

MINERALOGIA E GEMOLOGIA

VOLUME 1

ORGANIZADORES

FLÁVIA COMPASSI DA COSTA
FABRICIA BENDA DE OLIVEIRA
RICARDO AUGUSTO SCHOLZ CIPRIANO



Organizadores
Flávia Compassi da Costa
Fabricia Benda de Oliveira
Ricardo Augusto Scholz Cipriano

Mineralogia e Gemologia

Volume 1

ALEGRE - ES
CAUFES
2022

Dados Internacionais de Catalogação-na-publicação (CIP)
(Seção de Biblioteca Setorial Sul da Universidade Federal do Espírito Santo,
ES, Brasil)

M664 Mineralogia e gemologia [recurso eletrônico] / Flavia Compassi da Costa, Fabricia Benda de Oliveira, Ricardo Augusto Scholz Cipriano, organizadores. - Dados eletrônicos. - Alegre, ES: CAUFES, 2022.
114 p.: il.

ISBN: 978-65-86981-21-6

Modo de acesso: <https://geologia.ufes.br/e-book>

1. Geologia. 2. Mineralogia. 3. Pegmatitos. 4. Apatita. 5. Topázio. I. Costa, Flavia Compassi da, 1991-. II. Oliveira, Fabricia Benda de, 1978-. III. Cipriano, Ricardo Augusto Scholz, 1974-.

CDU: 549

**REITOR – UFES
PAULO SÉRGIO DE PAULA VARGAS**

**DIRETOR DO CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS, NATURAIS E DA SAÚDE – UFES
TAÍS CRISTINA BASTOS SOARES**

**ORGANIZADORES DESTA OBRA
FLÁVIA COMPASSI DA COSTA
FABRICIA BENDA DE OLIVEIRA
RICARDO AUGUSTO SCHOLZ CIPRIANO**

Os textos apresentados nesse livro são de inteira responsabilidade dos autores. Os organizadores não se responsabilizam pela revisão ortográfica e gramatical dos trabalhos apresentados.

APRESENTAÇÃO

A produção deste trabalho é independente e surgiu da ideia e colaboração de professores, alunos e ex-alunos do curso de Geologia do Centro de Ciências Exatas, Naturais e da Saúde, da Universidade Federal do Espírito Santo.

Estão contidos neste livro 7 trabalhos apresentados na forma de capítulos e que abrangem temas relacionados a Mineralogia e Gemologia.

O material contido nesta obra servirá de auxílio para estudantes, professores e profissionais da área das geociências em seus trabalhos e pesquisas.

LISTA DE ORGANIZADORES

Flávia Compassi da Costa. Doutoranda do Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais. Departamento de Geologia – Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), Ouro Preto, MG. E graduanda em Gemologia, Departamento de Gemologia, Universidade Federal do Espírito Santo (UFES), Vitória, ES. flavia.compassi@gmail.com.

Fabricia Benda de Oliveira. Chefe do Departamento de Geologia, e Professora Permanente e orientadora no programa de Pós-Graduação em Gestão Pública da Universidade Federal do Espírito Santo (UFES), Alegre, ES. fabricia.oliveira@ufes.br

Ricardo Augusto Scholz Cipriano. Professor Associado da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), Ouro Preto, MG. r_scholz_br@yahoo.com.

LISTA DE AUTORES

Ana Paula Maria de Assis
Andrea Nascimento Vecci
Daniela Teixeira Carvalho de Newman
Delphine Tardif
Fernanda Maria Belotti
Fernanda Moreira Lopes Assumpção
Filipe Colen de Freitas Guimarães
Flávia Braga de Oliveira
Flávia Compassi da Costa
Gilberto Henrique Tavares Alvares da Silva
Guilherme de Oliveira Gonçalves
Hernani Mota de Lima
Igor Fernandes Figueiredo
Jéssica Caroline do Vale Costa
José Albino Newman
Leonardo Martins Graça
Luiz Henrique Cardoso
Raphael Henrique Martins Silva
Ray L. Frost
Ricardo Augusto Scholz Cipriano
Thiara Rodrigues de Carvalho

SUMÁRIO

Capítulo 1.....	1
Caracterização químico-mineralógica e gemológica de cristais de água-marinha e heliodoro provenientes de Afonso Cláudio - ES.....	1
Thiara Rodrigues de Carvalho ¹ ; Ana Paula Maria de Assis ² ; Flávia Compassi da Costa ^{3,5} ; Daniela Teixeira Carvalho de Newman ⁴ ; José Albino Newma ⁴	1
Capítulo 2.....	15
Mapa Gemológico de Minas Gerais, Brasil.....	15
Luiz Henrique Cardoso ¹ ; Flávia Compassi da Costa ^{2,5} ; Hernani Mota de Lima ³ Fernanda Maria Belotti ⁴ ; Leonardo Martins Graça ² ; Ricardo Augusto Scholz Cipriano ²	15
Capítulo 3.....	29
Mineralogia, Química e Tratamento de cor em Apatitas Gemológicas de Sumé, Paraíba, Brasil.....	29
Delphine Tardif ¹ ; Caleb Bortolini Sette da Silva ² ; Flávia Compassi da Costa ^{2, 3} ; Fernanda Maria Belotti ⁴ ; Leonardo Martins Graça ² ; Ray L. Frost ⁵ ; Ricardo Augusto Scholz Cipriano ²	29
Capítulo 4.....	45
Estudo de intercrescimento no topázio imperial a partir de análise EBSD.....	45
Igor Fernandes Figueiredo ¹ ; Gilberto Henrique Tavares Alvares da Silva ² ; Leonardo Martins Graça ³ ; Flávia Compassi da Costa ^{3, 4} ; Flávia Braga de Oliveira ³ ; Ricardo Augusto Scholz Cipriano ³	45
Capítulo 5.....	57
Caracterização de Feldspato Cerâmico do Distrito Pegmatítico de Conselheiro Pena - MG.....	57
Filipe Colen de Freitas Guimarães ¹ ; Flávia Compassi da Costa ^{2,5} ; Fernanda Maria Belotti ³ ; Raphael Henrique Martins Silva ⁴ ; Leonardo Martins Graça ² ; Ricardo Augusto Scholz Cipriano ²	57
Capítulo 6.....	73
Caracterização Mineralógica e Química de Columbita-tantalita de Pegmatitos de Minas Gerais.....	73
Andrea Nascimento Vecci ¹ ; Flávia Compassi da Costa ^{2,5} ; Jéssica Caroline do Vale Costa ³ ; Fernanda Maria Belotti ⁴ ; Leonardo Martins Graça ² ; Ricardo Augusto Scholz Cipriano ² ..	73
Capítulo 7.....	89
Mineralogia, Petrografia e Geocronologia U-Pb em Titanita do Pegmatito Vlastějovice, República Tcheca.....	89
Fernanda Moreira Lopes Assumpção ¹ ; Guilherme de Oliveira Gonçalves ² ; Fernanda Maria Belotti ³ ; Leonardo Martins Graça ⁴ ; Ricardo Augusto Scholz Cipriano ⁴	89

Capítulo 1

Caracterização químico-mineralógica e gemológica de cristais de água-marinha e heliodoro provenientes de Afonso Cláudio - ES

*Thiara Rodrigues de Carvalho¹; Ana Paula Maria de Assis²; Flávia Compassi da Costa^{3,5};
Daniela Teixeira Carvalho de Newman⁴; José Albino Newma⁴*

RESUMO. O município de Afonso Cláudio está localizado na Região Centro Serrana do Estado do Espírito Santo. A área de estudo encontra-se inserida nos limites da Província Pegmatítica Oriental do Brasil, Distrito Pegmatítico do Espírito Santo, Campo Pegmatítico Sul. Este trabalho trata das características físico-químicas de 31 amostras de berilo (água-marinha e heliodoro) provenientes de um corpo pegmatítico localizado no município de Afonso Cláudio, estado do Espírito Santo. No Espírito Santo, a Província encontra-se dividida em três Campos Pegmatíticos (Sul, Centro e Norte), pertencentes ao distrito pegmatítico do Espírito Santo, conforme descrito por Pinto et al. (2002). O pegmatito, alvo desta investigação, foi selecionado aleatoriamente, e está localizado na região centro-sul do município de Afonso Cláudio. Os estudos indicaram que se trata de um corpo pouco diferenciado, zonado, concordando com o proposto por Karniol & Machado (2010). As razões c_o/a_o sugerem uma evolução politípica que vai do berilo tipo N (normal), presente provavelmente nas zonas do corpo pegmatítico com menor grau de diferenciação, passando pelo berilo de transição, N-T, até o berilo tetraédrico, tipo T, nas zonas do corpo mais diferenciadas. Segundo a classificação de Bakakin et al. (1970), as amostras foram classificadas como tipo III (n-berilo) no caso de 12 amostras, outras 12 amostras foram classificadas como sendo do tipo I (t-berilo I) e 7 cristais como sendo do tipo II (t-berilo II). Notou-se, desta forma, a predominância do tipo T, tetraédrico. Segundo Černý, 1975b, os 8 cristais de berilo analisados por ICP, se encaixam como tipo 3, descritos como berilos sódicos, com dosagens de Na variando de 0,1 a 1,5%, predominando sobre os demais álcalis, esses cristais são originados de pegmatitos ricos em albita e pobres em álcalis raros. As análises de ATG mostraram para os cristais de água-marinha, apenas dois intervalos de perda de massa, representadas por curvas endotérmicas, variando de 0,26 a 2,0%, ainda apresentou um ganho de massa de 0,24%. Nos cristais de heliodoro, foram descritos dois intervalos de perda de massa, representados por curvas endotérmicas, variando de 0,5 a 1,3%. Os dados obtidos por FTIR sugerem, portanto, uma evolução por fracionamento magmático no curso da cristalização do pegmatito. Onde há um aumento de CO₂ e álcalis partindo-se das zonas externas do corpo pegmatítico em direção às zonas mais internas e diferenciadas, onde ocorrem os cristais de heliodoro. Trata-se, portanto de um corpo pegmatítico interior a marginal, conforme observado em campo.

PALAVRAS-CHAVE. Água-marinha; Espírito Santo; Gemologia; Heliodoro; Pegmatito.

¹Baharel em Gemologia autônoma, Departamento de Gemologia da Universidade Federal do Espírito Santo - Vitória, ES, Brasil;

²Bacharel em Gemologia, A Gemologista, Vila Velha, ES, Brasil;

³Programa de Pós-Graduação e Evolução Crustal e Recursos Naturais, Departamento de Geologia, Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, MG, Brasil;

⁴Departamento de Gemologia da Universidade Federal do Espírito Santo - Vitória, ES, Brasil;

⁵Graduanda em Gemologia, Departamento de Gemologia da Universidade Federal do Espírito Santo - Vitória, ES, Brasil

INTRODUÇÃO

O Espírito Santo possui em seu histórico mineral, a produção de berilos, com destaque para a variedade água-marinha (BEZERRA, NESI, 2008; CASSEDANNE, ALVES, 1990; KAHWAGE, MENDES, 2003). Porém tal produção é pouco difundida e pouco estudada. Este estudo surgiu como forma de conhecer melhor o mineral existente na região de Afonso Cláudio, e fazer sua caracterização químico-mineralógica e gemológica.

Segundo Taufner (2007) em grande parte do Estado do Espírito Santo existem achados ou indícios da existência de minerais de aplicação gemológica. A maior incidência de jazidas e ocorrências, por ele descritas, localizam-se na região central, especificamente nos municípios de Santa Teresa, Itarana, Itaguaçu, São Roque do Canaã, Afonso Cláudio, Laranja da Terra e Santa Maria de Jetibá e também nos extremos norte e sul, embora não existam muitas informações sobre essas.

Nesse trabalho são apresentadas as propriedades físicas e as características químicas de cristais de berilo, nas variedades gemológicas água-marinha e heliodoro, provenientes de um corpo pegmatítico situados na região centro-sul do município de Afonso Cláudio, ES.

Este trabalho busca contribuir de forma científica para a caracterização e o conhecimento do mineral berilo, variedades água-marinha e heliodoro, provenientes de corpos pegmatíticos localizados na região de Afonso Cláudio (ES), além de auxiliar na caracterização geológica, mineralógica e gemológica dos pegmatitos relacionados ao estudo.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

O município de Afonso Cláudio está localizado na região Centro Serrana do Espírito Santo. As vias que dão acesso ao Município, a partir da cidade de Vitória se dá pela BR 262 através da Rodovia “Sebastião Alves de Lima” e pela ES 165 e por estradas vicinais não pavimentadas, a partir do trevo principal de acesso ao município de Itarana. Possui o clima tropical de altitude e altitude de 350 metros (Figura 1).

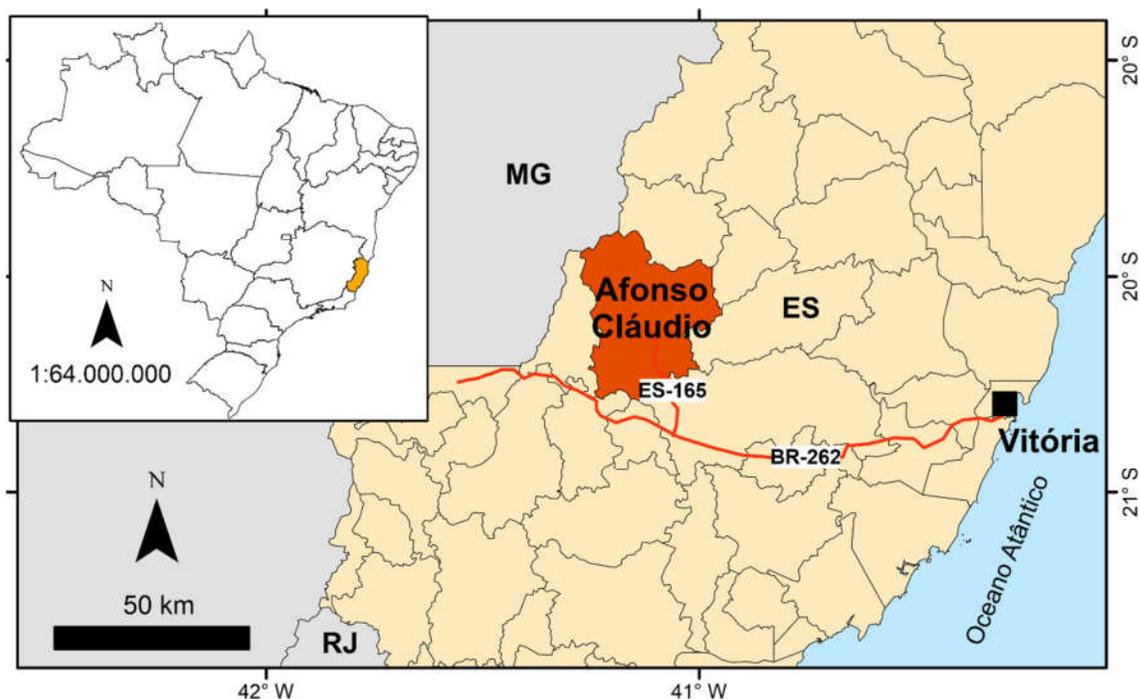


Figura 1. Mapa de Localização e vias de acesso. Fonte: Google Maps.

GEOLOGIA REGIONAL

A área alvo deste estudo insere-se nos domínios do Campo Pegmatítico Sul, Distrito Pegmatítico do Espírito Santo, Província Pegmatítica Oriental do Brasil (PPOB). A Província Pegmatítica Oriental do Brasil foi definida por Paiva (1946) e estende-se pelos estados de Minas Gerais, Bahia, Rio de Janeiro e Espírito Santo (Figura 2).

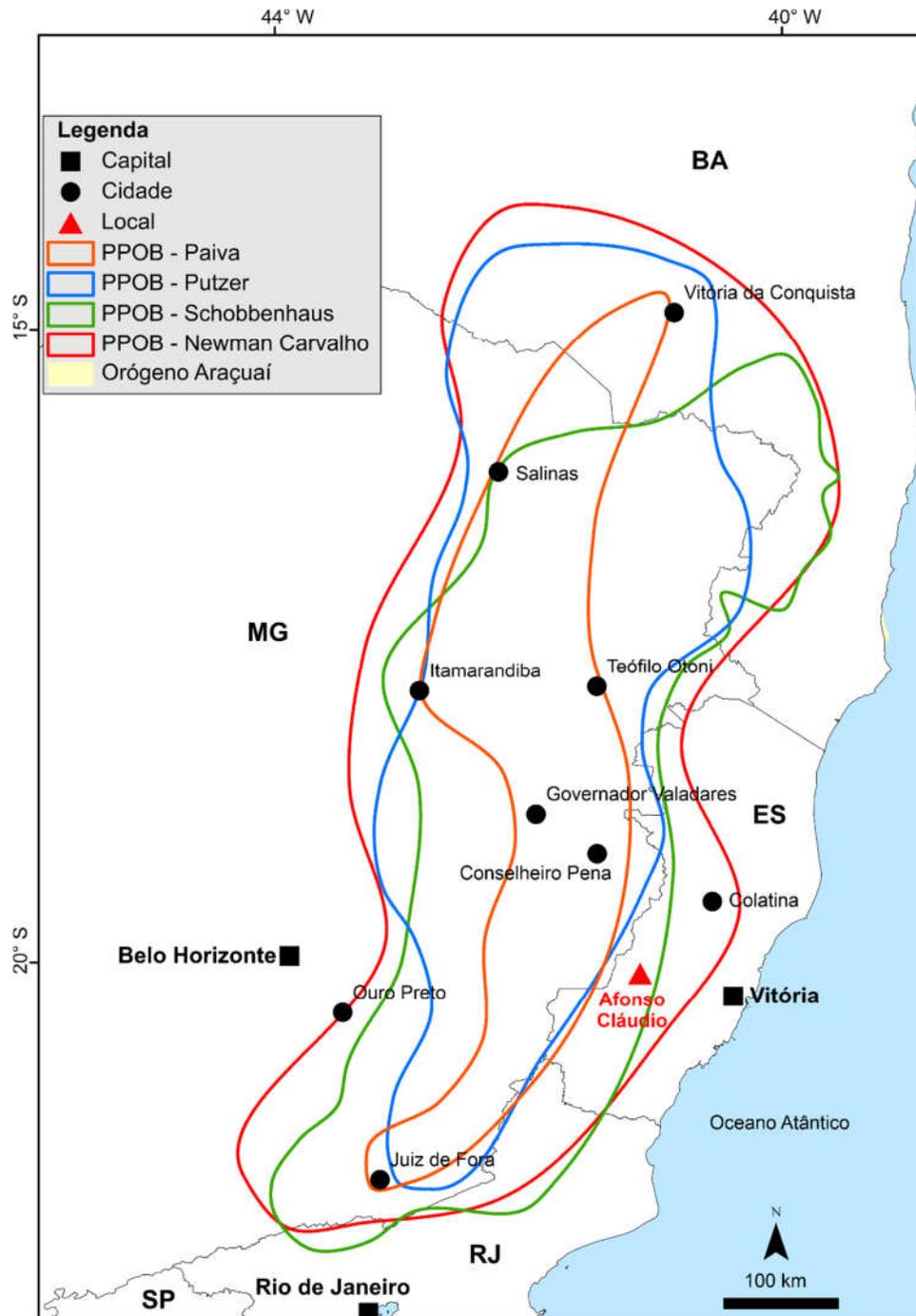


Figura 2. Mapa de localização da Província Pegmatítica Oriental do Brasil, reunindo os limites propostos por Paiva (1946), Putzer (1976) e Schobbenhaus *et al.* (1981 e 1984) e modificado por Newman Carvalho (2009).

Esta província, de caráter também gemológico, foi delimitada e caracterizada na década de 40, século XX, por Paiva (1946) e está situada na Faixa Araçuaí e no Cinturão Atlântico. Engloba inúmeros corpos pegmatíticos, tanto de origem ígnea, cristalizados a partir de magmas graníticos residuais intrusivos, de idade Brasileira (450 a 650 Ma), quanto anatética, os quais possuem mineralogia mais simples e as dimensões são menores, formados a partir da fusão parcial e mobilização de material félsico (CORREIA NEVES et al., 1986; PEDROSA SOARES et al., 2001).

De acordo com os trabalhos de diversos autores, sintetizados em Correia Neves et al. (1986), Marciano (1995), Gandini (1999) e Newman Carvalho (2009), as idades dos pegmatitos da Província Pegmatítica Oriental do Brasil foi correlacionada à das manifestações pós-tectônicas tardias da Orogenia Brasileira

Segundo Correia Neves et al. (1986) e Pinto et al. (2002), a análise dos dados geocronológicos obtidos na Província Pegmatítica Oriental do Brasil, permite concluir que no fim do Ciclo Brasileiro houve a geração de uma grande quantidade de material pegmatítico. Logo, grande número dos pegmatitos que compõem esta província pertence a uma época metalogenética de idade compatível com tal evento.

Conforme descrito por Ginsburg et al. (1979), Černý (1982a e b) e Černý (1991a e b), adotar-se-á a descrição do berilo pegmatítico do Espírito Santo segundo seus atributos, tais como: afinidades estruturais, ígneas, geoquímicas, mineralógicas e geocronológicas. Para tal utilizar-se-á das definições de distritos e campos pegmatíticos.

O termo pegmatito foi utilizado pela primeira vez pelo padre R. J. Haüy, em 1801, para designar as rochas apresentando intercrescimento geométrico de quartzo e feldspato. Desde então, novas designações vêm sendo propostas levando-se em consideração aspectos mineralógicos, geológicos, genéticos etc.

Levando-se em consideração características mineralógicas, os pegmatitos podem ser classificados em ácidos, intermediários e básicos que, por sua vez, ainda podem ser simples ou complexos (LANDES, 1933).

Quanto às características texturais estes se classificam em homogêneos, de textura uniforme, e heterogêneos com alto grau de diferenciação textural, apresentando zonamento interno (JOHNSTON JR., 1945).

Segundo Cameron et al. (1949), os pegmatitos podem ser classificados em zonados e não zonados, de acordo com os aspectos texturais e composição mineralógica. Os corpos zonados caracterizam-se por apresentarem camadas concêntricas sucessivas, denominadas: a) zona de borda ou marginal, b) zona mural, c) zona intermediária e d) núcleo (Figura 3).

Os corpos exibem as mais variadas dimensões, sendo, no entanto, raro que aflorem por inteiro, o que dificulta as classificações quanto às dimensões. Segundo Issa Filho et al. (1980), quanto à espessura estes corpos podem ser classificados em: muito pequenos (<0,5m), pequeno (0,5 a 5,0m), médio (5,0 a 15,0m), grande (15,0 a 50,0m) e muito grande (>50,0m). Quanto a sua forma, existe uma diversidade muito grande, destacando-se as formas tabulares, lenticulares, ramificadas, em massas irregulares, elípticas e circulares.

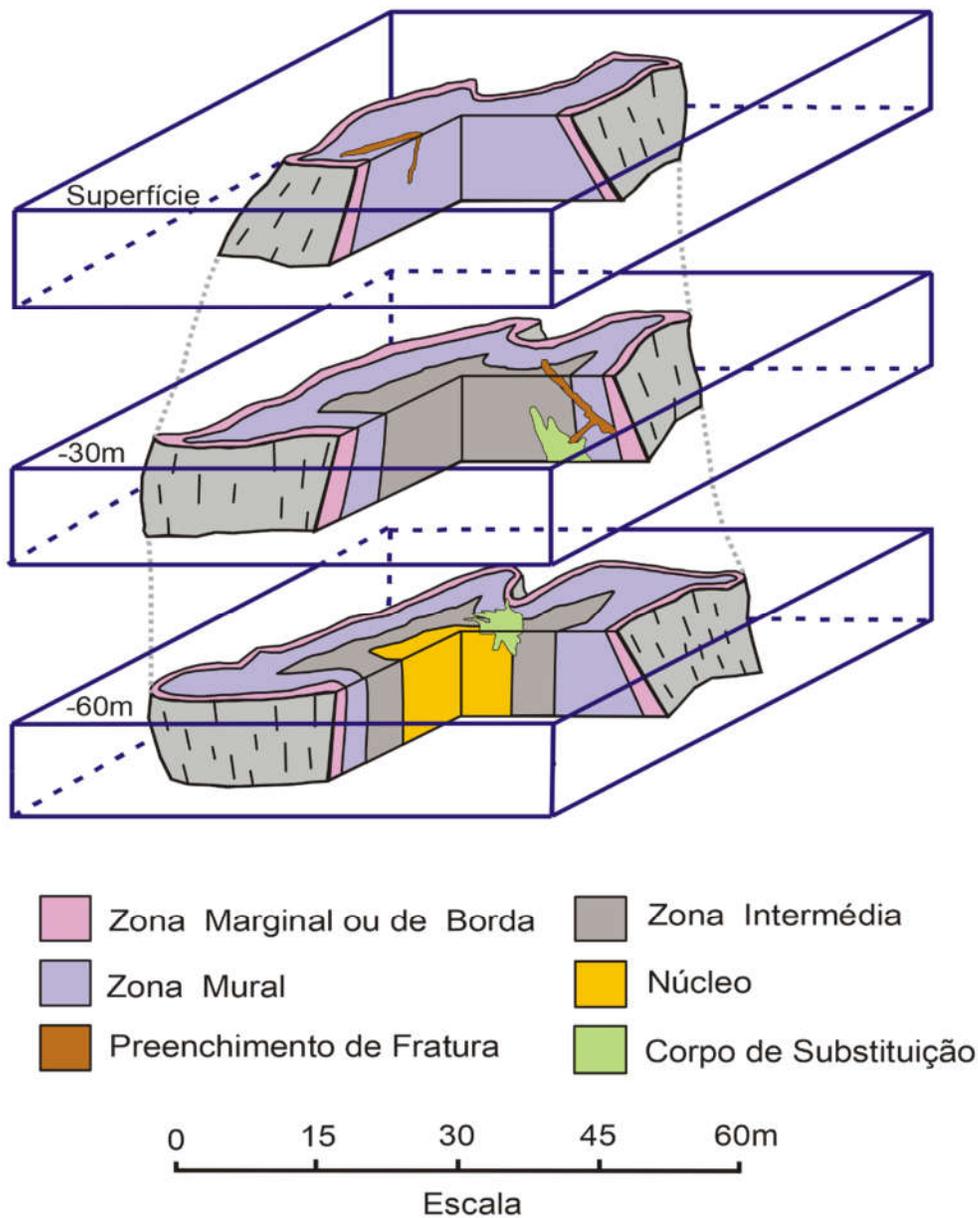


Figura 3. Bloco-diagrama representando a estruturação interna básica dos corpos pegmatíticos zonados e a relação entre as zonas (modificado de GANDINI, 1999).

METODOLOGIA

Visando alcançar os objetivos pré-estabelecidos, a metodologia adotada no desenvolvimento deste trabalho consistiu em três etapas: a etapa de campo, a etapa de análises laboratoriais e a etapa de escritório.

Os trabalhos de campo foram realizados para o reconhecimento da área de estudo, e foram realizados fora do período chuvoso, e propiciaram principalmente a coleta de amostras.

Seis metodologias distintas foram aplicadas para a obtenção dos dados analíticos, conforme observado na Tabela 1. Foram coletados e selecionados para estudo 14 cristais de água-marinha e 17 cristais de heliodoro, totalizando 31 amostras de cristais de berilo.

Tabela 1. Métodos analíticos utilizados no estudo dos minerais amostrados, listados segundo suas características principais e laboratórios executores (*Laboratório de Geoquímica, Universidad Simon Bolivar).

	Método Analítico	Objetivo	Laboratório
Análises Químicas	Espectroscopia de Absorção no Infravermelho por Transformada de Fourir (FTIR)	-Identificar a composição e a natureza dos fluidos; -Identificar a presença de álcalis; -Classificar o tipo de molécula de água.	NCQP/UFES
	Análises Termogravimétricas (ATG) e Termodiferenciadas (ATD)	-Caracterizar perda de massa e fluido da amostra.	DEQUI/ICEB/UFOP
	ICP-AES	-Determinar os componentes químicos maiores e menores na estrutura dos cristais de berilo.	LGqA/USB
Análises Físicas	Análises Ópticas	-Obtenção do índice de refração, caráter óptico e sinal óptico.	LCG/UFES
	Análises Mineralógicas	-Obtenção dos valores de densidade; -Descrição das características físicas dos minerais.	LCG/UFES
	Difração de Raios X	-Cálculo dos parâmetros de rede; -Volume da cela unitária; -Caracterização dos politipos de berilo.	LMC/UFES

A etapa de laboratório consistiu, basicamente, de uma pesquisa bibliográfica que objetivou reunir dados já descritos na literatura, com dados gerais e básicos dos temas aqui abordados e dos alvos de estudo, que no presente trabalho é o mineral berilo, em especial as variedades água-marinha e heliodoro. Também fizeram parte desta etapa a elaboração de textos científicos, bem como o tratamento dos dados disponibilizados nas outras etapas.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os cristais amostrados possuem comprimento variando de 1,0cm a 3,5cm. Os cristais de água-marinha possuem colorações que variam do azul esverdeado médio ao verde azulado médio. Os cristais de heliodoro apresentam coloração amarelo dourado, variando de fraco a médio, e apenas um espécime possui coloração amarelo esverdeado médio.

A análise das densidades relativas, considerando-se todas as amostras de berilo forneceram valores compreendidos entre 2,69 e 2,73

No caso dos índices de refração, para todos os cristais estudados, o n_o variou entre 1,578 e 1,582, enquanto o n_e entre 1,570 e 1,579. As birrefringências variam de 0,001 a 0,010 para os cristais de água-marinha e de 0,003 a 0,009 para os de heliodoro

De acordo com Černý & Hawthorne (1976), as propriedades físicas do berilo variam em função de seu quimismo, havendo uma correlação positiva entre o teor de álcalis na estrutura do mineral e os valores de densidade, índice de refração (n_o e n_e) e birrefringência.

Observou-se uma tendência sugestiva de uma correlação positiva entre os dados de densidade e índice de refração (n_o , n_e). essa correlação positiva estaria relacionada ao

acréscimo observado nos teores de álcalis. Para melhor visualização desta correlação positiva ($d \times n_o$, e $d \times n_e$) são apresentados diagramas referentes aos cristais de berilo estudados (Figuras 4A, B).

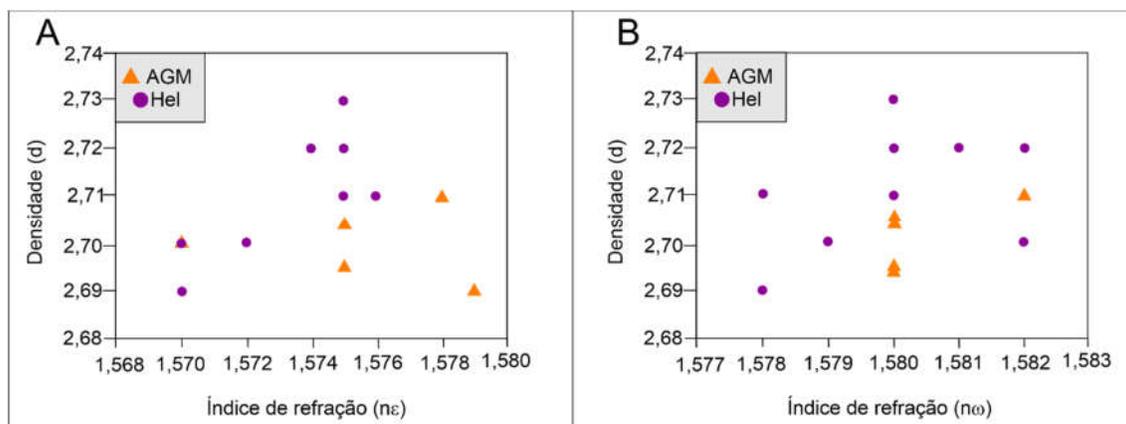


Figura 4. Relação entre os parâmetros $d \times n_e$ e $d \times n_o$. A) Relação entre os parâmetros $d \times n_e$, mostrando uma tendência sugestiva de uma correlação positiva. B) Relação entre os parâmetros $d \times n_o$ mostrando uma tendência sugestiva de uma correlação positiva.

A partir dos dados de FTIR e de DRX, de acordo com Aurisicchio *et al.* (1994), foi feita uma correlação das bandas situadas próximo a 1.200cm^{-1} e a 810cm^{-1} , referentes às ligações Si-O-Si e Be-O, respectivamente, com razões c_o/a_o , o que permitiu caracterizar os polítipos das amostras de berilo (Figuras 5 A, B). Dos 5 cristais de heliodoro estudados 03 são do tipo N-T de transição, 01 do T - tipo II e 01 do T - tipo I. dos cristais de água-marinha 01 pertence ao tipo N, 01 do tipo N-T de transição, 01 do T - tipo II e 02 ao T - tipo I. Os dados obtidos por FTIR, indicam predominância de H₂O tipo I, sobre o tipo II, além da presença de concentrações variáveis de CO₂ e discretas de CH₄, como componentes fluidos. No caso das amostras originárias de zonas mais diferenciadas do corpo pegmatítico é possível observar espectros de FTIR cujas concentrações de CO₂ e CH₄ são mais marcantes (Figura 6).

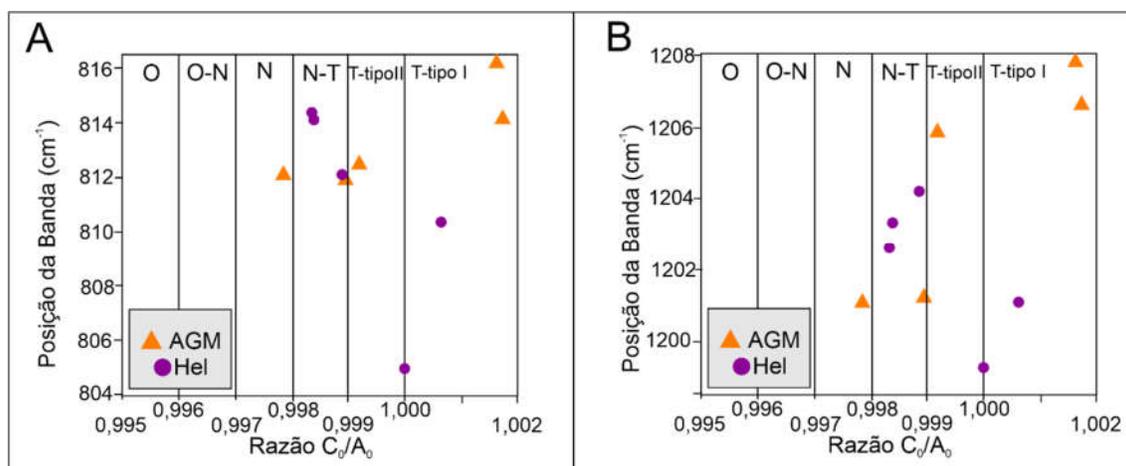


Figura 5. Correlação das bandas referentes às ligações Si-O-Si e Be-O, com as razões c_o/a_o . A) Distribuição dos berilos em relação às bandas de absorção das ligações Be-O. B) Distribuição dos berilos em relação às bandas de absorção das ligações Si-O-Si, conforme proposto por Aurisicchio *et al.* (1994).

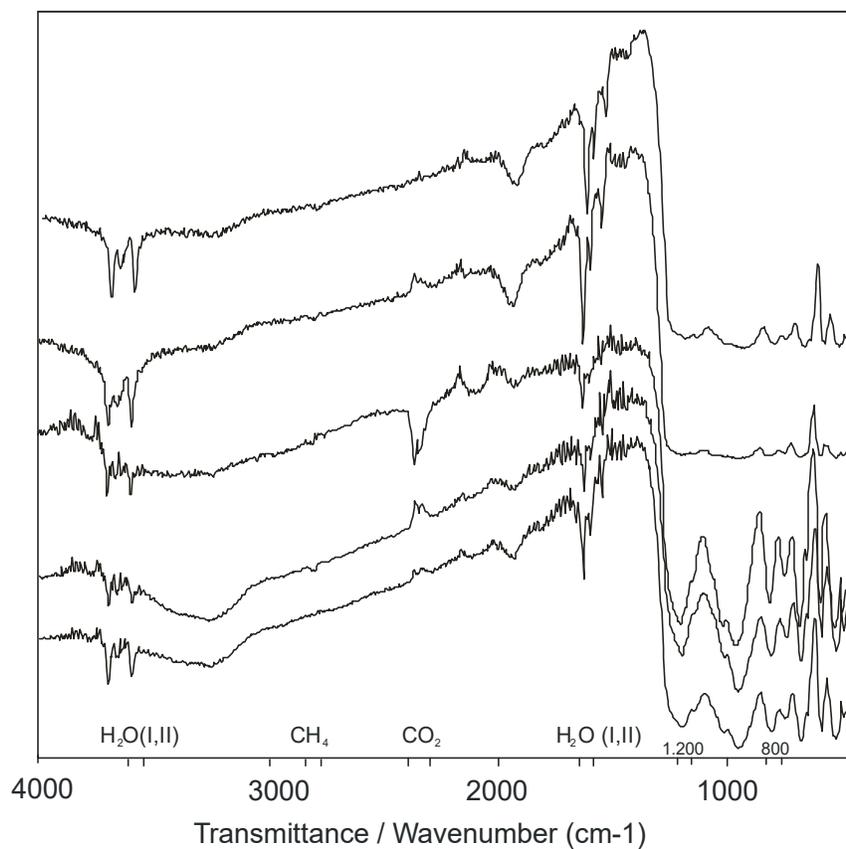


Figura 6. Espectros de FTIR referentes à algumas amostras, destacando as bandas de absorção dos componentes fluidos contidos no berilo.

Foram identificados, por análises de ATG, nas amostras de água-marinha, dois intervalos de perda de massa, representadas por curvas endotérmicas obtidas por análises de ATD, variando de 0,26 a 2,0% em uma faixa de temperatura de até 650°C para a primeira perda, equivalente ao início da perda de H₂O e menor perda de CO₂ +/- CH₄ e entre 700 e 1.100°C para a segunda perda, referente à total desidratação do cristal e total perda de CO₂+/- CH₄+ álcalis (Figuras 7A - C). Já os cristais de heliodoro apresentaram dois intervalos de perda de massa variando de 0,80 a 1,3% em uma faixa de temperatura de até 630°C para a primeira perda de H₂O e voláteis e entre 700 e 1.100°C para a segunda perda, referente à total perda de H₂O e álcalis (Figuras 7D - F).

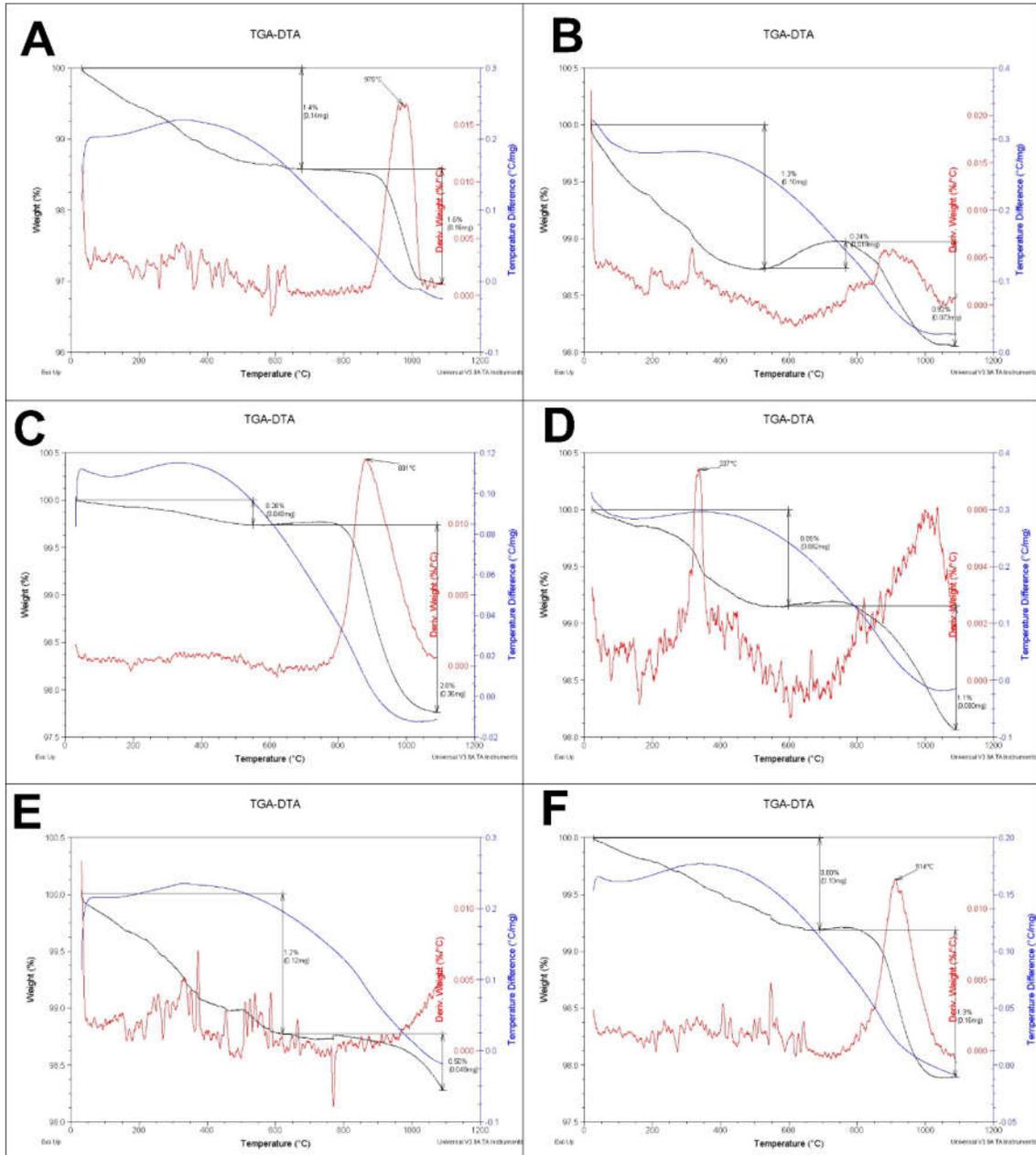


Figura 7. A), B) e C) curvas de ATD e ATG onde se pode observar as perdas de massa das amostras de água-marinha. D), E) e F) curvas de ATG e ATD, onde se pode observar as perdas de massa das amostras de heliodoro.

O conhecimento do conteúdo em álcalis e água no caso de amostras de berilo, está intimamente correlacionado com as características geoquímicas e paragenéticas dos sistemas geológicos onde são gerados. Černý (1975) modificou a classificação anteriormente estabelecida por Beus (1966), que se baseava na quantidade de álcalis, propondo a subdivisão dos berilos de pegmatitos em cinco tipos. Por meio das análises químicas obtidas neste trabalho e do diagrama proposto por Trueman e Černý (1982), é possível verificar que os cristais de berilo oriundos de Afonso Cláudio (ES) se distribuem nos campos A e B. Sendo o campo A representado por corpos pegmatíticos estéreis e portadores de Be, Nb, Ta e pobres em álcalis raros; já o campo B trata-se de pegmatitos com Be, Nb, Ta e enriquecidos em álcalis raros (Figura 8).

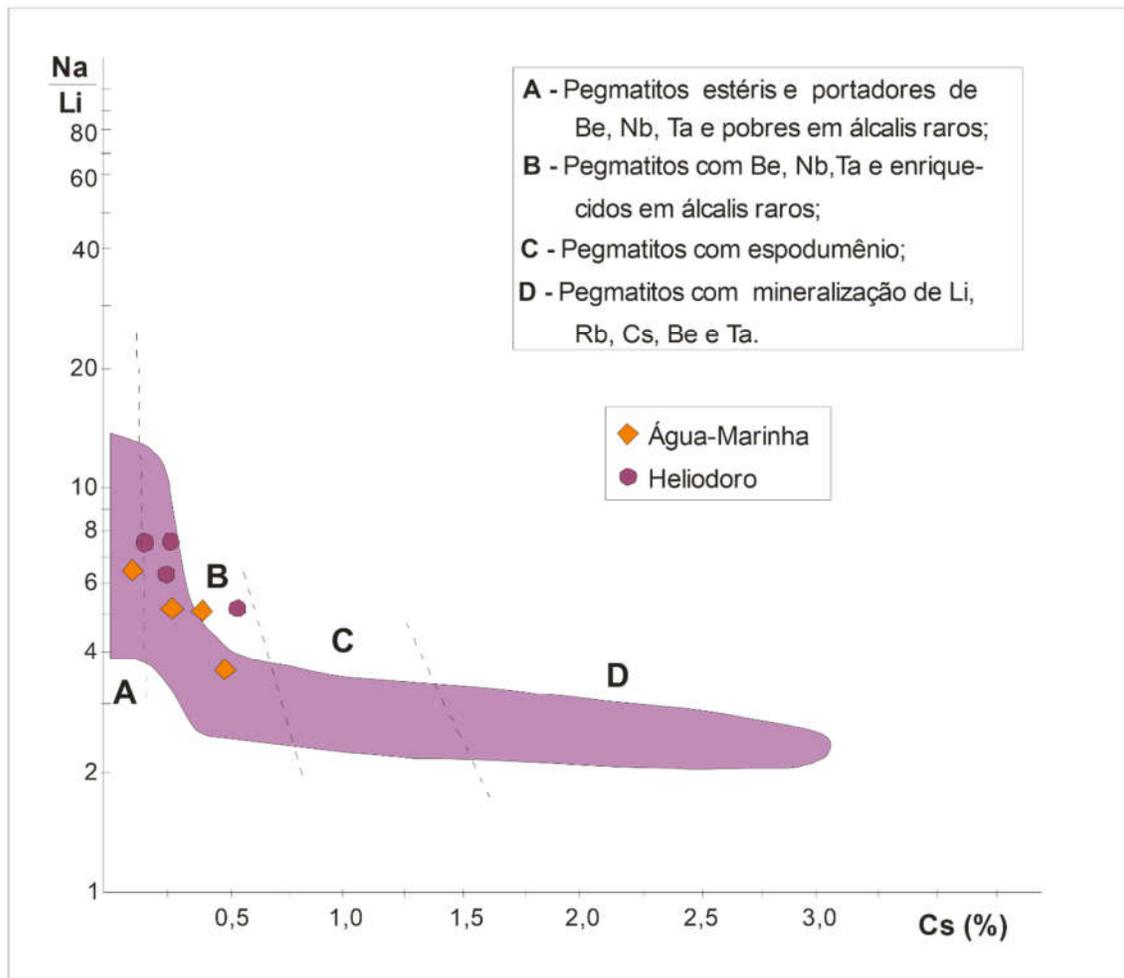
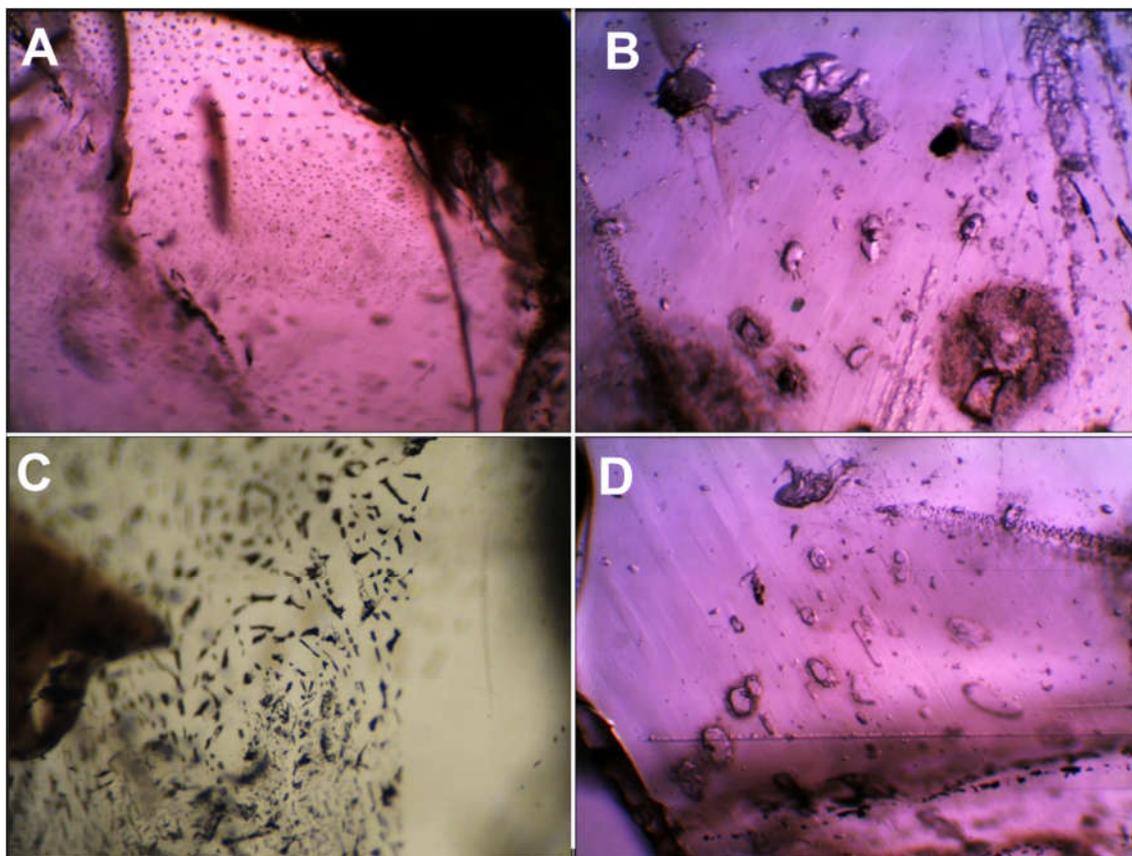


Figura 8. Classificação dos pegmatitos baseada nas análises dos berilos, segundo Trueman & Černý (1982).

A caracterização gemológica das amostras foi realizada a partir de análises petrográficas utilizando-se microscopia de imersão em campo claro e microscopia óptica. Estão presentes nas amostras inclusões fluidas e descontinuidades internas de origem primária, pseudo-secundária e secundária. As inclusões primárias são predominantes, sendo representadas por inclusões monofásicas (s), bifásicas (l-s, l-v), trifásicas (l-v-s, l-s-s) e polifásicas, com individualização de duas ou mais fases sólidas. As inclusões fluidas presentes nas amostras de água-marinha possuem morfologias irregulares predominantes sobre as regulares (cristais negativos). Em sua maioria as inclusões fluidas são orientadas paralelamente ao eixo c, mas também se encontram perpendiculares e obliquamente a ele (Figura 9A). Algumas das inclusões primárias apresentam feições de escape e estrangulamento (Figura 9B). Foram observadas a presença de inclusão do tipo *melt* (Figura 9C) e de efeito chuva. As inclusões fluidas pseudo-secundárias encontram-se orientadas segundo fraturas intragranulares cicatrizadas, apresentam contornos irregulares predominante sobre as regulares e são bifásicas (l-v) em sua maioria, sendo ainda descritas a presença de inclusões monofásicas (Figura 9D). As inclusões secundárias atravessam as lâminas e gemas estudadas segundo alinhamento irregular, podendo ser monofásicas e/ou bifásicas. Observou-se ainda a presença de fraturas intragranulares secas (Figuras 9 A, B), parcialmente cicatrizadas por cavidades de inclusões fluidas (Figura 9D) e fraturas transgranulares secas (Figura 9A) e parcialmente cicatrizadas por cavidades de inclusões fluidas (Figuras 9C, D).



Figuras 9. Fotomicrografias das principais feições encontradas nos berilos de Afonso Cláudio. A) inclusões fluidas orientadas paralelamente ao eixo c, mas também se encontram perpendicularmente e obliquamente a ele, fotomicrografia em campo claro, com filtro azul e 15x de aumento. B) inclusões primárias apresentando feições de escape e estrangulamento, fotomicrografia em luz transmitida, com 50x de aumento. C) inclusão tipo *melt*, fotomicrografia em campo claro, sem filtro, com 20x de aumento. D) Inclusões pseudo-secundárias orientadas segundo fraturas intragranulares cicatrizadas, fotomicrografia em luz transmitida, com 50x de aumento.

Foi realizado um teste preliminar de tratamento térmico, na variedade água-marinha, as quais apresentaram bons resultados, já que se atingiu uma cor de classificação comercial média (Figuras 10A, B). O potencial de tratamento térmico do berilo da região de Afonso Cláudio deve ser estudado em trabalhos futuros. O heliodoro estudado possui um grande potencial gemológico devido ao seu matiz intenso, enquanto no caso da variedade água-marinha sugere-se a aplicação de métodos de melhoramento de cor, como o tratamento térmico, já que não apresenta cor saturada e aceitável comercialmente (Figuras 10C, D).

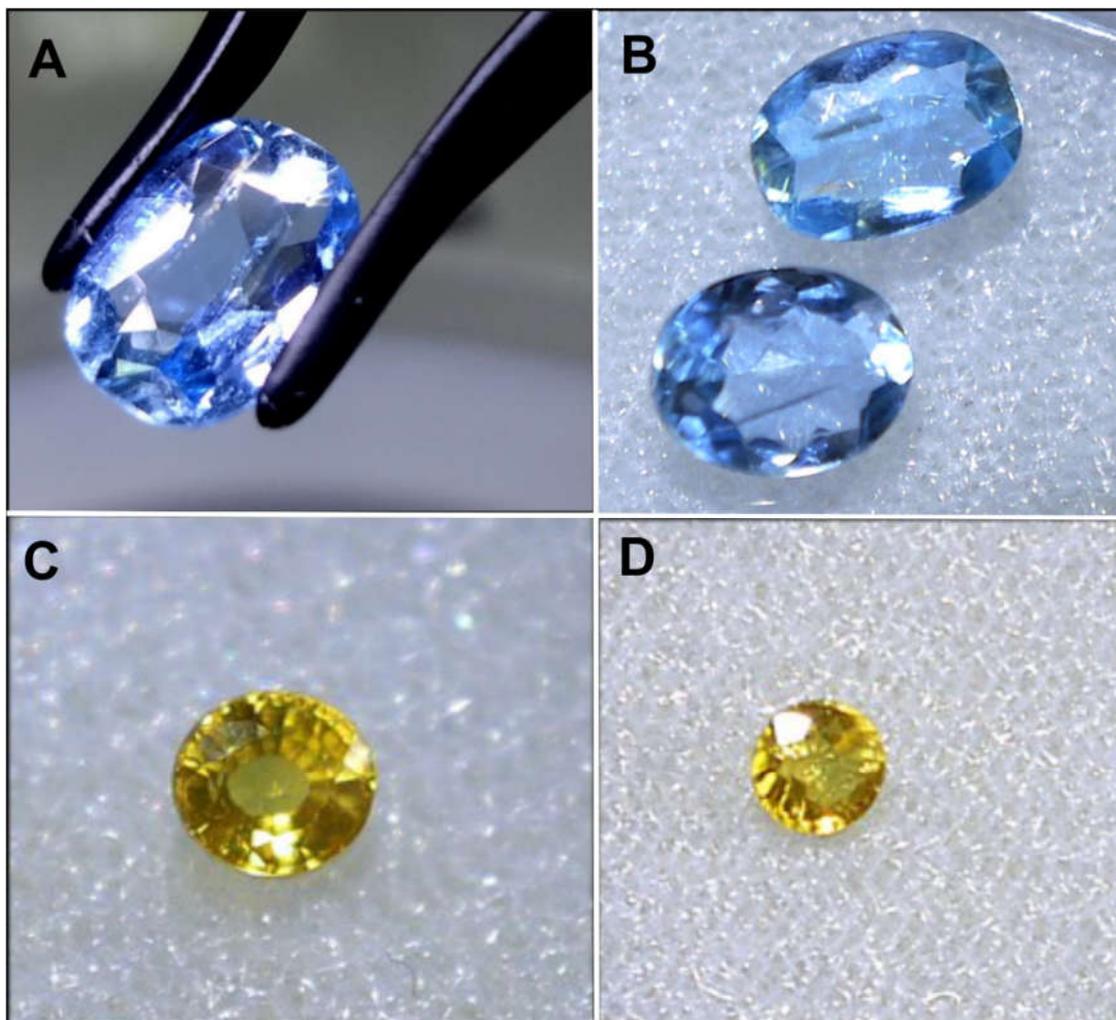


Figura 10. A) Água-marinha que foi submetida à tratamento térmico, a qual obteve uma excelente melhoria em sua cor. B) amostras de água-marinha após a lapidação. C) e D) amostra de heliodoro após a lapidação, vista de diferentes ângulos, onde pode-se observar a excelente qualidade da cor.

CONCLUSÃO

Os estudos, cristalquímicos realizados permitem inferir que se trata de um corpo pouco diferenciado, zonado, concordando com o proposto por Karniol & Machado (2010).

Baseando-se na classificação proposta por Aurisicchio et al. (1994), as razões c_0/a_0 sugerem uma evolução politípica que vai do berilo tipo N (normal), presente provavelmente nas zonas do corpo pegmatítico com menor grau de diferenciação, passando pelo berilo de transição, N-T, até o berilo tetraédrico, tipo T, nas zonas do corpo mais diferenciadas.

De acordo com a classificação de Bakakin et al. (1970), os cristais de berilo estudados foram classificados como sendo do tipo III (berilo cuja composição é próxima da ideal, n-berilo) no caso de 04 amostras, sendo que 4 amostras foram classificadas como sendo do tipo I (berilo com taxa máxima de substituição do elemento Be em posições tetraédricas, t-berilo) e 2 cristais como sendo do tipo II (berilo com taxa média de substituição do elemento Be em posições tetraédricas, t-berilo).

Nos dois casos acima, embora tenha sido percebida essa diferenciação entre os polítipos de berilo, notou-se também a predominância do tipo T, tetraédrico. Constatou-se, também, que

em um mesmo corpo pegmatítico ocorrem variações do politipo de berilo segundo a zona a qual pertence a amostra, indicando tratar-se de corpos zonados.

Segundo a classificação de Černý, 1975b, os 08 cristais de berilo analisados por ICP, se encaixam como sendo tipo 3, descritos como berilos sódicos, com dosagens de Na variando de (0,1 a 1,5 %), predominando sobre os demais álcalis, esses cristais são originados de pegmatitos ricos em albíta e pobres em álcalis raros.

O resultado das análises de ATG, para os berilos do pegmatito de Afonso Cláudio, mostraram para os cristais de água-marinha, apenas dois intervalos de perda de massa, representadas por curvas endotérmicas, variando de 0,5 a 1,3%. No caso das amostras de heliodoro, foram descritos também, dois intervalos de perda de massa, representados por curvas endotérmicas, variando de 0,5 a 3,0%.

Os dados obtidos por FTIR, indicam a predominância de H₂O tipo I, sobre o tipo II, além da presença de concentrações variáveis de CO₂ e discretas de CH₄, como componentes fluidos. No caso das amostras originárias de zonas mais diferenciadas do corpo pegmatítico é possível observar espectros de FTIR cujas concentrações de CO₂ e CH₄ são mais marcantes.

Existe, portanto, um *trend* que sugere uma evolução por fracionamento magmático no curso da cristalização do pegmatito. Corroboraram com essa evolução os dados físicos e a variação das curvas endotérmicas para os berilos. Desta forma os dados obtidos até o presente, mostram um aumento de CO₂ e álcalis partindo-se das zonas mais externas do corpo pegmatítico em direção às zonas mais internas e diferenciadas, onde ocorrem os cristais de heliodoro.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AURISICCHIO, C.; GRUBESSI, O. Y; ZECCHINI, P. **Infrared spectroscopy and crystal chemistry of the beryl group**. Canadian Mineralogist, v. 32, n.1, p. 55-68, 1994.

BAKAKIN, V.V.; RYLOV, G.M.; BELOV, N.V. **X-ray diffraction data for identification of beryl-isomorphs**. Geochemistry International, v. 11, p. 924-933, 1970.

BEUS, A.A. **Geochemistry of beryllium and genetic types of beryllium deposits**. San Francisco: W. H. Freeman and Co, 1966.

BEZERRA, M, S.; NESI, J. R. Berilo. In: LUZ, A. B.; LINS, F. A. (Ed.). **Rochas e minerais industriais: usos e especificações**. 2 ed. Rio de Janeiro: CETEM/MCT, 2008. cap 15, p.339-361.

CAMERON, E.N.; JAHNS, R.H.; MCNAIR, A.H.; PAGE, L.R. **Internal structure of granitic pegmatites**. Monograph 2. Lancaster: Economic Geology Publishing, Economic Geology, , 1949.

CASSEDANNE, J.P.; ALVES, J.N. **Classificação e Prospecção das Jazidas Primárias de Água-marinha**. In: Anuário do Instituto de Geociências, 1990. IGEO-UFRJ, 1990. v. 13, p. 9-15.

ČERNÝ, P. Alkali variations in pegmatitic beryl and their petrogenetic implications. **Jahrbuch für Mineralogie**. Abhandlungen, v.123, n. 2, p. 198-212, 1975.

ČERNÝ, P. Petrogenesis of granitic pegmatites. In Cerný, P. (ed.) **Granitic pegmatites in science and industry**. Winnipeg, Mineralogical Association of Canada. p. 405-461. (Short course handbook, v. 8). 1982a

ČERNÝ, P. Anatomy and classification of granitic pegmatites. In: Cerný, P. (ed.) **Granitic pegmatites in science and industry**. Winnipeg: Mineralogical Association of Canada. p. 1-39. (Short course handbook, v. 8). 1982b.

- CORREIA NEVES, J.M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; MARCIANO, V.R.P.R.O. **A Província Pegmatítica Oriental do Brasil a luz dos conhecimentos atuais.** Revista Brasileira de Geociências, v. 16, n.1, p. 106-118, 1986.
- GANDINI, A. L. **Aspectos da Mineralogia, Geoquímica, Gênese e Pontencialidade Econômica do Campo Pegmatítico de Marilac, Minas Gerais.** Tese de Doutorado. São Paulo, Instituto de Geociências, 1999.
- GINSBURG, A. L.; TIMOFEYEV, I.N. **Principles of Geology of the Granitic Pegmatites.** Moscow: Nedra, 1979.
- ISSA FILHO, A.; MOURA, O.J.M.; FONTES, J.J. **Reconhecimento de pegmatito da Província Oriental Brasileira entre Aimorés e Itambacuri – Minas Gerais.** In: SBG – Núcleo Santa Catarina, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário de Camboriú, Anais, 3: 1551-1563, 1980.
- JOHNSTON JR., W.D. **Os pegmatitos berilo-tantalíferos da Paraíba e Rio Grande do Norte, no Nordeste do Brasil.** Brasília: DNPM/DFPM, Boletim, 72, p. 1-83, 1945.
- KAHWAGE, M. A.; MENDES, J. C. **O berilo gemológico da Província Pegmatítica Oriental do Brasil.** Geochim, Brasil, v. 17, n. 1, p. 13-25, 2003.
- KARNIOL, T.R.; MACHADO, R. **Fluxo Tectônico Subparalelo ao Cinturão Ribeira no Sul do Espírito Santo: análise das estruturas na seção Marechal Floriano-Ibatiba.** Revista Brasileira de Geociências, v. 40, n. 4, p. 455-467, 2010.
- MARCIANO, V. R. P. R. O. **O Distrito Pegmatítico de Santa Maria de Itabira, Minas Gerais: Mineralogia, geoquímica e zoneografia.** Tese de Doutorado. São Paulo, Instituto de Geociências, 1995.
- NEWMAN CARVALHO, D.T. **Estudos Mineralógicos e Microtermométricos de algumas espécies mineralógicas oriundas de pegmatitos dos Distritos Pegmatíticos de Santa Maria de Itabira e Governador Valadares, Minas Gerais.** 2009. 318f. Tese de Doutorado, Contribuições às Ciências da Terra, Escola de Minas, Ouro Preto, 2009.
- PAIVA, G. **Províncias Pegmatíticas do Brasil.** DNPM/DFPM, Boletim, 78, p. 13-21, 1946.
- PINTO, C. P.; DRUMOND, J. B. V.; FEBOLI, W. L. (Coords.). **Projeto Leste – MG. Geologia, Etapa 1, Texto explicativo.** Belo Horizonte: CPRM/SEME/COMIG, 2002. (CD-ROM).
- PUTZER, H. **Metallogenetische Provinzen in Suedamerika.** Stuttgart E. Schweizerbart's Sche: Verlag., 1976.
- SCHOBENHAUS, C.; ALMEIDA, C.D.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. **Geologia do Brasil.** Brasília: DNPM-DGM, 1984.
- TAUFNER, I. **A Pedra da Onça: jazidas, lavras e garimpos no Espírito Santo: memórias II.** Vitória: Grafitusa, 2007.

Capítulo 2

Mapa Gemológico de Minas Gerais, Brasil

Luiz Henrique Cardoso¹; Flávia Compassi da Costa^{2,5}; Hernani Mota de Lima³ Fernanda Maria Belotti⁴; Leonardo Martins Graça²; Ricardo Augusto Scholz Cipriano²

RESUMO. Minas Gerais é o principal estado produtor de minerais-gema do Brasil, e já contribuiu com 25% da produção mundial. Visto o potencial, esse estudo propõe a apresentação do mapa gemológico atualizado e da contextualização geológica das ocorrências, conforme o respectivo domínio geológico ao qual pertencem. Os principais polos são os municípios de Ouro Preto, Itabira, Guanhães, Governador Valadares, Teófilo Otoni, Araçuaí, Diamantina e Corinto. O potencial gemológico inclui berilo (esmeralda, água-marinha, heliodoro, morganita); topázio; diamante; turmalina; crisoberilo (crisoberilo, alexandrita, olho de gato); kunzita; quartzo e granada. O estado conta com a produção de minerais-gema exclusivos, como o topázio imperial, restrito à região de Ouro Preto; e de minerais-gema raros, como o euclásio. Os domínios geológicos incluem a Província Pegmatítica Oriental do Brasil onde ocorrem pegmatitos mineralizados a berilo, turmalina, topázio, quartzo, granada, rubi, safira, espodumênio, crisoberilo, ambligonita-montebrazita, apatita, cordierita, andaluzita, manganotantalita e amazonita; a Serra do Espinhaço, onde ocorre diamante secundário, granadas, quartzo hidrotermal, euclásio, lazulita, titanita, epidoto, apatita e anatásio; o Quadrilátero Ferrífero, onde ocorre topázio imperial e euclásio, nas adjacências a nordeste, variedades do berilo (principalmente, esmeralda) e fenaquita, e a sul, crisocola, rodonita e opala. Na Bacia do Paraná (Sudoeste e Triângulo mineiros) e unidades brasileiras do Orógeno Brasília (Noroeste do estado) ocorre diamante secundário em litotipos metassedimentares próximos a corpos kimberlíticos. Esporadicamente, ocorre ametista, calcedônia e ágata no Triângulo Mineiro onde predominam os basaltos da Fm. Serra Geral intercalados aos arenitos da Fm. Botucatu. Acredita-se que este estudo possa balizar o entendimento da geologia de ocorrências pontuais em estudos posteriores, bem como externalizar o mapa gemológico do estado.

PALAVRAS-CHAVE. Bacia do Paraná; Orógeno Brasília; Província Pegmatítica Oriental; Quadrilátero Ferrífero; Serra do Espinhaço.

INTRODUÇÃO

Desde o período colonial, a busca por riquezas minerais em Minas Gerais levou a descoberta de diversas ocorrências, que fazem do estado o maior produtor de minerais-gema do país (SEDE-MG, 2020).

Segundo o Diagnóstico do setor mineral de Minas Gerais, a indústria extrativa mineral é de grande relevância para o Estado, tendo sido responsável por 16,8% da indústria mineira em 2017, chegando a atingir 24,4% em 2013 (SEDE-MG, 2020). Em todo o estado são

¹Engenheiro Geólogo, Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto - Ouro Preto, MG, Brasil;

²Programa de Pós-graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto - Ouro Preto, MG, Brasil;

³Programa de Pós-graduação em Engenharia Mineral, Departamento de Engenharia de Minas - Universidade Federal de Ouro Preto - Ouro Preto, MG, Brasil;

⁴Instituto de Ciências Puras e Aplicadas na Universidade Federal de Itajubá, Itabira, MG, Brasil;

⁵Graduanda em Gemologia, Departamento de Gemologia da Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, ES, Brasil

encontrados inúmeros minerais com características gemológicas (cor, dureza e raridade) que atendem a indústria joalheira local, nacional, sobretudo, o mercado internacional, absorvendo mais de 80% da produção nacional (IBGM, 2005). Conforme o Sumário Mineral do Departamento de Produção Mineral – DNPM (2012), o município de Itabira respondeu por mais de 90% da produção nacional de minerais-gema berilíferos. Adicionalmente, o estado ocupou o segundo lugar no *ranking* de produção nacional de diamante (11,1%). Ressalta-se a importância desse mercado para movimentar o turismo.

A diversidade geológica reflete o potencial de produção de recursos minerais abrangendo bens como: ferro, ouro, alumínio, manganês, zinco, nióbio, lítio, água mineral, rochas ornamentais e de revestimento, minerais-gema, diamantes, argilas, areia industrial, calcário, grafita, feldspatos, agrominerais (fosfatos) e agregados para construção civil (SEDE-MG, 2020).

Garibaldi (1989) contribuiu com a apresentação das localizações geográficas e as principais características dos depósitos gemológicos do estado. Daquela época à atual, novos depósitos e novos tipos de minerais-gema foram encontrados. Visto o potencial gemológico do estado, esse estudo propõe a apresentação do mapa gemológico revisado e da contextualização geológica das ocorrências de minerais-gema, conforme o respectivo domínio geológico ao qual pertencem.

METODOLOGIA

Nesse estudo, descreveram-se sucintamente os cinco domínios geológicos relacionados à ocorrência de minerais-gema no estado – Província Pegmatítica Oriental do Brasil; Serra do Espinhaço; Quadrilátero Ferrífero e entorno; Bacia do Paraná e terrenos no domínio do Orógeno Brasília. Descreveram-se as contextualizações geológicas das ocorrências, visto o respectivo domínio ao qual pertencem. Levantaram-se os atuais processos minerários registrados na Agência Nacional de Mineração (ANM) através da plataforma SIGMINE.

O mapa gemológico, em escala 1:3.500.000, foi confeccionado por meio do *software* ArcGis 9.3, tendo como base cartográfica, o mapa político do estado de Minas Gerais, 1:200.000 – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE (2009). As ocorrências localizadas estão agrupadas em cinco grandes domínios geológicos do estado. Os contornos limítrofes da Província Pegmatítica Oriental do Brasil, da Serra do Espinhaço, do Quadrilátero Ferrífero, e da Bacia do Paraná, foram traçados, respectivamente, conforme Correia-Neves et al. (1986), Saadi (1995), Baltazar e Zucchetti (2007), e Bizzi et al. (2003). Os limites do Orógeno Brasília não foram traçados, pois não são nitidamente definidos pela literatura geológica. Subentende-se que as ocorrências que estão entre os limites da Serra do Espinhaço e da Bacia do Paraná, pertencem ao domínio do orógeno.

ANÁLISE DOS PROCESSOS MINERÁRIOS REGISTRADOS NO SIGMINE

As substâncias que constam nos processos de requerimento de pesquisa e requerimento de lavra garimpeira no SIGMINE/ANM/MG, que podem ser destinadas ao setor de minerais-gema são: alexandrita, crisoberilo, amazonita, ametista, calcedônia, citrino, quartzo, sílex, andaluzita, cianita, apatita, água-marinha, berilo, esmeralda, diamante, espodumênio, kunzita, granadas, rubi, safira, rutilo, topázio, topázio imperial, turmalina e zircão (Figura 1).

As principais substâncias requeridas são o diamante e as variedades do quartzo. Sendo o total de processos minerários para o estado de Minas Gerais em novembro de 2021 é de 44.350, deste, 3.865 apresentam como substância principal algum mineral que pode ser utilizado como mineral-gema, ou seja, 9% do registro estadual (Figuras 1 e 2).

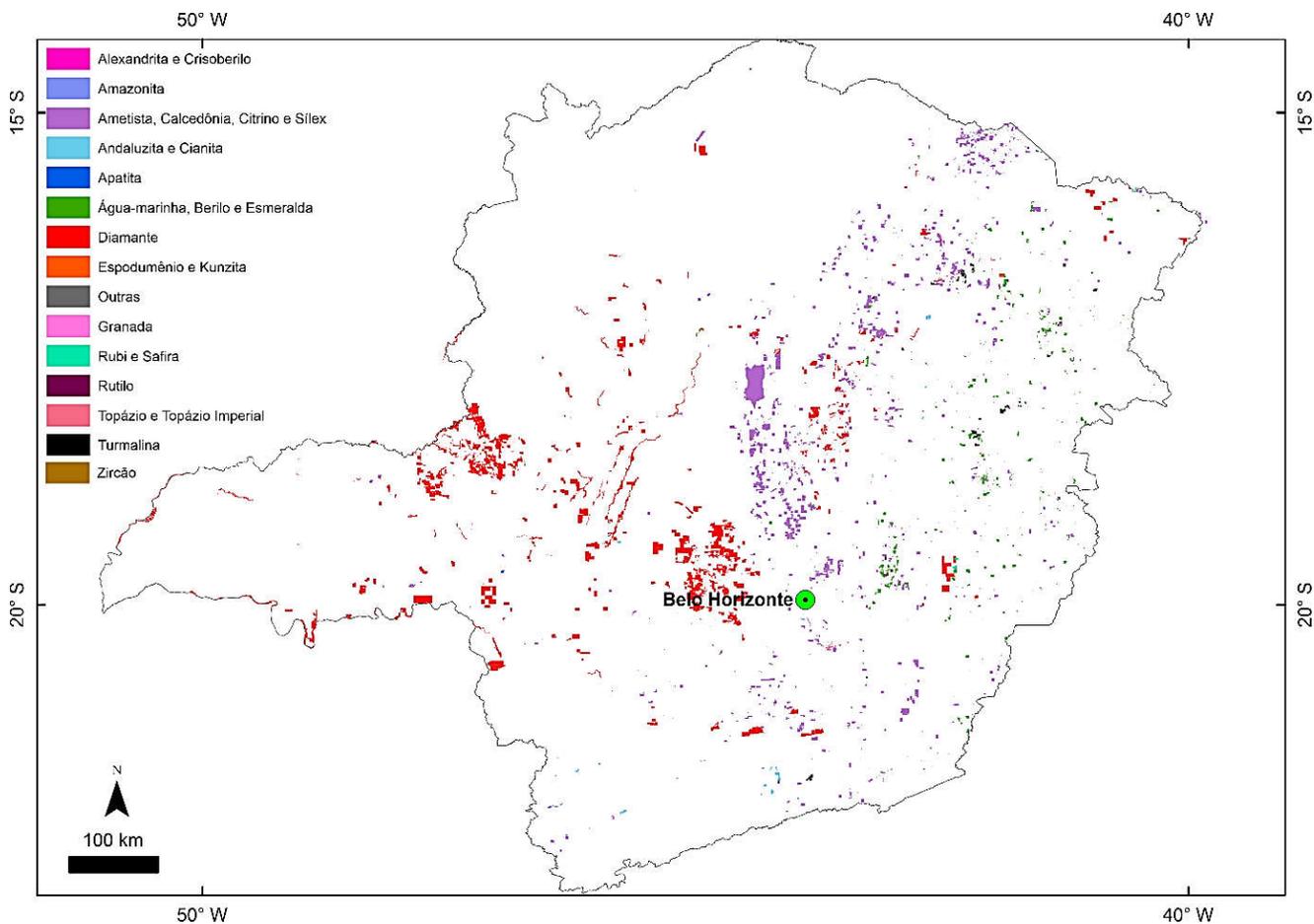


Figura 1. Mapa de distribuição dos processos minerários de minerais-gema no Estado de Minas Gerais (SIGMINE, 2021).

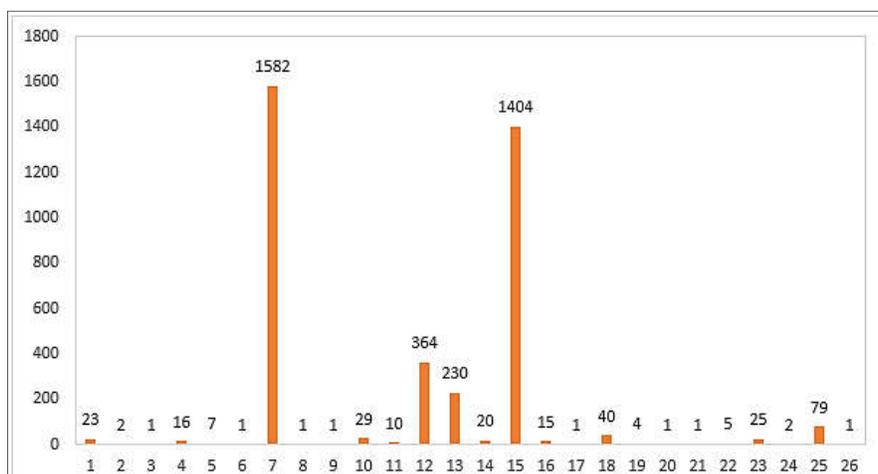


Figura 2. Relação de processos minerários de acordo com a substância principal. Legenda: 1)Alexandrita; 2) Crisoberilo; 3) Amazonita; 4) Ametista; 5) Calcedônia; 6) Citrino; 7) Quartzo; 8) Sílex 9) Andaluzita 10) Cianita; 11) Apatita; 12) Água-Marinha; 13) Berilo; 14) Esmeralda; 15) Diamante; 16) Espodumênio; 17) Kunzita; 18) Outros; 19) Granadas; 20) Rubi; 21) Safira; 22) Rutilo; 23) Topázio; 24) Topázio Imperial; 25) Turmalina; 26) Zircão.

DOMÍNIO I - PROVÍNCIA PEGMATÍTICA ORIENTAL

A Província Pegmatítica Oriental do Brasil (PAIVA, 1946) relaciona-se ao desenvolvimento do Orógeno Araçuaí (ALMEIDA, 1977), caracterizada pelos terrenos das margens sudeste e sul do Cráton do São Francisco (ALMEIDA, 1977), o que abrange o leste mineiro. O orógeno é descrito por Alkmim et al. (2007), como sendo parte do sistema orogênico brasileiro-panafricano do Gondwana Ocidental. Pedrosa-Soares et al. (2007) reconhecem quatro estágios orogênicos: pré-colisional (630 - 580 Ma), sin-colisional (580 - 560 Ma), tardi-colisional (560 - 530 Ma) e pós-colisional (530 - 490 Ma). Ressalta-se que, devido à granitogênese ocorrida durante o período que vai do Neoproterozoico ao Cambriano, houve a geração de supersuítas denominadas G1, G2, G3, G4 e G5. No estágio pré-colisional (acrescionário) foi edificado o arco magmático do Orógeno Araçuaí, o que inclui os batólitos e stocks tonalíticos e granodioríticos da Supersuíte G1. No estágio sin-colisional surge o granito peraluminoso da Supersuíte G2. A Supersuíte G3 representa pulsos magmáticos cálcio-alcalinos em zonas de cisalhamento transcorrentes, e produtos autóctones e parautóctones da fusão parcial de granitos G2 deformados em episódio pós-cinemático à foliação regional. No estágio pós-colisional ocorreu plutonismo relacionado ao colapso gravitacional (extensional), o que gerou as supersuítas G4 e G5, constituídas por plútons intrusivos, livres da foliação regional, e que se relacionam a grandes distritos pegmatíticos. Para Kahwage e Mendes (2011), as suítas foram responsáveis por diversas gerações de pegmatitos de idade, assembleia mineral e grau de diferenciação distinto. Pedrosa-Soares et al. (2011) dividem a província na região do orógeno em 11 distritos pegmatíticos - Padre Paraíso (PP), Pedra Azul (PA), Araçuaí (Ai), São José da Safira (SJS), Malacacheta (M), Conselheiro Pena (CP), Santa Maria de Itabira (SMI), Caratinga (Ca), Ataleia (Aa), Espera Feliz (EF) e Espírito Santo (ES).

Os distritos de Padre Paraíso e de Pedra Azul relacionam-se à Supersuíte G5. No primeiro ocorrem água-marinha, crisoberilo, heliodoro e topázio e, no segundo, água-marinha e topázio. Araçuaí e São José da Safira relacionam-se à Supersuíte G4. No distrito de Araçuaí ocorrem turmalinas, água-marinha, morganita e topázio. No distrito de São José da Safira ocorrem granada, turmalinas, morganita e heliodoro. Malacacheta caracteriza-se pelo caráter hidrotermal proveniente de suas rochas encaixantes e da Supersuíte G4, e as ocorrências são de crisoberilo e alexandrita. Conselheiro Pena está relacionado com as supersuítas G2 e talvez G1 e G5, e as ocorrências trata-se de turmalinas, água-marinha, morganita e kunzita. Santa Maria de Itabira abrange depósitos de veios termais e pegmatitos. Sua gênese vincula-se à fusão parcial e granitogênese G2 e/ou G4, e as ocorrências são de esmeralda, alexandrita e água-marinha (PEDROSA-SOARES et al., 2001).

Caratinga contextualiza-se numa assembleia *arc-forearc-basement*. Ataleia relaciona-se às supersuítas G2, G3, e, por vezes, à Supersuíte G5. Em Espera Feliz constata-se as associações mais antigas de bacias orogênicas. Ocorrências esporádicas na província incluem granada, brazilianita, hiddenita, amazonita, manganotantalita, apatita, ambligonita-montebrasita, cordierita e andaluzita (PEDROSA-SOARES et al., 2011). A Figura 3 apresenta o mapa geológico simplificado, destacando as supersuítas e os distritos pegmatíticos do Orógeno Araçuaí.

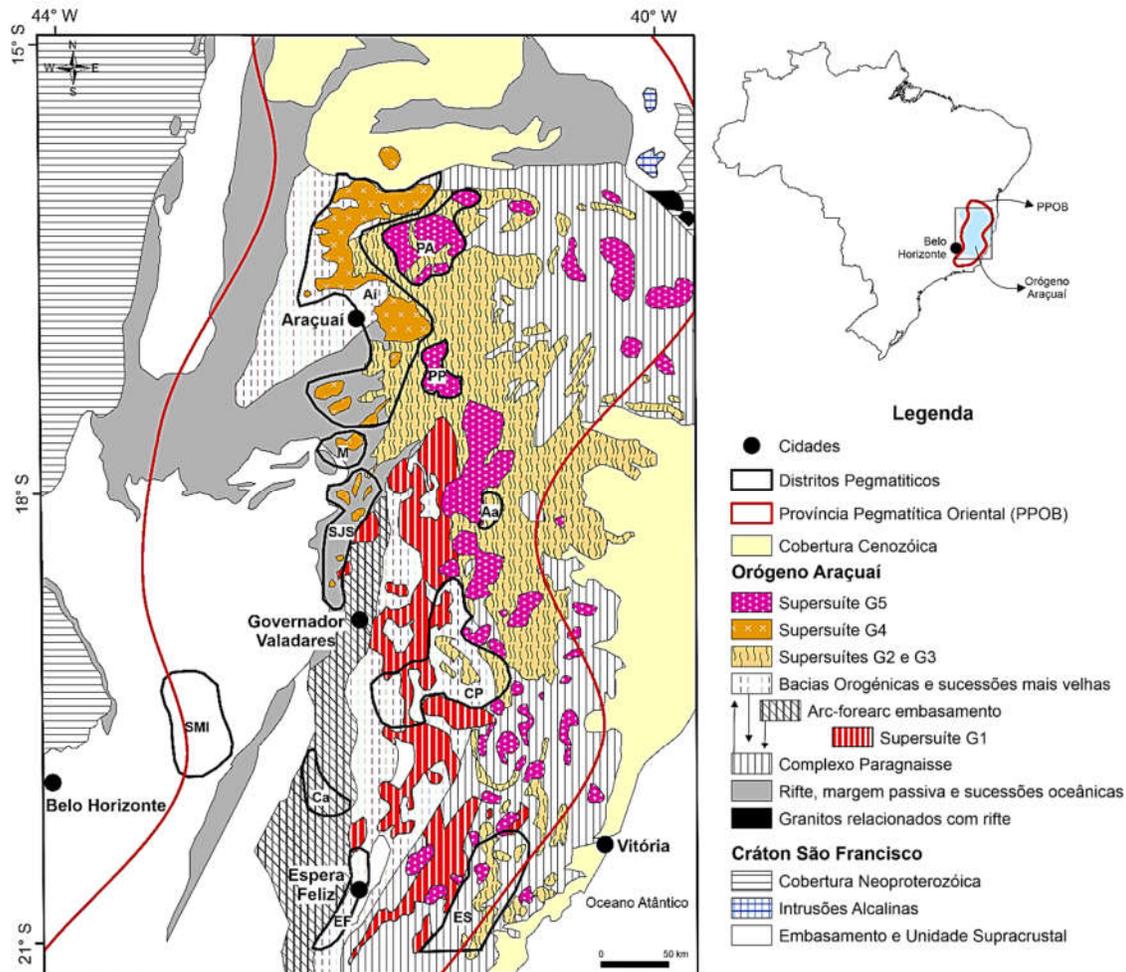


Figura 3. Mapa geológico simplificado do Orógeno Araçuaí e região cratônica adjacente. Ressaltam-se os distritos pegmatíticos e as supersuítas. (modificado de PEDROSA-SOARES et al., 2011).

DOMÍNIO II - SERRA DO ESPINHAÇO MERIDIONAL

A Serra do Espinhaço é o elemento de relevo de orientação geral N-S a N-NW entre a região central de Minas Gerais e a divisa dos Estados da Bahia e Piauí, cujo segmento meridional é a expressão morfológica de parte do Orógeno Araçuaí (ALKMIM, 2012). Para Martins (2006), o Sg. Espinhaço (PFLUG, 1968; CHEMALE Jr. et al., 2011) apresenta metassedimentos de baixo grau metamórfico formados por metassequências clásticas, rochas carbonáticas e vulcânicas, cuja evolução está relacionada com a Tafrogênese Estateriana, com desenvolvimento bacinal ao longo do Meso e, talvez, do Neoproterozoico.

Predominantemente, ocorrem depósitos secundários de diamante e depósitos de veios hidrotermais e filões de quartzo gemológico. Para Chaves e Svisero (1999), há diversos tipos de depósitos diamantíferos no Espinhaço. O mais antigo é o Conglomerado Sopa (PFLUG, 1968). A Figura 4 apresenta as duas províncias diamantíferas de Minas Gerais, sendo que em uma, Diamantina, Grão Mogol e Jequitaiá são os grandes centros produtores onde se inserem os depósitos aluvionares recentes da bacia do Rio Jequitinhonha. A outra província (Alto Paranaíba, onde Coromandel é o centro produtor) localiza-se no Triângulo Mineiro e será

explanada à frente. Martins (2002; 2006) estudaram os depósitos da bacia do Rio Macaúbas, que se relacionam aos diamantes da Fm. Catuní (Gr. Macaúbas) (MORAES E GUIMARÃES, 1930; MORAES, 1932). Suas rochas formaram-se a partir da progradação de geleiras neoproterozoicas sobre o Cráton do São Francisco. Costa et al. (1997) descrevem ocorrência de diamante na Serra da Água Fria, relacionada com o Sg. Espinhaço, a Fm. Jequitai (OLIVEIRA e LEONARDOS, 1943) e Gr. Bambuí (PFLUG e RENGER, 1973).

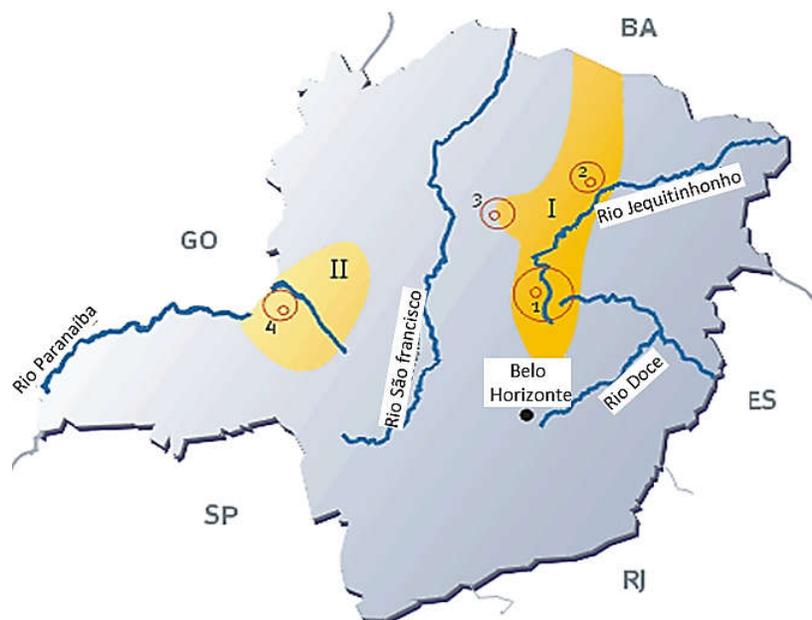


Figura 4. Províncias diamantíferas de Minas Gerais, Espinhaço (I) e Alto Paranaíba (II), e seus principais centros produtores: Diamantina (1), Grão Mogol (2), Jequitai (3) e Coromandel (4) (Chaves e Svisero, 1999).

Geodos de quartzo dispersos em filões são encontrados na região de Corinto. Veios hidrotermais ricos em sílica preenchendo fraturas em quartzitos são responsáveis pela enorme produção de quartzo hialino, além das variedades de prasiolita, ametista e quartzo rutilado (WATKINS et al., 2009). Destacam-se também as serras do Cabral e Mineira, Itacambira e Grão Mogol (RIBEIRO et al., 1995). Chaves e Karfunkel (1994) descrevem depósitos de euclásio em Bocaiúva, encontrado disseminado ou em bolsões; em Itacambira, encontrado em cascalheira coluvionar, e em Gouveia, encontrado em aluviões diamantíferos. Baars et al. (1997) mencionam a ocorrência de titanita, epidoto e apatita em veios hidrotermais na região de Capelinha; lazulita, em veios hidrotermais em Monte Azul; e anatásio, na Serra do Cabral e Conceição do Mato Dentro.

DOMÍNIO III - QUADRILÁTERO FERRÍFERO E ENTORNO

Segundo Roeser e Roeser (2010), as unidades supracrustais do Quadrilátero Ferrífero (Figura 5) estão assentadas sobre o embasamento cristalino arqueano (>2,7 Ga). São reconhecidas três sucessões de rochas supracrustais no Quadrilátero Ferrífero. A primeira é do tipo *greenstone belt* de idade arqueana (CARNEIRO et al., 1998), Sg. Rio das Velhas. A segunda é do tipo cobertura plataformar metassedimentar, Sg. Minas; e a terceira, Gr. Itacolomi que exibem rochas supracrustais paleoproterozoicas (DORR II, 1969; MACHADO et al., 1996; ALKMIM e MARSHAK, 1998). Ressalta-se a ocorrência dos granitos do tipo Granitos

Borrachudos (DORR II e BARBOSA, 1963), a nordeste e em contato às sequências do Quadrilátero Ferrífero, que contribuem para a mineralização de minerais-gema como esmeralda e água-marinha. Duas estruturas regionais vinculam-se à mineralização gemológica no Quadrilátero Ferrífero: o Sinclinal Dom Bosco, na porção sul, e o Anticlinal de Mariana, na porção sudeste.

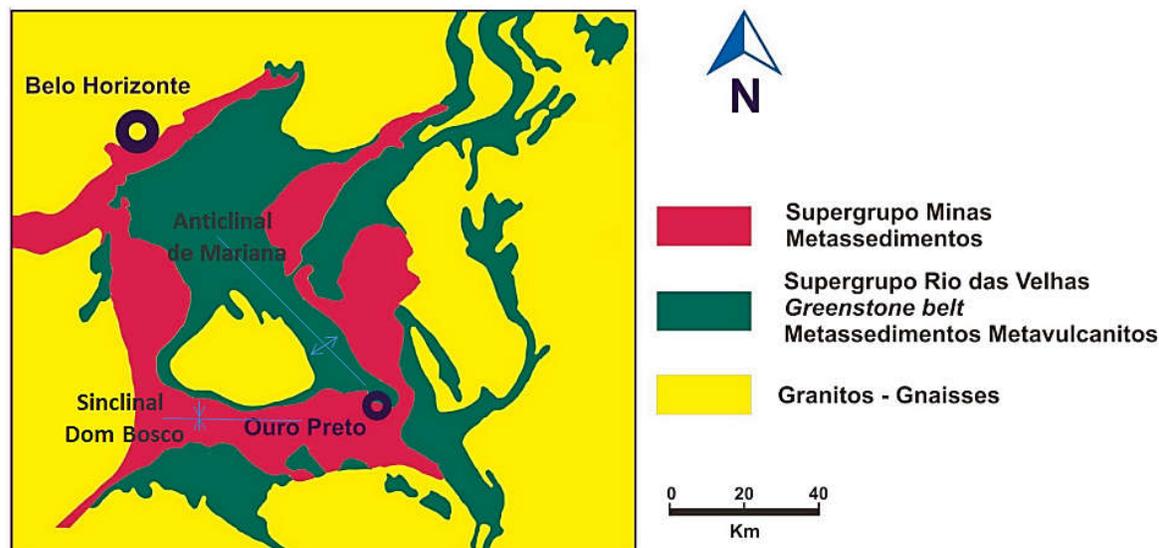


Figura 5. Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero (modificado de Dorr II, 1969 e Roeser e Roeser, 2010). Ressaltam-se as duas estruturas regionais que apresentam mineralizações gemológicas: Anticlinal de Mariana e Sinclinal Dom Bosco.

O topázio imperial é encontrado no Brasil somente na região de Ouro Preto (GANDINI, 1994). Para Ferreira (1987) e Gandini (1994), o topázio imperial ocorre em rochas dolomíticas totalmente alteradas dos grupos Itabira - Fm. Gandarela (DORR II, 1969) e Piracicaba - Fm. Cercadinho (DORR II, 1969), estando disposto em geodos e veios caulinizados. Para Rojas et al. (2009), o controle estrutural de mineralização restringe-se a sistemas de fraturas com caimentos suaves e direções N-S e E-W, bem como, *boudins*, onde euclásio pode ocorrer associado.

A nordeste do Quadrilátero Ferrífero ocorre esmeralda. César-Mendes et al. (1997) sugerem que o metamorfismo de contato entre as rochas ácidas da Suíte Borrachudos, fontes de Be, e as rochas ultramáficas - flogopita xisto do Sg. Rio das Velhas, fonte de Cr, Fe e V geram as esmeraldas. Para Carvalho (1999), mineralizações de água-marinha ocorrem nos veios pegmatíticos mais espessos, cortando as rochas ultramáficas. Fernandes et al. (2002) mencionam a principal ocorrência mundial de fenaquita no pegmatito do Talho Aberto em Rio Piracicaba. Para Chaves et al. (1998), veios preenchidos por crisocola ocorrem cortando as partes supergênicas das mineralizações de ferro da mina Córrego do Feijão, município de Brumadinho. Rodonita e opala são encontradas no Morro da Mina, em Conselheiro Lafaiete.

DOMÍNIO IV - BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná (ALMEIDA, 1981), em Minas Gerais, abrange as regiões do Sudoeste e Triângulo mineiros, e se inseriu na plataforma brasileira estabilizada após o final do Ciclo Brasileiro. Nela, depositaram-se cerca de 5.000 m de sedimentos e lava. Milani (1997) descreveu seis grandes unidades ou supersequências, da mais antiga para a mais recente, Rio

Ivaí (Ordoviciano-Siluriano); Paraná (Devoniano); Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico); Gondwana II (Meso a Neotriássico); Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo) (Figura 6). As ocorrências gemológicas do Triângulo e Sudoeste Mineiro relacionam-se às supersequências Gondwana III e Bauru. A primeira supersequência é caracterizada por sedimentitos eólicos da Fm. Botucatu (ALMEIDA, 1953) e por magmatitos da Fm. Serra Geral (ALMEIDA et al., 1980). A segunda representa um pacote sedimentar aluvionar, fluvial e eólico que finaliza a história deposicional da bacia. Ametista, opala e calcedônia são encontradas em geodos em certos horizontes da Gondwana III, nos derrames basálticos e andesíticos, nos *trapps* jurássicos e, segundo Garibaldi (1989), ocorrem também em aluviões e eluviões.

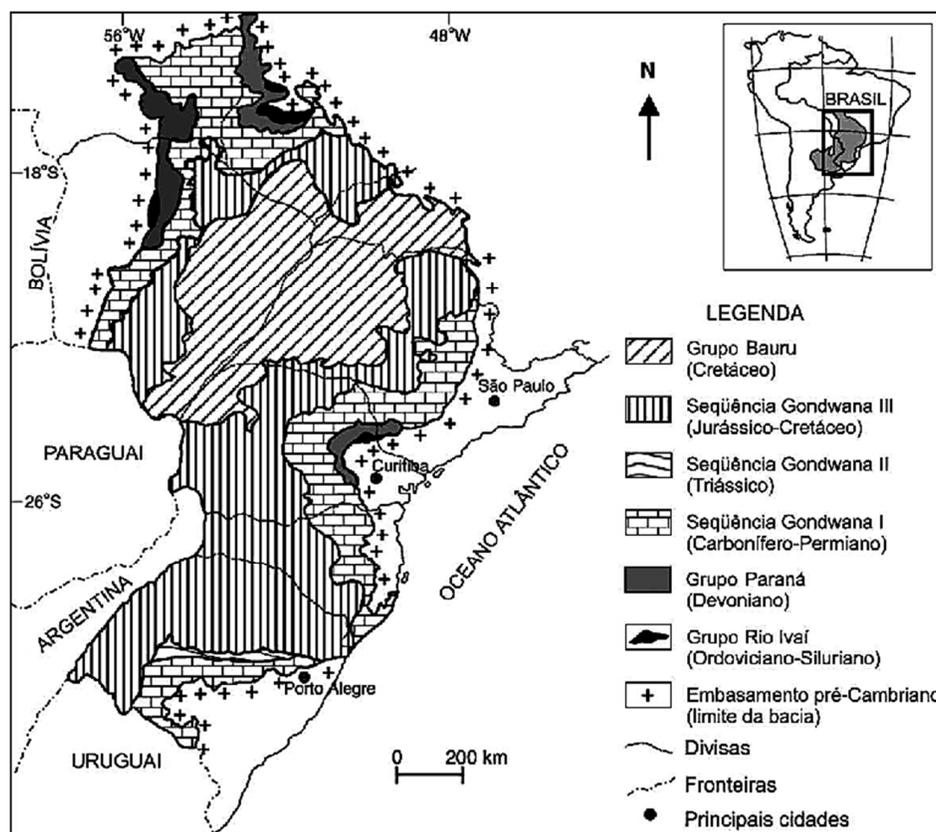


Figura 6. Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná (Milani, 1997; Milani et al. 2007).

A Fm. Uberaba (Supersequência Bauru) associa-se às ocorrências de diamante na província diamantífera do Alto Paranaíba. Os arenitos, conglomerados e tufos vulcânicos parecem ter sido formados na época das atividades vulcânicas que trouxeram os diamantes, pois apresentam diversos minerais satélites típicos de rochas kimberlíticas. Várias chaminés kimberlíticas são conhecidas, bem como depósitos sedimentares terciários e quaternários (CHAVES e SVÍSERO, 1999). Granadas kimberlíticas são exploradas na região de Coromandel (ANUCH et al., 1999). Outra província diamantífera, a Serra da Canastra, subdivide-se em dois distritos minerais: Alto São Francisco e Médio Rio Grande. O primeiro pertence ao domínio do Orógeno Brasília (ALMEIDA et al., 1976). Para Chaves et al. (2008), no segundo são verificados depósitos diamantíferos secundários relacionados aos conglomerados da Supersequência Bauru, situados na borda norte da Bacia do Paraná.

DOMÍNIO V - OS TERRENOS DO ORÓGENO BRASÍLIA

O Orógeno Brasília, datado do Proterozoico Superior (Ciclo Brasileiro), está situado na porção oriental da Província Estrutural Tocantins (ALMEIDA, 1977). A geologia do orógeno contextualiza as ocorrências gemológicas da porção noroeste de Minas Gerais. A unidade litoestratigráfica relacionada às ocorrências gemológicas é o Gr. Canastra (BARBOSA et al., 1970). Trata-se de uma megassequência regressiva depositada em plataforma continental de mar aberto, na qual são sucedidos, da base para o topo, estratos típicos de ambientes cada vez mais rasos. No período glacial, as geleiras, oriundas de um continente intensamente erodido (correspondente ao Cráton do São Francisco) posicionado a leste da bacia, contribuíram com o aporte de grande volume de sedimentos finos e grosseiros à bacia rasa, entulhada pela deposição anterior do Gr. Canastra (PEREIRA et al., 1994). Para Chaves et al. (2008), as ocorrências gemológicas vinculam-se aos kimberlitos (intrusões cálcioalcalinas que se instalaram na porção noroeste do estado no Cretáceo). A Serra da Canastra e suas bordas constituem os principais domínios onde ocorrem as intrusões. No distrito diamantífero do Alto São Francisco, rochas kimberlíticas e parentais de 120 Ma intrudem sequências metassedimentares do Gr. Canastra. Ocorre controle geomorfológico pelos *blows* alinhados NW-SE na porção sul do escarpamento da serra, aflorando nas cabeceiras dos rios.

OUTRAS OCORRÊNCIAS GEMOLÓGICAS EM MINAS GERAIS

Ocorrências de rubis e safiras na porção leste do estado de Minas Gerais estão localizadas em duas regiões: Caratinga – Manhuaçu e Malacacheta. Nelas, ocorrem litologias pertencentes a terrenos metamórficos de médio até alto grau, como xistos, gnaisses, granulitos e charnoquitos, os quais fazem parte do núcleo do Orógeno Araçuaí (PEDROSA-SOARES e WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000; LICCARDO et al., 2005). Os terrenos são cortados por corpos pegmatíticos pouco diferenciados, por vezes, mineralizados em água-marinha. O mineral-gema é sempre encontrado em depósitos sedimentares recentes, sem indícios da possível rocha que o originou (LICCARDO et al., 2005). Ressalta-se a ocorrência de quartzo a sudeste de São João Del Rei e em Barbacena; de granada, entre os municípios de Cruzília e Aiuruoca; de espinélio em Muriaé; de olivina, diopsídio e actinolita em Bom Sucesso; de baddeleyita e petalita em Poços de Caldas, e de anatásio e rutilo entre os municípios de Lima Duarte e Ibertioga (GARIBALDI, 1989).

MAPA GEMOLÓGICO DE MINAS GERAIS

A Figura 7 apresenta o mapa gemológico atualizado do estado de Minas Gerais, com a distribuição geográfica das ocorrências e a separação dos domínios geológicos. Adicionalmente, são discriminadas cinco grandes áreas, I, II, III, IV e V, que agrupam as ocorrências, respectivamente, ao domínio da Província Pegmatítica Oriental do Brasil, da Serra do Espinhaço, do Quadrilátero Ferrífero e entorno, da Bacia do Paraná e do Orógeno Brasília.

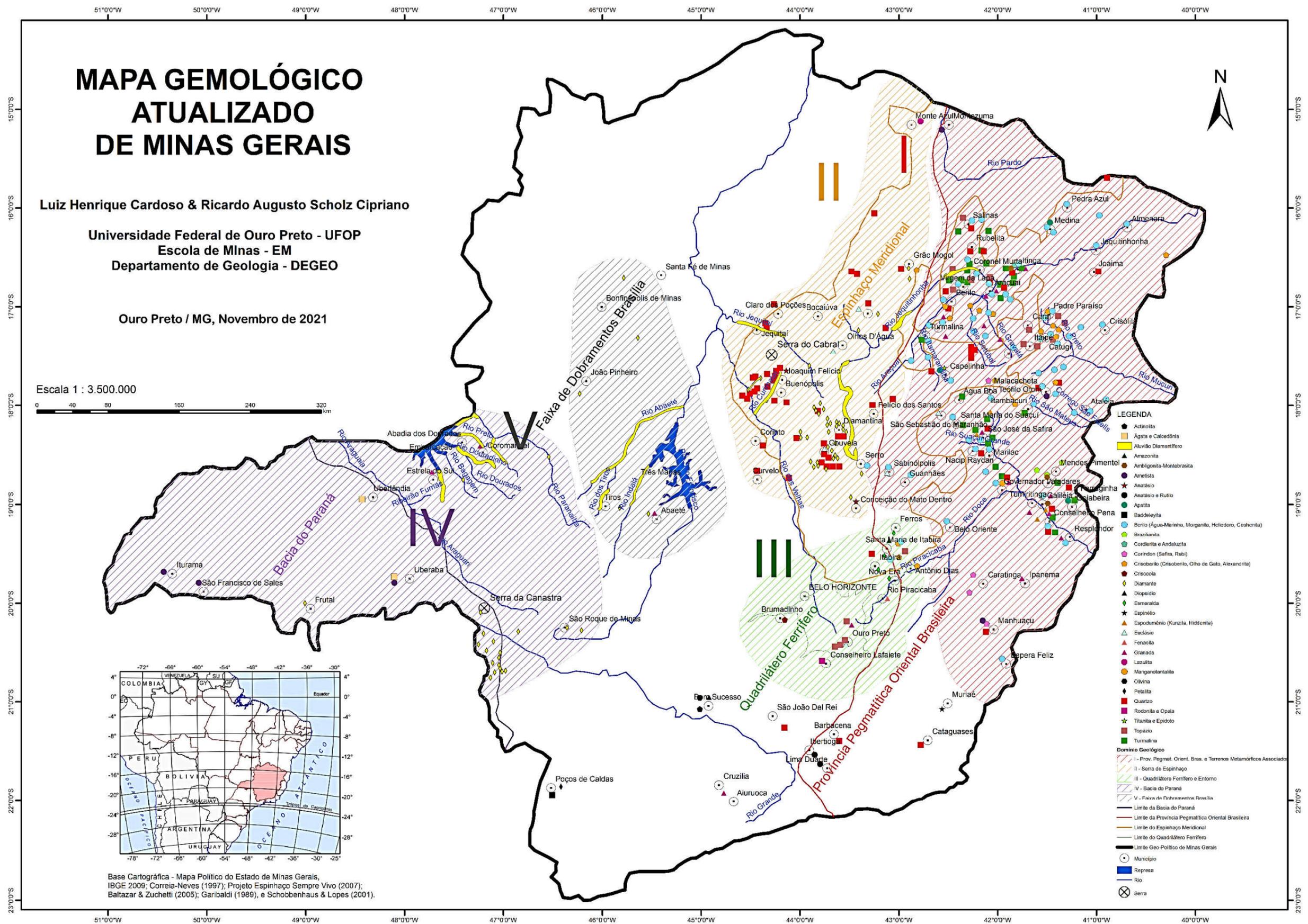


Figura 7. Apresentação do mapa gemológico atualizado do estado de Minas Gerais, com a distribuição geográfica das ocorrências e a separação dos domínios geológicos. Cinco grandes áreas, I, II, III, IV e V agrupam as ocorrências, respectivamente, ao domínio da Província Pegmatítica Oriental do Brasil, da Serra do Espinhaço, do Quadrilátero Ferrífero e entorno, da Bacia do Paraná e do Orógeno Brasília.

CONCLUSÃO

A extensão desta compilação de ocorrências de minerais-gema, acompanhada pela descrição de seu contexto geológico, responde pela alta relevância que o presente estudo pode representar ao ramo da gemologia, mineralogia e geologia econômica do estado de Minas Gerais. Fica comprovado o elevado potencial gemológico, pela gama de ocorrências e variedades, um grande volume de minerais-gema produzidos e grandes reservas. Algumas das ocorrências são raras e / ou exclusivas, como é o caso, respectivamente, do euclásio e topázio imperial. Com base nas atualizações de ocorrências gemológicas, registradas em diversos trabalhos citados acima, foi possível elaborar o mapa gemológico de Minas Gerais e sua distribuição com base nos domínios geológicos (Figura 7).

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, Brasil – projeto 303218/2018-5), FAPEMIG (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais, Brazil - projetos APQ-01448-15, PPM-00588-18), PROPP/UFOP 22/2019 (23109.004080/2019-88) e PROPP/UFOP 13/2020 (23109.000928/2020-33).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S. **Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero.** Precambrian Research, v(90), n(1-2), (29-58), 1998.

ALKMIM, F. F. **Serra do Espinhaço e chapada Diamantina.** Geologia do Brasil, cap(4), (235-243), São Paulo, 2012.

ALKMIM, F. F.; PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; CRUZ, S. C. P. **Sobre a Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental.** Geonomos, v(15), n(1), (25-43), Minas Gerais, 2007.

ALMEIDA, F. F. M. **Botucatu, a Triassic desert of South América.** 19º International Geology Congress, v(7), (9-24), Argélia, 1953.

ALMEIDA, F. F. M. **O Cráton do São Francisco.** Revista Brasileira de Geociências, v(7), n(4), (349-364), São Paulo, 1977.

ALMEIDA, F. F. M. **Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná.** 3º Simpósio de Geologia Regional, v(1), (1-20), Paraná, 1981.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B. **The upper Precambrian of South America.** Boletim Instituto de Geociências da USP, v (7), (45-80), São Paulo, 1976.

ALMEIDA, M. A.; STEIN, D. P.; MELO, M. S.; BISTRICHI, C. A.; PONÇANO, W. L.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M. **Geologia do Oeste Paulista e áreas fronteiriças dos estados de Mato Grosso do Sul e Paraná.** In: 31º Congresso Brasileiro de Geologia, v(5), (2799-2812), Santa Catarina, 1980.

ANUCH, W.; MATSYUK, S. S.; TARAN, M. N. **Espectros ópticos de absorção e dados colorimétricos de granadas gemológicas da bacia do rio Santo Inácio, município de Coromandel-MG.** Revista Brasileira de Geociências, v (29), n(4), (491-496), São Paulo, 1999.

BAARS, F. J.; GROSSI-SAD J. H.; FONSECA, E. **Geologia da Folha Capelinha.** Projeto Espinhaço, (1373-1503), Belo Horizonte, 1997.

- BALTAZAR, O. F.; ZUCCHETTI, M. **Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas Greenstone Belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: a review of the setting of gold deposits.** *Ore Geology Reviews*, v(32), n(3-4), (471-499), 2007.
- BARBOSA, O.; BRAUN, O. P. C.; DYER, R. C.; CUNHA, C. A. B. R. **Geologia da região do Triângulo Mineiro.** Boletim 136 do DNPM/DFPM, 140p, Rio de Janeiro, 1970.
- BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil.** CPRM, 692p, Brasília, 2003.
- CARNEIRO, M. A.; TEIXEIRA, W.; CARVALHO JÚNIOR, I. M.; FERNANDES, R. A. **Ensisialic tectonic setting of the Archean Rio das Velhas Greenstone Belt: Nd and Pb isotopic evidence from the Bonfim Metamorphic Complex, Quadrilátero Ferrífero, Brazil.** *Revista Brasileira de Geociências*, v(28), n(2), (189-200), São Paulo, 1998.
- CARVALHO, L. M. M. **Aspectos mineralógicos, geoquímicos e das inclusões fluidas das esmeraldas e águas-marinhas das minas Canta Galo (Nova Era) e Belmont (Itabira), Estado de Minas Gerais.** Dissertação de Mestrado / UFOP, 160p, Minas Gerais, 1999.
- CÉSAR-MENDES, J.; GANDINI, A. L.; MARCIANO, V. R. P. R. O.; SVISERO, D. P. **Berilos da Província Pegmatítica Oriental: um indicador metalogenético.** 14º Simpósio de Geologia, v(9), (127-129), Minas Gerais, 1997.
- CHAVES, M. L. S. C.; KARFUNKEL, J. **Novas ocorrências de euclásio em Minas Gerais.** Boletim Instituto de Geociências da USP, v(25), (53-60), São Paulo, 1994.
- CHAVES, M. L. S. C.; SVÍSERO, D. P. **Diamantes: Qual terá sido o caminho das pedras?** *Ciência Hoje*, v(25), n(150), (22-29), 1999.
- CHAVES, M. L. S. C.; KARFUNKEL, J.; HOOVER, D. **Rare gem minerals from Brazil. Part 1: Euclase and phenakite.** *Australian Gemmologist*, v(20), n(2), (80-86), Austrália, 1998.
- CHAVES, M. L. S. C.; ANDRADE, K. W.; BENITEZ, L.; BRANDÃO, P. R. G. **Província diamantífera da Serra da Canastra e o kimberlito Canastra-1: Primeira fonte primária de diamantes economicamente viável do país.** *Geociências*, v(27), n(3), (299-317), São Paulo, 2008.
- CHEMALE Jr, F.; DUSSIN, I. A.; MARTINS, M.; SANTOS, M. N. **Nova abordagem tectono-estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em sua porção meridional (MG).** *Geonomos*, v(19), n(2), (173-41), Minas Gerais, 2011.
- CORREIA-NEVES, J. M.; PEDROSA SOARES, A. C.; MARCIANO, V. R. P. R. O. **A Província Pegmatítica Oriental do Brasil à luz dos conhecimentos atuais.** *Revista Brasileira de Geociências*, v(16), n(1), (106-118), São Paulo, 1986.
- COSTA, K. V.; PENHA, U. C.; ARAÚJO, M. C. **Conglomerado cretáceo com potencial diamantífero na Serra da Água Fria / MG.** 14º Simpósio de Geologia, v(9), (132-133), Minas Gerais, 1997.
- DORR II, J. V. N.; BARBOSA, A. L. M. **Geology and ore deposits of the Itabira District, Minas Gerais, Brazil.** *Geol. Surv. Prof. Paper 341-C*, 110p, Estados Unidos, 1963.
- DORR II, J. V. N. **Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil.** *Geol. Surv. Prof. Paper 641-A*, 110p, Estados Unidos, 1969.
- FERNANDES, M. L. S.; MARCIANO, V. R. P. R. O.; GANDINI, A. L. **Aspectos geológicos e mineralógicos do Pegamatito Talho Aberto.** In: 41º Congresso Brasileiro de Geologia, p(202), Paraíba, 2002.

- FERREIRA, C. M. **Geologia da jazida de topázio do Morro de Saramenha**. Revista Escola de Minas, v(40), n(3), (15-17), Minas Gerais, 1987.
- GANDINI, A. L. **Mineralogia, inclusões fluidas e aspectos genéticos do topázio Imperial da região de Ouro Preto, MG**. Dissertação de Mestrado / USP, 189p, São Paulo, 1994.
- GARIBALDI, E. **Ocorrências gemológicas no estado de Minas Gerais**. Monografia / UFOP, 102p, Minas Gerais, 1989.
- IBGM – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEMAS E METAIS PRECIOSOS. <https://ibgm.com.br/>. 2005. Acessado em novembro de 2013.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA & MINISTÉRIO DO PLANEJAMENTO, ORÇAMENTO E GESTÃO. **O mapa político do estado de Minas Gerais**. Atlas, escala 1:200.000, Brasília, 2009.
- KAHWAGE, M. A.; CÉSAR-MENDES, J. **O berilo gemológico da Província Pegmatítica Oriental do Brasil**. Geochimica Brasiliensis, v(17), n(1), (13-25), 2003.
- LICCARDO, A.; OLIVEIRA, E. F.; JORDT-EVANGELISTA, H. **Rubi e Safiras, Minas Gerais, Brasil**. Revista Escola de Minas, v (58), n(3), (237-245), Minas Gerais, 2005.
- MACHADO, N.; SCHRANK, A.; NOCE, C. M.; GAUTHIER, G. **Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: implications for Greenstone Belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeastern Brazil**. Earth and Planetary Science Letters, v(141), (259-276), 1996.
- MARTINS, M. S. **Geologia da Bacia do Rio Macaúbas (MG), com ênfase nas ocorrências diamantíferas**. Dissertação de mestrado / UFMG, 86p, Minas Gerais, 2002.
- MARTINS, M. S. **Geologia dos diamantes e carbonados aluvionares da bacia do Rio Macaúbas, MG**. Tese de Doutorado / UFMG, 248p, Minas Gerais, 2006.
- MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental**. Tese de Doutorado / UFRGS, 255p, Rio Grande do Sul, 1997.
- MILANI E. J.; MELO, J. H. G.; SOUZA, P. A.; FERNANDES, L. A.; FRANÇA, A. B. **Bacia do Paraná**. Boletim de Geociências da Petrobrás, v(15), n(2), (265-287), Rio de Janeiro, 2007.
- MORAES, L. J.; GUIMARÃES, D. **Geologia da região diamantífera do norte de Minas Gerais**. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v(2), (153-186), 1930.
- MORAES L. J. **Área ocupada pela Formação Macaúbas no norte de Minas Gerais**. Anais da Academia Brasileira de Ciências, n(4), (111-114), 1932.
- OLIVEIRA, A. I.; LEONARDOS, O. H. **Geologia do Brasil**. Boletim Geográfico 171 do Ministério da Agricultura, 613p, Rio de Janeiro, 1943.
- PAIVA, G. **Província Pegmatítica do Brasil**. Boletim 78 do DNPM/DFPM, (13-21), Rio de Janeiro, 1946.
- PEDROSA-SOARES, A. C.; WIEDEMANN-LEONARDOS, C. M. **Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil**. Tectonic Evolution of South America, cap(2), (265-285), Rio de Janeiro, 2000.
- PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; WIEDMANN, C. M.; PINTO, C. P. **The Araçuaí-West- Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanland assembly**. Precambrian Research, v(110), n(1-4), (307-323), 2001.

- PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; ALKMIM, F. F.; SILVA, L. C.; BABINSKI, M.; CORDANI, U.; CASTAÑEDA, C. **Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977**. Geonomos, v(15), n(1), (1-16), Minas Gerais, 2007.
- PEDROSA-SOARES, A. C.; CAMPOS, C. P.; NOCE, C.; SILVA, L.C.; NOVO, T.; RONCA, T. O. J.; MEIDEIROS, S.; CASTANEDA, C.; QUEIROGA, G.; DANTAS, E.; DUSSIN, I.; ALKMIM, F. F. **Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources**. Geological Society, n(350), (25-510), 2011.
- PEDROSA-SOARES, A. C.; PINTO, C. P.; NETTO, C.; ARAUJO, M. C.; CASTANEDA, C.; ACHTSCHIN, A. B.; BASÍLIO, M. S. **A Província Gemológica Oriental do Brasil**. Gemas de Minas Gerais, cap(2), (16-33), Minas Gerais, 2001.
- PEREIRA, L. F.; DARDENNE, M. A.; ROSIÈRE, C. A.; PEDROSA-SOARES, A. C. **Evolução geológica dos grupos Canastra e Ibiá na região entre Coromandel e Guarda-Mor, MG**. Geonomos, v(2), n(1), (22-32), Minas Gerais, 1994.
- PFLUG, R.; RENGER, F. E. **Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do Cráton Sanfranciscano**. Congresso Brasileiro de Geologia, v(2), (5-19), Sergipe, 1973.
- PFLUG, R. **Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais**. Div. Geol. Min. Not. Prel. Estud. 142 do DNPM, 20p, Rio de Janeiro, 1968.
- RIBEIRO, S. H.; KARFUNKEL, J.; CHAVES, M. L. S. C.; BANKO, A. **Depósitos gemíferos do Espinhaço em Minas Gerais**. 8º Simpósio de Geologia, n(13), (39-40), Minas Gerais, 1995.
- ROESER, H. M. P.; ROESER, P. A. **O Quadrilátero Ferrífero - MG, Brasil: Aspectos sobre sua história, seus recursos minerais e problemas ambientais relacionados**. Geonomos, v(18), n(1), (33-37), Minas Gerais, 2010.
- ROJAS, A. J.; BELLO, R. M. S.; ENDO, I.; GANDINI, A. L. **Estudio mineralógico, micrométrico y aspectos estructurales de la mineralización de topácio imperial de Antônio Pereira, Distrito de Ouro Preto, MG, Brasil**. Revista Escola de Minas, v(64), n(1), (9-16), Minas Gerais, 2009.
- SAADI, A. **A geomorfologia da Serra do Espinhaço em Minas Gerais e de suas margens**. Geonomos, v(3), n(1), (41-63), Minas Gerais, 1995.
- SEDE-MG. **Diagnóstico do setor mineral de Minas Gerais, Governo de Minas Gerais**. https://sistemas.dnpm.gov.br/publicacao/mostra_imagem.asp?IDBancoArquivoArquivo=738. 2020. Acessado em novembro de 2021.
- SIGMINE.
<https://geo.anm.gov.br/portal/apps/webappviewer/index.html?id=6a8f5ccc4b6a4c2bba79759a952d908>. 2021. Acessado em novembro de 2021.
- SUMÁRIO MINERAL DO DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL – DNPM.
https://sistemas.dnpm.gov.br/publicacao/mostra_imagem.asp?IDBancoArquivoArquivo=737. 2012. Acessado em novembro de 2013.
- WATKINS, J. M.; FILHO, A. F. S.; CÉSAR-MENDES, J.; PEREIRA R. S. **Perfil de Gemas (Diamante e Gemas de Cor)**. Relatório Técnico 56 do MME / SGM / BIRD, 172p, 2009.

Capítulo 3

Mineralogia, Química e Tratamento de cor em Apatitas Gemológicas de Sumé, Paraíba, Brasil

Delphine Tardif¹; Caleb Bortolini Sette da Silva²; Flávia Compassi da Costa^{2, 3}; Fernanda Maria Belotti⁴; Leonardo Martins Graça²; Ray L. Frost⁵; Ricardo Augusto Scholz Cipriano²

RESUMO. A apatita é um mineral da família dos fosfatos que pode ser explorada de várias maneiras, tanto como minério de fósforo para a produção de fertilizante, quanto na área gemológica. Devido a sua estrutura cristalina, ela pode incorporar uma grande variedade de elementos menores, que podem conferir-lhe várias cores e propriedades diferentes. Para melhorar parâmetros tal como a cor, o brilho ou a dureza de uma gema, a indústria gemológica desenvolveu uma vasta gama de processos e tratamentos que podem ser aplicados nela, como o tingimento ou o tratamento térmico. O tratamento térmico é de fato, muito usado sobre diamantes ou quartzos, por exemplo, para induzir uma mudança da sua cor inicial. E nessa óptica que essa técnica foi aplicada em apatitas coletadas na Província Pegmatítica da Borborema, em Sumé, no Estado da Paraíba, a fim de conferir-lhes uma cor mais atraente e mais adequada ao mercado gemológico. Esse tratamento foi seguido com a aplicação de uma bateria de caracterizações químicas e gemológicas, com a finalidade de identificar a origem da cor verde inicial das apatitas, assim como a origem da mudança de cor para azul. Esse procedimento foi realizado graças ao uso de várias máquinas e técnicas (ICP-MS, XRD, EPMA, espectroscopia Raman e espectroscopia de infravermelho), com a hipótese inicial de que a presença de íons Fe^{2+} e Fe^{3+} em quantidades diferentes seria responsável pelas cores observadas.

PALAVRAS-CHAVE. Apatita; Pegmatito; Tratamento térmico; Centros de cor; Gemologia; XRD; ICP-MS; EMPA; Espectroscopia de Infravermelho; Raman.

INTRODUÇÃO

A apatita tem uma estrutura atômica hexagonal robusta baseada em dois sítios de metal-cátions distintos (M1, M2), um sítio de cátion tetraédrico (T) e uma coluna de ânions ao longo de quatro bordas da célula unitária. Esses sítios de cátions e ânions podem, entre eles, incorporar mais da metade dos elementos de vida longa da tabela periódica, dando origem ao “supergrupo apatita”, que contém mais de 40 espécies minerais (HUGHES; RAKOVAN, 2015).

O supergrupo apatita inclui minerais com uma fórmula química genérica $IXM1_2^{VII}M2_3(IVTO_4)_3X$ ($Z = 2$); quimicamente, eles podem ser fosfatos, arsenatos, vanadatos, silicatos e sulfatos. O supergrupo apatita pode ser formalmente dividido em cinco grupos, com base em argumentos químicos cristalinos: grupo apatita, grupo hedyfano, grupo belovita, grupo britólito e grupo elestadita. A abundância de íons distintos que podem estar hospedados nos sítios-chave [$M = Ca^{+2}, Pb^{+2}, Ba^{+2}, Sr^{+2}, Mn^{+2}, Na^+, Ce^{+3}, La^{+3}, Y^{+3}, Bi^{+3}$; $T = P^{+5}, As^{+5}, V^{+5}, Si^{+4}, S^{+6}, B^{+3}$; $X = F^-, (OH)^-, Cl^-$] resulta em um grande número de composições que podem ter o status de espécies minerais distintas (PASERO et al., 2010).

¹ **École Nationale Supérieure de Géologie, Université de Lorraine, Nancy, France;**

² **Programa de Pós-graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto - Ouro Preto, MG, Brasil;**

³ **Graduanda em Gemologia, Departamento de Gemologia da Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, ES, Brasil;**

⁴ **Instituto de Ciências Puras e Aplicadas na Universidade Federal de Itajubá, Itabira, MG, Brasil;**

⁵ **School of Chemistry, Physics and Mechanical Engineering, Queensland University of Technology, Brisbane, Australia**

Ao longo dos anos, o conhecimento, tanto sobre a exploração e caracterização das jazidas, quanto sobre a identificação e aproveitamento das gemas foi crescendo. Junto com ele, a aparição de novos mercados consumidores e de novas tecnologias abriram novas perspectivas de produção e beneficiamento para recursos gemológicos anteriormente considerados secundários. É o caso da apatita, mineral mais lavrado para suas concentrações altas do elemento fósforo e suas aplicações na indústria, e bem pouco como gema.

Os processos de tratamento para melhorar a cor, aparência e/ou durabilidade de certas gemas têm sido usados há centenas de anos, e sua variedade, sofisticação e aplicação no comércio de joias aumentaram nas últimas décadas. Quer esses processos de aprimoramento sejam ou não considerados práticas comerciais aceitáveis, seu uso deve ser legalmente divulgado no momento da venda de gemas. A detecção do tratamento é baseada na documentação cuidadosa das propriedades dos materiais de gema, incluindo o uso de técnicas não destrutivas avançadas para a obtenção de dados químicos e espectrais (SHIGLEY; MCCLURE, 2009).

O aquecimento em uma atmosfera oxidante ou redutora controlada pode levar a mudanças nos estados de valência de agentes corantes, como os metais de transição, ou à criação ou destruição de centros de cor na rede atômica do material. O aquecimento é usado para melhorar a transparência das gemas, para criar ou remover as inclusões que são responsáveis pelo asterismo ou outros efeitos ópticos, ou para quebrar deliberadamente a gema para permitir um melhor branqueamento e adição de cor por tingimento (SHIGLEY; MCCLURE, 2009).

Assim, o objetivo deste trabalho foi aplicar tratamento físico-químico em apatitas coletadas na região de Sumé, no Estado da Paraíba, consideradas de qualidade gemológica para melhorar a sua cor. Utilizou-se tratamento térmico para melhoria da cor além de técnicas de caracterização para conhecer a composição das amostras e procurar a origem da mudança de cor após tratamento.

GEOLOGIA REGIONAL

A região está localizada na denominada Província Borborema, sendo afetadas pela orogênese brasileira, e dividida em Sistemas de Dobramentos Maciços Medianos (BRITO NEVES, 1975).

O município de Sumé está localizada na folha SB.24-Z-D-V(Sumé) em que Santos et al. (1984) identificaram litotipos que compõem um embasamento ortognáissico, Sistema de Dobramentos Pajeú-Paraíba, além do Maciço Pernambuco-Alagoas e granitóides brasileiros (GOMES, 2000).

O embasamento ortognáissico é constituído por rochas migmatíticas, gnaisses graníticos e granitóides diversos, foi descrito por Brito Neves (1975) como Geoanticlinal do Teixeira e por Campos Neto; Bittar; Brito Neves (1994) como Alto Teixeira (GOMES, 2000).

O Sistema de Dobramentos Pajeú-Paraíba é limitado ao sul pelo Maciço Pernambuco-Alagoas e a norte pelo Maciço Teixeira, sendo composto por ortognaisses de composição granítica a granodiorítica e complexos migmatíticos, com filiação máfica-ultramáfica (GOMES, 2000).

Gomes (2000) sintetiza dizendo que o modelo tectônico foi moldado no Ciclo Brasileiro, no qual o lineamentos Patos e Pernambuco são os elementos mais marcantes. Uma forte granitogênese é associada a essa tectônica.

A folha Sumé (GOMES, 2000) apresenta três sequências litoestratigráficas: Complexo Gnáissico-Aluminoso/Sertânia (Unidade 1a), Complexo Sumé (Unidade 1b) e Complexo Surubim-Caroalina (Unidades 2a, 2b e 2c), além de diversos litotipos magmáticos e os sedimentos aluvionares recentes. Também foram encontrados rochas granulíticas como

xenólitos ou blocos no Complexo Sumé. O mapa geológico simplificado da folha Sumé, com foco no município de Sumé, apresenta os dois primeiros complexos acima citados (Figura 1).

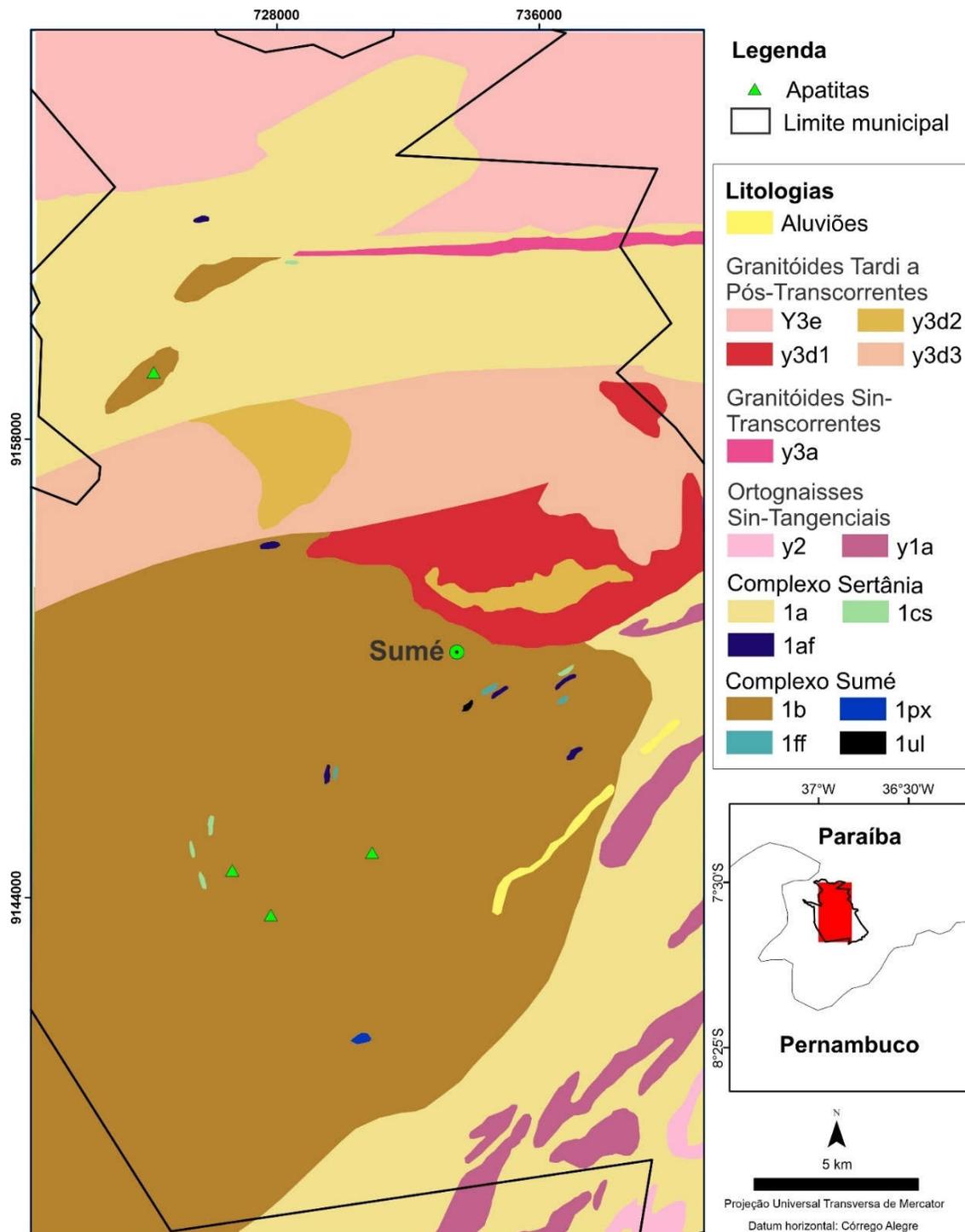


Figura 2. Mapa geológico simplificado da região de Sumé (Fonte: Gomes, 2000).

Como os termos calcissilicáticos e anfibolíticos nos complexos Sertânia e Sumé apresentam similaridades, são descritos e referidos como unidades 1 cs (calcissilicáticas) e 1 af (anfibolitos) (GOMES, 2000).

Complexos Gnáissico-Aluminoso/Sertânia (Unidade 1a)

É constituído por biotita gnaisses aluminosos, com interjeições de ortognaisses de composição tonalítica ou granulítica, além de algumas intercalações de anfibolito (Unidade 1af), mármore (Unidade 1ma) e rochas calcissilicáticas (Unidade 1cs). Esses gnaisses são essencialmente metassedimentos do tipo biotita gnaisses granadíferos, migmatizados. São constituídos por plagioclásio, quartzo, biotita, granada, e minerais acessórios como sillimanita e cordierita, além de apatita, titanita, rutilo, minerais opacos e zircão (GOMES, 2000).

Complexo Sumé (Unidade 1b)

É constituído por gnaisses aluminosos, com intercalações de ortoanfibolitos, calcissilicática/ultramáfica e mais raramente, formações ferríferas, metapiroxenito e metagabros com granadas (granulitos). As ocorrências de apatita da região são restritas a este complexo. Os ortoanfibolitos (Unidade 1af) ocorrem intercalados nos paragnaisses, compostos essencialmente por plagioclásio e hornblenda, por vezes diopsídio, actinolita-tremolita e quartzo, tendo como acessórios, clorita, titanita, opacos e apatita. As calcissilicáticas (Unidade 1cs) constituem vários corpos intercalados, são compostos por plagioclásio, quartzo, microclina, diopsídio, anfibolito, as vezes com escapolita e granada e acessórios como titanita, apatita, allanita e carbonatos. Também associados a esse complexo foram observados a presença de um nível de rocha metaultramáficas (Unidade 1ul) constituída por talco e amianto e níveis de formação ferrífera (Unidade 1ff) (GOMES, 2000).

Ortognaisses Tonalíticos Cinza e Leucotonalitos (y1a)

Os ortognaisses tonalíticos são compostos por plagioclásio, quartzo, hornblenda, biotita e raramente microclina, tendo como acessórios titanita, allanita, apatita e por vezes minerais opacos. O ortognaisses leucotonalíticos são encontrados como xenólitos no ortognaisses tonalíticos ou como corpos arrastados no Complexo Sertânia. Os leucotonalíticos são compostos por plagioclásio, com pouco quartzo e hornblenda, raramente com biotita e/ou microclina, tendo como acessórios granada, titanita, allanita e raramente epidoto (GOMES, 2000).

Ortognaisses Sin-Tangenciais (y2)

São compostos essencialmente por microclina, plagioclásio, quartzo, biotita, e geralmente possuem hornblenda, os acessórios são granada, allanita, epidoto, titanita, apatita e minerais opacos. A composição é predominantemente granítica, observando-se também termos quartzo-monzoníticos e quartzo-sieníticos. Aparentemente foram formados por anatexia do ortognaisses tonalíticos (Unidades y1a).

Granitóides Sin-Transcorrentes (y3a)

Ocorrem associados a Zona de Cisalhamento Transcorrente Dextral de Coxixola. São *sheets* de biotita granitos leucocráticos, possuindo xenólitos de gnaisses regionais. São compostos por microclina, plagioclásio, quartzo e pouca biotita, tendo como acessórios: muscovita, clorita, allanita, apatita, carbonatos, minerais opacos e, por vezes, rutilo e titanita (GOMES, 2000).

Complexo Prata (y3d)

Constituí elevações de destaque topográfico como as serras do Saco, Suçuarana, dos Campos e do Buraco. Estudos realizados por Melo et al. (1995, 1996) caracterizaram este complexo como bimodal, intraplaca, pós-tectônico.

Gomes (2000) cartografou três fácies: fácies félsica quartzo-sienítica/granítica (y3d1), máfica monzo-diorítica (y3d2) e uma híbrida (y3d3). A fácies y3d1 é formada por microclina, plagioclásio, quartzo, com pouca biotita e anfibólio, tendo como acessórios: titanita, apatita, zircão, allanita, epidoto, fluorita e minerais opacos. Esta fácies aflora sob a forma de matacões e serras. A fácies y3d2 predomina litotipos monzodioríticos/monzogabros (por vezes quartzosos), com mineralogia essencial formada por plagioclásio, microclina, anfibólio, biotita e quartzo, tendo como minerais acessórios diopsídio, titanita, apatita, zircão, minerais opacos e allanita. É a fácies de ocorrência mais restrita do plúton. A fácies y3d3 destaca-se pela coexistência das duas fácies anteriormente descritas e textura inequigranular média a porfirítica. Frequentemente ocorrem enclaves máficos, por vezes orientados, e mais raramente xenólitos dos ortognaisses regionais

Granitóide de Almas (y3e)

É constituído por um granito leucocrático com pouca biotita, composta por microclina, plagioclásio, quartzo, biotita + clorita e tendo como acessórios apatita, moscovita, epidoto, opacos e carbonato (GOMES, 2000).

Ocorrência de Apatita e perspectivas comerciais ou científicas

Foram cadastradas quatro ocorrências de apatitas no município de Sumé, conhecidas desde a década de 1940. A apatita nessa região ocorre como lentes e bolsões, sendo hospedadas em rochas calcissilicáticas do Complexo Sumé. Nos bolsões a apatita ocorre sob forma de grandes cristais, massas tabulares ou agregados granulares. A esses depósitos são associados amianto antofílico, diopsídio, microclina, escapolita, anfibólio, granada, titanita, calcita, rodonita, feldspato, epidoto e hornblenda (GOMES 2000)

Segundo Beurlen (1965) e Melo JR. (1952) essa apatita é uma fluorapatita. A paragênese mineral é formada por apatita, rodonita, diopsídio, microclina, escapolita, granada, titanita, actinolita, vermiculita e calcita. Segundo esses autores a gênese da apatita é relacionada a atividade pegmatítica com desenvolvimento máximo na fase feldspática, posterior à formação das calcissilicáticas ricas em P_2O_5 , K, SiO_2 com Ti, F e Cl. O encontro com um ambiente rico em cálcio propiciou a formação de apatita.

As apatitas achadas têm uma boa transparência e, apesar de elas terem uma cor verde que não seja muito atraente, a sua boa uniformidade permite a aplicação de um tratamento térmico que produza bons resultados. As fotos da Figura 2 (A e B) permitem dar ao leitor uma ideia das apatitas lavradas, tanto em tamanho quanto em cor.

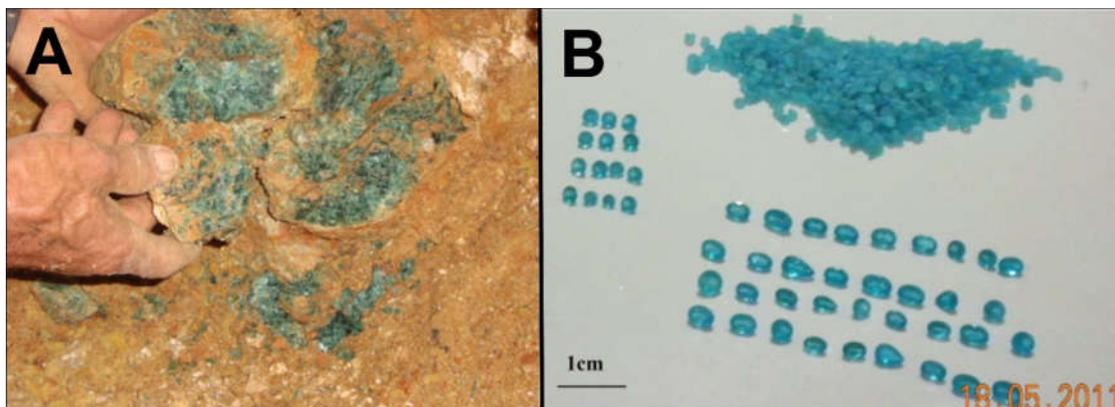


Figura 3. Apatitas de Sumé. A) no estado bruto, durante a lavra. B) Apatitas tratadas termicamente, brutas, acima, e lapidadas, abaixo.

METODOLOGIA

As amostras foram fragmentadas e separadas em diversas alíquotas que posteriormente foram tratadas. As seguintes técnicas analíticas foram empregadas nas gemas antes e após tratamento.

Caracterização gemológica com a determinação de suas propriedades ópticas tais como pleocroísmo, anisotropia e seus índices de refração, no laboratório de Gemologia do Departamento de Engenharia Geológica da Universidade Federal de Ouro Preto (DEGEO/UFOP).

As análises químicas efetuadas tinham por objetivo identificar a origem da mudança de cor que ocorreu durante o tratamento térmico das apatitas coletadas em Sumé, na Paraíba. A variedade das técnicas aplicadas permitiu uma abordagem tanto qualitativa quanto quantitativa da caracterização química das amostras, com um espectro de detecção indo da ordem do ppm até a do ppt. Os resultados apresentados nas partes seguintes seguem este padrão de caracterização, indo do mais geral até o mais específico.

De acordo com as propriedades dos minerais alcromáticos e junto com a alta capacidade da apatita a incorporar íons de elementos de transição potencialmente geradores de cor (Fe, Mn, Cr, V, etc.), foi formulada a hipótese que a cor da apatita seja devida à presença de centros de cor, e mais especificamente à presença dos elementos de transição Fe^{2+} e Fe^{3+} em proporções relativas variáveis. De fato, o elemento ferro pode entrar em substituição de uma grande variedade de lacunas estruturais cristalinas (octaédrico, tetraédrico, cúbica, piramidal) e gerar uma grande gama de cores, inclusive o azul e o verde.

As análises químicas dos elementos maiores por microsonda eletrônica foram realizadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), utilizando uma microsonda da marca JEOL, modelo JXA-8230 Superprobe equipada com 5 espectrômetros. As condições analíticas empregaram uma voltagem de aceleração de 15kV, uma intensidade de corrente do feixe de 20 nA e 5 μ m de diâmetro do feixe. O tempo de aquisição para cada elemento variou de 5-10 s para Na, F, Si, Al, Mg, Ba, Fe, Cl, P, Ti, Ca, Cr, Sr, Cu, K e Mn e 15-30 s para S. Para os procedimentos de calibração, os seguintes materiais foram utilizados: CaO (fluorapatita), Si (quartzo), F (CaF₂), Al₂O₃ (coríndon), MgO (olivina), BaO (BaSO₄), FeO (Fe), Cl (escapolita), SO₃ (PbS), P₂O₅ (fluorapatita), TiO₂ (rutilo), Cr₂O₃ (cromita), SrO (estrôncio-titanita), CuO (Cu), K₂O (microclina) e MnO (MnO₂). Nestas análises as apatitas obtiveram um total variando de 99,87% a 102,34 % em peso. A partir dos resultados foi calculada a distribuição estequiométrica dos elementos nos sítios das apatitas. Além disso, foi estimada a concentração de OH e a % total corrigida pontualmente, seguindo as sugestões do approach 1 de Ketcham et al. (2015). Resumidamente, neste método o número de ânions

(25/26) por célula unitária é uma função do conteúdo de OH que preencherá o sítio (OH+Cl+F), o total % analisado normalizado pontualmente para cada elemento pode então ser corrigido por um fator de correção em função do conteúdo de OH (estimado) e pelo balanço de cargas.

E análise química dos elementos traços com espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS), realizadas no laboratório LOPAG do Departamento de Engenharia Geológica da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), usando ICPMS Agilent Technologies, modelo 7700 Series junto com um sistema de ablação laser New Wave Research modelo UP-213. Foi utilizado um padrão Sumé (SILVA, 2019) e quatro medidas foram feitas em cada amostra. Foram medidas as concentrações em 26 elementos: 7Li, 29Si, 43Ca, 51V, 52Cr, 55Mn, 56Fe, 93Nb, 139La, 140Ce, 141Pr, 143Nd, 147Sm, 151Eu, 157Gd, 159Tb, 163Dy, 165Ho, 166Er, 169Tm, 174Yb, 175Lu, 178Hf, 206Pb, 232Th e 238U.

Caracterização estrutural usando a técnica de difração de raios X. Os difratogramas foram obtidos com um difratômetro Shimadzu XRD-6000 equipado com um tubo de Co e um filtro de ferro. Os scanners foram feitos a partir de 13-70° (2 θ) a 0.25°/min, usando-se silício como padrão interno. Os parâmetros foram calculados por refinamento com o método dos quadrados mínimos após subtrair o background e a contribuição K α 2. As análises foram realizadas no Laboratório de Difração de Raios X do DEGEO/UFOP.

Para as análises em espectroscopia Raman, as amostras de fosfatos gemológicos foram analisadas em um microscópio Olympus BHSM, equipado com objetivas de 10x, 20x e 50x. O microscópio é parte de um sistema de microscópio Raman Renishaw 1000, que também inclui um monocromador, um sistema de filtro e de um detector de CCD (1024 pixels). Os espectros de Raman foram excitados por um laser modelo Spectra Physics-127 He-Ne tendo produzido luz altamente polarizada a 633 nm, recolhida em uma resolução nominal de 2 cm⁻¹ e com uma precisão de 1 cm⁻¹ no intervalo entre 200 e 4000 cm⁻¹. Repetidas medidas sobre os cristais utilizando a ampliação maior (50x) foram acumuladas para melhorar a relação sinal-ruído dos espectros. Os espectros Raman foram calibrados utilizando a linha de 520,5 cm⁻¹ de uma pastilha de silício. Os espectros de Raman de pelo menos 10 cristais foram medidos para garantir a consistência do espectro.

Os espectros no infravermelho foram obtidos utilizando-se um espectrômetro Nicolet Nexus 870 FTIR, com célula ATR de diamante. Os espectros foram obtidos no intervalo de 4000-525 cm⁻¹, obtidos com a integração de 128 medidas e com resolução de 4 cm⁻¹ e velocidade de espelho de 0,6329 cm/s. Os espectros foram interpolados utilizando-se o programa Spectralcalc GRAMS (Galactic Industries Corporation, NH, USA). A análise dos componentes das bandas foi realizada utilizando-se o programa Jandel "Peakfit". A determinação das bandas foi realizada através de funções Lorencianas-Gaussianas, com relação entre funções de 0,7.

Para estas duas técnicas de espectroscopia, foi utilizada a infraestrutura do laboratório de Nanotecnologia e Ciência Molecular, na Faculdade de Ciência e Engenharia da Universidade Técnica de Queensland, Austrália.

Para o tratamento térmico foram selecionadas amostras com aproximadamente 0,5cm³. Sendo colocadas num recipiente de cerâmica num forno mufla, com programação da temperatura de 700 °C, 750 °C e 800°C, ficando em cada temperatura por 15 minutos.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Caracterização gemológica

Os resultados obtidos após caracterização gemológica das gemas em duas amostras, são apresentados na Tabela 1, permite confirmar que as duas gemas lapidadas estudadas (uma verde e a outra azul) são apatitas.

Tabela 2. Dados levantados com a caracterização gemológica básica das apatitas.

Cor	Lapidação	Diafaneidade	Pleocroísmo	Polariscopia	IR
Verde	Oval	translúcida	Verde azul/ amarelo muito fraco	anisotropia	N _e 1,635 N _o 1,642
Azul	triangular		Não observado ou muito fraco	Anisotropia monocristalina	N _e 1,634 N _o 1,641

Com estas gemas, o caráter óptico uniaxial da apatita não pareceu muito evidente, primeiro porque a birrefringência é bem pequena, tornando os valores medidos próximos, e segundo porque o estudo prévio com a lupa de mão revelou várias fraturas dentro das duas gemas lapidadas, com algumas afetando a mesa, o que pode gerar leituras com valores errados. Porém, outros critérios permitirem chegar à conclusão de que este mineral é uma apatita, e eliminar as dúvidas e confusões possíveis com outros minerais.

De fato, o pleocroísmo muito fraco das duas gemas, permitiu eliminar as hipóteses que este mineral seja uma andaluzita, turmalina ou uma jeremejevita, minerais apresentando um pleocroísmo muito forte, apesar de elas terem índices de refração próximos dos da apatita: respectivamente 1,634 (+0;008; -0;007)-1,643 (+0;006; -0;003); 1,624 (+0;015; -0;010)-1,644 (+0;022;-0;010) e 1,639-1,648 (\pm 0,002). Além disso, que as gemas fossem sido interpretadas como uniaxiais ou biaxiais, o sinal óptico achado nos dois casos era negativo, o que nos permitiu eliminar a barita, de sinal óptico positivo, apesar desta ter uma birrefringência de 0,012 e índices de refração de 1,636-1,648.

Tratamento térmico

Podemos observar que a cor obtida depende totalmente da temperatura que foi aplicada na amostra. A apatita, que era verde originalmente passou gradualmente pelo azul-esverdeado (temperatura de 700°C), azul céu intenso (temperatura de 750°C) até chegar à cor azul claro (temperatura de 800°C) (Figura 3).



Figura 4. Amostras de apatita, de esquerda à direita: natural, tratada a 700°C, 750°C e 800°C, respectivamente.

Análises químicas

A Tabela 2 apresenta os átomos por unidade de fórmula (a.p.f.u) calculado a partir de resultados de microsonda eletrônica de 48 análises, com base na sugestão de Ketcham (2015). A fórmula calculada na base de 13 oxigênios foi $\text{Ca}_{5,23}(\text{P}_{2,79}\text{O}_{12})(\text{F}_{0,65}\text{Cl}_{0,02}\text{OH}_{0,33})$.

Os elementos presentes em particular são o Ca e P, principais constituintes da apatita, com 5,23 e 2,79 apfu, respectivamente. Podemos notar a presença de flúor (0,65 apfu), o que nos permite determinar que esta apatita é uma fluorapatita. Outros elementos, em quantidades

bem menores são presentes, como o Na, Si, Cl e Sr, que integraram a estrutura da apatita provavelmente substituindo um íon Ca^{2+} . Os elementos indicados como ausentes foram procurados graças a outras técnicas de resolução mais alta, caso a concentração deles seja menor do que o limite de detecção da microsonda eletrônica.

Tabela 3. Átomos por unidade de fórmula (a.p.f.u).

	26 oxigênios	13 oxigênios
Na	0,02	0,01
F	1,29	0,65
Si	0,27	0,14
Al	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00
Cl	0,04	0,02
S	0,00	0,00
P	5,59	2,79
Ti	0,00	0,00
Ca	10,46	5,23
Cr	0,00	0,00
Sr	0,01	0,01
Cu	0,00	0,00
K	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00
OH (calc.)	0,67	0,33

A Tabela 3 apresenta as médias dos resultados obtidos por ICP-MS em várias amostras de apatitas. Destacam-se enriquecimentos importantes (>1000ppm) nos elementos ^{29}Si , ^{139}La , ^{140}Ce , ^{143}Nd e ^{232}Th , assim como enriquecimento, em quantidades menores (>70ppm), nos elementos ^{55}Mn , ^{56}Fe , ^{141}Pr , ^{147}Sm , ^{157}Gd e ^{238}U . Os valores obtidos de ^{52}Cr não podem ser tomados em conta pois eles apresentaram uma variabilidade extrema de uma medida por uma outra.

Podemos observar a presença de alguns elementos de transição potencialmente geradores de cor: o ^{56}Fe , com uma concentração média de 89,83 ppm nas apatitas verdes e 66,1 ppm nas azuis e o ^{55}Mn com concentrações médias de 86,62 ppm e 120,107 ppm, respectivamente. O ^{51}V é presente também, porém em quantidades menores (~ 30 ppm) e com uma variabilidade menor entre as duas espécies de amostras. De fato, as apatitas azuis parecem ter perdido ^{56}Fe para ^{55}Mn . Em comparação, a apatita de Madagascar (azul) apresenta concentrações de 52,77 ppm de ^{56}Fe e de 153,16 ppm de ^{55}Mn , quando a apatita de Durango (amarela) apresenta concentrações de 266,95 ppm de ^{56}Fe e de 82 ppm de ^{55}Mn . Parece ocorrer uma relação entre as proporções respectivas desses dois elementos de transição.

Calculamos as razões $^{55}\text{Mn}/^{56}\text{Fe}$ e obtivemos os resultados seguintes:

- apatita azul Madagascar: $r = 2,9$
- apatita azul (Sumé tratada): $r = 1,8$
- apatita verde (Sumé natural): $r = 0,96$
- apatita amarela Durango: $r = 0,3$

Tabela 4. Análises de elementos menores em ICP-MS. Quantidades (em ppm) de 26 elementos. Legenda: amostras verdes (V1, V2, V3), azuis (A1, A2, A3), amostra de apatita de Madagascar (Mad) e Durango (Dur).

Elemento	V1	V2	V3	A1	A2	A3	Mad	Dur
⁷ Li	2,73	3,62	4,11	4,93	4,23	5,42	4,14	5,46
²⁹ Si	7151,53	6870,72	7466,373	7023,97	6996,533	7611,036	4593,063	2702,803
⁴³ Ca	397087,81	397087,79	397087,81	397087,81	397087,8	397087,8	397087,8	397087,79
⁵¹ V	30,35	30,52	32,01	29,136	27,136	28,873	25,636	18,976
⁵² Cr	50,75	44,95	29,166	44,29	20,913	24,95	63,37	36,026
⁵⁵ Mn	82,82	87,95	87,716	84,03	164,916	111,376	153,163	82
⁵⁶ Fe	94,62	92,87	82,003	51,35	78,58	68,65	52,77	266,95
⁹³ Nb	1,54	3,03	4,03	3,056	2,93	2,481	0,094	0,049
¹³⁹ La	1383,64	1251,11	1297,77	1252,72	2056,54	1956,14	2131,61	4362,94
¹⁴⁰ Ce	2904	2808,9	2903,5	2804,4	4054,5	3748	3892,81	5193,36
¹⁴¹ Pr	338,49	336,17	353,97	333,72	450,3	429,9	418,2	484,7
¹⁴³ Nd	1234	1244,76	1330,7	1247,27	1588,7	1567,6	1504,6	1752,8
¹⁴⁷ Sm	166,15	164,79	177,4	165,87	199,6	205,2	197,8	266,6
¹⁵¹ Eu	21,83	21,97	23,13	21,86	27,7	27,6	26,9	20,12
¹⁵⁷ Gd	105,7	105	114,1	105,9	124,7	129,8	126,9	253
¹⁵⁹ Tb	11	10,9	11,9	11	12,9	13,5	12,9	32,3
¹⁶³ Dy	56,11	56,36	61,97	55,98	66,61	70,1	64	194,9
¹⁶⁵ Ho	9,67	9,74	10,72	9,86	11,55	12,22	10,78	38,74
¹⁶⁶ Er	24,1	24,2	26,5	24,4	29,2	30,6	25,9	103,4
¹⁶⁹ Tm	2,95	2,97	3,36	3,07	3,68	3,84	3,15	13,01
¹⁷⁴ Yb	16,95	17,1	18,9	17,1	21,8	22	17,9	67,6
¹⁷⁵ Lu	2,19	2,27	2,54	2,22	2,91	2,94	2,5	7,39
¹⁷⁸ Hf	0,11	0,13	0,12	0,11	0,05	0,05	0,06	0,03
²⁰⁶ Pb	27,08	28,34	31,01	28,87	31,93	33,73	8,07	1,81
²³² Th	2879,46	2894,97	3368,27	3073,43	3212	3552,25	681,92	325,31
²³⁸ U	73,69	76,64	82,82	78,02	77,42	88,49	20,94	14,19

De acordo com os gráficos da Figura 5, é evidente a baixa concentração de Si nas amostras de apatita de Madagascar e Durango. Observando em detalhe os outros elementos. A concentração de vanádio é praticamente a mesma em todas as amostras, mostrando que este elemento não apresenta mudanças significativas após tratamento. Com relação ao cromo as amostras azuis apresentam baixas concentrações quando comparadas com as verdes, o ferro apresenta comportamento similar ao do cromo. Porém o manganês possui um comportamento oposto do que ocorre com o cromo e ferro. As concentrações de nióbio estão superior as das amostras de Madagascar e Durango.

As amostras de Sumé naturais e tratadas apresentam altas concentrações de Si e Nb em comparação com as amostras de Mad e Dur (Figura 4).

No gráfico de elementos terras raras (Figura 5) ocorre dois picos bem evidentes no cério (Ce) e neodímio (Nd), em que é possível observar três grupos distintos. O primeiro que seria da apatita de Durango, com altas concentrações de Ce e Nd. O segundo grupo com concentrações intermediárias em relação ao primeiro, é representado pelas amostras de Madagascar, A3, A2 e V2. E o terceiro grupo com baixa concentração de Ce e Nd em relação ao primeiro, representado pelas amostras V1, V3, A1.

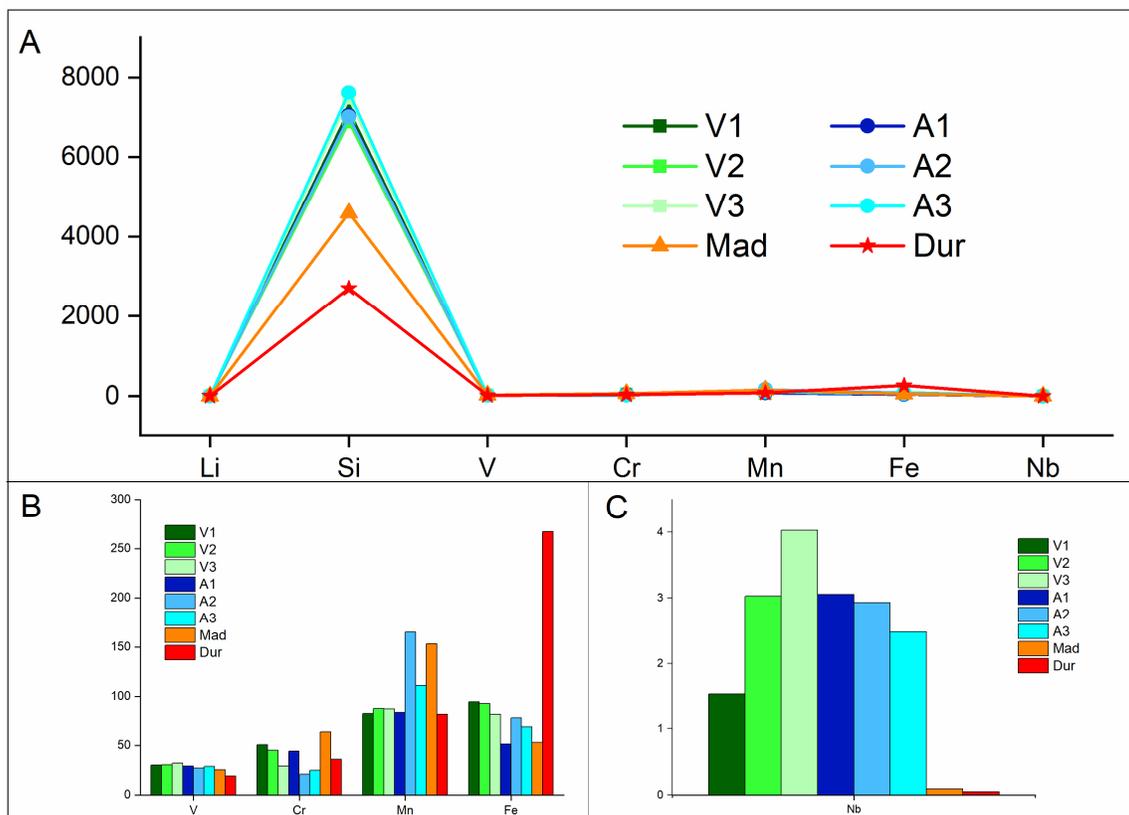


Figura 5. Gráficos com as concentrações em ppm para as amostras de apatitas analisadas via ICP-MS. A) gráfico com a distribuição dos elementos Li, Si, V, Cr, Mn, Fe e Nb. B) Gráfico em barra com detalhe dos elementos V, Cr, Mn e Fe. C) Gráfico em barras com detalhe da concentração de Nb. Legenda: amostras verdes (V1, V2, V3), azuis (A1, A2, A3), amostra de apatita de Madagascar (Mad) e Durango (Dur).

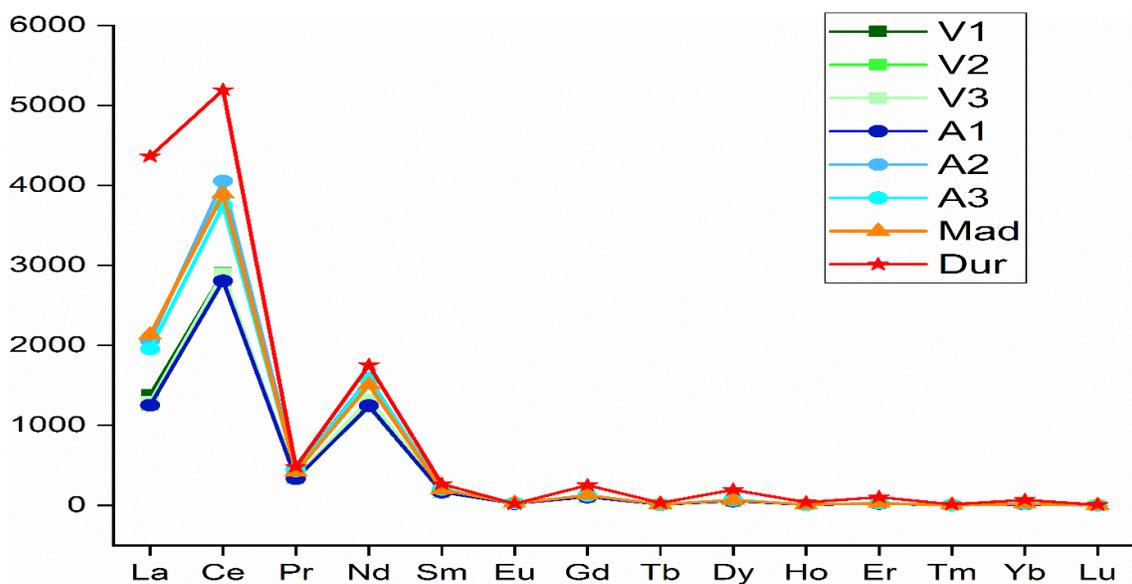


Figura 6. Gráficos com as concentrações de elementos terras raras em ppm para as amostras de apatitas analisadas via ICP-MS. Legenda: amostras verdes (V1, V2, V3), azuis (A1, A2, A3), amostra de apatita de Madagascar (Mad) e Durango (Dur).

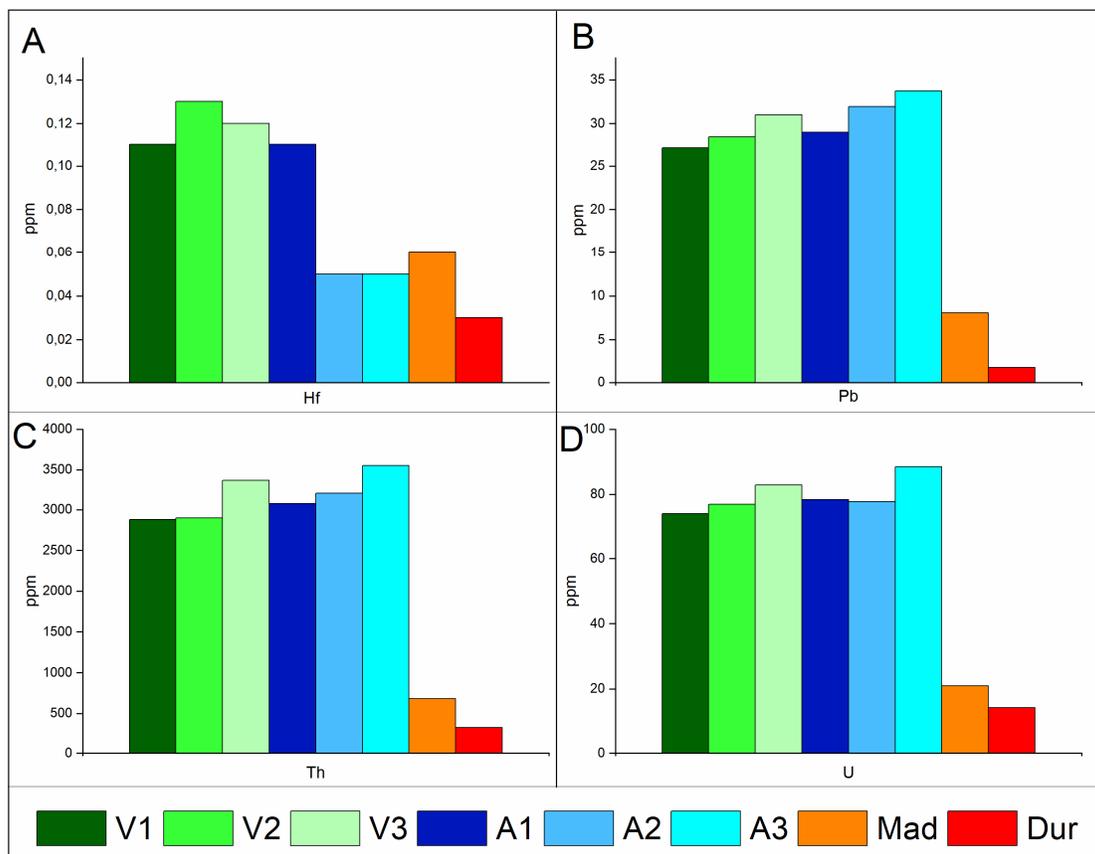


Figura 7. Gráfico em barras com concentrações em ppm. A) concentração de Hf. B) Concentração de Pb. C) Concentração de Th. D) Concentração de U. Legenda: amostras verdes (V1, V2, V3), azuis (A1, A2, A3), amostra de apatita de Madagascar (Mad) e Durango (Dur).

Com relação as concentrações de háfnio (Hf), chumbo (Pb), tório (Th) e urânio (U) (Figura 6) é bastante claro as altas concentrações desses elementos nas amostras de apatita de Junco do SeridóSumé em relação as apatitas de Madagascar e Durango. As concentrações de Pb e Th parecem serem um pouco mais elevadas nas amostras azuis.

Difração de raios X

Os difratogramas por difração de raios X foram realizados antes (Figura 7A) e após o tratamento térmico (Figura 7B). Os resultados obtidos graças à análise da difração de raios X permitem afirmar que a estrutura cristalina da apatita não foi alterada ao longo do aquecimento. De fato, os espectros obtidos são quase iguais, e uma transição para uma estrutura amorfa teria resultado em um sinal característico de materiais amorfos muito diferente do inicial, sem picos definidos e com um background muito elevado (Rojas et al. 2008, Franco et al. 2010).

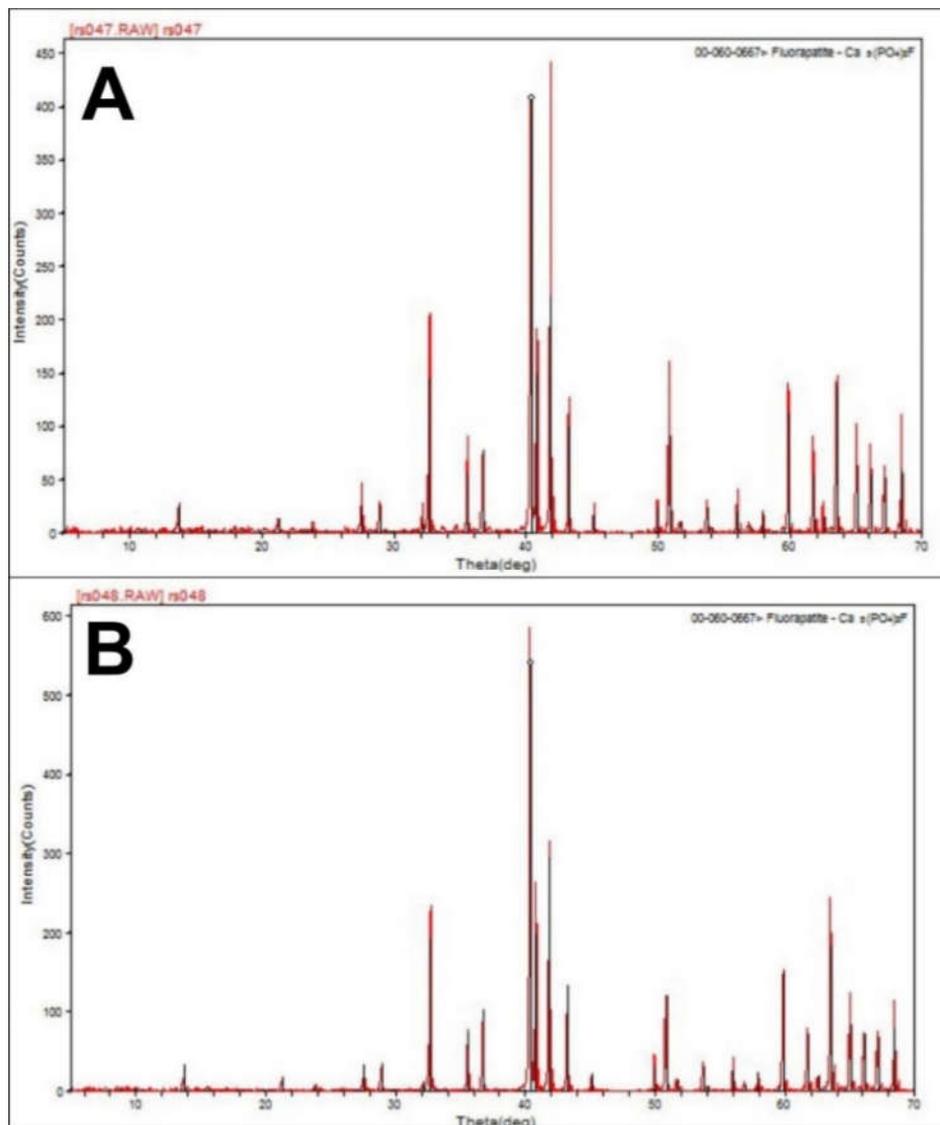


Figura 8. Espectros obtidos por difração de raios X com a apatita.. A) natural (sem tratamento) e B) apatitas tratadas por aquecimento térmico (700 °C).

Espectroscopia Raman e Infravermelho

Segundo Bathnagar (1967) o íon PO_4^{3-} produz quatro frequências vibratórias principais aos redores de 1082 (ν_3), 980 (ν_1), 515 (ν_4) e 363 (ν_2) cm^{-1} . Em 2007, Antoniakos et al. (2007) detalha mais os modos do íon PO_4^{3-} : eles são expressidos em 938 (modo de extensão ν_1), 420 (modo ν_2 de torção degenerada dupla), 1017 (modo ν_3 de torção assimétrica degenerada tripla) e 567 cm^{-1} (modo ν_4 de torção degenerada tripla). Todos estes modos são ativos em espectroscopia Raman, quando apenas os modos ν_3 e ν_4 são ativos espectroscopia de infravermelho. Os modos ν_1 , ν_2 , ν_3 e ν_4 deveriam apresentar respectivamente dois, três e cinco picos. Uma mudança acima do número destes picos poderá ser interpretada como a presença de substituições. Ele supôs também que a presença de um pico as 1018 cm^{-1} é característico das apatitas possuindo íons divalentes ou espaços vazios em vez de íons monovalentes.

De fato, podemos observar na espectroscopia Raman todos os modos do íon PO_4^{3-} : quatro picos fracos do modo ν_4 em 580, 590, 606 e 616 cm^{-1} , dois no ν_2 em 430 e 448 cm^{-1} , cinco fracos no ν_3 em 1032, 1041, 1050, 1058 e 1076 cm^{-1} e um pico muito bem expressido em

962 cm^{-1} correspondente ao modo ν_1 (Figura 8). No infravermelho, observemos apenas os ν_1 e ν_3 (quando normalmente seriam os modos ν_3 e ν_4 segundo Antoniakos et al. (2007).

Não foram observados os picos descritos por Antoniakos et al. (2007) assinalando uma substituição possível por CO_3^{2-} às frequências diagnósticas de ~ 1339 , ~ 1370 , ~ 1600 e ~ 1760 cm^{-1} , mas estas foram observadas no infravermelho em 1070 e 1103 cm^{-1} , interpretadas como o modo ν_1 do íon CO_3^{2-} e em 1419, 1428 e cm^{-1} como seu modo ν_3 . Todos os sinais acima de 3000 cm^{-1} são considerados como umidade da amostra (ligação OH da molécula H_2O) e/ ou OH $^-$.

Assim, as interpretações feitas dos espectros obtidos nos permitem tirar algumas conclusões sobre a estrutura das apatitas: de maneira geral, as frequências correspondentes ao íon PO_4^{3-} são iguais entre as amostras de apatita natural e as aquecidas. As maiores diferenças nos dados concernam os picos interpretados como substituições por CO_3^{2-} , que são mais observadas (mesmo de intensidade fraca) nas apatitas aquecidas, o que pode sugerir um aumento da integração do CO_3 , ionizado pelo aquecimento, substituindo íons PO_4^{3-} . Porém, estas análises não permitiram observar outros tipos de substituições iônicas dentro da estrutura cristalina das apatitas e que poderia gerar uma mudança de cor.

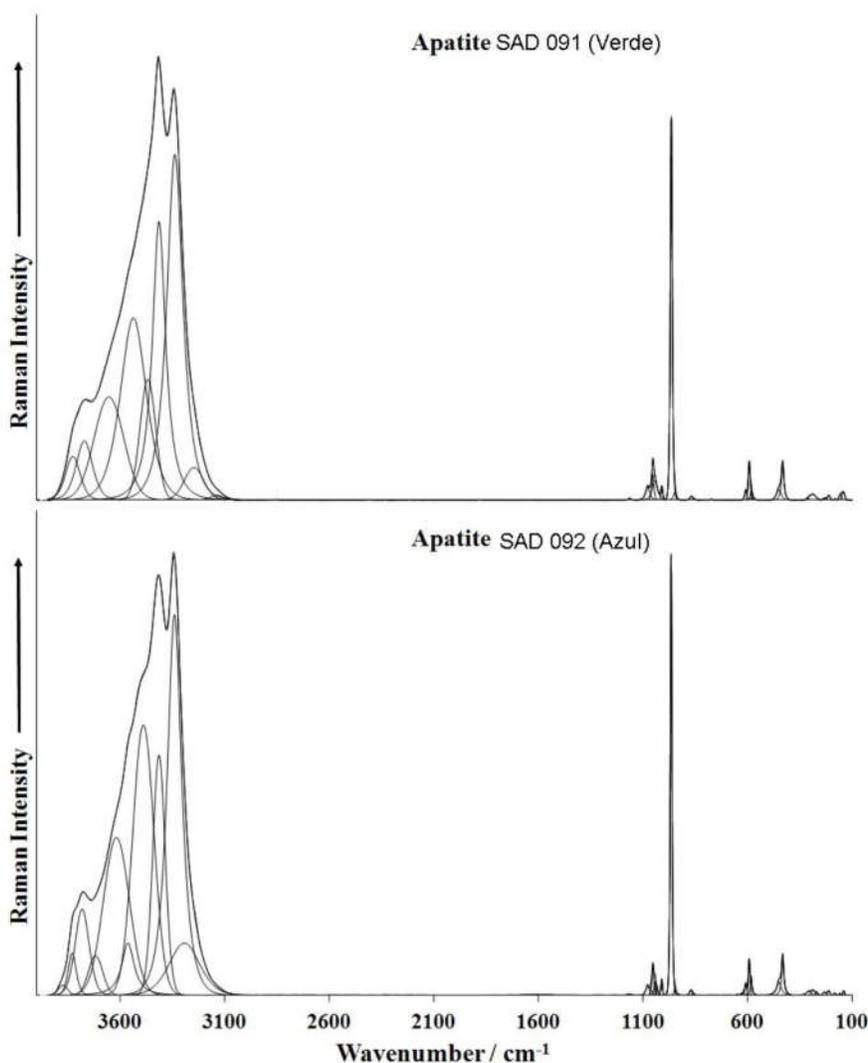


Figura 9. Espectros completos obtidos por espectrometria Raman com a apatita verde (SAD-091) e a apatita azul (SAD-092).

CONCLUSÕES

Com base na química mineral e nos dados gemológicos os minerais analisados são fluorapatitas $\text{Ca}_{5,23}(\text{P}_{2,79}\text{O}_{12})(\text{F}_{0,65}\text{Cl}_{0,02}\text{OH}_{0,33})$. Nessas amostras foram aplicados tratamento térmico para melhoria da sua cor, passando do verde para o azul, em diferentes temperaturas, para melhoria da cor. Vinculado a esse tratamento foram realizadas análises químicas de detalhe para verificar os elementos causadores de cores, visto que a apatita incorpora uma grande variedade de elementos, devido a estrutura cristalina. E foi observado que o tratamento térmico não alterou a estrutura cristalina da apatita, sendo assim, sua alteração de cor foi resultado exclusivamente de elementos cromóforos.

Ocorre a presença de alguns elementos de transição que são potencialmente geradores de cor (Fe, Mn e V). Além disso, ocorre uma relação entre as concentrações de Mn e Fe, e a cor apresentada, sendo que razões Mn/Fe altas, apresentam geração de cor azul, mostrando sua relação direta com as altas concentrações de Mn e as cores verde e amarela com as altas concentrações de Fe.

Estabelecer uma correlação a partir destes resultados parece um pouco ousado, mas o elemento ^{56}Fe parece ser um dos responsáveis pelo polo amarelo, e o elemento ^{55}Mn pelo polo azul. Portanto, o aquecimento nem chegou perto dos pontos de ebulição destes elementos, o que significa, pelo princípio da conservação de massa, que eles permaneceram na estrutura sem ser medidos (talvez por enviesamento de medida). Assim, parece mais provável que o aquecimento modificou também o grau de ionização deste elementos, o que gerou a modificação de cor. Essa modificação do grau de ionização poderia ter ocorrido entre os elementos ^{56}Fe e ^{55}Mn , mas também incluindo os outros elementos traços, ou o CO^{-2}_3 , cuja aparição após o aquecimento foi destacada graças às análises por espectrometria de infravermelho e de espectrometria Raman.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, Brazil – projeto 303218/2018-5, FAPEMIG (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais, Brazil - projetos APQ-01448-15, PPM-00588-18), PROPP/UFOP 22/2019 (23109.004080/2019-88) e PROPP/UFOP 13/2020 (23109.000928/2020-33).

REFERÊNCIAS

- BEURLIN, Hartmut. **Estudo geológico de uma área do município de Sumé- Paraíba**. 1965. Universidade Federal do Pernambuco, [S. l.], 1965.
- BRITO NEVES, B. B. **Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino**. 1975. Universidade de São Paulo, [S. l.], 1975.
- CAMPOS NETO, M. C.; BITTAR, S. M. ...; BRITO NEVES, B. B. Domínio tectônico Rio Pajeú-Província Borborema; orogêneses superpostas no ciclo brasileiro\pan-africano. *In: Boletim de Resumos Expandidos - Congresso Brasileiro de Geologia*. Balneário de Camburiú -SC. p. 221–222.
- GOMES, H. A. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Sumé. Folha SB.24-Z-D-V. Estados da Paraíba e Pernambuco. Escala 1:100.000**. Brasília: CPRM, 2000.
- HUGHES, John M.; RAKOVAN, John F. Structurally Robust, Chemically Diverse: Apatite and Apatite Supergroup Minerals. *Elements*, [S. l.], v. 11, n. 3, p. 165–170, 2015. DOI: 10.2113/GSELEMENTS.11.3.165. Disponível em: http://pubs.geoscienceworld.org/msa/elements/article-pdf/11/3/165/3110557/165_ELEM_v11n3.pdf. Acesso em: 14 nov. 2021.

KETCHAM, Richard A. Technical Note: Calculation of stoichiometry from EMP data for apatite and other phases with mixing on monovalent anion sites. **American Mineralogist**, [S. l.], v. 100, n. 7, p. 1620–1623, 2015. DOI: 10.2138/AM-2015-5171. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.2138/am-2015-5171>. Acesso em: 20 dez. 2021.

MELO JR., J. L. Apatita: Paraíba. In: **Brasil. DNPM/DFPM. Relatório da diretoria- 1950**. Rio de Janeiro. p. 14–31.

MELO, S. C.; GUIMARÃES, I. P.; LIMA, E. S.; SILVA FILHO, A. F.; VANNUCCI, R.; MAZZUCHELLI, M. Caracterização geoquímica do Complexo Prata: Magmatismo bimodal pós tectônico do Proterozóico superior no NE do Brasil. In: **Anais III Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa e V Congresso Brasileiro de Geoquímica**. Niterói-RJ. p. 815–832.

MELO, S. C.; GUIMARÃES, I. P.; SILVA FILHO, A. F.; MACAMBIRA, M.; LIMA, E. S. Geochemical and Rb-Sr data of the Neoproterozoic bimodal anorogenic magmatism in the Borborema province, NE Brazil: the Prata complex. In: **Anais Congresso Brasileiro de Geologia**. Salvador-BA. v. 6p. 607–610.

PASERO, Marco; KAMPF, Anthony R.; FERRARIS, Cristiano; PEKOV, Igor V.; RAKOVAN, John; WHITE, Timothy J. Nomenclature of the apatite supergroup minerals. **European Journal of Mineralogy**, [S. l.], v. 22, n. 2, p. 163–179, 2010. DOI: 10.1127/0935-1221/2010/0022-2022.

SANTOS, E. J.; COUTINHO, M. G. N.; COSTA, M. P. ..; RAMALHO, R. A região de dobramentos Nordeste e a bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luís e as bacias marginais. In: SCHOBENHAUS, C. et al. (org.). **Geologia do Brasil**. Brasília: DNPM, 1984. p. 131–189.

SHIGLEY, James E.; MCCLURE, Shane F. Laboratory-Treated Gemstones. **Elements**, [S. l.], v. 5, n. 3, p. 175–178, 2009. DOI: 10.2113/GSELEMENTS.5.3.175. Disponível em: http://pubs.geoscienceworld.org/msa/elements/article-pdf/5/3/175/3113627/175_v5n3.pdf. Acesso em: 14 nov. 2021.

SILVA, Calebe Bortolini Sette Da. **Desenvolvimento de material de referência para geocronologia U-Pb em apatita por LA-ICP-MS**. 2019. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2019. Disponível em: <http://www.repositorio.ufop.br/jspui/handle/123456789/11665>. Acesso em: 16 nov. 2021.

Capítulo 4

Estudo de intercrescimento no topázio imperial a partir de análise EBSD

Igor Fernandes Figueiredo¹; Gilberto Henrique Tavares Alvares da Silva²; Leonardo Martins Graça³; Flávia Compassi da Costa^{3, 4}; Flávia Braga de Oliveira³; Ricardo Augusto Scholz Cipriano³

RESUMO. Topázio é um mineral da classe dos silicatos, subclasse nesossilicato. A variedade gemológica denominado topázio imperial é caracterizada por uma cor que varia do amarelo alaranjado ao vermelho cereja, foi descrito na região de Ouro Preto, estado de Minas Gerais, Brasil, no século 18. Quanto a descrição de intercrescimento este é raramente maclado, no entanto, na literatura são reportados como plano de macla (101), (010) e (110). Além disso, uma macla duvidosa representada por (021). Nessa linha, foi empregada sobre amostra monocristalina de topázio imperial, análises de difração de elétrons retroespalhados (EBSD) e tratamento de dados na rede de projeção estereográfica de Wulff com o objetivo de um estudo cristalográfico com foco em relações de intercrescimento. As análises de EBSD tiveram como resultado um mapa de figura de polo inverso (IPF) com caráter heterogêneo, apresentando regiões marcadas por cores distintas, que foram interpretadas como regiões com orientações cristalográficas preferencias distintas entre si. Logo, a constatação de que a amostra que se trabalhou se caracteriza como um policristal. A partir do tratamento das figuras de polo obtidas para cada região homogênea do IPF na rede de Wulff foi possível a constatação de uma maclação entre duas das regiões homogêneas. Uma macla caracterizada por um espelhamento de uma porção em relação a outra, geneticamente interpretada como uma macla de crescimento e geometricamente como pseudomeroedria reticular.

PALAVRAS-CHAVE. EBSD; Figuras de polo; Macla; Policristal; Topázio Imperial.

INTRODUÇÃO

Topázio é um mineral da classe dos silicatos, subclasse nesossilicato, cuja fórmula química é $\text{Al}_2\text{SiO}_4(\text{F},\text{OH})_2$. Está comumente associado a rochas ígneas félsicas ricas em flúor, tais como granitos e pegmatitos, veios hidrotermais de quartzo e rochas metamórficas (AGANGI et al., 2014; DEER, HOWIE, ZUSSMAN, 1992; GAUZZI et al., 2018; GAUZZI; GRAÇA, 2018; GAUZZI et al., 2019). Cristaliza no sistema ortorrômbico com parâmetros de cela unitária $a = 4.6673 \text{ \AA}$, $b = 8.8415 \text{ \AA}$, $c = 8.3947 \text{ \AA}$ e $V = 346.4 \text{ \AA}^3$, na classe dipiramidal ($2/m \ 2/m \ 2/m$) com grupo espacial Pbnm (GAINES et al., 1997).

Compõe-se de silício e oxigênio coordenados tridimensionalmente em geometria tetraédrica, onde o íon Si^{4+} encontra-se no centro desse poliedro de coordenação cercado por quatro ânions O^{2-} . Além dos tetraedros de SiO_4 , a estrutura do topázio é acrescida de octaedros de AlO_4F_2 (podendo o F ser parcialmente substituído por OH), no qual os oxigênios estão coordenados por um átomo de Si e dois de Al, enquanto o flúor por dois átomos de Al (DEER;

¹Bolsista de Iniciação Científica CNPq, Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto - Ouro Preto, MG, Brasil;

²Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Materiais, Departamento de Engenharia Metalúrgica, Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, MG, Brasil;

³Programa de Pós-Graduação e Evolução Crustal e Recursos Naturais, Departamento de Geologia, Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, MG, Brasil;

⁴Graduanda em Gemologia, Departamento de Gemologia da Universidade Federal do Espírito Santo - Vitória, ES, Brasil

HOWIE; ZUSSMAN, 1992). A unidade estrutural chave do topázio é uma cadeia de octaedros de AlO_4F_2 compartilhando arestas entre si, e vértices com tetraedros de SiO_4 negativos, paralela ao eixo c. Estas cadeias são interligadas por tetraedros de sílica positivos, originando camadas paralelas ao plano (010). Um conjunto dessas camadas empacotadas na sequência fechada ABAC dá origem a estrutura cristalina do topázio (RIBBE; GIBBS, 1971).

A variedade gemológica denominada topázio imperial é caracterizada por uma cor que varia do amarelo alaranjado ao vermelho cereja, foi descrita na região de Ouro Preto, estado de Minas Gerais, Brasil, no século 18 (SILVA; FERREIRA, 1987; GAUZZI et al., 2019), sendo muito famoso e importante no cenário de gemas no mundo.

Referindo-se a macla, pode se defini-la como um edifício cristalino heterogêneo, constituído por duas ou mais porções homogêneas da mesma espécie cristalina, superpostas segundo um elemento de simetria e uma operação geométrica designada operação de simetria (BORGES, 1982). Apesar da estrutura das porções homogêneas poder ser obtida pela repetição sistemática da cela unitária no espaço, a estrutura do edifício maclado é heterogêneo e não contínua na interface que separa as porções homogêneas, perturbada pela superposição dessas. Diferentemente das porções homogêneas, o edifício cristalino não pode ser descrito por um grupo espacial, a descrição é completamente feita por um grupo pontual que descreve a orientação relativa entre as porções homogêneas (NESPOLO, 2015).

Maclas podem ser classificadas tomando como base a operação de simetria, a morfologia, a relação entre redes e a relação de gênese. Segundo a operação de simetria as maclas podem ser classificadas em inversão, rotação e reflexão, que são basicamente operações geométricas aplicadas sobre uma porção homogênea componente da macla de forma que a sua estrutura se equivalha a da outra porção gêmea. A morfologia se refere a como a macla aparece em sua forma, como por exemplo a macla cíclica no rutilo. De acordo com a relação entre redes, as maclas podem ser classificadas segundo G. Friedel (in BORGES, 1982) por: meroedria, quando as redes das partes homogêneas componentes da macla são paralelas; meroedria reticular, em que as redes espaciais das partes homogêneas componentes da macla estão diferentemente orientadas, mas em que é possível definir uma rede comum, múltipla da rede ideal; pseudomeroedria, na qual a rede das duas composições homogêneas de macla são quase, mas não exatamente, paralelas entre si; pseudomeroedria reticular, só aproximadamente as composições homogêneas de macla possuem em comum uma rede múltipla da suas redes de Bravais. Pela ótica da gênese, ou seja ao modo de formação, as maclas podem ser classificadas em: maclas de crescimento, se formam durante o processo de crescimento do cristal, ou durante o crescimento de um cristal à custa do outro sem mudança no estado físico; maclas de transformação, formadas segundo transformações estruturais envolvidas em transformações polimórficas, na qual as operações de simetria do componente parental são perdidas na transição para o componente filho; e maclas de deformação, formadas como um resultado do processo de deformação plástica sem perda de cristalinidade (BORGES, 1982; NESPOLO, 2015).

Levando-se em consideração a fase mineral topázio, este é raramente maclado. Contudo, na literatura são reportados por Goldschmidt e Schöder (1919) o plano de macla (101) e Goldschmidt e Schöder (1919) e Gaines et al. (1997) o plano (010). Gliszczynski (1949) sugeriu também o plano de macla (110). Além disso, Goldschmidt, citado em Gliszczynski (1949), mencionou uma macla duvidosa em (021) (PIGNATELLI et al., 2011).

Nessa linha de pesquisa, este trabalho tem por finalidade investigar as relações cristalográficas observadas a partir de figuras de polo que foram obtidas por difração de elétrons retroespalhados (EBSD) em uma amostra de topázio imperial da região de Ouro Preto, estado de Minas Gerais, Brasil.

O reconhecimento de maclas tem enorme interesse prático. Por exemplo, o estudo de maclas de crescimento, transformação ou deformação permite esclarecer muito da história de rochas durante sua formação, ou durante processos de deformação pelo qual elas podem ter sido

submetidas. Diante do pouco conhecimento de maclas em topázio, faz-se necessário o estudo dessa fase mineral no intuito de se obter novas informações capazes de serem aplicadas para interpretações de eventos relacionados à evolução geológica como os anteriormente citados nesse tópico. Além disso, interfaces atômicas que delimitam, em um único edifício cristalino, duas regiões isoestruturais podem expor propriedades específicas que abrem portas para novas investigações na ciência dos materiais.

Esse trabalho tem como intenção o estudo cristalográfico em amostra de topázio imperial a partir de análise de difração de elétrons retroespalhados (EBSD). Figuras de polo serão obtidas para a fase mineral investigada, e sobre estas serão aplicadas diferentes operações com o auxílio da rede de projeção estereográfica de Wulff com o objetivo de se caracterizar a natureza das relações cristalográficas.

METODOLOGIA

Relações cristalográficas podem ser detectadas por diferentes técnicas analíticas. Em qualquer das técnicas, a heterogeneidade estrutural do edifício cristalino é posta em evidência pelo comportamento do cristal relativamente a uma propriedade, seja ela óptica ou morfológica no que se refere ao hábito mineral. No caso do trabalho aqui proposto, a investigação realizada a partir do método de difração de elétrons retroespalhados (EBSD) combinado com o tratamento das figuras de polo em projeção plana na rede de Wulff.

A amostra utilizada neste trabalho consiste em um topázio pertencente à variedade gemológica topázio imperial, da região de Ouro Preto, estado de Minas Gerais, Brasil. É caracterizado por uma cor alaranjada, hábito prismático, com estrias nas faces laterais paralelas a [001] e livre de inclusões. Dimensões de 2 x 3 cm.

A preparação da amostra consistiu, primeiramente, do seu corte paralelo ao eixo c, e posterior montagem e fixação em resina epóxi. De modo a obter uma superfície seccionada perfeitamente regular, foram efetuados pré-polimento e polimento dela. Para o pré-polimento foram empregados abrasivos com granulometria de 300#, 500# e 3000#. A fase de polimento foi dividida em duas. A primeira com pasta de alumina na granulometria de 0,3 µm em polidor semiautomático (Buehler MinimetTM1000). A segunda, caracterizada por um polimento químico-mecânico empregando sílica coloidal amorfa durante três horas, necessário para eliminação da camada final de deformação da superfície.

As análises de difração de elétrons retroespalhados (EBSD) foram realizadas em um MEV (Tescan VEGA3), com um detector EBSD (Nordlys HKL-Oxford) no NANOLAB, REDEMAT da Escola de Minas, UFOP. A voltagem de aceleração utilizada foi de 20 kV, a corrente de emissão do feixe foi de 100 µA, e os padrões de difração foram coletados com um tamanho de passo (*step size*) de 6 µm. Entre 5 e 7 bandas de Kikuchi foram escolhidas usando a transformação de rotina de Hough. O desvio angular máximo (MAD) de 1,5° foi estabelecido para atestar que apenas o sistema ortorrômbico, especialmente o grupo espacial Pnma foi indexado com precisão, e uma desorientação crítica (*Critical Misorientation*) de 15° foi usada para determinação do limite de grão. Cada padrão de difração foi adquirido automaticamente e processado usando o *software* Flamenco (*Channel 5* – HKL-Oxford) atingindo de 70% a 80% de indexação. O *software* Mambo (*Channel 5* – HKL-Oxford) foi usado para representar os valores dos polos basais (001), prismáticos (100), (010), (110), (120), (140) e (101) e piramidais (111).

O método das projeções estereográficas tem como objetivo a representação quantitativa de uma fase mineral em três dimensões no plano equatorial de uma esfera. Este é feito a partir da plotagem das normais dos planos de densidade atômica em grandes círculos, denominados rede de projeção (SCHWARTZ et al. 2001). Para o trabalho a rede de projeção utilizada foi a rede de Wulff.

A rede de Wulff consiste num círculo com um raio de 10 cm, onde a área central é subdividida em grade pela projeção de planos e de geratrizes de cones com eixos paralelos a direção NS. A dimensão da grade, ou seja, cada quadrilátero formado pela interseção entre a projeção dos planos e a projeção das geratrizes de cone corresponde a 2°.

Com objetivo de observar a relação cristalográfica entre as porções homogêneas, as figuras de polo referentes a orientação cristalográfica destas porções foram colocadas sobrepostas dois a dois, de tal modo a respeitar a coincidência entre a orientação das diferentes figuras (coincidindo x com x) e a relação de contato entre as áreas com diferentes cores observadas na figura de polo inverso (IPF). Seguindo essa lógica, foi comparada, primeiramente, a orientação da porção vermelho claro com a orientação da porção vermelho escuro. E, posteriormente, a orientação da porção vermelho claro com azul.

O passo seguinte foi a efetuação de operações na rede de Wulff na busca de um melhor posicionamento dos polos para se observar uma possível nova relação cristalográfica entre cada região homogênea. Com isso, nas figuras de polo vermelho escuro/vermelho claro e vermelho claro/azul foi efetuada a operação que consistiu na colocação da bissetriz do ângulo entre os eixos c coincidindo com o centro da rede de Wulff.

RESULTADOS

A partir do mapeamento da superfície seccionada, através de feixe de elétrons, foi possível obter o mapa de IPF da amostra de topázio imperial em questão (Figura 1). Este mapa apresenta quatro cores distintas, representadas por azul, preto, vermelho claro e vermelho escuro. As áreas destacadas em preto são áreas de não indexação de dados, apresentando, assim, não interesse no estudo.

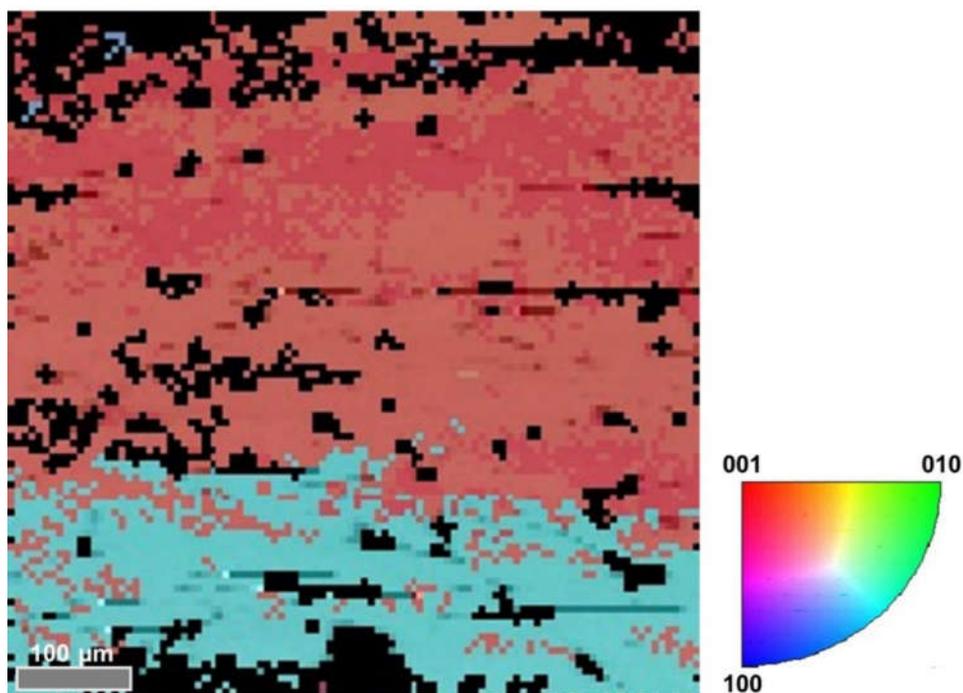


Figura 10. Mapa de IPF da superfície seccionada na amostra. É possível observar o caráter heterogêneo nas cores vermelho claro, vermelho escuro e azul.

Para cada cor representativa de uma orientação cristalográfica distinta foi gerada uma figura de polo. Para facilitar o entendimento do texto as cores aplicadas nas figuras de polo são

as mesmas daquelas utilizadas no mapa de IPF.

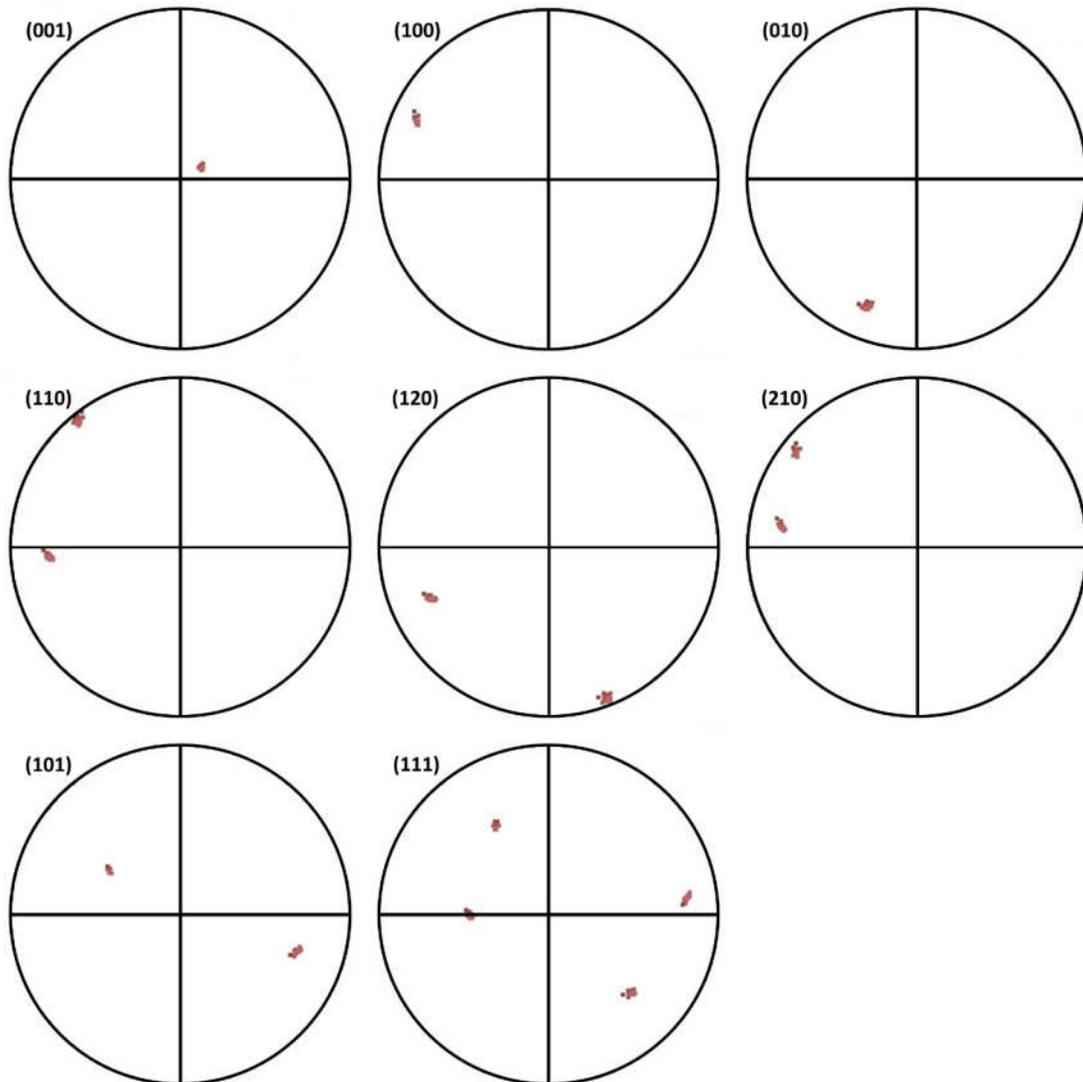


Figura 11. Figura de polo da porção homogênea vermelho claro contendo os polos dos respectivos planos analisados.

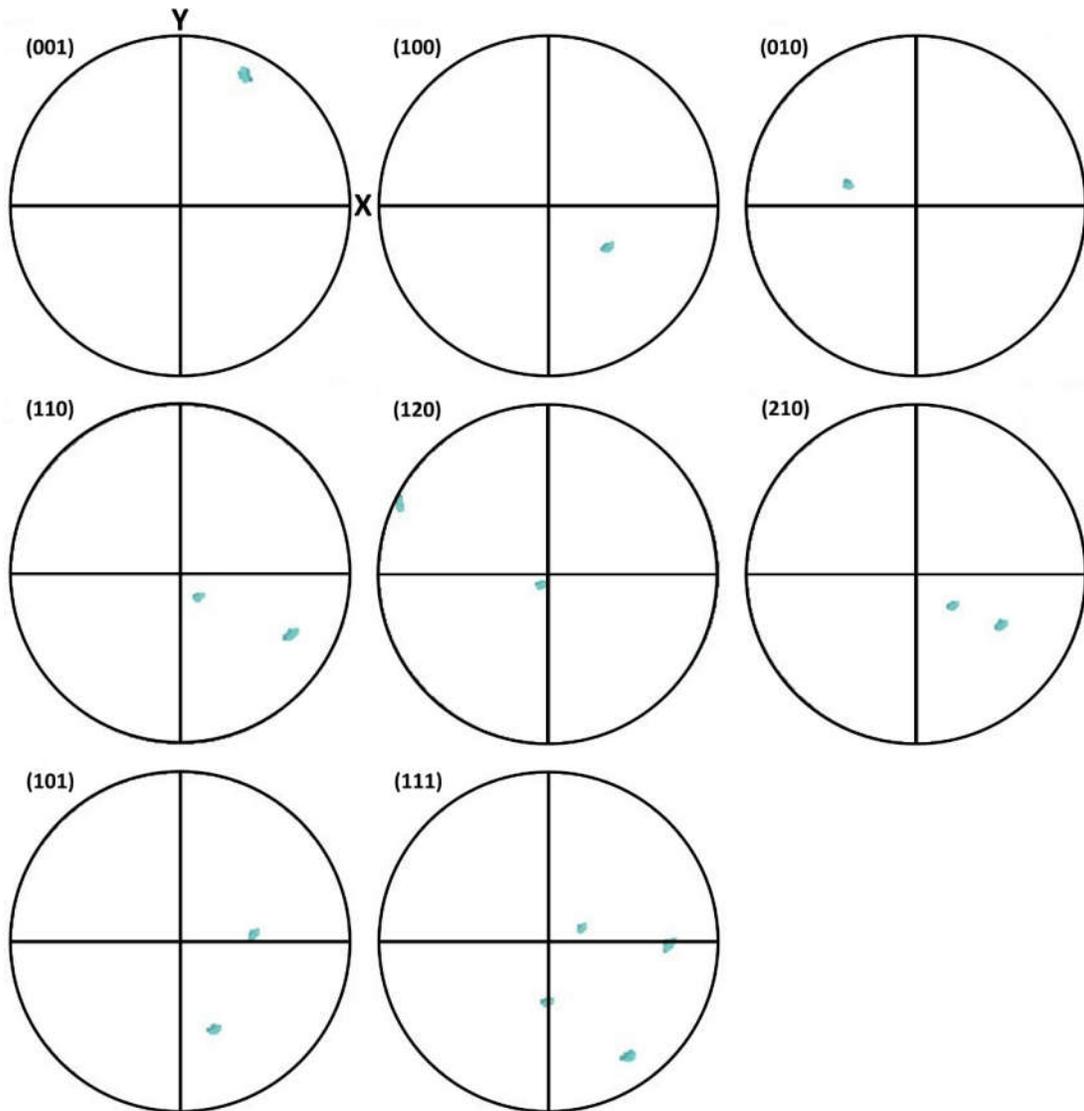


Figura 12. Figura de polo da porção homogênea azul contendo os polos dos respectivos planos analisados.

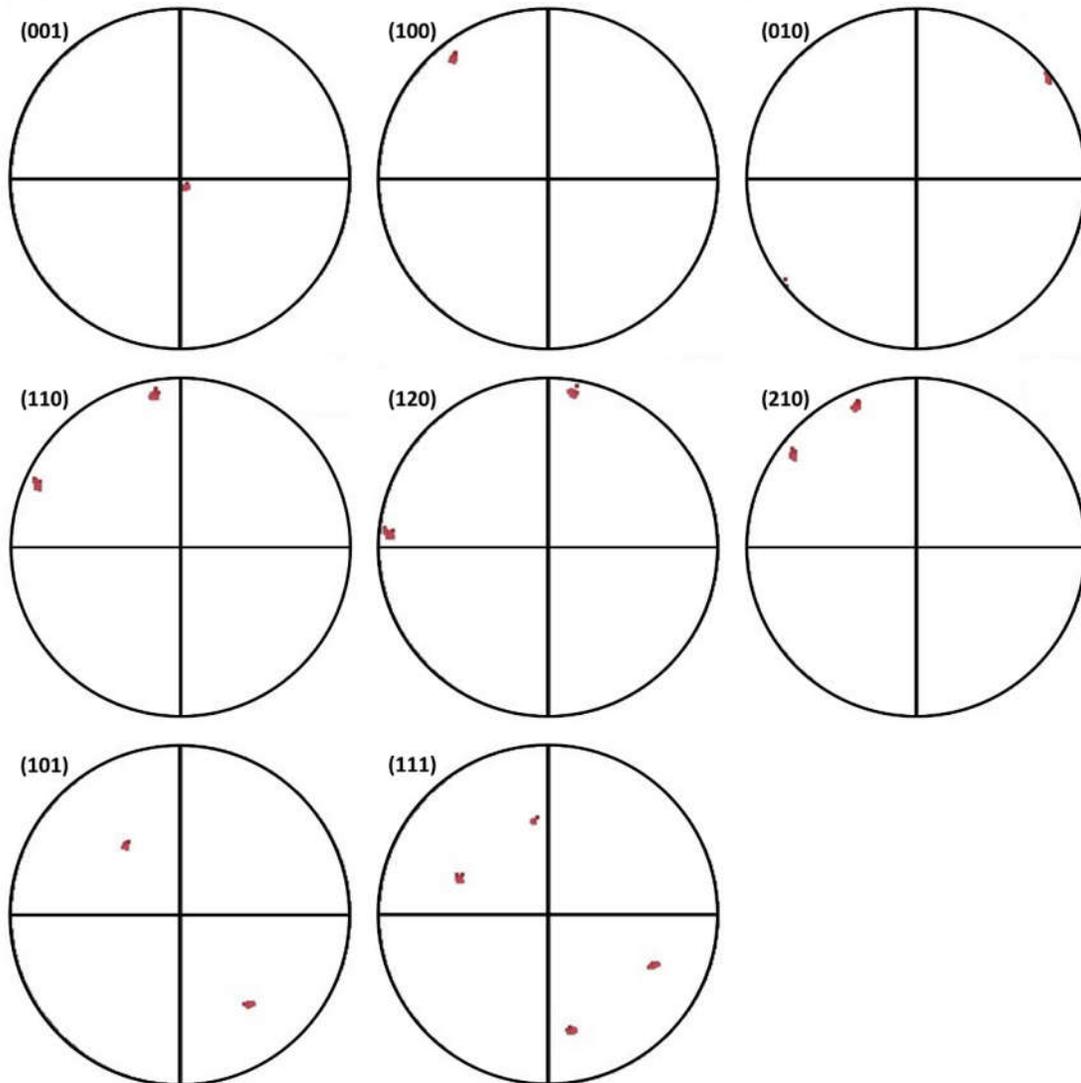


Figura 13. Figura de polo da porção homogênea vermelho escuro contendo os polos dos respectivos planos analisados.

Há de observar que na figura de polo da porção homogênea vermelho claro (Figura 2) existem pequenas áreas adjacentes às áreas maiores, o que não é observado na figura de polo da porção azul (Figura 3) e com pouca frequência na figura de polo da porção vermelho escuro (Figura 4).

A figura 5 mostra os polos dos planos das partes homogêneas vermelho claro e vermelho escuro dispostos, em sua maioria, em extremos opostos da figura de polo, e o conjunto destes formando uma espécie de guirlanda. Pode notar-se que os polos que compõem essa guirlanda apresentam seu índice l da notação de Miller (hkl) o valor zero. Além disso, observa-se uma coincidência dos polos do plano (210) de cada uma das porções homogêneas. E o mais importante de tudo, é a constatação de uma relação de simetria entre os polos, representada por um espelhamento destes em relação a um plano que contém o polo do plano (210) de ambas as porções homogêneas.

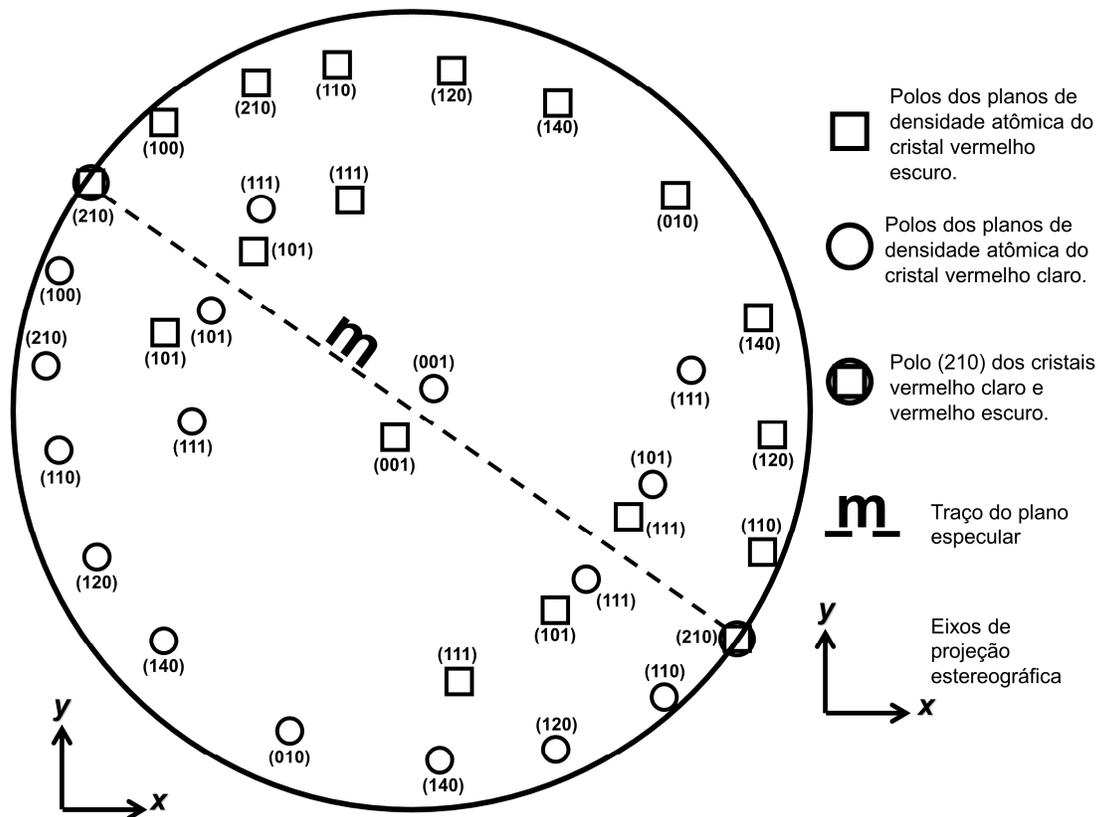


Figura 14. Figura dos polos dos planos das porções homogêneas vermelho claro e vermelho escuro que ilustra uma simetria entre as duas porções.

A tabela 1 a seguir contém os valores da relação angular entre os eixos a, b e c das partes homogêneas vermelho escuro e vermelho claro medidos da rede de Wulff sobre a figura 5. A tabela indica uma relação de 54° entre os eixo a da porção vermelho escuro com eixo a da porção vermelho claro, 147° entre os eixos b e 16° entre eixos c das respectivas porções homogêneas.

Tabela 5. Valores de medida angular entre os eixos a, b e c das porções vermelho claro e vermelho escuro obtidos na rede de Wulff.

Eixos	Medida angular ($^\circ$)
<i>a</i>	54
<i>b</i>	147
<i>c</i>	16

Pode ser observado na figura 6, assim como na figura 5, a disposição dos polos dos planos das porções homogêneas distintas em esquema de guirlanda, com os polos que compõem essa guirlanda com o índice de Miller l o valor zero. Porém, nesse caso, os lados opostos dessa guirlanda apresentam um estreitamento maior em relação a figura anterior. Além disso, não se observa um elemento de simetria que correlacione os dois grãos.

Quanto a operação de simetria, pode-se notar na figura 5 que a simetria entre as duas porções é proporcionada por um plano, a partir do qual os polos de cada porção homogênea são um “reflexo” do outro. Ou seja, o operador de simetria na projeção estereográfica é um plano especular, que divide as duas partes de edifício heterogêneo espelhado. Portanto, fica evidenciado uma reflexão entre os polos das duas regiões cristalinas e homogêneas.

Para caracterizar essa relação cristalográfica evidenciada deve ser considerado o ambiente na qual a amostra foi coletada, e o possível modo de geração dessa amostra. As ocorrências de topázio imperial na região de Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil tem sua gênese discutida por diversos autores (OLSEN, 1972; KELLER, 1983; PIRES et al., 1983; GANDINI, 1994), tendo a convergência dessa discussão para um processo de hidrotermalismo ocorrido entre 520 e 485 M.a., durante a orogenia brasileira (GONÇALVES et al., 2017). Segundo Gandini (1994) a gênese do topázio imperial das jazidas e ocorrências na região de Ouro Preto é relacionada a um processo de hidrotermalismo desvinculado de um metamorfismo regional ou local, que tenha afetado as rochas as quais as ocorrências da gema se encaixam. Tendo isso em vista, e a saturação de constituintes num fluido hidrotermal, que propiciou a formação da fase mineral estudada, essas mesmas circunstâncias podem ter propiciado a relação cristalográfica evidenciada

Maclas de crescimento são normalmente consideradas o resultado de uma partida acidental, durante o crescimento de um indivíduo único, de um segundo indivíduo em relação de geminação com o primeiro. Sob condições de supersaturação, logo, alta taxa de nucleação, uma unidade de cristalização (átomo ou conjunto de átomos) pode assumir uma posição de energia submínima, correspondendo à nucleação de um segundo indivíduo em relação de simetria com o original. Antes de passar para a posição de energia mínima, correspondente ao crescimento não modificado de um único cristal, ele pode ser bloqueado pela deposição das próximas unidades e começar a crescer nessa posição alternativa, originando um segundo indivíduo em orientação dupla (NESPOLO; FERRARIS, 2004).

Em algumas amostras a morfologia, ou seja, a combinação das formas do cristal permite o reconhecer uma geminação. Essa percepção é promovida pela presença de faces suplementares, ângulos reentrantes, pelo surgimento de falsa clivagem ou por estrias em distintas direções. Por outro lado, existem casos em que a morfologia do edifício maclado é igual à de um cristal homogêneo, como acontece no caso do topázio imperial aqui estudado. Nesses casos, essa descontinuidade só se torna perceptível através da aplicação de recursos técnicos mais sofisticados, como por exemplo, a microscopia óptica e difração de elétrons.

Gauzzi et al. (2019) observaram, em análise de microscopia óptica, a formação de setorização e geração de borda e núcleo em amostras de topázio imperial, ocasionadas por diferença de extinção sobre luz duplamente polarizada.

Nesse estudo foi observada uma relação cristalográfica a partir de microscopia eletrônica, tornando uma classificação morfológica intangível. A morfologia da amostra é de um monocristal, sendo possível a percepção de relações cristalográficas não comumente observadas, apenas pela aplicação de técnicas de difração de elétrons suplementada com técnica de elétrons retroespalhados, através de análise na rede de Wulff.

Quanto a classificação geométrica da macla, quatro classificações são possíveis para um edifício maclado. Segundo G. Friedel pode-se classificar maclas por meroedria, meroedria reticular, pseudomeroedria e pseudomeroedria reticular, com base nos critérios descritos na introdução desse trabalho (BORGES, 1982).

Há de se destacar a classificação de pseudomeroedria reticular para a aplicação na classificação da geminação apresentada para o topázio imperial. Essa classificação se aplica para maclas onde não se tem uma perfeita continuidade da rede definida com base na rede das duas partes homogêneas componentes do edifício heterogêneo. Ou seja, não se pode definir uma rede para o edifício de macla que seja uma multiplicidade rigorosa da rede das porções

homogêneas. Essa classificação para a macla aqui estudada é embasada no fato das porções homogêneas, vermelho escuro e vermelho claro, apresentarem orientações diferentes e relações angulares entre os eixos cristalográficos. Os eixos apresentam entre si uma relação angular diferente do paralelismo, como pode ser observada nos dados da tabela 1, o que faz com que não seja possível definir uma rede cristalográfica estritamente múltipla das redes das porções homogêneas.

Com relação a figura 6, na posição que os polos dos planos de cada porção homogênea ficaram dispostos após a operação de colocada da bissetriz do ângulo entre os eixos *c* coincidindo com o centro da rede de projeção, não se observa nenhuma relação de simetria. Trazendo um adendo de que, seria possível sim observar uma relação de espelhamento assim como na figura 5, caso fosse possível a execução da operação: fixação da porção vermelho claro e rotação da porção azul, em torno do seu próprio eixo *c*, sentido anti-horário em um ângulo de 54°. Porém, essa seria uma operação inválida, pois as porções homogêneas apresentam uma relação fixa, logo uma operação aplicada em uma das porções deve ser propagada à outra.

CONCLUSÃO

Este estudo apresentou sua fundamentação em análise de difração de elétrons, com detecção e análise de elétrons retroespalhados. Os dados providos por essa técnica, extraídos da amostra de topázio imperial mostraram que, apesar de ter sido utilizado uma amostra visualmente identificada como um monocristal, o que se revela na verdade é um policristal que ilustra uma relação cristalográfica entre duas regiões caracterizadas por distintos eixos cristalográficos *c*.

A partir do tratamento dos dados de EBSD na rede de Wulff foi possível identificar uma relação de simetria entre duas regiões, marcada por um plano que propiciou a classificação de macla para a relação observada entre essas regiões.

O novo elemento de simetria observado na figura de polo, visualizado através dos trabalhos na rede de Wulff, é um plano especular, a partir do qual tem-se o espelhamento entre as partes homogêneas. O hidrotermalismo relacionado a orogenia brasileira é apresentado como uma hipótese para geração do edifício maclado, embasando a classificação de macla de crescimento devido as condições providas pelo ambiente hidrotermal.

Portanto, as evidências desse trabalho sugerem uma macla resultante do crescimento no topázio imperial, onde a nova operação de simetria é um espelhamento propiciado por um plano especular e classificação geométrica de pseudomeroedria reticular.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, Brazil – projeto 303218/2018-5, FAPEMIG (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais, Brazil - projetos APQ-01448-15, PPM-00588-18), PROPP/UFOP 22/2019 (23109.004080/2019-88) e PROPP/UFOP 13/2020 (23109.000928/2020-33).

REFERÊNCIAS

AGANGI, Andrea et al. Crystallisation of magmatic topaz and implications for Nb–Ta–W mineralization in F-rich silicic melts — The Ary-Bulak ongonite massif. *Lithos*, v. 202, p. 317–330, 2014.

BORGES, Frederico S. **Elementos de Cristalografia**. 1982.

- DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. An introduction to the rock-forming minerals: Essex. England: Longman Scientific and Technology, 1992.
- GAINES, Richard V. et al. **Dana's new mineralogy: The system of mineralogy of James Dwight Dana and Edward Salisbury Dana.** Wiley, 1997.
- GANDINI, Antonio Luciano. **Mineralogia, inclusões fluidas e aspectos genéticos do topázio imperial da região de Ouro Preto, Minas Gerais.** 1994. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.
- GAUZZI, Teodoro; GRAÇA, Leonardo Martins. A cathodoluminescence-assisted LA-ICP-MS study of topaz from different geological settings. **Brazilian Journal of Geology**, v. 48, p. 161-176, 2018.
- GAUZZI, Teodoro et al. The fingerprint of imperial topaz from Ouro Preto region (Minas Gerais state, Brazil) based on cathodoluminescence properties and composition. **Mineralogical Magazine**, v. 82, n. 4, p. 943-960, 2018.
- GAUZZI, Teodoro et al. Polycrystals of “imperial” topaz from Minas Gerais state, Brazil. **Mineralogy and Petrology**, v. 113, n. 3, p. 273-283, 2019.
- GLISZETCZYNSKI, S. VON. 1949. Über Gesetzmäßige Verwachsungen von Topasen. I. Teil. Goldschmidt, V. & Schröder, R. 1919. Topas und Granat. Beitr. Kryst. Min., 2, 11 (M.A. 1-343).
- GONÇALVES, G. O. et al. Fluxo hidrotérmico pós-orogênico no Cráton Oriental de São Francisco: implicações para a mineralização do minério. In: **Conferência Golschmidt**, Paris, 2017.
- KELLER, Peter C. The Capão topaz deposit, Ouro Preto, Minas Gerais, Brazil. **Gems Gemology**, v. 19, p. 12-20, 1983.
- NESPOLO, Massimo; FERRARIS, Giovanni. The oriented attachment mechanism in the formation of twins-a survey. **European Journal of Mineralogy**, v. 16, n. 3, p. 401-406, 2004.
- NESPOLO, Massimo. Tips and traps on crystal twinning: how to fully describe your twin. **Crystal Research and Technology**, v. 50, n. 5, p. 362-371, 2015.
- OLSEN, Donald R. Origin of Topaz Deposits near Ouro Preto, Minas Gerais, Brazil; a reply. **Economic Geology**, v. 67, n. 1, p. 120-121, 1972.
- PIGNATELLI, Isabella; NESPOLO, Massimo; FERRARIS, Giovanni. A survey of hybrid twins in silicate minerals. **European Journal of Mineralogy**, v. 23, n. 5, p. 779-794, 2011.
- PIRES, F. R. M. et al. Geologia e gênese dos depósitos de topázio do Distrito de Ouro Preto-Minas Gerais. In: **Simposio de Geologia de Minas Gerais.** 1983. p. 283-296.
- RIBBE, P. H.; GIBBS, G. V. The crystal structure of topaz and its relation to physical properties. **American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials**, v. 56, n. 1-2, p. 24-30, 1971.
- SCHWARTZ, Adam J. et al. (Ed.). **Electron backscatter diffraction in materials science.** Kluwer Academic / Plenum Publishers, 2001.

Capítulo 5

Caracterização de Feldspato Cerâmico do Distrito Pegmatítico de Conselheiro Pena - MG

Filipe Colen de Freitas Guimarães¹; Flávia Compassi da Costa^{2,5}; Fernanda Maria Belotti³; Raphael Henrique Martins Silva⁴; Leonardo Martins Graça²; Ricardo Augusto Scholz Cipriano²

RESUMO. Este trabalho apresenta a caracterização mineralógica de feldspato cerâmico coletados anteriormente por Silva (2011) em pegmatitos distintos do Distrito Pegmatítico de Conselheiro Pena - MG, proporcionado um estudo mais específico para o uso de minério na indústria de cerâmica. Os estudos de caracterização foram baseados em análises químicas por Microscopia Eletrônica de Varredura no modo EDS (MEV/EDS) e análises de microscopia óptica. Os resultados obtidos indicam que algumas amostras de feldspatos, após serem submetidos ensaios de calcinação, apresentam uma maior expansão, sendo observado a intensa formação de bolhas, indicando a presença de fase volátil. Resultados de petrografia ótica indicam que a presença de voláteis está relacionada à perda de água por minerais hidratados, como micas, fosfatos e sulfatos, que foram observados como contaminantes nas lâminas delgadas e em microscopia eletrônica de varredura.

PALAVRAS-CHAVE. Feldspato potássico; Pegmatito; Indústria Cerâmica.

INTRODUÇÃO

O feldspato é o grupo mineral mais abundante. Trata-se de silicatos de alumínio, pertencente à subclasse tectossilicatos e que contém variações no teor de K, Na, Ba e Ca entre seus membros. São encontrados em todos os tipos de rochas (ígneas, metamórficas e sedimentares), sendo a principal fonte o pegmatito granítico. São divididos em dois subgrupos: plagioclásios [anortita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) – albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$)] e feldspatos alcalinos [microclínio (KAlSi_3O_8) – albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$)], em função dos tipos de álcalis predominantes e estrutura cristalina (DEER et al. 1966). Os principais feldspatos para indústria cerâmica e vidreira são os feldspatos alcalinos, onde se destacam o microclínio e o ortoclásio. Esses minerais ainda são usados como carga mineral em indústrias de tintas, plásticos, borrachas e abrasivos leves e como insumo na indústria de eletrodos para soldas conforme as suas especificações.

O papel principal do feldspato na produção de cerâmica branca é a sua atuação como fundente, devido ao seu conteúdo em álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$). Também auxilia no controle do grau de vitrificação do corpo cerâmico devido ao seu alto teor de sílica (SiO_2) e atua ainda como estabilizante pela presença de alumina (Al_2O_3), impedindo o excesso de fluidez do esmalte cerâmico quando derretido. O principal objetivo do fundente é de baixar a temperatura de sinterização do material ou composto ao qual é adicionado. A maior potencialidade dos

¹Bacharel em Geologia, Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto - Ouro Preto, MG, Brasil;

²Programa de Pós-graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto - Ouro Preto, MG, Brasil;

³ Bolsista de Iniciação Científica CNPq, Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto - Ouro Preto, MG, Brasil

⁴Instituto de Ciências Puras e Aplicadas na Universidade Federal de Itajubá, Itabira, MG, Brasil;

⁵Graduanda em Gemologia, Departamento de Gemologia da Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, ES, Brasil

fundentes é diminuir as temperaturas de queima, acelerando o processo de sinterização e contribuindo para reduções significativas no custo de fabricação de cerâmicas e vidros.

Apesar de constituir uma matéria-prima de grande importância para a indústria cerâmica, a utilização do feldspato potássico tem sido problemática. As principais dificuldades existentes no aproveitamento desse mineral dizem respeito à distância das minas em relação aos polos industriais. Também há a falta de conhecimento das características químicas e mineralógicas e suas variações, por parte das indústrias.

Outro fator importante reside na caracterização mineralógica e tecnológica. Devido a diversas peculiaridades das matérias primas utilizadas como insumo pelas indústrias de cerâmicas e vidros é fundamental a utilização de técnicas analíticas e ensaios de beneficiamento. Características como a composição química, cor, associações minerais (contaminantes ou não), tamanho dos cristais, teor de água são fundamentais para a determinação da melhor aplicação e dos métodos de beneficiamento a serem empregados.

As amostras estudadas são provenientes de pegmatitos localizados na região que se estende desde as proximidades da cidade de Conselheiro Pena até a cidade de Mendes Pimentel, ambas localizadas no leste de Minas Gerais (Figura 1).

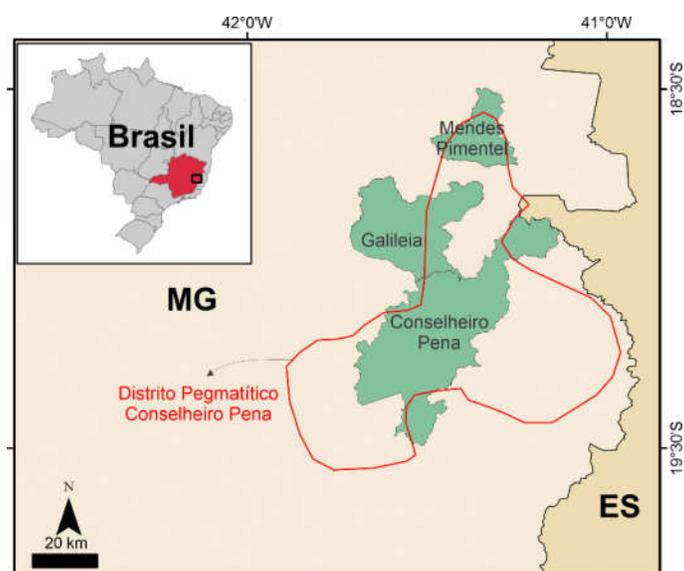


Figura 16. Mapa indicando a localização do distrito pegmatítico de Conselheiro Pena com os municípios de Conselheiro Pena, Galileia e Mendes Pimentel – MG.

O objetivo deste trabalho consiste na caracterização mineralógica de feldspatos coletados em pegmatitos distintos do Distrito Pegmatítico de Conselheiro Pena, da região de Galileia, leste de Minas Gerais e previamente submetidos a ensaios de calcinação por Silva (2011), bem como das mudanças químicas e texturais observadas após ensaios de calcinação..

GEOLOGIA REGIONAL

A região estudada encontra-se inserida nas Folhas – SE.24-Y-C-II – Conselheiro Pena e SE.24.-Y-A-V – Itabirinha de Mantena e está localizada a leste do Cráton São Francisco, na porção centro-leste do Orógeno Araçuaí (Figura 2).

A evolução do embasamento do Orógeno Araçuaí, teve início a partir da aglutinação de blocos crustais arqueanos para a formação do Cráton São Francisco-Congo durante a orogenia paleoproterozoica que conduziria a formação do supercontinente Atlântica definido por Rogers & Santosh (2004 in NOCE et al. 2007). Sendo formado por diversos complexos (Guanhães,

Gouveia, Porteirinha, Mantiqueira e Juiz de Fora) que na sua maioria são constituídos por ortogneisses (NOCE et al., 2007). No Orógeno Araçuaí estas unidades de embasamento encontram-se expostas no domínio externo (oeste) e interno (leste).

Na região de estudo, as principais unidades do embasamento expostas são os complexos Pocrane, Paraíba do sul e Piedade (NALINI JR. et al., 2005), cujas idades variam de arqueana a paleoproterozoica/mesoproterozoica. Durante a orogenia Brasileira estes complexos foram retrabalhados, tendo sofrido metamorfismo regional de fácies anfibolito a granulito (HEILBRON et al., 2004).

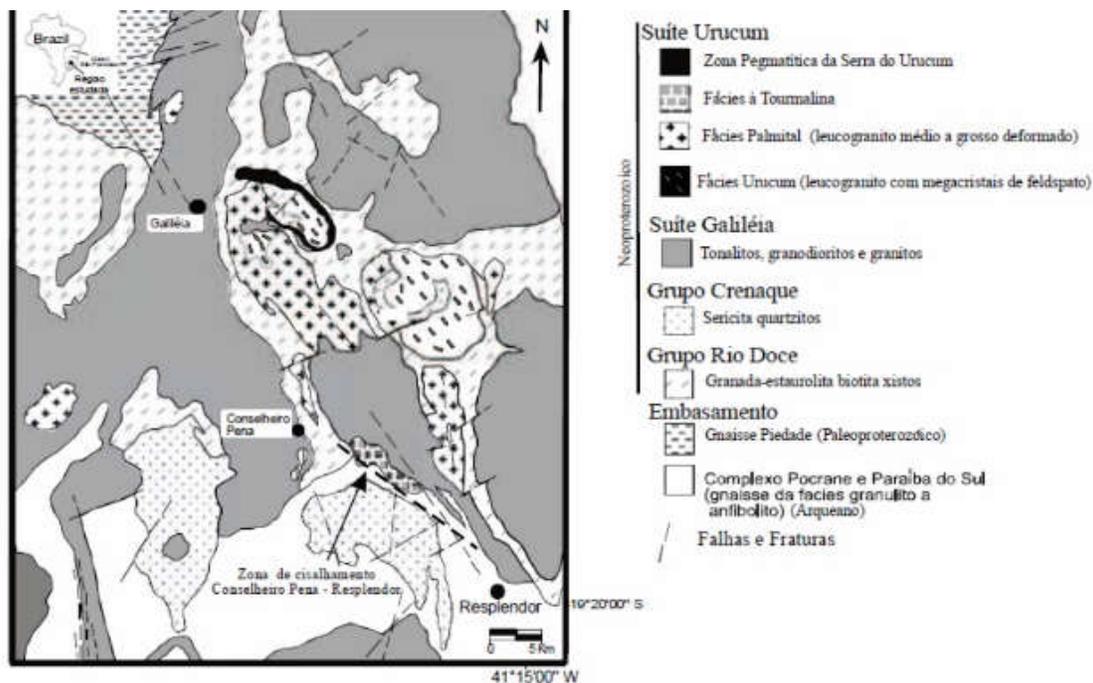


Figura 17. Mapa geológico da região de estudo (NALINI 1997).

Com o fechamento da bacia oceânica deu-se origem ao Orógeno Araçuaí, no qual são reconhecidos quatro estágios orogênicos denominados pré-colisional (ca. 630-580 Ma), sin-colisional (ca 580-560 Ma), tardi-colisional (ca. 560-530 Ma) e pós-colisional (ca. 530-490 Ma) (HEILBRON et al. 2004).

No estágio pré-colisional foi edificado o arco magmático do Orógeno Araçuaí, representado pela Supersuíte G1, e pelas rochas vulcânicas do grupo Rio Doce. A Supersuíte G1, recebe o nome de Suíte Intrusiva Galiléia, (SILVA et al. 1987) no Médio Vale do Rio Doce, e são representadas por tonalitos, granodioritos, granitos microgranitos intrusivos, (NALINI JR. et al. 2005), comumente como enclaves máficos dispersos. Os corpos da Supersuíte G1, são batólitos e stocks que apresentam foliação regional, muitas vezes miloníticas, e outras estruturas impressas pela deformação sin-colisional.

O estágio sin-colisional é caracterizado pela deformação e metamorfismo regionais, além de extensiva granitogênese do tipo S, englobados na Supersuíte G2. Tal Suíte é constituída essencialmente por rochas peraluminosas, onde se predominam granitoides a duas micas, granitoides a cordierita-granada-biotita e granitoides a granada-biotita (HEILBRON et al. 2004). Esses granitoides ocorrem sob a forma de batólitos, corpos tabulares e stocks deformados segundo os esforços regionais de construção do orógeno (PEDROSA-SOARES & NOCE 2007). No Médio Vale do Rio Doce a Suíte G2 é representada pelos granitoides da Suíte Intrusiva Urucum (SILVA et al. 1987) e foram subdivididos em Granito Urucum (BARBOSA

et al 1964), Granitos Palmital e Granito Córrego da Onça (NANILI JR 1997, PINTO et al. 1997, CPRM 2000). A Suíte Urucum é intrusiva tanto na suíte Galiléia quanto no Grupo Rio Doce, sendo sua colocação influenciada por tectônica transcorrente (NALINI JR. 1997, NALINI JR et al. 2008).

A Supersuíte G3 também é marcada pela ocorrência de granitos tipo S e tiveram origem no período tardi a pós-colisional do Orógeno Araçuaí (PEDROSA-SOARES & WIEDEMANN-LEONARDOS et al. 2000, PEDROSA-SOARES et al. 2001, 2006, CASTAÑEDA et al. 2006, SILVA et al. 2007). São comuns na suíte, leucogranitos com granada e/ou cordierita, pobres em mica. No entanto, ocorrem subordinadamente granito micáceo, granatífero com foliação incipiente.

No estágio pós-colisional ocorreram processos deformacionais (MARSHAK et al. 2006, ALKMIM et al. 2007) e plutonismo relacionados ao colapso gravitacional do Orógeno Araçuaí (PEDROSA-SOARES & WIEDEMANN-LEONARDOS 2000, PEDROSA-SOARES et al. 2001). Como resultado desse processo tem-se a colocação das Supersuítas G4 e G5.

A Supersuíte G4, do tipo S, é composta essencialmente por granitos a duas micas. Ocorrem como intrusões, que localmente preservam cúpulas de granito pegmatóide. É composta essencialmente por granitos a duas micas, mas localmente, encontra-se raízes de biotita granito. A Supersuíte G5 é representada por plutonismo do tipo I e A, cálcio-alcalino rico em potássio e ferro, do estágio pós-colisional do Orógeno Araçuaí e é representada majoritariamente por granitos e charnockitos. É comum a ocorrência de enclaves máficos, xenólitos da encaixante e feições de mistura de magmas (PEDROSA-SOARES & NOCE 2007).

A região onde ocorrem os afloramentos de pegmatitos, são encontradas rochas pertencentes ao Grupo Rio Doce (Formação São Tomé), granodiorito Galiléia e granito Urucum, além de rochas pegmatíticas.

A Formação São Tomé é composta por xistos cinza prateados ou amarronzados, com granulação variável entre fina e média, foliados, muitas vezes com crenulação bem-marcada. Em determinadas porções pode ocorrer gnáissificados com bandamento composicional definido.

O termo granito Urucum, foi utilizado por Barbosa et al. (1964) para designar granitos a duas micas situados a leste de Galiléia, no interior da Serra de Urucum. Este granito foi então descrito como de granulação grossa, mostrando, às vezes, uma foliação muito forte. São leucocráticos a mesocráticos e apresentam uma textura porfírica (MOURA et al. 1978).

Os corpos pegmatíticos encontram-se intrudidos nos xistos da Formação São Tomé, granodiorito Galiléia e granito Urucum.

Na área se observam alguns corpos pegmatíticos, de dimensões que variam desde não cartografáveis a pegmatitos de algumas dezenas de metros. Em muitos afloramentos ocorrem veios pegmatíticos decimétricos a submétricos compostos por quartzo, feldspato, biotita, muscovita e granada, com apatita e turmalina subordinadas. É frequente a presença de colúvios com fragmentos de pegmatito, quartzo e muscovita.

METODOLOGIA

O trabalho apresentado pode ser dividido em três etapas.

A primeira etapa, realizada em escritório, refere-se ao levantamento bibliográfico baseado em trabalhos anteriores acerca de pegmatitos e geologia regional. Tais trabalhos são encontrados em dissertações, tese e artigos, desenvolvidos em cima da petrologia, mineralogia, petrografia de pegmatitos e estudos cartográficos e estruturais da área de estudo.

A segunda etapa consistiu em procedimentos realizados em laboratório. As amostras foram preparadas de formas variadas, de acordo com o método analítico a ser utilizado. A partir de amostras previamente aquecidas em forno, foram confeccionadas 4 lâminas delgadas

polidas. As amostras correspondem a feldspatos aquecidos a temperaturas de 1.050 °C, 1.100 °C, 1.150 °C e 1.200 °C. As amostras aquecidas a 1.050 °C e 1.200 °C foram analisadas por MEV no modo EDS. As lâminas foram descritas a partir do uso de microscopia óptica. Amostras de feldspatos associadas a outros minerais também foram estudada, possibilitando a identificação de tais fases.

Na terceira etapa, os dados obtidos foram interpretados e elaborado o presente trabalho.

Parte das amostras (amostras 2A, 2B, 2D, 2E) utilizadas para a realização deste trabalho, foram previamente calcinadas em mufla a temperaturas de 1.050°C, 1.100°C, 1.150°C e 1.200°C. A calcinação tem como objetivo caracterizar minerais acessórios potencialmente contaminantes para a produção de cerâmicas e vidros. O quadro 1 indica a utilização de cada amostra no decorrer dos estudos no decorrer deste trabalho.

Quadro 1. Tabela indicando a utilização de cada amostra no trabalho

Amostra	Mineral	Utilização
2A	feldspato	Microscopia óptica, MEV/EDS, Microscopia Eletrônica, Química Mineral
2B		Microscopia óptica
2C		Microscopia óptica
2D		Microscopia óptica, MEV/EDS

As amostras para laminação foram cortadas em blocos de 2,5x2,0x0,5cm. As lâminas delgadas foram preparadas e polidas para utilização tanto em microscópio óptico quanto em técnicas de microanálise (MEV/EDS e EMP/WDS). Fragmentos de 0,25cm³ de feldspatos calcinados foram utilizados para análises de textura e análises químicas. Amostras de 0,1cm³ foram montadas em embutimento de resina Epóxi para a realização de análises quantitativas por EMP/WDS.

Amostras de feldspato visivelmente contaminadas por minerais diversos foram fragmentadas e separadas as fases mais comuns. Esses fragmentos foram montados em *stub*'s de cobre, e metalizadas com carbono para a realização de análises por MEV/EDS. Lâminas delgadas com partes das mesmas amostras também foram preparadas.

Com o intuito de obter a composição química quantitativa dos feldspatos e de eventuais minerais que são considerados contaminantes para as indústrias cerâmica e vidreira, fragmentos de diversas amostras foram montados em pastilhas e preenchidos com resina. As amostras foram analisadas no Laboratório de Microsonda da UFMG. Foi utilizado um equipamento JEOL-JXA-8900R, utilizando aceleração de voltagem de 20 kV e corrente de feixe de 20 nA. Os seguintes padrões foram utilizados: Al - AN100; Fe e Mg - olivina; Ca - anortita; Cr - cromita Na - albita; e K - microclínio. Para as amostras de contaminantes previamente analisados por MEV/EDS, foram utilizados os seguintes padrões: Ca, P – apatita; Fe, Mg – olivina, Al – coríndon, Mn – rodonita, F – fluorita. Os resultados das análises por EMP/WDS são apresentados em teores de óxidos.

As lâminas delgadas foram descritas a partir da observação em microscópio petrográfico “CARL ZEISS” modelo “Ortholux” do laboratório óptico do DEGEO-UFOP. As imagens das lâminas foram obtidas em um equipamento de captura constituído por uma câmera digital “interface Sony” DFWSX910, acoplada ao microscópio “Leica” HC L3TP. As fotomicrografias foram adquiridas com a objetiva de 2,5X e 10X.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

As amostras de feldspatos foram submetidas a diversos ensaios e análises, compreendendo uma etapa de caracterização mineralógica, química e avaliação do potencial de

utilização por parte da indústria cerâmica e vidro.

Através da microscopia óptica, foi possível fazer a caracterização mineralógica das amostras, e a identificação de minerais acessórios que possam causar problemas na produção de peças cerâmicas de maior qualidade e valor agregado.

Microscopicamente, as observações das lâminas delgadas (2A e 2B), (Figuras 3A a 4C) apresentam uma pequena contaminação de mica (muscovita). A amostra é composta basicamente por microclínio e por vezes ocorrem exsoluções de pertita e plagioclásios em menor proporção.

Nas demais lâminas (2D e 2E), (Figuras 3D a 4F), em termos gerais, não se diferenciam muito das anteriores, há um aumento dos plagioclásio e também na proporção de moscovitas. Os minerais de k-feldspatos apresentam em alguns pontos nas lâminas, certo grau de alteração, para minerais não determinados pela microscopia, possivelmente plagioclásio albitico.

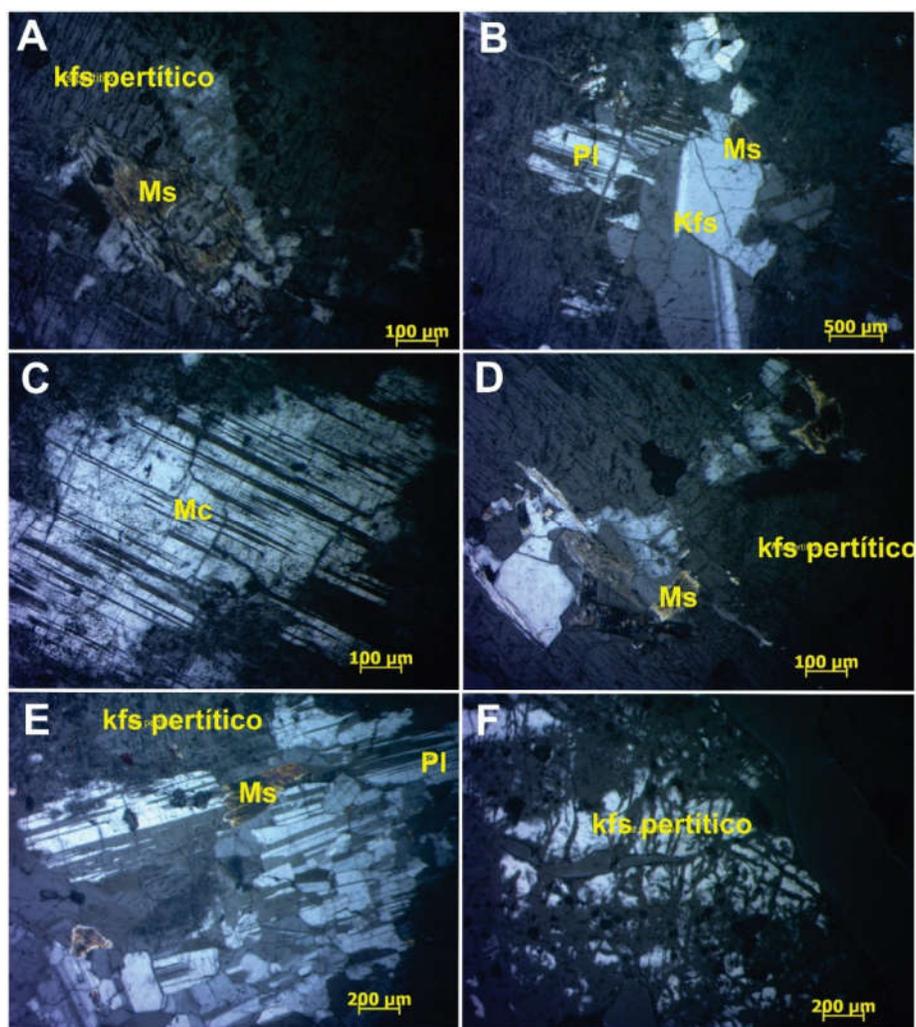


Figura 18. Fotomicrografia das lâminas delgadas de feldspatos. A) Impureza de cristais de muscovita incluso em cristais de k-feldspato pertítico, amostra 2A. B) Cristais de k-feldspato em contato com plagioclásio albitico, amostra 2B. C) Cristal de microclínio com fratura, onde ocorrem exsoluções de plagioclásio albitico, amostra 2B. D) Cristais de muscovita intercrescidos em cristais de k-feldspato pertítico, amostra 2D. E) Vários cristais de plagioclásio em contato com k-feldspato e muscovita, amostra 2D. F) Cristal de k-feldspato

perítico com exsoluções de plagioclásio, amostra 2E. Legenda: Kfs: k-feldspato, Mc: microclínio, Ms; muscovita, Pl: plagioclásio.

Na análise textural de materiais cerâmicos por MEV/EDS das amostras de feldspatos analisadas (2A e 2E) pelo MEV, foram estudados vários pontos dentro de cada amostra. A partir destes pontos analisados, foi possível obter as concentrações de alguns elementos químicos, e a partir destas análises foi possível reconhecer que a fase mineral do plagioclásio que ocorre intercrescido nos cristais de k-feldspatos, é a fase albítica, devido ao alto teor de Na₂O que ocorre nas amostras e baixíssimo teor de CaO. No entanto também ocorrem fases de fosfatos associados com os feldspatos.

Na amostra 2A, foram analisadas 3 fotomicrografias, onde foram analisados um total de 14 pontos em partes diferentes da amostra, sendo seis pontos na primeira fotomicrografia (Figura 4A), que está representado pelos gráficos (Figura 4B a 4G), quatro pontos na segunda fotomicrografia (Figura 5), que está representado pelos gráficos na figura 5B a 5E, e os outros quatro pontos foram referentes à terceira fotomicrografia (Figura 6) e está representado pelos gráficos das figuras 6B a 6E.

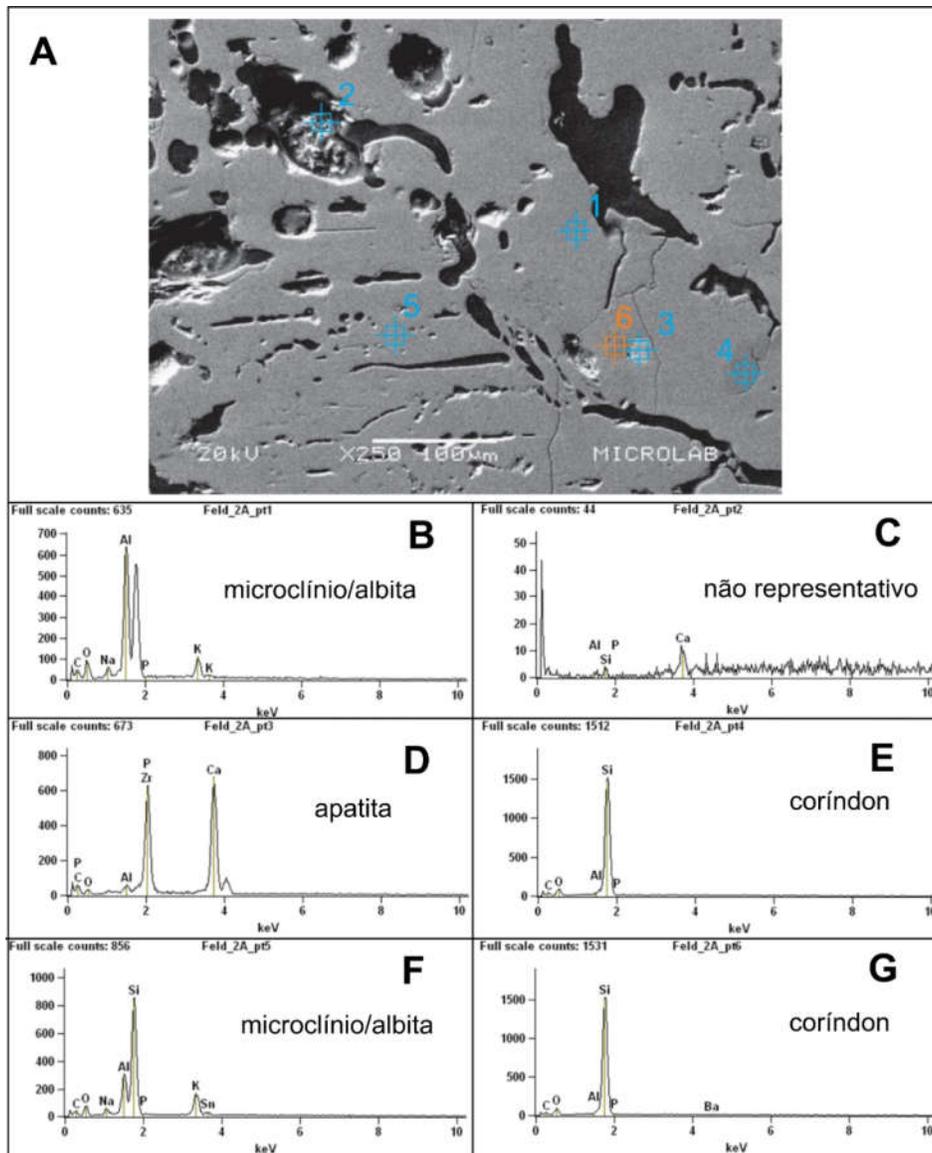


Figura 19. Microfotografia e Análise MEV da amostra 2A. A) Microfotografia indicando pontos analisados na amostra 2A (feldspato). B a G) Espectros referentes aos resultados do MEV.

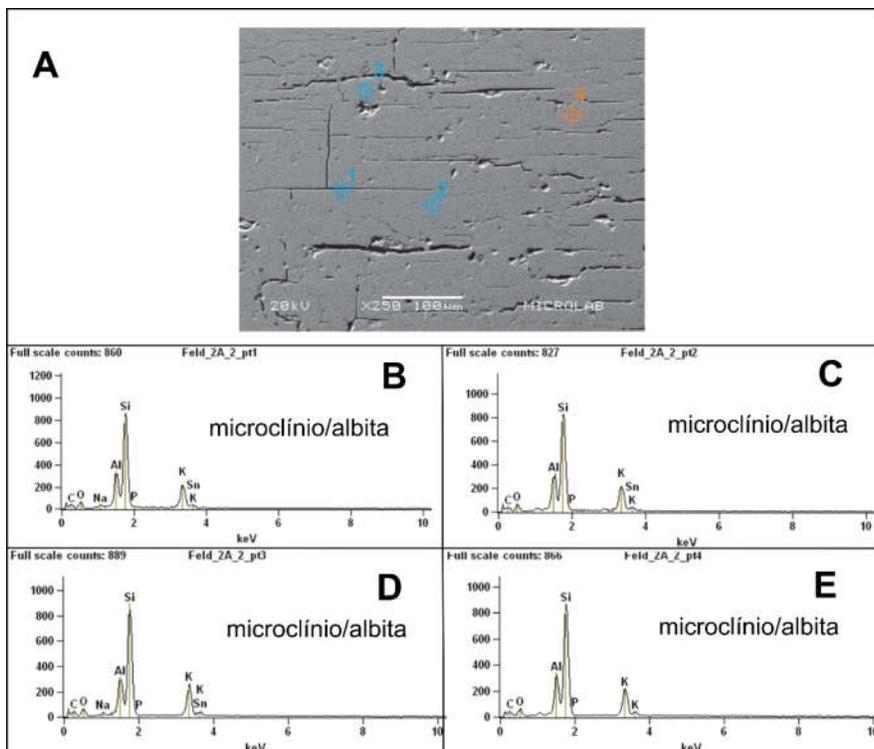


Figura 20. Microfotografia e Análise MEV da amostra 2A. A) Microfotografia indicando pontos analisados na amostra 2A (feldspato). B) a E) Espectros referentes aos resultados do MEV.

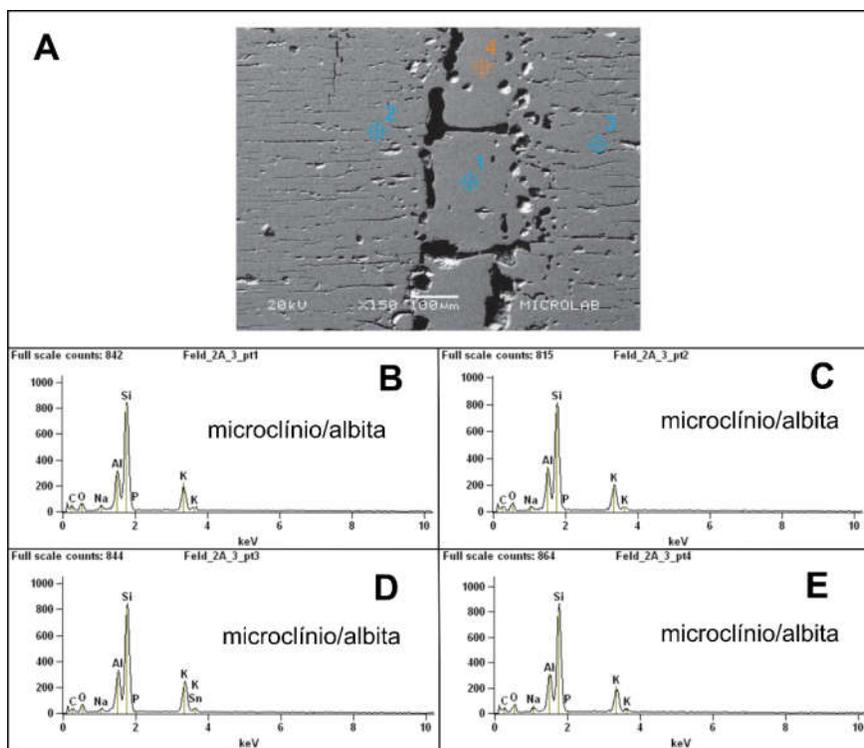


Figura 21. Microfotografia e Análise MEV da amostra 2A. A) Microfotografia indicando pontos analisados na amostra 2A (feldspato). B) a E) Espectros referentes aos resultados do MEV.

Nas amostras 2E, também foram realizadas análises, no entanto através de apenas duas fotomicrografias (Figuras 7A e 8A), sendo analisados um total de quinze pontos. Na primeira) foram analisados seis pontos (Figuras 7B a 7G) e na segunda, foram analisados 9 pontos. (Figuras 8B a 8J).

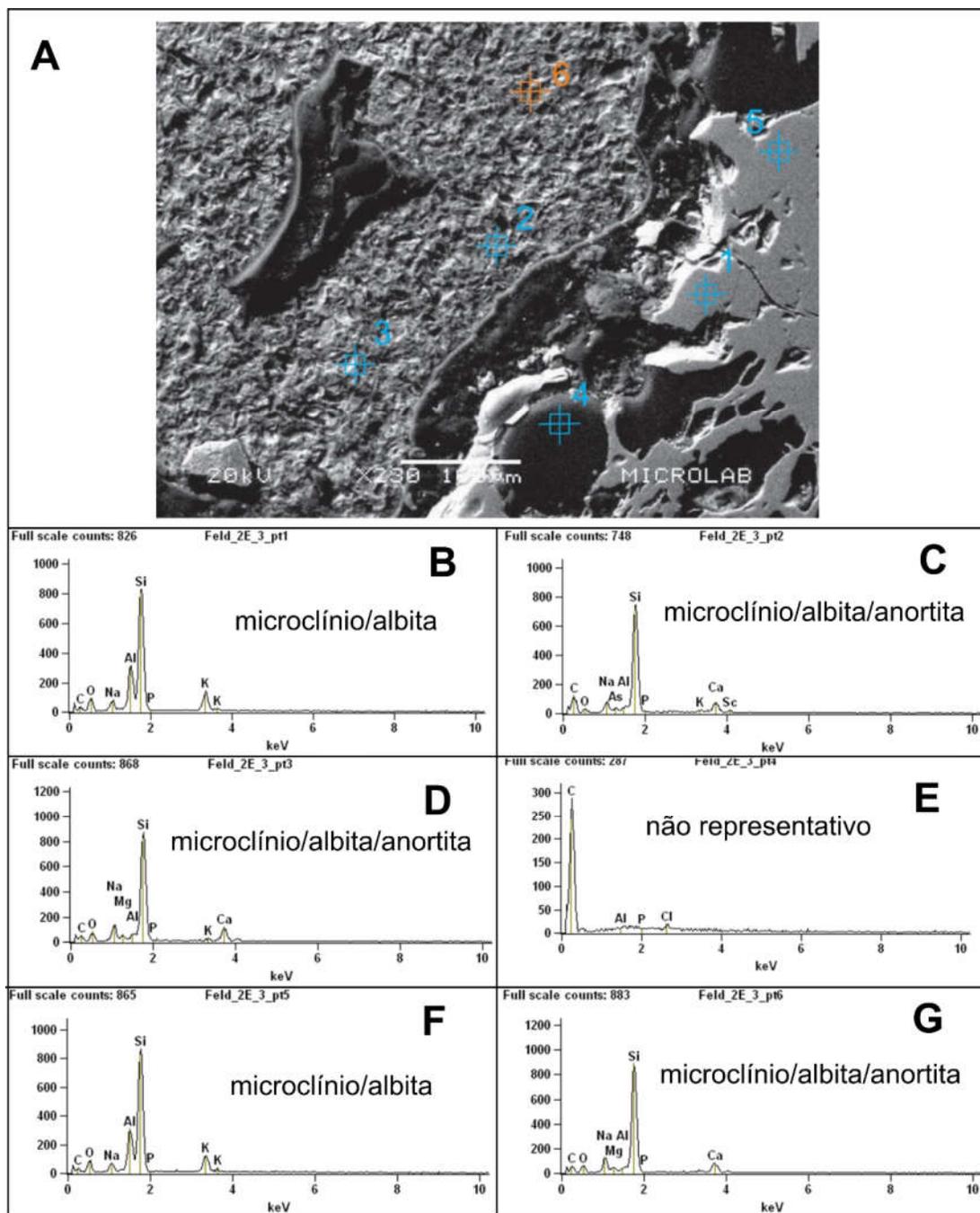


Figura 22. Microfotografia e Análise MEV da amostra 2E. A) Microfotografia indicando pontos analisados na amostra 2E (feldspato). B a G) Espectros referentes aos resultados do MEV.

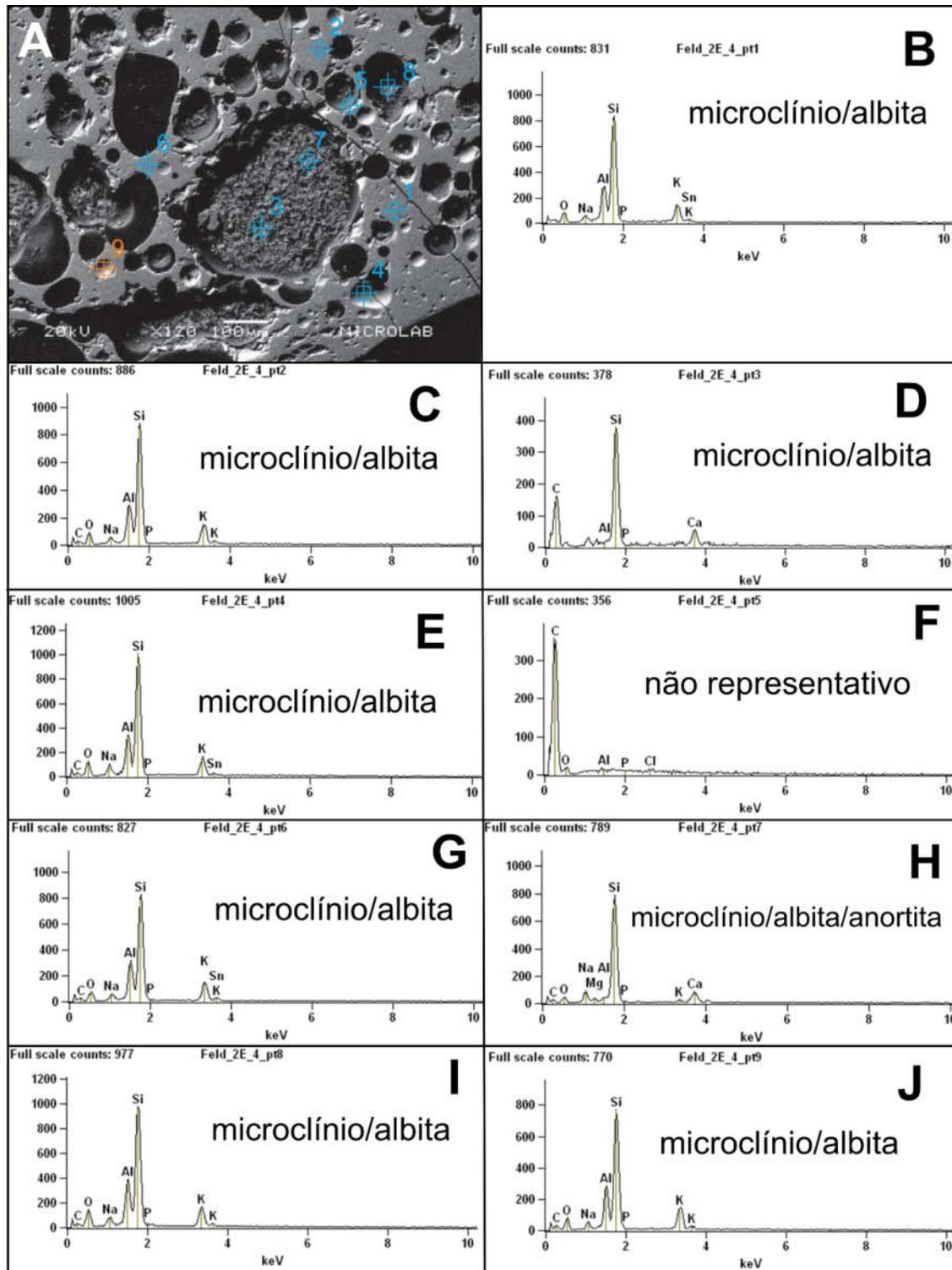


Figura 23. Microfotografia e Análise MEV da amostra 2E. A) Microfotografia indicando pontos analisados na amostra 2E (feldspato). B) a J) Espectros referentes aos resultados do MEV.

Além das análises em lâminas delgadas, fragmentos de feldspatos calcinados foram estudados por microscopia eletrônica. Tal procedimento possibilitou melhor observação microscópica da textura gerada após a calcinação. A Figura 9A mostra a formação de bolhas ao

longo de planos de clivagem no feldspato calcinado, indicando a presença de fase gasosa durante a fusão de parte da amostra. A maior formação de bolhas coincide com as amostras que sofreram maior expansão.

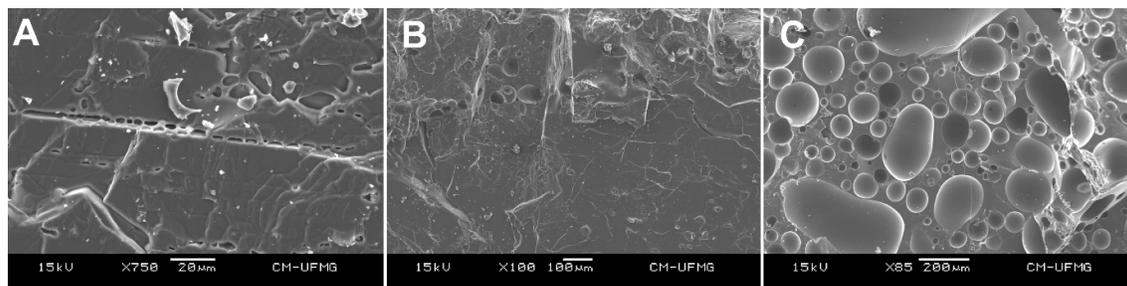


Figura 24. A) indicando formação de bolhas ao longo da clivagem em feldspato calcinado, amostra 2A. B) Fotomicrografia indicando a não uniformidade na formação de bolha em feldspato calcinado, amostra 2A. C) Fotomicrografia indicando intensa formação de bolhas em feldspato calcinado, amostra 2A.

A figura 9B mostra que a formação de bolhas não ocorre de forma uniforme nos cristais de feldspato, havendo porções das amostras onde não há a presença de fase volátil. A figura 9C apresenta detalhe de parte da amostra onde a formação de bolhas é mais intensa. Foi observado que a formação de bolhas ocorre de forma mais intensa nas amostras que sofrem maior expansão durante a calcinação.

As análises químicas realizadas na amostras 2A (Tabela 1), confirmaram os resultados obtidos a partir da microscopia eletrônica de varredura (MEV), onde foram analisados vários pontos da amostra, e foram apresentados baixíssimos teores de CaO e por vezes teores maiores de Na₂O pontualmente, indicando que quando ocorre fases de plagioclásio associados aos k-feldspatos, trata-se de feldspatos de fase albiticas. A amostra estudada apresenta baixo teor de FeO, sendo está uma característica fundamental para a produção de massa cerâmicas de boa qualidade. A amostra estudada apresenta baixo teor de FeO, sendo está uma característica fundamental para a produção de massas cerâmicas de boa qualidade.

No.	F	SiO ₂	Cr ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	FeO	MgO	CaO	Al ₂ O ₃	Total
197	0,07	62,42	0,04	0,57	16,34	0,01	0,01	0,06	18,42	97,90
198	0,08	60,78	0,00	0,73	15,84	0,01	0,00	0,00	18,27	95,68
199	0,00	59,83	0,00	0,39	16,53	0,02	0,00	0,00	18,41	95,17
200	0,00	61,58	0,05	0,27	16,78	0,00	0,00	0,00	18,25	96,93
201	0,00	62,29	0,00	0,23	16,47	0,00	0,00	0,00	18,42	97,42
202	0,22	61,27	0,00	0,21	16,49	0,01	0,01	0,07	18,51	96,69
203	0,00	61,82	0,06	0,76	15,92	0,01	0,00	0,00	18,24	96,81
204	0,00	61,08	0,05	0,25	17,01	0,00	0,00	0,01	18,50	96,89
205	0,00	62,54	0,05	0,31	16,86	0,00	0,00	0,00	18,05	97,82
206	0,01	60,89	0,00	0,24	16,68	0,01	0,00	0,00	18,44	96,27
207	0,00	65,21	0,00	9,08	1,23	0,01	0,00	0,03	20,04	95,64

Tabela 6. Análises químicas referentes à amostra 2A. Fonte: Laboratório Microsonda Eletrônica – UFMG.

Rochas pegmatíticas são conhecidas pela grande variedade mineralógica associada. Além dos minerais essenciais (quartzo, feldspato, mica), corpos pegmatíticos diferenciados podem apresentar diversos minerais acessórios incluindo óxidos (cassiterita, columbita, tantalita), sulfeto (pirita, arsenopirita) e sulfato (jarosita), arseniato (escorodita) fosfatos

(apatita, frondelita, eosforita) e silicatos (espodumênio, turmalina, berilo).

Durante o desenvolvimento deste trabalho, além da caracterização mineralógica, petrográfica e química dos feldspatos, foi dada atenção a outras fases minerais que são consideradas contaminantes para a indústria de cerâmicas, causando diversos problemas tecnológicos como escurecimento e porosidade. Minerais como a jarosita, um sulfato básico de ferro e potássio $[KFe^{3+}(SO_4)_2(OH)_6]$ pode ter até 11% de H_2O e 48% de Fe_2O_3 em sua estrutura. Tal mineral, mesmo ocorrendo em pequenas quantidades na rocha, pode liberar água durante a calcinação, vindo a produzir bolhas, aumentando a porosidade e abaixando a resistência mecânica da cerâmica. Além disso, a presença de ferro faz com que a massa cerâmica escureça, além de possibilitar a formação de cristais de hematita, abaixando a resistência mecânica da cerâmica.

Considerando tais problemas tecnológicos causados alguns minerais, amostras contendo contaminação visível a olho nu foram estudadas por microscopia eletrônica de varredura, com análises químicas realizadas no modo EDS.

Dentre os principais minerais contaminantes identificados, destacam-se os fosfatos de Fe, Mn, Al além da apatita. Além disso, foram identificadas amostras contendo jarosita, que ocorre como produto de alteração de pirita em ambiente supergênico (Figura 10).

A figura 25 apresenta a imagem de um fragmento de fosfato de Fe e Mn. A amostra corresponde a um agregado botrioidal preenchendo cavidade centimétrica em microclina. Devido às características macroscópicas e a composição química semiquantitativa o mineral corresponde a rockbridgeita. Durante o processo de sinterização este mineral pode produzir escurecimento da cerâmica, devido à presença de Fe e Mn. Além disso, a perda de água pode causar o surgimento de bolhas, aumentando a porosidade da cerâmica. Outro fator que deve ser levado em consideração é a diferença no ponto de fusão das várias fases presentes.

Outro mineral fosfato secundário comumente associado ao feldspato industrial na região de Galiléia é a cyrilovita. A figura 26 apresenta imagem de MEV em uma associação cyrilovita + frondelita. Tais minerais são típicos da alteração hidrotermal de trifilita.

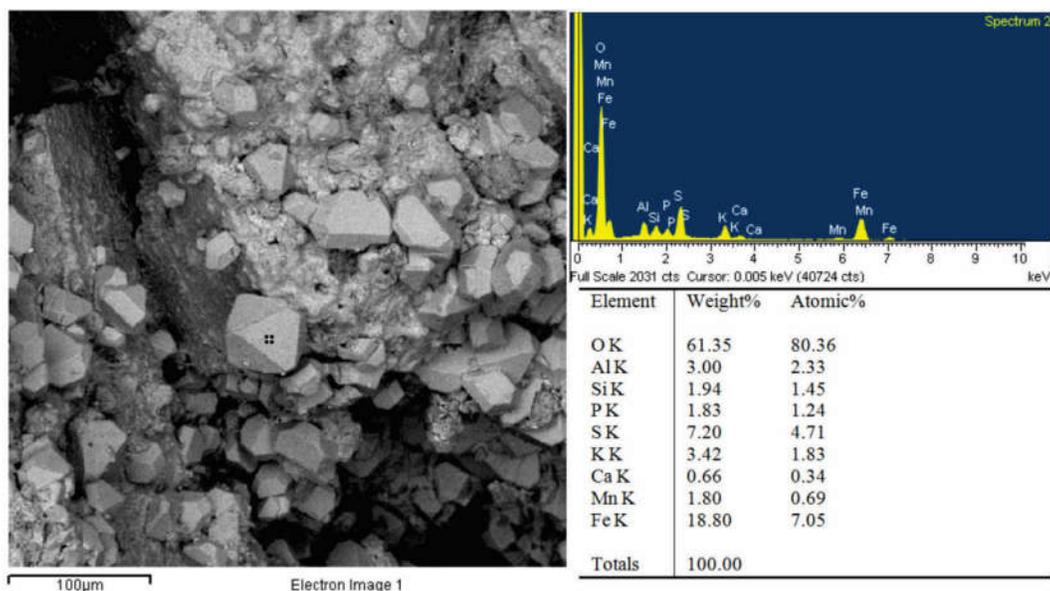


Figura 25. Fotomicrografia com seta amarela indicando microcristal de jarosita (produto de alteração da pirita) e prejudicial para a indústria cerâmica devido ao alto teor de Fe.

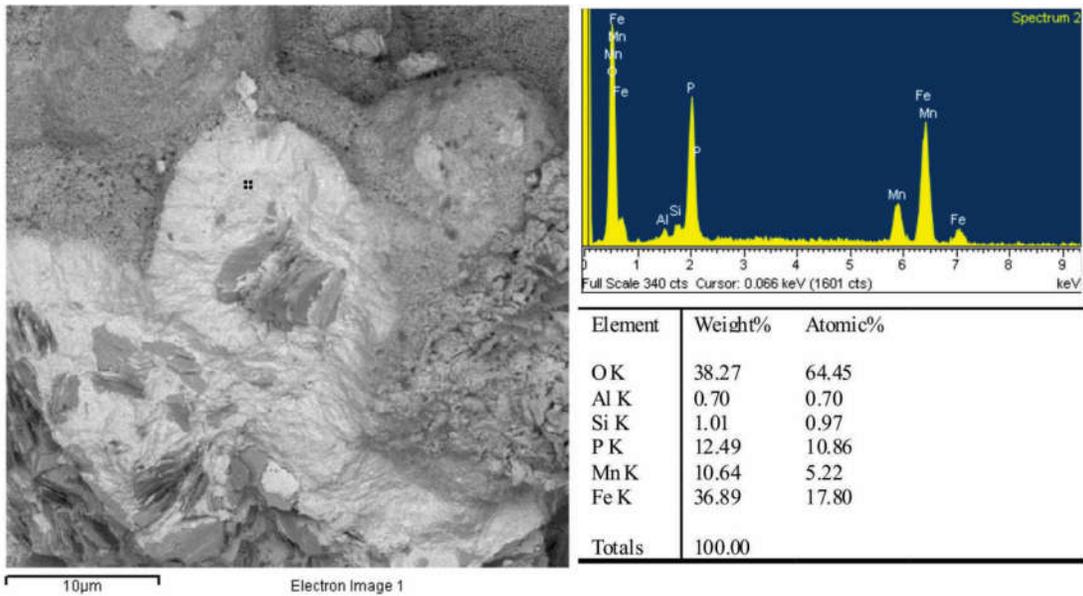


Figura 26. Fotomicrografia com seta amarela indicando mineral fosfático (rockbridgeíta) associado ao microclínio, indicado pela seta vermelha.

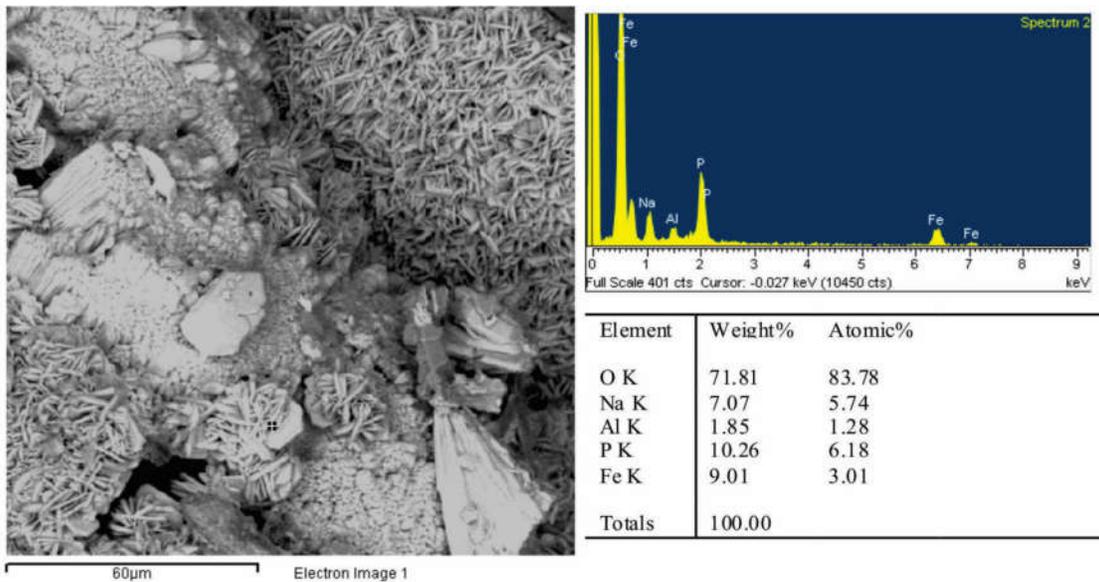


Figura 27. Fotomicrografia que indica associação mineral cyrilovita (indicado pela seta amarela) e frondelita (indicado pela seta vermelha).

CONCLUSÕES

De acordo com as amostras analisadas, foi possível perceber que a maior parte dos pegmatitos da região do Córrego Boa Vista, em uma área de 10 km² aproximadamente, possuem potencial para a produção de feldspato industrial.

As amostras analisadas foram submetidas a análises químicas e mineralógicas, e indicaram teores de Na₂O de aproximadamente 1,2%, estando dentro dos limites aceitos pela indústria (máximo de 4%). Os teores de FeO analisados por microsonda eletrônica indicam teores baixos, o que favorece a alvura da massa cerâmica.

Na caracterização microscópica das amostras que apresentam maior expansão durante o processo de calcinação foi observada a intensa formação de bolhas, indicando a presença de

fase volátil. Tal fase volátil provavelmente está relacionada à perda de água por mineral hidratados, como micas, fosfatos e sulfatos, que foram observados como contaminantes nas lâminas delgadas e em microscopia eletrônica de varredura.

As características dos feldspatos estudados indicam que a matéria prima poderia ser utilizada pela indústria de vidros, por não utilizar formas nem moldes. Outra possível aplicação seria em blindagem com feldspato de mais alta qualidade, podendo, assim, ser utilizado pela indústria de cerâmicas.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, Brazil – projeto 303218/2018-5, FAPEMIG (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais, Brazil - projetos APQ-01448-15, PPM-00588-18), PROPP/UFOP 22/2019 (23109.004080/2019-88) e PROPP/UFOP 13/2020 (23109.000928/2020-33).

REFERÊNCIAS

ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S.; PEDROSA-SOARES, A. C.; PERES, G. G.; CRUZ, S. C. P.; WHITTINGTON, A. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, [S. l.], v. 149, n. 1–2, p. 43–64, 2006. DOI: 10.1016/j.precamres.2006.06.007.

BARBOSA, A. L. M.; GROSSI-SAD, J. H.; TORRES, N. Geologia das quadrículas de Barra do Cuieté e Conselheiro Pena, Minas Gerais. Belo Horizonte: DNPM/GEOSOL, 1964.

CASTAÑEDA C., PEDROSA-SOARES A.C., BELÉM J., GRADIM D., DIAS P.H.A., MEDEIROS S.R., OLIVEIRA L. 2006. Geologia da Folha Ecoporanga 1:100.000. Rio de Janeiro, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, UFMG-Programa Geologia do Brasil.

CPRM – Companhia de Recursos e Pesquisa Mineral, 2000. Programas Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Caracará, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D inteiras e partes das Folhas NA20Z-A, NA-21-Y-C e NA.21-Y-A Estado de Roraima. Brasília, escala 1:500.000.

DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. 1966. An introduction to the rock forming minerals. 1ªed. London: Longman Scientific & Tecnical, 689 p.

HEILBRON M., PEDROSA-SOARES A.C. NETO M. DA SILVA, L., TROUW R., JANASI V. 2004. Brasiliano Orogens in Southeast and South Brazil. In: Wienberg R., Trouw R., Hackspacher P. (Eds.). *The 750–550 Ma Brasiliano Event of South America*. J. Virtual Explorer. Electronic Edition 17, Paper 4.

MARSHAK S., ALKMIM F.F., WHITTINGTON A., PEDROSA-SOARES A.C. 2006. Extensional collapse in the Neoproterozoic Araçuaí orogen, eastern Brazil: a setting for reactivation of asymmetric crebulation cleavage. *J. Struct. Geol.* 28, 129-147.

MOURA O.J.M., FANTON J.J., ARIOLI E.A. 1978. Geologia da região de Galiléia – Mendes Pimentel, Minas Gerais. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, Anais, 1:26- 37.

NALINI JR. H. A. 1997. Caractérisation des suites magmatiques néoproterozoïques de la des région de Conselheiro Pena et Galiléia (Minas Gerais, Brésil). Ecole National e Mines de Paris et de Saint Etienne, Saint Etienne, (Ph.D. Thesis), 237p.

NALINI JR. H. A., MACHADO R., BILAL E. 2005. Geoquímica e Petrogênese da Suíte Galiléia: Exemplo de Magmatismo Tipo-I Metaluminoso Pré-Colisional Neoproterozóico da Região do Médio Vale do Rio Doce (MG). *Revista Brasileira de Geociências*, 35, (4): 23-34.

NALINI JR. H. A., MACHADO R., ENDO, I., BILAL, E. 2008. A importância da tectônica transcorrente no alojamento de granitos pré- a sincolisionais na região do vale do médio Rio Doce: o exemplo das suítes graníticas Galiléia e Urucum. *Revista Brasileira de Geociências*, v 38, (4): 741-742.

NOCE C.M., PEDROSA-SOARES A.C., SILVA L.C. & ALKMIM F.F. 2007. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, 15: 1-16.

PEDROSA-SOARES A.C. & WIEDEMANN-LEONARDOS C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: Cordani U., Milani E., Thomaz-Filho A., Campos D.A. (eds), *Tectonic Evolution of South America*. São Paulo, *Revista Brasileira De Geociências*, p. 265-285.

PEDROSA-SOARES A.C., NOCE C.M., WIEDEMANN C.M. PINTO C.P. 2001. The Araçuaí-West Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, 110: 307-323.

PEDROSA-SOARES A.C., CASTAÑEDA C., QUEIROGA G., GRADIM, C., BELÉM J., RONCATO J., NOVO T., DIAS P., GRADIM D., MEDEIROS S., JACOBHSON T., BABINSKI M., VIEIRA, V. 2006. Magmatismo e Tectônica do Orógeno Araçuaí no Extremo Leste de Minas Gerais e Norte do Espírito Santo. *Geonomos*, 14 (2): 97-111.

Pedrosa-Soares A. C. Noce C.M. 2007. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, 15: 1–16.

PINTO C.P., DRUMOND J.B.V., FÉBOLI W.L. (coord.) 1997. Projeto Leste, Etapa 1. CPRM-COMIG, Belo Horizonte.

ROGERS J.W. & SANTOSH M. 2004. *Continents and Supercontinents*. Oxford University Press, 289 p.p.

Silva J.M.R., Lima M.I.C., Veronese V.F., et al. 1987 Geologia. In: Projeto RADAMBRASIL: Folha Rio Doce – SE, 24. Rio de Janeiro: IBGE, v.34, Cap.1, p.23 172,il. mapas.

SILVA L.C., PINTO C.P., GOMES A.C.B., PAES V. 2007. Geocronologia U-Pb (LA-ICP-MS) e a cronoestratigrafia granítica no segmento NE do Orógeno Araçuaí, MG. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 10, Diamantina. SBG-MG, Resumos. CD-ROM.

SILVA R.H.M. 2011. Geologia dos Pegmatitos da Região do Córrego Boa Vista, Galiléia, MG e caracterização tecnológica do feldspato cerâmico.

Capítulo 6

Caracterização Mineralógica e Química de Columbíta-tantalíta de Pegmatitos de Minas Gerais

Andrea Nascimento Vecci¹; Flávia Compassi da Costa^{2,5}; Jéssica Caroline do Vale Costa³; Fernanda Maria Belotti⁴; Leonardo Martins Graça²; Ricardo Augusto Scholz Cipriano²

RESUMO. O presente estudo consiste na caracterização química e mineralógica de minerais da série sólida columbíta-tantalíta de pegmatitos de Minas Gerais da Província Pegmatítica Oriental, inserida no Orógeno Araçuai. Além destes, minerais exemplares de pegmatitos dos estados do Rio Grande do Norte e Espírito Santo também foram estudados para efeitos de comparação. A existência de columbíta-tantalíta está comumente relacionada à existência de pegmatitos, alguns deles com maior concentração do mineral e outros com menor. Para a realização deste estudo foram aplicadas análises por Microscopia Eletrônica de Varredura com *backscattered electrons* (BSE) e Espectrometria de Energia Dispersiva de Raios-x em 11 amostras da série mineral em questão. Após as análises e tratamento dos dados obtidos, a fase sólida correspondente a cada amostra foi identificada e sua fórmula química calculada. A columbíta-tantalíta já vem sendo aplicada para datação de rochas, porém ainda não existem materiais de referência validados internacionalmente destes minerais. A caracterização das amostras deste trabalho foi realizada com a finalidade de contribuição para o desenvolvimento destes materiais de referência. As amostras com maior potencial para aplicação em geocronologia devem ser transparentes, vermelhas, homogêneas, concordantes, sem inclusões, sem zonamentos e sem estruturas metamíticas. Das 11 amostras analisadas, duas foram consideradas potenciais materiais de referência para geocronologia por atenderem os pré-requisitos previamente descritos. São elas, SAD-064 e SAD-088, as quais podem, respectivamente, ser relacionadas a rochas da supersuíte G4 e G2.

PALAVRAS-CHAVE. Espectrometria de Energia Dispersiva de Raios-x; Microscopia Eletrônica de Varredura; Material de referência para geocronologia; Orógeno Araçuai.

INTRODUÇÃO

O tântalo (Ta) e nióbio (Nb) são encontrados na tabela periódica como metais de transição, e possuem raios atômicos e propriedades elétricas, físicas e químicas bem similares. Ambos são considerados economicamente estratégicos no contexto atual, onde os avanços tecnológicos demandam sua exploração e produção (Mackay e Simandl, 2014).

Por se tratar de uma série que compreende os minerais columbíta-(Fe), columbíta-(Mg), columbíta-(Mn), tantalíta-(Fe), tantalíta-(Mg), tantalíta-(Mn), o emprego do termo genérico coltan será adotado para se referir a qualquer um deles quando não houver uma distinção química.

Segundo Simandl (2002) os principais depósitos de Ta economicamente viáveis são encontrados em ambientes geológicos onde ocorrem pegmatitos graníticos, granitos peraluminosos enriquecidos em ETR, ou placeres. Seu principal modo de ocorrência é na forma química do mineral tantalíta ($[\text{Fe,Mn}][\text{Ta,Nb}]_2\text{O}_6$), que é o componente rico em tântalo de uma série da solução sólida conhecida como columbíta-tantalíta. No outro extremo da série da columbíta-tantalíta encontra-se o nióbio, componente expressivo do mineral chamado columbíta ($[\text{Fe,Mn}][\text{Nb,Ta}]_2\text{O}_6$). Nikishina et al. (2014) afirmam que a ocorrência econômica

do Nb está, na maioria das vezes, relacionada a complexos carbonatíticos que podem ser intemperizados ou não.

Além de possuírem extrema importância econômica na atualidade, os minerais da série coltan são alguns dos principais indicadores da evolução geoquímica de pegmatitos. Eles possuem a propriedade de reter, em sua estrutura, elementos como U, Th e outros ETR, o que abre a possibilidade de sua utilização para a datação da rocha hospedeira, tornando-os ferramenta de interesse no estudo evolutivo dos cinturões orogênicos. Entretanto, não existem materiais de referência internacionais, o que limita emprego da coltan na geocronologia. Para isso, a caracterização mineralógica e química é uma etapa fundamental no desenvolvimento desses materiais.

Neste trabalho foram realizados estudos químicos e mineralógicos de amostras de minerais da série coltan provenientes de diversos pegmatitos de Minas Gerais. Algumas amostras de outros estados também foram analisadas para efeitos de comparação. Este estudo será a base para que futuros trabalhos venham a desenvolver materiais de referência internacionais para geocronologia a partir destes minerais.

GEOLOGIA REGIONAL

No Brasil, existem duas províncias pegmatíticas de maior importância, a Província Pegmatítica da Borborema e a Província Pegmatítica Oriental Brasileira, região de proveniência da maior parte das amostras analisadas no trabalho. A Província Pegmatítica Oriental Brasileira encontra-se inserida em um contexto geológico denominado pioneiramente por Almeida (1977) como Faixa Araçuaí, uma faixa de dobramentos cuja história da evolução de seu conhecimento é revista em Pedrosa-Soares et al. (2007).

Na evolução dos estudos, segundo Alkmim et al. (2007), ocorreu o entendimento da Faixa Araçuaí e terrenos adjacentes, a leste, como partes integrantes do sistema orogênico brasileiro panafricano do Gondwana Ocidental primeiramente por Porada (1989) e com maiores detalhes por Pedrosa-Soares et al. (1992).

Posteriormente, como sintetizado em Pedrosa Soares et al. (2007), após mapeamentos sistemáticos baseados em conceitos modernos, dados litoquímicos, seções estruturais e datações, combinados à descoberta de remanescentes de litosfera oceânica Neoproterozoica em 1980 (PEDROSA-SOARES ET AL., 1990, 1992) e do batólito tonalítico Galiléia por Barbosa et al. (1964), ambos na Faixa Araçuaí, novas interpretações de um orógeno mais abrangente que os até então definidos, surgiu. Foi proposto o Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental, termo o qual sugere o consumo da litosfera da Faixa Araçuaí e o correlaciona com um orógeno colisional entre a extremidade sul do Cráton São Francisco e a porção ocidental do Cráton do Congo.

Todos estes trabalhos foram seguidos de vários outros, incluindo estudos sobre arcabouço estrutural e evolução geotectônica do Orógeno, como o modelo proposto por Alkmim et al. (2006), que se trata da tectônica “quebra-nozes”.

Nas últimas décadas, a região compreendida pelo Orógeno tem sido objeto de vários trabalhos geológicos (ex: ALKMIM ET AL., 2006, 2007; NOCE ET AL., 2007; PEDROSA-SOARES ET AL., 1992, 2007, 2011; PEDROSA-SOARES E WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000), aumentando o conhecimento de uma região tão diversificada geologicamente.

Pedrosa-Soares et al. (2011), agruparam as rochas de diferentes unidades em cinco supersuítas (G1, G2, G3, G4 e G5) por semelhanças petrológicas, geoquímicas e geocronológicas.

A Província Pegmatítica Oriental Brasileira está inserida no Orógeno Araçuaí, de idade brasileira. Um mapa geológico da área de estudo pode ser observado na Figura 1. As unidades de maior importância são as supersuítas G1, G2, G3, G4 e G5.

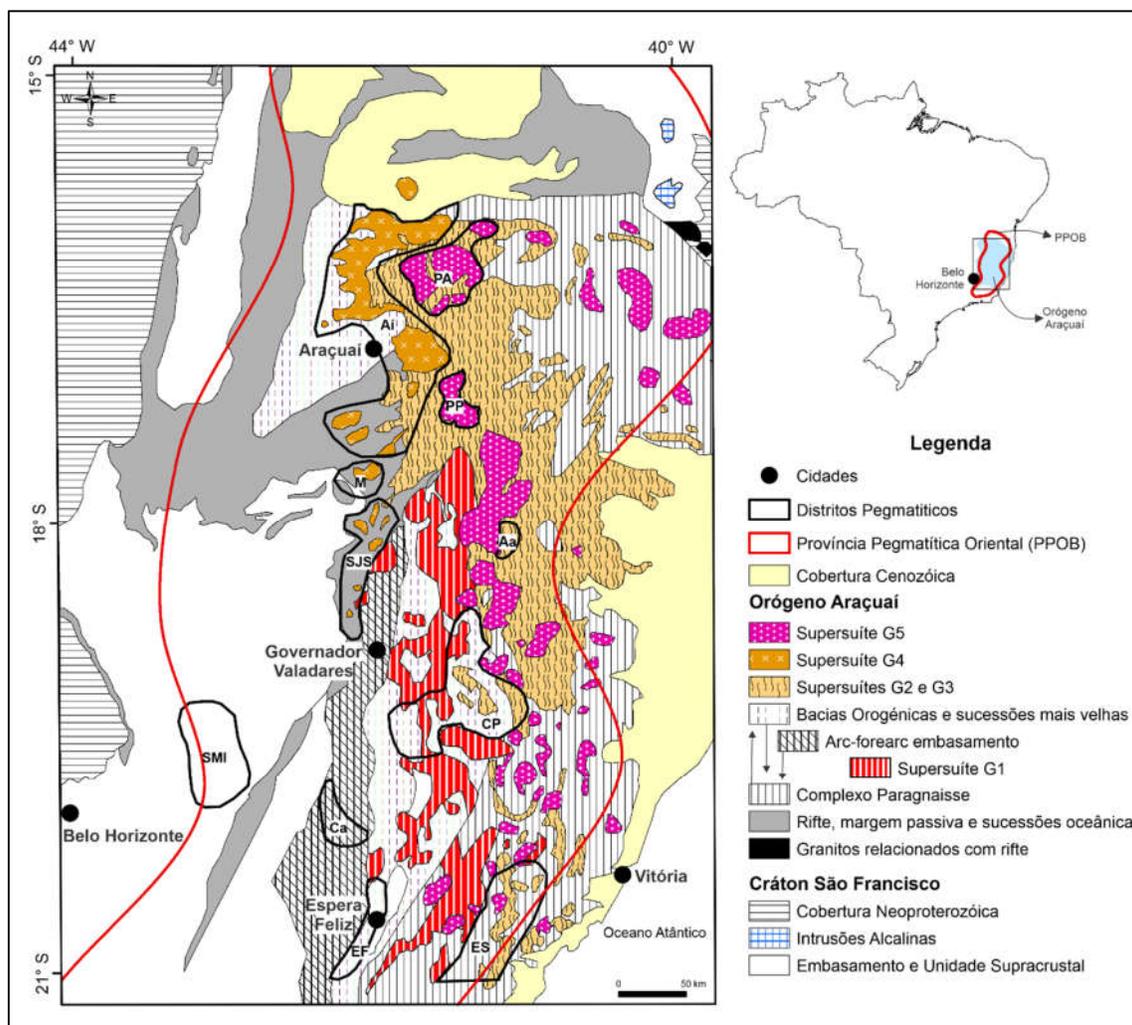


Figura 28. Mapa geológico simplificado do Orógeno Araçuaí e região cratônica adjacente ressaltando as supersuítas graníticas do Cambriano e do Neoproterozoico (Pedrosa-Soares et al. 2011).

No Orógeno Araçuaí, o evento Brasiliano foi subdividido em quatro estágios geotectônicos distintos denominados pré-colisional (630-585 Ma), sin-colisional (585-560 Ma), tardi-colisional (560-530 Ma) e pós-colisional (PEDROSA-SOARES ET AL., 2008). Correlacionados aos estágios citados têm-se a formação de cinco supersuítas detalhadas a seguir:

A supersuíte G1 é classificada como pré-colisional e representa a edificação de um arco magmático calci-alcálico resultante da subducção de litosfera oceânica de margem continental ativa. Esta supersuíte inclui os batólitos, suítas e stocks chamados Brasilândia, Derribadinha, Divino, Estrela-Muniz Freire, Galileia, Guaratuaia, Manhauçu, Mascarenhas-Baixo Guandu, Muriaé, São Vitor, Teófilo Otoni e Valentim, entre outros. Suas rochas constituintes são principalmente stocks e batólitos de tonalito a granodiorito com fácies máficas a dioríticas e autólitos regionalmente deformados durante a orogenia Brasiliana, porém apresentando ocorrências magmáticas locais bem preservadas. A supersuíte também apresenta rochas metamorizadas constituídas por ortopiroxênio que variam de monzogabro a quartzomonzonito (NOVO, 2009). O arco magmático possui uma assinatura isotópica híbrida que

sugere contribuições do embasamento Paleoproterozoico, assim como componentes mantélicas relacionadas à subducção Neoproterozoica da litosfera oceânica. Os ofiolitos Neoproterozoicos ocorrem na porção oeste do arco magmático G1, sugerindo subducção na porção leste, enquanto a porção norte do Orógeno Araçuaí se manteve ensialica (PEDROSA-SOARES ET AL., 2001, 2008; QUEIROGA ET AL., 2007).

Formada durante o estágio sin-colisional do Orógeno Araçuaí, a supersuíte G2 é marcada pela presença de granitos do tipo S a exemplo das unidades Ataléia, Carlos Chagas, Montanha, Nanuque, Pescador, Urucum e Wolf. Além disso, possui fusões do tipo I provenientes da migmatização sin-colisional do embasamento Paleoproterozoico (ex: NOCE ET AL., 2006, 2007; NOVO, 2009). Suas composições não se mostram muito variadas e são predominantemente peraluminosas com assinaturas geoquímicas sin-colisionais.

Assim como as rochas da G1, as rochas da G2 apresentam foliação regional, e localmente podem apresentar estruturas magmáticas bem preservadas. Batólitos como o Carlos Chagas, que são composicionalmente homogêneos e estruturalmente heterogêneos, mostram claras estruturas magmáticas preservadas da deformação regional sin-colisional que sofreram os granitos de G2.

A supersuíte G3 se formou entre os estágios tardi a pós-colisional e é muito menor em questão de volume do que as outras quatro supersuítes do Orógeno Araçuaí. Ela geralmente está intimamente associada à supersuíte G2. Suas rochas representativas mais típicas são leucogranitos com variações de conteúdo de granada e/ou cordierita e/ou silimanita cristalizadas entre 540 Ma e 525 Ma (NOCE ET AL., 2004; PEDROSA-SOARES ET AL., 2006; SILVA ET AL., 2005, 2008; WHITTINGTON ET AL., 2001), não apresentam foliação regional, e ocorrem principalmente como veios autóctones a pequenos plútons parautóctone hospedados nos granitos parentais G2 (PEDROSA-SOARES ET AL. 2011).

A supersuíte G4 ocorre ao longo do setor centro norte do Orógeno Araçuaí, onde fácies metamórficas de anfibolitos à *greenstones* de níveis crustais rasos a intermediários estão expostos. A supersuíte apresenta plútons de núcleos e raízes compostos por biotita granito, e bordas contendo duas micas leucogranito à muscovita granada leucogranito, cobertos com cúpulas pegmatóides. Estes plútons geralmente apresentam estruturas de fluxo de lava, os quais podem ser paralelos à foliação regional à medida que se aproximam de suas bordas. Assembléias minerais indicativas de metamorfismo de contato em alguns pegmatitos como a mineralização de petalita em substituição ao espodumênio indicam profundidades de posicionamento entre 5 e 15 km. Os granitos do G4 são, em geral, peraluminosos, podendo ser metaluminosos nas fácies ricas em biotita (PEDROSA-SOARES ET AL., 1987). Os granitos tipo S representam o evento pós-colisional de colapso gravitacional do Orógeno Araçuaí.

A supersuíte G5 representa o evento magmático mais marcante do colapso gravitacional pós-colisional do Orógeno Araçuaí (PEDROSA-SOARES E WIEDEMANN-LEONARDOS 2000). Dados geológicos de diversos plútons pertencentes à G5 e distribuídos por todo o Orógeno Araçuaí revelam composições essencialmente bimodais. Esta supersuíte inclui essencialmente granitos metaluminosos a peraluminosos, calcialcalinos a alcalinos e dos tipos I a A, todos pós-colisionais originados em níveis crustais muito profundos sob forte influência mantélica (PEDROSA-SOARES ET AL. 2011).

REVISÃO CONCEITUAL – DATAÇÃO COM COLUMBITA-TANTALITA

Idades de pegmatitos têm sido tradicionalmente determinadas por datação U-Pb de zircões formados durante a cristalização de magmas pegmatíticos. O grupo de minerais da série coltan é outro grupo de minerais acessórios presentes nas fases pegmatíticas (ČERNÝ E ERCIT, 2005). Por possuírem níveis relativamente altos de U e baixos de Pb comum, os

minerais desta série são alvos ideais para datação U-Pb de rochas pegmatíticas e depósitos minerais a eles relacionados (DENG ET AL., 2013).

Para sua aplicação em métodos de datação de rochas, é importante reconhecer a capacidade do U de substituir os sítios cristalinos que seriam ocupados por Fe ou Mn em sua estrutura cristalina; o que não ocorre com o Pb, que enfrenta dificuldade de se alojar na estrutura da coltan (ROMER e Wright, 1992).

Observações microscópicas sugerem que o U é compatível com a estrutura cristalina da coltan somente a altas temperaturas, assim, quando há uma queda de temperatura, o U é exsolvido e transformado em inclusões de uraninitas dentro da coltan. Estas inclusões ficam protegidas e isoladas dos meios circundantes através das estáveis estruturas química e mecânica da coltan. Este isolamento da exsolução de U faz com que o sistema não interaja com o meio exterior e que, portanto, não haja perda de U ou Pb radiogênico, o que se faz essencial para obtenção de bons resultados nas datações (ROMER E WRIGHT 1992).

Romer e Wright (1992) desenvolveram e descreveram técnicas específicas de datação com a coltan e concluíram ser este um método eficaz e confiável para datar vários tipos de pegmatitos, granitos peraluminosos e alguns eventos metamórficos/metassomáticos. O método propôs a lixiviação das amostras com ácidos específicos (ex: HF, HBr) e demonstrou resultados concordantes.

A técnica *in situ* com *laser ablation quadrupole inductively coupled plasma mass spectrometry* (LA-ICP-MS) foi pioneiramente utilizada para datação U-Pb com coltan por (Smith et al., 2004). Após seu trabalho, alguns estudos de datação U-Pb com coltan utilizando LA-ICP-MS foram publicados (ex: DENG ET AL., 2013; DEWAELE ET AL., 2011; DILL ET AL., 2007; MELCHER ET AL., 2008). Entretanto, com ausência de material de referência apropriado de coltan, estes trabalhos anteriores utilizaram monazita e zircão como padrões externos, e até a publicação de Che et al. (2015) não haviam sido utilizados padrões para datação U-Pb de coltan *in situ*.

Quando se tratando do emprego de coltan para datação de rochas e eventos geológicos, é importante analisar se tal prática é viável ou não. Analisando-se os métodos até então desenvolvidos para esta prática, constata-se que eles já foram aplicados em diversos estudos e locais. Os autores, citados anteriormente, de trabalhos que aplicaram a datação U-Pb com coltan obtiveram resultados satisfatórios e, muitas vezes, os comparam com dados de mesma natureza obtidos através da análise de zircões e/ou titanitas. Nesta comparação, a coltan se mostra mais eficiente e confiável do que o zircão, que é mais instável e sofre mais perturbações do meio externo do que a coltan. A coltan também não ocorre como mineral relíctico do magma e, portanto, não herda informações da área fonte do magma. Outra vantagem relativa da coltan é que ela ocorre em vários locais onde zircões não são abundantes ou onde os zircões não são úteis para datação. Quando o ambiente é intemperizado e as fontes de amostras são basicamente sedimentos de alúvios e colúvios e não é possível definir se o zircão é proveniente da rocha hospedeira ou do pegmatito mineralizado, o uso da coltan se faz mais uma vez relativamente vantajoso.

METODOLOGIA

O trabalho desenvolveu-se através de etapas de revisão bibliográfica, preparação de amostras, análises laboratoriais e, por fim, interpretações e análises de resultados.

Foram pesquisados e consultados artigos e estudos prévios relativos às ocorrências geológicas de minerais da série coltan e suas aplicações econômicas; artigos e estudos sobre a evolução geológica do Orógeno Araçuaí, da Província Oriental Brasileira, e pegmatitos a ela relacionados; métodos de análise química e caracterização mineral; assim como fontes de pesquisa sobre minerais de coltan aplicados à geocronologia em um contexto mundial.

Parte das amostras vem dos distritos pegmatíticos distribuídos no estado de Minas Gerais. Outra parte, corresponde a amostras de outros estados, usadas para comparação (Quadro 1). Foi analisado um total de 14 amostras, das quais três foram descartadas devido a excesso de inclusões e/ou falhas na preparação. Para que fosse possível a análise das amostras, foi necessário prepará-las na modalidade de embutimentos. Uma vez prontos, os embutimentos foram encaminhados ao Laboratório de Microscopia e Microanálises do DEGEO/EM (Laboratório integrante da RMIC, Rede de Microscopia e Microanálises de Minas Gerais – FAPEMIG) da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP) para que fossem imageados por elétrons retroespalhados (BSE - *backscattered electrons*) com um microscópio de varredura (MEV) modelo JEOL JSM 6510, com 15 kV de voltagem de aceleração. Além disso, foram realizadas análises químicas por Espectroscopia de Dispersiva de Raios-x (EDS).

Quadro 2. Procedência das amostras estudadas

Amostra	Pegmatito	Procedência	Província/Distrito Pegmatítico
SAD-007	Pegmatito	Nazareno, MG	Província de São João Del Rey
SAD-033	Pegmatito Cigana	Conselheiro Pena, MG	Província Pegmatítica Oriental Distrito Conselheiro Pena
SAD-064	Pegmatito Quixabá	Carnaúba dos Dantas, RN	Província da Borborema
SAD-067	Pegmatito Alto do Giz	Equador, RN	Província da Borborema
SAD-068	Pegmatito Muquim	Muquim, ES	Província Pegmatítica Oriental Distrito Espírito Santo
SAD-069	Pegmatito Toca da Onça	Virgem Lapa, MG	Província Pegmatítica Oriental Distrito de Padre Paraíso
SAD-076	Pegmatito Cigana	Conselheiro Pena, MG	Província Pegmatítica Oriental Distrito Conselheiro Pena
SAD-088	Pegmatito Sem Terra	Governador Valadares, MG	Província Pegmatítica Oriental Distrito de São José da Safira
SAD-133	Pegmatito Pitol	Divinas Laranjeiras, MG	Província Pegmatítica Oriental Distrito Conselheiro Pena
SAE-039	Pegmatito Cigana	Conselheiro Pena, MG	Província Pegmatítica Oriental Distrito Conselheiro Pena
SAE-041	Pegmatito Mancha Mole	Conselheiro Pena, MG	Província Pegmatítica Oriental Distrito Conselheiro Pena

A obtenção de imagens de alta resolução e a identificação dos elementos constituintes dos minerais deste trabalho são resultados da conjugação do MEV com as imagens BSE e o EDS. Portanto, estes métodos de análises foram de extrema importância na caracterização dos minerais do presente estudo.

É importante ressaltar que, para a coltan, a caracterização geoquímica por análise EDS no MEV se faz suficiente e não fornece grau de incerteza. Isso ocorre pois os minerais da série coltan são livres de água e/ou elementos leves como Li e Be, e, portanto, todos os seus elementos constituintes são medidos neste procedimento.

As imagens BSE foram interpretadas e descritas, os dados obtidos por EDS no MEV foram analisados e interpretados gerando um banco de dados de fórmulas químicas relativas a pontos específicos das amostras, assim como suas fórmulas médias. Foi gerado gráfico $Ta/(Ta+Nb) \times Mn/(Mn+Fe)$ indicando qual fase da série coltan cada amostra representa.

RESULTADOS

Foram feitas imagens BSE das 11 amostras no MEV (Figura 2). Com base nos resultados das análises (Tabela 1) foram calculadas as fórmulas químicas de cada ponto analisado e, portanto, encontrada uma fórmula representativa (média) de cada amostra como um todo (Quadro 2). A partir destes dados foi gerado o gráfico Ta/(Ta-Nb) x Mn/(Mn-Fe), e cada amostra pôde ser identificada e classificada como uma fase definida constituinte da série coltan (Figura 3).

Tabela 7. Análises químicas EDS das amostras com sua média (\bar{X}) e desvio padrão (σ) obtidas pelo MEV.

	MnO	FeO	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	TiO ₂	MgO	SiO ₂	Fe	C	Total
SAD-007-1	4,67	14,92	50,73	29,69						100,01
SAD-007-2	4,32	14,71	49,22	31,75						100
SAD-007-3	5,1	13,77	50,05	31,08						100
SAD-007-4	5,19	14,59	47,31	32,92						100,01
SAD-007 \bar{X}	4,82	14,5	49,33	31,36						
SAD-007 σ	0,19	0,05	1,01	0,78						
SAD-033-1	5,94	11,52	39,2	40,62	2,72					100
SAD-033-2	7,43	10,1	41,08	38,82	2,56					99,99
SAD-033-3	7,23	9,85	39,09	41	2,84					100,01
SAD-033 \bar{X}	6,87	10,49	39,79	40,15	2,71					100
SAD-033 σ	0,21	0,37	0,41	0,49	0,08					
SAD-064-1	12,74	2,47	11,36	73,43						100
SAD-064-2	12,08	2,98	12	72,74	0,12	0,08				100
SAD-064-3	11,85	3,12	11,25	73,74	0,04					100
SAD-064 \bar{X}	12,22	2,86	11,54	73,3	0,08	0,08				100,08
SAD-064 σ	0,22	0,15	0,16	0,25	0,03	0				
SAD-067-1	13,11		0,67	86,22						100
SAD-067-2	13,23			86,74	0,03					100
SAD-067-3	13,9	0,07	0,15	85,88						100
SAD-067 \bar{X}	13,41	0,07	0,41	86,28	0,03					100
SAD-067 σ	0,28	0	0,18	0,23	0					
SAD-068-1	6,85	14,18	66,71		3,99		1,26		7,02	100,01
SAD-068-2	7,61	15,64	71,9	1,42	3,43					100
SAD-068-3	6,79	15	72,55	1,63	4,03					100
SAD-068 \bar{X}	7,08	14,94	70,39	1,53	3,82		1,26		7,02	100
SAD-068 σ	0,17	0,03	1,25	0,07	0,12		0		0	
SAD-069-1	6,14	15,12	72,93	2,96	2,58	0,27				100
SAD-069-2	5,7	16,06	72,35	3,36	2,54					100,01
SAD-069-3	6,32	15,85	71,69	3,38	2,76					100
SAD-069-4	6,4	15,97	71,5	3,83	2,32					100,02
SAD-069 \bar{X}	6,14	15,75	72,12	3,38	2,55	0,27				100,21
SAD-069 σ	0,13	0,11	0,31	0,22	0,11	0				
SAD-076-1	12,21	1,81	1,04	84,94						100
SAD-076-2	11,64	0,88	1,6	85,88						100

Continuação Tabela 1

SAD-076-3	11,16	1,38	1,82	85,64		100
SAD-076-4	11,71	0,87	1,56	85,85		99,99
SAD-076 \bar{X}	11,68	1,24	1,51	85,5775		100
SAD-076 σ	0,02	0,18	0,03	0,14		
SAD-088-1	13,27		0,32	86,41		100
SAD-088-2	12,98		0,49	86,53		100
SAD-088-3	13,47		0,71	85,82		100
SAD-088 \bar{X}	13,24		0,51	86,25		100
SAD-088 σ	0,13		0,12	0,25		
SAD-133-1	6,71	11,7	51,53	28,78	1,28	100
SAD-133-2	6,52	11,31	52,08	29,15	0,94	100
SAD-133-3	6,86	11,84	52,25	28,1	0,94	99,99
SAD-133-4	6,34	11,89	51,3	29,37	1,09	99,99
SAD-133-5	6,69	12,01	53,8	26,61	0,89	100
SAD-133-6	6,89	11,5	51,53	28,88	1,2	100
SAD-133 \bar{X}	6,67	11,71	52,08	28,48	1,06	100
SAD-133 σ	0,09	0,09	0,22	0,16	0,06	
SAE-039-1	9,84	8,27	51,85	30,04		100
SAE-039-2	9,66	7,86	52,97	29,52		100,01
SAE-039-3	10,04	7,95	55,87	26,14		100
SAE-039 \bar{X}	9,85	8,03	53,56	28,57		100
SAE-039 σ	0,11	0,04	1,33	1,4		
SAE-041-1	7,47	11,01	48,13	33,39		100
SAE-041-2	6,98	10,31	49,59	33,12		100
SAE-041-3	8,27	10,13	47,74	33,85		99,99
SAE-041 \bar{X}	7,57	10,48	48,49	33,45		100
SAE-041 σ	0,4	0,2	0,43	0,23		

Quadro 3. Fórmulas químicas calculadas para os pontos de cada amostra com sua média (\bar{X}).

Pontos	Fórmula
SAD-007-1	(Fe _{0,8} Mn _{0,25}) Σ _{1,05} (Nb _{1,46} Ta _{0,5}) Σ _{1,98} O ₆
SAD-007-2	(Fe _{0,79} Mn _{0,24}) Σ _{1,03} (Nb _{1,4} Ta _{0,56}) Σ _{1,98} O ₆
SAD-007-3	(Fe _{0,74} Mn _{0,28}) Σ _{1,02} (Nb _{1,45} Ta _{0,54}) Σ _{1,99} O ₆
SAD-007-4	(Fe _{0,79} Mn _{0,28}) Σ _{1,08} (Nb _{1,39} Ta _{0,58}) Σ _{1,97} O ₆
SAD-007 \bar{X}	(Fe _{0,78} Mn _{0,26}) Σ _{1,04} (Nb _{1,4} Ta _{0,5}) Σ _{1,99} O ₆
SAD-033-1	(Fe _{0,64} Mn _{0,33}) Σ _{0,97} (Nb _{1,17} Ta _{0,73} Ti _{0,14}) Σ _{2,04} O ₆
SAD-033-2	(Fe _{0,55} Mn _{0,4}) Σ _{0,97} (Nb _{1,22} Ta _{0,7} Ti _{0,13}) Σ _{2,04} O ₆
SAD-033-3	(Fe _{0,55} Mn _{0,4}) Σ _{0,94} (Nb _{1,17} Ta _{0,74} Ti _{0,14}) Σ _{2,05} O ₆
SAD-033 \bar{X}	(Fe _{0,58} Mn _{0,38}) Σ _{0,96} (Nb _{1,19} Ta _{0,72} Ti _{0,13}) Σ _{2,04} O ₆
SAD-064-1	(Mn _{0,86} Fe _{0,16}) Σ _{1,02} (Ta _{1,6} Nb _{0,4}) Σ ₂ O ₆
SAD-064-2	(Mn _{0,8} Fe _{0,2}) Σ ₁ (Ta _{1,56} Nb _{0,43} Ti _{0,01}) Σ ₂ O ₆
SAD-064-3	(Mn _{0,78} Fe _{0,2}) Σ _{0,98} (Ta _{1,6} Nb _{0,4}) Σ ₂ O ₆
SAD-064 \bar{X}	(Mn _{0,82} Fe _{0,19}) Σ _{1,01} (Ta _{1,58} Nb _{0,4}) Σ _{1,98} O ₆

Continuação Quadro 2

SAD-067-1	$(\text{Mn}_{0,94})_{\Sigma 0,94}(\text{Ta}_{1,99}\text{Nb}_{0,03})_{\Sigma 2,02}\text{O}_6$
SAD-067-2	$(\text{Mn}_{0,94})_{\Sigma 0,94}(\text{Ta}_{1,99}\text{Nb}_{0,03})_{\Sigma 2,02}\text{O}_6$
SAD-067-3	$\text{Mn}(\text{Ta}_{1,99}\text{Nb}_{0,01})_{\Sigma 2}\text{O}_6$
SAD-067 X	$(\text{Mn}_{0,96}\text{Fe}_{0,05})_{\Sigma 1}(\text{Ta}_{1,99}\text{Nb}_{0,02})_{\Sigma 2,01}\text{O}_6$
SAD-068-1	$(\text{Fe}_{0,72}\text{Mn}_{0,35})_{\Sigma 1,07}(\text{Nb}_{1,83}\text{Ti}_{0,2})_{\Sigma 2,03}\text{O}_6$
SAD-068-2	$(\text{Fe}_{0,73}\text{Mn}_{0,36})_{\Sigma 1,09}(\text{Nb}_{1,82}\text{Ti}_{0,14}\text{Ta}_{0,02})_{\Sigma 1,99}\text{O}_6$
SAD-068-3	$(\text{Fe}_{0,7}\text{Mn}_{0,3})_{\Sigma 1}(\text{Nb}_{1,83}\text{Ti}_{0,17}\text{Ta}_{0,02})_{\Sigma 2,02}\text{O}_6$
SAD-068 X	$(\text{Fe}_{0,75}\text{Mn}_{0,4})_{\Sigma 1,15}(\text{Nb}_{1,93}\text{Ta}_{0,03})_{\Sigma 1,96}\text{O}_6$
SAD-069-1	$(\text{Fe}_{0,71}\text{Mn}_{0,3})_{\Sigma 1,01}(\text{Nb}_{1,86}\text{Ti}_{0,11}\text{Ta}_{0,05})_{\Sigma 2,01}\text{O}_6$
SAD-069-2	$(\text{Fe}_{0,76}\text{Mn}_{0,27})_{\Sigma 1,03}(\text{Nb}_{1,85}\text{Ti}_{0,1}\text{Ta}_{0,05})_{\Sigma 2}\text{O}_6$
SAD-069-3	$(\text{Fe}_{0,75}\text{Mn}_{0,3})_{\Sigma 1,05}(\text{Nb}_{1,8}\text{Ti}_{0,12}\text{Ta}_{0,05})_{\Sigma 2}\text{O}_6$
SAD-069-4	$(\text{Fe}_{0,76}\text{Mn}_{0,3})_{\Sigma 1,06}(\text{Nb}_{1,83}\text{Ti}_{0,1}\text{Ta}_{0,05})_{\Sigma 2}\text{O}_6$
SAD-069 X	$(\text{Fe}_{0,74}\text{Mn}_{0,3})_{\Sigma 1,04}(\text{Nb}_{1,8}\text{Ti}_{0,1}\text{Ta}_{0,05})_{\Sigma 2}\text{O}_6$
SAD-076-1	$(\text{Mn}_{0,88}\text{Fe}_{0,13})_{\Sigma 1,01}(\text{Ta}_{1,96}\text{Nb}_{0,04})_{\Sigma 2}\text{O}_6$
SAD-076-2	$(\text{Mn}_{0,84}\text{Fe}_{0,06})_{\Sigma 0,9}(\text{Ta}_{1,98}\text{Nb}_{0,06})_{\Sigma 2,04}\text{O}_6$
SAD-076-3	$(\text{Mn}_{0,8}\text{Fe}_{0,1})_{\Sigma 0,9}(\text{Ta}_{1,97}\text{Nb}_{0,07})_{\Sigma 2,04}\text{O}_6$
SAD-076-4	$(\text{Mn}_{0,84}\text{Fe}_{0,06})_{\Sigma 0,9}(\text{Ta}_{1,98}\text{Nb}_{0,06})_{\Sigma 2,04}\text{O}_6$
SAD-076 X	$(\text{Mn}_{0,84}\text{Fe}_{0,09})_{\Sigma 0,93}(\text{Ta}_{1,97}\text{Nb}_{0,06})_{\Sigma 2,03}\text{O}_6$
SAD-088-1	$\text{Mn}_{0,96}\text{Ta}_2\text{O}_6$
SAD-088-2	$\text{Mn}_{0,94}\text{Ta}_2\text{O}_6$
SAD-088-3	$\text{Mn}_{0,97}(\text{Ta}_{1,98}\text{Nb}_{0,02})_{\Sigma 2}\text{O}_6$
SAD-088 X	$\text{Mn}_{0,96}(\text{Ta}_{1,99}\text{Nb}_{0,2})_{\Sigma 2,01}\text{O}_6$
SAD-133-1	$(\text{Fe}_{0,6}\text{Mn}_{0,36})_{\Sigma 0,97}(\text{Nb}_{1,47}\text{Ta}_{0,5}\text{Ti}_{0,06})_{\Sigma 2,02}\text{O}_6$
SAD-133-2	$(\text{Fe}_{0,6}\text{Mn}_{0,35})_{\Sigma 0,95}(\text{Nb}_{1,5}\text{Ta}_{0,5}\text{Ti}_{0,04})_{\Sigma 2,04}\text{O}_6$
SAD-133-3	$(\text{Fe}_{0,62}\text{Mn}_{0,37})_{\Sigma 0,99}(\text{Nb}_{1,48}\text{Ta}_{0,48}\text{Ti}_{0,04})_{\Sigma 2}\text{O}_6$
SAD-133-4	$(\text{Fe}_{0,63}\text{Mn}_{0,34})_{\Sigma 0,97}(\text{Nb}_{1,46}\text{Ta}_{0,5}\text{Ti}_{0,05})_{\Sigma 2,02}\text{O}_6$
SAD-133-5	$(\text{Fe}_{0,63}\text{Mn}_{0,35})_{\Sigma 0,98}(\text{Nb}_{1,52}\text{Ta}_{0,45}\text{Ti}_{0,04})_{\Sigma 2,01}\text{O}_6$
SAD-133-6	$(\text{Fe}_{0,61}\text{Mn}_{0,37})_{\Sigma 0,98}(\text{Nb}_{1,5}\text{Ta}_{0,5})_{\Sigma 2}\text{O}_6$
SAD-133 X	$(\text{Fe}_{0,62}\text{Mn}_{0,36})_{\Sigma 0,98}(\text{Nb}_{1,48}\text{Ta}_{0,49}\text{Ti}_{0,05})_{\Sigma 2,02}\text{O}_6$
SAE-039-1	$(\text{Mn}_{0,53}\text{Fe}_{0,44})_{\Sigma 0,97}(\text{Nb}_{1,49}\text{Ta}_{0,52})_{\Sigma 2,01}\text{O}_6$
SAE-039-2	$(\text{Mn}_{0,52}\text{Fe}_{0,42})_{\Sigma 0,94}(\text{Nb}_{1,52}\text{Ta}_{0,5})_{\Sigma 2,02}\text{O}_6$
SAE-039-3	$(\text{Mn}_{0,53}\text{Fe}_{0,42})_{\Sigma 0,95}(\text{Nb}_{1,6}\text{Ta}_{0,4})_{\Sigma 2}\text{O}_6$
SAE-039 X	$(\text{Mn}_{0,53}\text{Fe}_{0,42})_{\Sigma 0,95}(\text{Nb}_{1,53}\text{Ta}_{0,5})_{\Sigma 2,03}\text{O}_6$
SAE-041-1	$(\text{Fe}_{0,52}\text{Mn}_{0,44})_{\Sigma 0,98}(\text{Nb}_{1,72}\text{Ta}_{0,3})_{\Sigma 2,02}\text{O}_6$
SAE-041-2	$(\text{Fe}_{0,6}\text{Mn}_{0,44})_{\Sigma 1,04}(\text{Nb}_{1,7}\text{Ta}_{0,3})_{\Sigma 2}\text{O}_6$
SAE-041-3	$(\text{Fe}_{0,5}\text{Mn}_{0,45})_{\Sigma 0,95}(\text{Nb}_{1,7}\text{Ta}_{0,3})_{\Sigma 2}\text{O}_6$
SAE-041 X	$(\text{Fe}_{0,54}\text{Mn}_{0,44})_{\Sigma 0,98}(\text{Nb}_{1,7}\text{Ta}_{0,3})_{\Sigma 2}\text{O}_6$

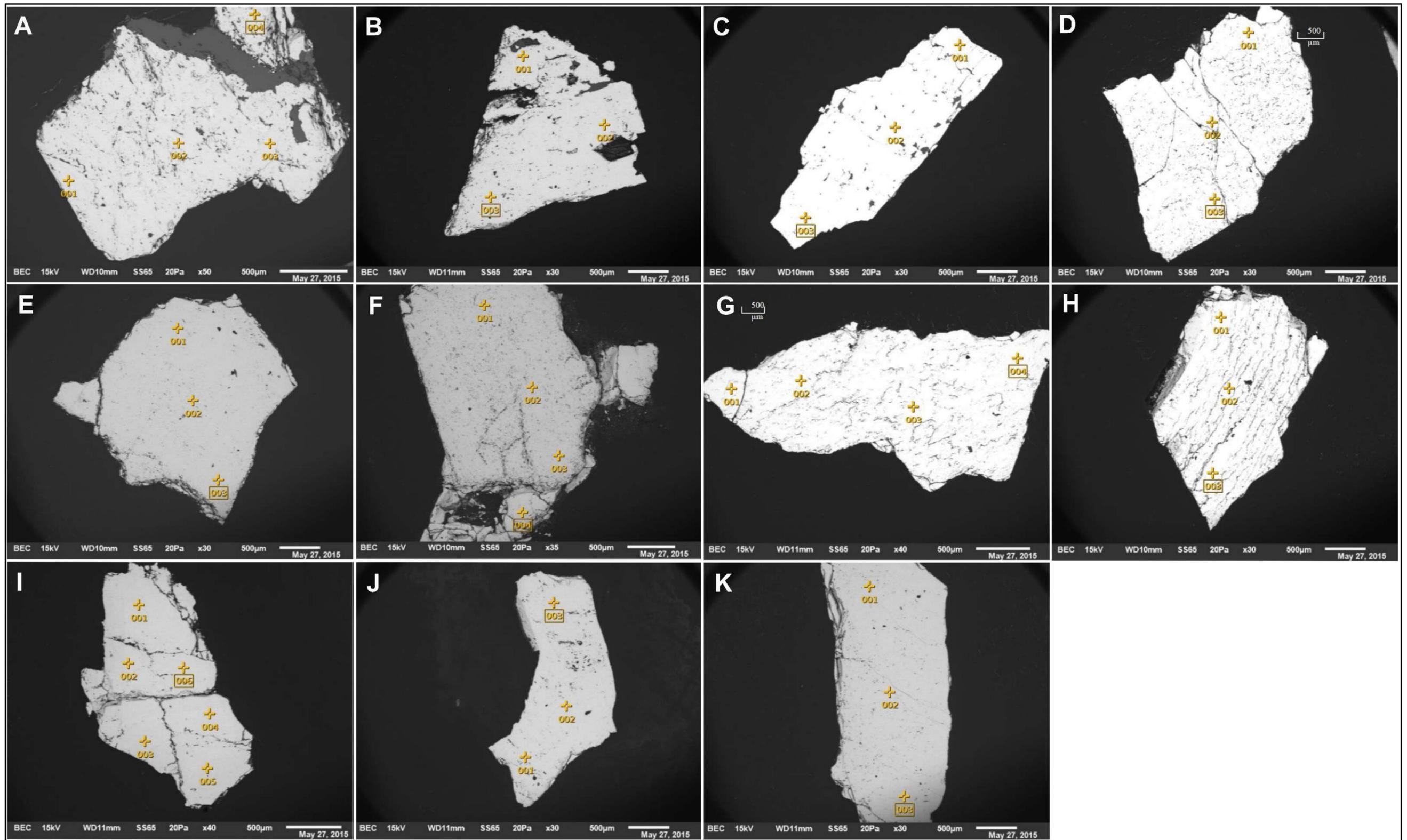


Figura 29. Imagens BSE obtidas pelo MEV. A) Amostra SAD-007. B) Amostra SAD-033. C) Amostra SAD-064. D) Amostra SAD-067. E) Amostra SAD-068. F) Amostra SAD-069. G) Amostra SAD-076. H) Amostra SAD-088. I) Amostra SAD-133. J) Amostra SAE-039. K) Amostra SAE-041.

Na imagem BSE da amostra SAD-007 é possível observar a presença de inclusões de microclina, representadas pelas áreas mais escuras da imagem contida na Figura 2A. A partir dos dados fornecidos pela análise química foi calculada a fórmula $(\text{Fe}_{0,74-0,8}\text{Mn}_{0,24-0,28})_{\Sigma 1,02-1,08}(\text{Nb}_{1,39-1,46}\text{Ta}_{0,5-0,58})_{\Sigma 1,98-1,99}\text{O}_6$. De acordo com o diagrama Ta/(Ta+Nb) x Mn/(Mn+Fe), essa amostra é classificada como columbita-(Fe) (Figura 3).

A Figura 2B apresenta a imagem BSE para a amostra SAD-033 que possui a presença de algumas inclusões representadas pelas porções mais escuras do grão, sendo estas identificadas como microclina. Cavidades também estão na imagem e podem ser provenientes de falhas na etapa de polimento. As análises EDS revelam composição rica em Nb e Fe, tendo como fórmula $(\text{Fe}_{0,55-0,64}\text{Mn}_{0,33-0,4})_{\Sigma 0,94-0,97}(\text{Nb}_{1,17-1,22}\text{Ta}_{0,7-0,74}\text{Ti}_{0,13-0,14})_{\Sigma 2,04-2,05}\text{O}_6$. O diagrama da Figura 3 indica que a amostra SAD-033 trata-se de uma columbita-(Fe).

A imagem da amostra SAD-064 (Figura 2C) retrata a presença de inclusões de microclina pouco representativas retratadas pelas porções mais escuras do grão. As análises EDS revelam composição rica em Ta e Mn, cuja fórmula química é $(\text{Mn}_{0,78-0,86}\text{Fe}_{0,16-0,2})_{\Sigma 0,98-1,02}(\text{Ta}_{1,56-1,6}\text{Nb}_{0,4-0,43})_{\Sigma 1,98-2}\text{O}_6$. O diagrama da Figura 3 indica que a amostra SAD-064 trata-se de uma tantalita-(Mn).

A Figura 2D apresenta a imagem BSE da amostra SAD-067 com a presença de inclusões pouco representativas, o grão está fraturado, e cavidades também são identificados. As análises EDS revelam composição rica em Ta e Mn, tendo como fórmula química $(\text{Mn}_{0,78-0,86}\text{Fe}_{0,16-0,2})_{\Sigma 0,98-1,02}(\text{Ta}_{1,56-1,6}\text{Nb}_{0,4-0,43})_{\Sigma 1,98-2}\text{O}_6$. O diagrama da Figura 3 indica que a amostra SAD-067 trata-se de uma tantalita-(Mn).

A imagem BSE da amostra SAD-068 (Figura 2E) apresenta aspecto consideravelmente homogêneo, porém a imagem retrata a presença de defeitos no polimento representados pelas partes mais escuras e fraturas. As análises EDS revelam composição rica em Ta e Mn, com fórmula $(\text{Fe}_{0,7-0,73}\text{Mn}_{0,3-0,36})_{\Sigma 1-1,09}(\text{Nb}_{1,82-1,83}\text{Ta}_{0,02}\text{Ti}_{0,14-0,2})_{\Sigma 1,99-2,03}\text{O}_6$. O diagrama da Figura 3 indica que a amostra SAD-068 trata-se de uma tantalita-(Fe).

A Figura 2F apresenta a imagem BSE para a amostra SAD-069 com inclusões pouco representativas, o grão apresenta-se fraturado, e cavidades também são identificados, provavelmente preenchidas com resina. As análises EDS revelam composição rica em Nb e Fe, com fórmula $(\text{Fe}_{0,71-0,76}\text{Mn}_{0,27-0,3})_{\Sigma 1,01-1,06}(\text{Nb}_{1,8-1,86}\text{Ta}_{0,05}\text{Ti}_{0,1-0,12})_{\Sigma 2-2,01}\text{O}_6$. O diagrama da Figura 3 indica que a amostra SAD-069 trata-se de uma columbita-(Fe).

A amostra SAD-076 (Figura 2G) possui fraturas e cavidades, e é relativamente homogênea. As análises EDS revelam composição rica em Ta e Mn com composição $(\text{Mn}_{0,8-0,88}\text{Fe}_{0,06-0,13})_{\Sigma 0,9-1,01}(\text{Ta}_{1,96-1,98}\text{Nb}_{0,04-0,07})_{\Sigma 2-2,04}\text{O}_6$. O diagrama da Figura 3 indica que a amostra SAD-076 trata-se de uma tantalita-(Mn).

A imagem BSE da amostra SAD-088 (Figura 2H) retrata a presença de muitas fraturas, algumas cavidades e raras inclusões de microclina. As análises EDS revelam composição rica em Ta e Mn com fórmula $\text{Mn}_{0,94-0,97}(\text{Ta}_{1,98-2}\text{Nb}_{0,02-0,2})_{\Sigma 2-2,01}\text{O}_6$. O diagrama da Figura 3 indica que a amostra SAD-088 trata-se de uma tantalita-(Mn) quase pura pois todos os pontos se encontram superpostos no extremo superior direito do campo tantalita-(Mn), o que sugere também uma alta precisão da análise.

A Figura 2I apresenta a imagem BSE para a amostra SAD-133, de composição homogênea com presença de fraturas e raras cavidades e inclusões. As análises EDS revelam composição rica em Nb e Fe com fórmula $(\text{Fe}_{0,6-0,63}\text{Mn}_{0,34-0,37})_{\Sigma 0,95-0,99}(\text{Nb}_{1,46-1,52}\text{Ta}_{0,45-0,5}\text{Ti}_{0,04-0,06})_{\Sigma 2-2,04}\text{O}_6$. O diagrama da Figura 3 indica que a amostra SAD-133 trata-se de uma columbita-(Fe).

A amostra SAE-039 (Figura 2J) apresenta imagem BSE sem fraturas, raras cavidades e inclusões de microclina. As análises EDS revelam que em sua composição química predominam Nb e Mn com fórmula $(\text{Mn}_{0,52-0,53}\text{Fe}_{0,42-0,44})_{\Sigma 0,94-0,97}(\text{Nb}_{1,49-1,6}\text{Ta}_{0,4-0,52})_{\Sigma 2-2,02}\text{O}_6$. A amostra aparenta-se composicionalmente homogênea. Classifica-se como uma columbita-(Mn)

apesar de o diagrama da Figura 3 ilustrar como sua composição está próxima do limite divisor com a fase columbita-(Fe).

A imagem BSE da amostra SAE-041 (Figura 2K) mostra que o grão possui alta homogeneidade com poucas fraturas e poucas cavidades. As análises EDS revelam que em sua composição química predominam Nb e Fe com fórmula $(\text{Fe}_{0,5-0,6}\text{Mn}_{0,44-0,45})_{\Sigma 0,95-1,04}(\text{Nb}_{1,7-1,72}\text{Ta}_{0,3})_{\Sigma 2-2,02}\text{O}_6$. A amostra SAE-041 classifica-se como uma columbita-(Fe) apesar de o diagrama da Figura 3 ilustrar que sua composição está próxima do limite divisor com a fase columbita-(Fe).



Figura 30. Gráfico representativo de todas as amostras estudadas, gerado para efeitos comparativos

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Com referência nas bibliografias consultadas, é rara a utilização de minerais da série coltan como material de referência para datação de rochas. Usualmente, os minerais que cumprem este papel são o zircão, a monazita, e a titanita. Este trabalho analisou e caracterizou amostras de coltan com a intenção de fornecer informações para futuros estudos mais detalhados no desenvolvimento de materiais de referência de coltan aplicados à geocronologia.

Presença de inclusões, zonamentos, estruturas metamíticas e amostras discordantes são os problemas comumente encontrados na utilização de coltan para a geocronologia. Neste contexto, das amostras aqui analisadas, SAD-064 e SAD-088 mostraram-se com maior potencial para aplicação como material de referência para datação por apresentarem-se vermelhas, transparentes, homogêneas e sem inclusões. A amostra SAD-064 relaciona-se com a supersuíte G2, enquanto SAD-088 relaciona-se com a supersuíte G4.

O gráfico da Figura 3 compreende os resultados de todos os pontos e médias das amostras estudadas, e a partir dele, pode-se concluir que existe uma relação positiva de enriquecimento de tântalo com o enriquecimento de manganês nas amostras, o que se justifica na etapa de diferenciação de cada amostra. Também é relevante ressaltar que, a disposição próxima dos pontos, muitas vezes sobrepostos, mostra que a análise MEV com EDS fornece resultados de precisões satisfatórias para os minerais da série coltan aqui estudados.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, Brazil – projeto 303218/2018-5, FAPEMIG (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais, Brazil - projetos APQ-01448-15, PPM-00588-18), PROPP/UFOP 22/2019 (23109.004080/2019-88) e PROPP/UFOP 13/2020 (23109.000928/2020-33).

REFERÊNCIAS

ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S.; PEDROSA-SOARES, A. C.; PERES, G. G.; CRUZ, S. C. P.; WHITTINGTON, A. Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. **Precambrian Research**, [S. l.], v. 149, n. 1–2, p. 43–64, 2006. DOI: 10.1016/j.precamres.2006.06.007.

ALKMIM, F. F.; PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; CRUZ, S. C. P. Sobre a Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. **Geonomos**, [S. l.], v. 15, n. 1, p. 25–43, 2007.

ALMEIDA, F. F. M. O Cratón do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, [S. l.], v. 7, n. 4, p. 349–364, 1977.

BARBOSA, A. L. M.; GROSSI-SAD, J. H.; TORRES, N. **Geologia das quadrículas de Barra do Cuiceté e Conselheiro Pena, Minas Gerais**. Belo Horizonte: DNPM/GEOSOL, 1964.

ČERNÝ, Petr; ERCIT, T. Scott. The classification of granitic pegmatites revisited. **Canadian Mineralogist**, [S. l.], v. 43, n. 6, p. 2005–2026, 2005. DOI: 10.2113/gscanmin.43.6.2005.

CHE, Xu Dong; WU, Fu Yuan; WANG, Ru Cheng; GERDES, Axel; JI, Wei Qiang; ZHAO, Zhen Hua; YANG, Jin Hui; ZHU, Ze Ying. In situ U–Pb isotopic dating of columbite–tantalite by LA–ICP–MS. **Ore Geology Reviews**, [S. l.], v. 65, n. P4, p. 979–989, 2015. DOI: 10.1016/J.OREGEOREV.2014.07.008.

DENG, Xiao Dong; LI, Jian Wei; ZHAO, Xin Fu; HU, Zhao Chu; HU, Hao; SELBY, David; DE SOUZA, Zorano S. U–Pb isotope and trace element analysis of columbite-(Mn) and zircon by laser ablation ICP–MS: Implications for geochronology of pegmatite and associated ore deposits. **Chemical Geology**, [S. l.], v. 344, p. 1–11, 2013. DOI: 10.1016/J.CHEMGEO.2013.02.014.

DEWAELE, Stijn et al. Late Neoproterozoic overprinting of the cassiterite and columbite-tantalite bearing pegmatites of the Gatumba area, Rwanda (Central Africa). **Journal of African Earth Sciences**, [S. l.], v. 61, n. 1, p. 10–26, 2011. DOI: 10.1016/J.JAFREARSCI.2011.04.004.

DILL, H. G.; GERDES, A.; WEBER, B. Cu-Fe-U phosphate mineralization of the Hagedorf-Pleystein pegmatite province, Germany: with special reference to laser-ablation inductively-coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) of limonite-cored torbernite. **Mineralogical Magazine**, [S. l.], v. 71, n. 4, p. 371–387, 2007. DOI: 10.1180/MINMAG.2007.071.4.371. Disponível em: <https://www.cambridge.org/core/journals/mineralogical-magazine/article/abs/cufeu-phosphate-mineralization-of-the-hagedorfpleystein-pegmatite-province-germany-with-special-reference-to-laserablation-inductivelycoupled-plasma-mass-spectrometry-laicpms-of-limonitecored-torbernite/EA64A8042EDDC0531A4EBABC6240D9F4>. Acesso em: 22 set. 2021.

MACKAY, Duncan A. R.; SIMANDL, George J. Geology, market and supply chain of niobium and tantalum—a review. **Mineralium Deposita**, [S. l.], v. 49, n. 8, p. 1025–1047, 2014. DOI: 10.1007/S00126-014-0551-2.

MELCHER, F. et al. Fingerprinting of conflict minerals: columbite-tantalite (“coltan”) ores.

Rev. SGA News, [S. l.], v. 23, p. 1–14, 2008. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/284646500_Fingerprinting_of_conflict_minerals_colombite-tantalite_coltan_ores. Acesso em: 22 set. 2021.

NIKISHINA, E. E.; DROBOT, D. V.; LEBEDEVA, E. N. Niobium and tantalum: State of the world market, application fields, and sources of raw materials. Part 2. **Russian Journal of Non-Ferrous Metals**, [S. l.], v. 55, n. 2, p. 130–140, 2014. DOI: 10.3103/S1067821214020126.

NOCE, C. ..; COSTA, A. ..; PIUZANA, D.; VIEIRA, V. S.; CARVALHO, C. M. **Folha Manhuaçu SF-23-X-B-III, escala 1:100.000**. Belo Horizonte: UFMG/CPRM, 2006.

NOCE, C. M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; PIUZANA, D.; ARMSTRONG, R.; LAUX, J. H.; CAMPOS, C. M.; MEDEIROS, S. R. Ages of sedimentation of the Kinzigitic complex and of a late orogenic thermal episode in the Araçuaí orogen, northern Espírito Santo state, Brazil: zircon and monazite U-PB SHRIMP and ID-TIMS data. **Revista Brasileira de Geociências**, [S. l.], v. 34, n. 4, p. 587–592, 2004. DOI: 10.25249/0375-7536.2004344587592.

NOCE, Carlos M.; PEDROSA-SOARES, Antônio Carlos; DA SILVA, Luiz Carlos; ARMSTRONG, Richard; PIUZANA, Danielle. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí Orogen, based on U–Pb SHRIMP data: Implications for Brazil–Africa links in Paleoproterozoic time. **Precambrian Research**, [S. l.], v. 159, n. 1–2, p. 60–78, 2007. DOI: 10.1016/J.PRECAMRES.2007.06.001.

NOVO, Tiago Amancio. **Significado geotectônico das rochas charnockíticas da região de Carangola-MG: implicações para a conexão Araçuaí-Ribeira**. 2009. Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2009. Disponível em: <https://repositorio.ufmg.br/handle/1843/MPBB-7TRH6V>. Acesso em: 22 set. 2021.

PEDROSA-SOARES, A. C. et al. Magmatismo e tectônica do Orógeno Araçuaí no extremo leste de Minas Gerais e norte do Espírito Santo. **Geonomos**, [S. l.], v. 14, n. 2, p. 97–111, 2006. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/288822676_Magmatismo_e_tectonica_do_Orogeno_Aracuai_no_extremo_leste_de_Minhas_Gerais_e_norte_do_Espirito_Santo. Acesso em: 22 set. 2021.

PEDROSA-SOARES, A. C.; ALKMIM, F. F.; TACK, L.; NOCE, C. M.; BABINSKI, M.; SILVA, L. C.; MARTINS-NETO, M. A. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí–West Congo orogen. **Geological Society, London, Special Publications**, [S. l.], v. 294, n. 1, p. 153–172, 2008. DOI: 10.1144/SP294.9. Disponível em: <http://sp.lyellcollection.org/lookup/doi/10.1144/SP294.9>.

PEDROSA-SOARES, A. C.; MONTEIRO, R.; CORREIA-NEVES, J. M.; LEONARDOS, O. H.; FUZIKAWA, K. Metasomatic evolution of granites, northeast Minas Gerais, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, [S. l.], v. 17, n. 4, p. 512–518, 1987. Disponível em: <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/11969>. Acesso em: 22 set. 2021.

PEDROSA-SOARES, A. C.; MONTEIRO, R.; CORREIA-NEVES, J. M.; LEONARDOS, O. H.; FUZIKAWA, K. Tipologia dos pegmatitos de Coronel Murta– Virgem da Lapa, Médio Jequitinhonha, Minas Gerais. **Revista Escola de Minas**, [S. l.], v. 43, p. 44–54, 1990.

PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; ALKMIM, F. F.; SILVA, L. C.; BABINSKI, M.; CORDANI, U.; CASTAÑEDA, C. Orógeno Araçuaí: Síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. **Geonomos**, [S. l.], v. 15, n. 1, 2007. DOI: 10.18285/geonomos.v15i1.103. Disponível em: <https://periodicos.ufmg.br/index.php/revistageonomos/article/view/11628>.

PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; VIDAL, Ph; MONTEIRO, R. L. B. P.;

LEONARDOS, O. H. Toward a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil)-West Congolian (SW Africa) Belt. **Journal of South American Earth Sciences**, [S. l.], v. 6, n. 1–2, p. 33–47, 1992. DOI: 10.1016/0895-9811(92)90015-Q.

PEDROSA-SOARES, A. C.; NOCE, C. M.; WIEDEMANN, C. M.; PINTO, C. P. The Araçuaí--West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. **Precambrian Research**, [S. l.], v. 110, n. 1–4, p. 307–323, 2001. DOI: 10.1016/S0301-9268(01)00174-7. Disponível em: <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0301926801001747>. Acesso em: 3 jul. 2021.

PEDROSA-SOARES, A. C.; WIEDEMANN-LEONARDOS, C. M. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (org.). **Tectonic Evolution of South America**. São Paulo: SBG, 2000. p. 265–285.

PEDROSA-SOARES, Antônio Carlos et al. Late Neoproterozoic – Cambrian granitic magmatism in the Arac , uaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources Universidade Federal de Ouro Preto , DEGEO , Campus do Cruzeiro , Ouro Preto , Brazil. **Geological Society, London, Special Publications**, [S. l.], v. 350, n. 1, p. 25–51, 2011.

PORADA, H. Pan-African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and eastern Brazil. **Precambrian Research**, [S. l.], v. 44, n. 2, p. 103–136, 1989. DOI: 10.1016/0301-9268(89)90078-8.

QUEIROGA, G. N. et al. Age of the Ribeirão Da Folha Ophiolite, Araçuaí Orogen: the U-Pb Zircon (La-Icpms) Dating of a Plagiogranite. **Geonomos**, [S. l.], v. 15, n. 1, p. 61–65, 2007. DOI: 10.18285/geonomos.v15i1.107.

ROMER, Rolf L.; WRIGHT, James E. U-Pb dating of columbites: A geochronologic tool to date magmatism and ore deposits. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, [S. l.], v. 56, n. 5, p. 2137–2142, 1992. DOI: 10.1016/0016-7037(92)90337-I.

SILVA, L. C.; MCNAUGHTON, N. J.; ARMSTRONG, R.; HARTMANN, L. A.; FLETCHER, I. R. The neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: A zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. **Precambrian Research**, [S. l.], v. 136, n. 3–4, p. 203–240, 2005. DOI: 10.1016/j.precamres.2004.10.004.

SILVA, L. C.; PEDROSA-SOARES, A. C.; TEIXEIRA, L. R.; ARMSTRONG, R. Tonian rift-related, A-type continental plutonism in the Araçuaí Orogen, eastern Brazil: New evidence for the breakup stage of the São Francisco–Congo Paleocontinent. **Gondwana Research**, [S. l.], v. 13, n. 4, p. 527–537, 2008. DOI: 10.1016/J.GR.2007.06.002.

SIMANDL, G. Tantalum Market and Resources: An Overview. **Geological Fieldwork; British Columbia Geological Survey**, [S. l.], p. 313–318, 2002.

SMITH, S. R.; FOSTER, G. L.; ROMER, R. L.; TINDLE, A. G.; KELLEY, S. P.; NOBLE, S. R.; HORSTWOOD, M.; BREAKS, F. W. U-Pb columbite-tantalite chronology of rare-element pegmatites using TIMS and Laser Ablation-Multi Collector-ICP-MS. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 2004 147:5, [S. l.], v. 147, n. 5, p. 549–564, 2004. DOI: 10.1007/S00410-003-0538-Y. Disponível em: <https://link.springer.com/article/10.1007/s00410-003-0538-y>. Acesso em: 22 set. 2021.

WHITTINGTON, A. G.; CONNELLY, J.; PEDROSA-SOARES, A. C.; MARSHAK, S.; ALKMIM, F. Collapse and Melting in a Confined Orogenic Belt: Preliminary Results From the

Neoproterozoic Araçuaí Belt of Eastern Brazil. **AGU Fall Meeting, Abstract T32B-089. American Geophysical Union**, [S. l.], v. 82, p. 1181–1181, 2001. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/253149251_Collapse_and_Melting_in_a_Confined_Orogenic_Belt_Preliminary_Results_From_the_Neoproterozoic_Aracuai_Belt_of_Eastern_Brazil/citations. Acesso em: 22 set. 2021.

Capítulo 7

Mineralogia, Petrografia e Geocronologia U-Pb em Titanita do Pegmatito Vlastějovice, República Tcheca

Fernanda Moreira Lopes Assumpção¹; Guilherme de Oliveira Gonçalves²; Fernanda Maria Belotti³; Leonardo Martins Graça⁴; Ricardo Augusto Scholz Cipriano⁴

RESUMO. O pegmatito *Vlastějovice* localiza-se na *Bohemian*, República Tcheca e corresponde a importante marcador do magmatismo ácido relacionado a evolução do Maciço Central da *Bohemian*. Corresponde a um corpo zonado, com mineralogia exótica, representada por plagioclásio, augita, hedenbergita, hornblenda, quartzo, k-feldspato e mais raramente titanita, apatita, allanita, fluorita e epidoto. Esta mineralogia evidencia processos de contaminação do magma por parte da rocha encaixante, um Fe-escarnito. Os minerais tendem a ocorrer em cristais de tamanho centimétricos a decimétricos, em geral subédricos, resultando em uma textura hipidiomórfica. A rocha é homófona, holocristalina, fanerítica, inequigranular seriada, de composição ácida e mesocrática. As análises químicas realizadas por microscopia eletrônica acoplada ao EDS comprovam que o feldspato mais abundante do pegmatito é o ortoclásio. Por sua vez, os clinopiroxênios são a augita. A titanita é rica Al_2O_3 e Fe_2O_3 . Opticamente pode-se distinguir a microclina e o ortoclásio triclinizado e o anfibólio como sendo a hornblenda. É comum inclusões de feldspato (determinado por EDS) nas titanitas e a apatita apresenta-se comumente inclusa no ortoclásio e nos grãos de fluorita. A allanita mostra fraturas radiais devido ao próprio decaimento radioativo. Geocronologia U-Pb em titanita por LA-ICP-MS foram realizadas em cinco cristais. Vinte pontos analíticos geraram uma idade concordia de 338 ± 3.6 Ma (95% c.l.; MSWD conc + equiv = 1.5) para a titanita. A idade é compatível com a formação do Maciço da *Bohemian* na Polônia, Eslováquia e República Tcheca, no qual está inserido o pegmatito. Esse cinturão Paleozóico foi edificado entre 500 e 250 Ma, a partir da convergência e colisão de dois continentes: Laurentia-Báltica para noroeste e África para sudeste.

PALAVRAS-CHAVE. LA-ICP-MS; pegmatito; titanita; U-Pb.

INTRODUÇÃO

Os pegmatitos podem ser definidos como sendo essencialmente uma rocha ígnea, de composição normalmente granítica, que são distinguidos das outras rochas ígneas por algumas características principais: granulometria extremamente grossa, abundância de cristais com textura gráfica e grãos com hábito de crescimento fortemente direcional. Os cristais com tamanho extremamente grosso é uma marca dos pegmatitos para muitos geocientistas, mas as outras texturas minerais, citadas acima são predominantes e podem ser definidas como características de alguns corpos (London 2013).

Três principais tipos de pegmatitos podem ser distinguidos na região de *Vlastějovice*, República Tcheca (Žáček *et al.* 2003; Ackerman *et al.* 2007; Kadlec 2007

¹ Geóloga autônoma – Franca, SP, Brasil;

² Instituto de Geociências, Universidade de Brasília – Brasília, DF, Brasil;

³ Instituto de Ciências Puras e Aplicadas na Universidade Federal de Itajubá, Itabira, MG, Brasil;

⁴ Programa de Pós-graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto - Ouro Preto, MG, Brasil

apud Novák e Kadlec 2010): turmalina pegmatito em ortognaisse, turmalina pegmatito e o anfibólio pegmatito sendo o último, foco de estudo deste trabalho. Esse pegmatito forma numerosos diques e corpos complexos de 10 cm a 1 m de espessura, com estrutura interna homogênea a sub homogênea e cristais com granulometria grossa. Eles cortam corpos de Fe-escarnito e não foram encontrados corpos desse pegmatito fora deste contexto (Novák e Kadlec 2010).

É comum a ocorrência de titanita (CaTiSiO_5), como um mineral acessório em pegmatitos máfico a intermediário. Tanto a titanita como o zircão e a monazita, são minerais acessórios que podem conter urânio em concentrações suficientes para uso como geocronômetro. No entanto, a titanita difere do zircão e da monazita em relação a composição química, mas esse mineral é composto pelos principais elementos que formam as rochas, fazendo da titanita um acessório comum em rochas intermediárias a máficas (Aleinikoff *et al.* 2002). Estudos recentes demonstram que esse mineral pode ser usado para determinar idade U-Pb usando técnicas modernas de alta resolução espacial (SIMS e LA-ICP-MS) (Ling *et al.* 2015).

A presença de U e a temperatura relativamente elevada para a difusão de Pb faz deste mineral um geocronômetro valioso. A temperatura de fechamento (T_c) para o sistema U-Pb em titanita é $\sim 700^\circ\text{C}$ (Cherniak 1993; Corfu 1996; Pidgeon *et al.* 1996; Zhang e Shärer 1996; Samson 1998 *apud* Aleinikoff *et al.* 2002). Portanto a idade extraída a partir deste mineral pode ser representada pelo evento inicial de cristalização da rocha hospedeira na maioria dos casos. A vantagem de usar a titanita para geocronologia, é a ocorrência, relativamente rara desse mineral na forma de grãos herdados ou “detríticos”, como comumente acontece em zircão, por exemplo (Aleinikoff *et al.* 2002).

Para o desenvolvimento deste trabalho foram utilizadas titanitas provenientes do pegmatito de *Vlastějovice*, República Tcheca, no maciço da *Bohemian* pertencente ao Grupo *Drosendorf*. Assim como toda a análise petrográfica e mineralógica adviriam desse mesmo pegmatito. Em segunda análise, este trabalho justifica-se pela necessidade constante de suprimento de minerais, bem caracterizados, isotopicamente uniformes, para serem utilizados como materiais de referência em técnicas geocronológicas de alta resolução espacial, como o LA-ICP-MS (Gonçalves *et al.* 2016). Mesmo com o potencial de utilização da titanita para geocronologia, são raros os padrões internacionais para geocronologia U-Pb a partir deste mineral, o que tornou importante sua caracterização. Além disso, este pegmatito nunca foi datado. Como, em geral, zircões de pegmatitos são metamícticos, faz-se necessário a utilização de outros minerais acessórios como geocronômetro. Neste caso, optou-se pela titanita devido à sua abundância relativa em relação a outros acessórios datáveis (allanita) e também pela geocronologia U-Pb em titanita ser analiticamente mais usual do que a allanita.

Este trabalho tem como objetivo fazer uma caracterização mineralógica e petrográfica de um pegmatito de *Vlastějovice*, República Tcheca. Além disso, também possui como objetivo a determinação da idade U-Pb do pegmatito através da titanita, pelo método *Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry* (LA-ICP-MS), além de avaliar seu potencial como material de referência para análises U-Pb via LA-ICP-MS.

LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

As amostras de pegmatito utilizado neste trabalho procederam de ocorrências localizadas na República Tcheca. Tomando-se como referência a capital do país, Praga, percorre-se 80km em direção sudeste até a cidade de *Vlastějovice*. A localização em

coordenadas da coleta das amostras é: 5509177.44 m N e 512835.54 m E e elevação de 430m. Estas informações também podem ser observadas na Figura 1.

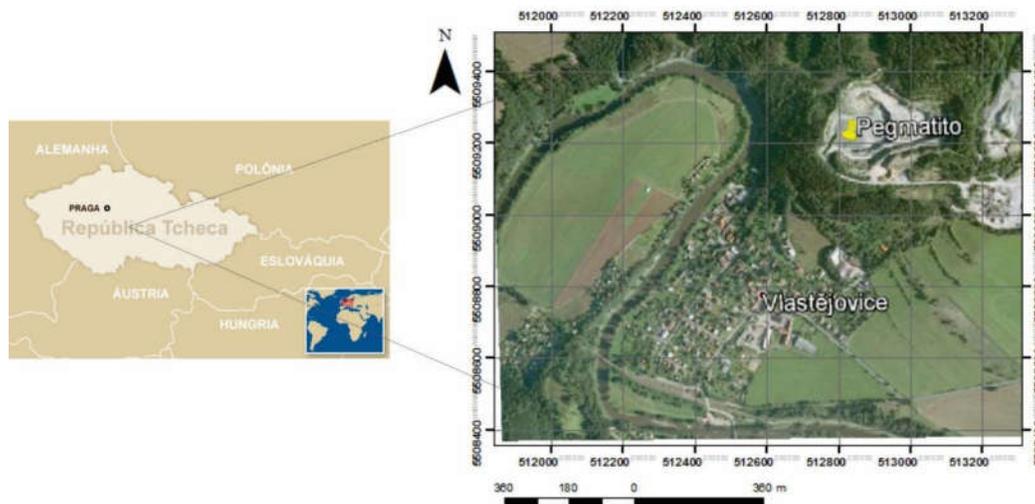


Figura 1. Localização de Vlastějovice e do pegmatito estudado.

GEOLOGIA REGIONAL

O cinturão Variscano, localizado na Europa Ocidental é parte de uma cadeia desenvolvida no Paleozoico, com aproximadamente 1000 km de largura e 8000 km de comprimento, que se estende a partir das montanhas Ouachitas e Apalachianas no sul dos EUA, às montanhas *Mauritanides* no oeste da África até o Maciço da *Bohemian* na Polônia, Eslováquia e República Tcheca (Matte *et al.* 1990).

Esse cinturão Paleozoico foi edificado entre 500 e 250 Ma, a partir da convergência e colisão de dois continentes: Laurentia- Báltica para noroeste e África para sudeste. Esta convergência resultou no fechamento de pelo menos três bacias oceânicas *Iapetus*, *Rheic* e *Galicja* (Matte *et al.* 1990).

O orógeno Variscano foi severamente erodido no fim do Carbonífero (Wolfgang, 1989), chegando ao final do Permiano como um cinturão central do supercontinente Pangea (D). Desmembrado durante o Mesozoico na fase de abertura do oceano Atlântico (E), isto é, o cinturão foi separado em duas regiões: no lado ocidental as montanhas Apalachianas que se estendem desde os Ouachitas até as *Newfoundland* na América do Norte, e no lado oriental as *Mauritanides* localizadas na costa ocidental da África, região da Mauritania, que se estende até ao norte e ao sul da Península Ibérica e, ainda o Maciço da *Bohemian* na Polônia, Eslováquia e República Tcheca (Wolfgang, 1989).

A maior parte do embasamento pré-Mesozoico, do cinturão Variscano na Europa ocidental, é formado por terrenos deformados do Proterozoico ao Carbonífero, em partes metamorfisados e intrudidos por vários tipos de granitoides de idade pré-Permiano. Esse embasamento aflora hoje em formas de vários maciços ao qual destaca-se, para esse trabalho, o da *Bohemian*. Esses sofreram pequenas deformações ao longo do pós - Permiano (Matte, 1990).

O maciço da *Bohemian* é constituído por rochas de idade pré-Cambriana e Paleozoica, além de coberturas Triássica e Paleógena, representando o maior fragmento na Europa, ainda preservado, do embasamento cristalino do cinturão orogênico Variscano. Está localizado na parte mais a leste desse cinturão o qual abrange o oeste e o

centro da Europa, sendo a Zona *Moldanubian* a parte mais interna do cinturão. Estas rochas representam a crosta e manto superior, formada por unidades alóctones agregadas durante a geração do orógeno Variscano e modificada por vários eventos de deformação superimposta e recristalização metamórfica (Schulmann *et al.* 2014).

A Zona *Moldanubian* está inserida na parte sul do Maciço da *Bohemian*, situado na República Tcheca e na Áustria, consistindo de vários segmentos alóctones polideformados e intrusões graníticas predominantemente pós-tectônicas. Os terrenos (segmentos) *GhÖlfe Drosendorf*, o primeiro na Áustria e o segundo na República Tcheca, correspondem aos terrenos mais metamorfisados e mais erodidos do Maciço da *Bohemian*. Entre 340 a 320 Ma foram intrudidos diversos batólitos nesses dois segmentos (Matte *et al.* 1990). A característica tectônica mais proeminente dos terrenos *GhÖlf* e *Drosendorf*, é a atitude geralmente planar da foliação dobrada em grandes antififormes (Matte *et al.* 1990).

A cidade de *Vlastějovice*, República Tcheca, está situada no terreno *Drosendorf*, conforme mostra o mapa esquemático da Figura 2. Esse terreno abrange os Grupos *Variegated* e *Monotonous*, que são constituídos por metagrauvaca, metargilitos, gnaiss calcisilicático, grafita gnaiss, quartzito, anfíbolito e meta gabros (Novak *et al.*, 2015).

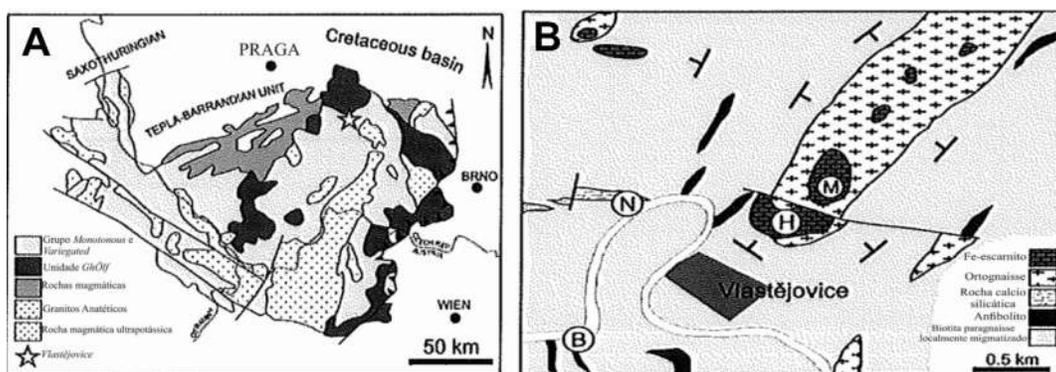


Figura 2. (A) Mapa geológico esquemático da Zona Moldanubian mostrando as maiores unidades geológicas e a posição de Vlastějovice. (B) Esquema geológico da região de Vlastějovice. H- Pedreira Holy vrch, M – Pedreira Magdalena, N- Nosatá skála pegmatito, B - Bržina pegmatito. Modificado de Novak *et al.* (2015).

De forma geral, há predominância regional de granitos à duas micas até biotita-silimanita gnaisses, localmente migmatizados, contendo intercalações de anfíbolito, piroxênio gnaiss, quartzito, mármore e comumente ortognaiss a duas micas com turmalina (*e.g.*, Bržina, Nosatá skála; Novak *et al.* 2013 *apud* Breiter, Cempírek, *et al.*, 2010).

Há muitos corpos lenticulares de Fe-escarnito, variando de dezenas a centenas de metros de espessura, ocorrem no *trend* estrutural da sinclinal de *Vlastějovice* na direção NE-SW. Os corpos de Fe-escarnito são altamente heterogêneos e consistem de associações de: escarnito *s.s.*, maciço monomineralico de granada e bandas de granada e clinopiroxênio (andradita-grossularita + hedenbergita – diopside + magnetita ± alanita), rocha com clinopiroxênio - granada - epidoto; lentes de magnetita maciça de até alguns metros de espessura e em menor quantidade rochas híbridas (hastingsita + almandina + biotita + quartzo + k-feldspato + plagioclásio), localizados entre o Fe-escarnito e as bordas do gnaiss. Os Fe-escarnitos são metamorfizados regionalmente em condições de $T \approx 590-680^{\circ}\text{C}$ e $P \approx 4,5 - 6,5^{\circ}\text{C}$ correspondente ao principal evento metamórfico Variscano (Breiter *et al.* 2010).

Existem três principais e diferentes tipos de pegmatitos na região de *Vlastějovice*: pré-Variscano turmalina pegmatito a partir de ortognaisse, turmalina pegmatito e o anfibólio pegmatito. O estudado neste trabalho é o anfibólio pegmatito (Plg (Ab₁₀₀₋₇₅)>Qtz>Kf) formado através de numerosos diques e complicados corpos de 10 cm a 1 m de espessura, com estrutura interna homogênea a subhomogênea, eles cortam o Escarnito e não foram encontrados fora do corpo de escarnito (Novák e Kadlec 2010).

Esse pegmatito é localmente abundante em anfibólio, fluorita, biotita, hedenbergita, granada, como acessórios: allanita - (Ce), titanita e muito raramente ferroaxinita e schorlita. Massas irregulares monominerálicas e veios de quartzo cinza localizam-se ao longo do contato com o escarnito hospedeiro e bordejando os cristais de anfibólio. Reações abundantes ocorrem a partir da porção central do pegmatito, com mais de 30 cm de espessura, resultando numa mineralogia predominante em anfibólio e em algumas porções há predominância por fluorita, biotita e plagioclásio. Allanita, hedenbergita, granada, epidoto, calcita, wollastonita, magnetita, clorita, prehnita, apofilita e piritita ocorrem em menores quantidades e em porções marginais dos pegmatitos ou como produto de hidrotermalismo tardio e/ou contaminação (Novak *et al.* 2015).

METODOLOGIA

As amostras foram coletadas e cedidas por Dr. Radek Škoda da Universidade de Masaryk, Brno na República Tcheca, no distrito pegmatítico do Terreno Drosendorf. Uma parte da amostra foi separada para a confecção de três lâminas petrográficas. O restante da amostra foi cominuída e passou pelos métodos tradicionais de concentração de minerais pesados. Cristais de titanita foram catados manualmente e embutidos em um molde de 2,5 cm com resina de baixo Pb. A pastilha foi polida para gerar uma superfície adequada ao imageamento por microscopia eletrônica, análises de EDS e ablação a laser.

As imagens dos cristais de titanita foram obtidas por elétrons retroespalhados (BSE) em um microscópio eletrônico de varredura (MEV) no Centro de Microscopia do Departamento de Geologia, Escola de Minas, UFOP. O equipamento utilizado foi o JEOL, modelo JSM-6510 que utiliza 20 kV de voltagem de aceleração e 20 nA de corrente. Tanto os cristais de titanita quando fases minerais selecionadas nas lâminas petrográficas tiveram sua composição química determinada por *Energy Dispersive X-ray Spectrometry* (EDS), acoplado ao mesmo MEV supracitado. As condições analíticas incluíram uma voltagem de aceleração de 20 kV, tipo de sinal de elétron secundário, distância de trabalho de 11 mm, e *spot-size* 88, a baixo vácuo.

Geocronologia U-Pb em titanita foi realizada no Laboratório de Geoquímica Ambiental (LGqA) da Universidade Federal de Ouro Preto. O equipamento utilizado foi um Agilent 7700x Q-ICP-MS acoplado a um laser 213 nm Nd:YAG no estado sólido (New Wave Research UP-213). Os dados foram adquiridos utilizando-se o laser na frequência de 10 Hz, fluência de 10 J/cm², diâmetro do furo de 60 µm e He como gás carreador. Como material de referência primário, utilizou-se a titanita BLR (1047.1 ± 0.4 Ma Aleinikoff *et al* 2007). A redução dos dados foi realizada pelo software Glitter 4.4. (Achterbergh *et al* 2001) e os diagramas foram plotados no Excel® com o auxílio da extensão Isoplot 3.5 (Ludwig 2003). Não foi realizada a correção do Pb comum (²⁰⁴Pb).

RESULTADOS E DISCUSSÕES

Petrografia

Os pegmatitos de *Vlastějovice*, do Grupo *Drosendorf*, ocorrem em numerosos diques e massas irregulares de espessura variada, desde 10 cm até 1 m (Novak *et al.* 2015). Eles cortam o Fe-escarnito. Os minerais tendem a ocorrer em cristais de tamanho centimétricos a decimétricos, em geral subédricos, resultando em uma textura hipidiomórfica. Macroscopicamente, a rocha é homófona, holocristalina, fanerítica, inequigranular seriada e mesocrática (Figura 3). Mineralogicamente, o pegmatito é constituído por plagioclásio, augita, hedenbergita, hornblenda, quartzo, k-feldspato que podem classificados como minerais essenciais, já a titanita, apatita, allanita, fluorita e epidoto em minerais acessórios.



Figura 3. Amostras de mão do pegmatito estudado, evidenciando textura característica e mineralogia essencial.

Em lâmina, quartzo ocorre com porcentagem modal em torno de 20%, sua quantidade é sempre inferior à do plagioclásio. Os grãos são em geral subédricos e há extinção ondulante, apresentam tamanho variando entre 0,5 mm a 1 cm (Figura 3).

Os clinopiroxênios, augita e hedenbergita, formam grãos subédricos, com tamanho variando de 1 mm até 1,5 cm. Sua proporção está entre 10% e 30%, ocorrendo, frequentemente, associado ao anfibólio em contatos irregulares entre os grãos. Há zoneamento composicional mostrado como diferenças no pleocroísmo entre núcleo e borda. Também é comum a presença de inclusões losangulares de anfibólio no piroxênio.

O anfibólio hornblenda ocorre geralmente em porções variando de 15% a 30%, apresentando tamanho milimétrico a centimétrico, como cristais euédricos a subédricos. A cor verde oliva é bem acentuada chegando a ficar quase isotrópica com os nicóis cruzados do microscópio (Figura 4).

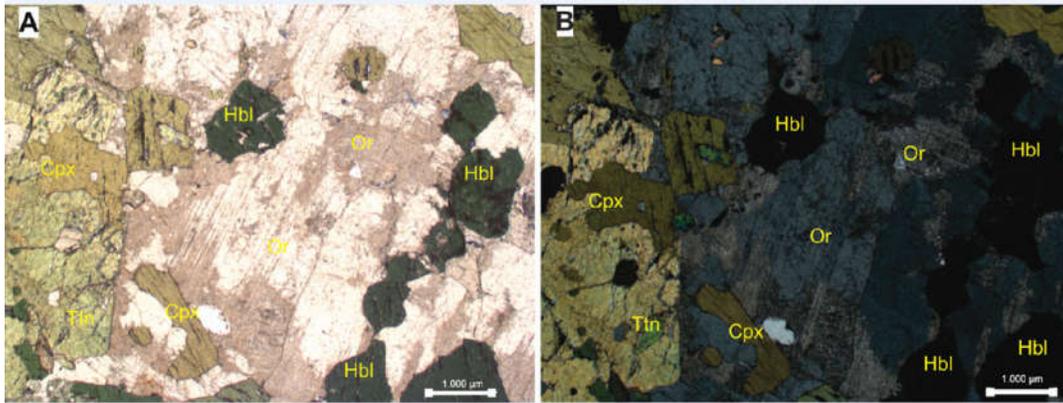


Figura 4. (A) Seção delgada exibindo feldspato, clinopiroxênio, hornblenda e titanita a nicóis paralelos. (B) Mesma mineralogia anterior, a nicóis cruzados.

Dentro do grupo dos feldspatos tem-se a albita, ortoclásio e a microclina. Esse grupo representa a maior porcentagem modal do pegmatito. Na fase de composição mais sódica, tem-se a albita, com cristais variando de 1 mm até cristais na ordem de 2 cm, podendo compor até 40% da rocha. Os grãos têm faces bem desenvolvidas e estão alterados. Apresenta duas fases misturadas (ortoclásio + albita) formando a textura pertítica (Figuras 4 e 5).

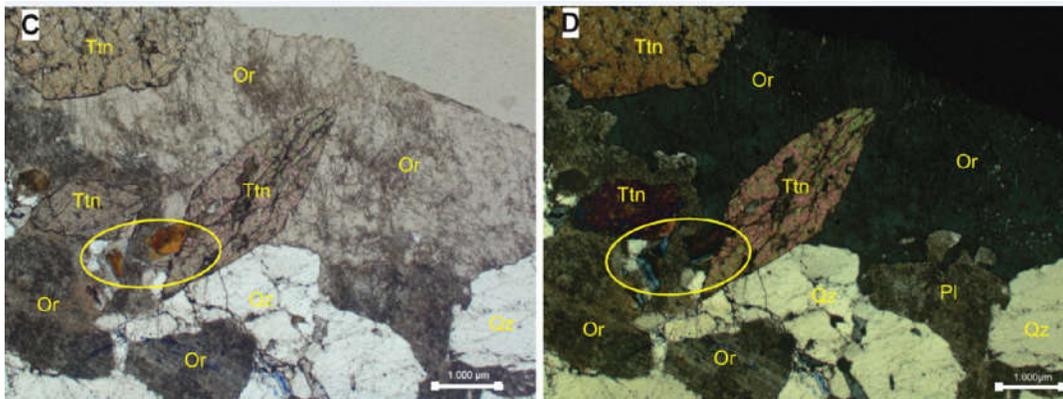


Figura 5. (C) Titanita com inclusões, círculo indicando allanita isotropizada com epidoto como borda de alteração, feldspato e quartzo a nicóis paralelos. (D) Mesma mineralogia anterior a nicóis cruzados.

Ortoclásio e microclina ocorrem em quantidades significativas de 20% a 40% e tem dimensões de 1 mm até 2 cm. Tanto a albita quanto os dois minerais supracitados se apresentam, em praticamente todos os grãos, alterados por processos de sericitização. É comum que o ortoclásio esteja triclinizado (Figuras 4 e 5).

Os minerais acessórios são titanita, apatita, fluorita, allanita e epidoto. Constituem grãos irregulares, milimétricos a centimétricos. Titanita ocorre em grãos bem desenvolvidos, euédricos, comumente inclusa em plagioclásio e compondo aproximadamente 5% da rocha (Figuras 4 e 5). Já a apatita ocorre comumente como inclusões nos plagioclásios e, quando não inclusos, os grãos são subédricos e ocorrem em 1%. A fluorita apresenta grãos bem desenvolvidos, algumas vezes, com inclusões de apatita. É um mineral acessório bastante expressivo no pegmatito, podendo-se observá-lo a olho nú, conforme a (Figura 3). Os cristais de allanita são subédricos e apresentam fraturas radiais, conforme a Figura 3.5. A allanita ocorre com bordas de epidoto e

zoneamento para clinzoisita. Por vezes, a parte central do cristal é amorfa, devido à metamictização.

Química Mineral

Os piroxênios analisados por microscopia eletrônica acoplada ao EDS possuem composições químicas que os enquadram na série $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$ (Hedenbergita = Hd) - MgSiO_3 (Clinoenstatita = Es) - FeSiO_3 (Ferrossilita = Fs). Os dados das composições químicas desses minerais, encontram-se na Tabela 1, a qual contém os resultados dos cálculos dos óxidos, cátions, somatórias e porcentagens de wollastonita (Wo); enstatita (En) e ferrossilita (Fs) calculadas com base em 6 oxigênios segundo Deer *et al.* (1992).

De acordo com os resultados obtidos pode-se constatar para a hedenbergita que a porcentagem média em FeO é de 26,95%, CaO 22,65% e de MgO 3,21%. Com base nestes resultados, pode-se também calcular a fórmula estrutural dos piroxênios, obtendo-se, em porcentagem média para os cinco pontos, 9,2% da molécula enstatita (Es), 47,2% para wollastonita (Wo) e 43,6% de ferrossilita (Fs).

Para o mineral augita (Tabela 2) a porcentagem média em FeO é de 30,23%, CaO 13,72% e MgO 2,97%, com porcentagem média molecular de 10% em enstatita (Es), 38,75% de wollastonita (Wo) e 51,2% de ferrossilita (Fs).

A composição química dos feldspatos via EDS encontra-se na Tabela 3 a qual apresenta os valores em óxidos, cátions e os sítios ocupados, na base de 32 oxigênios segundo Deer *et al.* (1992), bem como as porcentagens em cada ponto de Ab, An e Or. A porcentagem média para o ortoclásio é: K_2O 17,10%, N_2O 1,23% e CaO 0,25%. O ortoclásio tem porcentagem molecular média de 89% em ortoclásio, 9,30% em albita e 1,70% em anortita. Para a albita, a porcentagem média em K_2O é de 1,50%, N_2O 9,91% e CaO 3,18%. De acordo com o cálculo estrutural realizado a partir dos dados de química mineral, o plagioclásio possui porcentagem média de 82% de albita e 18% de anortita, (An₁₅₋₂₀), podendo então ser classificado como oligoclásio.

A Tabela 3 mostra os dados quantitativos referentes a análise química em 10 cristais de titanita. Nota-se que as análises nos outros minerais foram realizadas qualitativamente, com exceção apenas para a titanita. Os valores encontrados nos cristais analisados são semelhantes sendo ricos em Al_2O_3 e Fe_2O_3 , com média de Al_2O_3 de 5,60% e de Fe_2O_3 de 3,10%.

Tabela 1. Composição química dos piroxênios por EDS. TiO₂, Cr₂O₃ e MnO estão abaixo do limite de detecção.

Pontos	SAD 197 6(1)	SAD 197 6(2)	SAD 197 8(1)	SAD 197 8(2)	SAD 197 9(1)	SAD 197 9(2)	SAD197 (1)	SAD 199 (1)	SAD 199 (2)	SAD 197 (10)
SiO ₂	44,67	45,97	45,70	46,11	45,11	44,81	47,56	42,13	48,41	50,74
Al ₂ O ₃	1,15	1,77	<d.l.	0,51	0,43	0,56	0,61	10,14	13,03	<d.l.
FeO	28,56	36,39	29,00	25,95	27,85	27,88	22,57	31,04	24,48	24,53
MgO	2,52	1,65	3,78	3,70	3,09	3,27	3,71	3,48	2,98	3,49
CaO	22,48	12,83	21,52	23,22	23,23	23,05	25,56	11,11	9,44	21,25
K ₂ O	<d.l.	<d.l.	<d.l.	<d.l.	<d.l.	<d.l.	<d.l.	2,09	1,67	<d.l.
Na ₂ O	0,63	0,50	<d.l.	0,50	0,29	0,42	<d.l.	<d.l.	<d.l.	<d.l.
Total	100,01	100	100	99,99	100	99,99	100,01	99,99	100,01	100,01
Fórmula na base de 6 oxigênios										
Si	1,865	1,929	1,900	1,899	1,879	1,868	1,928	1,75	1,862	2,030
Al	0,057	0,088	0	0,025	0,021	0,028	0,029	0,489	0,591	0
Fe ²⁺	0,997	1,277	1,008	0,894	0,970	0,972	0,765	1,063	0,788	0,821
Mg	0,157	0,103	0,234	0,227	0,192	0,203	0,224	0,212	0,171	0,208
Ca	1,006	0,577	0,958	1,025	1,037	1,030	1,110	0,487	0,389	0,911
K	0	0	0	0	0	0	0	0,109	0,082	0
Na	0,051	0,041	0	0,040	0,023	0,034	0	0	0	0
Al ⁶⁺	0	0,017	0	0	0	0	0	0,214	0,453	0,030
Al ⁴⁺	0,135	0,071	0,100	0,101	0,121	0,132	0,072	0,275	0,138	0
Σ ¹ (cátions)	2,132	2,047	2,100	2,109	2,122	2,135	2,057	2,085	1,883	1,970
Σ ² (Si+Al ⁴⁺ +Σ ¹)	4,132	4,047	4,100	4,109	4,122	4,135	4,057	4,085	3,883	3,970
Fe ²⁺ /Mg	6,358	12,372	4,304	3,934	5,056	4,738	3,413	5,004	4,608	3,943
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ /Mg)	0,864	0,925	0,811	0,797	0,835	0,827	0,0773	0,833	0,822	0,798
%En	7	5	11	11	9	9	11	12	13	11
%Wo	47	29	44	48	47	47	53	28	29	47
%Fs	46	65	46	42	44	44	36	60	58	42

Tabela 2. Dados das composições químicas dos feldspatos, via EDS.

Pontos	SAD 197 1(3)	SAD 197 1(4)	SAD 197 1(10)	SAD 197 2(1)	SAD 197 2(2)	SAD 197 2(3)	SAD 197 3(1)	SAD 197 3(2)	SAD 197 4(1)	SAD 197 4(2)	SAD 197 7(1)	SAD 197 10(1)	SAD 197 - 10(2)	SAD 197 - 11(2)	SAD 197 - 11(3)
SiO ₂	72,07	70,97	64,63	63,16	62,60	66,19	63,44	62,34	62,91	62,62	62,55	63,25	63,67	63,20	62,78
Al ₂ O ₃	12,09	13,84	21,70	18,53	18,69	19,63	18,46	18,81	18,31	18,48	18,03	18,82	18,38	18,34	18,17
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CaO	3,72	4,39	4,42	0,23	0,22	0,19	0,58	0	0,14	0,41	0,32	0,13	0,37	0	0,40
Na ₂ O	11,31	10,79	9,53	1,63	1,33	7,99	1,88	0,62	0,67	0,66	0,58	2,04	1,68	1,01	1,49
K ₂ O	0	0	0	16,46	17,16	6,00	15,64	18,23	17,96	17,82	18,52	15,76	15,89	17,45	17,16
BaO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	99,19	99,99	99,99	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99	99,99	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00
Fórmula na base de 32 oxigênios															
Si	12,78	12,51	11,41	11,79	11,73	11,84	11,81	11,72	11,81	11,76	11,79	11,77	11,85	11,83	11,78
Al	2,53	2,88	4,50	4,08	4,13	4,14	4,05	4,17	4,05	4,09	4,01	4,13	4,03	4,05	4,02
Fe ²⁺	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,71	0,83	0,72	0,05	0,04	0,04	0,12	0	0,03	0,08	0,06	0,03	0,07	0	0,08
Na	3,89	3,69	3,46	0,59	0,48	2,77	0,68	0,23	0,24	0,24	0,21	0,74	0,61	0,37	0,54
K	0	0	0	3,92	4,10	1,37	3,71	4,37	4,30	4,27	4,46	3,74	3,77	4,17	4,11
Ba	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
XCa=An	15,38	18,36	20,40	1,01	0,95	0,87	2,57	0	0,62	1,80	1,37	0,58	1,66	0	1,70
XNa=Ab	84,62	81,64	79,60	12,95	10,44	66,35	15,05	4,91	5,33	5,23	4,48	16,34	13,61	8,09	11,46
XK=Or	0	0	0	86,04	88,61	32,78	82,38	95,09	94,05	92,97	94,15	83,08	84,73	91,91	86,84
Z (Si,Al)	15,32	15,40	15,88	15,88	15,88	16,00	15,84	15,88	15,88	15,84	15,8	15,88	15,88	15,88	15,8
X (Fe, Ca K, Na Ba)	4,60	4,52	4,12	4,56	4,64	4,16	4,52	4,60	4,60	4,60	4,72	4,52	4,44	4,52	4,72

Tabela 3. Dados qualitativos das composições químicas das titanitas, via EDS.

Pontos	16	24	25	30	31	35	36	40	42	44
SiO ₂	31,86	32,25	32,13	32,37	31,19	32,45	32,08	32,23	32,65	32,63
TiO ₂	29,15	30,31	28,85	29,05	31,38	28,20	28,53	28,32	28,87	29,05
Al ₂ O ₃	5,52	4,93	5,58	5,49	4,50	6,74	5,95	5,82	5,97	5,40
Fe total	2,89	2,63	2,79	3,08	2,36	2,63	2,75	2,91	2,82	3,10
Fe ₂ O ₃	3,21	2,92	3,10	3,42	2,62	2,92	3,05	3,23	3,13	3,44
MnO	0	0	29,72	0	0	0	0	0	0	0
CaO	29,74	29,53	0	29,68	30,67	30,42	29,82	29,83	30,32	29,98
Ce ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Y ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
H ₂ O ⁺	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
F=O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	99,48	99,94	99,38	100,01	100,36	100,73	99,43	99,43	100,94	100,50
Fórmula na base de 5 oxigênios										
Si	1,03	1,04	1,04	1,04	1,01	1,03	1,04	1,04	1,04	1,04
Ti	0,71	0,70	0,70	0,70	0,76	0,68	0,69	0,69	0,69	0,70
Al	0,21	0,21	0,21	0,21	0,17	0,25	0,23	0,22	0,22	0,20
Fe	0,07	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	1,03	1,03	1,03	1,02	1,06	1,04	1,03	1,03	1,03	1,03
Ce ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Y ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
H ₂ O	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
OH+F	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
(%OH)	4,63	4,66	4,63	4,66	4,65	4,70	4,64	4,63	4,70	4,68
TCa	1,03	1,08	1,10	1,10	1,12	1,10	1,10	1,10	1,10	1,10
TTi(Ti+Al+Fe)	0,99	0,92	0,91	0,91	0,93	0,93	0,92	0,91	0,92	0,90
TSi	1,03	1,04	1,04	1,04	1,01	1,03	1,04	1,04	1,04	1,04
TOH	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00

Geocronologia

Vinte pontos analíticos (Tabela 4) geraram uma idade concordia de 338 ± 3.6 Ma ($n = 20$; 95% c.l.; $MSWD_{c+e} = 1.5$; Figura 6). Este erro realístico foi calculado pela raiz quadrada da adição quadrática dos erros obtidos pelo Isoplot (que estatisticamente é subestimado) e pelo erro de 1% da idade concordia obtida (inerente à técnica analítica). Os resultados mostraram-se levemente discordantes reversos, ou seja, plotam levemente acima da curva concordia. Isto indica que a idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ é levemente mais antiga do que a idade $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, como exemplificado pelas idades obtidas pela média ponderada (Figura 3.15 e Figura 3.14) das razões $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 337.0 ± 3.8 Ma (95% c.l.; $MSWD = 0.09$) e 338.0 ± 2.8 (95% c.l.; $MSWD = 0.22$), respectivamente. Além disso, levando-se em consideração 18 dos 20 pontos realizados, a variação relativa do desvio padrão (RSD%) para cada razão foi menor do que 2%. Isto indica uma relativa homogeneidade isotópica dos cristais de titanita analisados.

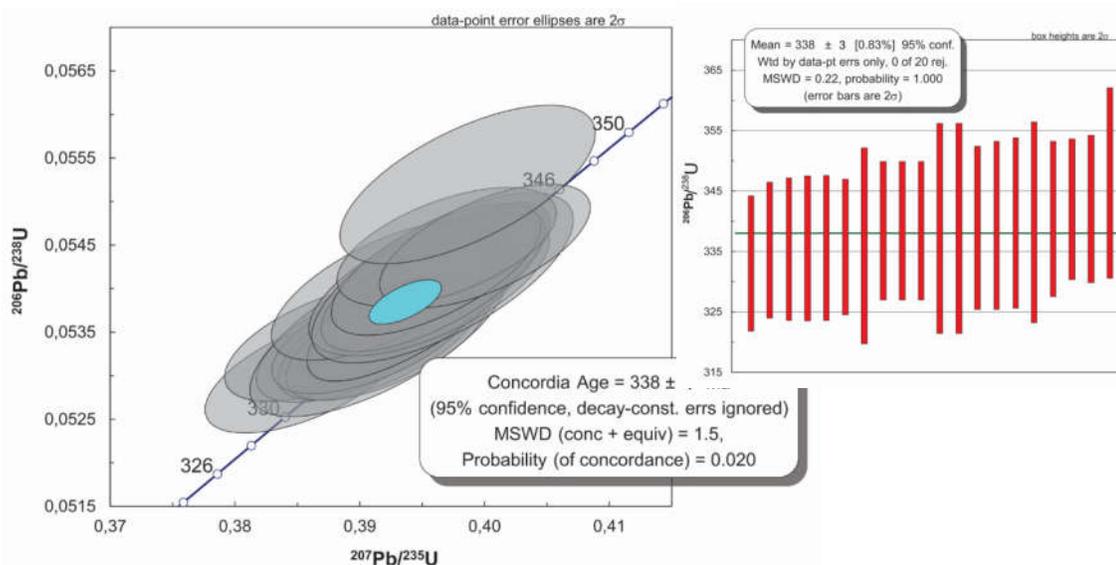


Figura 6. Idade concordia e média ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dos cristais de titanita analisados.

Tabela 4. Geocronologia U-Pb em titanita obtidos por LA-ICP-MS.

Pontos	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	$\pm 2\sigma$ (%)	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	$\pm 2\sigma$ (%)	rho	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$\pm 2\sigma$ (%)	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	$\pm 2\sigma$ (Ma)	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	$\pm 2\sigma$ (Ma)	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$\pm 2\sigma$ (Ma)	Conc (%)
1	0,38570	1,71481	0,05301	1,03602	0,60	0,05277	1,36647	333	3	331	5	319	31,1	104,5
2	0,38752	1,75341	0,05337	1,02472	0,58	0,05266	1,42281	335	3	333	5	314	32,4	106,7
3	0,39000	1,72860	0,05340	1,07827	0,62	0,05297	1,35108	335	4	334	5	328	30,7	102,4
4	0,39169	1,70961	0,05342	1,09272	0,64	0,05317	1,31482	336	4	336	5	336	29,8	99,8
5	0,39231	1,70958	0,05343	1,09273	0,64	0,05325	1,31476	336	4	336	5	340	29,8	98,8
6	0,39109	1,68798	0,05346	1,02118	0,60	0,05306	1,34405	336	3	335	5	331	30,5	101,3
7	0,39157	2,16107	0,05349	1,47542	0,68	0,05309	1,57904	336	5	336	6	333	35,8	100,9
8	0,39496	1,63796	0,05390	1,02526	0,63	0,05315	1,27740	338	3	338	5	335	29,0	101,0
9	0,39496	1,63796	0,05390	1,02526	0,63	0,05315	1,27740	338	3	338	5	335	29,0	101,0
10	0,39497	1,63796	0,05390	1,02526	0,63	0,05315	1,27740	338	3	338	5	335	29,0	101,0
11	0,39552	2,00658	0,05396	1,55475	0,77	0,05316	1,26851	339	5	338	6	336	28,7	100,9
12	0,39553	2,00658	0,05396	1,55475	0,77	0,05316	1,26851	339	5	338	6	336	28,7	100,9
13	0,39193	1,87311	0,05397	1,20628	0,64	0,05267	1,43298	339	4	336	5	314	32,6	107,8
14	0,39557	1,98896	0,05404	1,23890	0,62	0,05309	1,55598	339	4	338	6	333	35,3	102,0
15	0,39590	1,84499	0,05411	1,25641	0,68	0,05307	1,35108	340	4	339	5	332	30,6	102,4
16	0,39668	2,16108	0,05412	1,47543	0,68	0,05316	1,57904	340	5	339	6	336	35,8	101,3
17	0,39616	1,73304	0,05421	1,13760	0,66	0,05300	1,30740	340	4	339	5	329	29,7	103,5
18	0,39701	1,81088	0,05448	1,02218	0,56	0,05286	1,49481	342	3	339	5	323	34,0	106,0
19	0,40005	1,72193	0,05449	1,06783	0,62	0,05325	1,35085	342	4	342	5	340	30,6	100,7
20	0,39866	2,09812	0,05519	1,35042	0,64	0,05239	1,60576	346	5	341	6	302	36,6	114,5

DISCUSSÕES

De acordo com as análises qualitativas via EDS os plagioclásios são pobres em cálcio (oligoclásio - An_{15-20}). Logo, este feldspato não é produto de contaminação com o Fe-escarnito. Desta forma, a amostra analisada deste trabalho deve fazer parte das porções centrais do corpo pegmatítico (Novák e Kadlec 2010).

Como a quantidade, determinada pela análise petrográfica, de piroxênio e de anfibólio são parecidas, pode-se dizer que esse anfibólio pegmatito pode ser nomeado por anfibólio piroxênio pegmatito.

Segundo Novák (2007) os anfibólio pegmatitos são abundantes em hastingsita, fluorita, anita, hedenbergita, granada e como acessórios allanita-(Ce) e titanita. Devido as numerosas e espessas reações nas bordas do pegmatito com a encaixante (Fe-escarnito) tem-se o domínio de minerais como anfibólio, fluorita, biotita, granada, allanita, plagioclásio (An_{6-35}) rico em cálcio e plagioclásio pobre em cálcio (An_{0-20}). De forma geral, assembleias minerais de Ca, Fe e F são concentradas principalmente ao longo dos contatos do pegmatito com a encaixante. Ca e Fe provém da rocha hospedeira (Fe-escarnito). Allanita, hedenbergita, granada, epidoto, calcita, wollastonita, magnetita, clorita, prehnita, apofilita e pirita ocorrem em menor quantidade em partes marginais dos diques pegmatíticos ou como produto de alteração hidrotermal tardia e/ou contaminação.

De acordo com o tratamento dos dados obtidos via EDS pode-se verificar que piroxênios ricos em wollastonita ocorrem em menores quantidades. Isto também indica uma não proximidade da amostra estudada com a encaixante, já que a wollastonita normalmente é formada pela reação/metamorfismo de contato com rochas calssisilicáticas ou calcários, como o Fe-escarnito (e.g. Klein e Dutrow 2012).

A presença de alanita-(Ce) pode indicar, ainda, que o pegmatito pode ser classificado como elementos terras raras (ETR) pegmatito, de acordo com a classificação de Novák e Kadlec (2010). Para os pegmatitos da região, Novák *et al.* (2015) sugerem que, em geral, o enriquecimento em ETR é resultante de processos de contaminação por parte dos Fe-escarnitos. É comum a presença de fluorita, tanto em lâmina quanto em amostras de mão, evidenciando a presença de flúor como um elemento volátil importante na gênese do pegmatito. De acordo com Ackerman 2005 *apud* Novák *et al.* 2012 a presença de flúor é resultante de processos magmáticos-hidrotermais responsáveis pela cristalização da fluorita.

A idade concordia da titanita corresponde a 338 ± 4 Ma é interpretada como a idade de cristalização do pegmatito, no Carbonífero. Holub (1997) propõe que há uma extensão crustal rápida e em larga escala no bloco Moldanubian no início do Carbonífero, o que permitiu o alojamento de magmas máficos a graníticos. Essa extensão pode ser associada com um rápido soerguimento e descompressão das rochas mais profundas acompanhado por migmitização e fusão das mesmas.

A faixa de idade de $\sim 340 - 335$ Ma representa um período de cristalização para a classe de pegmatitos elementos terras raras (Holub *et al.* 1997a; Novák *et al.* 1998b; Kotkvá *et al.* 2003b; Ertl *et al.*, 2004 *apud* Novák e Kadlec 2010) e ainda, Matte *et al.* (1990) afirma que entre 340 e 320 Ma foram alojados vários batólitos ao terreno *Drosendorf*, sendo que esse terreno aloja o anfibólio pegmatito e está inserido na zona *Moldanubian*.

De acordo com as pesquisas feitas no desenvolvimento do trabalho não foi encontrado datações U-Pb para o anfibólio pegmatito da região de *Vlastějovice*, o que nos permite afirmar que esta é a primeira idade U-Pb obtida para estes pegmatitos. Além disso, reitera-se que as análises de geocronologia realizados na titanita mostram sua homogeneidade isotópica, sendo um promissor material de referência para geocronologia U-Pb por LA-ICP-MS.

CONCLUSÃO

De acordo com os estudos prévios da área de *Vlastějovice* pode-se notar que os resultados obtidos neste trabalho foram compatíveis ao que os estudiosos da área afirmam, tanto em relação a petrografia quanto a química mineral.

A mineralogia do pegmatito, permitiu classifica-lo como uma rocha intermediária a máfica, sendo composta por plagioclásio (oligoclásio), hedenbergita, augita, hornblenda, quartzo, K-feldspato (minerais essenciais), titanita, apatita, allanita, fluorita e epidoto (minerais acessórios).

A química mineral possibilitou confirmar o que havia sido encontrado na petrografia, constatando que os clinopiroxênios, em ordem decrescente de abundância, seriam: hedenbergita, augita e wollastonita. O feldspato mais numeroso é o ortoclásio e depois a oligoclásio. Conforme foi apresentado na discussão, essa mineralogia permite classificar o pegmatito de *Vlastějovice* como um pegmatito anfibolítico que contém ETR (evidenciado pela presença da allanita - (Ce). Processos de contaminação por parte da encaixante também se tornaram evidentes, entretanto os processos de contaminação seriam mais evidentes com uma maior proximidade das amostras em relação à rocha encaixante.

Não foi possível realizar análises químicas para todos os minerais devido as particularidades de cada um deles, tempo e custo de execução dessas análises, como pode ser exemplificado o grupo dos anfibólios que, devido a presença de água na sua composição molecular, exige uma análise por uma técnica diferente (microsonda eletrônica), portanto mais dispendiosa em tempo e custo.

A titanita foi o único mineral analisado quantitativamente pelo método via EDS, devido ao seu destaque nesse trabalho em relação a geocronologia. Esse mineral tem alto teor de Fe e Al, sendo a porcentagem média de Al_2O_3 5,60% e Fe_2O_3 3,10%.

A geocronologia U-Pb para titanita resultou em uma idade de 338 ± 4 , além de mostrar uma relativa homogeneidade isotópica desse mineral, caracterizando-o como um promissor futuro padrão para geocronologia U-Pb via LA-ICP-MS. Vale ressaltar que esta é a primeira idade U-Pb obtida para esse pegmatito. Essa idade foi interpretada como a idade de cristalização do pegmatito e corresponde a uma extensão crustal na zona *Moldanubian* o que permitiu que magma máfico a granítico alojasse na crosta formando assim os pegmatitos dessa região.

Diante disso, os objetivos deste trabalho foram alcançados, de forma que se realizou uma caracterização mineralógica e petrográfica do anfibólio pegmatito de *Vlastějovice*, e determinou-se a idade U-Pb do pegmatito através da titanita pelo método *Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry* (LA-ICP-MS).

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, Brazil – projeto 303218/2018-5, FAPEMIG (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais, Brazil - projetos APQ-01448-15, PPM-00588-18), PROPP/UFOP 22/2019 (23109.004080/2019-88) e PROPP/UFOP 13/2020 (23109.000928/2020-33). Ao Dr. Radek Škoda da Universidade de Masaryk, Brno - República Tcheca.

REFERÊNCIAS

Achterbergh V.E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L. 2001. Data reduction software for LA-ICP-MS: appendix. *Short Course Series*. Canadá, p. 239.

- Aleinikoff N.J., Wintsch R.P., Fanning C.M., Dorais J.M. 2007. Ages and origins of rocks of the Killingworth dome, South Central Connecticut: Implications for the tectonic evolution of Southern New England. *American Journal of Science*, Denver. 63–118.
- Aleinikoff N.J., Wintsch P., Tollo P.R., Unruh M.R., Fanning C.D., Schmitz D.M. 2002. U–Pb geochronology of zircon and polygenetic titanite from the Glastonbury Complex, Connecticut, USA: an integrated SEM, EMPA, TIMS, and SHRIMP study. *Elsevier - Chemical Geology*. 125 - 147.
- Breiter k., Cempírek J., Kadlec T., Novák, M., Skoda R. 2010. Granitic pegmatites in mineralogical museums in Czech Republic. 6. ed. Hungary.
- Dedavid B., Isse C., Machado, G. 2007. *Micoscopia eletrônica de varredura. Materiais Poliméricos, metálicos e semicondutores*. 1. ed. Porto Alegre: Edição do CEMM - Centro de Microscopia e Microanálises do IDÉIAPUCRS - Instituto de Pesquisa e Desenvolvimento.
- Deer, W. A.; Howie, R. A.; Zausman, J. 1992. *An introduction to the Rock-forming minerals*. 2. ed. Longman Group.
- Gonçalves, G. O. *Desenvolvimento de padrão para geocronologia U-Pb e traçador isotópico Sm-Nd em monazita por LA-ICP-MS, Orógeno Araçuaí, Leste do Brasil*. Dissertação de mestrado, Ouro Preto, 10 agosto 2015. 139.
- Gonçalves, G. O., Lana C., Scholz R., Buick I. S., Gerdes A., Kamo S. L., Corfu F., Marinho M. M., Chaves A. O., Valeriano C., Hermínio A. N. An assessment of monazite from the Itambé pegmatite district for use as U–Pb isotope reference material for microanalysis and implications for the origin of the “Moacyr” monazite. *Chemical Geology*, Ouro Preto, 31 Dezembro 2016. 30–50.
- Holub, F.V.; Cochefue, A.; Ross, P. 1997. Radiometric dating of granitic rocks from the Central Bohemian Plutonic Complex (Czech Republic): constraints on the chronology of thermal and tectonic events along the Moldanubian-Barrandian boundary. *Elsevier*, Paris. 19-26.
- Lima, E. A. M. 2014. Petrografia, química mineral e geocronologia U-Pb LA-ICPMS de minerais acessórios da localidade de Príncipe, Bloco Natividade Cavalcante, Tocantins, Brasília. 103.
- Ling Xiao-Xiao, Schmädicke E., Qiu-Li Li, Gose J., Wu Rui-Hua, Wang Shi-Qi, Liu Yu, Tang Guo-Qiang, Li Xian-Hua. 2015. Age determination of nephrite by in-situ SIMS U–Pb dating syngenetic titanite: A case study of the nephrite deposit from Luanchuan, Henan, China. *Lithos*, Beijing. 289-299.
- London, D. A. 2013. Petrologic Assessment of Internal Zonation in Granitic Pegmatites. *Lithos*, Oklahoma, p. 74–104.
- Pownceby M. I., Macrae C. M. *Electron microbeam analysis techniques used for the analysis techniques used for the characterisation of industrial minerals*. CSIRO Minerals, Australia.
- Matte, P. 1990. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Elsevier Science Publishers*, França. 309-337.
- Matte P.; Maluski H., Rajlich, P., Frankie W. 1990. Terrane boundaries in the Bohemian Massif: Result of large-scale Variscan shearing. *Elsevier Science Publishers*, Amsterdam. 151-170.
- Morimoto, N. C. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*. 1123-1133.
- Novák, M. 2007. Contamination in granitic pegmatites; Examples from the Moldanubium, Czech Republic. *The State of the Art*, Porto.

Novák M., Gadas P., Kadlec T. Vlastejovice near Zruc nad Sazavou. 2015. Anathetic amphibole-bearing pegmatites and the tourmaline-bearing granite-pegmatite system. *Setimo Simposio Internacional de Granitos Pegmatitos*. 33-41.

Novák M.; Kadlec T. 2010. *Granitic pegmatites and mineralogical museuns in Czech Republic*. 1. ed. Szeged: University of Szeged.

Klein, C.; Dutrow, B. 2012. Manual de Ciência dos Minerais. 23 ed., Porto Alegre, Artmed Editora S.A. 706 p.

Santos M. M. 2015. *Desenvolvimento de padrões de zircão para geocronologia U-Pb e análises isotópicas de Hf por laser ablation ICP-MS*. Universidade Federal de Ouro Preto. Ouro Preto, p. 141. Tese de doutorado.

Sato K., Basei M.A.S., Júnior O.S., Sproesser W.M., Passarelli C.R. 2008. Novas técnicas aplicadas ao método U-Pb no CPGeo - IGc/USP: avanços na digestão química, espectrometria de massa (TIMS) e exemplos de aplicação integrada com SHRIMP. *Geologia USP-Série Científica*.

Schulmann K., Martínez C.J.R., Lardeaux J.M., Janousek V., Oggiano G. 2014. A plate-kinematic model for the assembly of the Bohemian Massif constrained by structural relationships around granitoid plutons. *Journal of Geological Society*. 169-195.

Scotese, C. R. Plate tectonic maps and Continental drift animations, 2010. Acesso em: 5 jun 2016.

Wolfgang, F. 1989. Variscan plate tectonics in Central Europe: current ideas and open questions. *Elsevier Science Publishers*, Amsterdam. 221-228.