mais intensos.

Ambos os depósitos contêm elementos acessórios distintos: enquanto Bom Futuro é enriquecido em Al, Cr e Mn, Volta Grande apresenta concentrações elevadas de Na, K e W, coerentes com seu ambiente pegmatítico mais evoluído.

O Urânio (U_3O_8) também está presente nos dois depósitos, variando entre 1,19% e 2,78% em Volta Grande, onde apresenta maior dispersão, enquanto em Bom Futuro, os valores são mais homogêneos, situando-se entre 1,36% e 1,59%, sugerindo uma redistribuição mais equilibrada nos minerais desse depósito. Por fim, o óxido de bário (BaO) ocorre em maiores concentrações em Volta Grande, sendo detectado em diversos espectros, enquanto em Bom Futuro aparece de forma restrita, sendo identificado em apenas um espectro mineralógico.

Os óxidos de ferro foram identificados no depósito de Volta Grande, mas não foram encontrados em Bom Futuro, onde há predominância de ilmenita como fase portadora de ferro. A presença de magnetita e hematita em Volta Grande indica um ambiente de moderado a alto potencial oxidante, suficiente para permitir a formação de Fe_2O_3 (hematita), mas ainda preservando Fe_3O_4 (magnetita). Segundo Assumpção (2015), pegmatitos diferenciados podem apresentar variações na fugacidade de oxigênio ao longo da cristalização, levando à preservação de magnetita em condições moderadamente oxidantes e hematita em estágios mais oxidados.

Em Bom Futuro, a ilmenita substitui os óxidos de ferro convencionais, o que é típico de ambientes hidrotermais ricos em titânio. Isso ocorre porque os fluidos hidrotermais oxidantes redistribuíram Fe e Ti, favorecendo a cristalização de $FeTiO_3$ em vez de magnetita ou hematita.

Ressalta-se que a ilmenita pode ocorrer tanto em ambientes oxidantes quanto redutores.

Segundo Dill *et al.*, (2014), sua presença em pegmatitos diferenciados (como Volta Grande) estaria associada a sistemas redutores, pois poderia ocorrer junto a columbita-tantalita, refletindo uma maior presença de voláteis. Entretanto, em Bom Futuro (um sistema hidrotermal-greisenizado), a ilmenita indica um ambiente oxidante, onde os fluidos hidrotermais promoveram a substituição de óxidos de ferro livres.

Além disso, a formação de ilmenita em Bom Futuro pode indicar a redistribuição de elementos metálicos como Sn, W e Nb-Ta frequentemente associados a processos hidrotermais de alta mobilidade.

O último mineral abordado neste estudo é a cassiterita (SnO_2), que representa o principal interesse econômico dos dois depósitos analisados. Amostras de cassiterita foram identificadas e analisadas no concentrado de Bom Futuro, porém nos concentrados de Volta Grande, a cassiterita não foi identificada, possivelmente devido a uma separação eficiente na etapa de beneficiamento, à ausência real do mineral na fração estudada ou erros na fase de catação dos minerais no microscópio de luz refletida.

Os minerais de cassiterita analisados do depósito de Bom Futuro apresentam uma concentração excepcional de Sn nos cristais isolados e é responsável pela maior parte da mineralização estanífera, chegando à 99,02%. Associado a fluidos hidrotermais de temperatura moderada (320-420°C), baixa salinidade e circulação intensa de fluidos.

5 CONCLUSÕES

Diante dos resultados obtidos, acredita-se que os objetivos foram alcançados, pois a análise dos minerais pesados associados aos concentrados estaníferos dos depósitos de Bom Futuro (Ariquemes-RO) e Volta Grande (Nazareno-MG) permitiu elucidar as diferenças mineralógicas e geoquímicas entre ambientes hidrotermais (greisens) e pegmatíticos (LCT).

A análise por MEV-EDS revelou que, embora ambos os depósitos apresentem minerais estratégicos como cassiterita, xenotima-(Y), monazita-(Ce) e columbita-tantalita, suas associações e composições refletem processos geológicos distintos.

Observou-se, que, no depósito de Bom Futuro, a cassiterita destaca-se como mineral dominante, associada a veios de quartzo-topázio e greisens com teores de SnO_2 próximos a 99%, corroborando sua importância econômica como principal fonte de estanho no Brasil.

Já em Volta Grande, os pegmatitos LCT exibiram maior diversidade mineralógica, com ênfase em tantalita-(Mn), hidrokenomicrolita e minerais portadores de elementos terras raras (ETR), como xenotima-(y) e monazita-(Ce), enriquecidos em ETR pesados (Dy, Er, Yb) e leves (Ce, La, Nd). Essas características refletem um ambiente altamente fracionado, com cristalização tardia em condições redutoras e interação com fluidos residuais ricos em voláteis conforme descrito nas publicações analisadas sobre o tema.

Concluiu-se, portanto, que enquanto Bom Futuro se consolida como fonte primária de estanho, Volta Grande emerge como um alvo relevante para a exploração de tântalo, lítio e ETR, essenciais para tecnologias avançadas.

REFERÊNCIAS

- ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S. Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern SÃO Francisco Region, Minas Gerais, Brazil. *Tectonics*, v. 8, n. 3, p. 555–571, 1989.
- AL-MISHWAT, A.T. OXDPPM: a software to convert chemical elements between oxides and native elements. *Journal of Software Engineering and Applications*, v. 9, n. 11, p. 561-576, 2016.
- ANDRADE, M.B.; ATENCIO, D.; CHUCANOV, N.V.; ELLENA, A.J. Hydrokenomicrolite, $(\square, \text{H}_2\text{O})_2\text{Ta}_2(\text{O}, \text{OH})_6(\text{H}_2\text{O})$, a new microlite-group mineral from Volta Grande pegmatite, Nazareno, Minas Gerais, Brazil. *American Mineralogist*, v. 98, p. 292-296, 2013.
- ANDREHS, G.; HEINRICH, W. Experimental determination of REE distributions between monazite and xenotime: potential for temperature-calibrated geochronology. *Chemical Geology*, v. 149, n. 1-2, p. 83-96, 1998.
- ASSUMPÇÃO, C.S. Caracterização mineralógica e geoquímica do pegmatito da mina de Volta Grande, província pegmatítica de São João del Rei, Nazareno, Minas Gerais. 2015. 114f. Dissertação (Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais) - Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2015.
- BEA, F. Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; implications for the chemistry of crustal melts. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, v. 37, n.3, p. 521-552, 1996.
- BETTENCOURT, J. S.; LEITE JUNIOR, W.B.; RUIZ, A.S.; MATOS, R.; TOSDAL, R.M. The rondonian-san Ignacio province in the SW amazonian craton: an overview. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, n. 1, p. 28-46, 2010.
- BETTENCOURT, J.S.; TOSDAL, R.M.; LEITE JUNIOR, W.B.; PAYOLLA, B.L. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil—I. Reconnaissance U–Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, v. 95, n. 1-2, p. 41-67, 1999.
- BEURLEN, H.; SILVA, M.R.R.; THOMAS, R.; SOARES, D.R.; OLIVIER, P. Nb–Ta–(Ti–Sn) oxide mineral chemistry as tracer of rare-element granitic pegmatite fractionation in the Borborema Province, Northeastern Brazil. *Mineralium Deposita*, v. 43, p. 207-228, 2008.
- CHARRY, C.J.; MOLANO, J.C.; SANTACRUZ, L.; SEPULVEDA, J. Magnetic petrology applied to the characterization of pegmatite dykes in Eastern Colombia. *Earth Sciences Research Journal*, v. 27, n. 1, p. 11-25, 2023.
- CIDADE, T.; AVILA, C.A.; NEUMANN, R.; FAULSTICH, F.R.L.; et al. Minerais pesados de saprólitos de pegmatitos intrusivos no ortognaisse Resende Costa:

caracterização e correlação com a Província Pegmatítica de São João del Rei, Minas Gerais, Brasil. *Geologia USP*, v. 20, n. 3, p. 3-22, 2020.

DIAS, C. A. T.; LEITE JUNIOR, W.B.; MUZOLLON, R.; BETTENCOURT, J.S. Geologia e mineralogia do pegmatito estanífero cascavel, mina Bom Futuro, Rondônia. *Revista Geociências*, v. 32, n. 4, p. 731-745, 2013.

DILL, H. G.; MELCHER, F.; FUBI, M. *et al.* The origin of rutile-ilmenite aggregates (“nigrine”) in alluvial-fluvial placers of the Hagendorf pegmatite province, NE Bavaria, Germany. *Mineralogy and Petrology*, v. 89, p. 133-158, 2007.

DILL, H. G.; WEBER, B.; MELCHER, F.; WIESNER, W.; MULLER, a. Titaniferous heavy mineral aggregates as a tool in exploration for pegmatitic and aplitic rare-metal deposits (SE Germany). *Ore Geology Reviews*, v. 57, p. 29-52, 2014.

ENDO, I.; CASTRO, P. DE T. A.; GANDINI, A. L. *Quadrilátero ferrífero: avanços do conhecimento nos últimos 50 anos*. Belo Horizonte: 3i Editora Ltda, 2020.

FARINA, F.; ALBERT, C.; DOPICO, C.I.M. *et al.* The archean–paleoproterozoic evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Brasil): current models and open questions. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 68, p. 4–21, 2016.

FAULSTICH, F. R. L.; ÁVILA, C. A.; NEUMANN, R.; SILVEIRA, V. S. L. Grahnite from the São João Del Rei Pegmatitic Province, Minas Gerais, Brazil: chemical composition and genetic implications. *The Canadian Mineralogist*, n. 54, p. 1385-1402, 2016.

GOLDSTEIN, J.I.; NEUBURY, P.E.; DAVID, J.C.; *et al.* *Scanning electron microscopy and X-ray microanalysis*. New York: Springer Berlin Heidelberg, 2017.

HEILBRON, M.; CORDANI, U.; ALKMIN, F. *Tectonic genealogy of a miniature continent. São Francisco Craton, eastern Brazil: tectonic genealogy of a miniature continent*. New York: Springer Berlin Heidelberg, 2017.

HEINRICH, E. Wm. Tin-tantalum-lithium pegmatites of the São João del Rei district, Minas Gerais, Brazil. *Economic Geology*, v. 59, n. 6, p. 982-1002, 1964.

INSTITUTO QGIS. QGIS Geographic Information System: versão 3.32.2. Disponível em: <https://qgis.org>. Acesso em: 15 fev. 2023.

JAQUES, D. S. *Caracterização e classificação de maciços rochosos da mina de Volta Grande, Nazareno, Minas Gerais*. 202f. 2014. Dissertação (Programa de Pós Graduação em Engenharia Civil) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa – MG, 2014.

LAGACHE, M.; QUÉMÉNEUR, J. The Volta Grande pegmatites, Minas Gerais, Brazil: an example of rare-element granitic pegmatites exceptionally enriched in lithium and rubidium. *The Canadian Mineralogist*, v. 35, p. 153-165, 1997.

LARSSON, R.; SODERHOLM, P. International tin agreements & the rise of Brazilian tin mining industry. *Minerals & Energy - Raw Materials Report*, v.12, p.12-16, 1996.

LONDON, D. Pegmatites. *The Canadian Mineralogist*. Special publication, n.10, 2008.

MACKAY, D.; SIMANDL, G. Geology, market and supply chain of niobium and tantalum: a review. *Mineralium Deposita*, v. 49, p. 1025–1047, 2014.

NABELEK, P.I.; WHITTINGTON, A.G.; SIRBESCU, M.L.C. The role of H₂O in rapid emplacement and crystallization of granite pegmatites: resolving the paradox of large crystals in highly undercooled melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 160, p. 313-325, 2010.

NICKEL, E.H. A new classification of the natural solid solutions of the monazite group. *Mineralogical Magazine*, v. 56, p. 447-451, 1992.

PALMEIRA, L.C.M.; CARVALHO, J.M.A. Carta geológica da Folha Ariquemes SC.20-V-D. Porto Velho: CPRM, 2018.

PEREIRA, R.M.; ÁVILA, C.A.; NEUMANN, R. Estudo mineralógico e químico da cassiterita e de suas inclusões sólidas: implicação com a paragênese das mineralizações da Província Pegmatítica de São João del Rei, Minas Gerais, Brasil. *Arquivos do Museu Nacional*, v. 62, n. 3, 2004.

PEREIRA, R.M.; ÁVILA, C.A.; NEUMANN, R. Estudo mineralógico e químico da cassiterita e de suas inclusões sólidas: implicação com a paragênese das mineralizações da Província Pegmatítica de São João Del Rei, Minas Gerais, Brasil. *Arquivos do Museu Nacional*, v. 62, n. 3, p. 321-336, 2004.

PIRES, F.R.M.; PIRES, H.L. Regional zoning in the São João Del Rei pegmatite district and its relation with the collisional Santa Rita Granite, Minas Gerais, Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1992. p. 269-272.

PIRES, F.R.M.; PORTO JÚNIOR, R. A mineralização de Sn-Ta-Nb-Li e o Granito Santo Rita, São João Del Rey, Minas Gerais. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, v. 34, p. 2023-2034, 1986.

QUÉMÉNEUR, J.J.G. Esboço estratigráfico, estrutural e metamórfico da Serra de Bom Sucesso, MG. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, v. 4, p. 135-148, 1987.

QUÉMÉNEUR, J.J.G.; RIBEIRO, A.; TROUW, R.A.; PACIULLO, F.V.P.; HEILBRON, M. Geologia da folha lavras. 1: 100.000. In: SOARES, A.C.P. (Org.). Projeto Sul de Minas, Belo Horizonte. 2003. p. 259-316.

REED, S.J.B. *Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology*. Cambridge university press, 2005. Disponível em: <https://www.cambridge.org/core/books/electron-microprobe-analysis-and-scanning-electron-microscopy-in-geology/A7BD5CF9A6E6D9E2360E4F378C81D002>. Acesso em: 10 mar. 2024.

SILVA, L.F.S.; COSTI, H.T.; DALL'AGNOL R.; TEIXEIRA, J.T. Petrographic and geochemical characteristics of the tin-bearing albite granite of Morro da Palanqueta, Bom Futuro Mine, Rondônia, Brazil. In: FERREIRA, V.P.; SIAL, A.N.

INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, II, Salvador, 1997, Extended Abstract and Program, SGM, p. 155-156, 1997.

SILVA, L.F.S.; COSTI, H.T.; TEIXEIRA, J.T. Faciologic mapping and preliminary petrography of Palanqueta albite granite, Bom Futuro, Rondônia, Brazil. In: DALL'AGNOL, R.; MACAMBIRA, M. J. B.; COSTI, H. T. INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITE AND RELATED ROCKS, 6, Belém, p.73, 1995.

SOUSA, S.S.C.; AVILA, C.A.; NEUMAN, R.; *et al.* Mineral chemistry and genetic implications of garnet from the São João del Rei Pegmatitic Province, Minas Gerais, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, v. 51, n. 1, p. e20190136, 2020.

SOUSA, S.S.C.G.; AVILA, C.A.; NEUMAN, R.; *et al.* Monazite age and composition from a granite-pegmatite system: A link between pegmatites of the São João del Rei pegmatitic province and the newly defined high-K Restinga Metagranite, Minas Gerais, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 123, p.104232, 2023.

SOUZA, V. S.; BOTELHO, N.F. Geologia do depósito de estanho do Bom Futuro (Rondônia) e composição dos fluidos nos sistemas de veios e greisens. In: KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L.; ROSA COSTA, L.T. (Org.). *Contribuição à geologia da Amazônia*. Belém: SBG - Núcleo Norte, 2002, v. 3, p. 199-214.

SOUZA, V.S.; BOTELHO, N.F. Composição química e isótopos de oxigênio em cassiterita e wolframita nos greisens do albite granito Palanqueta, depósito de estanho de Bom Futuro (RO). *Brazilian Journal of Geology*, v. 39, n. 4, p. 695-704, 2009.

SOUZA, V.S.; BOTELHO, N.F.; DANTAS, E.L. Caracterização litogeoquímica do Complexo Jamari na área do depósito de Bom Futuro (RO). VIII Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, 2003.

TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, J.B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 174-182, 1999.

TEIXEIRA, W.; GERALDES, M.C.; SALINAS, G.R.M.; *et al.* A review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, n. 1, p. 47-60, 2010.

VILLANOVA, M.T.; FRANKE, N.D.; BRAZIL, Belém. Serra do Bom Futuro–Rondônia: a volcanic-breccia pipe-hosted tin mineralization. In: *Symp. on Rapakivi Granites and Related Rocks, IGCP-Project*. 1995. p. 83-84.

WANG, Weiwei *et al.* Recovery of Xenotime and Florencite from Silicate Minerals Using a Combined Technique of Magnetic Separation and Flotation. *Minerals*, v. 14, n. 11, p. 1073, 2024.