

Universidade de São Paulo

Instituto de Geociências

**Trabalho de Formatura:**

Assinatura isotópica de enxofre da pirita e carbono da calcita  
da ocorrência aurífera da Raimunda, Província de Alta  
Floresta, Cráton Amazônico

**ORIENTANDO Rodrigo Lobo**

(Graduação em Geologia)

**ORIENTADOR Prof. Dr. Rafael Rodrigues de Assis**

(Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental, GSA, IGc-USP)

**São Paulo**

## SUMÁRIO

<b>RESUMO.....</b>	<b>1</b>
<b>1. Introdução .....</b>	<b>3</b>
<b>2. Problemática e Justificativa .....</b>	<b>4</b>
<b>3. Objetivos.....</b>	<b>6</b>
<b>4. Fundamentação Bibliográfica .....</b>	<b>7</b>
4.1 Depósitos do tipo pórfiro.....	7
4.1.2 Sistema Epitermal.....	9
4.2 Geológico Regional .....	10
4.2.1 Cráton Amazônico .....	10
4.2.2 Segmento Leste da Província Aurífera de Alta Floresta .....	14
4.2.3 Embasamento .....	15
4.2.4 Sequências plutono-vulcânicas e vulcano-sedimentares félscicas.....	15
4.2.5 Unidades plutono-vulcânicas anorogênicas e pós-orogênicas .....	16
<b>5. Materiais e Métodos.....</b>	<b>17</b>
5.1 Revisão bibliográfica.....	17
5. 2 Petrografia em luz transmitida e refletida .....	18
5.3 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) .....	18
5.4 Preparação das Amostras.....	18
5.5 Obtenção das assinaturas isotópicas de $\delta^{34}\text{S}$ em pirita e Calcits.....	19
5.6 Isótopos de Enxofre .....	19
5.7 Isótopos de Carbono .....	Erro! Indicador não definido.

<b>6. Resultados Obtidos e Interpretações Preliminares .....</b>	<b>21</b>
6.1 Petrografia de Raimundo.....	21
<b>6.2 Estágios da Alteração Hidrotermal.....</b>	<b>22</b>
<b>6.2.1 Alteração sódica .....</b>	<b>22</b>
<b>6.2.2 Alteração Potássica.....</b>	<b>22</b>
<b>6.2.3 Alteração Sericítica.....</b>	<b>23</b>
<b>6.2.4 Alteração Propilítica .....</b>	<b>24</b>
<b>6.2.5. Injeção de Sílica.....</b>	<b>25</b>
<b>6.3.1 Vênulas tardias de Carbonato.....</b>	<b>26</b>
<b>6.3.2 Resultados de MEV para Vênulas tardias de Carbonato .....</b>	<b>27</b>
<b>6.4 Estilo e Paragênese do Minério .....</b>	<b>31</b>
<b>7. Resultados Isotópicos .....</b>	<b>30</b>
<b>7.1 Amostras selecionadas .....</b>	<b>30</b>
<b>7.2 Variação isotópica de <math>\delta^{13}\text{C}</math> e <math>\delta^{18}\text{O}</math> na Calcita.....</b>	<b>32</b>
<b>7.4.2 Variação Isotópica de <math>\delta^{34}\text{S}</math> na Piritas .....</b>	<b>36</b>
<b>8. Discussão .....</b>	<b>38</b>
<b>8.1 Discussão petrogáfica.....</b>	<b>38</b>
<b>8.2 Características isotópicas dos carbonatos .....</b>	<b>39</b>
<b>8.3 Características isotópicas dos sulfetos (pirita).....</b>	<b>43</b>
<b>9. Conclusão.....</b>	<b>47</b>

## RESUMO

Sistemas magmático-hidrotermais são de grande importância à economia e à sociedade, pois correspondem à principal fonte de molibdênio (ca. 90%), as mais importantes e significativas das quais são de cobre (ca. 60%), de ouro, rênio, prata, paládio, telúrio, selênio, bismuto, zinco e chumbo. Esses sistemas englobam uma ampla gama de depósitos minerais, a exemplo dos pórfiros de Cu-Au-Mo, epitermais de metais base e nobres, skarns e intrusion-related gold systems (IGRS). Ambos os sistemas usualmente se derivam de fluidos hidrotermais gerados pela cristalização de rochas graníticas ou exsolvidos do vulcanismo, promovidos pelo magmatismo cálcio-alcalino oxidado, que ocorre em arcos magmáticos. São caracterizados por extensos e zonados halos hidrotermais, com destaque para as alterações sódica-cálcica, potássica, sericita-clorita, argílica e propilítica.

A ocorrência Raimunda, localizada na porção centro-sul do Cráton Amazônico, na PAAF (Província Aurífera de Alta Floresta), exibe mineralizações típicas de tais sistemas, com estágios de alteração multistádicos. Essa ocorrência encontra-se hospedada em rochas granodioríticas e tonalíticas paleoproterozoicas, intensamente afetadas por alterações hidrotermais, em diferentes estágios. O estágio inicial é marcado por uma alteração sódica limitada, representada por albita, seguida de uma alteração potássica pervasiva com geração de K-feldspato, que confere coloração avermelhada à rocha. Em sequência, a alteração sericítica substitui os feldspatos e preenche as matrizes da rocha com sericita, muscovita e quartzo. Na periferia da zona mineralizada, ocorre a alteração propilítica, com clorita, epídoto e calcita em estilo pervasivo e venular. O estágio final de injeção de sílica, associado ao ouro, forma veios de quartzo com pirita e calcopirita.

As assinaturas isotópicas da ocorrência Raimunda indicam uma origem magmática para os fluidos mineralizantes, com valores de  $\delta^{13}\text{C}$  na calcita, oscilando entre -3,35 e -2,49‰,  $\delta^{18}\text{O}$  variando de 8,81 a 17,33‰, e  $\delta^{34}\text{S}$  na pirita entre -1,49 a 1,65‰. Essa composição isotópica, combinada com as evidências petrográficas de alterações multistádicas (sódica, potássica, sericítica e propilítica) e veios de quartzo com pirita e calcopirita, aponta para um sistema do tipo pórfiro-epitermal.

**Palavras-chave:** Sistemas magmático-hidrotermais, Fluidos hidrotermais, Província Aurífera de Alta Floresta, Sistema pórfiro-epitermal, isótopos, enxofre, carbono, oxigênio.

## ABSTRACT

Magmatic-hydrothermal systems are of great economic and societal importance, as they account for the main source of molybdenum (approximately 90%), the most important sources of copper (around 60%), and significant sources of gold, rhenium, silver, palladium, tellurium, selenium, bismuth, zinc, and lead. These systems encompass a wide range of mineral deposits, including Cu-Au-Mo porphyries, epithermal base and precious metals, skarns, and intrusion-related gold systems (IRGS). Such systems typically derive from hydrothermal fluids generated by the crystallization of granitic rocks or released from volcanism, driven by oxidized, calc-alkaline magmatism in magmatic arcs. They are characterized by extensive and zoned hydrothermal halos, notably including sodic-calcic, potassic, sericite-chlorite, argillic, and propylitic alterations.

The Raimunda occurrence, located in the central-southern part of the Amazon Craton, within the Alta Floresta Gold Province, exhibits mineralization typical of such systems with multi-stage alteration phases. Hosted in Paleoproterozoic granodioritic and tonalitic rocks, it has been intensely affected by hydrothermal alterations in different stages. The initial stage is marked by limited sodic alteration, represented by albite, followed by pervasive potassic alteration with K-feldspar generation, giving the rock a reddish hue. This is succeeded by sericitic alteration, which replaces feldspars and fills rock matrices with sericite, muscovite, and quartz. At the mineralized zone's periphery, propylitic alteration occurs, with pervasive and vein-style chlorite, epidote, and calcite. The final silica injection stage, associated with gold, forms quartz veins with pyrite and chalcopyrite.

Isotopic signatures from the Raimunda occurrence indicate a magmatic origin for the mineralizing fluids, with  $\delta^{13}\text{C}$  values in calcite between -3.35 and -2.49‰,  $\delta^{18}\text{O}$  ranging from 8.81 to 17.33‰, and  $\delta^{34}\text{S}$  in pyrite between -1.49 and 1.65‰. This isotopic composition, combined with petrographic evidence of multi-stage alterations (sodic, potassic, sericitic, and propylitic) and quartz veins with pyrite and chalcopyrite, suggests a porphyry-epithermal type system.

**Keywords:** Magmatic-hydrothermal systems, Hydrothermal fluids, Alta Floresta Gold Province, Porphyry-epithermal system, Isotopes, Sulfur, Carbon, Oxygen.

## **1. Introdução**

Situada ao extremo norte do Mato Grosso, na porção centro-sul do Cráton Amazônico, a Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF) reúne granitoides, subvulcânicas, vulcânicas e vulcanossedimentares do Cinturão Ígneo da Amazônia Ocidental (Rizzotto et al., 2019), cuja evolução remete aos arcos magmáticos Cuiú-Cuiú (ca. 2,37-1,93 Ga) Juruena e Cuiú-Cuiú (ca. 1,90-1,75 Ga) (Bettencourt et al., 2016; Scandolara et al., 2017; Alves et al., 2019; Rizzotto et al., 2019; Trevisan et al., 2021). O Arco Magmático Juruena, correspondente ao principal estágio de crescimento crustal da Província (Souza et al., 2005; Alves et al., 2019), teria tido sua origem e evolução a partir de processos desencadeados em zona subducção do tipo oceano-continent (Duarte et al., 2012; Assis, 2015; Alves et al., 2020; Trevisan et al., 2021), com desfecho em ambiente do tipo back-arc (Assis, 2011; Assis, 2015) ou rifte intra-continental (Barros et al., 2009; Scandolara et al., 2017), mais um magmatismo granítico fracionado e evoluído cálcio-alcalino (tipo I) a alcalino (tipo A) (Leite et al., 2005; Moreton e Martins, 2005; Souza et al., 2005; Barros et al., 2009; Assis, 2015; Scandolara et al., 2017; Rizzotto et al., 2019; Trevisan et al., 2021).

Abrigada nesse contexto, há uma série de ocorrências auríferas disseminadas, venulares e filonianas, em diversas unidades graníticas e vulcânicas do Paleoproterozoico (Silva e Abram, 2008; Assis et al., 2014; Bettencourt et al., 2015; Juliani et al., 2021), assim como, em sedimentos arenosos e cascalhentos da planície de inundação quaternária do rio Peixoto (Souza et al., 2005). Tais ocorrências usualmente exibem baixas tonelagens, com teores de moderados a elevados (Paes de Barros, 2007; Santos, 2018).

As ocorrências auríferas disseminadas e venulares têm sido interpretadas como equivalentes aos depósitos do tipo ouro pórfiro e epitermais low a intermediate sulfidation (Moura et al., 2006; Xaxier et al., 2008; Assis, 2011; Assis et al., 2014; Bettencourt et al., 2016; Assis et al., 2017; Rios, 2019; Juliani et al., 2021). Entretanto, não se tem observado consenso quanto aos processos genéticos vinculados às mineralizações filonianas, tendo em vista que seus atributos geológicos descritivos são muitas vezes similares, tanto como aos depósitos de ouro orogenético (Mesquita et al., 2015; Poggi , 2019; Mesquita et al., 2022; Poggi et al., 2022), quanto aos pórfiros auríferos e epitermais, contudo,

algumas vezes, deformados (Cenatti, 2019; Bortolozzo, 2021; Juliani et al., 2021; Trevisan et al., 2021). Até o momento, entretanto, a aplicação do modelo orogenético em campanhas de exploração mineral não tem implicado a descoberta de ocorrências e possíveis depósitos minerais auríferos, em contraste com os modelos magmático-hidrotermais (Juliani et al., 2021).

Nesse aspecto, estudos centrados na assinatura isotópica de minerais hidrotermais (e.g.  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{34}\text{S}$ ) têm sido amplamente utilizados na compreensão da evolução das condições físico-químicas do fluido e em mecanismos de precipitação do minério (Pokrovsky e Bujakaite, 2015; Zhang et al., 2018; Voute et al., 2019). A resolução dessas questões, além de aprimorar a compreensão da metalogênese aurífera da Província, também se desdobra em aspectos geotectônicos de sua história evolutiva, além de implicações prospectivas diretas, visto estarem melhor embasadas em um modelo genético.

Enquadrada nessa configuração, encontra-se a ocorrência aurífera filoniana da Raimunda, cujas zonas mineralizadas estão confinadas a um filão de quartzo alojado em granodiorito (ca. 1,97 Ga), com fraca anisotropia definida pelo alinhamento da biotita (Mata, 2023). Embora suas feições descritivas remetam aos depósitos epitermais intermediate-sulfidation (Mata, 2023; Mata et al., 2023), a ocorrência exibe estilo filoniano, o que a insere, portanto, naquelas cujas características são ambíguas e complexas de serem interpretadas.

Com base nesses pressupostos, este trabalho tem por objetivo central a identificação da assinatura isotópica de oxigênio ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}}$ ) e carbono ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{calcita}}$ ) na calcita, e de enxofre na pirita ( $\delta^{34}\text{S}_{\text{pirita}}$ ), derivadas, respectivamente, da alteração carbonática e do minério. Nesse aspecto, será possível a melhor compreensão da origem dos respectivos componentes, da evolução do fluido e dos metais da ocorrência filoniana da Raimunda. Consequentemente, será possível avaliar, de modo mais crítico e conciso, o modelo genético do objeto de estudo e, portanto, melhor compreender os processos genéticos vinculados às ocorrências filonares da PAAF.

## 2. Problemática e Justificativa

Desde a década de 1970, a PAAF tem demonstrado seu significativo potencial em abrigar ocorrências auríferas, as quais têm sido explotadas por atividade

garimpeira desde meados da década de 2000 (Paes de Barros, 2007). Grande parte de sua produção aurífera provém de cooperativas, a exemplo da Cooperativa dos Garimpeiros do Vale do Rio Peixoto (COOGAVEP), a qual tem permitido ampliação da produção aurífera na Província a partir da concessão de Permissão de Lavra Garimpeira, junto a ANM.

De acordo com Meyer (2016), a produção aurífera por parte de garimpeiros cooperados em 2016 atingiu o montante de ca. 5,4 toneladas, favorecendo, portanto, o posicionamento da região como a sexta maior produtora de ouro no país. Nos últimos anos, diversas empresas Juniors de mineração têm executado programas de exploração mineral na área.

Embora o potencial da PAAF esteja respaldado por ocorrências auríferas, em grande parte abrigadas em granitos, pórfiros, vulcânicas e vulcanossedimentares paleoproterozoicas (Silva & Abram, 2008; Assis et al., 2014; Bettencourt et al., 2016; Juliani et al., 2021), controvérsias quanto aos seus processos genéticos ainda se verificam. A similaridade destas ocorrências com os depósitos do tipo ouro-pórfiro e epitermais polimetálicos corresponde ao modelo de maior aplicação na Província, dado seu contexto geológico e atributos descritivos das mineralizações (Bettencourt et al., 2016; Assis, 2015; Assis et al., 2017; Rios, 2019; Juliani et al., 2021; Trevisan et al., 2021). Entretanto, a equivalência com os depósitos de ouro mesotermal tem sido sugerida como possível, em particular, ao se considerar as ocorrências filonianas da Província (Mesquita et al., 2015; Mesquita et al., 2022; Poggi et al., 2022). No entanto, as campanhas de exploração mineral não têm obtido sucesso ao aplicarem esse modelo (Juliani et al., 2021).

Estudos desenvolvidos em ocorrências estruturalmente controladas têm permitido organizar sistematicamente seu modelo descritivo, tais como a composição, geoquímica e idade de suas hospedeiras, os tipos e sequenciamento temporal da alteração hidrotermal, a paragênese do minério, além dos tipos e regime de fluidos associados ao processo mineralizante. Tais características, na maior parte, são similares àquelas descritas no sistema pórfiro-epitermal, embora se verifiquem algumas características semelhantes ao modelo mesotermal.

A identificação da assinatura isotópica do enxofre ( $\delta^{34}\text{S}$ ), oxigênio ( $\delta^{18}\text{O}$ ) e carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) de minerais hidrotermais é extremamente pontual nas ocorrências filonianas, fato que compromete o entendimento dos processos genéticos

envolvidos na formação das citadas ocorrências, uma vez que se fossem em maior quantidade seria possível realizar uma identificação mais detalhada da fonte dos componentes e metais requeridos na formação da zona mineralizada. Questionamentos, tais como, se essas ocorrências seriam sistemas equivalentes a pórfiros ou epitermais deformados, ou se estariam relacionadas a sistemas metamórfico-hidrotermais do tipo Au orogenético, poderiam ser respondidas, de modo mais crítico e preciso, com a aquisição sistemática da assinatura isotópica de minerais hidrotermais de ocorrências auríferas filonianas.

Estudos centrados na assinatura isotópica de minerais hidrotermais (e.g.,  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{34}\text{S}$ ) podem oferecer importante diretriz quanto à origem do fluido e dos metais do sistema hidrotermal, e dos processos de precipitação do minério. Essas informações permitiriam a avaliação mais precisa e crítica dos processos e do modelo genético das ocorrências auríferas da Província, em particular, daquelas de estilo filoniano. Ademais, essa resolução traria importantes implicações à exploração mineral, visto que favoreceria a aplicabilidade de um respectivo modelo genético, sobretudo, em Províncias auríferas de idade paleoproterozoica.

Nesse sentido, a ocorrência aurífera da Raimunda, por exibir minério em estilo filoniano e ter diversas de suas características descritivas reconhecidas, foi escolhida como estudo para esse trabalho. A respeito, sublinhe-se que Raimunda apresenta zonas de minério essencialmente venulares, dominadas por pirita e alojadas em granodiorito paleoproterozoico (ca. 1,97 Ga) (Mata et al., 2023). Por corresponder a uma zona de minério filoniana, alojada em rochas graníticas, mas com inexistência de dados isotópicos, seu estudo se mostra promissor quanto à melhor compreensão dos processos genéticos operantes em condições similares, na PAAF.

### **3. Objetivos**

Este trabalho tem como objetivo principal a obtenção da assinatura isotópica de enxofre ( $\delta^{34}\text{S}$ ) na pirita, de oxigênio ( $\delta^{18}\text{O}$ ) e carbono ( $\delta^{13}\text{C}$ ) na calcita, respectivamente provenientes da zona de minério e dos estágios de alteração carbonática da ocorrência aurífera da Raimunda.

A partir desses resultados, espera-se: (i) identificar as possíveis fontes de enxofre, oxigênio e carbono do fluido em seus estágios mineralizante e tardio; (ii) compreender a importância dos processos magmáticos e/ou metamórficos na formação das ocorrências filonares da Província; (iii) caracterizar e discutir possíveis sobreposições de sistemas hidrotermais e processos responsáveis pela precipitação do minério em Raimunda; e (iv) definir de modo mais preciso o modelo genético do minério na Raimunda

#### **4. Fundamentação Bibliográfica**

##### **4.1. Depósitos do tipo pórfiro**

Depósitos do tipo pórfiro correspondem a sistemas epigenéticos magmáticos-hidrotermais, com minério (sulfetos ± óxidos) formado a partir de soluções aquosas, sob temperaturas de moderadas a elevadas (200-450 °C) (Sinclair, 2007). Esses fluidos são gerados da cristalização de magmas cálcio-alcalinos formados em zonas de subducção. Esses depósitos estão geralmente hospedados em diorito, quartzo-diorito, tonalito, granodiorito, granito e monzonito, que exibem, com frequência, apatita, hornblenda, biotita e/ou titanita como fases acessórias, características de magmas hidratados e oxidados, com assinatura de granitos tipo-I (série da magnetita).

Esses magmas são normalmente alojados ao longo de grandes falhas paralelas ao orógeno, que se desenvolvem pela instalação de zonas de subducção, regiões de intersecção de grandes falhas, obdução de platôs oceânicos e/ou caldeiras vulcânicas (Sinclair, 2007).

A subducção da placa oceânica causa sua fusão parcial, com consequente geração de grandes volumes de magma, que ao ascenderem, interagem com o manto litosférico subcontinental metassomatizado, derivado da desidratação prévia da crosta oceânica (Seedorff et al., 2005), que pode chegar à superfície. O acúmulo de grandes volumes de magma desencadeia processos de fusão parcial na base da crosta continental, resultando na formação de magmas cálcio-alcalinos, que passam por processos MASH (melting, assimilation, storage e homogenization) (Seedorff et al., 2005).

Esses magmas podem se alojar em níveis rastos da crosta (aproximadamente 2-5 km de profundidade) e passar por processos de cristalização fracionada, com gradativa e continuada geração de soluções hidrotermais magmática-hidrotermais. Nos estágios finais de cristalização, há grandes volumes de fluido concentrados nas porções apicais dos plútons, exercendo pressão hidrostática elevada em relação à pressão litostática, favorecendo o fraturamento das rochas encaixantes e, portanto, a liberação do fluido do sistema magmático, com interação com as encaixantes e eventuais fluidos externos (Sun et al., 2015). Isso resulta no desenvolvimento constante e gradual dos halos de alteração hidrotermal, tanto em estilo pervasivo quanto venular e em *stockworks*.

A alteração hidrotermal é uma característica essencial na identificação de depósitos pórfiro e epitermais, visto que as paragêneses minerais desenvolvidas substituem os minerais previamente existentes e, portanto, modificam a composição mineralógica e a estrutura originais da hospedeira. Essas alterações costumam ser extensas (regionalmente), com padrão zonado e sequencial, a partir das porções centrais da intrusão causativa do processo hidrotermal (Guilbert e Park, 1986).

Das porções mais profundas e proximais ao centro progenitor e de maior temperatura, até as porções mais distais, regionais e de menor temperatura, esse padrão pode ser organizado da seguinte forma: alteração sódica-cálcica pervasiva (albita + quartzo); alteração potássica pervasiva (K-Feldspato  $\pm$  hematita e/ou biotita  $\pm$  hornblenda  $\pm$  magnetita  $\pm$  anidrita), com zonas enriquecidas em K-Feldspato melhor desenvolvidas em rochas graníticas mais evoluídas e menos primitivas. As zonas com biotita ocorrem preferencialmente em rochas menos evoluídas e mais primitivas (e.g. dioríticas). Outras alterações incluem sericítica e clorítica (quartzo + sericita + muscovita + pirita), argílica (quartzo, ilita, pirita, caulinita, sericita, etc.) e propilítica pervasiva (quartzo + clorita, epídoto + calcita + pirita + albita  $\pm$  sericita), que ocorrem em temperaturas menores e se estendem de forma mais regional (Sillitoe, 2010).

A compreensão dessas alterações é fundamental para o estudo de depósitos do tipo pórfiro, uma vez que elas podem indicar a proximidade e a natureza dos

corpos de minério, além de fornecer informações importantes sobre as condições físico-químicas do sistema hidrotermal que gerou esses depósitos.

#### **4.1.2 Sistema Epitermal**

Depósitos epitermais se formam a partir de fluidos hidrotermais ricos em metais que circulam acima de corpos magmáticos a profundidades relativamente rasas (<1 km), em contraste com os depósitos mais profundos do tipo pórfiro, com as alterações associadas similares (Sillitoe e Hedenquist, 2003). Esses depósitos são geralmente classificados em sistemas de alta sulfetação e baixa sulfetação, com base na química dos fluidos, mineralogia e alteração, influenciados pelo ambiente tectônico, fonte magmática e composição das rochas hospedeiras (White e Hedenquist, 1990; Arribas, 1995). Depósitos de alta sulfetação se desenvolvem geralmente em condições ácidas e estão associados a zonas de alteração argílica avançada, marcando frequentemente a parte superior de um sistema magmático cálcio-alcalino e relacionados a sistemas pórfiros em profundidades maiores (Hedenquist et al., 1998; Rye, 2005; Sillitoe, 2010). Em contraste, sistemas de baixa sulfetação evoluem sob condições de pH próximo ao neutro e reduzidas, refletindo transições na composição dos fluidos e interação com as rochas hospedeiras ao longo do tempo (Smith et al., 2017).

Esses sistemas se formam geralmente sob pressões rasas (200 bares) e temperaturas entre 150-350 °C (Casadevall e Ohmoto, 1977; White e Hedenquist, 1990; Bethke et al., 2005). Embora dados de isótopos de enxofre ( $\delta^{34}\text{S}$ ) evidenciem a natureza ácida e oxidada dos depósitos de alta sulfetação (com razões  $\text{SO}_4^{2-}/\text{H}_2\text{S}$ ), os depósitos de baixa sulfetação exibem valores  $\delta^{34}\text{S}$  mais variados, indicando frequentemente desequilíbrio entre sulfato e sulfeto, devido a tempos de reação mais lentos em temperaturas mais baixas (Ebert e Rye, 1997; Rye, 2005). Adicionalmente, em ambientes epitermais próximos à superfície, a oxidação supergênica pode perturbar ainda mais o equilíbrio sulfato-sulfeto, destacando a necessidade de uma análise mineralógica detalhada para interpretar os dados de isótopos com precisão (Rye e Alpers, 2003). Sistemas de alta sulfetação demonstram uma maior proximidade com fontes de enxofre magmático, enquanto os depósitos de baixa sulfetação exibem fontes de enxofre variáveis, influenciadas frequentemente por fatores ambientais.

## 4.2 Geologia Regional

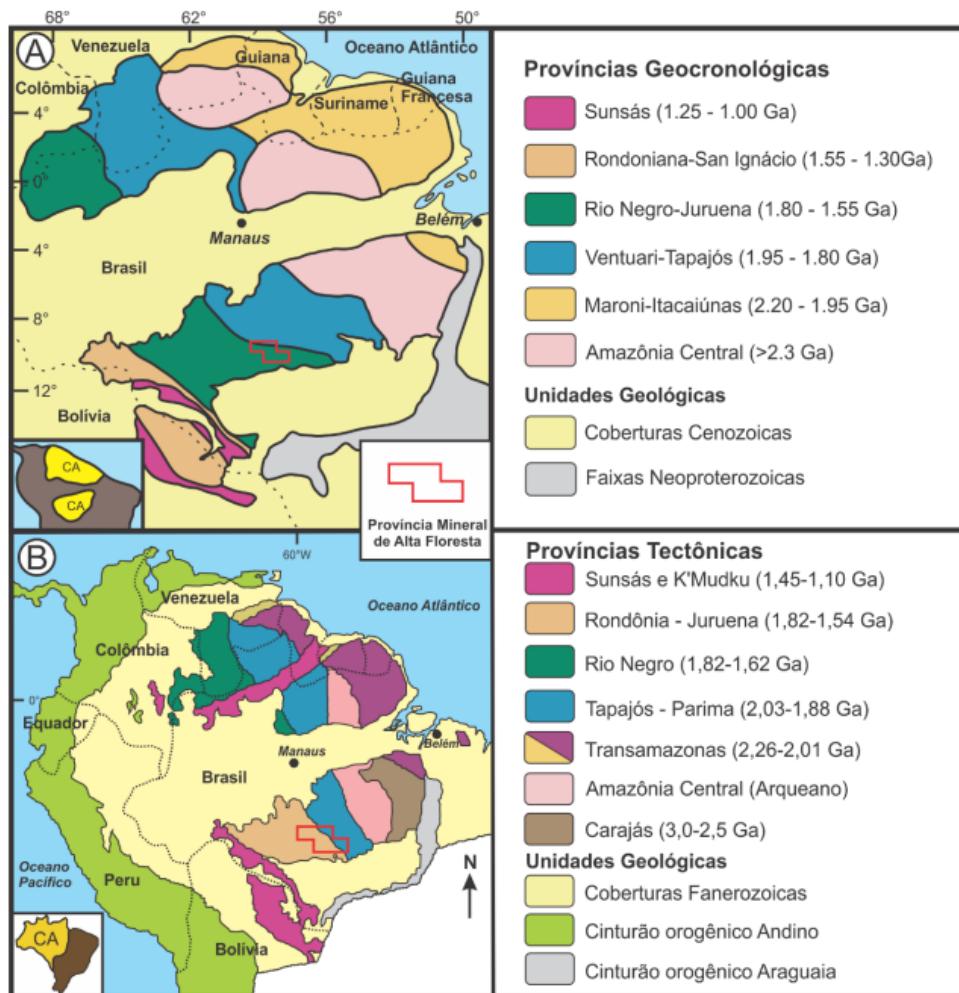
### 4.2.1 Cráton Amazônico

A PAAF (Província Aurífera de Alta Floresta) está inserida no segmento centro-sul do Cráton Amazônico (Souza et al., 2005; Paes de Barros, 2007; Silva e Abram, 2008), extremo norte do Estado de Mato Grosso. O Cráton Amazônico, localizado ao norte da plataforma sul-americana, é constituído por uma ampla plataforma arqueana, retrabalhada e reativada durante o Proterozoico (Bettencourt et al., 2016), e corresponde a uma das maiores regiões cratônicas do planeta (ca. 4.300.000 km<sup>2</sup>; Amaral, 1974; Almeida et al., 1981; Santos et al., 2000). A PAAF tem seus limites definidos pelas faixas móveis neoproterozoicas Tocantins, Araguaia-Cuiabá e Tucavaca, e se divide em dois escudos Pré-cambrianos (Guaporé e Guiana), separados pela bacia sedimentar do Amazonas (Almeida et al., 1976; Cordani et al., 1988; Tassinari e Macambira, 1999). Esse conjunto abriga províncias minerais de importância nacional e global, que hospedam ampla diversidade de depósitos, inclusive de classe mundial, a exemplo de depósitos IOCG (*iron-oxide-copper gold deposits*), *intrusion-related gold systems*, ouro mesotermal, greisens de Sn-W, e pórfiros de Cu-Au e epitermais de Au-Ag e metais base (Bettencourt et al., 2016).

Atualmente, o Cráton Amazônico é considerado como resultante de diversas colisões entre arcos magmáticos continentais, platôs oceânicos e arcos de ilha, com acreção e diferenciação crustal por meio do desenvolvimento de faixas móveis, com eventos magmáticos posteriores. Em conjunto, esses eventos ocorreram e se aglutinaram a partir de um núcleo arqueano, com cratonização no Neoproterozoico (por volta de 1,0 Ga) (Cordani et al., 1979; Tassinari, 1981; Tassinari et al., 1996; Tassinari & Macambira, 1999; Santos et al., 2000; Santos et al., 2006; Cordani & Teixeira, 2007). Esse modelo, apesar de mais aceito e comprovado, apresenta também problemas, como a falta de zonas de sutura a indicar o processo acrecionário e a falta de consistência entre os dados de orientações estruturais obtidos na região, entre outros.

O Cráton é subdividido a partir de dados isotópicos, litológicos, estruturais e geoquímicos, em diferentes províncias, apresentando normalmente uma tendência de orientação preferencial de NW-SE. De acordo com Tassinari e Macambira (1999), a estrutura pode ser diferenciada em seis províncias principais

geocronológicas: Amazônia Central (AC, > 2,3 Ga); Maroni-Itacaiúnas (MI, 2,2-1.95 Ga); Ventuari-Tapajós (VT, 1,95-1.8 Ga); Rio Negro-Juruena (RNJ, 1,8-1,55 Ga); Rondoniana-San Ignácio (RSI, 1,55-1,3 Ga); e Sunsás (SU, 1,3-1,0 Ga). Essas datas geocronológicas estão sendo baseadas no método Rb-Sr, com K-Ar, Sm-Nd (idades-modelo), U-Pb em zircão e Pb-Pb em rocha total subordinados. De outro lado, Santos (2003) e Santos et al. (2000, 2006) apresentam um modelo similar, porém que reconhece sete províncias, a saber; Província Carajás (3,0 – 2,5 Ga); Província Amazônia Central (Arqueana); Província Transamazonas (2,26 – 2,01 Ga); Província Tapajós-Parima (2,03 – 1,88 Ga); Província Rio Negro (1,82 – 1,62 Ga); Província Rondônia-Juruena (1,82 – 1,54 Ga) e Província SunsásK'Mudku (1,45 – 1,0 Ga)



**Figura 1.** Distribuição das províncias Geocronológicas e Tectônicas do Cráton Amazônico de acordo com os modelos de (A) Tassinari e Macambira (1999) e (B) Santos et al. (2006).

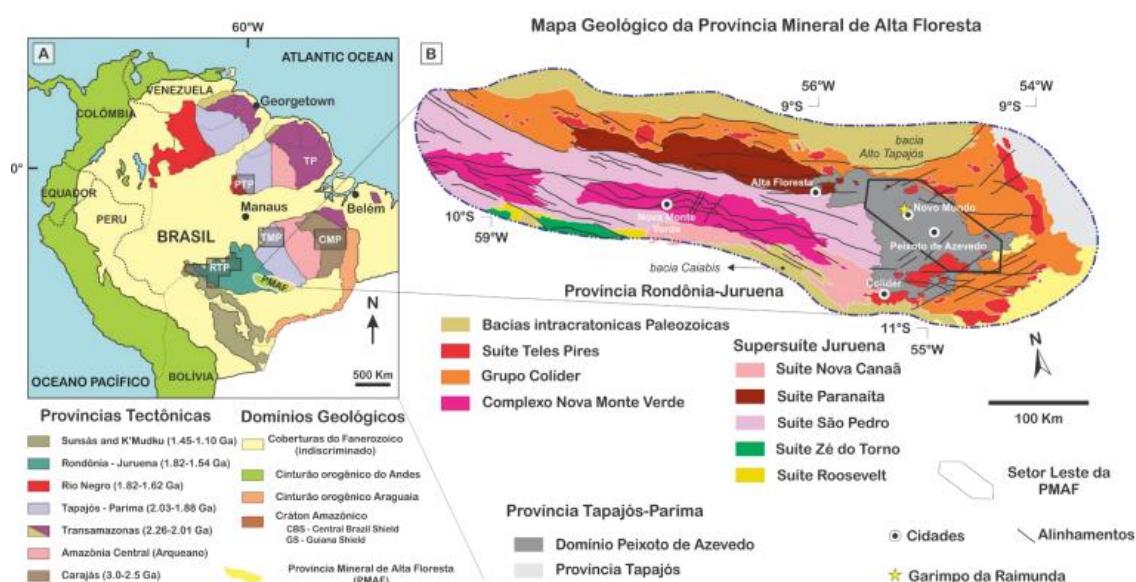
Em ambos os modelos acima, as províncias são interpretadas como produtos de sucessivas orogenias, geradas a partir de uma subducção de baixo ângulo de mergulho de sudoeste para nordeste, do tipo oceano-continente, com os processos de retrabalhamento tectônico, diferenciação magmática e magmatismo granítico juvenil, com variadas incorporações de material crustal (Santos et al., 2000; Paes de Barros, 2007; Assis, 2015). Esses arcos foram então acrescidos ao protocráton Arqueano da Província Amazônia Central, durante o Paleoproterozoico e Mesoproterozoico (Tassinari & Macambira, 1999; Santos et al., 2000; Tassinari et al., 2000; Santos, 2003; Tassinari e Macambira, 2004; Cordani e Teixeira, 2007).

Esse cenário abriga a PAAF, em sua maior parte constituída por vulcano-sedimentares, vulcânicas, sub-vulcânicas e granitos sin- a pós-orogênicos (ca. 2,05-1,85) cálcio-alcalinos e oxidados, com menor volume de granitoides alcalinos alcalinos (ca. 1,80-1,75 Ga), no conjunto, gerados em ambiente de arcos continentais (Fig. 1) (Souza et al., 2005; Assis, 2015; Scandolara et al., 2017; Alves et al., 2019; Rizzotto et al., 2019; Alves et al., 2020; Trevisan et al., 2021).

O segmento leste-sudeste da Província, onde estão a maior parte de suas ocorrências auríferas, exibe contexto geológico que pode ser organizada em cinco unidades geológicas regionais principais: (i) embasamento gnáissico de composição granítica (ca. 2,69-1,99 Ga); (ii) granitos e vulcânicas tipo I originários de arcos continentais cálcio-alcalinos (ca. 1,97-1,85 Ga); (iii) granitoides e vulcânicas pós-orogênicas a anorogênicas (ca. 1,80-1,75 Ga); (iv) vulcano-sedimentares e sequências sedimentares clásticas do Mesoproterozoico; e (v) sedimentos detriticos aluvionares ao longo dos principais rios da região, que abrigam frequentemente placers de ouro (Assis, 2015; Trevisan et al., 2021).

Historicamente, a Província tem sido atrelada à uma significativa produção de ouro, derivada de atividade garimpeira que, entre as décadas de 1980 e 1990, teria sido responsável pela retirada de cerca de 160 toneladas do minério (Paes de Barros, 2007; Silva e Abram, 2008). Essa produção foi atingida por conta da exploração de ocorrências aluvionares do tipo ouro-placer e, posteriormente, de zonas filonares, venulares e disseminadas em rochas graníticas e vulcânicas derivadas (Souza et al., 2005; Paes de Barros, 2007; Moura et al., 2006; Assis, 2011; Assis, 2015, Bettencourt et al., 2016; Alves et al., 2019; Juliani et al., 2021; Trevisan et al., 2021).

A oeste da PAAF, na região denominada Orógeno Juruena (Souza et al., 2005; Alves et al., 2019), os dados geológicos, geoquímicos, geofísicos e geocronológicos sugerem rochas geradas em orógeno paleoproterozoico cálcio-alcalino. Esse orógeno se distingue do padrão direcional NW-SE, originalmente proposto para as províncias do Cráton (Scandolara et al., 2017), cuja direção preferencial tem sido definida em E-W. Dissonante a essa tendência estrutural, dados geofísicos e aeroespaciais de Carneiro et al. (2018) na Província Mineral Tapajós, indicam a presença de estruturas de orientação E-W em profundidade (15 km), associadas a blocos com mergulho para norte, interpretadas como a continuação em profundidade de estruturas similares da Província Amazônia Central. Essas evidências se contrapõem à hipótese mais aceita de uma margem continental ativa de idade arqueana, formando arcos insulares (Tassinari e Macambira, 1999; Santos et al. (2000); Cordani e Teixeira (2007) e apontam para ambientes de arcos continentais, com episódios *flat subduction* e migração de arco, com posterior geração rochas graníticas e vulcânicas paleoproterozoicas (Carneiro et al., 2018; Fernandes e Juliani, 2019).

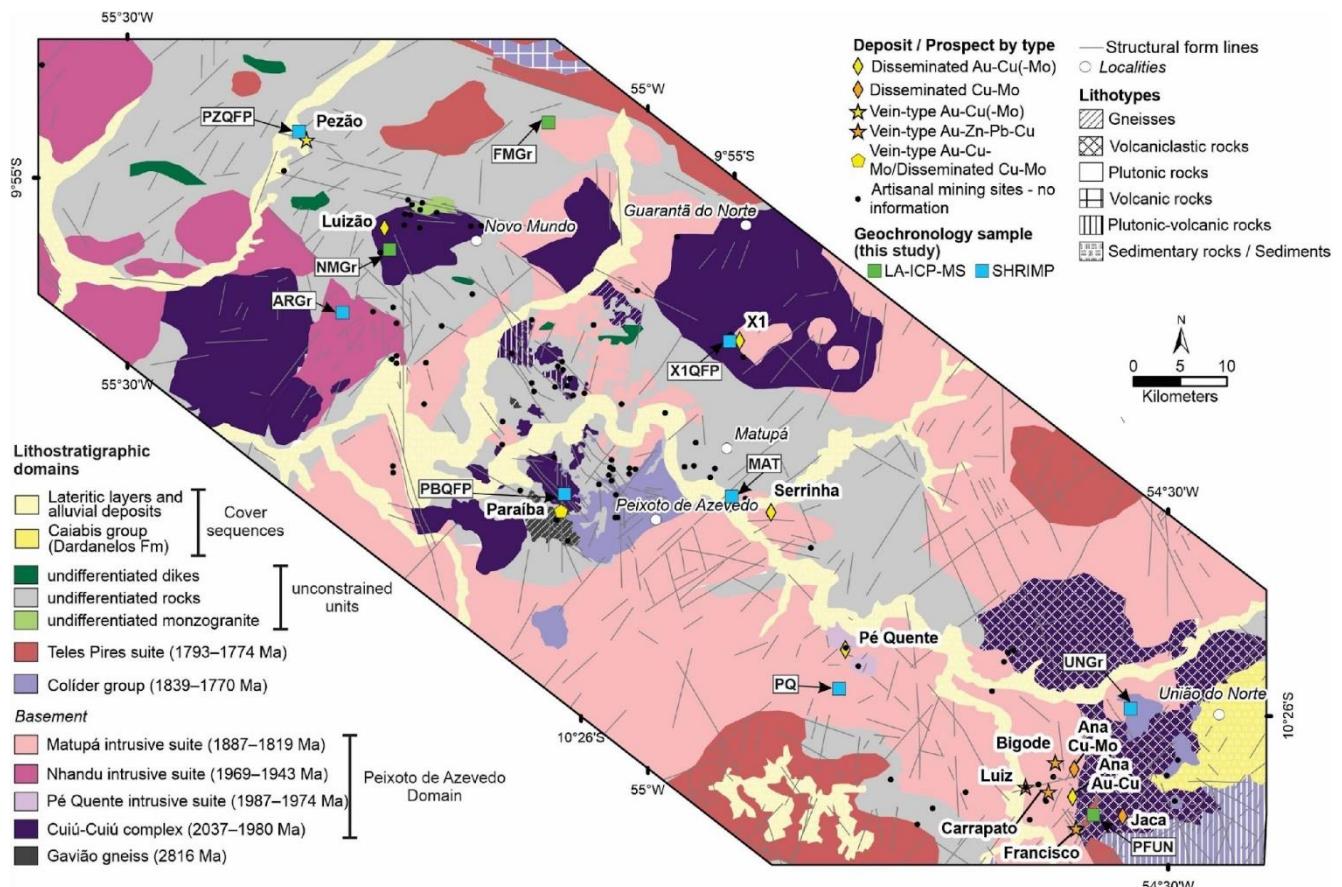


#### **4.2.2 Segmento Leste da Província Aurífera de Alta Floresta**

A PAAF pertence ao contexto geotectônico da porção centro-sul do Cráton Amazônico, composto por rochas paleoproterozoicas das províncias geocronológicas Tapajós-Parima (Orosiriano) e Rondônia-Juruena (Orosiriano a Estateriano), conforme Santos et al. (2000). Sobrepostas a essas unidades, ao sul, estão sedimentares mesoproterozoicas do Grupo Caiabis, e, ao norte, as sedimentares fanerozoicas da Bacia do Alto Tapajós (Alves et al., 2019). De modo geral, a província é composta por unidades graníticas, sequências vulcânicas e vulcanossedimentares geradas no Paleoproterozoico, além de unidades metamórficas de baixo grau em sua porção central e noroeste (Assis, 2015; Alves et al., 2019). No segmento leste-sudeste da Província, ocorreu amplo magmatismo granítico cálcio-alcalino oxidado, de médio a alto K, meta- a peraluminoso, (granitos tipo I), com menor geração e participação de magmas graníticos alcalinos (granitos do tipo A) (Souza et al., 2005; Paes de Barros, 2007; Alves et al., 2019; Rizzotto et al., 2019; Trevisan et al., 2021).

O setor leste-sudeste da PAAF é constituído por rochas que, de acordo com Assis (2015), podem ser agrupadas em quatro unidades distintas: (i) embasamento granítico deformado e com presença de metamorfismo (2,69 a 1,99 Ga), (ii) sequências plutono-vulcânicas cálcio-alcalinas e vulcanossedimentares (granitos tipo I; 1,97-1,78 Ga); (iii) unidades plutono-vulcânicas pós-orogênicas a anorogênicas (1,78-1,75 Ga); e (iv) sequências sedimentares mesoproterozoicas a cenozoicas.

A PAAF passa a se tornar evidente no panorama mineral nacional a partir das primeiras ocorrências auríferas encontradas no município de Peixoto de Azevedo (MT), em 1979, durante a construção da rodovia Cuiabá-Santarém (BR-163) (Moura, 1998). Essa descoberta culminou em intensa atividade garimpeira, que atingiu seu auge em 1989. A partir da década de 2010 empresas de mineração, tanto nacionais quanto internacionais, passaram a realizar campanhas de exploração mineral em toda a extensão da província, com a descoberta de algumas ocorrências significativas, a exemplo do pórfiro de Cu±Au±Mo do Jaca, em Peixoto de Azevedo, em 2017.



**Figura 3.** Mapa geológico do setor leste da Província Mineral de Alta Floresta (PMAF), com destaque na localização do depósito da Raimunda. (Miguel-Jr, 2011; Assis et al., 2017).

#### 4.2.3 Embasamento

O embasamento da PAAF é composto por migmatitos e gnaisses graníticos a tonalíticos, intrudidos por granitoides foliados de assinatura cálcio-alcalina e composição tonalítica a monzogranítica (Paes de Barros, 2007). Apesar de haver controvérsias a respeito da datação do Embasamento, datações realizadas por Assis (2015) revelam idades de  $1,980 \pm 8,8$  Ma (gnaisse Nova Guarita) e  $1,978 \pm 8,1$  Ma (biotita tonalito foliado), semelhantes às obtidas por Souza et al. (2005), Paes de Barros (2007) na PMAF e Santos et al. (1997) na Província Aurífera de Tapajós.

#### 4.2.4 Sequências plutono-vulcânicas e vulcano-sedimentares félscicas

Essas sequências correspondem a diversas unidades graníticas que intrudem o embasamento, assim como a sequências vulcânicas e vulcanossedimentares que recobrem todo o conjunto. Em sua unidade, englobam uma série de plútuns cálcio-

alcalinos oxidados, a exemplo da Suíte Pé Quente, granitos Novo Mundo, Flor da Mata e Aragão, com idades de cristalização entre 1,98 e 1,93 Ga (Assis, 2015; Alves et al., 2019). Essas suítes são intrudidas pelo granito Nhandu, Suíte Intrusiva Matupá e Granito Peixoto, entre 1,88 e 1,79 Ga. Essas unidades ainda estão parcialmente recobertas pelas vulcanossedimentares e vulcanoclásticas da Formação Serra Formosa (ca. 2,0 Ga; Miguel-Jr, 2011). Ademais, as suítes Granodiorítica União, Granítica Indiferenciada União do Norte intrudem em diversos dos granitoides supracitados, além de estarem parcialmente recobertas pelas vulcânicas e vulcanosedimentares do Grupo Colíder (Alves et al., 2019).

As vulcanoclásticas da Formação Serra Formosa teriam tido sua formação a partir da erosão edifícios vulcânicos maduros, com contribuição de granitos em menor proporção. Esses sedimentares, segundo Assis (2011) teriam se depositado em bacia de retro-arco. Essa porção da Formação é essencialmente constituída por arenito arcoseano, grauvaca e arcóseo lítico vulcanoclástico, além conglomerado arenoso polimítico vulcanoclástico em menor proporção (Assis et al., 2012).

A Suíte Pé Quente (ca. 1,97Ga), que aloja a ocorrência homônima, é composta por quartzo monzodiorito, monzodiorito, albitito fino, diques de granodiorito aplítico e biotita tonalito (Miguel-Jr, 2011; Assis, 2015). Tal suíte engloba rochas intensa e variavelmente afetadas por processos hidrotermais, com evolução paragenética complexa e similar ao observados em porções profundas de sistemas do tipo ouro pôrfiro (Assis, 2015). O granito Novo Mundo (ca. 1,97-1,96 Ga) é um dos maiores corpos intrusivos do setor leste da PAAF, e exibe composição que varia de sienogranito a monzogranito, com fácies locais tonalíticas (Paes de Barros, 2007), e o granito Flor da Mata é considerado temporalmente equivalente ao Granito Novo Mundo devido a similaridades petrográficas e geoquímicas (Ramos, 2011).

#### **4.2.5 Unidades plutono-vulcânicas anorogênicas e pós-orogênicas**

As unidades plutono-vulcânicas pós-orogênicas, representadas pelo Grupo Colíder, englobam granitoides, pôrfiros, sub-vulcânicas, vulcânicas e vulcanosedimentares (ca. 1,81-1,75 Ga), que truncam e recobrem todas as rochas supracitadas (Souza et al., 2005; Alves et al., 2019). Elas se derivam de amplo vulcanismo cálcio-alcalino fracionado, gerado em estágios tardios da consolidação

do Arco Magmático Juruena (Silva e Abram, 2008; Souza et al., 2005; Alves et al., 2019).

O magmatismo granítico alcalino, por sua vez, está ilustrado pela Suíte Teles Pires (ca. 1,79-1,75 Ga), composta de modo dominante por batólitos e *stocks* de granito porfirítico e biotita granito, com texturas rapakivi e anti-rapakivi. Ademais, inclui álcali-feldspato granito, microgranito, pórfiros, granitos finos e granófiros subordinados (Santos, 2000; Silva e Abram, 2008; Souza et al., 2005; Alves et al., 2019).

Todas as unidades anteriores são cobertas por sequências de arenito e arenito arcoseano, ambos de granulometria média e com frequentes níveis conglomeráticos (Formação Dardanelos, Grupo Caiabis), com frequentes estratificações plano-paralelas e cruzadas acanaladas (Moreton e Martins, 2005). Sua deposição teria ocorrido em sistema de leques aluviais de rios entrelaçados (Moreton e Martins, 2005; Souza et al., 2005). Por sua vez, no artigo Souza et al. (2005) essa unidade é interpretada como uma bacia sedimentar denominada *pull-apart*, com seu surgimento estando relacionado às principais zonas de transcorrências sinistrais NW-SE. A partir de datações de U-Pb em zircão detritico sua idade, a unidade citada foi interpretada entre 1,987 Ma e 1,377 Ma (Leite & Saes, 2003), com a idade máxima de 1,44 Ga, representativa para o início da sedimentação da Formação Dardanelos (Souza et al., 2005).

Por fim, o Paleozoico e o Cenozoico são representados por depósitos coluvionares-aluvionares e pelas coberturas tércio-quaternárias, majoritariamente constituídos por sedimentos clásticos e pelitos inconsolidados depositados nas diversas bacias de drenagem da Província (Souza et al., 2005).

## 5. Materiais e Métodos

### 5.1 Revisão bibliográfica

Essa etapa correspondeu à leitura de trabalhos relacionados (i) ao contexto geológico e metalogenético da PAAF; (ii) à geologia e atributos geológicos da ocorrência aurífera filonar da Raimunda; (iii) a sistemas do tipo Cu-Mo-Au pórfiro e epitermais de metais base e preciosos; (iv) à solubilidade, ao transporte e à precipitação do ouro; (v) à sistemática de isótopos de enxofre, oxigênio e carbono,

a incluir procedimentos de análise e interpretação dos dados; e (vi) aplicação de dados isotópicos em metalogênese, sobretudo, em depósitos auríferos ouro magmático-hidrotermais.

## **5. 2 Petrografia em luz transmitida e refletida**

Foi efetuada a descrição petrográfica sistemática de 45 sessões delgada-polidas confeccionadas a partir de amostras representativas das zonas hidrotermalizadas e mineralizadas da ocorrência da Raimunda. Essa etapa ocorreu tanto no Laboratório de Petrografia Sedimentar (LabPetro), do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental (GSA), quanto no Laboratório Didático de Microscopia Petrográfica (LDMP), ambos no Instituto de Geociências (IGc), Universidade de São Paulo (USP).

A descrição petrográfica teve por objetivo: (a) revisão e atualização da paragênese do minério na Raimunda; (b) identificação e contextualização das texturas e modos de ocorrência da pirita e da calcita na evolução paragenética hidrotermal na Raimunda; e (c) complementação dos modos de ocorrência do ouro na paragênese sulfetada.

## **5.3 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)**

A etapa petrográfica anterior foi refinada com o uso do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), do Laboratório de Caracterização de Fluidos em Sistemas Geológicos (GeoFluid, GSA, IGc-USP). Utilizou-se de Microscópio Eletrônico de Varredura, da ThermoScientific, acoplado com detector de elétrons retroespelhado (BSE). O equipamento operou em 15kv e vácuo de 60 Pa.

Essa etapa teve por objetivo a identificação da composição do carbonato, suas relações texturais, e identificação de eventuais inclusões de minerais.

## **5.4 Preparação das Amostras**

Para obtenção das razões isotópicas de enxofre ( $\delta^{34}\text{Spirita}$ ), foram selecionadas sete amostras representativas de pirita, oriundas de setores sulfetados e de minério da ocorrência da Raimunda. Ademais, outras sete amostras do estágio de carbonatação venular foram selecionadas para obtenção de concentrados de calcita e, portanto, para aquisição dos valores isotópicos de

carbono ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{calcita}}$ ) e oxigênio ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}}$ ). Todas as amostras são oriundas de furos de sondagem amostrados em trabalhos de campo realizados anteriormente pelo orientador deste trabalho. Essa estapa foi efetuada no Laboratório de Sistemas Cárticos (LSC), do GSA (IGc-USP).

A obtenção dos concentrados de pirita e calcita foi realizada com o auxílio de broca mecânica de mesa da marca Sherline, modelo 5400 12" Deluxe Tabletop Mill. Sua utilização permitiu a obtenção de concentrados pulverizados de pirita e calcita (ca. 0,05 g), condicionados posteriormente em frascos de polietileno e encaminhados ao Laboratório de Isótopos Estáveis para análise.

### **5.5 Obtenção das assinaturas isotópicas de $\delta^{34}\text{S}$ em pirita e Calcits**

As razões isotópicas de enxofre ( $\delta^{34}\text{S}_{\text{pirita}}$ ), oxigênio ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}}$ ) e carbono ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{calcita}}$ ) foram obtidas a partir dos concentrados pulverizados, no Laboratório de Isótopos Estáveis (LES), do Centro de Pesquisas em Geocronologia e Geoquímica (CPGeo, IGc-USP).

As análises isotópicas de enxofre foram obtidas em Espectrômetro de Massa de Fonte Gasosa de Razão Isotópica (IRMS), Delta V Advantage, acoplado ao Element Analyser Isolink (Thermo). A obtenção dos valores isotópicos de oxigênio e carbono em calcita, entretanto, ocorreu em espectrômetro de massas de fonte gasosa de razão isotópica (IRMS), Delta V Advantage acoplado ao Gas Bench II Thermo.

### **5.6 Princípio da razão isotópica**

O princípio da geoquímica de isótopos de enxofre baseia-se no fracionamento isotópico, causado pelas diferenças no comportamento físico e químico dos elementos em processos geológicos, resultando em razões isotópicas distintas entre  $^{34}\text{S}$  e  $^{32}\text{S}$ , os isótopos mais comuns do enxofre (Seal, 2006). Como essas concentrações isotópicas são muito baixas (em ppb), sua análise depende do uso de um espectrômetro de massas. Nesse método, minerais contendo enxofre (como sulfetos e sulfatos) são amostrados, concentrados, pulverizados e ionizados; os íons formados são então separados com base em suas relações de massa, permitindo a determinação precisa das abundâncias relativas de cada isótopo. Os dados obtidos possibilitam o cálculo da razão  $\delta^{34}\text{S}/\delta^{32}\text{S}$ , que reflete a assinatura

isotópica de enxofre da amostra. Em estudos de metalogênese, essa análise isotópica permite identificar a fonte e os mecanismos de fracionamento do enxofre, inferindo processos de interação fluido-rocha, evolução de fluido e precipitação de minério (Seal, 2006)

De forma semelhante, as análises isotópicas de carbono e oxigênio utilizam as razões entre os isótopos mais comuns desses elementos ( $\delta^{13}\text{C}/\delta^{12}\text{C}$  para carbono e  $\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O}$  para oxigênio). Neste trabalho, as razões isotópicas foram obtidas a partir de concentrados pulverizados de calcita, utilizando uma broca de 0,15 mm de diâmetro, e encaminhadas ao Laboratório de Isótopos Estáveis (LES) no Centro de Pesquisa Geocronológica (CPGEO) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGC-USP) (Rodrigues, 2020).

## **6. Resultados Obtidos e Interpretações Preliminares**

### **6.1 Petrografia de Raimundo**

A zona de minério da ocorrência da Raimunda está hospedada em rocha de composição granodiorítica a tonalítica, com variado padrão e intensidade da alteração hidrotermal, mas característico estilo pervasivo desenvolvido, responsável, portanto, pela obliteração da mineralogia, texturas e matriz originais da hospedeira. Ademais, veios e vênulas tardias de composição variada truncam todos os estágios da alteração hidrotermal.

O granodiorito exibe tonalidade avermelhada, textura inequigranular e granulação fina a média. É essencialmente constituído por plagioclásio (~55%), quartzo (~25%) e feldspato potássico (~15%), além de biotita (~5%), apatita e zircão como fases acessórias.

O plagioclásio é euédrico a subeuédrico, de granulação fina a média, e com geminação polissintética característica. Pode estar parcial a totalmente substituído por microclínio e/ou sericita. O quartzo é xenomórfico, exibe granulação fina a média, além de fraca a moderada extinção ondulante. Microclínio corresponde ao principal feldspato potássico, formando cristais de granulação média e formato subeuédrico. A biotita, frequentemente parcial a completamente substituída por clorita, ocorre como cristais isolados e intersticiais, subeuédrico e de granulação fina a média.

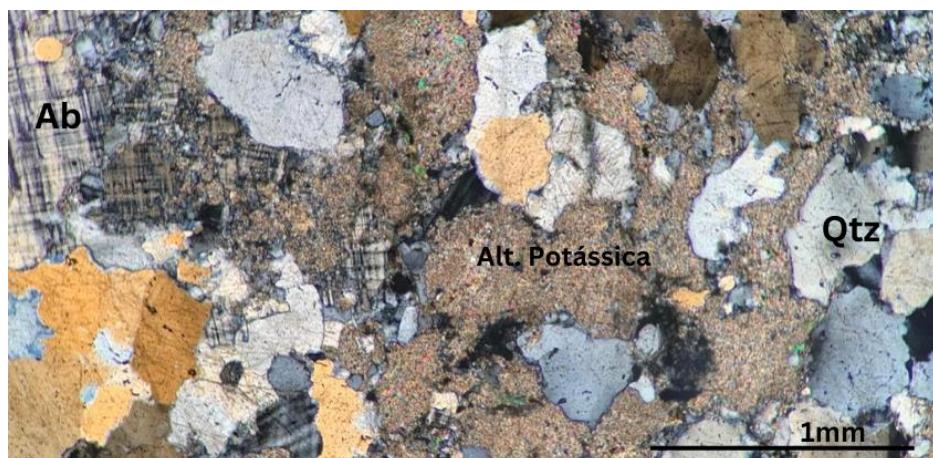
O tonalito, por sua vez, exibe estrutura isotrópica, tonalidade cinza esbranquiçada, textura inequigranular e granulação média. É constituído por plagioclásio (~45%), quartzo (~20%) e feldspato potássico (<10%), com hornblenda (~30%) e biotita (~5%) como acessórios dominantes.

O plagioclásio, embora substituído por sericita em distintos níveis de intensidade, é tabular euédrico a sub-euédrico, tem granulação média e frequente geminação polissintética.

## 6.2 Estágios da Alteração Hidrotermal

### 6.2.1 Alteração sódica

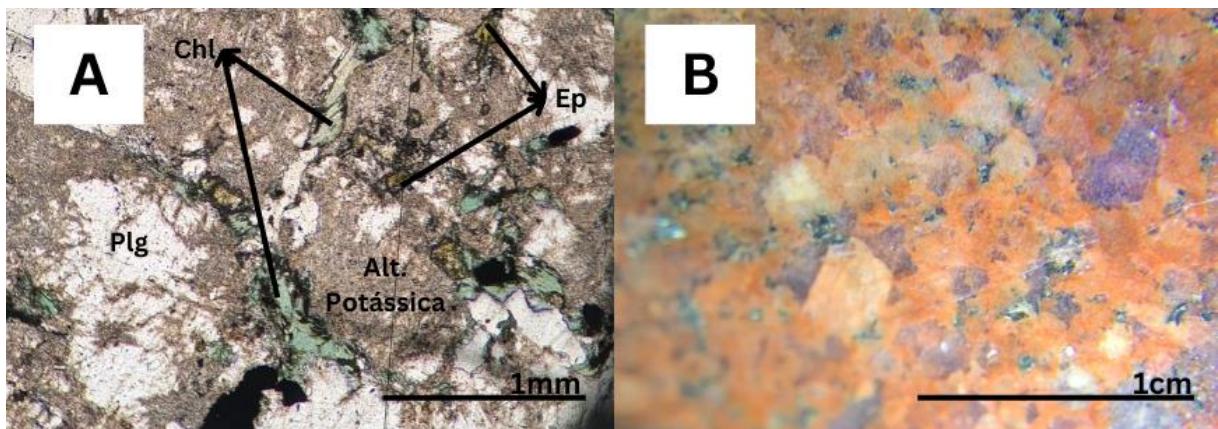
Corresponde ao primeiro estágio da alteração hidrotermal. Ocorre de forma limitada e em estilo pervasivo, visto ser perceptível apenas a partir de remanescentes de albita hidrotermal, cujos cristais foram obliterados pelas alterações posteriores, em particular, a alteração potássica, como visto na imagem abaixo (Fig. 4). Embora não frequente, textura tabuleiro de xadrez (chessboard albite texture) foi identificada, e denota a geração de albita a partir da substituição do feldspato potássico ígneo.



**Figura 4.** Alteração sódica evidenciada pela Albita, que se apresenta alterada pelo hidrotermalismo potássico. Abreviações: (Ab) Albita; (Qtz) quartzo; (Alt.) alteração.

### 6.2.2 Alteração Potássica

Em estilo pervasivo, a alteração potássica está representada pela geração de K-Feldspato avermelhado, além de quartzo e hematita restritos. A típica tonalidade avermelhada deste estágio permite seu fácil reconhecimento macroscópico. Em luz transmitida, o K-Feldspato adquire aspecto turvo amarronzado, como visto na imagem abaixo (Fig. 5). Em adicional, pseudomorfos de K-Feldspato a partir da modificação do plagioclásio e microclínio ígneos podem ser observados. Finos cristais de quartzo xenomórfico, translúcido e de extinção reta ocorrem de modo surdinado e associado a esse estágio.

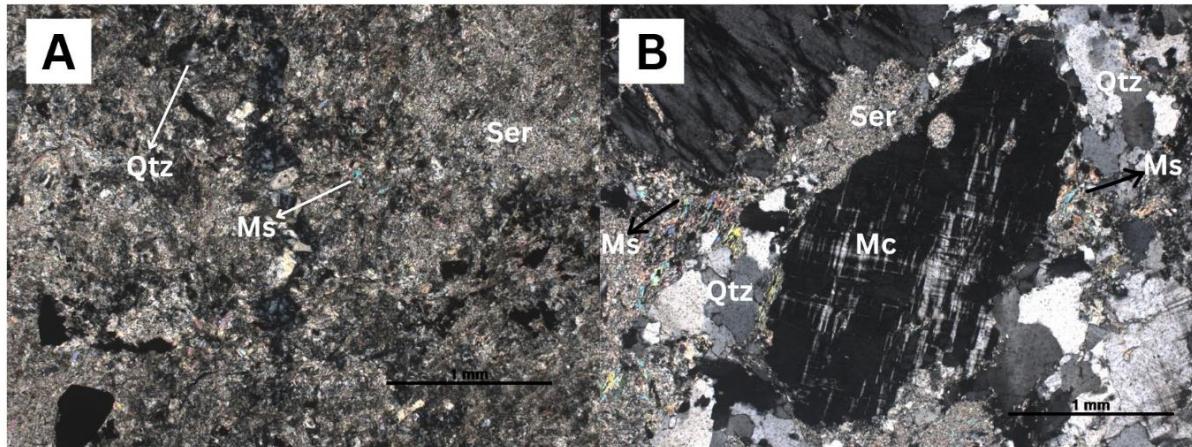


**Figura 5.** Aspectos petrográficos da alteração potássica: (A) Setor com alteração potássica, responsável pela alteração do Plagioclásio da matriz original e da Albita resultante da alteração Sódica; (B) Imagem microscópica da alteração potássica, deixando a hospedeira avermelhada. Abreviações: (Ab) Albita; (Qtz) quartzo; ; (Chl) cloríta; (Ep) Epidoto; (Alt.) alteração

### 6.2.3 Alteração Sericítica

A exemplo dos estágios anteriores, a alteração sericítica exibe estilo pervasivo, e com característico brilho sedoso e leve coloração esverdeada. Corresponde ao estágio da alteração de maior intensidade, de modo a obliterar por completo a trama original da hospedeira. É constituída pela paragênese sericita  $\pm$  muscovita  $\pm$  quartzo, desenvolvida de modo mais efetivo sobre o feldspato e plagioclásio ígneos.

É constituída pela paragênese sericita  $\pm$  muscovita  $\pm$  quartzo que oblitera, em particular, os feldspatos ígneos das hospedeiras granodiotítica e tonalítica. Sericita ocorre microscopicamente como cristais muito finos ( $>0,1\text{mm}$ ) xenomórficos, aos quais muscovita (cristais com  $>0,3\text{mm}$ ), quando presente, está associada. O quartzo mostra contatos lobados, granulação fina e moderada extinção ondulante.



**Figura 6.** Aspectos petrográficos da alteração sericítica: (A) Intensa alteração sericítica, com intensa substituição da matriz e textura originais da hospedeira, com geração de pseudomorfos de seritica e formação de muscovita e quartzo subordinados; (B) Microclínio parcialmente substituído por sericita a partir de suas bordas, além de quartzo em textura de sub-grãos. Fotomicrografias: (A-B) luz transmitida com os polarizadores cruzados. Abreviações: (Ms) muscovita; (Qtz) quartzo; (Ser) sericita.

#### 6.2.4 Alteração Propilítica

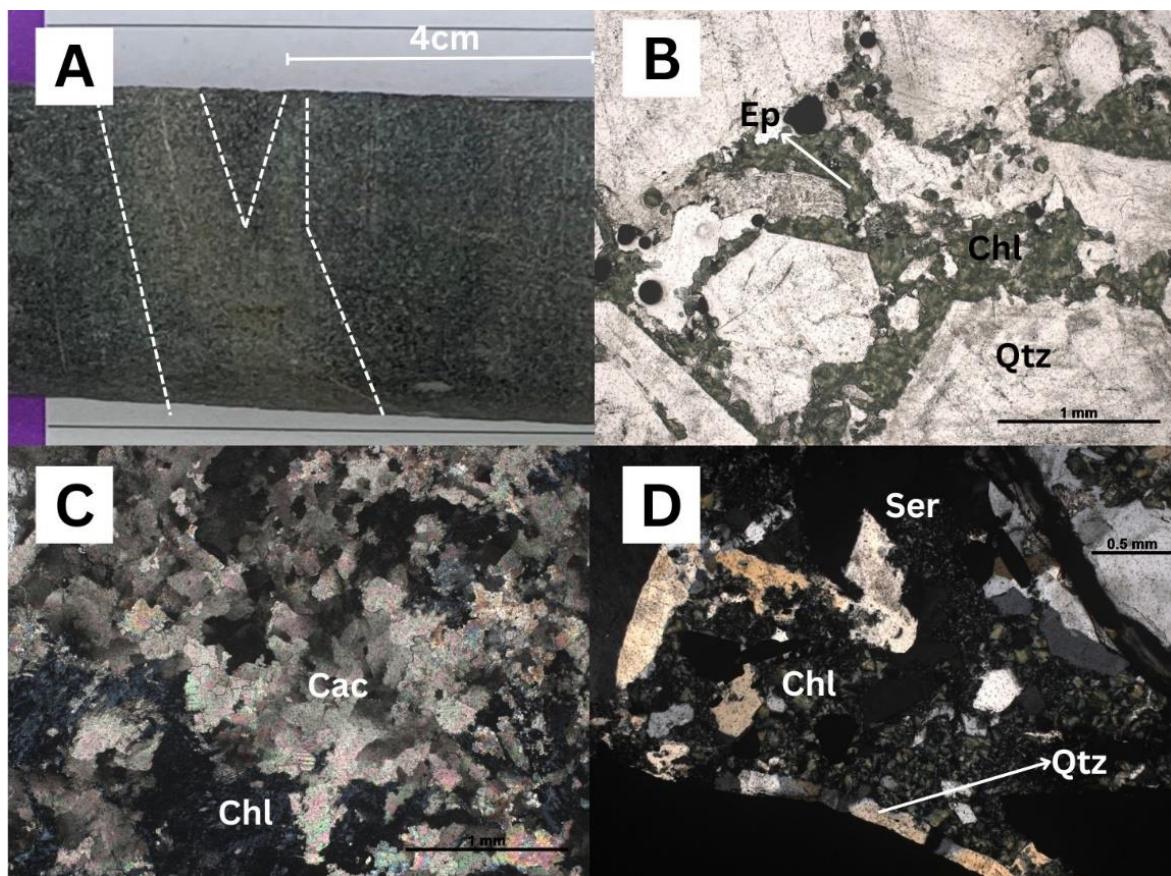
A alteração propilítica é ampla, regional e distal em relação às zonas de minério e sulfetadas. Ocorre dominantemente em estilo pervasivo, com clorita + epídoto + calcita ± quartzo ± hematita em paragênese (Fig. 7A). Entretanto, vênulas de clorita + calcita ocorram de forma restrita. Embora clorita e epídoto ocorram em paragênese quando associados, nota-se distribuição desigual entre essas fases, visto a existência de setores dominados por clorita, enquanto outras porções são dominadas por epídoto, com clorita em menor proporção.

De modo geral, clorita corresponde à principal fase desse estágio (Fig. 7B). Forma cristais de granulação fina, em aglomerados, nos interstícios ou como produto de substituição da biotita e hornblenda, os quais estão intensamente alterados. Aglomerados de hematita de baixa cristalinidade são frequentemente observados ao longo das bordas e planos de clivagem da clorita.

O epídoto, por sua vez, exibe cristais sub-idiomórficos a xenomórficos de granulação fina a média, tanto de modo pervasivo, a partir da substituição do plagioclásio, quanto em preenchimento de vênulas.

Calcita representa o carbonato dominante. Exibe granulação média a grossa e formato xenomórfico. Ocorre tanto em estilo pervasivo, de modo a formar massas e aglomerados disformes de calcita (Fig. 7C), quanto em preenchimento de vênulas, muitas vezes, com clorita.

O quartzo gerado nesse estágio, forma cristais de granulação fina e intersticiais, ou então, confinado a vênulas de calcita ± clorita.

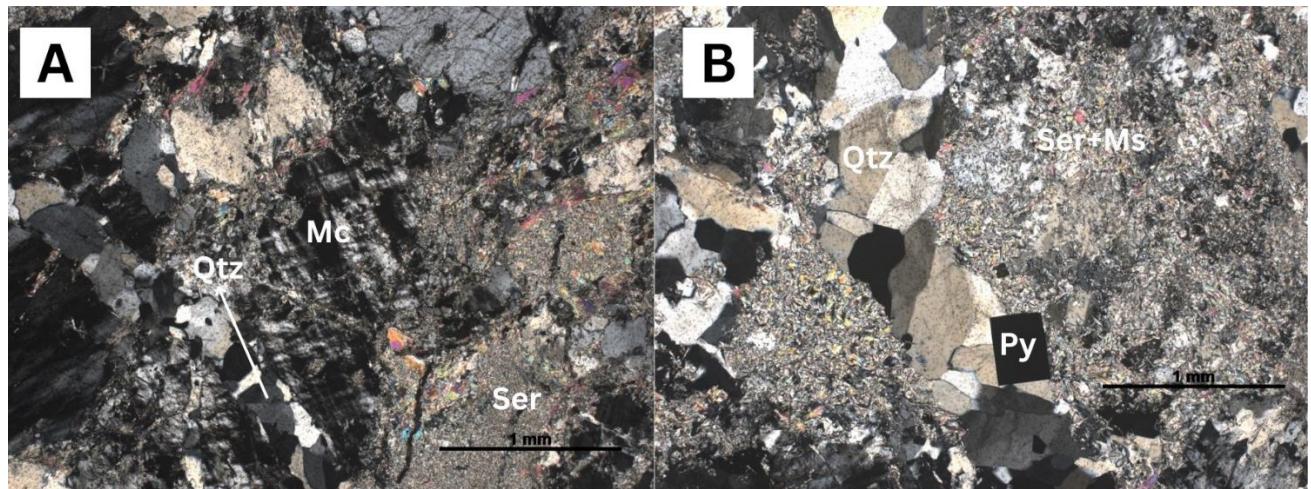


**Figura 7.** Aspectos petrográficos da alteração propilítica: (A) Dique de vulcânica máfica com leve tonalidade esverdeada denotada por alteração propilítica pervasiva, em particular, pela geração de clorita fina que confere sua característica coloração; (B) Clorita e epídoto intersticiais em porções da hospedeira de composição granodiorítica; (C) Setores com intensa geração de calcita granular xenomórfica, de granulação fina a média, e com clorita associada; (D) Obliteração completa da alteração sericítica por clorita proximal à pirita, em setor mineralizado. Fotomicrografias: (B) luz transmitida com os polarizadores não cruzados; (C-D) luz transmitida com os polarizadores cruzados. Abreviações: (Cc) calcita, (Chl) clorita, (Ep) epídoto; (Qtz) quartzo

### 6.2.5. Injeção de Sílica

Essa fase está associada à geração de veios e vênulas de quartzo que truncam os estágios precedentes da alteração hidrotermal. As estruturas venulares formadas mostram contatos bruscos e retilíneos e não apresentam relações de substituição com outros minerais. O quartzo exibe aspecto translúcido a leitoso, em muitos casos, com texturas paralelas às paredes do veio. Brechas hidrotermais podem estar associadas a esse estágio, e são identificadas pela presença de fragmentos angulares e centimétricos da hospedeira, cimentados por quartzo. É

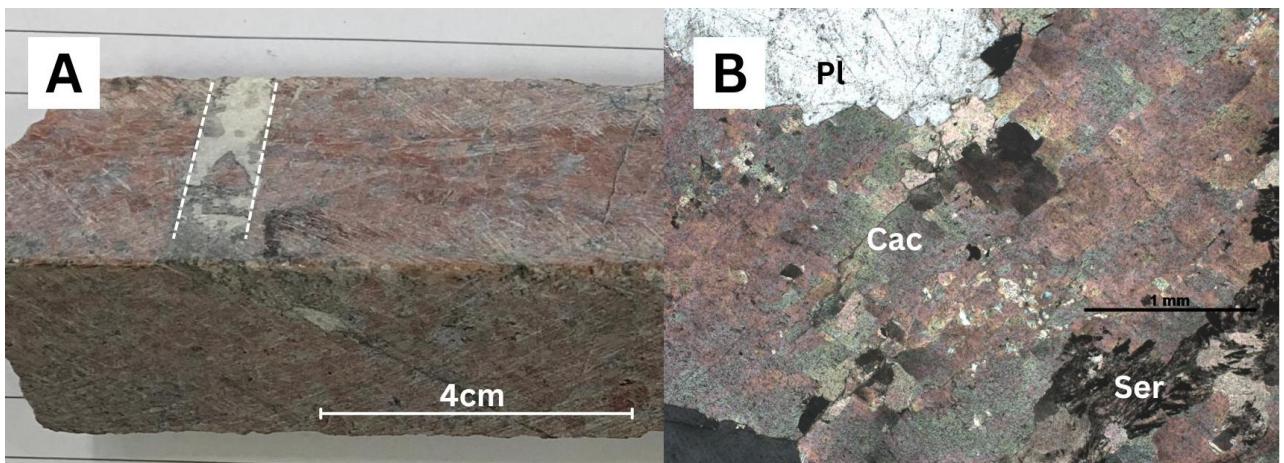
uma fase de elevada importância, pois está espacial e temporalmente associada a precipitação do ouro e consequente formação da zona de minério aurífero na ocorrência da Raimunda.



**Figura 8.** (A) Vênula de quartzo xenomórfico fino que trunca as alterações potássica e sericítica; (B) Vênula de quartzo posterior à alteração sericítica, com cristal de pirita idiomórfica. Fotomicrografias: (A-B) luz transmitida com os polarizadores cruzados. Abreviações: (Mc) microclínio; (Ms) muscovita; (Py) pirita; (Qtz) quartzo; (Ser) sericita.

### 6.3.1 Vênulas tardias de Carbonato

Na ocorrência da Raimunda são frequentes a presença vênulas tardias preenchidas por calcita, calcita  $\pm$  quartzo e calcita  $\pm$  clorita, que transpassam todos os estágios anteriormente descritos. São representativas, portanto, dos estágios finais de circulação de fluidos. Calcita corresponde à fase dominante, de modo a ocorrer como cristais xenomórficos de granulação fina a média, e por vezes, com textura em mosaico. Eventualmente, a calcita pode estar relacionada à pirita ou adulária, em vênulas com padrão em stockwork.

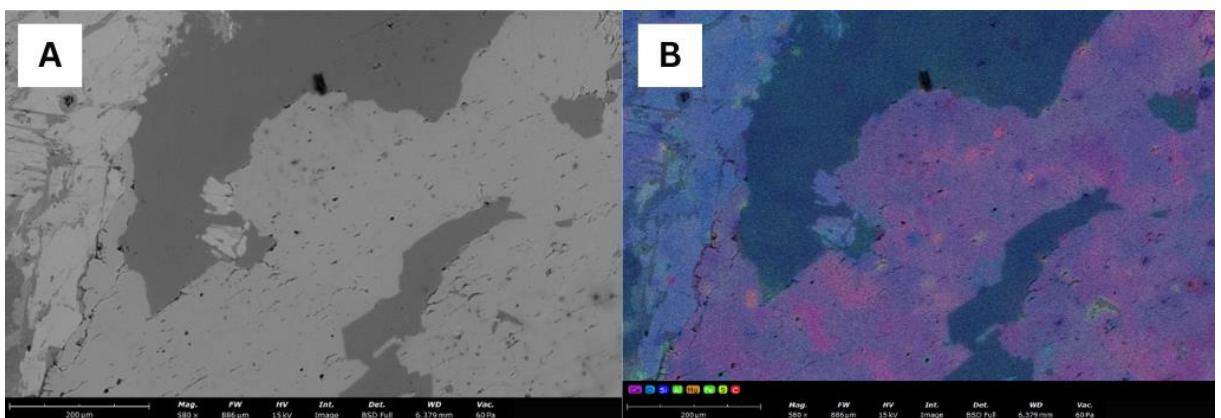


**Figura 9.** (A) Vênula tardia de calcita em hospedeira de composição granodiorítica afetada por moderada a intensa alteração potássica com K-Feldspato; (B) Fotomicrografia do arranjo entre os cristais de xenomórficos de calcita venular que trunca o estágio de alteração sericítica. Fotomicrografia: (B) luz transmitida com os polarizadores cruzados. Abreviações: (Cc) calcita; (Pl) plagioclásio; (Ser) sericita.

### 6.3.2 Resultados de MEV para Vênulas tardias de Carbonato

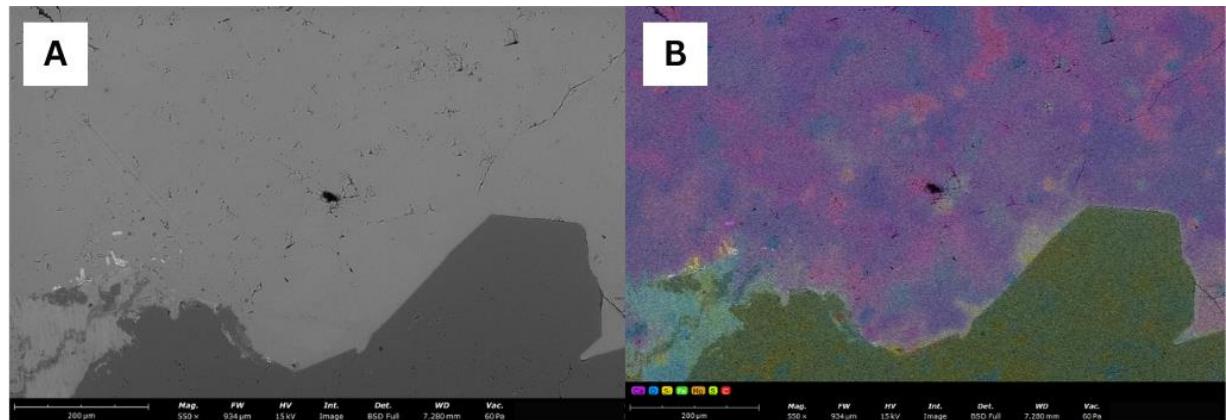
A identificação da composição do carbonato foi efetuada com o uso do Microscópio Eletrônico de Varreduras (MEV), a partir de seções delgada-polidas representativas dos estágios de alteração propilítica pervasiva e vênulas tardias de carbonato.

O carbonato presente na alteração propilítica, em paragênese com clorita e epídoto, exibe composição uniforme, não apresenta zonamento composicional, e tem raras inclusões de quartzo, muscovita e sericita. Calcita corresponde ao carbonato associado a esse estágio da alteração hidrotermal (Figs. 10 a 12).

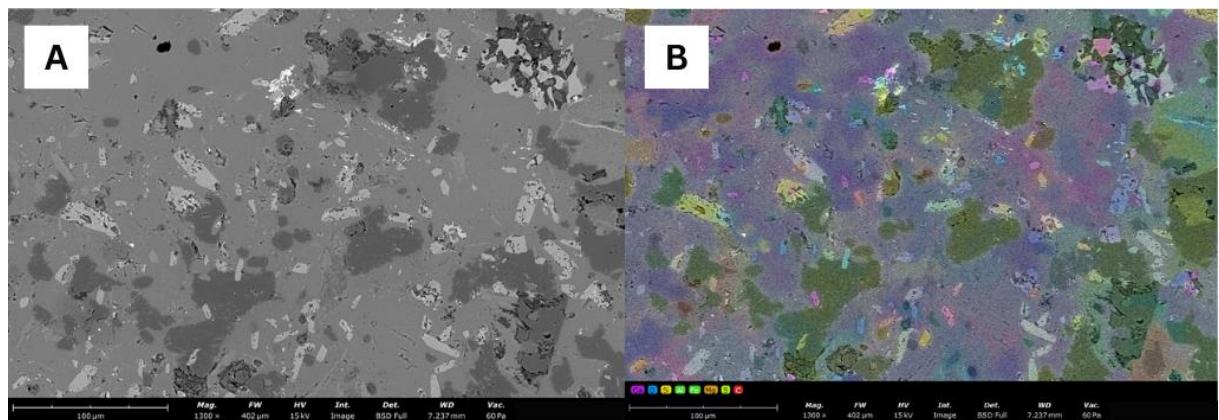


**Figura 10.** Imagem de elétrons retroespalhados ao Microscópio Eletrônico de Varredura, onde se observa (A) uniformidade composicional e ausência de zoneamento composicional; e (B) tratamento em falsa

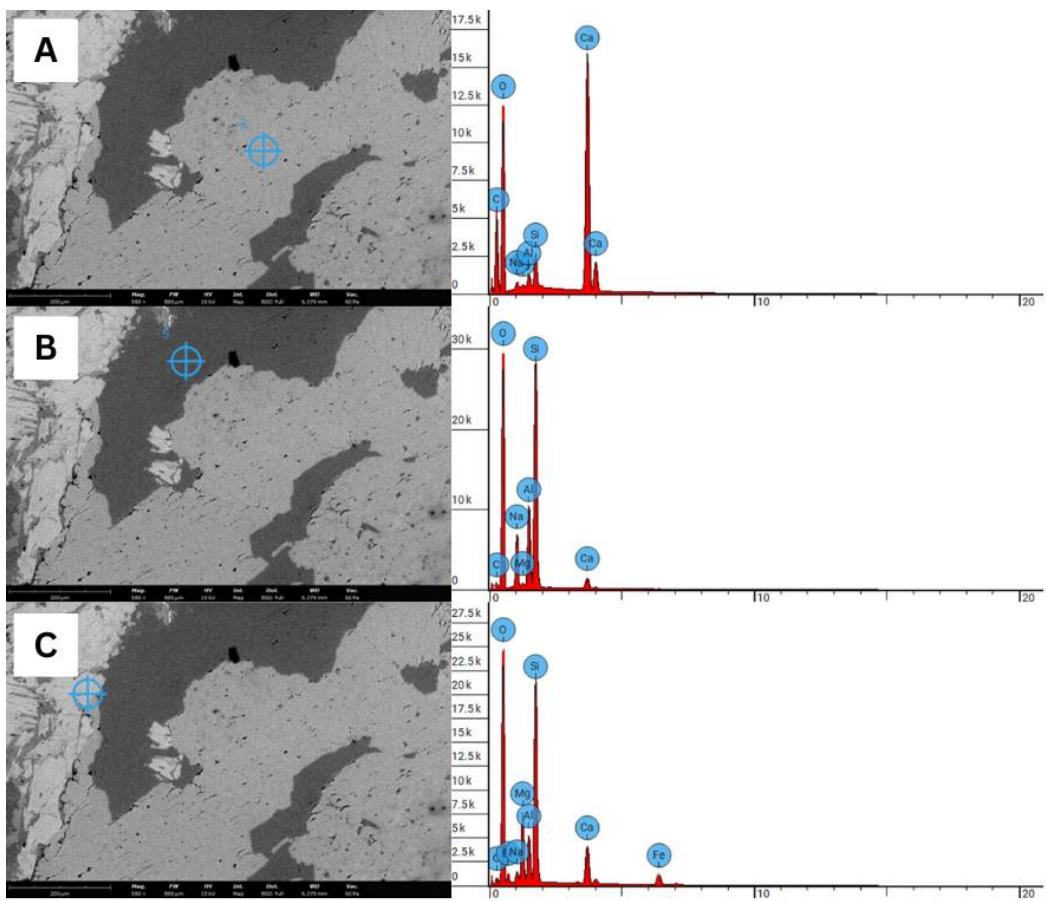
cor com destaque para a uniformidade na composição da calcita, em que os tons em roxo correspondem os setores com dominância de cálcio.



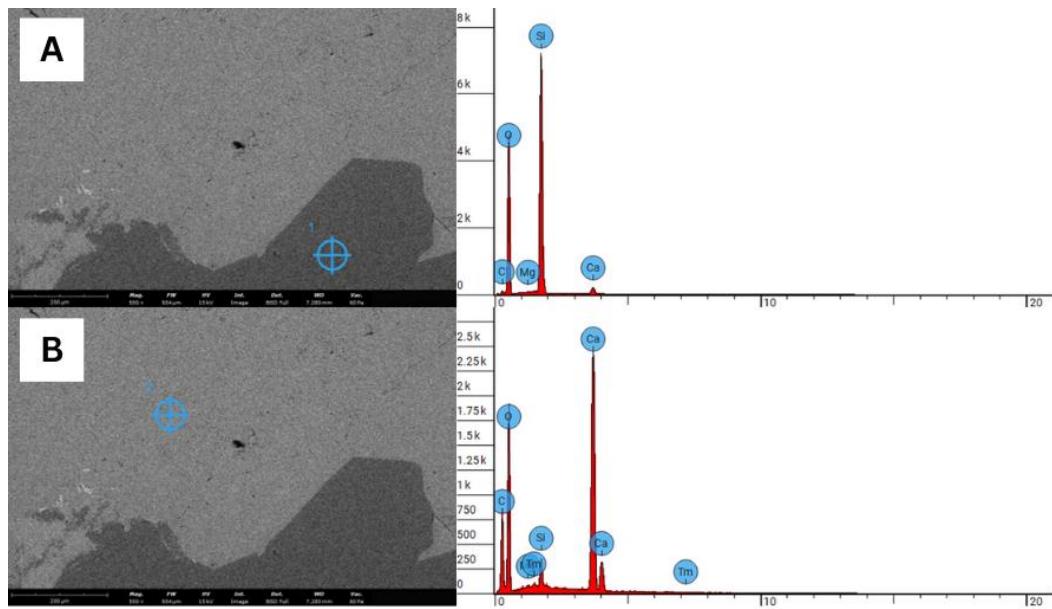
**Figura 11.** Imagem de elétrons retroespelhados ao Microscópio Eletrônico de Varredura, onde se observa (A) homogeneidade da composição e ausência de zoneamento composicional; e (B) tratamento em falsa cor com destaque para a uniformidade na composição da calcita, em que os tons em roxo correspondem os setores com dominância de cálcio, em contato com a matriz.



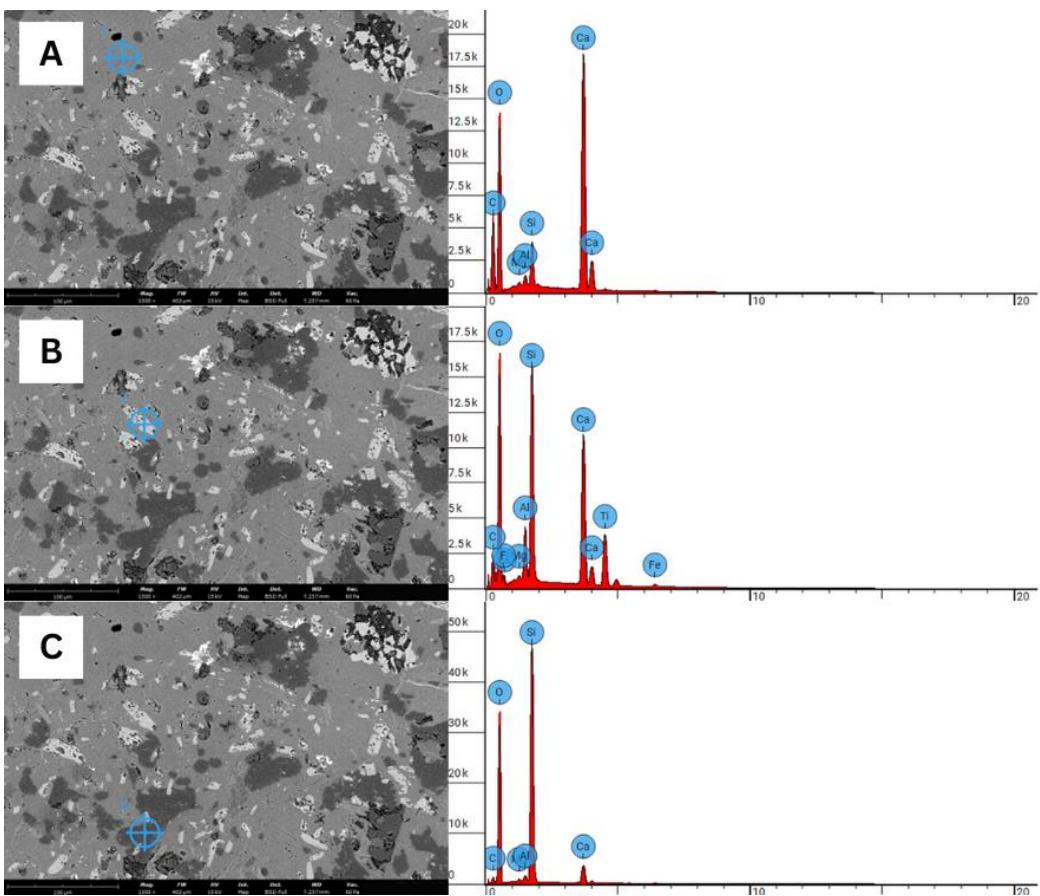
**Figura 12.** Imagem de elétrons retroespelhados ao Microscópio Eletrônico de Varredura, onde se observa (A) interface entre matriz da rocha e vênula carbonática homogeneidade da composição e ausência de zoneamento composicional; e (B) tratamento em falsa cor com enfoque na interface da matriz com uma injeção de calcita apresentando inclusões de quartzo, muscovita e sericita



**Figura 13.** Análises semi-quantitativas efetuadas ao MEV: (A) Calcita venular, com destaque aos picos do Ca, O e C; (B) Plagioclásio, com destaque aos picos do O, Si, Al e Na; e (C) Clorita, com destaque aos picos do O, Si, Mg e Fe. O elevado pico de Ca pode estar associado com a proximidade do ponto de análise ao cristal de calcita.



**Figura 14.** Análises semi-quantitativas efetuadas ao MEV: (A) Quartzo, com destaque aos picos do O e Si; e (B) Calcita venular, com destaque aos picos do Ca, O e C



**Figura 15.** Análises semiquantitativas efetuadas ao MEV: (A) Calcita vênular, com destaque aos picos do Ca, O e C; (B) plagioclásio com destaque nos picos de O, Si e Ca (C) quartzo, com destaque aos picos do O e Si.

A exemplo do caso anterior, o carbonato que ocorre em preenchimento de vênulas é exibe composição homogênea e ausência de zoneamento composicional (Figs. 13 a 15). Ademais, não foram observadas texturas de recristalização ou substituição. As análises permitiram a identificação dos picos do C, O e Ca, indicativos da presença de calcita.

O conjunto de análises pontuais efetuadas em minerais carbonáticos da alteração propilítica e vênular indicam, portanto, a dominância exclusiva de calcita.

#### **6.4 Estilo e Paragênese do Minério**

O minério na ocorrência da Raimunda está temporal e espacialmente associado ao estágio de injeção de sílica, com formação de veios de quartzo enriquecidos em sulfetos. Exibe paragênese conferida por pirita + calcopirita + ouro ± pirrotita ± monazita, como pode ser visto na imagem abaixo (Fig. 16). Os setores mais intensamente sulfetados exibem minério que podem ocupar até ca. 90-99% do volume da rocha.

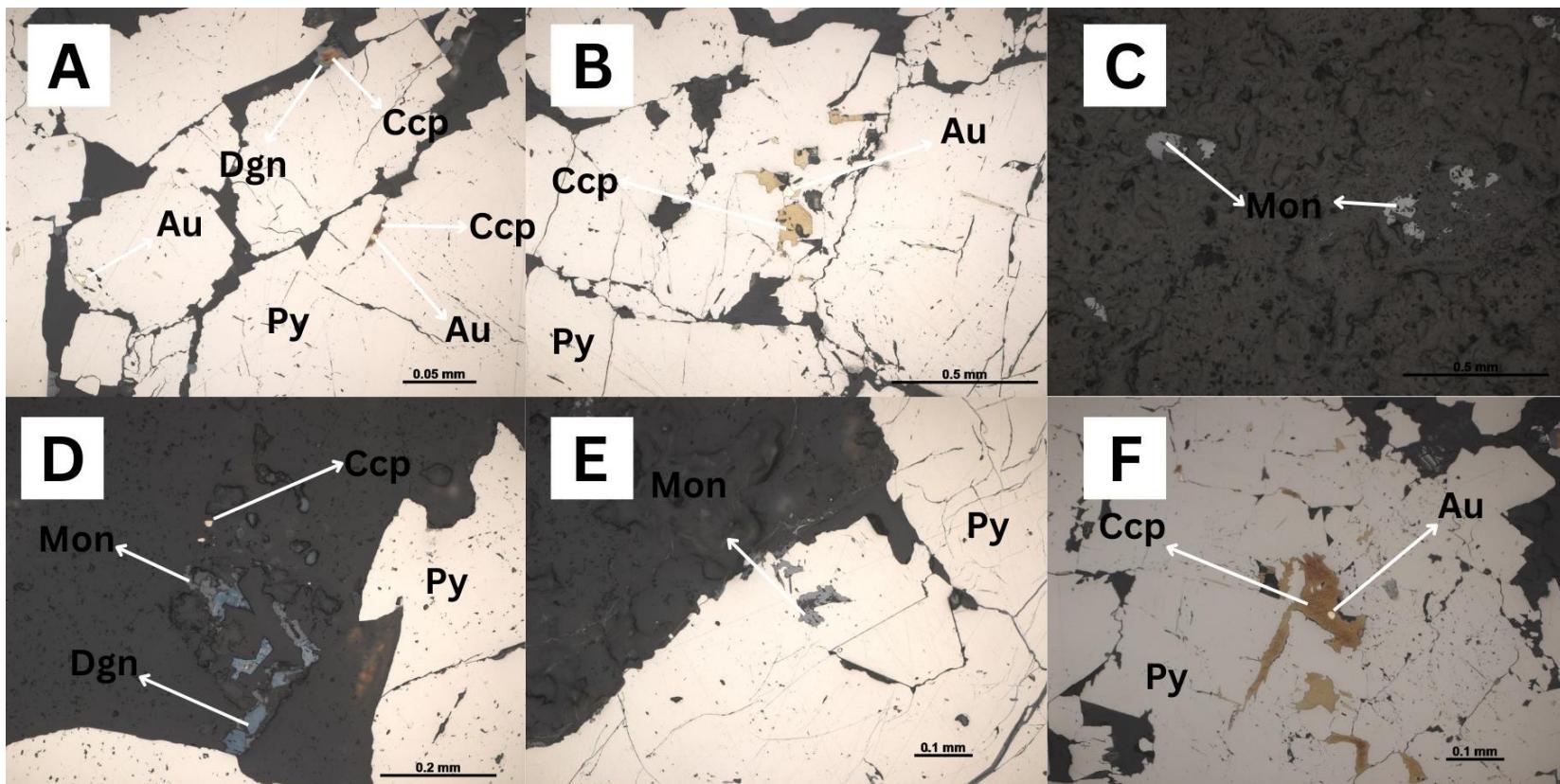
Pirita representa o sulfeto dominante na zona de minério (ca. 80-95%), forma cristais idiomórficos de granulação média a grossa (0,5 a 2cm), além de agregados policristalinos com cristais finos. Vênulas com pirita também podem estar presentes, embora de modo restrito e que não configuram minério, mas apenas setores de maior sulfetação. É comum os cristais estarem fraturados e com preenchimento por calcopirita e quartzo, além de frequentes inclusões destas mesmas fases.

Calcopirita corresponde ao segundo sulfeto mais comum (ca. 20-5%). Nos setores mais intensamente piritizados, ocorre como pequenas inclusões irregulares e xenomórficas (<100µm) na pirita, enquanto nos demais casos, margeia ou preenche fraturas na pirita.

O ouro pode formar pequenas inclusões na pirita, mas está frequentemente em contato com calcopirita, coletivamente como inclusões na pirita ou em preenchimento de suas fraturas.

Monazita, por sua vez, normalmente ocorre dispersa nas zonas de minério, e raramente como inclusões na pirita, mas sempre como cristais xenomórficos de granulação muito fina (ca. 50-200µm)



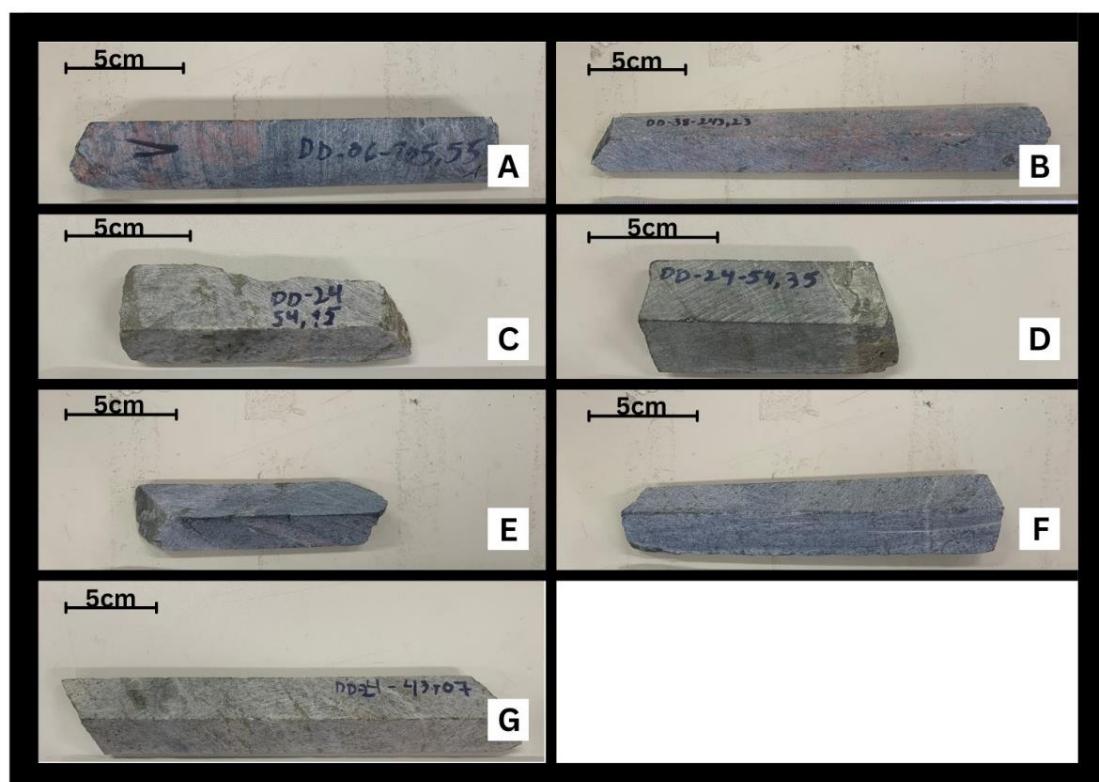


**Figura 16.** (A) Cristais idiomórficos a sub-idiomórficos de pirita com inclusões sub-arredondadas de ouro, além de calcopirita instericial e parcialmente oxidada para digenita; (B) Pirita idiomórfica a sub-idiomórfica com pequenas inclusões de calcopirita e ouro; (C) Monazita dispersa em setor de intensa alteração com sericita; (D) Pirita sub-idiomórfica e fraturada, com cristais de calcopirita substituídos por digenita, além de monazita fina inclusa em quartzo; (E) Inclusões xenomórficas de monazita muito fina em pirita idiomórfica; (F) Ouro incluso em inclusão de calcopirita na pirita. Fotomicrografias: (A-F) luz refletida com os polarizadores não cruzados. Abreviações: (Au) ouro; (Ccp) calcopirita, (Dgn) digenita; (Mon) monazita; (Py) pirit

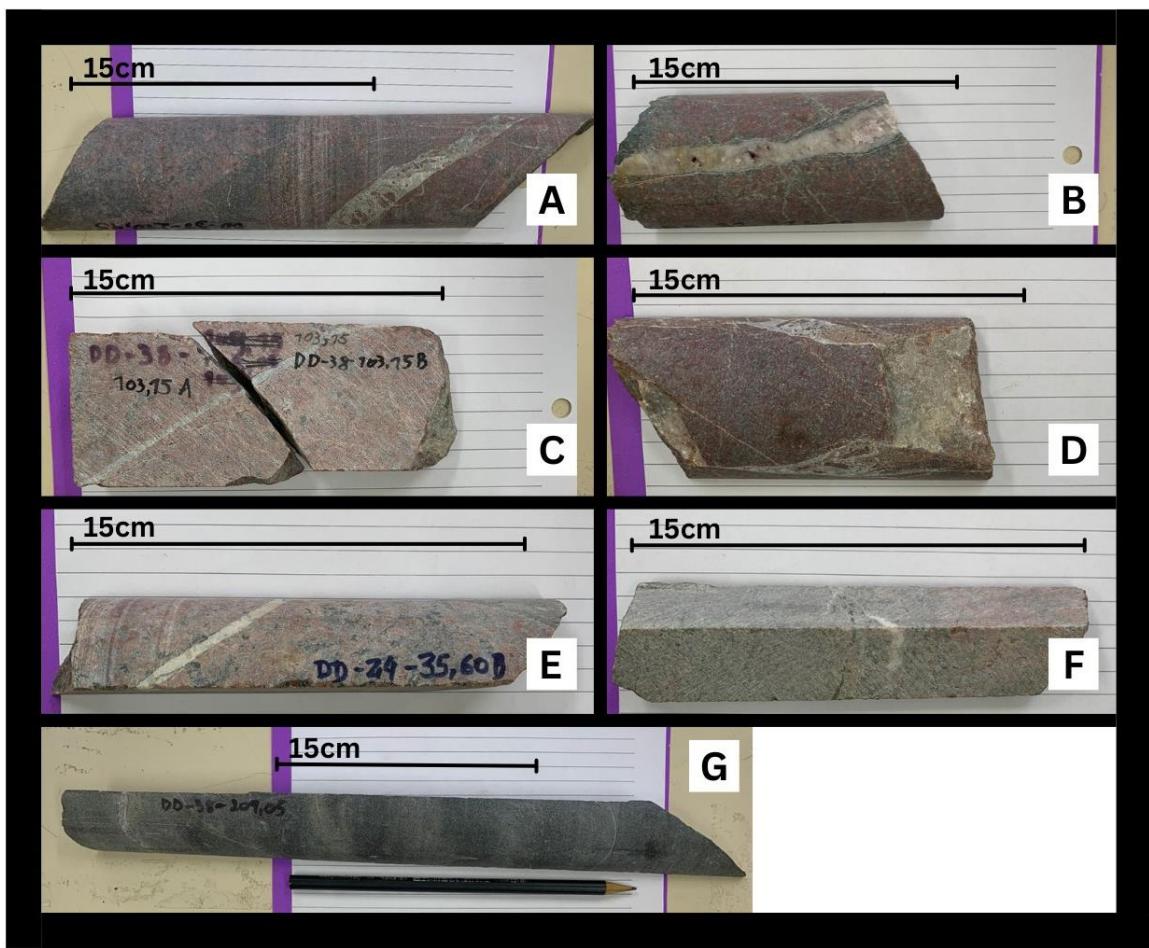
## 7. Resultados Isotópicos

### 7.1 Amostras selecionadas

A etapa petrográfica permitiu a seleção de sete amostras representativas da zona de minério e sulfetada (para  $\delta^{34}\text{Spirita}$ ) (Fig. 17), e sete do estágio de geração de vênulas tardias de calcita (para  $\delta^{13}\text{C}_{\text{calcita}}$  e  $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}}$ ) (Fig. 18). Foram então obtidos concentrados pulverizados de pirita ( $n=7$ ) e calcita ( $n=7$ ), encaminhados ao Laboratório de Isótopos Estáveis (LES-CPGeo, IGc-USP), para obtenção dos valores isotópicos de  $\delta^{34}\text{Spirita}$ ,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{calcita}}$  e  $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}}$ .



**Figura 17.** Sondagens selecionadas para amostragem de Sulfeto, com o mineral de interesse sendo a pirita.



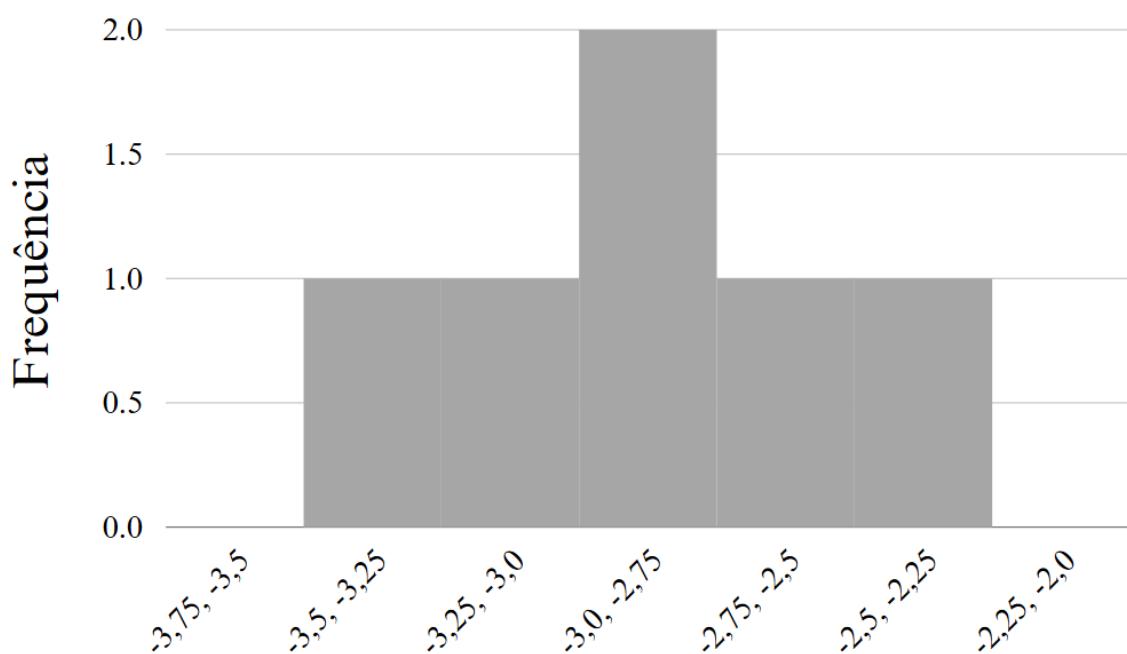
**Figura 18.** Sondagens selecionadas para amostragem de Carbonato, com o mineral de interesse sendo a Calcita.

## 7.2 Variação isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ na Calcita

A assinatura isotópica de  $\delta^{13}\text{C}$  a partir de concentrados pulverizados de calcita, padronizada pelo V-PDB, é constituída por valores homogêneos e, portanto, com pequena variação isotópica. As análises retornaram valores para  $\delta^{13}\text{C}_{\text{calcita}}$  entre -2,49 e -3,35‰ (V-PDB; Fig. 19), com média e mediana em torno de -2,9‰. A baixa variação obtida é forte indicativa de homogeneidade isotópica para carbono da calcita obtida dos estágios finais da evolução do sistema hidrotermal da ocorrência da Raimunda.

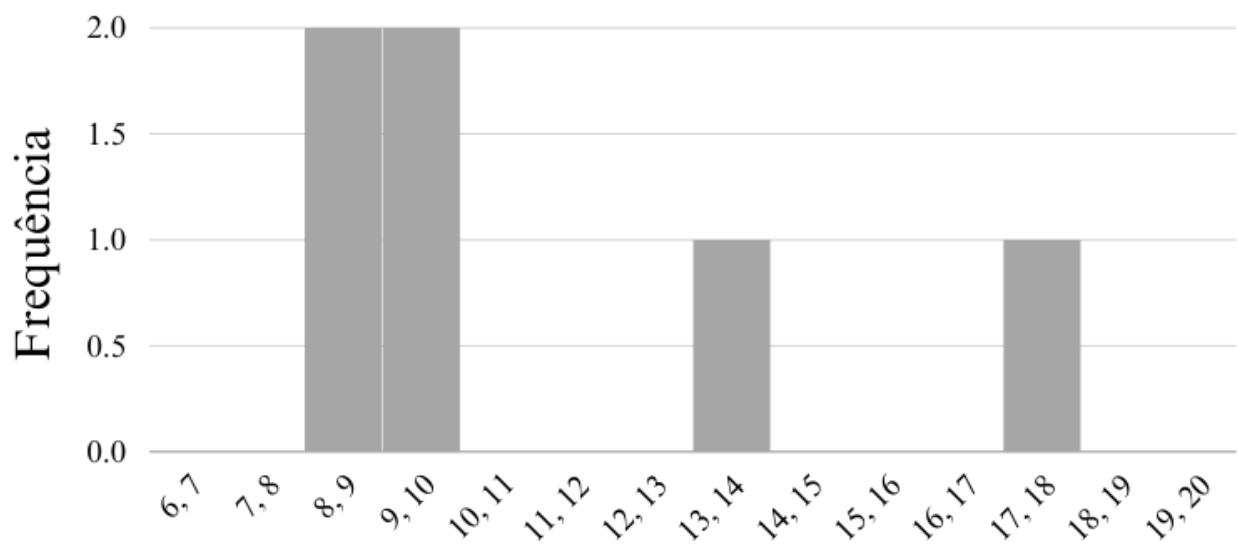
Os valores obtidos para  $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}}$ , entretanto, exibem maior variação, visto estarem compreendidos entre +8,81‰ e +17,33‰ (padronizados para V-SMOW a partir do V-PDB), com média em +11,25‰ e mediana em +9,53‰ (Fig. 20). Diferentemente do caso anterior, a distribuição dos dados isotópicos para oxigênio exibe distribuição assimétrica, com maior concentração dos dados em valores mais empobrecidos (Fig. 16). Foram obtidos dois valores que destoam significativamente da tendência principal, os quais poderiam corresponder a outliers.

Utilizando a fórmula  $\delta^{18}\text{O}(\text{V-SMOW}) = 1.03091 * \delta^{18}\text{O}(\text{V-PDB}) + 30.91$ , e incerteza não ultrapassando de 0,12‰.



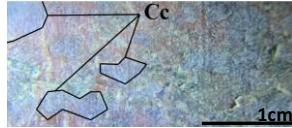
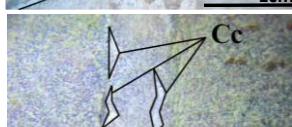
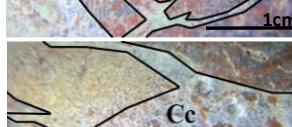
**Figura 19.** Distribuição dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  obtidos a partir de concentrados pulverizados de calcita (n=7).

A Tabela 1 relaciona os resultados obtidos para  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$  para cada uma das amostras analisadas.



**Figura 20.** Distribuição dos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  obtidos a partir de concentrados pulverizados de calcita (n=7) para a ocorrência aurífera da Raimunda

**Tabela 1.** Resultados das análises do  $\delta^{13}\text{C}$  e do  $\delta^{18}\text{O}$  obtidos a partir dos concentrados pulverizados de calcita para a ocorrência da Raimunda.

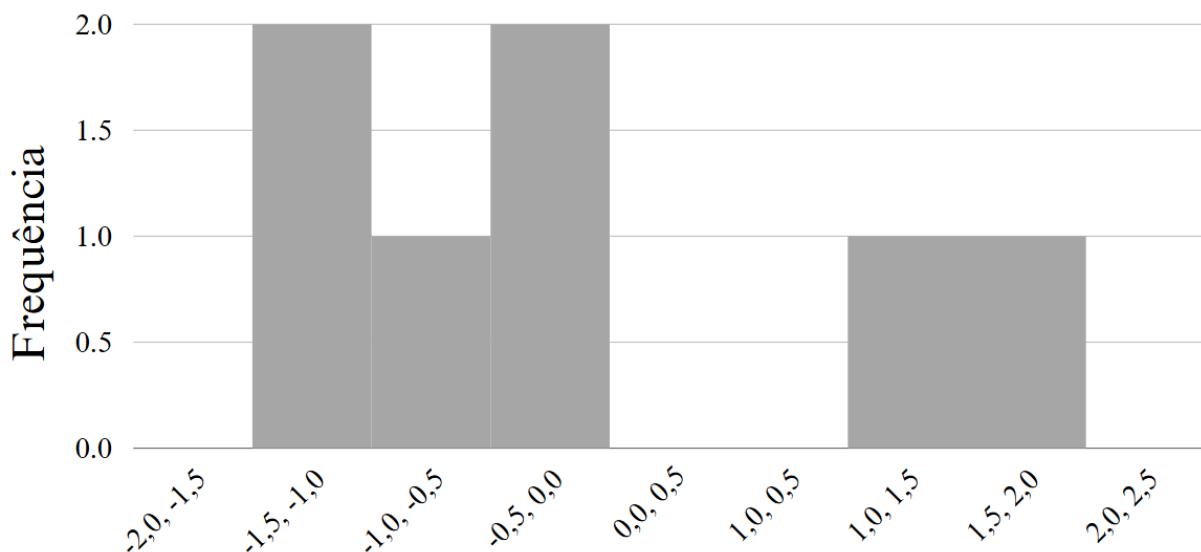
Amostragem n = 6	Contexto da Amostra	Substância mineral (MEV-EDS)	$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰ (V-PDB)}$		$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰ (V-PDB)}$		Incerteza (%)	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰ (VSMOW)}$	Fotografia
			Máx: -2,49	Mín: -3,35	Máx: -13,17	Mín: -21,44			
DD06-59,5m	Preenchimento de Carbonato em Granodiorito Apresentando Forte Alteração Potássica e Sericitica	Calcita	-2,58	0,18	-21,42	8,83	0,11		
DD24-33,60m B	Preenchimento de Carbonato em Granodiorito Apresentando Alteração Potássica Forte e Sericitica Moderada	Calcita	-2,99	0,18	-21,44	8,81	0,11		
DD35-126,90m	Preenchimento de Carbonato em Granodiorito Apresentando Alteração Potássica Forte e Alteração Sericitica Moderada	Calcita	-3,35	0,18	-20,92	9,34	0,12		
DD38-209,0m	Preenchimento de Carbonato em Monzonito Apresentando Alterações Sericitica Forte e Propilitica Moderada	Calcita	-2,49	0,2	-20,55	9,72	0,13		
DD38-290,45m	Preenchimento de Carbonato em Granodiorito Apresentando Alterações Potássica Forte e Propilitica Moderada	Calcita	-3,17	0,2	-13,17	17,33	0,1		
DD38-292,86m	Preenchimento de Carbonato em Granodiorito Apresentando Alterações Potássica Forte	Calcita	-2,82	0,19	-16,95	13,44	0,09		
					<b>Média: -2,9</b>	<b>Mediana: -2,9</b>			<b>Média: 11,25</b>
									<b>Mediana: 9,53</b>

Abreviação: Cc: Calcita



#### 7.4.2 Variação Isotópica de $\delta^{34}\text{S}$ na Piritá

A assinatura isotópica de enxofre ( $\delta^{34}\text{S}$ ) obtidos a partir de concentrados de piritá é homogênea e, portanto, com discreta variação. Os resultados obtidos para  $\delta^{34}\text{S}$ , padronizados para VCDT, variam de -1,5 a +1,7‰ (n=7), com média em -0,2‰ e mediana em -0,4‰ (Fig. 21). Constatata-se uma maior concentração dos valores em intervalos mais empobrecidos para  $\delta^{34}\text{S}$ , indicativo de distribuição ligeiramente assimétrica, contudo, sem outliers.



**Figura 21.** Distribuição dos valores de  $\delta^{34}\text{S}$  obtidos a partir de concentrados pulverizados de piritá (n=7), da zona de minério da ocorrência aurífera da Raimunda.

A Tabela 2 relaciona os valroes isotópicos de enxofre na piritá para cada uma das amostras analisadas.

**Tabela 2** . Resultados da análise do  $\delta^{34}\text{S}$  obtidos a partir dos concentrados pulverizados de pirita da zona de minério da Raimunda.

Amostragem n = 7	Contexto da Amostra	Substância mineral (MEV-EDS)	$\delta^{34}\text{S} \text{‰ (VCDT)}$ Máx: 1,655055 Mín: -1,49526	S (%)	Fotografia
<b>DD06-105m</b> Alteração Sericítica avançada com Sulfeto associado, sobrepondo Alteração Potássica anteriora em Granodiorito	Pirita	1,0	43,8		
<b>DD24-43,07m</b> Alteração Sericítica moderada com Sulfeto associado em Tonalito	Pirita	-1,5	45,7		
<b>DD24-54.1m</b> Alteração Sericítica avançada com Sulfeto associado em rocha Tonalítica	Pirita	-0,4	47,3		
<b>DD24-54.3m</b> Alteração Sericítica avançada com Sulfeto associado em rocha Tonalítica	Pirita	-0,1	46,4		
<b>DD33-180m</b> Alteração Sericítica e Propilítica moderada com Sulfeto associado em Granodiorito	Pirita	-0,9	43,9		
<b>DD33-187m</b> Alteração Sericítica e Propilítica moderada com Sulfeto associado em Granodiorito	Pirita	-1,5	49,4		
<b>DD38-243m</b> Alteração Sericítica moderada com Sulfeto associado sobrepondo Alteração Potássica avançada em Granodiorito	Pirita	1,7	45,2		
<b>Média: -0,2</b> <b>Mediana: -0,4</b>					

Abreviação: Py: Pirita

## **8. Discussão**

### **8.1 Discussão petrogáfica**

A ocorrência da Raimunda apresenta características similares das descritas em depósitos do tipo pôrfiro e epitermais. Apresentam-se como feições hospedeiras de composição granodiorítica e tonalítica, variavelmente afetadas por estágios zonados da alteração hidrotermal, tanto em estilo pervasivo, quanto venular. Minério dominado por pirita, com concentrações subordinadas de calcopirita, em conjunto a vênulas tardias enriquecidas em calcita, atestam a similariedade com sistemas epitermais *intermediate-sulfidation* (Sinclair, 2007; Sillitoe, 2010).

O sequenciamento temporal da alteração hidrotermal na ocorrência da Raimunda é zonado, multifásico, e com característico padrão de telescopagem, com avanço das paragêneses de menor temperatura (e.g. alterações sericítica, propilítica) sobre alterações desenvolvidas em elevadas temperaturas (e.g. alterações sódica e potássica). Esse padrão é similar ao encontrado em depósitos do tipo pôrfiro, em particular, em zonas de transição do sistema pôrfiro-epitermal (Sillitoe, 2010).

A alteração sódica corresponde ao estágio inicial da alteração hidrotermal, caracterizada pela formação de albite hidrotermal, a exemplo do tipicamente observado em zonas profundas de depósitos do tipo pôrfiro (Seedorff et al., 2005). Esse estágio foi intensamente obliterado pela geração de K-Feldspato da alteração potássica, e reflete a atuação de fluidos neutros a alcalinos de altas temperaturas, em porções profundas de depósitos de tipo pôrfiro (Seedorff et al., 2005). A alteração potássica, perceptível pela característica coloração avermelhada do K-Feldspato, é indicativa da proximidade do sistema ao centro magmático térmico. Na ocorrência da Raimunda, correspondeu a um estágio fundamental na substituição e modificação da trampa original das hospedeiras granodioríticas e tonalíticas.

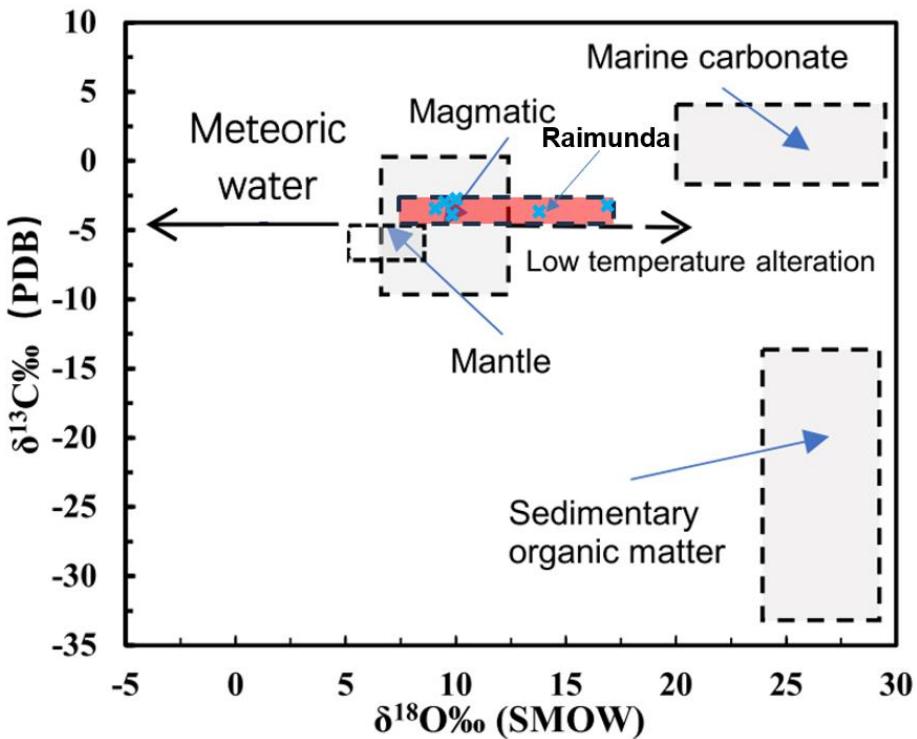
As fases posteriores reforçam a típica evolução encontrada em sistemas magmático-hidrotermais. A alteração sericítica, amplamente observada, sobrepõe-se à alteração potássica de modo a ter obliterado parcial a totalmente os feldspatos originais, a partir da formação de sericita, muscovita e quartzo. Esse momento, portanto, reflete fluidos ácidos de moderada a baixas temperaturas. Em seguida, a alteração propilítica, regional e distal, é caracterizada por clorita, epídoto e calcita,

indicativos de condições de menor temperatura e pressão em áreas mais periféricas. Por fim, a injeção de sílica, com veios de quartzo translúcido a leitoso, marca a fase final da mineralização, associada ao ouro e à precipitação de sulfetos como pirita e calcopirita. Este estágio evidencia a elevada pressão hidrostática e as interações com as rochas encaixantes, características de depósitos tipo pôrfiro, com uma etapa tardia e final, com geração de veios de calcita a partir de fluidos alcalinos de baixa temperatura.

Além disso, o padrão zonado dessas alterações hidrotermais, incluindo as fases sericítica e propilítica, e a presença de veios e vênulas tardias de carbonato, são consistentes com o desenvolvimento de halos de alteração progressivos em depósitos pôrfiro e epitermias (Sillitoe, 2010). Essas alterações zonadas, que incluem mineralogia de quartzo, sericita, clorita e calcita, denotam uma variação de temperatura e pressão típica desse tipo de sistema, onde a cristalização fracionada e subsequente liberação de fluidos magmáticos promovem a alteração intensa da hopedeira e a mineralização.

## 8.2 Características isotópicas dos carbonatos

Na ocorrência da Raimunda, os valores isotópicos para  $\delta^{13}\text{C}$  na calcita são extremamente homogêneos e, portanto, são um forte indicativo de se terem originado a partir de uma mesma fonte. Seus valores estão compreendidos em um restrito intervalo, de -3,35 a -2,49‰, logo, coincidentes aos obtidos para o carbono magmático (Fig. 18) e sistemas magmático-hidrotermais (Fig. 22) (Ohmoto e Rye, 1979). Tendo em vista o fato de a respectiva ocorrência estar alojada em rochas graníticas derivadas de magmatismo de zonas de subducção, a cristalização fracionada de magmas cálcio-alcalinos teria culminado na geração de fluidos hidrotermais, com a consequente disponibilização de carbono. Esse estágio poderia ter ocorrido a partir de processos de desgaseificação, *boiling* ou imiscibilidade, que tendem a gerar fluidos enriquecidos em CO<sub>2</sub>(g) com consequente concentração carbono.



**Figura 22.** Diagrama de correlação dos valores de  $\delta^{18}\text{O}$  e  $\delta^{13}\text{C}$  obtidos a partir de concentrados pulverizados de calcita de vênulas tardias da ocorrência da Raimunda, segundo modelo proposto por Liu et al. (2007).

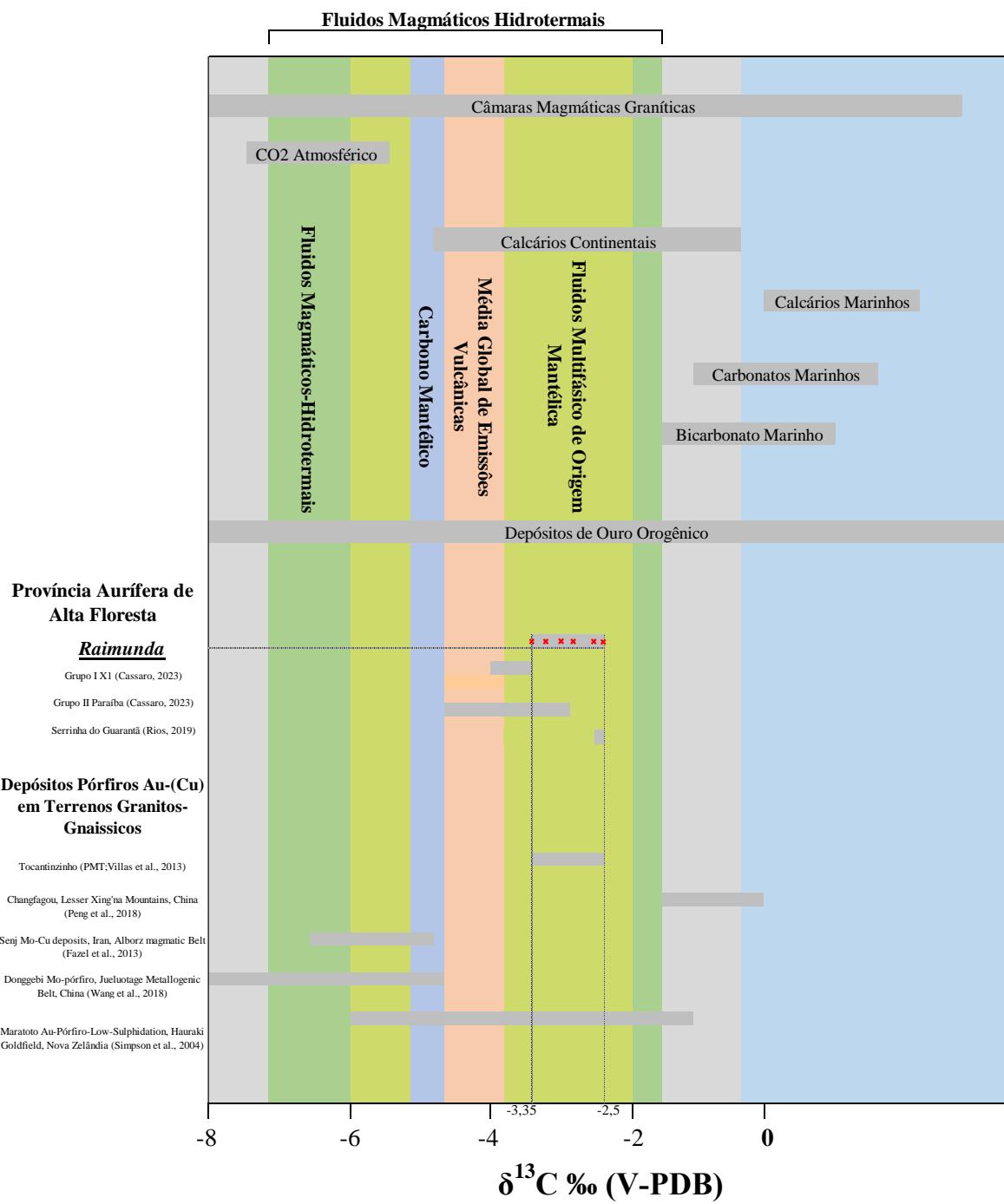
Os valores de  $\delta^{18}\text{O}$ , que se estendem de +8,8‰ a +17,33‰, são, em sua maioria, coincidentes com os de origem magmática (Fig. 22). Contudo, esses valores exibem maior dispersão, sobretudo, quando comparados aos de  $\delta^{13}\text{C}$ . A distribuição apresentada se sobrepõe à tendência de processos de alteração que ocorrem em baixas temperaturas, a exemplo dos observados em processos intempéricos e magmático-hidrotermais, cujo fluido foi submetido a intenso processo de resfriamento, seja por diluição com fluidos meteóricos ou em função da interação com as encaixantes mais frias. Uma vez que não foram identificados processos de lixiviação ou de intemperismo nas paragêneses hidrotermais silicáticas e carbonáticas descritas, a atuação de processos superficiais não teria tido importância na ocorrência da Raimunda. Os últimos estágios de seu processo hidrotermal são observados a partir da formação de vênulas tardias, predominantemente preenchidas por calcita. Em sistemas magmático-hidrotermais do tipo pórfiro e epitermal, esse estágio é marcado por fluidos frios e tardios, representativos dos estágios finais do sistema, com carbono derivado da

desestabilização do CO<sub>2(g)</sub>. Na Raimunda, portanto, o resfriamento do fluido hidrotermal deve ter ocorrido em sua interação com hospedeiras mais frias.

As análises isotópicas da calcita, que possuem valores homogêneos de carbono e valores de oxigênio coerentes com a diminuição de temperatura do sistema, permitem inferir que o fluido hidrotermal é mineralizante na ocorrência da Raimunda partilharam de fonte magmática e, portanto, similar. Em sistemas magmático-hidrotermais, é comum o carbono derivar do CO<sub>2(g)</sub> gerado em processos de separação de fases (e.g. imiscibilidade, ebulação), os quais possivelmente tiveram papel essencial na precipitação do ouro, tal como constantemente observado em depósitos do tipo pórfiro (Ramboz et al., 1982; Sillitoe, 2010).

Na Figura 23, os valores isotópicos para carbono obtidos na Raimunda são comparados com diferentes reservatórios geológicos, processos de fracionamento isotópico e depósitos auríferos abrigados em contexto geológico similar. Inicialmente, percebe-se que os valores para carbono da Raimunda se sobreponem àqueles descritos em calcários continentais, depósitos de ouro orogenético, câmaras magmáticas graníticas, fluidos multifásicos de origem mantélica e fluidos magmático-hidrotermais. Dado o contexto geológico da Raimunda, com ausência de rochas sedimentares, sobretudo, daquelas de precipitação química (e.g. calcários, dolomitos), calcários continentais não teriam correspondido a um reservatório coerente para origem de seu carbono.

Por sua vez, depósitos ouro orogenéticos, associados a fluidos metamórficos, podem ser responsáveis pelo carbonato da Raimunda. Porém, esses fluidos são tipicamente de moderada temperatura e baixa salinidade. A baixa salinidade dificultaria substancialmente o transporte e a precipitação do cobre por fluidos hidrotermais, visto ter sido seu transporte favorecido por complexos cloretados. A presença constante de calcopirita no minério da Raimunda configura evidente que contraria a origem metamórfica dos fluidos mineralizantes.



**Figura 23.** Diagrama com a variação dos dados isotópicos de  $^{13}\text{C}$ calcita para os depósitos da ocorrência Raimunda, comparados a diversas outras ocorrências da PAAF e depósitos auríferos hospedados em contexto geológico similar. O quadro também apresenta a variação isotópica de carbono esperada para os diversos reservatórios geológicos e processos de fracionamento da assinatura  $\delta^{13}\text{CPDB}$  em calcita. Quadro adaptado de Rollingson (1993). Média global de emissões vulcânicas consultada em Mason et al. (2017). Carbono mantélico e reação de devolatização Kerrich (1987). Câmaras magmáticas graníticas e fluidos magmático-hidrotermais em Ohmoto and Rye (1979).

Dessa mesma forma a assinatura  $\delta^{13}\text{C}_{\text{calcita}}$  é correlacionável tanto à média global de emissões vulcânicas (Mason et al., 2017), quanto aos valores de carbono

de origem mantélica. Em suma, os valores produzidos para a ocorrência também podem ser interpretados como derivados de fluidos multifásicos, originados no manto.

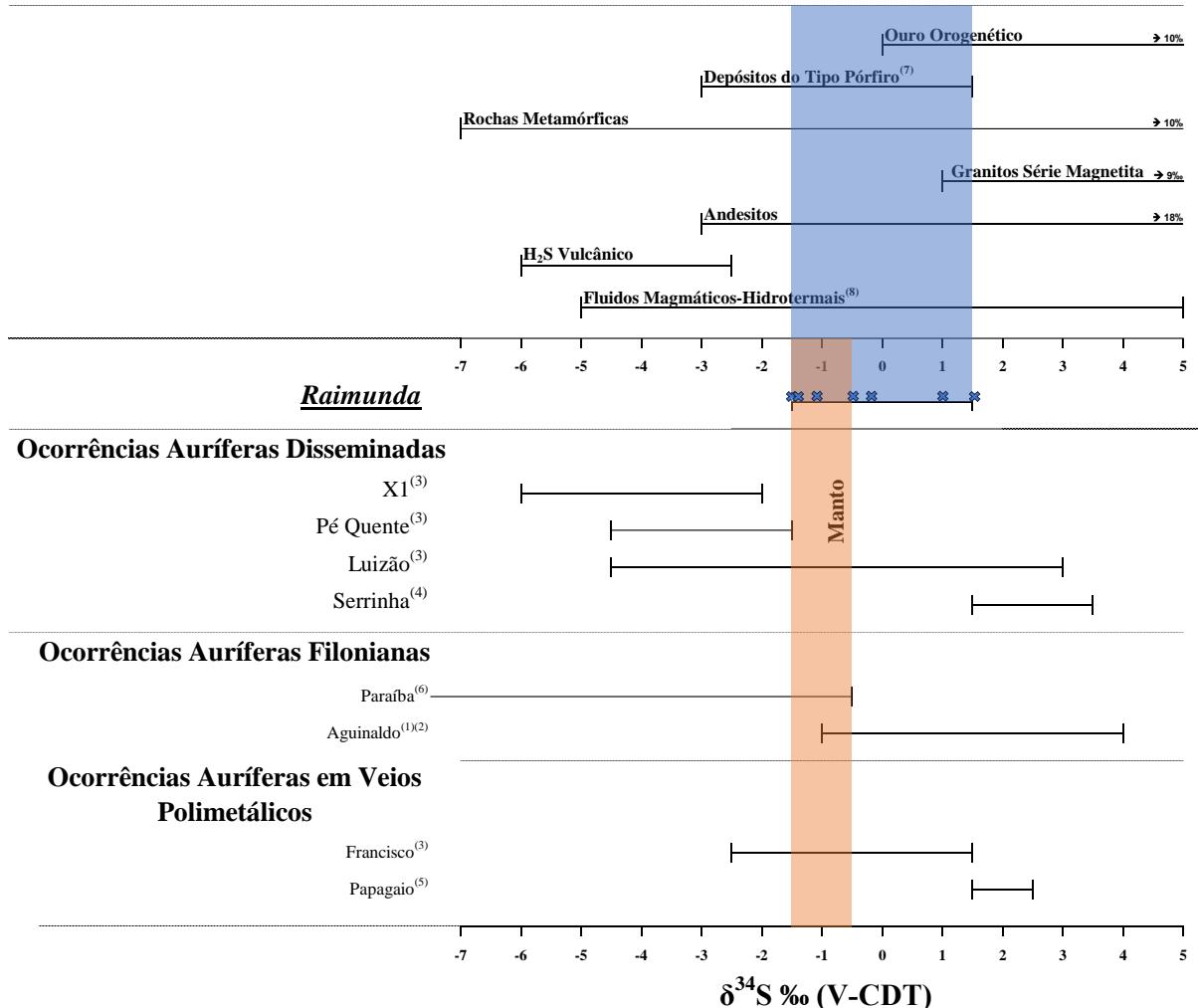
No entanto, há uma forte correlação dos valores obtidos com fluidos magmático-hidrotermais, derivados de magmas graníticos, para a qual a variação da assinatura de  $\delta^{13}\text{C}$  da calcita sugere processos de devolatização do dióxido de carbono de câmaras magmáticas graníticas com posterior oxidação do carbono, ocorrido em função da diminuição da temperatura, em processos responsáveis por seu fracionamento.

Além disso, quando são comparados seus resultados com os outros depósitos plotados na Figura 23, observa-se uma sobreposição quase total de seus valores com aqueles obtidos para o depósito de Tocantinzinho, interpretado como pôrfiro. Nesse contexto, também ocorre o compartilhamento de valores com Maratoto e com o Grupo II Paraíba, ambos sistemas associados a fluidos magmático-hidrotermais

### **8.3. Características isotópicas dos sulfetos (pirita)**

Na ocorrência da Raimunda, a pirita corresponde ao sulfeto dominante e está espacial e temporalmente associada ao estágio de injeção de sílica, com formação de veios de quartzo, ricos em sulfetos.

Os resultados obtidos para a assinatura isotópica do enxofre na Raimunda são relativamente homogêneos, indicando, portanto, fonte única e um contínuo processo de fracionamento isotópico. Seus valores variam de -1,49 a +1,65 ‰, de forma a se sobrepor ao enxofre tipicamente originado de fluidos magmático-hidrotermais, cujos valores tendem estar se posicionar no intervalo de 0 ± 5‰ (Chaussidon et al., 1989; Labidi et al., 2012, 2013, 2015).



**Figura 24** - Correlação dos valores de  $\delta^{34}\text{S}$  da Raimunda com alguns reservatórios geológicos, sistemas hidrotermais auríferos, e diversas ocorrências auríferas filonianas, disseminadas e polimetálicas da Província Mineral de Alta Floresta. Referências: (1) Pereira (2023); (2) Pilon (2023); (3) Assis (2015); (4) Moura et al., 2006; (5) Galé (2018). Reservatórios geológicos de enxofre: granitos da série da magnetita, andesitos e enxofre mantélico (Rollinson e Pease, 2021); depósitos do tipo ouro orogênico e rochas metamórficas (Goldfarb e Groves, 2015); depósitos do tipo pórfiro (Eldridge et al., 1993; Rollinson, 1993; Boni et al., 1996; Hitzman and Beaty, 1996; Kesler, 1996), fluido magmático-hidrotermal (Hutchison, A. Finch a , J. Boyce, 2020).

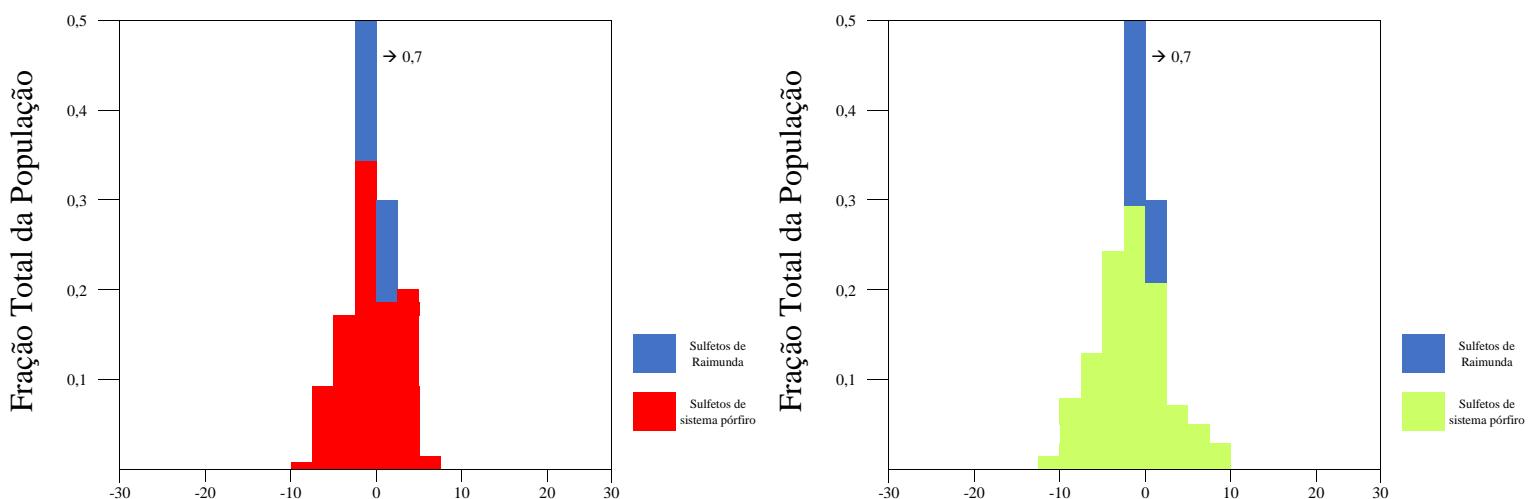
Os resultados obtidos para a ocorrência da Raimunda coincidem com alguns resultados tipicamente reportados em andesitos, depósitos de ouro orogenético, rochas metamórficas e depósitos magmático-hidrotermais do tipo pórfiro.

O intervalo que andesitos ocupam é extremamente brando e acaba coincidindo com aquele de diversos outros reservatórios e depósitos, sem qualquer relação genética. Este é o caso da Raimunda, visto estar abrigada em contexto

geológico de rochas cálcio-alcalinas, que variam em composição desde granodiorito a tonalito.

A exemplo do discutido anteriormente, tanto depósitos de ouro orogenético quanto fluidos de derivados de processos metamórficos, corresponderiam a processos de vínculo pouco provável para o contexto da Raimunda. Esse fato se deve à presença de cobre, associado à fase de mineralização do minério, na forma de calcopirita, um sulfeto relativamente comum na paragênese. Para o transporte do cobre é necessário um fluido de alta temperatura e salinidade, que se opõe ao tipo de fluido que surge a partir do metamorfismo, característico por ter temperatura moderada e baixíssima salinidade.

O intervalo obtido para a ocorrência da Raimunda está melhor enquadrado nos depósitos do tipo pôrfiro e, portanto, originados a partir de soluções magmáticas. Se considerado o contexto ao qual a ocorrência está endereçada, em conjunto às variações isotópicas obtidas para o carbono e oxigênio, tem-se que os valores isotópicos retornam forte correção com o sistema pôrfiro-epitermal (Fig. 24).



**Figura 25** - Gráficos de fração total da população dos valores isotópicos do sulfeto em sistemas pôrfiros e epitermais (Hutchison, A. Finch a , J. Boyce, 2020) comparando-os com os dados obtidos a partir do sulfeto da Raimunda.

Os gráficos acima comparam os dados obtidos para a frequência total da população dos dados isotópicos de Sulfetos em depósitos de tipo pôrfiro e epitermais (Hutchison, et al. A. Finch, J. Boyce, 2020), com os dados obtidos na Raimunda.

Nessa comparação, fica evidente que ambos os tipos de depósitos são muito similares em suas assinaturas, fato devido ao compartilhamento da mesma origem

genética, surgindo ambos normalmente associados. Os depósitos citados distinguem-se a partir da profundidade do sistema relacionada à porção mais superficial, apresentando temperatura, pH e salinidade mais baixos, denominada epitermal, enquanto as porções mais profundas, com alterações de maior temperatura, pH e salinidade denominam-se pórfiros.

Entre os valores apresentados, a maior distinção que pode ser notada é a de suas concentrações. Note-se que sistemas epitermais tendem a ter uma distribuição um pouco mais homogênea dos dados isotópicos, enquanto sistemas pórfiros concentram mais de seus valores ao redor da mediana.

Comparando os resultados obtidos na Raimunda, é notório a concentração de seus valores em torno do intervalo -2,5 a +2,5‰, o que denota forte aderência à assinatura isotópica usualmente retornada em sulfetos provenientes de depósitos do tipo pórfiro.

## **9. Conclusão**

A ocorrência da Raimunda apresenta características marcantes de um sistema derivado de fluidos magmático-hidrotermais, evidenciado pela composição granodiorítica e tonalítica das rochas hospedeiras e pelas alterações hidrotermais multistádicas. Essas características são reforçadas pelos dados isotópicos de carbono, oxigênio e enxofre. A assinatura isotópica do  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  em calcita, associada à fase carbonática do depósito, aponta para uma origem magmática dos fluidos, paralelamente os valores de  $\delta^{34}\text{S}$  nos sulfetos coincidem com aqueles observados comumente em sistemas hidrotermais magmáticos. Esses dados sugerem que o fluido progenitor teve uma origem homogênea e magmática.

Esse contexto geológico e isotópico da Raimunda é semelhante ao de sistemas pórfiro-epitermais, com depósitos formados a partir de fluidos magmáticos em ambientes de subducção. No entanto, há fortes indícios que apontam para um sistema pórfirico mais profundo, evidenciados pela presença de calcopirita na fase de mineralização, um sulfeto de cobre (calcopirita) que normalmente requer condições de alta temperatura e salinidade para sua precipitação, características típicas de depósitos pórfiro. Além disso, a distribuição dos dados isotópicos, concentrados ao redor da mediana, é mais consistente com o padrão desses sistemas, em contraste com a distribuição mais homogênea observada em sistemas epitermais. Apesar dessas indicações, a similaridade entre os sistemas pórfiro e epitermal e o número limitado de amostras na Raimunda impedem uma conclusão definitiva, sendo necessário um volume maior de dados isotópicos e estruturais para confirmar a classificação exata do depósito.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., and Brito Neves, B.B., 1976, The upper Precambrian of South America: Boletim IGC-USP, v. 7, p. 45-80.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., and Fuck, R.A., 1981, Brazilian structural provinces: an introduction: Earth Science Reviews, v. 17, p. 1-29.
- Alves, C.L., Rizzotto, G.J., Rios, F.S., and Gonçalves, G.F., 2019, Áreas de relevante interesse mineral - Projeto evolução crustal e metalogenia da Província Mineral Juruena-Teles Pires: Informe de recursos minerais, Série Províncias Minerais do Brasil, n. 22, Goiânia, CPRM, 226 p.
- Alves, C.L., Rizzotto, G.J., Rios, F.S., and Gonçalves, G.F., 2019, Áreas de relevante interesse mineral (ARIM): Evolução crustal e metalogenia da Província Mineral Juruena-Teles Pires: Brasília, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 231 p.
- Amaral, G., 1974, Geologia pré-Cambriana da região amazônica [Livre-Docência]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 212 p.
- Assis, R.R., 2011, Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Craton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas: M.S. thesis, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brazil, 428 p.
- Assis, R.R., Xavier, R.P., Paes de Barros, A.J., Barbuna, D., Trevisan, V.G., Ramos, G.S., Teixeira, R.V., Miguel-Jr, E., Rodrigues, R.M., Stabile-JR, A., Santos, T.J.S., Miranda, G.M.T., Barros, M.A.S.A., and Pinho, F., 2014, Depósitos de Au e Au + metais de base associados a sistemas graníticos paleoproterozóicos do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: in Silva, M.G., Neto, M.B.R., Jost, H., and Kuyumjian, R.M., eds., Metalogenia das Províncias Tectônicas Brasileiras: Belo Horizonte, CPRM, 589 p.
- Assis, R.R., 2015, Depósitos auríferos associados ao magmatismo félscio da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: litogeochímica, idade das mineralizações e fonte dos fluidos: Ph.D. thesis, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 320 p.
- Assis, R.R., Xavier, R.P., and Creaser, R., 2017, Linking the timing of disseminated granite-hosted gold-rich deposits to Paleoproterozoic felsic magmatism at Alta Floresta Gold Province, Amazon Craton, Brazil: insights from pyrite and molybdenite Re-Os geochronology: Economic Geology, v. 112, p. 1937–1957.
- Bettencourt, J.S., Juliani, C., Xavier, R.P., Monteiro, L.V.S., Neto, A.C.B., Klein, E.L., Assis, R.R., Leite Jr., W.B.L., Moreto, C.P.N., Fernandes, C.M.D., and Pereira, V.P., 2016, Metallogenetic systems associated with granitoid magmatism in the Amazonian craton: An overview of the present level of understanding and exploration significance: Journal of South American Earth Sciences, v. 68, p. 22–49, doi: 10.1016/j.jsames.2015.11.014.
- Boni, M., Balassone, G., and Iannace, A., 1996, Base metal ores in the Lower Paleozoic of southwestern Sardinia: in Sangster, D.F., ed., Carbonate-Hosted Lead-Zinc Deposits: Society of Economic Geologist Special Publication, no. 4, p. 18–28.
- Casadevall, T., Ohmoto, H., 1977. Sunnyside Mine, Eureka mining district, San Juan County, Colorado; geochemistry of gold and base metal ore deposition in a volcanic environment. Econ. Geol. 72, 1285–1320. doi:10.2113/gsecongeo.72.7.1285

- Chaussidon, M., Albare`de, F., and Sheppard, S.M.F., 1989, Sulphur isotope variations in the mantle from ion microprobe analyses of micro-sulphide inclusions: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 92, p. 144–156.
- Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Basei, M.A.S., and Kawashita, K., 1979, Evolução tectônica da Amazônica com base nos dados geocronológicos: in *Congresso Geológico Chileno*, 2nd, Actas, Chile, p. 137–148.
- Cordani, U.G., Ramos, V.A., Fraga, L.M., Cegarra, M., Delgado, I., and Souza, K.G., 2016, Tectonic map of South America (2nd ed.): CGMW-CPRM-SEGEMAR, <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/16750>.
- Cordani, U.G., and Teixeira, W., 2007, Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton: in Hatcher, R.D., Jr., Carlson, M.P., McBride, J.H., and Martínez-Catalán, J.R., eds., 4-D Framework of Continental Crust: Geological Society of America Memoir 200, p. 297–320.
- Cordani, U.G., Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Kawashita, K., and Sato, K., 1988, The growth of the Brazilian Shield: *Episodes*, v. 11, p. 163–167. Cordani U.G., Teixeira W., Tassinari C.C.G., Kawashita K., Sato K. (1988). The growth of the Brazilian Shield. *Episodes*, 11:163–167.
- Costa, J.B.S., and Hasui, Y., 1997, Evolução Geológica da Amazônia: in Costa, M.L., and Angelica, R.S., eds., *Contribuições à Geologia da Amazônia*: Belém, SBG, p. 15–90.
- Duarte, T.B., 2015, Geologia, geoquímica e geocronologia do Domínio vulcânico do Arco Magmático Juruena, SW do Cráton Amazônico: implicações geotectônicas: M.S. thesis, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brazil, 104 p.
- Ebert, S.W., Rye, R.O., 1997. Secondary precious metal enrichment by steam-heated fluids in the Crofoot-Lewis hot spring gold-silver deposit and relation to paleoclimate. *Econ. Geol.* 92, 578–600.
- Eldridge, C.S., Williams, N., and Walshe, J.L., 1993, Sulfur isotope variability in sediment-hosted massive sulfide deposits as determined using the ion microprobe SHRIMP: II. A study of the HYC deposit at McArthur River, Northern Territory, Australia: *Economic Geology*, v. 88, no. 1, p. 1–26.
- Guilbert, J.M., and Park, C.F., Jr., 1986, *The Geology of Ore Deposits*: New York, Freeman, 985 p.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A., Reynolds, T.J., 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system; Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Econ. Geol.* 93, 373–404.
- Hitzman, M.W., and Beaty, D.W., 1996, The Irish Zn-Pb-(Ba) orefield: in Sangster, D.F., ed., *Carbonate-Hosted Lead-Zinc Deposits*: Society of Economic Geologist Special Publication, no. 4, p. 112–143.
- Hutchison, W., Finch, A.A., and Boyce, A.J., 2020, The sulfur isotope evolution of magmatic-hydrothermal fluids: insights into ore-forming processes: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. X, p. X–X, available online Aug. 8, 2020, [https://doi.org/\[complete DOI\]](https://doi.org/[complete DOI]).
- Hutchison, W., Babiel, R.J., Finch, A.A., Marks, M.A.W., Markl, G., Boyce, A.J., Stueken, E.E., Friis, H., Borst, A.M., and Horsburgh, N.J., 2019, Sulphur isotopes of alkaline magmas unlock long-term records of crustal recycling on Earth: *Nature Communications*, v. X, p. X–X, [https://doi.org/\[complete DOI\]](https://doi.org/[complete DOI]).

- Ishihara, S., 1977, The Magnetite-series and Ilmenite-series Granitic Rocks: Mining Geology, v. 27, p. 293–305, <https://doi.org/10.11456/shigenchishitsu1951.27.293>.
- Japan International Cooperation Agency/Metal Mining Agency of Japan (JICA/MMAJ), 2000, Report on the Mineral Exploration in the Alta Floresta Area, Brazil, Final Report, Projeto Alta Floresta – MT: Japan, 137 p.
- Juliani, C., Assis, R.R., Monteiro, L.V.S., Fernandes, C.M.D., Martins, J.E.Z.S., and Costa, J.R.C., 2021, Gold in Paleoproterozoic (2.1 to 1.77 Ga) Continental Magmatic Arcs at the Tapajós and Juruena Mineral Provinces (Amazonian Craton, Brazil): A New Frontier for the Exploration of Epithermal–Porphyry and Related Deposits: Minerals, v. 11, p. 714, [https://doi.org/\[complete DOI\]](https://doi.org/[complete DOI]).
- Kerrick, R., 1987, Stable isotope geochemistry of Au–Ag vein deposits in metamorphic rocks: in Kyser, T.K., ed., Stable Isotope Geochemistry of Low Temperature Fluids: Mineralogical Association of Canada Short Course, v. 13, p. 287–336.
- Leite, J.A.D., and Saes, G.S., 2003, Geocronologia Pb/Pb de zircões detriticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do sudoeste do Cráton Amazônico: Revista do Instituto de Geociências – USP, Série Científica, v. 3, p. 113–127.
- Mason, E., Edmonds, M., and Turchyn, A.V., 2017, Remobilization of crustal carbon may dominate volcanic arc emissions: Science, v. 357, no. 6348, p. 290–294, [https://doi.org/\[complete DOI\]](https://doi.org/[complete DOI]).
- Mesquita, M.J., Assis, R.R., Xavier, R.P., Moretto, M.S., Paes de Barros, A.J., and Miguel Jr., E., 2015, [Complete title if available]: [Complete source if available].
- Miguel Jr., E., 2011, Controle Estrutural das mineralizações auríferas e idades U-Pb das rochas encaixantes ao longo do Lineamento Peru-Trairão: Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso: M.S. thesis, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brazil, p. 98.
- Moreira, I.C., 2019, Petrogênese dos granitoides e rochas ortoderivadas do depósito Paraíba, Peixoto de Azevedo, Província Aurífera de Alta Floresta, Cráton Amazonas: M.S. thesis, Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, Campinas, Brazil, 87 p.
- Moreton, L.C., and Martins, E.G., 2005, Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta-Vila Guarita-Escala 1: 250.000: Brasília, CPRM.
- Moura, M.A., Botelho, N.F., Olívio, G.R., and Kyser, T.K., 2006, Granite-related Paleoproterozoic, Serrinha gold deposit, Southern Amazonia, Brazil: hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope constraints on genesis and evolution: Economic Geology, p. 585–605.
- Ohmoto, H., and Rye, R.O., 1979, Isotopes of sulfur and carbon: in Barnes, H.L., ed., Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits: New York, John Wiley and Sons Inc., 2nd ed., p. 509–567.
- Paes de Barros, A.J., 2007, Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT): Ph.D. thesis, Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, Campinas, Brazil, 154 p.
- Pei, Q.M., Li, C.H., Zhang, S.T., Zou, H., Liang, Y., Wang, L., Li, S.L., and Cao, H.W., 2022, Vein-type fluorite mineralization of the Linxi district in the Great Xing'an Range, Northeast China: insights from geochronology, mineral geochemistry, fluid inclusion and stable isotope systematics: Journal of South American Earth Sciences, v. X, p. XX-XX. Pineschi,

- Danilo. Geologia, geocronologia e metalogênese do Alvo-47, um novo prospecto de Cu ± Au ± Mo, Província de Alta Floresta (MT). 2022. Dissertação (Mestrado em Ciências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2022.
- Pineschi, D., 2022, Geologia, geocronologia e metalogênese do Alvo-47, um novo prospecto de Cu ± Au ± Mo, Província de Alta Floresta (MT): M.S. thesis, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, Brazil.
- Ramboz, C.L., 1979, A fluid inclusion study of the copper mineralization in the southwest Tintic District (Utah): *Bulletin de la Société Française de Minéralogie et Cristallographie*, v. 102, p. 622–632.
- Ramos, G.S., 2011, Características geoquímicas de plútons graníticos auríferos e estéreis da Província Aurífera de Alta Floresta (MT): B.S. thesis, Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, Campinas, Brazil, 82 p.
- Ripley, E.M., Lightfoot, P.C., Li, C., Elswick, E.R., 2003. Sulfur isotopic studies of continental flood basalts in the Noril'sk region: Implications for the association between lavas and orebearing intrusions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 67, 2805–2817. doi:10.1016/S0016-7037(03)00102-9
- Rodrigues, J.C., 2020, Paleoclimate reconstruction based on high-resolution multiproxy geochemistry of speleothems from Paraná and São Paulo states, Brazil: Ph.D. thesis, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, Brazil.
- Rollinson, H.R., 1993, Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation: New York, Longman Scientific and Technical, Wiley, 352 p.
- Santos, J.O.S., Silva, L.C., and Faria, M.S.G., 1997, Pb-Pb single crystal evaporation isotopic study of the post-tectonic, sub-alkaline, A-type moderna granite (Mapuera Intrusive Granite), State of Roraima, northern Brazil: in International Symposium on Granites and Associated Mineralizations (ISGAM), Salvador, Bahia, Brazil, Proceedings, p. 273–275.
- Santos, J.O.S., 2000, Os terrenos Paleoproterozóicos da Província do Tapajós e as mineralizações de ouro associadas: Ph.D. thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil, 208 p.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., and Fletcher, I.R., 2000, New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data: *Gondwana Research*, v. 3, no. 4, p. 453–486.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Faria, M.S.G., Riker, S.R., Souza, M.M., Almeida, M.E., and McNaughton, N.J., 2006, A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000–2006: in SBGNO, 9th Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, CD-ROM.
- Scandolara, J.E., 2017, Paleo-Mesoproterozoic arc-accretion along the southwestern margin of the Amazonian Craton: The Juruena accretionary orogen and possible implications for the Columbia supercontinent: *Journal of South American Earth Sciences*, v. X, p. XX–XX.
- Seal II, R.R., 2006, Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals: *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, v. 61, p. 633–677, Reston, Virginia, U.S. Geological Survey, <https://doi.org/10.2138/rmg.2006.61.12>.

- Seedorff, E., Dilles, J.H., Proffett, J.M., Einaudi, M.T., Zurcher, L., and Stavast, W.J.A., 2005, Porphyry Copper Deposits of the World: Database and Grade and Tonnage Models: *Economic Geology*, v. 100, p. 311–332.
- Sillitoe, R.H., 2010, Porphyry Copper Systems: *Economic Geology*, v. 105, p. 3–41.
- Sillitoe, R.H., Hedenquist, J.W., 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. *Spec. Publ. Econ. Geol.* 10, 315–343.
- Silva, M.G., and Abram, M.B., 2008, Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso: Goiânia, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 212 p.
- Sinclair, W.D., 2007, Porphyry deposits: in Goodfellow, W.D., ed., *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, p. 223–243.
- Siqueira, A.J.B., 1997, Geologia da mina de ouro Filão do Paraíba, região de Peixoto de Azevedo, norte de Mato Grosso: M.S. thesis, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Rio de Janeiro, Brazil, 98 p.
- Smith, D.J., Naden, J., Jenkin, G.R.T., Keith, M., 2017. Hydrothermal alteration and fluid pH in alkaline-hosted epithermal systems. *Ore Geol. Rev.* 89, 772–779. doi:10.1016/j.oregeorev.2017.06.028
- Souza, J.P., Frasca, A.A.S., and Oliveira, C.C., 2005, Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta: Brasília, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 164 p.
- Tassinari, C.C.G., 1981, A evolução geotectônica da Província Rio Negro-Juruena na região Amazônica: M.S. thesis, Universidade Estadual de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, Brazil, 101 p.
- Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Nutman, A.P., Van Schmus, W.R., Bettencourt, J.S., and Taylor, P.N., 1996, Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro–Juruena Province (Amazonian Craton), and tectonic implications: *International Geology Review*, v. 38, no. 2, p. 161–175.
- Tassinari, C.C.G., and Macambira, M.J.B., 1999, Geochronological provinces of the Amazonian Craton: *Episodes*, v. 22, no. 3, p. 174–182.
- Trevisan, V.G., 2015, Estudo comparativo entre mineralizações filonares de Au ± Cu e Au + metais de base do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: M.S. thesis, Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, Campinas, Brazil, 129 p.
- Trevisan, V.G., Hagemann, S.G., Loucks, R.R., Xavier, R.P., Motta, J.G., Parra-Avila, L.A., Petersson, A., Gao, J.F., Kemp, A.I.S., and Assis, R.R., 2021, Tectonic switches recorded in the geological evolution of the Alta Floresta Province: *Journal of South American Earth Sciences*, v. X, p. XX–XX. Trevisan, V.G., Hagemann, S.G.; Loucks, R.R.; Xavier, R.P.; Motta, J.G.; Parra-Avila, L.A.; Petersson, A.; Gao, J.F.; Kemp, A.I.S.; Assis, R.R. 2021. Tectonic switches recorded.
- White, N.C., Hedenquist, J.W., 1990. Epithermal environments and styles of mineralization: Variations and their causes, and guidelines for exploration. *J. Geochemical Explor.* 36, 445–474. doi:10.1016/0375-6742(90)90063-G

