



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

---

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**“GEOLOGIA E EVENTOS MINERALIZANTES DO  
DEPÓSITO CUPRO-AURÍFERO SANTA LÚCIA, PROVÍNCIA  
MINERAL DE CARAJÁS (PA), CRÁTON AMAZÔNICO”**

**Dissertação apresentada por:**

**FÁBIO LUIZ MOREIRA BRASIL**

**Orientador: Prof. Carlos Marcello Dias Fernandes (PPGG/IG-  
UFPA)**

---

**BELÉM-PA  
2025**



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

---

**DISSERTAÇÃO Nº 676**

**GEOLOGIA E EVENTOS MINERALIZANTES DO DEPÓSITO  
CUPRO-AURÍFERO SANTA LÚCIA, PROVÍNCIA MINERAL  
DE CARAJÁS (PA), CRÁTON AMAZÔNICO**

**Dissertação apresentada por:**

**FÁBIO LUIZ MOREIRA BRASIL**

**Orientador: Prof. Carlos Marcello Dias Fernandes (UFPA)**

---

**BELÉM-PA  
2025**

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará  
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

---

B823g Brasil, Fábio Luiz Moreira.  
Geologia e eventos mineralizantes do depósito Cupro-Aurífero Santa Lúcia, Província Mineral de Carajás (PA), Cráton Amazônico / Fábio Luiz Moreira Brasil. — 2025.  
xxi, 83 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Carlos Marcello Dias Fernandes

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará,  
Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2025.

1. Minerais Hidrotermais. 2. Espectrorradiômetro. 3. Neoarqueano. 4. Metalogênese. 5. Metamorfismo. I. Título.

CDD 553

---



**Universidade Federal do Pará**  
**Instituto de Geociências**  
**Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica**

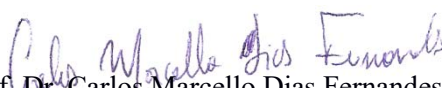
**GEOLOGIA E EVENTOS MINERALIZANTES DO DEPÓSITO  
CUPRO-AURÍFERO SANTA LÚCIA, PROVÍNCIA MINERAL  
DE CARAJÁS (PA), CRÁTON AMAZÔNICO**


**Dissertação apresentada por**  
**FÁBIO LUIZ MOREIRA BRASIL**

**Como requisito parcial à obtenção de Grau de Mestre em Ciências na Área de GEOQUÍMICA e  
PETROLOGIA, Linha de Pesquisa EVOLUÇÃO CRUSTAL E METALOGÊNESE.**

**Data de Aprovação: 08 / 08 / 2025**

**Banca Examinadora:**

  
Prof. Dr. Carlos Marcello Dias Fernandes  
(Orientador–UFPA)

  
Prof. Dr.<sup>a</sup> Lena Virgínia Soares Monteiro  
(Membro–USP)

Documento assinado digitalmente  
**gov.br** MARCIA ABRAHAO MOURA  
Data: 04/08/2025 09:11:14-0300  
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>  
Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Márcia Abrahão Moura  
(Membro–UnB)

*Dedico este trabalho aos meus pais,  
pelo apoio incondicional.*

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço a Deus, por ter me dado saúde e me guiado até aqui, sem sua compaixão e bênçãos, eu não seria a pessoa que me tornei hoje;

Agradeço aos meus pais, por terem me dado suporte em todos os meus anos de ensino. Eu não seria ninguém sem a confiança e crença que eles depositaram em mim;

À minha noiva, Jhennyfer, por ser uma pessoa muito especial e que viu a minha luta para chegar até aqui, o seu amor e carinho foram essenciais nessa jornada;

Ao meu orientador e amigo, Professor Carlos Marcello Dias Fernandes, agradeço profundamente por todos os ensinamentos, pelo apoio constante, pela paciência ao longo de toda a jornada e, sobretudo, por acreditar na viabilidade e na realização deste trabalho;

À Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica pela oportunidade de mestrado e toda a infraestrutura disponibilizada, em especial aos técnicos do Laboratório de Laminação, Joelma Lobo e Bruno Fernandes, por toda dedicação na preparação das amostras;

Agradeço à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio financeiro, por meio da concessão da bolsa de estudos, que viabilizou a realização deste mestrado; Código de Financiamento 001.

Agradeço ao Instituto Tecnológico Vale (ITV) pela cessão do espectrorradiômetro utilizado nas análises espectrais deste trabalho, cuja contribuição foi essencial para o desenvolvimento da pesquisa;

Agradeço à empresa OZ Minerals Brasil pela cessão das amostras utilizadas no desenvolvimento deste trabalho, cuja disponibilidade foi fundamental para a realização das análises e interpretações aqui apresentadas;

Aos meus amigos, Heron, Mário, Gabriel, Saney, Brenda, Sarah, Carol e Dailana pelo companheirismo, carinho e pelas diversas conversas durante os cafés da tarde na metalogênese.

*“Só fazemos melhor aquilo que repetidamente insistimos em melhorar. A busca da Excelência não deve ser um objetivo, e sim um hábito”.*

**Aristóteles**

## RESUMO

A Província Mineral de Carajás, no sudeste do Cráton Amazônico, abriga depósitos metálicos de relevância global, destacando-se os sistemas mineralizantes de cobre e ouro. Este trabalho combinou dados estratigráficos, análises petrográficas, microscopia de minérios e espectroscopia de infravermelho (VNIR–SWIR) para investigar os produtos das alterações hidrotermais e sua relação com as zonas mineralizadas do depósito cupro-aurífero Santa Lúcia (Oz Minerals Brasil), situado na região do município de Canaã dos Carajás, sul do estado do Pará. Foram realizadas descrições em lâmina delgada e seção polida para caracterizar as litologias e paragêneses minerais. Em seguida, foram analisadas 84 amostras por espectroscopia de infravermelho, resultando em 422 espectros processados no software proprietário *Spectragryph 1.2*, utilizando a biblioteca espectral de minerais e misturas da *USGS* (versão 7). Este depósito, localizado no extremo sudeste da província, ocorre em um contexto estrutural controlado por zonas de cisalhamento, sendo hospedado por riolito afírico e matriz sílico-feldspática; granodiorito milonítico com foliação bem desenvolvida e quartzo estirado; pegmatitos zonados com cristais de feldspato potássico; e anfibolitos com hornblenda e plagioclásio bem preservados e, subordinadamente, turmalinas finamente granuladas associadas a bandas quartzo-feldspáticas. Essas rochas revelam múltiplos pulsos mineralizantes, acompanhados por superposição de tipos e estilos distintos de alteração hidrotermal. A mineralização, dominada por calcopirita, com subordinadas pirita, bornita e galena, ocorre em diferentes estilos. Inclui veios e vênulas paralelos ou discordantes à estrutura da rocha; como preenchimento de fraturas; como brechas hidrotermais cimentadas por sulfetos; ou como disseminações finas na matriz das rochas hospedeiras e mineralização maciça de calcopirita em profundidade de até 80 metros. Os minerais de alteração mais frequentes são muscovita, clorita, epídoto, calcita, microclina, além de argilominerais como caulinita e montmorillonita. A distribuição desses minerais está em consonância com os domínios de alteração potássica, propilítica, carbonática e sericítica identificados em lâmina delgada. As variações na largura e posição das bandas espectrais permitiram identificar zonas com diferentes graus de cristalinidade, refletindo a atuação sucessiva de fluidos hidrotermais sob distintas condições físico-químicas, incluindo os corpos pegmatíticos. A integração dos dados litológicos, estruturais, espectrais e mineralógicos permitiu a construção de um modelo evolutivo paragenético, que evidencia a atuação de um sistema hidrotermal multifásico. As características do depósito, tais como ambiente redutor, predominância de sulfetos, baixa concentração de óxidos de ferro e associação com elementos como Ni, Co e ETR leves, indicam

afinidade com sistemas do tipo *ISCG* (*iron sulfide copper-gold*). Dados oficiais da empresa indicam que o depósito Santa Lúcia apresenta recursos medidos de 5,8 Mt@2,1 % Cu, 0,35 g/t Au e 4,8 g/t Ag, com vida útil estimada em 8 anos, reforçando seu potencial econômico. Assim, os resultados desta pesquisa fornecem subsídios relevantes para a compreensão dos processos mineralizantes no depósito Santa Lúcia, bem como ressaltam o potencial da espectroscopia de infravermelho como ferramenta analítica na delimitação de zonas de alteração e no entendimento de sistemas hidrotermais complexos. O trabalho também evidencia a atuação de múltiplos pulsos mineralizantes, associados a distintos estágios de alteração hidrotermal e eventos estruturais sucessivos, que contribuíram para a complexidade e zonalidade do sistema. A identificação de afinidades com sistemas do tipo *ISCG* é particularmente relevante para a Província Mineral de Carajás, onde esse tipo de mineralização ainda é pouco caracterizada em relação aos depósitos *IOCG*, ampliando o espectro de modelos exploratórios aplicáveis à região.

**Palavras-chave:** Minerais hidrotermais, alteração hidrotermal; espectrorradiômetro; neoarqueano; metalogênese.

## ABSTRACT

The Carajás Mineral Province, located in the southeastern Amazon Craton, hosts world-class metallic ore deposits, notably copper and gold mineralizing systems. This study integrated stratigraphic data, petrographic analyses, ore microscopy, and infrared VNIR–SWIR spectroscopy to investigate the products of hydrothermal alteration and their relationship with the mineralized zones of the Cu-Au Santa Lúcia deposit (OZ Mineral Brasil), situated near the municipality of Canaã dos Carajás, in the southern part of Pará State. Thin section and polished section descriptions were carried out to characterize the lithologies and mineral parageneses. Subsequently, 84 samples were analyzed by infrared spectroscopy, yielding 422 spectra processed using the proprietary software *Spectragryph* 1.2, in conjunction with the USGS mineral and mixture spectral library (version 7). This deposit, located in the southeasternmost portion of the province, occurs within a structural context controlled by shear zones and is hosted in aphyric rhyolite with a silica-feldspar matrix; mylonitic granodiorite with well-developed foliation and stretched quartz; zoned pegmatites with potassium feldspar crystals; and amphibolites containing well-preserved hornblende and plagioclase, and subordinately, fine-grained tourmaline associated with quartz-feldspar banding. These rocks reveal multiple mineralizing pulses, accompanied by the superposition of distinct types and styles of hydrothermal alteration. Mineralization, dominated by chalcopyrite with subordinate pyrite, bornite, and galena, occurs in a variety of styles, including veins and veinlets parallel or discordant to the rock fabric; as fracture fillings; as hydrothermal breccias cemented by sulfides; as fine disseminations in the host rock matrix; and as massive chalcopyrite mineralization at depths reaching 80 meters. The most common alteration minerals are muscovite, chlorite, epidote, calcite, microcline, as well as clay minerals such as kaolinite and montmorillonite. The distribution of these minerals corresponds with the potassic, propylitic, carbonate, and sericitic alteration domains identified in thin section. Variations in the width and position of the spectral absorption bands allowed the identification of zones with differing degrees of crystallinity, reflecting the successive influence of hydrothermal fluids under varying physicochemical conditions, including those associated with pegmatitic bodies. The integration of lithological, structural, spectral, and mineralogical data enabled the construction of a paragenetic evolutionary model, highlighting the operation of a multiphase hydrothermal system. The characteristics of the deposit—reducing environment, sulfide-dominant assemblages, low abundance of iron oxides, and association with elements such as Ni, Co, and light REEs—indicate an affinity with *ISCG*-type (iron sulfide copper-gold) systems. Official company data

indicate that the Santa Lúcia deposit hosts measured resources of 5.8 Mt @ 2.1% Cu, 0.35 g/t Au, and 4.8 g/t Ag, with an estimated mine life of 8 years, underscoring its economic potential. Thus, the results of this research provide valuable insights into the mineralizing processes of the Santa Lúcia deposit, while also emphasizing the utility of infrared spectroscopy as an analytical tool for defining alteration zones and understanding complex hydrothermal systems. The study also evidences the role of multiple mineralizing pulses, associated with distinct stages of hydrothermal alteration and successive structural events, which contributed to the complexity and zonation of the system. The identification of affinities with *ISCG*-type systems is particularly relevant for the Carajás Mineral Province, where this style of mineralization is still poorly characterized in comparison to *IOCG* deposits, thereby expanding the range of applicable exploration models in the region.

**Keywords:** hydrothermal minerals; hydrothermal alteration; spectroradiometer; neoproterozoic; metallogenesis

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Imagem do Google Earth mostrando a localização da Província Mineral de Carajás.....2
- Figura 2 - Mapa de localização do depósito cupro-aurífero Santa Lúcia, que se encontra situado a 20 km da cidade de Canaã dos Carajás.....3
- Figura 3 - Mapa de localização de parte da Província Mineral de Carajás mostrando os principais depósitos cupro-auríferos em produção ou em desenvolvimento das mineradoras Vale (círculos em verde e lilás) e OZ Minerals Brasil (Silva *et al.* 2022).....5
- Figura 4 - Mapa geológico simplificado da porção setentrional da Província Mineral de Carajás (Hunger 2015), indicando a localização dos principais depósitos minerais do Domínio Carajás.....10
- Figura 5 - Mapa geológico local do depósito Santa Lúcia (Silva *et al.* 2022).....17
- Figura 6 - Feições representativas mesoscópicas das rochas e minério identificadas ao longo dos testemunhos de furo de sondagem do depósito Santa Lúcia. a) anfíbolito com mineralização sulfetada controlada pela foliação milonítica (S1) e alteração carbonática fissural; b) minério sulfetado maciço; c) anfíbolito contendo sulfeto controlado intensa por foliação milonítica (S1); d) pegmatito isotrópico rico em turmalinas e muscovita com alteração potássica pervasiva; e) rocha máfica com alteração potássica pervasiva; f) anfíbolito contendo veio de quartzo com sulfeto que secciona a foliação milonítica (S1).....18
- Figura 7 - Feições microscópicas representativas de muscovita-biotita monzogranito milonítico. a) vênulas formadas por cristais de quartzo de granulação média à grossa; b) cristais de microclina com geminação xadrez; c) cristal de muscovita; d) cristais de turmalina na matriz da rocha; e) cristais de plagioclásio em contato com feldspato potássico; f) alteração sericítica.....20

- Figura 8 - Feições microscópicas representativas de biotita monzogranito milonítico. a) cristais de biotita entre a matriz; b) textura granular hipidiomórfica; e c) marcante presença de porfiroclastos de quartzo. d) cristais subédricos de hornblenda; e) cristal subédrico de muscovita com inclusão de quartzo; f) matriz formada por cristais subédricos de feldspato potássico e plagioclásio.....22
- Figura 9 - Feições microscópicas representativas de granodiorito milonítico. a) textura equigranular fanerítica com plagioclásio e feldspato potássico na matriz; b) quartzo com deformação SRG; c) muscovita orientada pela deformação milonítica; d) clorita alterando cristais de biotita; e) cristais de hornblenda presentes na matriz da rocha; f) cristal de titanita em contato com turmalina.....24
- Figura 10 - Feições microscópicas representativas de pegmatito. a) textura porfirítica comum do pegmatito com quartzo e feldspato potássico como fenocristais; b) fenocristal de feldspato potássico; c) seção longitudinal de turmalina preta; d) cristal de muscovita primário; e) cristal subédrico de titanita; f) vênula de quartzo em cristal de feldspato potássico.....27
- Figura 11 - Feições microscópicas representativas de pegmatito milonítico. a) muscovita e seções basais e longitudinais de turmalina negra, ambos orientados pela foliação; b) quartzo com granulação grossa; c) quartzo e turmalina orientados pela deformação; d) seção basal da turmalina zonada; e) foliação evidenciada pelos cristais de muscovita; f) seções longitudinais de turmalina orientados pela foliação.....28
- Figura 12 - Feições microscópicas representativas de turmalinito. a) cristais de turmalina envoltos por minério maciço no turmalinito; b) biotita com incipiente alteração para clorita; c) cristal de actinolita; d) cristal de diopsídio (clinopiroxênio); e) cristal de microclina com geminação xadrez; f) fenocristal de quartzo.....30
- Figura 13 - Feições microscópicas representativas de anfibolito. a) textura lepidoblástica com evidente orientação dos cristais; b) Cristais subédricos de plagioclásio orientados pela foliação da rocha; c) clorita alterando os cristais de anfibólio; d) cristal de epidoto; e) cristal de diopsídio subédrico envolto pela matriz; f) cristal de plagioclásio apresentando macla preservada.....32

- Figura 14 - Perfil esquemático representativo das principais litologias e tipos e estilos de alterações hidrotermais ocorrentes nos oito furos de sondagem estudados. Os valores de anomalia de cobre e ouro estão indicados.....35
- Figura 15 - Feições microscópicas representativas da alteração potássica. a) cristais de microclina preenchendo fraturas em granodiorito milonítico; b) plagioclásio alterado para microclina como produto de alteração potássica; c) fotomicrografia de microclina preenchendo fraturas; d) fotomicrografia de plagioclásio alterado para microclina.....37
- Figura 16 - Feições microscópicas representativas da alteração propilítica. a) clorita alterando anfibólios de forma pervasiva; b) cristais de epidoto nos interstícios da matriz.....38
- Figura 17 - Feições microscópicas representativas da alteração carbonática. a) cristais de plagioclásio sendo alterados para calcita, formando alteração carbonática fissural; b) carbonato preenchendo fraturas.....39
- Figura 18 - Feições microscópicas representativas da mineralização. a) agregado anédrico de calcopirita preenchendo a matriz; b) cristal subédrico de bornita com coloração típica rosada; c) cristal euédrico de pirita parcialmente envolto por calcopirita, indicando relação de substituição; d) cristal isolado de galena com contornos bem definidos; e,f) minério pós-magmático em contato com a encaixante.....40
- Figura 19 - Feições microscópicas representativas da mineralização controlada pela foliação milonítica. a) amostra de testemunho de sondagem de pegmatito milonítico com mineralização de calcopirita controlada pela foliação; b) testemunho de sondagem com mineralização de calcopirita controlada pela foliação; c,d) fotomicrografias de minério de calcopirita e pirita controlados pela foliação.....42
- Figura 20 - Feições microscópicas representativas da mineralização maciça. a,b) amostras de testemunho de sondagem de anfibolito com mineralização de calcopirita maciça; c,d) fotomicrografias de minério de calcopirita maciça.....43

- Figura 21 - Feições microscópicas representativas da mineralização disseminada. a) testemunho de sondagem de anfibolito com mineralização de calcopirita disseminada; b) Amostra de testemunho de granodiorito milonítico com mineralização de calcopirita disseminada; c,d) Fotomicrografias de minério de calcopirita disseminada na rocha.....45
- Figura 22 - Espectros obtidos para o anfibolito com as absorções características da thuringita, calcopirita, clinocloro, limonita e fassaíta assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais são da biblioteca de Kokaly *et al.* (2017).....48
- Figura 23 - Espectros obtidos para o anfibolito com as absorções características da bytownita, montmorillonita e sanidina, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais são da biblioteca de Kokaly *et al.* (2017).....49
- Figura 24 - Espectros obtidos para o anfibolito, com as absorções características da illita, lepidolita e muscovita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca de Kokaly *et al.* (2017).....51
- Figura 25 - Espectros obtidos para o anfibolito, com as absorções características da calcita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).....52
- Figura 26 - Espectros obtidos para o granodiorito milonítico, com as absorções características da turingita, clinocloro, limonita e serpentina, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca de Kokaly *et al.* (2017).....54
- Figura 27 - Espectros obtidos para o granodiorito milonítico, com as absorções características da muscovita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca de Kokaly *et al.* (2017).....55

- Figura 28 - Espectros obtidos para o granitoide milonítico, com as absorções características da illita e muscovita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca de Kokaly *et al.* (2017).....56
- Figura 29 - Espectros obtidos para o granitoide milonítico, com as absorções características da clorita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).....57
- Figura 30 - Espectros obtidos para os pegmatitos, com as absorções características da illita, montmorillonita e caolinita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais são da biblioteca de Kokaly *et al.* (2017).....59
- Figura 31 - Espectros obtidos para os pegmatitos, com as absorções características da clorita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).....61
- Figura 32 - Espectros obtidos para os pegmatitos, com as absorções características do microclínio, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca de Kokaly *et al.* (2017).....62
- Figura 33 - Sequência paragenética do depósito Santa Lúcia. O diagrama representa a evolução temporal dos principais minerais identificados nas rochas hospedeiras (ganga) e na mineralização (minério), ao longo de diferentes estágios geológicos. Os estágios foram divididos em: magmático, metamórfico, alteração potássica/sericítica, alteração propilítica/carbonática e retrógrado. Minerais como feldspato potássico, muscovita, epídoto e clorita indicam pulsos distintos de alteração hidrotermal, enquanto os sulfetos (calcopirita, bornita, galena e pirita) registram múltiplos eventos mineralizantes ao longo da evolução do sistema. As barras pretas indicam a duração relativa de cada fase mineral no tempo geológico do sistema.....67

Figura 34 - Seções transversais esquemáticas de zonamento em escala de depósito e sequências paragenéticas de conjuntos de mineralização e alteração hidrotermal em <i>IOCG</i> (Skirrow 2022).....	72
---	----

**LISTA DE TABELAS**

Tabela 1 - Fases minerais de amostras de anfibolito relativos à alteração propilítica identificada no <i>Spectragryph</i> 1.2 com a utilização dos padrões de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	46
Tabela 2 - Fases minerais de amostras de anfibolito relativos à alteração argílica identificada no <i>Spectragryph</i> 1.2 com a utilização dos padrões de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	49
Tabela 3 - Fases minerais de amostras de anfibolito relativos à alteração sericítica identificada no <i>Spectragryph</i> 1.2 com a utilização dos padrões de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	50
Tabela 4 - Tabela 4 - Fases minerais de amostras de anfibolito relativos à alteração carbonática identificada no <i>Spectragryph</i> 1.2 com a utilização dos padrões de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	51
Tabela 5 - Fases minerais de amostras do granodiorito milonítico relativas à alteração propilítica identificada no <i>Spectragryph</i> 1.2 com a utilização dos padrões de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	53
Tabela 6 - Fases minerais de amostras do granodiorito milonítico relativas à alteração sericítica identificada no <i>Spectragryph</i> 1.2 com a utilização dos padrões de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	54
Tabela 7 - Fases minerais de amostras dos granitoides miloníticos relativas à alteração sericítica identificada no <i>Spectragryph</i> 1.2 com a utilização dos padrões de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	56
Tabela 8 - Fases minerais de amostras de granitoides miloníticos relativos à alteração propilítica identificada no <i>Spectragryph</i> 1.2 com a utilização dos padrões de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	57
Tabela 9 - Fases minerais de amostras dos pegmatitos relativas à alteração argílica identificada no <i>Spectragryph</i> 1.2 com a utilização dos padrões de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	58

Tabela 10 - Fases minerais de amostras do pegmatito relativos à alteração propilítica identificada no <i>Spectragryph</i> 1.2 com a utilização dos padrões de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	59
Tabela 11 - Fases minerais de amostras dos pegmatitos relativas à alteração potássica identificada no <i>Spectragryph</i> 1.2 com a utilização dos padrões de Kokaly <i>et al.</i> (2017).....	60
Tabela 12 - Quadro comparativo entre o depósito Santa Lúcia e os modelos clássicos de <i>IOCG</i> , <i>ISCG</i> e pórfiro Cu-Au-Mo. Observa-se que Santa Lúcia apresenta mineralogia dominada por sulfetos e baixa proporção de óxidos de ferro, semelhante ao modelo <i>ISCG</i> , mas também exhibe alteração potássica e zonalidade hidrotermal que remetem a sistemas pórfiros, configurando um caráter híbrido e distinto dos <i>IOCG</i> clássicos da Província Mineral de Carajás.....	69

## SUMÁRIO

<b>DEDICATÓRIA</b> .....	iv
<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	v
<b>EPÍGRAFE</b> .....	vi
<b>RESUMO</b> .....	vii
<b>ABSTRACT</b> .....	ix
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES</b> .....	xi
<b>LISTA DE TABELAS</b> .....	xvii
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	1
1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	2
1.2 OBJETIVOS.....	3
<b>1.2.1 Objetivos gerais</b> .....	3
<b>1.2.2 Objetivos específicos</b> .....	3
1.3 JUSTIFICATIVA.....	4
1.4 ATIVIDADES E MÉTODOS.....	6
<b>1.4.1 Pesquisa bibliográfica</b> .....	6
<b>1.4.2 Amostragem</b> .....	6
<b>1.4.3 Petrografia</b> .....	6
<b>1.4.4 Espectroscopia de infravermelho VNIR-SWIR</b> .....	6
<b>2 CONTEXTO GEOTECTÔNICO</b> .....	8
<b>3 GEOLOGIA REGIONAL</b> .....	10
3.1 UNIDADES GEOLÓGICAS DO DOMÍNIO RIO MARIA.....	12
<b>3.1.1 Greenstone Belts</b> .....	12
<b>3.1.2 Complexo Xingu</b> .....	12
<b>3.1.3 Suíte Mairi</b> .....	13
<b>3.1.4 Suíte Arco Verde</b> .....	13
<b>3.1.5 Suíte Rio Maria</b> .....	13
<b>3.1.6 Complexos Máficos-Ultramáficos</b> .....	13
3.2 UNIDADES GEOLÓGICAS DO DOMÍNIO CARAJÁS.....	14
<b>3.2.1 Embasamento</b> .....	14
<b>3.2.2 Greenstone Belts</b> .....	14
<b>3.2.3 Granitos TTG e suítes Associadas</b> .....	15
<b>3.2.4 Suítes Sanukitoides</b> .....	14

3.2.5	Unidades do Neoarqueanos.....	15
3.2.6	Cinturões de cisalhamento e reativações tectônicas.....	16
3.2.7	Magmatismo do Paleoproterozoico.....	16
4	RESULTADOS.....	17
4.1	GEOLOGIA E RELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS DO DEPÓSITO SANTA LÚCIA.....	17
4.2	PETROGRAFIA.....	19
4.2.1	muscovita-biotita monzogranito milonítico.....	19
4.2.2	biotita monzogranito milonítico.....	21
4.2.3	granodiorito milonítico.....	23
4.2.4	pegmatito.....	26
4.2.5	pegmatito milonítico.....	27
4.2.6	turmalinito.....	29
4.2.7	anfíbolito.....	31
4.3	ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS.....	33
4.3.1	alteração potássica.....	35
4.3.2	alteração propilítica.....	37
4.3.3	alteração carbonática.....	38
4.4	MICROSCOPIA DE MINÉRIOS.....	39
4.4.1	estilos de mineralização.....	41
4.4.1.1	Controlada por foliação milonítica.....	41
4.4.1.2	Maciça.....	42
4.4.1.3	Disseminada.....	44
4.5	ESPECTROSCOPIA POR INFRAVERMELHO VNIR-SWIR.....	45
4.5.1	Interpretação dos espectros conforme a litologia.....	46
4.5.1.1	Anfíbolito.....	46
4.5.1.2	Granodiorito milonítico.....	52
4.5.1.3	Biotita monzogranito milonítico.....	55
4.5.1.4	Pegmatitos.....	57
4.5.2	Interpretação dos espectros conforme os eventos hidrotermais.....	61
4.5.2.1	Alteração potássica.....	62
4.5.2.2	Alteração sericítica.....	62
4.5.2.3	Alteração argílica intermediária.....	62
4.5.2.4	Alteração propilítica.....	63

4.5.2.5 Alteração carbonática.....	63
4.5.2.6 Alteração clorítica.....	63
<b>4.5.3 Sequência paragenética e evolução do sistema.....</b>	<b>64</b>
<b>5 DISCUSSÃO.....</b>	<b>66</b>
5.1 CONTRIBUIÇÃO AO MODELO GENÉTICO DO DEPÓSITO SANTA LÚCIA.....	66
5.2 CONTRIBUIÇÃO DA ESPECTROSCOPIA VNIR-SWIR.....	68
5.3 IMPLICAÇÕES PARA A PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS.....	69
<b>6 CONCLUSÃO.....</b>	<b>71</b>
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>73</b>

## 1 INTRODUÇÃO

A Província Mineral de Carajás (Fig. 1), localizada na porção sudeste do Cráton Amazônico, representa um dos mais importantes terrenos Pré-cambrianos do planeta, sendo dividida nos domínios Carajás, a norte, e Rio Maria a sul (Vasquez *et al.* 2008). No extremo norte desta província ocorre uma faixa WNW–ESSE deformada conhecida como Zona de Cisalhamento Cinzento (Vasquez *et al.* 2008). O Domínio Carajás hospeda a maior concentração de depósitos de cobre e ouro do tipo *IOCG* (Monteiro *et al.* 2008, Xavier *et al.* 2012). Ele compreende rochas do Mesoarqueano (3,0–2,83 Ga), como gnaisses tonalíticos a trondhjemiticos e migmatitos, além de granulitos máficos e granitoides (Moreto *et al.* 2015a,b, Feio *et al.* 2013). Sobrepostos ocorrem *greenstone belts* neoarqueanos do Supergrupo Itacaiúnas (Rio Doce Geologia e Mineração – Distrito Amazônia-Docegeo 1988) e do Grupo Rio Novo (Hirata *et al.* 1982), bem como rochas siliciclásticas arqueanas da Formação Águas Claras (Nogueira *et al.* 1995).

O depósito cupro-aurífero Santa Lúcia (Rio Doce Geologia e Mineração – Distrito Amazônia-Docegeo 1988) está localizado no sudeste do Cráton Amazônico (Fig. 1), no Cinturão Sul do Cobre (CSC), que possui extensão aproximada de 130 km e direção WNW–ESE (Feio *et al.* 2012, 2013, Faustini *et al.* 2016, Silva *et al.* 2022). Nesse cinturão ocorrem depósitos de Cu e Au de alto teor (>1% Cu), usualmente classificados como do tipo *IOCG*, incluindo os depósitos Sossego, Cristalino, Pedra Branca e Alvo-118. Está inserido em uma região de vale entre dois platôs sustentados por *BIFs* da Formação Carajás (Hunger 2015). A mineralização no depósito Santa Lúcia é controlada pelo *trend* NW–SE e contém brechas hidrotermais preenchidas por calcopirita, esfalerita, pirrotita, pentlandita e pirita. Dados preliminares apontam para um sistema magmático-hidrotermal reduzido, correlacionado ao evento de 2,72–2,68 Ga que gerou importantes depósitos *IOCG* (Hunger *et al.* 2021). Assim, houve uma clara evolução do conhecimento acerca da individualização de parte dos litotipos hospedeiros da mineralização no depósito Santa Lúcia. Contudo, faltavam estudos que discutissem a relação de amplas zonas hidrotermalmente alteradas com a mineralização cupro-aurífera.

Esta Dissertação de Mestrado revelou que o depósito contém milonitos granodioríticos e graníticos, bem como anfíbolitos, que usualmente exibem a mineralização sulfetada controlada por foliação milonítica (S1). Esse pacote é seccionado por sulfeto maciço e por intrusões pegmatíticas isotrópicas ou foliadas mineralizadas, sugerindo ao menos três eventos mineralizantes. Zonas com vários tipos e estilos de alteração hidrotermal são identificadas. Além disso, veios centimétricos e vênulas de quartzo invadem todo o conjunto e contém parte

da mineralização. Diante desse quadro, este trabalho contribuiu com a modelagem genética e com o conhecimento geológico do depósito Santa Lúcia.

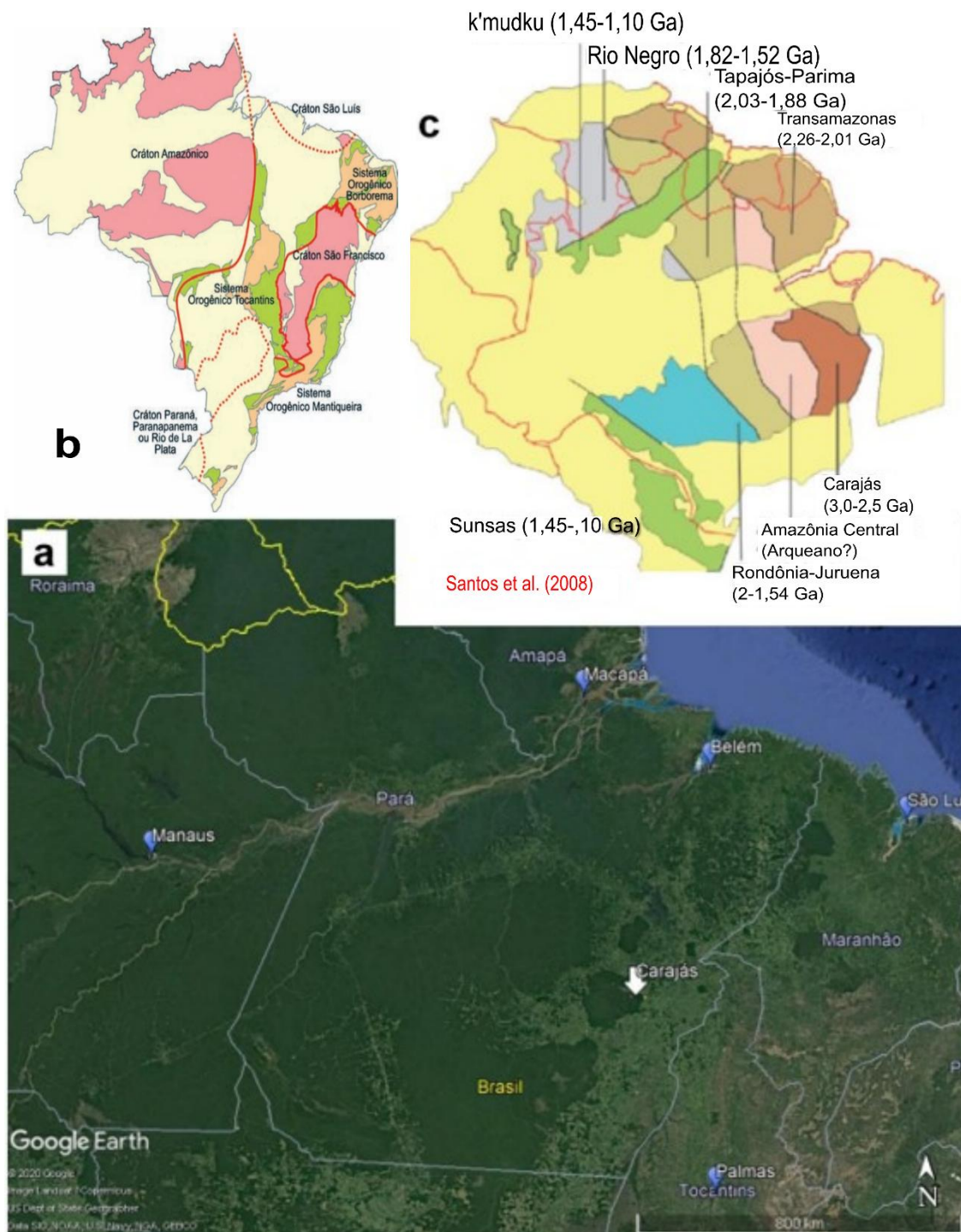


Figura 1 - Imagem do *Google Earth* mostrando a localização da Província Mineral de Carajás.

### 1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

O depósito Santa Lúcia, da mineradora australiana OZ Minerals Brasil (recentemente adquirida pela *BHP Billiton*), está localizado no sudeste do estado do Pará, situada a 20 km a leste da cidade de Canaã dos Carajás e dentro do contexto da Província Mineral de Carajás (Rio

Doce Geologia e Mineração – Distrito Amazônia-Docegeo 1988). O principal acesso é a PA-160 (Fig. 2), que interliga os municípios de Parauapebas e Canaã dos Carajás.

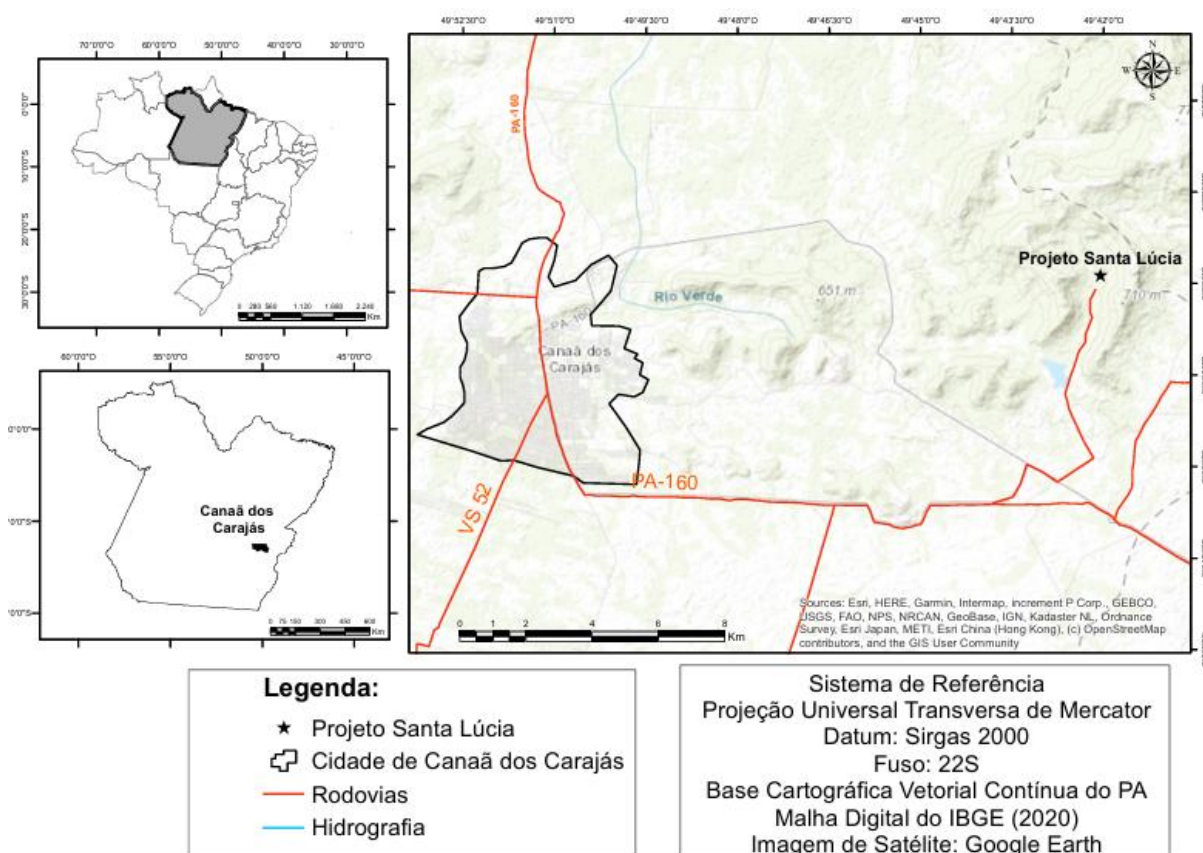


Figura 2 - Mapa de localização do depósito cupro-aurífero Santa Lúcia, que se encontra situado a 20 km da cidade de Canaã dos Carajás.

## 1.2 OBJETIVOS

### 1.2.1 Objetivos gerais

O principal objetivo desta Dissertação de Mestrado foi discutir a relação genética e temporal entre os vários tipos e estilos de alteração que afetaram o depósito Santa Lúcia, bem como entender a relação delas com as zonas mineralizadas. Assim, quando integrados com outros disponíveis, esses dados contribuirão para a modelagem genética do depósito.

### 1.2.2 Objetivos específicos

- Contribuir com o entendimento do arcabouço litológico do depósito, compreendendo a separação dos litotipos metamórficos mineralizados do conjunto pegmatítico preservado e que também hospeda parte da mineralização;
- Caracterizações petrográficas mesoscópica e microscópica das rochas encaixantes e do minério;
- Definir tipos, estilos e a ordem de formação das alterações hidrotermais

- materializadas nas rochas do depósito e a relação delas com a mineralização;
- Identificar minerais nos litotipos hidrotermalizados com variações composicionais detectáveis por espectroscopia de infravermelho *VNIR–SWIR*, ajudando no entendimento a respeito da configuração do sistema hidrotermal ao indicar zonas de maiores ou menores temperaturas;
  - Fornecer subsídios para a modelagem genética do depósito Santa Lúcia.

### 1.3 JUSTIFICATIVA

O Cráton Amazônico é uma importante fronteira metalogenética para o Brasil. Nele são explorados depósitos de classe mundial de Fe, Cu, Ni, Mn, Au, entre outros, o que reafirma ainda mais a sua relevância (Fig. 3). Os estudos geológicos de detalhe nessa megaunidade tectônica são historicamente concentrados na Província Mineral de Carajás, mas em escala e números insuficientes nas outras regiões que permitam o avanço de vários trabalhos de exploração mineral. Contudo, eles vêm crescendo progressivamente, e nos últimos anos diversos pesquisadores afirmam que o Cráton Amazônico tem um potencial mineral relevante para depósitos dos tipos pórfiro e epitermal de Cu–Mo–Au associados a unidades vulcânicas e plutônicas do Proterozoico (Juliani *et al.* 2005; Juliani *et al.* 2021).

Na porção sul da Província Mineral de Carajás há uma série de depósitos (Sossego, Salobo, Mata, Furnas, etc.) de classe mundial de cobre e ouro (600–800 Mt@0,5–1,4% Cu; 0,18–0,7 g/t Au) e explorados pela mineradora Vale S.A. São classificados geneticamente como sistemas do tipo *IOCG* (Monteiro *et al.* 2008, Moreto *et al.* 2011 e 2015b). Consequentemente, o avanço do conhecimento sobre esses depósitos permitiu a definição de novas áreas prioritárias para pesquisas na região, revelando outros alvos com teores e tonelagens economicamente viáveis de cobre e ouro por mineradoras do Brasil e do exterior. Algumas dessas ocorrências mostram estilos de mineralização, minerais de minério, rochas encaixantes e alterações hidrotermais distintas do modelo *IOCG*, a exemplo do depósito Santa Lúcia, que revela zonas mineralizadas ricas somente em sulfetos (Silva *et al.* 2022), o que sugerem condições redutoras dos fluidos mineralizantes.

O depósito cupro-aurífero Santa Lúcia representa um membro dos sistemas cupríferos localizados na porção sudeste de Carajás, próximo à região da Serra do Rabo. A geologia do depósito mostra rochas vulcânicas riolítica e andesítica associadas ao Grupo Grão-Pará, seccionadas por um corpo pegmatítico mais jovem (Hunger 2015). Dados oficiais da empresa *OZ Minerals Brasil* apontam para um depósito de Cu–Au de alto teor com recursos medidos

em 5,8 Mt@2,1 % Cu; 0,35 g/t Au e 4,8 g/t Ag, propiciando vida útil de 8 anos (Silva *et al.* 2022).

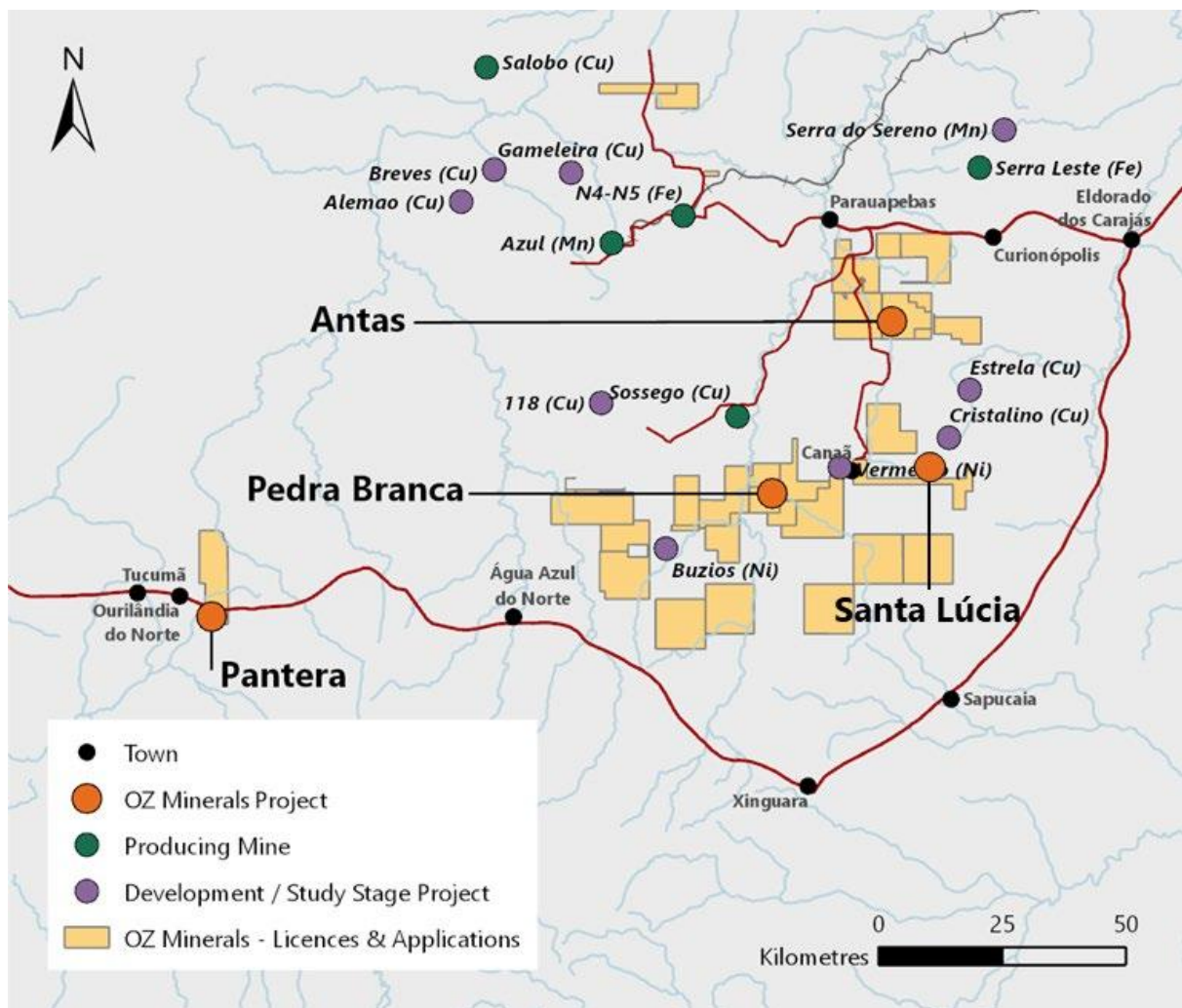


Figura 3 - Mapa de localização de parte da Província Mineral de Carajás mostrando os principais depósitos cupro-auríferos em produção ou em desenvolvimento das mineradoras Vale (círculos em verde e lilás) e (Silva *et al.* 2022).

Recentemente a classificação genética e química de depósitos cupro-auríferos foi revista (Skirrow 2022) e estabeleceu a comparação entre sistemas oxidados e reduzidos *ISCG* (*iron sulfide copper-gold*). Assim, esta Dissertação de Mestrado se justifica por contribuir para a modelagem genética do depósito Santa Lúcia e para o seu posicionamento no quadro metalogenético regional. Os dados geológicos, estratigráficos e petrográficos obtidos foram comparados com aqueles de outras ocorrências cupro-auríferas melhor estudadas, indicando possivelmente mais um guia prospectivo na Província Mineral de Carajás. Além disso, essa pesquisa contempla a técnica de espectroscopia de infravermelho *VNIR-SWIR* nas rochas hidrotermalizadas no depósito, a fim de resultar em outras informações relevantes para a sua compreensão. A capacidade de detecção de minerais por espectroscopia de infravermelho é baseada nas transições eletrônicas no comprimento de onda *VNIR* (visível e infravermelho

próximo) e na vibração molecular nas bandas *SWIR* (infravermelho de ondas curtas) que são específicas e diagnósticas de casa fase mineral hidrotermal (van der Meer *et al.* 2012).

## 1.4 ATIVIDADES E MÉTODOS

### 1.4.1 Pesquisa bibliográfica

Compreendeu a consulta a artigos científicos obtidos no banco de periódicos da CAPES, bem como em dissertações, teses, trabalhos técnicos e documentos nos acervos das bibliotecas da UFPA. Foi reunida a bibliografia sobre contexto geotectônico, geológico regional e local, bem como da base conceitual de aplicação e utilização de análises por espectroscopia *VNIR–SWIR*.

### 1.4.2 Amostragem

Uma etapa de campo foi realizada entre os dias 23 e 27 de janeiro de 2023 pelo orientador desta Dissertação, com a colaboração do geólogo da *OZ Minerals Brasil*, Wilson Lima Bastos. Envolveu descrição de testemunhos de oito furos de sondagem e coleta sistemática de amostras cedidas pela empresa no galpão do Projeto Santa Lúcia em Canaã dos Carajás–PA.

### 1.4.3 Petrografia

Estudos petrográficos foram conduzidos criteriosamente em seções delgadas e polidas das amostras de testemunhos de sondagem. Envolveu descrições mineralógicas detalhadas de rocha, minério e análises texturais de amostras metamorfisadas, preservadas e/ou hidrotermalizadas objetivando-se: (a) o reconhecimento das fases minerais, suas relações de contato, formas e dimensões, presença de inclusões, estruturas, bem como suas relações de equilíbrio com outras fases presentes; (b) caracterização de paragêneses (magmáticas, metamórficas ou hidrotermais); (c) ordem de cristalização, quando possível; e (d) tipologia e cronologia dos diferentes tipos de alterações hidrotermais.

### 1.4.4 Espectroscopia de infravermelho *VNIR–SWIR*

As análises foram realizadas em um espectrorradiômetro de marca *ASD*, modelo *FieldSpec 4 Hi-Res*, instalado no Instituto Tecnológico da Vale em Belém–PA, sob coordenação e supervisão do Prof. Pedro Walfir Martins e Souza Filho. Esse equipamento possui uma sonda de contato de alta intensidade de iluminação com diâmetro de 10 mm. Esse acessório é fundamental para análises em laboratório. Os ensaios envolveram amostras representativas das alterações hidrotermais do depósito Santa Lúcia.

O processamento dos dados brutos (formato binário proprietário de extensão asd) foi realizado no *software* proprietário *Spectragryph 1.2* (Menges 2022). Foram processados 422 espectros obtidos a partir de 84 amostras. A identificação automatizada utiliza algoritmos que comparam a geometria das principais feições de absorção dos espectros adquiridos com a biblioteca espectral de minerais puros e misturas da *USGS 7* (Kokaly *et al.* 2017). Como resultado, é gerada uma tabela com até cinco fases minerais mais compatíveis.

Foi aplicado um limite de corte para as fases minerais que apresentaram mais de 80% de compatibilidade espectral, de modo a focar naquelas mais representativas. Para cada litologia identificada foram selecionados espectros-chave para análise do grau de cristalinidade e correlação com os espectros de referência, visando exemplificar o processo de aquisição e interpretação dos dados. Por fim, foram produzidos diagramas de espectros empilhados, construídos com a técnica do contínuo removido (Hauff 2008), a fim de destacar as principais feições diagnósticas dos minerais detectados.

## 2. CONTEXTO GEOTECTÔNICO

O Cráton Amazônico é uma das maiores e mais antigas unidades geotectônicas da América do Sul, cobrindo grande parte da região norte do continente. Sua evolução registra múltiplos episódios de crescimento crustal e colisões continentais, desde o Arqueano até o Mesoproterozoico. Uma das porções mais estudadas e economicamente importantes desse cráton é a Província Mineral de Carajás, localizada no estado do Pará. Ela é composta por dois domínios principais: o Domínio Carajás, ao norte, e o Domínio Rio Maria, ao sul. O Domínio Rio Maria inclui terrenos granito-*greenstone* mesoarqueanos (3,0 Ga), compostos por sequências metavulcanossedimentares e granitoides TTG (tonalito-trondhjemitó-granodiorito). Por sua vez, o Domínio Carajás possui maior diversidade litológica, com presença de rochas metavulcânicas félsicas e máficas, granitos potássicos e formações ferríferas bandadas da Formação Grão-Pará (Vasquez *et al.* 2008). Estudos geocronológicos recentes apontam idades de cristalização para esses terrenos entre 2,9 e 2,5 Ga, sugerindo que grande parte da crosta atual se formou em um ambiente de arco intra-oceânico com evolução para margem continental ativa (Dall’Agnol *et al.* 2020, Oliveira *et al.* 2021).

A evolução tectônica da Província Carajás indica que, no Mesoarqueano, a região era marcada por um regime de domos e sinclinais (*dome-and-keel*), típico de crostas arqueanas quentes e espessas. Segundo Costa *et al.* (2020), esse regime vertical teria evoluído, entre ~2,85 e 2,70 Ga, para um estilo tectônico mais moderno, caracterizado pelo desenvolvimento de cinturões lineares e zonas de cisalhamento dúcteis, refletindo um ambiente de acreção crustal mais organizado e de maior semelhança com os processos tectônicos modernos. Essa transição tectônica teve implicações diretas na geração e preservação de depósitos minerais, ao controlar a migração de fluidos hidrotermais e o posicionamento de intrusões ígneas mineralizadas.

Durante o Paleoproterozoico, a região foi reativada por eventos relacionados ao Ciclo Transamazônico (2,2–2,0 Ga), com a formação de cinturões metamórficos de alto grau e intrusões graníticas sintectônicas e pós-tectônicas. Além disso, zonas de cisalhamento de direção ENE–WSW, como a Zona de Cisalhamento Cinzento–Carajás, condicionaram importantes mineralizações auríferas e cupríferas. Modelagens recentes sugerem que a província foi inserida em um sistema transpressivo crustal profundo, com reativações até o Mesoproterozoico, possivelmente associadas ao processo de amalgamação do supercontinente Columbia (Tohver *et al.* 2022).

Do ponto de vista metalogenético, a Província Mineral de Carajás destaca-se como uma das mais importantes do mundo. Depósitos do tipo *IOCG* (*iron oxide copper-gold*), como Salobo, Igarapé Bahia e Sossego, ocorrem associados a rochas vulcânicas félsicas controladas

por estruturas regionais e zonas de brecha tectônica. A gênese desses depósitos está ligada a sistemas hidrotermais de alta temperatura, alimentados por fluidos ricos em ferro e fortemente oxidantes, e possivelmente associados a magmatismo profundo com origem em fontes do manto e litosfera subcontinental — um modelo consistente com exemplos globais de formação de depósitos *IOCG* clássicos (Groves *et al.* 2010). Além dos *IOCGs*, depósitos de ouro orogênico e jazidas de ferro na Formação Grão-Pará (como Serra Norte e Serra Sul), além de vários outros, completam o cenário metalogenético da região.

Em síntese, a região de Carajás representa um segmento cratônico de idade arqueana que passou por múltiplas fases de evolução tectônica e magmática, culminando em uma das maiores províncias metalogenéticas do mundo. O uso de ferramentas modernas como espectroscopia, geocronologia U-Pb de alta resolução, modelagem isotópica e interpretação de dados geofísicos tem permitido avançar significativamente na reconstrução do seu contexto tectônico e na compreensão dos sistemas mineralizantes associados.

### 3. GEOLOGIA REGIONAL

A Província Mineral de Carajás (Fig. 4) foi dividida nos domínios Rio Maria e Carajás (Dall’Agnol *et al.* 2006, Feio *et al.* 2013, Oliveira 2018). Um Domínio de Transição, que foi intensamente afetado pelos eventos neoarqueanos tectônicos e magmáticos, foi proposto (Dall’Agnol *et al.* 2006). No entanto, ele é impreciso, controverso e estimula discussão sobre o assunto (Feio & Dall’Agnol 2012, Feio *et al.* 2013, Silva *et al.* 2015, Lacasse *et al.* 2020).

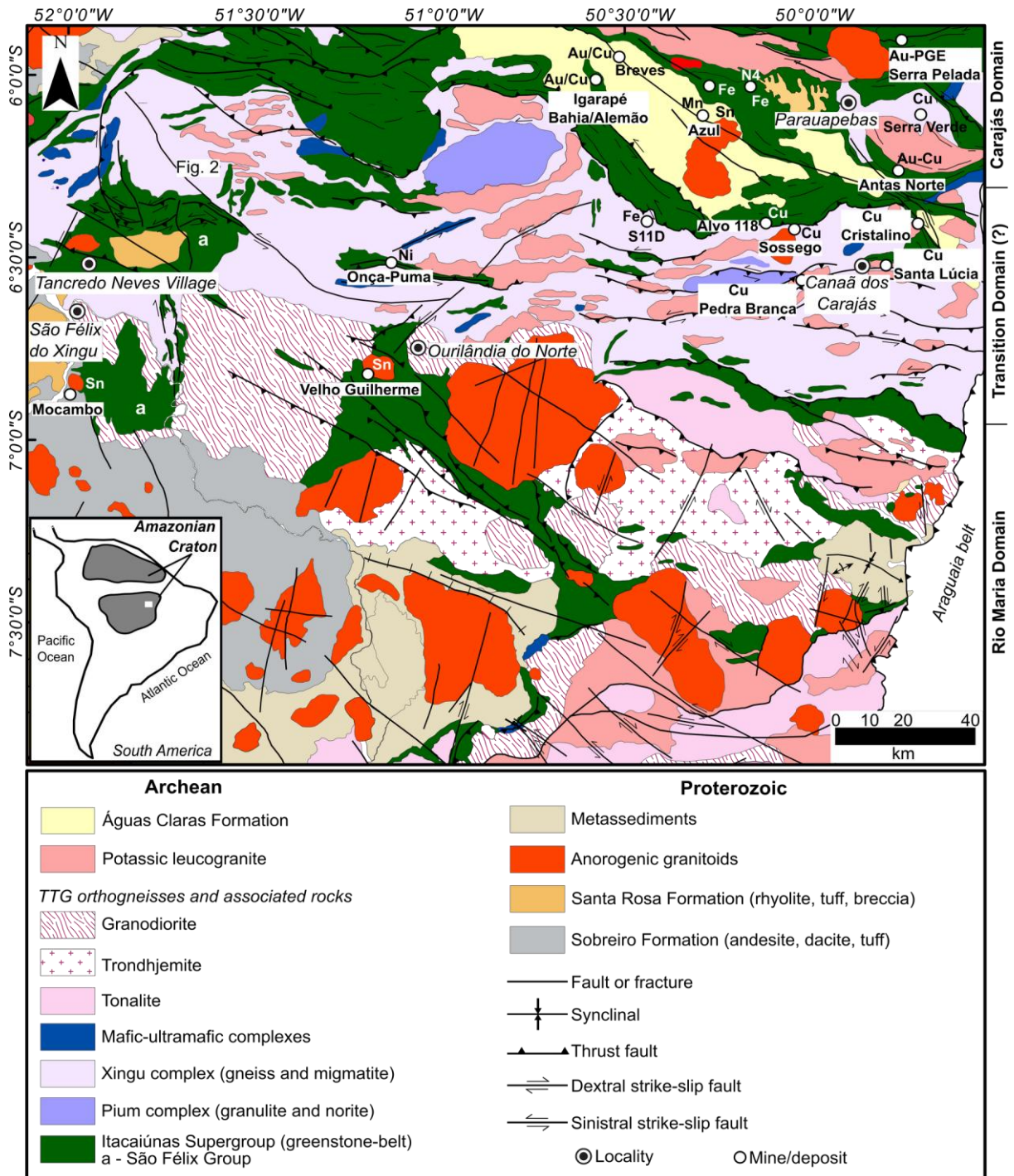


Figura 4 - Mapa geológico simplificado da porção setentrional da Província Mineral de Carajás, indicando a localização dos principais depósitos minerais (modificado de Fernandes *et al.* 2021).

O Domínio Rio Maria (3,0–2,86 Ga), na porção sul de Carajás, representa a sequência mais antiga do Cráton Amazônico, com feições ígneas localmente preservadas e moderada influência de eventos tectonotermiais neoarqueanos. Estruturado durante o Mesoarqueano por tectonismo vertical, como evidenciado pela arquitetura tipo *dome-and-keel* observada por Costa *et al.* (2020) e por análises geofísicas (*Caracol Dome*), é composto por associações do tipo TTG (tonalito-trondhjemitó-granito) circundadas por *greenstone belts*, como o Supergrupo Andorinhas e o Grupo Tucumã, com idades entre 2,98 e 2,90 Ga. Os granitoides incluem o Tonalito Arco Verde, Trondhjemitó Mogno e Suíte Sanukitoide Rio Maria (2,87 Ga), além de leucogranodioritos ricos em Ba e Sr e granitos potássicos (Almeida *et al.* 2011, 2013).

O Domínio Carajás (3,0–2,5 Ga) apresenta estruturação influenciada por tectonismo extensional de *rift* continental, com múltiplas fases de reativação tectônica. Uma das principais feições estruturais é a foliação milonítica com direção E–W, associada ao cinturão de cisalhamento Itacaiúnas, que controla a localização de importantes depósitos mineralizados da região. Dall’Agnol (2013) propôs a subdivisão do domínio em dois grandes subdomínios: Canaã dos Carajás e Sapucaia, que exibem evoluções crustais distintas. O Domínio Sapucaia (2,93–2,74 Ga) é constituído por embasamento mesoarqueano, semelhante ao Domínio Rio Maria, composto por rochas do tipo TTG (tonalito-trondhjemitó-granodiorito), suítes sanukitoides e granitos cálcio-alcalinos com altos teores de Ba e Sr. O Domínio Canaã dos Carajás apresenta maior grau de retrabalhamento, com associações TTG e granitoides cálcio-alcalinos, além de intrusões máficas e félsicas como enderbitos e charnockitos das suítes Planalto e Pedra Branca, além de noritos do tipo diopsídio-norito Pium.

A Bacia de Carajás é um elemento fundamental para compreender a evolução tectono-sedimentar da Província Mineral de Carajás. Trata-se de uma bacia intracratônica instalada sobre terrenos arqueanos e paleoproterozoicos, cuja história deposicional reúne unidades distintas que não devem ser tratadas em conjunto. A Formação Águas Claras (Nogueira *et al.* 1995) corresponde a uma sequência siliciclástica paleoproterozoica com espessura de aproximadamente 1.500 metros, caracterizada por arenitos quartzosos e outras rochas sedimentares depositadas em ambientes marinhos rasos com influência de marés e tempestades. Em contraste, o Grupo Igarapé Bahia, integrante do Supergrupo Itacaiúnas (Rio Doce Geologia e Mineração – Distrito Amazônia-Docegeo 1988), é composto por rochas metavulcanossedimentares de baixo grau metamórfico, incluindo metassedimentos clásticos e formações ferríferas bandadas. Já a Formação Carajás, parte do Grupo Grão Pará do mesmo supergrupo, é dominada por sequências vulcânicas máficas a félsicas associadas a depósitos vulcano-sedimentares subordinados. Tectonicamente a deposição siliciclástica

paleoproterozoica da Formação Águas Claras está associada a regimes de distensão pós-orogênica vinculados ao colapso crustal subsequente ao tectonismo arqueano. Ao passo que as unidades vulcano-sedimentares do Grupo Igarapé Bahia e da Formação Carajás refletem um contexto mesoarqueano a neoarqueano marcado pela influência de magmatismo e atividade vulcânica local (Nogueira *et al.* 1995, Rio Doce Geologia e Mineração – Distrito Amazônia-Docegeo 1988, Pinheiro & Holdsworth 2000).

Durante o Paleoproterozoico, a Província Mineral de Carajás revelou um novo episódio de tectonismo extensional, com formação de *rifts* e magmatismo bimodal, evidenciado por diques máficos e intrusões félsicas dos granitoides do tipo A. Elas são agrupadas nas suítes Jamon, Velho Guilherme e Redenção, as quais registram idades em torno de 1,88–1,87 Ga e estão associadas a condição de anatexia crustal e regimes tectônicos distensivos, sugerindo a instalação de uma crosta quente e adelgada (Oliveira *et al.* 2009, Dall’Agnol *et al.* 2020). Esse contexto tectono-magmático favoreceu a migração de fluidos e a formação de depósitos mineralizados, reforçando a importância geológica e econômica da província, especialmente no que se refere à gênese dos depósitos do tipo *IOCG* e ouro orogênico associados a zonas de cisalhamento paleoproterozoicas.

### 3.1 UNIDADES GEOLÓGICAS DO DOMÍNIO RIO MARIA

#### 3.1.1 *Greenstone belts*

A principal sequência é o *greenstone belt* Andorinhas, interpretado como parte do Supergrupo Andorinhas. Essa unidade é formada por metabasaltos, metatufos félsicos, xistos e metassedimentos, com metamorfismo que varia de fácies xisto verde a anfibolito. Dados isotópicos e litoestratigráficos sugerem que sua gênese está relacionada a um ambiente de arco intra-oceânico ou margem ativa, com idades estimadas entre 2,76 e 2,74 Ga (Almeida *et al.* 2022, Vasquez *et al.* 2008). A disposição dobrada dessas rochas e sua relação tectônica com intrusões TTG indicam uma história de múltiplos episódios deformacionais.

#### 3.1.2 Complexo Xingu

O Complexo Xingu (2,98–2,87 Ga) é composto predominantemente por rochas do tipo TTG (tonalito-trondhjemito-granodiorito) (Oliveira *et al.* 2021). Essas rochas representam o embasamento mais antigo da região, sendo interpretadas como resultado da fusão de crosta oceânica em zonas de subducção arqueana. O complexo apresenta foliação bem desenvolvida e evidências de migmatização, além de ser parcialmente invadido por granitoides.

### 3.1.3 Suíte Mairi

Entre essas intrusões destaca-se uma sequência de granitoides mesoarqueanos na área de Canaã dos Carajás (2,93–2,83 Ga), formadas por granitoides cálcio-alcálicos potássicos, granodioritos e outros granitoides de afinidade arco-magmática. Estudos geoquímicos sugerem que parte desse magmatismo ocorreu em ambiente pós-colisional, com fusão crustal profunda associada ao espessamento da crosta após episódios de orogenia antigo-arqueana (Feio & Dall’Agnol 2012).

### 3.1.4 Suíte Arco Verde

Entre as intrusões mesoarqueanas do Domínio Carajás destaca-se um conjunto de granitoides sanukitoides, caracterizados por elevados teores de Mg, Cr, Ni, Ba e Sr, cuja origem é associada à fusão de manto metasomatizado. Esses corpos, datados entre 2,87 e 2,85 Ga, representam importante registro de processos de acréscimo crustal e reciclagem do manto, interpretados em estudos recentes como evidência de ambientes tectônicos mais modernos já no Arqueano (Feio *et al.* 2013).

### 3.1.5 Suíte Rio Maria

Inclui granodioritos e monzogranitos biotíticos com afinidade cálcio-alcálica de alto-K (2,87–2,86 Ga). Ocorrem como corpos intrusivos arredondados ou alongados, com estruturas em domo, que invadem tanto os *greenstone belts* quanto os TTGs do Complexo Xingu. Elas são interpretadas como o estágio final da evolução crustal arqueana local, representando a consolidação da crosta continental no domínio (Dall’Agnol *et al.* 2020).

### 3.1.6 Complexos máfico-ultramáficos

O Domínio Rio Maria abriga intrusões máfico-ultramáficas de importância regional, entre as quais se destaca o Complexo Luanga, constituído por gabros, noritos, peridotitos e piroxenitos, amplamente reconhecido por hospedar mineralizações de PGE, níquel e cobre (Mansur & Ferreira Filho 2016). Além do Luanga, as intrusões de Onça e Puma integram o mesmo conjunto máfico-ultramáfico e compartilham características geológicas e metalogenéticas compatíveis, incluindo altos teores de Mg e PGE, o que as torna igualmente relevantes em termos de potencial mineral (Teixeira *et al.* 2021). Em escala regional, sínteses recentes apontam que esses eventos máfico-ultramáficos se inserem na evolução arqueana da

Província Carajás e estão relacionados a processos de estabilização crustal e metalogênese em larga escala (Trunfull *et al.* 2020).

## 3.2 UNIDADES GEOLÓGICAS DO DOMÍNIO CARAJÁS

### 3.2.1 Embasamento

O embasamento do Domínio Carajás é constituído predominantemente por terrenos do tipo TTG (tonalito–trondhjemito–granodiorito), que representam a crosta continental arqueana formada entre 3,0 e 2,5 Ga. Estudos geocronológicos e geoquímicos revelam a ocorrência de múltiplos eventos tectono-magmáticos durante sua evolução, refletidos em corpos como o Tonalito Campina Verde, o Tonalito Bacaba e o Trondhjemito Rio Verde, interpretados como intrusões com afinidade de arco magmático. Além desses granitoides TTG, integram o embasamento suítes graníticas associadas, como a Suíte Xingu, a Suíte Plaquê e a Suíte Estrela, que representam pulsos magmáticos adicionais de acreção e estabilização crustal ao longo do Arqueano. Esses terrenos consolidaram-se em um contexto de acreção crustal, mas foram posteriormente modificados por sucessivas reativações tectônicas e magmáticas, registradas na história geológica da região (Vasquez *et al.* 2008, Feio *et al.* 2012, Souza *et al.* 2001).

### 3.2.2 Greenstone belts

Os greenstone belts do Domínio Carajás são sequências metavulcanossedimentares arqueanas que registram episódios importantes de magmatismo e sedimentação em ambiente extensional. Essas unidades são reunidas no Supergrupo Itacaiúnas, que inclui o Grupo Grão-Pará, o Grupo Igarapé Bahia e o Grupo Igarapé Salobo (Rio Doce Geologia e Mineração – Distrito Amazônia-Docegeo 1988, Vasquez *et al.* 2008). O Grupo Grão-Pará é notório por conter extensos jaspilitos (*BIFs*) associados a rochas máficas e félsicas, interpretadas como resultado de magmatismo bimodal em bacias do tipo rift (Machado *et al.* 1991, Olszewski *et al.* 1989).

A geocronologia U-Pb em zircão indica idades de cristalização entre 2,76 e 2,74 Ga para as rochas vulcânicas do Grupo Grão-Pará, evidenciando que a deposição sedimentar e o vulcanismo foram contemporâneos à formação de crosta juvenil no Arqueano tardio (Machado *et al.* 1991, Oliveira *et al.* 2021). Essas sequências foram posteriormente afetadas por zonas de cisalhamento arqueanas e paleoproterozoicas, como a Zona de Cisalhamento Cinzento–Carajás, que desempenharam papel fundamental no controle das mineralizações de ferro, cobre e ouro (Vasquez *et al.* 2008). Os greenstone belts, portanto, são registros essenciais para compreender a evolução tectônica e metalogenética da Província Carajás.

### 3.2.3 Suítes sanukitoides

Representam uma fase significativa do magmatismo arqueano tardio, marcando a transição entre a geração de crosta juvenil e os estágios de reequilíbrio termal e tectônico no sudeste do Cráton Amazônico. Ocorrem principalmente na Suíte Arco Verde e na Suíte São Francisco, caracterizadas por granitos e granodioritos com altos teores de Mg, Cr, Ni, Ba e Sr, além de baixos conteúdos de SiO<sub>2</sub> em relação aos TTGs tradicionais. As idades U-Pb dessas suítes variam entre 2,87 e 2,85 Ga (Dall’Agnol *et al.* 2020).

Os sanukitoides da Província Carajás exibem assinatura geoquímica típica de magmas derivados da fusão parcial de manto metasomatizado por fluidos de subducção, enriquecidos em Mg, Cr, Ni, Ba e Sr. Esses magmas interagiram com crosta continental espessada, registrando a contribuição de processos de reciclagem crustal no Mesoarqueano e representando importante marco na evolução da crosta da região (Oliveira *et al.* 2021, Feio *et al.* 2013). Estudos geocronológicos e geoquímicos sustentam que essas suítes marcam um estágio de transição para estilos tectônicos mais modernos ainda no Arqueano, fornecendo evidências cruciais para a compreensão da construção da crosta continental e da metalogênese associada a ambientes convergentes (Moreto *et al.* 2015, Dall’Agnol *et al.* 2006).

### 3.2.4 Unidades do Neoarqueano

Representam um estágio importante na consolidação e reativação da crosta arqueana da Província Mineral de Carajás, refletindo uma mudança nos regimes tectônicos e magmáticos que marcam o final da evolução arqueana (2,75–2,50 Ga). São rochas metavulcânicas félsicas a máficas, granitos cálcio-alcalinos de alto-K, complexos máfico-ultramáficos e *BIFs*, todas associadas a intensa atividade tectono-magmática e deposicional em ambientes de bacias extensional-transicional (Oliveira *et al.* 2021, Vasquez *et al.* 2008).

Um dos principais grupos do Supergrupo Itacaiúnas é o Grupo Grão-Pará, formado por basaltos, andesitos, tufos félsicos e extensos jaspilitos (*BIFs*). Essas rochas são interpretadas como resultado de magmatismo bimodal em um ambiente de bacia do tipo rift ou arco extensional arqueano, e hospedam os maiores depósitos de minério de ferro do mundo, como Serra Norte e Serra Sul, associados à Formação Carajás (Rio Doce Geologia e Mineração – Distrito Amazônia-Docegeo 1988, Machado *et al.* 1991). Outro grupo importante é o Igarapé Bahia, que compreende rochas metavulcânicas félsicas fortemente afetadas por alteração

hidrotermal, as quais estão associadas a mineralizações de ouro e cobre do tipo *IOCG*, exemplificadas pelos depósitos Igarapé Bahia e Sossego (Xavier *et al.* 2012).

O magmatismo félsico do Neoarqueano na Província Carajás é representado por suítes graníticas cálcio-alcálicas tardias, como a Suíte Planalto e a Suíte Serra Dourada, compostas por granitos porfiríticos, granodioritos e tonalitos. Esses corpos intrusivos frequentemente cortam os metavulcânicos do Supergrupo Itacaiúnas e são interpretados como resultado de fusão parcial da crosta inferior durante eventos pós-colisionais e de reativação tectônica (Dall’Agnol *et al.* 2006, Oliveira *et al.* 2021). No mesmo intervalo ocorrem também intrusões máficas, como gabros e dioritos, que refletem episódios de afinamento litosférico e fertilização do manto, processos fundamentais para a geração de magmas metalogenéticos associados a depósitos de Ni, Cu e EGP (Ferreira Filho & Oliveira 2005, Mansur & Ferreira Filho 2016).

Essas unidades são intensamente afetadas por zonas de cisalhamento arqueanas e paleoproterozoicas, de direção E–W a ENE–WSW, como a Zona de Cisalhamento Cinzento–Carajás, que condicionaram a colocação das intrusões e a circulação de fluidos mineralizantes (Vasquez *et al.* 2008). A integração de dados geocronológicos, estruturais e geoquímicos indica que o Neoarqueano no Domínio Carajás não representou apenas a consolidação final da crosta, mas também um período de reativação tectônica, magmatismo extensional e estabelecimento de condições metalogenéticas favoráveis à formação de seus maiores depósitos *IOCG* e de ferro (Xavier *et al.* 2012).

### **3.2.5 Cinturões de cisalhamento e reativações tectônicas**

Durante o final do Arqueano e início do Paleoproterozoico, o Domínio Carajás foi submetido a reativações tectônicas importantes, que resultaram no desenvolvimento de cinturões de cisalhamento rúptil-dúctil. O mais expressivo é o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, caracterizado por foliações predominante E–W. Essas estruturas condicionaram a orientação de falhas regionais de grande porte, como as falhas Carajás e Cinzento, que exercem papel fundamental no controle das mineralizações polimetálicas, em especial os depósitos de Fe, Cu e Au. Além disso, tais eventos tectônicos promoveram a reativação de rochas do embasamento e a deformação das unidades supracrustais do Supergrupo Itacaiúnas (Vasquez *et al.* 2008, Araújo *et al.* 2013).

### **3.2.6 Magmatismo do Paleoproterozoico**

O Paleoproterozoico marca uma fase expressiva de reativação tectono-magmática no Domínio Carajás, sucedendo à consolidação da crosta arqueana. Essa fase é caracterizada por

intenso magmatismo bimodal associado a regime tectônico extensional, resultando na intrusão de diques máficos, granitoides do tipo A e formação de bacias sedimentares sobre terrenos arqueanos. Os principais registros desse magmatismo estão nas Suítes Jamon, Velho Guilherme e Redenção, compostas por granitos peraluminosos a metaluminosos, elevados teores de *HFSE* e padrões geoquímicos indicativos de anatexia crustal em ambiente de crosta adelgada (Dall’Agnol *et al.* 2020).

As idades U-Pb das suítes graníticas paleoproterozoicas situam-se entre 1,88 e 1,87 Ga, intervalo correlacionado a eventos de distensão pós-colisional e ao desenvolvimento da Bacia de Carajás, cuja cobertura sedimentar sobrepõe as unidades arqueanas do domínio (Machado *et al.* 1991, Tavares *et al.* 2018). O magmatismo máfico coevo está representado por diques doleríticos e gabros, cujas características geoquímicas sugerem derivação de fontes mantélicas levemente enriquecidas, relacionadas a episódios de afinamento litosférico e possível atividade de plumas mantélicas (Pidgeon *et al.* 2000, Oliveira *et al.* 2019).

Esses eventos magmáticos refletem a reconfiguração paleoproterozoica da margem sudeste do Cráton Amazônico, vinculada à abertura de bacias intracratônicas e ao colapso termal pós-orogênico. Tais condições favoreceram tanto a circulação de fluidos hidrotermais e a remobilização de mineralizações arqueanas preexistentes, como a geração de novos depósitos *IOCG* e de ouro associados a zonas de cisalhamento (Vasquez *et al.* 2008, Xavier *et al.* 2012).

## 4. RESULTADOS

### 4.1 GEOLOGIA E RELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS DO DEPÓSITO SANTA LÚCIA

Mapeamento regional e local desenvolvidos pelas empresas Vale SA e *OZ Minerals Brasil* mostraram que o depósito cupro-aurífero Santa Lúcia se encontra na seção sudeste do *trend* Serra do Rabo na Província Mineral de Carajás, ocorrendo ao longo da falha NW–SE de Carajás. No entanto, em alguns locais também existem orientações estruturais E–W e NE–SW, possivelmente relacionadas a uma dobra aberta evidente em imagens aerogeofísicas, de satélite ou de radar.

A mineralização é hospedada por uma sequência metavulcânica composta por rochas riolíticas vulcânicas e subvulcânicas félsicas do Grupo Grão Pará, bem como está associada a uma intrusão granitoide alcalina e a corpos pegmatíticos que ocorrem em várias porções do depósito (Fig. 5). Este granitoide revela *trend* NW–SE e está usualmente foliado, delimitado por xistos paralelos à foliação. O minério também ocorre em estado oxidado e está associado a platôs com *gossan* na parte central do depósito (Silva *et al.* 2022). No geral, parte dessas rochas granitoides revela alterações hidrotermais pervasivas, evidenciadas pela sobreposição de microclina, sericita e biotita (Hunger 2021).

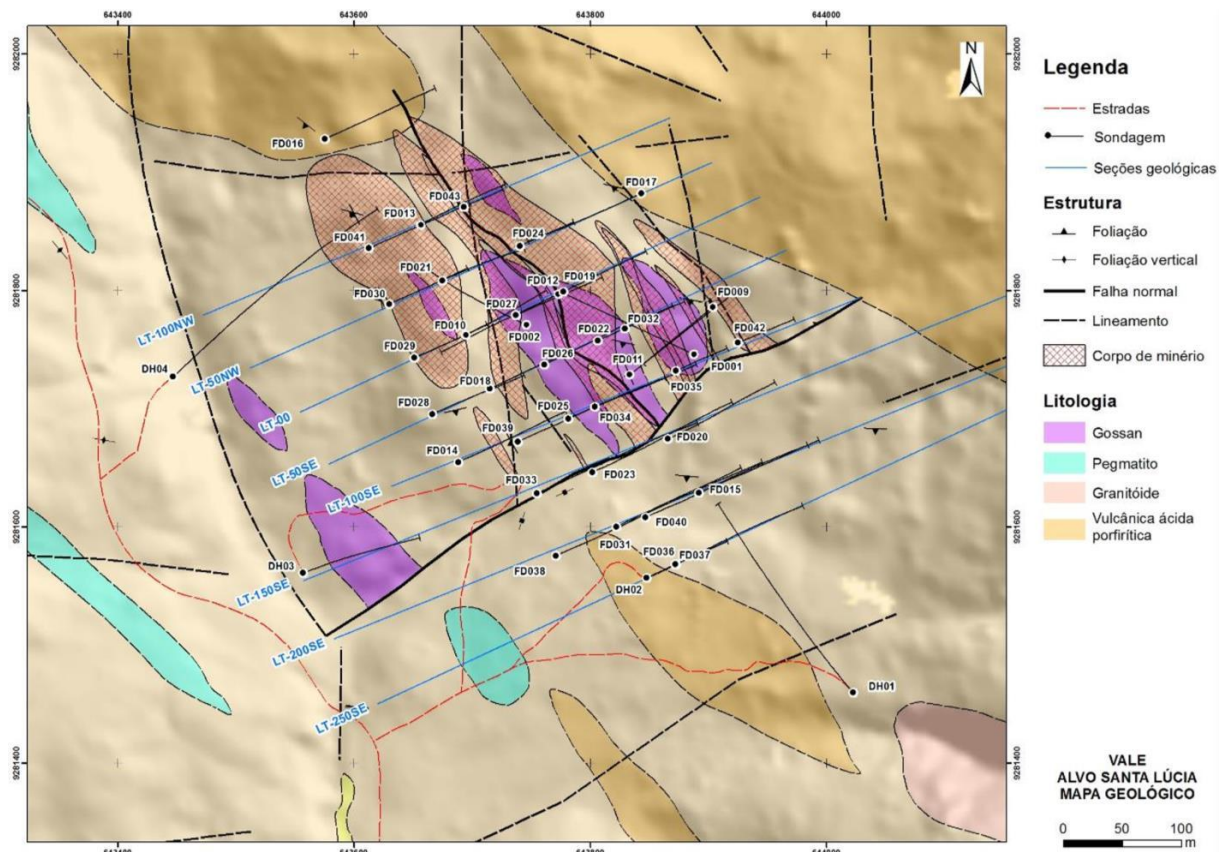


Figura 5 - Mapa geológico local do depósito Santa Lúcia (Silva *et al.* 2022).

A intensa deformação dúctil gerou foliação milonítica proeminente em alguns litotipos, a exemplo dos *BIFs*; além de bandas de cisalhamento, falhas e zonas de fratura, conforme observado no interior do corpo granitoide. A deformação rúptil tardia é evidente no depósito Santa Lúcia, representada por sistemas de fraturas em pares conjugados, veios de quartzo e diques pegmatíticos. A mineralização ocorre como zonas de sulfeto maciço, tipicamente calcopirita+pirita, embora ocorra subordinada associação calcopirita+pirrotita. Adicionalmente, a mineralização ocorre ainda em zonas de *stockwork* e veios de quartzo, ou como cordões e disseminações ao longo do perfil (Silva *et al.* 2022).

A Figura 6 revela feições representativas de oito sondagens descritas nessa Dissertação de Mestrado, que revelaram um sistema magmático-hidrotermal litologicamente diversificado e complexo. O arcabouço litológico é dominado na base por gnaisses miloníticos de composição granodiorítica a granítica intercalados com anfibolitos que usualmente são afetados por alteração potássica fissural, localmente pervasiva, bem como por alteração carbonática fissural, ambos apresentando mineralização sulfetada milimétrica a centimétrica controlada pela foliação milonítica (S1). Em níveis mais rasos ocorre mineralização maciça de sulfeto comumente foliada, a qual atinge até 30 metros de espessura em alguns furos e secciona o pacote de rochas metamórficas previamente descrito. São identificados ainda veios de quartzo e brechas hidrotermais associadas à mineralização.

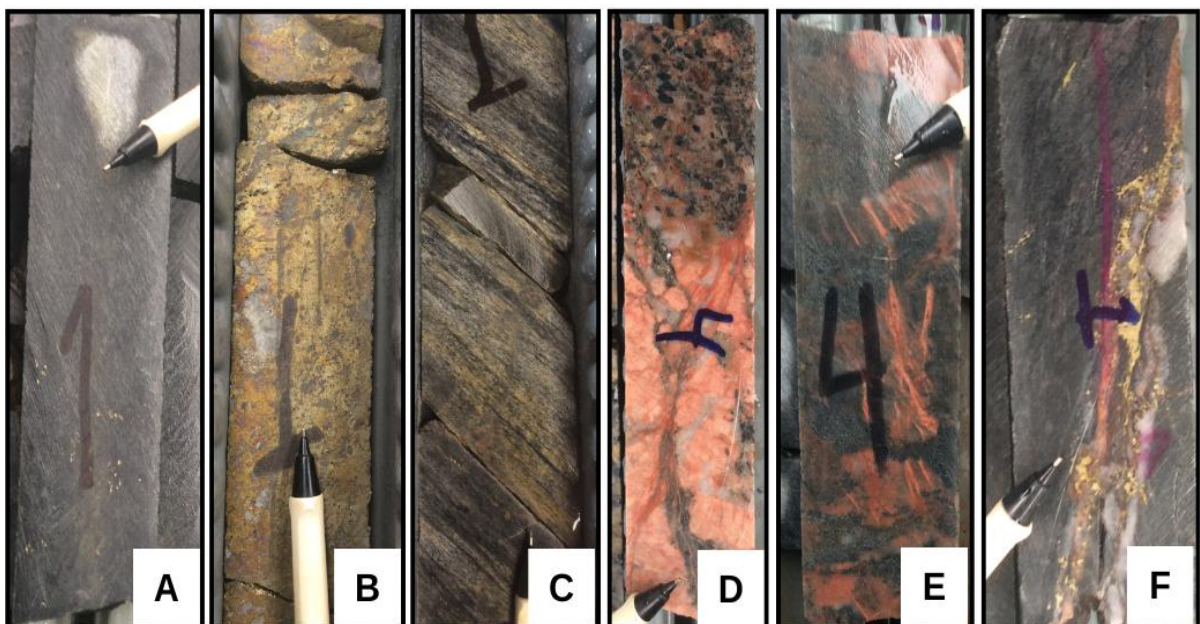


Figura 6 - Feições representativas mesoscópicas das rochas e minério identificados ao longo dos testemunhos de furo de sondagem do depósito Santa Lúcia. a) anfibolito com mineralização sulfetada controlada pela foliação milonítica (S1) e alteração carbonática fissural; b) minério sulfetado maciço; c) anfibolito contendo sulfeto controlado intensa por foliação milonítica (S1); d) pegmatito isotrópico rico em turmalinas e muscovita com alteração potássica pervasiva; e) rocha máfica com alteração potássica pervasiva; f) anfibolito contendo veio de quartzo com sulfeto que secciona a foliação milonítica (S1).

Intrusões pegmatíticas ricas em turmalina e muscovita ocorrem em vários interceptos e revelam formato de lentes estreitas com tendência NW–SE. São comumente cinza-claro a cinza rosado, grossos e com textura porfirítica. Usualmente revelam foliação milonítica incipiente a moderada, bem como hospedam a mineralização sulfetada em bolsões, disseminada ou controlada por essa foliação. Contudo, alguns desses corpos pegmatíticos são estéreis e ocorrem de forma generalizada ao longo dos furos de sondagem. Quando integradas, essas informações indicam pelo menos três eventos mineralizantes no depósito Santa Lúcia.

## 4.2 PETROGRAFIA

Os estudos petrográficos realizados nas escalas meso- e microscópicas envolveram a seleção de amostras representativas dos furos de sondagem do depósito cupro-aurífero Santa Lúcia, distinguindo-se as litologias, tipos e estilos de alterações hidrotermais, além de ocorrência e estilo da mineralização.

### 4.2.1 muscovita-biotita monzogranito milonítico

Este litotipo ocorre em profundidades rasas na maioria dos furos (20–60 m) do depósito Santa Lúcia e apresenta marcante foliação milonítica, cor cinza claro e textura equigranular fina hololeucocrática. É constituído essencialmente por quartzo, plagioclásio e microclina. Os minerais acessórios primários são biotita, muscovita, hornblenda e turmalina. Também ocorre sericita (Fig. 7f) como mineral secundário. Localmente ocorrem vênulas de quartzo subédrico fino. A deformação dúctil é predominante e evidenciada pela presença de foliação milonítica bem desenvolvida, definida pela orientação preferencial dos minerais micáceos e por estiramento de grãos de quartzo e feldspatos.

O quartzo ocorre como grãos alongados, com bordas onduladas e contatos interlobados, típicas de recristalização dinâmica por migração de borda de grão. Os cristais possuem hábito anédrico a subédrico, com granulação variando de 0,2 a 0,8 mm de comprimento, bem como revelam extinção ondulante, além de estruturas internas de subgrãos. Ocorrem ainda veios de quartzo de granulação média à grossa (Fig. 7a).

O plagioclásio (Fig. 7e) ocorre, ao menos, em duas gerações distintas. O plagioclásio tipo 1 (PL1) forma cristais subédricos, parcialmente substituídos por sericita ao longo de fraturas e bordas, indicando alterações hidrotermais pós-deformação. Os cristais de PL1 são médios (0,4–1,2 mm). Já o plagioclásio tipo 2 (PL2) forma cristais diminutos (0,2–0,5 mm), são subédricos a anédricos, e mostram bordas interlobadas com outros minerais, sugerindo que esta geração se formou durante ou após o evento de deformação.

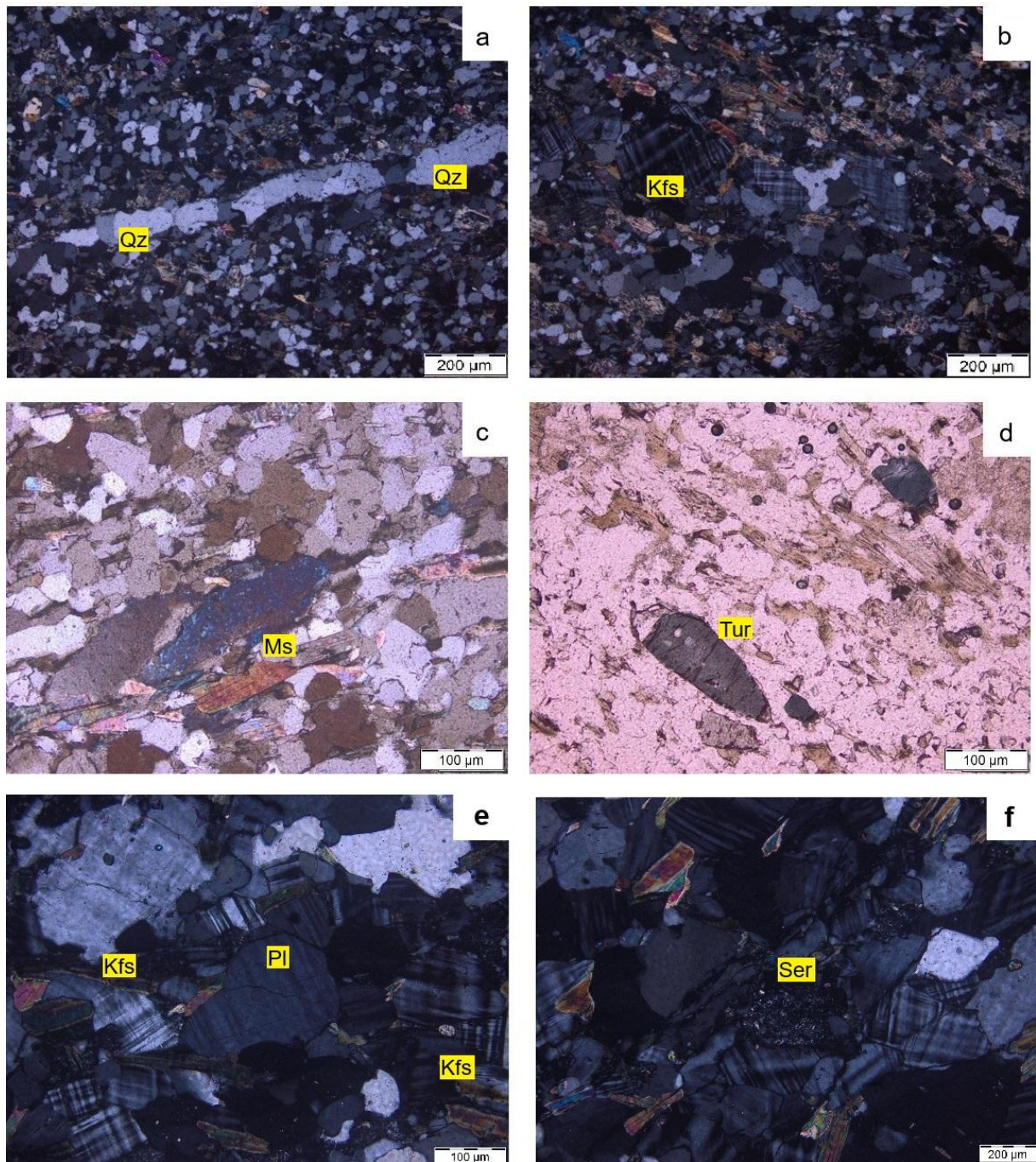


Figura 7 - Feições microscópicas representativas de muscovita-biotita monzogranito milonítico. a) vênulas formadas por cristais de quartzo de granulação média à grossa; b) cristais de microclina com geminação xadrez; c) cristal de muscovita; d) cristais de turmalina na matriz da rocha; e) cristais de plagioclásio em contato com feldspato potássico; f) alteração sericítica.

A microclina (Fig. 7b) figura como cristais anédricos a subédricos, com dimensões de 0,5 a 1,5 mm e mostra bordas interlobadas com quartzo e o plagioclásio. Apresenta carreamento de estruturas de deformação, como clivagem de deformação e fraturas internas, que indicam sua resposta relativamente frágil ao regime tectônico.

Biotita ocorre como cristais subédricos, com hábito tabular a lamelar, e dimensões de 0,4 a 0,9 mm. Apresenta pleocroísmo variável entre marrom a marrom escuro. Assim como a muscovita, está orientada paralelamente à foliação milonítica, mas formando bandas máficas em alternância com hornblenda e minerais félsicos. Os contatos com outros minerais são interlobados e frequentemente apresenta bordas levemente corroídas.

Muscovita (Fig. 7c) forma cristais subédricos a anédricos, com dimensões que variam de 0,3 a 0,8 mm. Possui hábito lamelar, frequentemente alongada paralelamente à foliação. Os contatos com os outros minerais, como quartzo e feldspatos, são interlobados e contribuem para a definição da foliação devido ao seu alinhamento preferencial.

A hornblenda é subédrica, com hábito prismático e tamanho de 0,6 a 1,2 mm. Mostra pleocroísmo verde a marrom esverdeado e contatos interlobados com quartzo e feldspatos, sugerindo recristalização durante a deformação. Seus cristais estão alinhados com a foliação milonítica, contribuindo para a textura gnáissica.

A turmalina identificada na rocha é do tipo schorlita (Fig. 7d), caracterizada por sua composição rica em ferro. Ocorre em cristais prismáticos subédricos, com tamanho variável entre 0,3 e 0,7 mm. Apresenta hábito alongado e bordas interlobadas, frequentemente alinhada com a foliação milonítica. Os cristais exibem pleocroísmo moderado de azul-esverdeado a verde-escuro.

#### **4.2.2 biotita monzogranito milonítico**

Este litotipo também ocorre em profundidades rasas, variando de 18 a 40 m, e comparativamente ao anteriormente citado, apresenta conteúdo superior de biotita em sua matriz. Rocha de cor cinza, o qual revela textura comumente hololeucocrática, holocristalina, equigranular e granulação fina. É constituída essencialmente por quartzo, plagioclásio e feldspato potássico. Os minerais acessórios primários são biotita, muscovita, hornblenda e zircão. A textura granular hipidiomórfica da rocha é evidente (Fig. 8b), mas apresenta orientação preferencial dos minerais que reflete a deformação milonítica que afetou o protólito monzogranítico. A foliação é bem definida com o alinhamento dos grãos de feldspato e biotita aos planos da foliação milonítica.

O quartzo ocorre como grãos anédricos a subédricos, com granulação de 0,3 a 1,0 mm. Apresenta bordas interlobadas, contatos serrilhados com feldspatos e subgrãos em bordas recristalizadas. A extinção ondulante é comum, bem como ocorre quartzo estirado em lentes alongadas paralelas à foliação.

O feldspato potássico ocorre como cristais subédricos a anédricos, com tamanho variável de 0,7 a 1,5 mm (Fig. 8f). Revela textura pertítica e contatos suturados com quartzo e plagioclásio. Clivagens internas estão preenchidas por sericita e há sinais de extinção ondulante e dobras intracristalinas em grãos mais deformados.

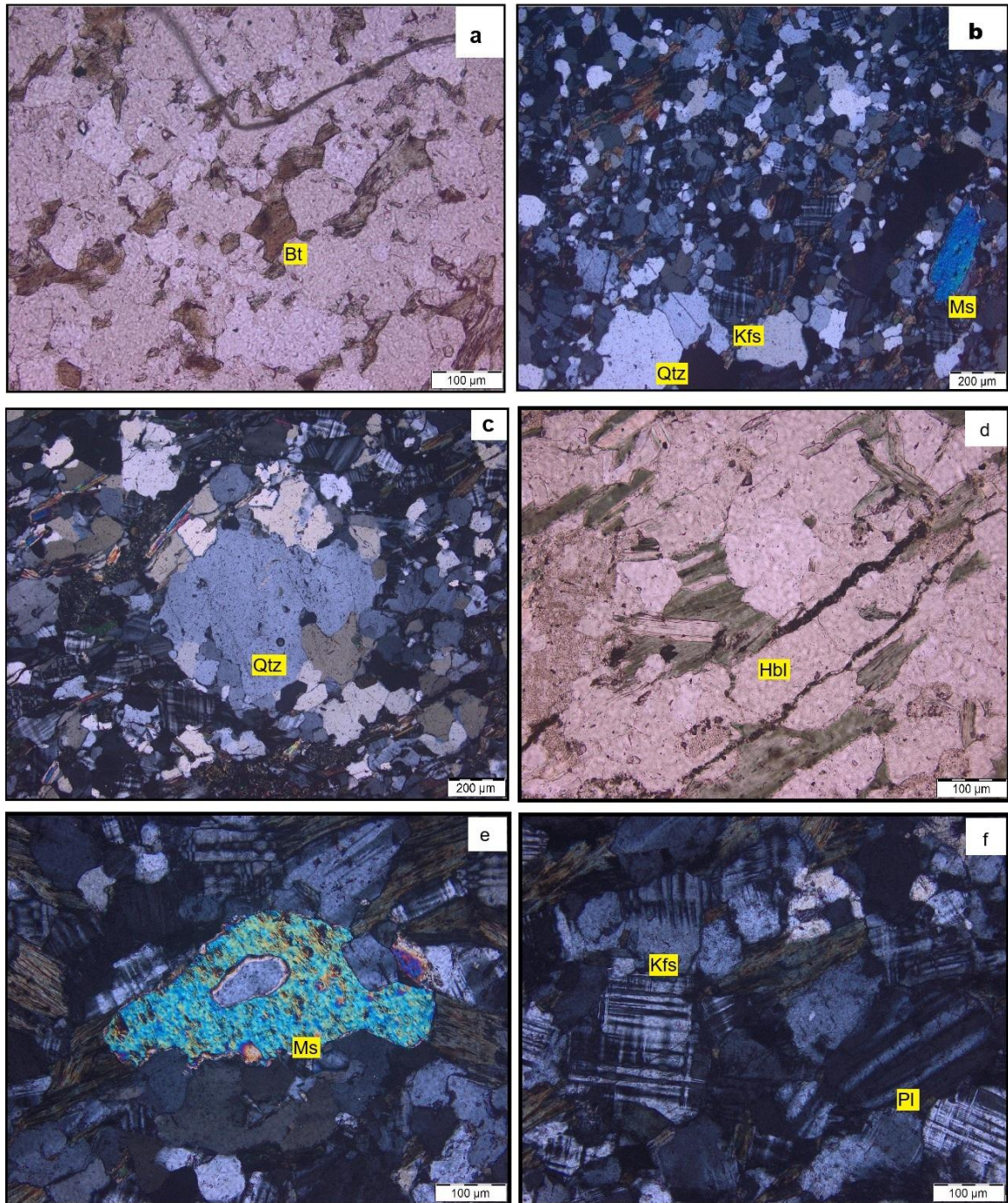


Figura 8 - Feições microscópicas representativas de biotita monzogranito milonítico. a) cristais de biotita entre a matriz; b) textura granular hipidiomórfica; e c) marcante presença de porfiroclastos de quartzo. d) cristais subédricos de hornblenda; e) cristal subédrico de muscovita com inclusão de quartzo; f) matriz formada por cristais subédricos de feldspato potássico e plagioclásio.

O plagioclásio comparece como cristais subédricos (Fig. 8f), com dimensões variando de 0,5 a 1,2 mm. Apresenta contatos retos com feldspato potássico e bordas suturadas com quartzo. Mostra alteração para sericita em fraturas internas e bordas, mas sem indicar a presença de múltiplas gerações. Lamelas de geminação são preservadas em alguns cristais pouco deformados. Esse plagioclásio apresenta um teor de anortita de aproximadamente An<sub>25</sub>, na escala do oligoclásio.

A biotita ocorre em lamelas subédricas (Fig. 8a), com hábito tabular, variando de 0,4 a 1,0 mm. Exibe pleocroísmo marrom-claro a marrom-escuro. Contatos serrilhados com feldspatos e hornblenda são frequentes. Esses cristais são frequentemente alongados e orientados paralelamente às superfícies de foliação, refletindo a orientação estrutural da rocha. A biotita mostra alteração para clorita.

A muscovita aparece em lamelas subédricas (Fig. 8e) com tamanho variando de 0,3 a 0,8 mm. Está orientada preferencialmente ao longo da foliação milonítica. Contatos ondulados e interlobados com quartzo e feldspatos são comuns, bem como ocorre frequentemente associada à biotita, compondo as bandas máficas da rocha.

A hornblenda ocorre em cristais subédricos (Fig. 8d), com hábito prismático, medindo entre 0,5 e 1,2 mm. Mostra pleocroísmo variável entre verde-claro e verde-escuro, com contatos retilíneos a interlobados em relação ao quartzo e plagioclásio. A orientação preferencial dos cristais contribui para a textura bandada da rocha.

O zircão ocorre como mineral acessório primário, formando cristais anédricos a subédricos de hábito prismático curto, com 50 a 120 µm. Está geralmente incluso em quartzo e feldspato potássico, apresentando contatos intersticiais. Em algumas seções ocorre como agregados alinhados com a foliação, sugerindo remobilização durante a deformação.

#### **4.2.3 granodiorito milonítico**

Rocha milonítica de cor cinza claro e textura fina hololeucocrática e holocristalina. No geral, mostra textura equigranular fanerítica (Fig. 9a) composta pelos minerais primários quartzo e plagioclásio, os acessórios muscovita, anfibólio, turmalina e titanita além de feldspato potássico e clorita que ocorrem como minerais secundários.

Os cristais de quartzo são anédricos a subédricos, com tamanho variável entre 0,3 e 1,0 mm. Apresentam bordas interlobadas e contatos ondulados com plagioclásio e microclina. Ocorre frequente extinção ondulante, ao passo que subgrãos indicam recristalização dinâmica-deformação SRG (Rotação de Subgrão) (Fig. 9b). A presença de extinção ondulante reflete tensões internas acumuladas nos cristais durante a deformação, enquanto os subgrãos,

resultantes da reorganização do retículo cristalino, são evidências claras de recuperação intracristalina.

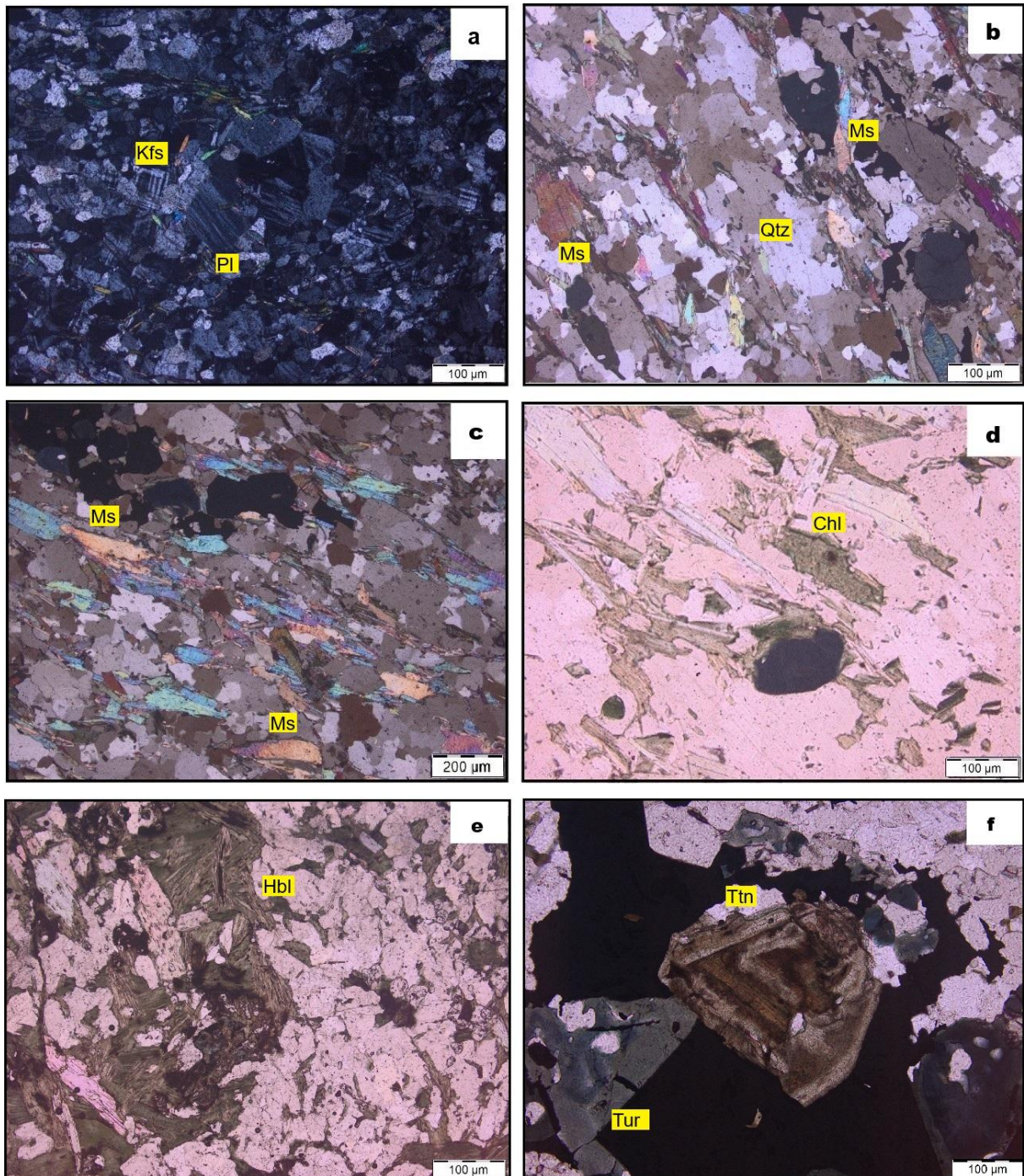


Figura 9 - Feições microscópicas representativas de granodiorito milonítico. a) textura equigranular fanerítica com plagioclásio e feldspato potássico na matriz; b) quartzo com deformação SRG; c) muscovita orientada pela deformação milonítica; d) clorita alterando cristais de biotita; e) cristais de hornblenda presentes na matriz da rocha; f) cristal de titanita em contato com turmalina.

Esse tipo de microestrutura é típico de condições de temperatura intermediária ( $\approx 350\text{--}500\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) e indica que a rocha foi submetida a deformação dúctil sob regime tectônico contínuo.

A rotação progressiva dos subgrãos em direção à formação de novos grãos sugere um estágio de recristalização dinâmica incipiente, contribuindo para a reconfiguração da foliação e para o desenvolvimento de novas bandas de deformação mineralógica ao longo do tecido milonítico. Alguns cristais estirados formam lentes alongadas e alinhadas com a foliação.

O plagioclásio ocorre como cristais subédricos (Fig. 9a), com dimensões de 0,4 a 1,2 mm e um teor de anortita próximo a An<sub>35</sub> (andesina). Mostra intensa alteração para microclina, especialmente nas bordas e em fraturas internas. Os contatos variam de suturados com quartzo a interlobados com anfibólio. Lamelas da geminação são preservadas apenas em grãos desprovidos de alteração hidrotermal. Já a microclina hidrotermal apresenta textura pertítica em algumas áreas e bordas interlobadas com quartzo e clorita. Os cristais têm hábito anédrico, com interferência cruzada típica em seção delgada. Sua presença reflete a alteração potássica pervasiva.

A muscovita ocorre em lamelas subédricas (Fig. 9c), variando de 0,3 a 0,8 mm. Está fortemente alinhada com a foliação milonítica, formando bandas contínuas ao lado de clorita. Os contatos são interlobados com quartzo e plagioclásio, e sua abundância indica reequilíbrio mineral durante a deformação.

O anfibólio ocorre em cristais subédricos a anédricos (Fig. 9e), com dimensões de 0,5 a 1,2 mm. Apresenta hábito prismático e pleocroísmo verde a marrom esverdeado e cores de interferência de segunda ordem. Os contatos são retos a interlobados com plagioclásio e microclina e sua orientação preferencial acompanha a foliação da rocha. Alguns cristais mostram alteração incipiente para clorita.

Por sua vez, a clorita figura como lamelas subédricas a anédricas, com dimensões de 0,3 a 0,7 mm. Apresenta pleocroísmo verde-claro ao verde-escuro, com interferência azulada em luz polarizada. Forma contatos interlobados com quartzo e muscovita, substituindo parcialmente a biotita (Fig. 9d) em algumas porções. Sua abundância é indicativa de processos retrógrados associados à baixa temperatura.

A turmalina ocorre como cristais subédricos a anédricos, com dimensões variando entre 0,2 e 0,8 mm (Fig. 9f). Apresenta hábito alongado a prismático e pleocroísmo de verde acinzentado a azul-esverdeado. As cores de interferência variam de primeira ordem baixa a anomalias de segunda ordem. Os cristais geralmente se dispõem de forma dispersa na matriz quartzo-feldspática, podendo estar orientados paralelamente à foliação ou em posições aleatórias. Os contatos com minerais adjacentes, como quartzo e muscovita, são irregulares a suturados.

A titanita ocorre como grãos subédricos isolados, com dimensões variando entre 0,1 e 0,5 mm (Fig. 9f). Apresenta hábito lenticular a irregular, com pleocroísmo fraco de incolor a amarelado pálido e cores de interferência elevadas, geralmente em tons vibrantes de rosa, verde e azul. Exibe relevo alto e extinção oblíqua. Em algumas ocorrências, os grãos mostram zonamento óptico visível, caracterizado por variações concêntricas sutis na cor de interferência e no pleocroísmo, sugerindo oscilações composicionais durante o crescimento. Os contatos com minerais adjacentes, como plagioclásio, biotita e muscovita, são irregulares a suturados.

#### **4.2.4 pegmatito**

Corpos intrusivos de pegmatito de cor rosa-claro revelam como minerais primários feldspato potássico e quartzo, como acessórios turmalina e muscovita, além de titanita como varietal e sericita como mineral secundário. Contem textura porfírica grossa a extremamente grossa (Fig. 10a), com cristais de tamanhos variados que podem exceder vários milímetros.

O feldspato potássico ocorre em cristais geminados (pertíticos) de hábito subédrico a anédrico, com tamanhos que variam de 5 mm a mais de 5 cm (Fig. 10b). Apresenta bordas suturadas com quartzo e contatos interlobados com muscovita e turmalina. Algumas áreas exibem incipiente alteração sericítica, especialmente nas bordas dos cristais, devido à interação com fluidos hidrotermais.

O quartzo ocorre como grãos grossos anédricos (Figs. 10a,f), com dimensões que chegam a 5 cm, preenchendo interstícios entre os cristais de feldspato potássico. Mostra bordas interlobadas, muitas vezes em contato direto com a turmalina. Apresenta extinção ondulante e inclusões de muscovita e turmalina, evidenciando cristalização tardia. Também ocorre muitas vezes preenchendo fraturas na rocha.

A turmalina ocorre como cristais prismáticos subédricos a euédricos bem desenvolvidos (Fig. 10c), variando de 2 mm a 3 cm. Apresenta pleocroísmo forte, de verde-escuro a preto, típico da schorlita. Os contatos com o quartzo e feldspato potássico são retos a suturados. Em algumas áreas, forma agregados alinhados paralelamente à direção do crescimento magmático.

A muscovita ocorre em lamelas de 1 mm a 2 cm, geralmente alinhadas em zonas intersticiais entre feldspato potássico e quartzo (Fig. 10d). Os contatos são retos com quartzo e ondulados com turmalina. Essas lamelas frequentemente exibem bordas corroídas e ligeiras ondulações, indicando recristalização parcial.

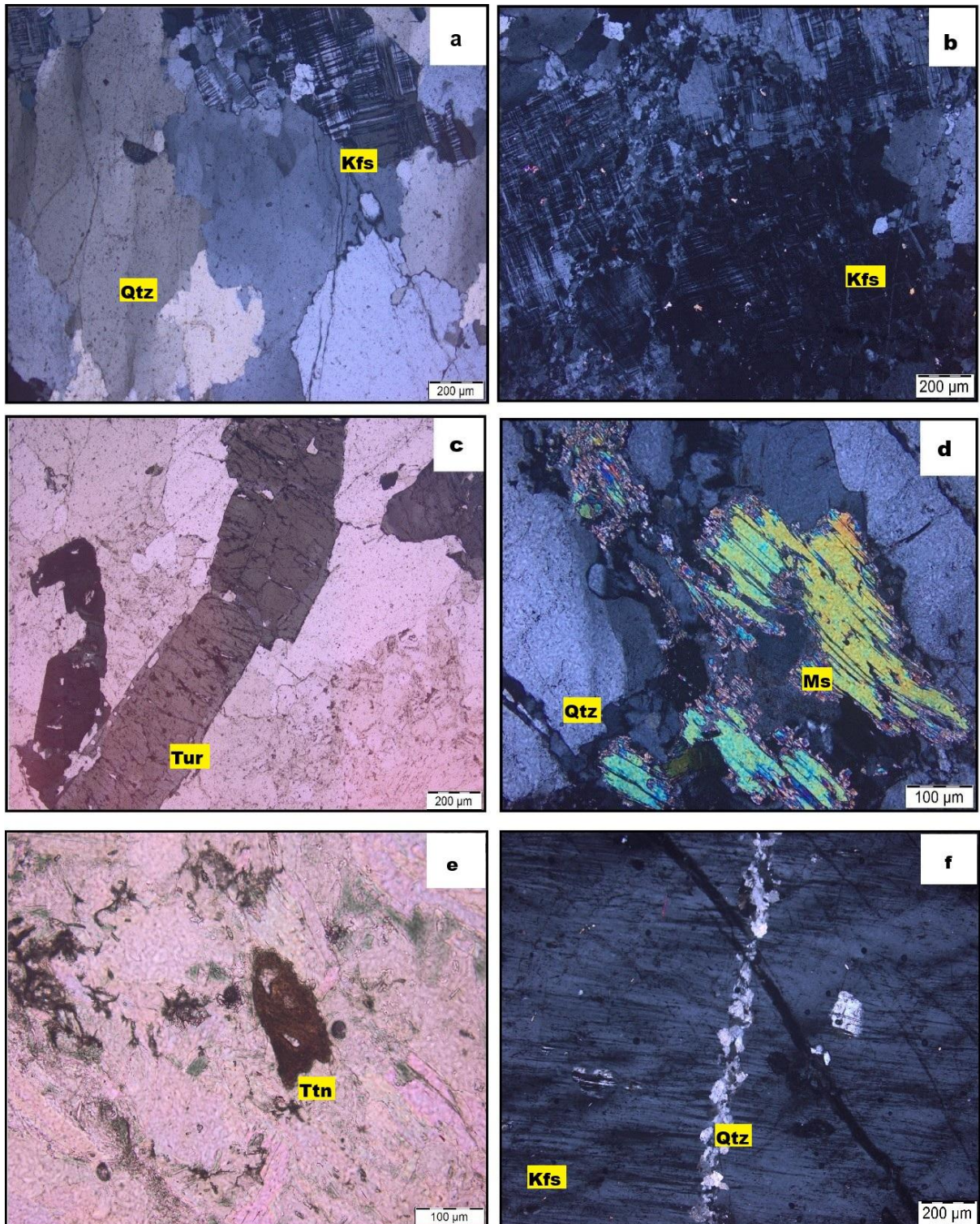


Figura 10 - Feições microscópicas representativas de pegmatito. a) textura porfírica comum do pegmatito com quartzo e feldspato potássico como fenocristais; b) fenocristal de feldspato potássico; c) seção longitudinal de turmalina preta; d) cristal de muscovita primário; e) cristal subédrico de titanita; f) vênula de quartzo em cristal de feldspato potássico.

A titanita ocorre como cristais anédricos a subédricos (Fig. 10e), com tamanhos variando de 0,5 a 1 mm. Os cristais são geralmente inclusos em quartzo e feldspato potássico, com bordas nítidas. Apresenta interferência anisotrópica de cores fortes em luz polarizada, sendo um mineral acessório típico.

#### 4.2.5 pegmatito milonítico

Rocha de cor cinza-escuro, mesocrática, holocristalina e inequigranular. Texturalmente, apresenta granulação média a grossa e intensa foliação milonítica, evidenciada pela orientação preferencial dos minerais micáceos (muscovita e sericita) e pelo alongamento dos cristais de quartzo e feldspatos, que formam lentes e porfiroclastos assimétricos em matriz finamente foliada (Fig. 11a).

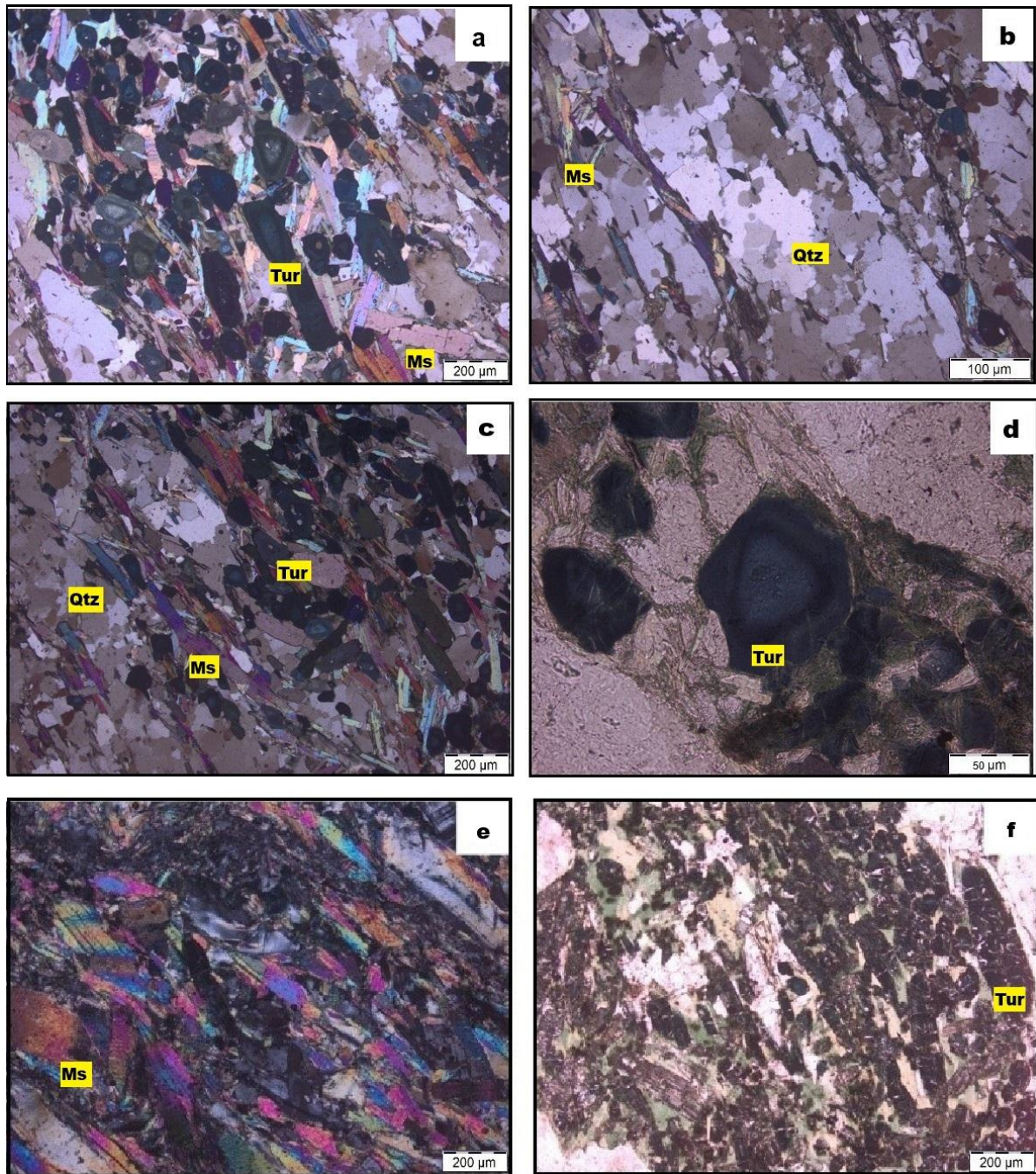


Figura 11 - Feições microscópicas representativas de pegmatito milonítico. a) muscovita e seções basais e longitudinais de turmalina negra, ambos orientados pela foliação; b) quartzo com granulação grossa; c) quartzo e turmalina orientados pela deformação; d) seção basal da turmalina zonada; e) foliação evidenciada pelos cristais de muscovita; f) seções longitudinais de turmalina orientados pela foliação.

A titanita também participa ativamente da foliação, ocorrendo como cristais alongados ou orientados ao longo do plano S, reforçando a anisotropia da rocha. Essa estrutura sugere deformação em regime dúctil, sob condições de temperatura intermediária a alta, com recristalização dinâmica parcial do quartzo, evidenciada por grãos menores, bordas lobadas e extinção ondulante. Os minerais essenciais são microclina, e quartzo, enquanto muscovita, turmalina e titanita ocorrem como acessórios primários. Minerais secundários, como clorita e sericita, estão presentes e associados a processos de alteração hidrotermal ou metamorfismo retrógrado.

A microclina forma cristais subédricos a anédricos, com tamanhos variando de 1 a 4 mm. Os cristais apresentam geminações em grade e bordas levemente deformadas, com contatos suturados e interlobados com quartzo e plagioclásio. Fraturas internas nos cristais são preenchidas por sericita, sugerindo alteração devido à ação de fluidos hidrotermais.

O quartzo exibe grãos anédricos, de tamanho variado (1 a 5 mm), sendo mais comum o de dimensões maiores (Fig. 11b). A extinção ondulante é evidente e as bordas dos cristais são serrilhadas ou suturadas, refletindo o efeito da deformação. Usualmente em muitas áreas está alinhado com a foliação, bem como preenche espaços entre os feldspatos.

A muscovita (Fig. 11e) forma cristais médios, subédricos, hipidiomórficos e estirados, acompanhando a foliação milonítica da rocha (Fig. 11c). A clorita é constituída por cristais finos, hipidiomórficos, subédricos e que assim como a muscovita, revelam a foliação milonítica da rocha.

A turmalina (schorlita) forma cristais prismáticos que variam de 0,5 a 2 mm. Mostra pleocroísmo verde-escuro a preto (Figs. 11d e 11f). Os cristais são frequentemente localizados em áreas de fratura, com contatos interlobados com quartzo e microclina. A titanita figura como cristais anédricos a subédricos, com dimensões variáveis entre 0,2 a 0,8 mm. Ela é geralmente encontrada inclusa em quartzo e microclina e com bordas bem definidas. Apresenta interferência anisotrópica forte quando analisada sob luz polarizada.

#### **4.2.6 turmalinito**

Rocha maciça, de cor preta, usualmente associada às intrusões de pegmatito, ocorrendo em profundidade de aproximadamente 80 metros. Revela turmalina, quartzo, microclina, biotita, anfibólio, piroxênio (diopsídio) e calcopirita maciça. Apresenta textura granular com os cristais de turmalina sendo os mais proeminentes. Esta rocha ocorre em um ambiente com minério maciço, comumente no contato entre o milonito granodiorítico e o anfibolito.

A turmalina é a schorlita (Fig. 12a) e forma cristais prismáticos a subprismáticos variáveis entre 1 a 4 mm. Os cristais são pretos a verde-escuro com marcante pleocroísmo. Apresentam contatos interlobados com quartzo e microclina, formando estrutura alinhada à foliação. Normalmente está associada às zonas de fratura e deformação.

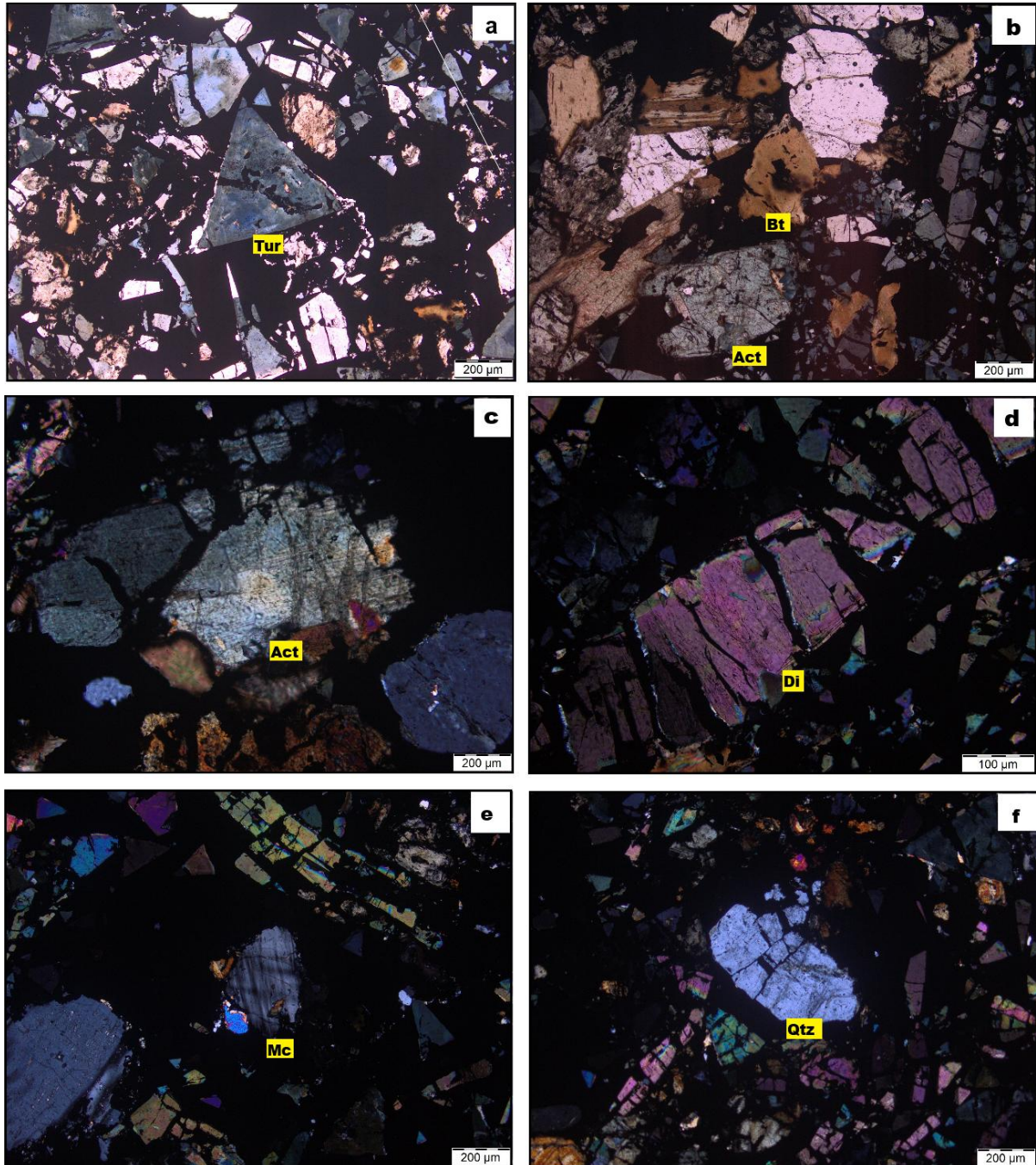


Figura 12 - Feições microscópicas representativas de turmalinito. a) cristais de turmalina envolvidos por minério maciço no turmalinito; b) biotita com incipiente alteração para clorita; c) cristal de actinolita; d) cristal de diopsídio (clinopiroxênio); e) cristal de microclina com geminação xadrez; f) fenocristal de quartzo.

O quartzo está presente como grãos anédricos a subédricos, com dimensões variando de 1 a 5 mm (Fig. 12f). É comumente abundante na matriz, intercalado entre os cristais de turmalina e feldspatos.

A microclina forma cristais subédricos a anédricos, com tamanho variando de 0,5 a 3 mm. Os cristais apresentam geminação xadrez bem definida (Fig. 12e) e contatos suturados com quartzo e turmalina. Algumas áreas desta fase mostram bordas fortemente deformadas, com fraturas preenchidas por alteração sericítica.

A biotita é fina, com dimensões de 0,2 a 1 mm e disposta paralelamente à foliação. Apresenta marrom-claro e cor de interferência cinza esverdeado, de primeira ordem. Forma contatos interlobados com quartzo e feldspatos. Revela incipiente alteração para clorita (Fig. 12b).

O anfibólio ocorre como cristais alongados a prismáticos com 1 a 3 mm (Fig. 12c) com cor verde-claro e cor de interferência de segunda ordem com tons amarelados à verde. Apresenta cor verde a preta, com extinção ondular visível em luz polarizada. Os cristais estão alinhados paralelamente à foliação e apresentam contatos interlobados com quartzo e biotita, indicativos de um ambiente metamórfico de pressão e temperatura moderadas.

O piroxênio (diopsídio) apresenta cristais curtos a prismáticos (Fig. 12d), com cor verde a marrom, cor de interferência de segunda ordem, com cor rosada e dimensões de 0,5 a 2 mm. Os cristais possuem forma subédrica a anédrica e apresentam contatos com quartzo e turmalina. É um mineral relativamente restrito na rocha, mas contribui para a composição global, formando zonas discretas entre os outros minerais.

#### **4.2.7 anfibolito**

O anfibolito apresenta coloração verde-escuro a preto esverdeado em amostra de mão, com aspecto maciço a levemente foliado. À microscopia, exhibe textura nematoblástica (Fig. 13a), com granulação média, localmente fina, composta essencialmente por plagioclásio (oligoclásio-andesina) e hornblenda verde (anfibólio cálcico), que define uma foliação incipiente a moderada, marcada pela orientação preferencial dos cristais alongados de hornblenda.

O plagioclásio ocorre como cristais subédricos a anédricos variáveis entre 0,5 e 2 mm (Figs. 13b,f). Exibem geminação albita, extinção simples e contatos interlobados com hornblenda e minerais secundários. Usualmente ocorre alteração incipiente para epídoto e, subordinadamente, sericita nas bordas e fraturas dos cristais. Estimativa visual sugere que o

plagioclásio apresenta composição de labradorita, com teor aproximado  $An_{60}$ , identificado a partir do método Albita-Carlbad.

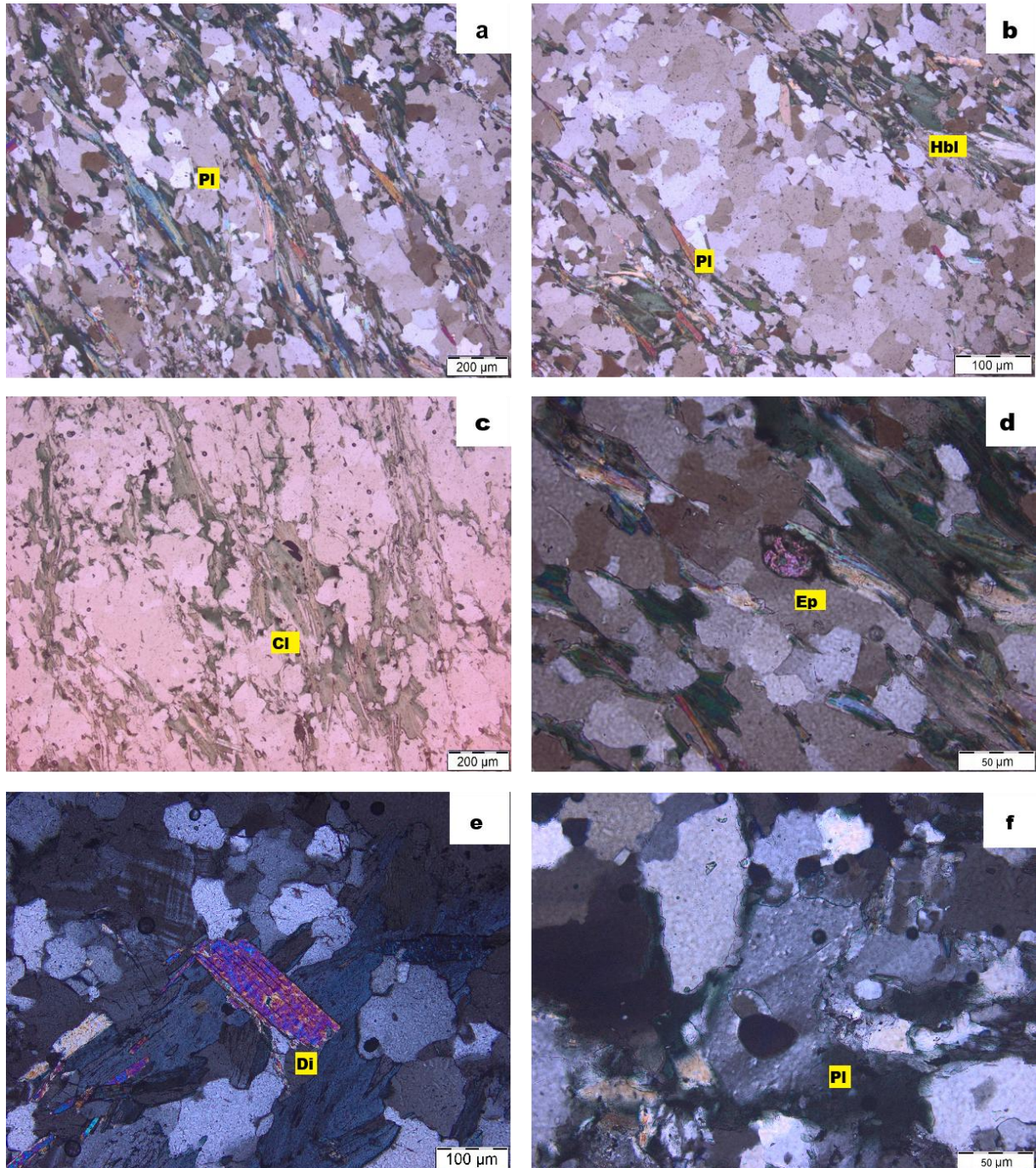


Figura 13 - Feições microscópicas representativas de anfibólito. a) textura lepidoblástica com evidente orientação dos cristais; b) Cristais subédricos de plagioclásio orientados pela foliação da rocha; c) clorita alterando os cristais de anfibólio; d) cristal de epidoto; e) cristal de diopsídio subédrico envolto pela matriz; f) cristal de plagioclásio apresentando geminação preservada.

A hornblenda figura como cristais prismáticos a subédricos, com dimensões de 1 a 4 mm. Apresenta cor de interferência variável entre o verde-escuro e marrom, bem como pleocroísmo verde e marrom-amarelado. Os cristais possuem contatos suturados com

plagioclásio e epídoto e apresentam alinhamento preferencial, marcando a foliação da rocha. Algumas bordas de hornblenda mostram forte substituição por clorita, indicando influência hidrotermal e retrometamorfismo.

O diopsídio ocorre como cristais subédricos a anédricos, com dimensões variando entre 0,3 e 1,0 mm (Fig. 13e). Apresenta hábito prismático a tabular, com coloração incolor a verde-pálido em luz transmitida e pleocroísmo fraco ou ausente. As cores de interferência são de segunda ordem, geralmente em tons de laranja ou verde, e a extinção é oblíqua. Os contatos com minerais adjacentes, como plagioclásio, hornblenda e titanita, são retos a ligeiramente interlobados. Em algumas amostras, o diopsídio apresenta leve alteração para minerais de baixa temperatura, como clorita.

O epídoto (Fig. 13d) forma cristais anédricos a subédricos, variando de 0,2 a 1 mm, com cor amarelo-esverdeado e interferência de terceira ordem. É comumente secundário e ocorre em bordas e fraturas de plagioclásio e hornblenda, sendo o principal mineral da alteração propilítica. É mais abundante nas zonas de maior interação com fluidos hidrotermais. A clorita ocorre em agregados lamelares de cor verde-escuro, com dimensão entre 0,1 e 0,5 mm (Fig. 13c). É um mineral secundário formado na borda dos cristais de hornblenda, ocorre comumente associado a minerais opacos ou preenche fraturas. Apresenta forte pleocroísmo de cor verde e baixa birrefringência sob luz polarizada.

Minerais opacos como magnetita e ilmenita ocorrem em grãos anédricos disseminados, com tamanho menor que 0,5 mm. Esses minerais são relativamente abundantes e aparecem associados às bordas de hornblenda e epídoto. Parte dos grãos revela incipiente substituição por óxidos hidratados.

#### 4.3 ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS

As rochas metamórficas félsicas e máficas são as principais hospedeiras da mineralização do depósito Santa Lúcia. Elas foram submetidas a múltiplos eventos de alteração hidrotermal (Fig. 14), sendo os mais importantes a alteração potássica — marcada pela substituição pervasiva ou fissural de plagioclásio por microclina e, secundariamente, por biotita — e a alteração propilítica, dominada por clorita, epídoto e carbonatos. A sequência observada indica que algumas dessas alterações, como a propilítica, podem ser mais antigas ou parcialmente independentes da potássica, sugerindo uma evolução complexa e polifásica do sistema hidrotermal, possivelmente vinculada a múltiplos pulsos mineralizantes. Além disso, nos níveis mais profundos, especialmente nos anfibolitos, ocorrem veios e fraturas preenchidos por carbonato (principalmente calcita), caracterizando uma alteração carbonática fissural tardia,

possivelmente associada à fase final de resfriamento e circulação de fluidos diluídos. A coexistência de diferentes fácies de alteração e sua sobreposição ao longo de estruturas miloníticas e litotipos variados indicam um sistema hidrotérmico prolongado, com variação nas condições físico-químicas e na composição dos fluidos.

Esse padrão é compatível com o modelo de sistemas *ISCG*, que apresentam pulsos sucessivos de alteração e mineralização, com forte controle estrutural e zonalidade hidrotermal bem definida (Skirrow 2022). Em paralelo, observa-se semelhança com a evolução em sistemas *IOCG* descritos na Província Mineral de Carajás, como nos depósitos de Salobo e Igarapé Bahia, onde múltiplos episódios hidrotermais e sobreposição de fácies também são comuns (Tavares *et al.* 2018; Xavier *et al.* 2012).

Adicionalmente, ocorre alteração carbonática do tipo fissural, restrita a menores profundidades, com a introdução tardia de CO<sub>2</sub>. Esse padrão de sobreposição de alterações, associado às diferentes mineralogias e estilos texturais, sugere que o depósito Santa Lúcia não se enquadra estritamente no modelo clássico de *IOCG*, sendo mais coerente com depósitos *ISCG* (*iron sulfide copper-gold*), conforme discutido por Skirrow *et al.* (2022) e reforçado pelas assembleias mineralógicas e estilo de alteração observados.

A relação entre o arcabouço litológico e os dados de mineralização revela padrões importantes. Os maiores teores de cobre ocorrem entre 15 e 80 m de profundidade (Fig. 15), indicando uma mineralização predominantemente associada a níveis mais rasos, com estilo disseminado e controle estrutural subordinado. Embora em algumas localidades se observem concentrações de sulfetos preenchendo fraturas ou pequenas zonas brechadas, essas ocorrências são localizadas e de geometria irregular, não configurando corpos maciços de minério contínuos e bem definidos. Essa característica difere de descrições anteriores que sugeriam a presença de mineralizações maciças mais extensas, reforçando a necessidade de revisar e refinar os modelos interpretativos do depósito com base nos dados mais recentes.

Na maioria das amostras, a mineralização disseminada está associada à alteração propilítica, típica de zonas periféricas em sistemas do tipo *ISCG* (Skirrow 2022). Essa alteração inclui clorita, epídoto, carbonatos e actinolita substituindo minerais primários em intensidades variadas. A recorrência dessa assembleia em níveis rasos, associada aos teores de anomalia de cobre, indica ascensão e dispersão lateral de fluidos mineralizantes, favorecida por zonas de maior permeabilidade. Esse padrão de alteração propilítica superposta a tecidos metamórficos reforça a transição entre o regime metamórfico e o hidrotermal, indicando a atuação de fluidos mineralizantes em rochas previamente metamorfisadas. Situações semelhantes são descritas em sistemas *ISCG* e *IOCG*, nos quais alterações hidrotermais propilíticas se instalam sobre

assembleias metamórficas, obliterando ou modificando parcialmente sua textura original (Skirrow 2022, Xavier *et al.* 2012).

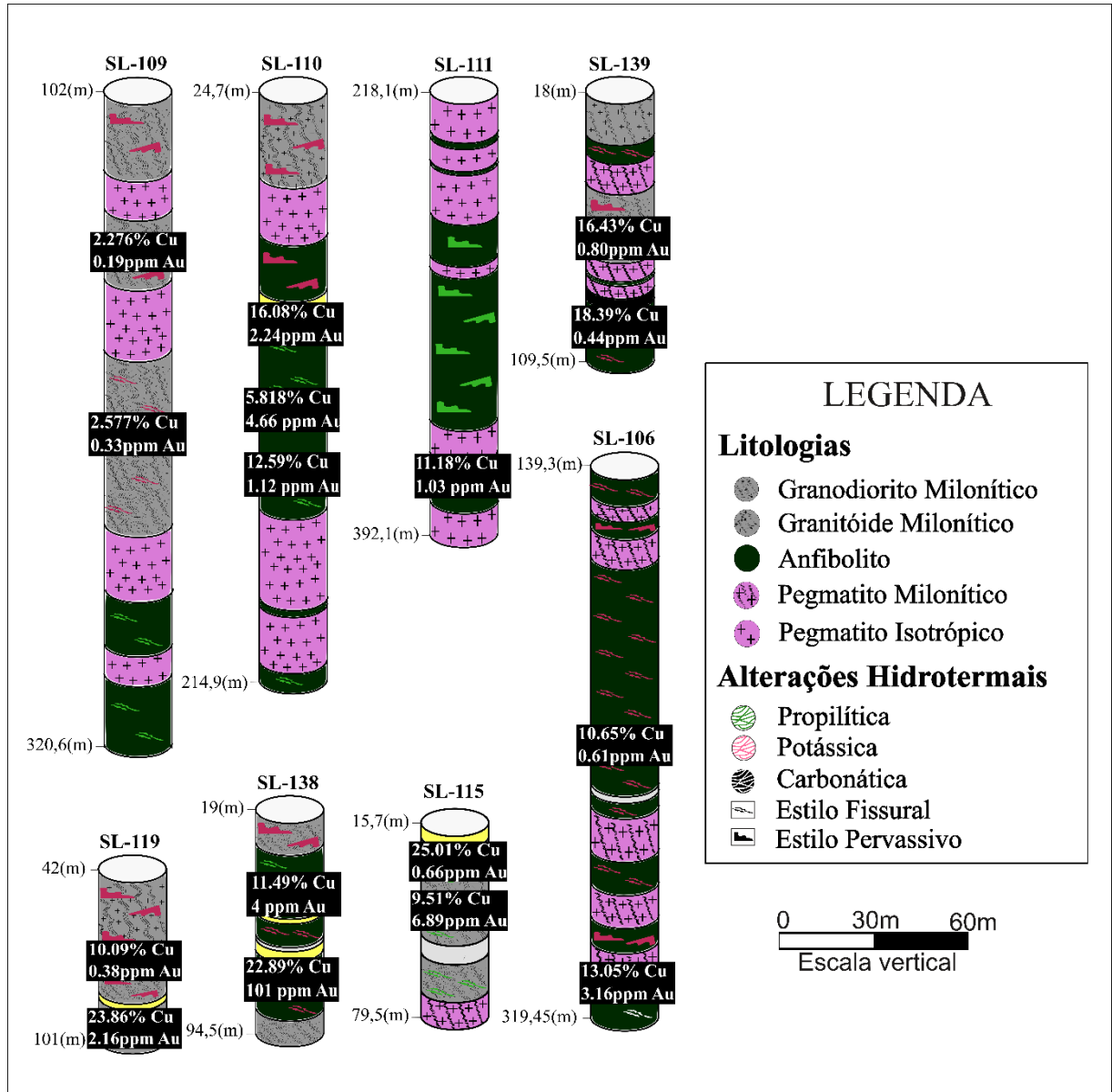


Figura 14 - Perfil esquemático representativo das principais litologias e tipos e estilos de alterações hidrotermais ocorrentes nos oito furos de sondagem estudados. Os valores de anomalia de cobre e ouro estão indicados.

Dessa forma, a associação entre nível crustal raso, alteração propilítica e elevados teores de cobre e ouro constituem importantes indicadores da arquitetura do sistema hidrotermal mineralizante, auxiliando na modelagem 3D da mineralização e na definição de alvos prioritários para exploração por parte da empresa.

#### 4.3.1 Alteração potássica

A alteração potássica é caracterizada pela introdução de potássio no sistema, com substituição de plagioclásio por feldspato potássico (microclina e, localmente, ortoclásio), além do desenvolvimento de biotita hidrotermal (Pirajno 2009). No depósito Santa Lúcia, esse tipo de alteração ocorre tanto em estilo fissural (Figs. 15a e 15c), com preenchimento de fraturas, quanto de forma pervasiva (Figs. 15b e 15d), afetando volumetricamente grandes porções da rocha.

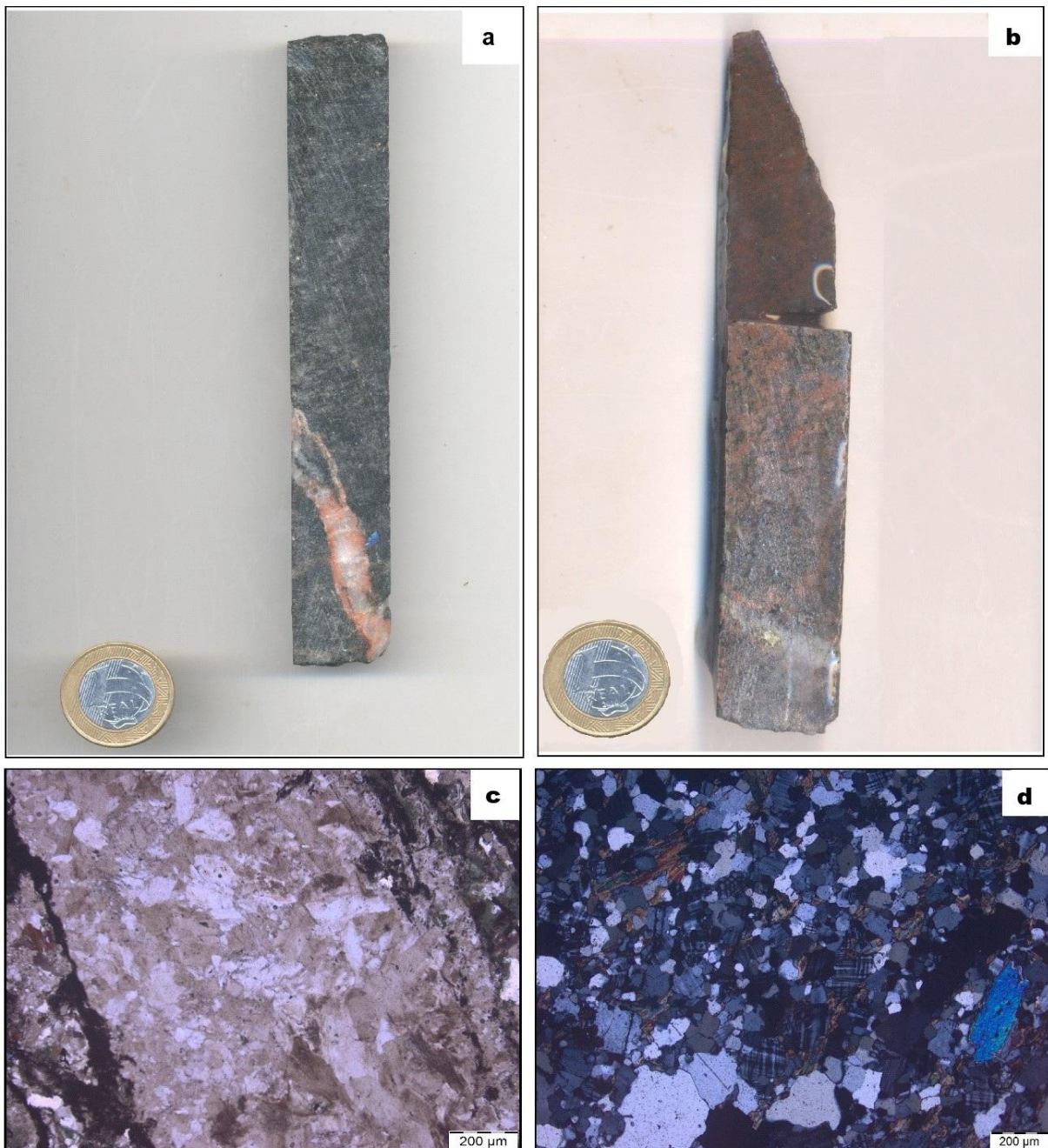


Figura 15 - Feições microscópicas representativas da alteração potássica. a) cristais de microclina preenchendo fraturas em granodiorito milonítico; b) plagioclásio alterado para microclina como produto de alteração potássica; c) fotomicrografia de microclina preenchendo fraturas; d) fotomicrografia de plagioclásio alterado para microclina.

A alteração potássica fissural (Fig. 15c) é marcada pela ocorrência de microclina ao longo de fraturas e fissuras nas rochas do depósito. Essas zonas de fraqueza atuaram como canais preferenciais para a circulação de fluidos hidrotermais ricos em potássio. Sob essas condições, o plagioclásio adjacente às fissuras é progressivamente substituído por microclina, exibindo textura que varia de bordas parcialmente corroídas a cristais totalmente substituídos. Este estilo de alteração é tipicamente irregular e descontínuo, indicando a natureza seletiva dos caminhos de fluido ao longo das fraturas.

Já no estilo pervasivo (Fig. 15d), a alteração afeta uniformemente grande volume de rochas, sendo caracterizada pela introdução de potássio no sistema, resultando na formação intensa de feldspato potássico (microclina) a partir de plagioclásio. O feldspato potássico hidrotermal apresenta frequentemente hábitos subédricos a anédricos, com bordas interlobadas, enquanto a biotita ocorre como agregados lamelares com clivagem bem definida. Esse estilo pervasivo indica que o fluido hidrotermal responsável pela alteração teve ampla interação com a rocha, tanto no granodiorito milonítico quanto no anfíbolito, promovendo mudanças texturais e mineralógicas significativas em toda a matriz.

Importante destacar que a alteração potássica, embora tradicionalmente associada a sistemas do tipo *IOCG*, pode no contexto de Santa Lúcia representar um episódio mais tardio, sobrepondo-se a alterações anteriores, como a propilítica. Essa sobreposição reforça a hipótese de que o sistema passou por mais de um pulso hidrotermal, com diferentes composições de fluidos e condições físico-químicas—característica de depósitos do tipo *ISCG* (*iron sulfide copper-gold*), conforme proposto por Skirrow *et al.* (2022).

#### **4.3.2 Alteração propilítica**

A alteração propilítica é amplamente reconhecida em sistemas hidrotermais, sendo caracterizada por clorita, epídoto, carbonatos e, em alguns casos, albita e actinolita (Lowell & Guilbert 1970, Sillitoe 2010). No depósito Santa Lúcia, essa alteração incide principalmente sobre anfíbolitos, ocasionando a substituição parcial de hornblenda e plagioclásio, padrão típico em sistemas relacionados a mineralizações do tipo *IOCG* (Xavier *et al.* 2012).

A clorita ocorre como agregados verdes escuros (Fig. 16a), usualmente substituindo anfíbolios pervasivamente. O epídoto (Fig. 16b) aparece em veios ou preenchendo interstícios, indicando remobilização de Ca, Al e Fe por fluidos hidrotermais circulantes.

Embora a assembleia clorita + epídoto + carbonato também possa ser produzida por metamorfismo regional, o contexto geológico, o estilo de ocorrência e a associação com fraturas e veios confirmam a natureza hidrotermal desses minerais no depósito Santa Lúcia. Essa

alteração está restrita às zonas mais rasas e antecede provavelmente os eventos potássicos, atuando como precursor em um sistema evolutivo multiepisdico.

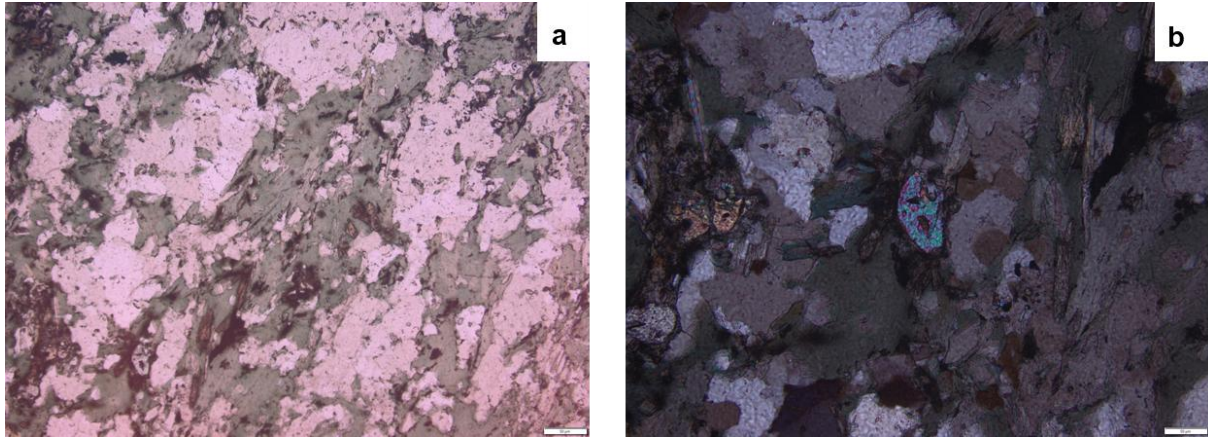


Figura 16 - Feições microscópicas representativas da alteração propilítica. a) clorita alterando anfibólios de forma pervasiva; b) cristais de epídoto nos interstícios da matriz.

Estudos sobre sistemas *ISCG* indicam que a alteração propilítica representa um dos primeiros pulsos hidrotermais, com alteração ampla, porém de baixa temperatura (200–350 °C), frequentemente precedendo estágios mais potássicos ou carbonáticos. Essa fase é marcada por formação de clorita, epídoto, actinolita e carbonatos em zonas periféricas à mineralização principal, refletindo circulação de fluidos diluídos em condições químicas mais oxidadas ou neutras. Esse padrão é compatível com o observado no depósito Santa Lúcia, onde tecidos metamórficos são parcialmente obliterados por novos minerais hidrotermais (Skirrow 2022).

#### 4.3.3 Alteração carbonática

A alteração carbonática é restrita a zonas mais profundas (geralmente abaixo de 300 m) e se apresenta exclusivamente em estilo fissural (Figs. 17a e 17b). Caracteriza-se pelo preenchimento de fraturas por carbonatos (predominantemente calcita), sugerindo percolação tardia de fluidos ricos em CO<sub>2</sub> e baixa atividade de sílica.

A calcita forma cristais de hábito anédrico a euédrico, com tamanho variando de 0,1 mm (em matrizes finas) a >2 mm em veios bem desenvolvidos. Exibe alta birrefringência, geminações paralelas e pode apresentar leve coloração devido a inclusões (como óxidos de ferro).

Essa alteração, ao contrário das demais, não está associada diretamente à introdução de metais, mas pode estar relacionada a estágios de resfriamento e saturação de CO<sub>2</sub>, marcando o encerramento do sistema hidrotermal. Em modelos *ISCG*, essa fase é interpretada como evento

retrógrado ou reequilíbrio dos fluidos em zonas distais, após a principal mineralização (Skirrow 2022).

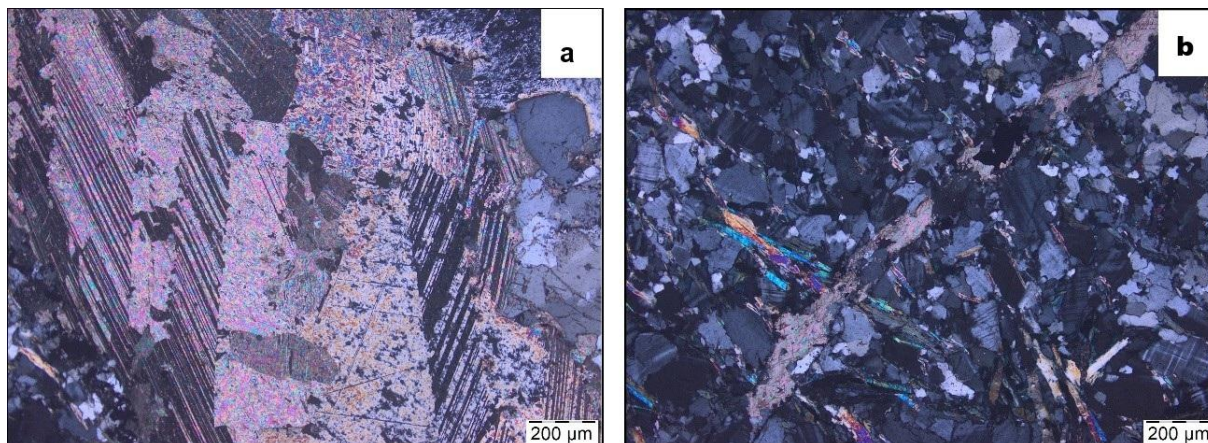


Figura 17 - Feições microscópicas representativas da alteração carbonática. a) cristais de plagioclásio sendo alterados para calcita, formando alteração carbonática fissural; b) carbonato preenchendo fraturas.

#### 4.4 MICROSCOPIA DE MINÉRIOS

A microscopia de minérios revela a ocorrência de mineralização predominantemente de calcopirita, com subordinadas pirita, bornita, esfalerita e galena. Em menores profundidades (15–80 m), a mineralização maciça de sulfeto está presente, atingindo até 30 metros de espessura em alguns furos, o qual invade o pacote de rochas miloníticas (Fig. 18e,f). A mineralização ocorre também associada a veios de quartzo em aproximadamente 85 m, bem como está relacionada aos pegmatitos em profundidades superiores a 300 m, ocorrendo disseminada ou controlada pela foliação milonítica.

A calcopirita (Fig. 18a) mostra cor amarelo dourado e brilho metálico forte e vívido. A superfície dela é lisa e altamente refletiva, contribuindo para seu brilho intenso. Em luz refletida, apresenta forte anisotropia, com birreflectância discreta a moderada e possível exibição de coloração esverdeada em algumas orientações. Em seção polida ocorre como uma massa anédrica, sem formas cristalinas definidas, indicando um crescimento restrito ou recristalização em um ambiente compacto.

A bornita (Fig. 18b) mostra áreas de cor marrom avermelhado a roxo e ocorre como grãos finos (< 0,5 mm). A superfície é lisa, localmente opaca em comparação com pirita e calcopirita. Em luz refletida apresenta birreflectância fraca e anisotropia fraca a ausente, com cor parda a roxa, frequentemente oxidada. Esta fase é macia, visível nas bordas arredondadas.

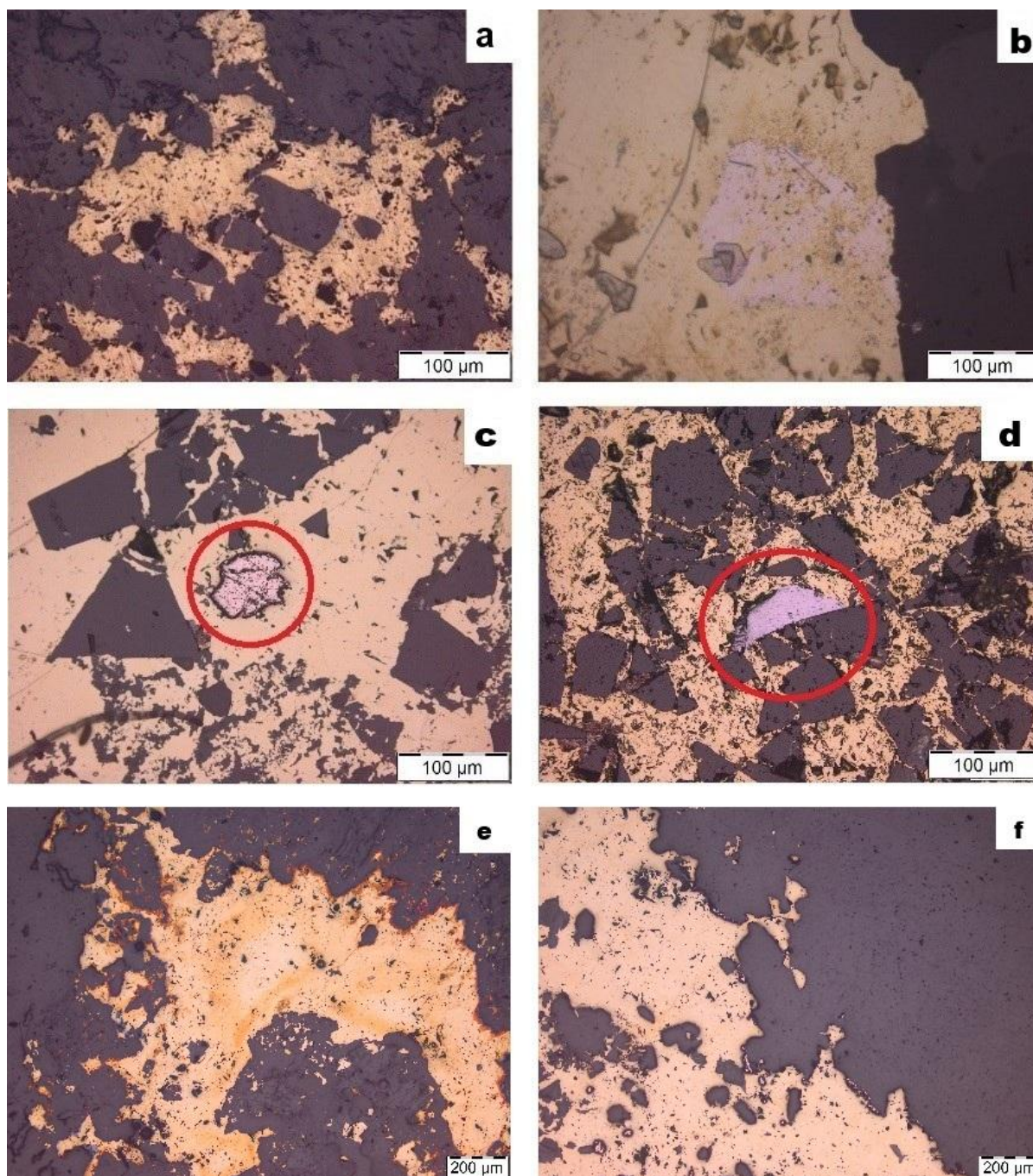


Figura 18 - Feições microscópicas representativas da mineralização. a) agregado anédrico de calcopirita preenchendo a matriz; b) cristal subédrico de bornita com coloração típica rosada; c) cristal euédrico de pirita parcialmente envolto por calcopirita, indicando relação de substituição; d) cristal isolado de galena com contornos bem definidos; e, f) minério pós-magmático em contato com a encaixante.

A pirita (Fig. 18c) exibe cor amarelo pálido a amarelo bronzeado, distinguindo-se da calcopirita pela sua tonalidade mais clara e menos intensa. Em luz refletida apresenta superfície altamente refletiva e brilhante, com birreflectância nula e isotropia, sendo um dos minerais opacos mais reflexivos. Na lâmina polida é subédrica a euédrica, exibindo cristais bem formados com faces cristalinas distintas. Algumas áreas podem mostrar linhas de crescimento ou marcas de tensão internas, indicativas do histórico de crescimento e deformação da pirita.

A galena (Fig. 18d) figura como cristais anédricos a subédricos, variando de 0,1 a 0,5 mm. Mostra cor cinza claro brilhante e intenso brilho metálico. Em luz refletida é isotrópica, com birreflectância ausente e cor constante sob rotação da platina, característica marcante para sua identificação. As bordas dos cristais, em alguns casos, mostram sinais de corrosão, que indicam possível interação com fluidos mineralizantes.

Esfalerita forma cristais subédricos a anédricos, com dimensão variável entre 0,2 e 0,8 mm. Sob luz refletida exibe cor marrom-amarelado a marrom avermelhado, dependendo da concentração de ferro em sua estrutura. Apresenta birreflectância fraca a moderada e anisotropia fraca, com brilho submetálico a resinoso, menos intenso que o da galena. Mostra bordas irregulares em alguns casos, indicando possível corrosão ou recristalização, enquanto outros apresentam contornos bem definidos em contato com calcopirita ou pirita. Pequenas inclusões de pirita são frequentemente observadas, usualmente como pontos de alta reflexão no interior dos grãos de esfalerita.

#### **4.4.1 Estilos de mineralização**

A mineralização cupro-aurífera no depósito Santa Lúcia é predominantemente hospedada por rochas metavulcânicas, granitoides miloníticos, anfibolitos e pegmatitos tardios comumente nos estilos controlado por foliação milonítica, maciço ou disseminado.

##### *4.4.1.1 Controlada por foliação milonítica*

Localmente, a mineralização é controlada por foliação milonítica que afeta principalmente o granodiorito milonítico, o anfibolito (Fig. 19b) e os pegmatitos (Fig. 19a). Nesses litotipos, os sulfetos aparecem alinhados e concentrados ao longo dos planos de foliação ou zonas de falha, evidenciando um claro controle estrutural (Fig. 19c,d). A distribuição e a morfologia dos minerais sulfetados refletem diretamente os padrões de deformação da rocha hospedeira, apresentando orientação preferencial e, em alguns casos, alongamento paralelo à foliação tectônica. Esse padrão indica que os eventos de mineralização ocorreram de forma sin a pós-deformacional, aproveitando zonas de fraqueza preexistentes para a percolação e deposição dos fluidos mineralizantes.

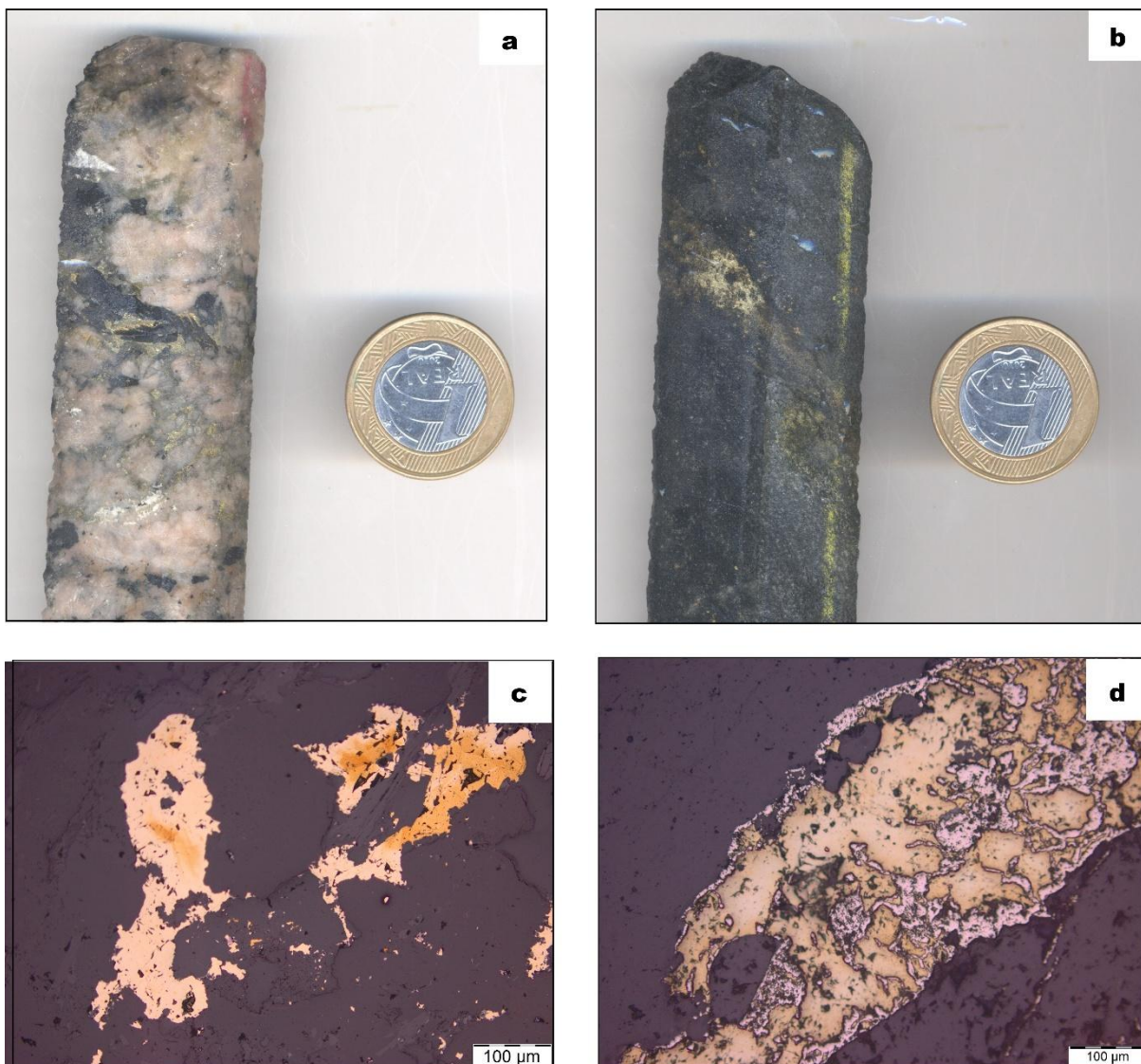


Figura 19 - Feições microscópicas representativas da mineralização controlada pela foliação milonítica. a) amostra de testemunho de sondagem de pegmatito milonítico com mineralização de calcopirita controlada pela foliação; b) testemunho de sondagem com mineralização de calcopirita controlada pela foliação; c,d) fotomicrografias de minério de calcopirita e pirita controlados pela foliação.

#### 4.4.1.2 Maciça

Esse estilo de mineralização é materializado por corpos de calcopirita maciça que preenchem grande volume das rochas hospedeiras, com pirita e bornita subordinados (Figs. 20a,b).

Petrograficamente os sulfetos nesse estilo de mineralização são subédricos a anédricos (Figs. 20c,d), dependendo da disponibilidade de espaço e do grau de interação com outros minerais. Os contatos entre os sulfetos com quartzo, feldspatos ou minerais ferromagnesianos podem ser nítidos, ou ligeiramente difusos, dependendo da presença de zonas de alteração ou da forma como os sulfetos se inserem na rocha.

No depósito Santa Lúcia a formação dos corpos de calcopirita maciça está provavelmente relacionada à ascensão de fluidos hidrotermais por zonas de cisalhamento e falhas profundas que atuaram como condutos estruturais focados. Esses fluidos, ricos em cobre e enxofre e com alta razão fluido/rocha, ascenderam a partir de níveis crustais profundos sob condições redutoras, favorecendo a precipitação abrupta de sulfetos nas zonas de maior permeabilidade e dilatação.

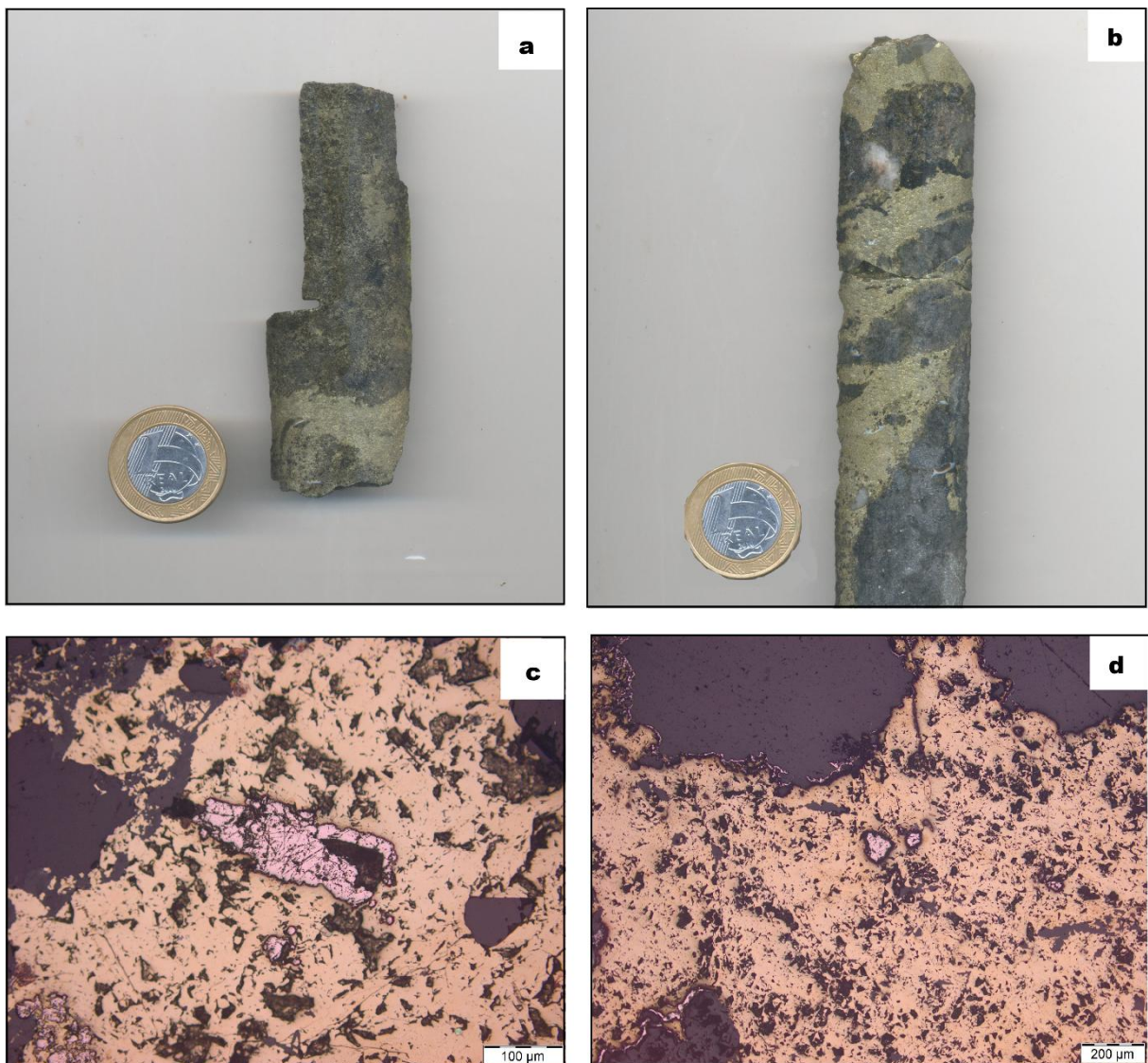


Figura 20 - Feições microscópicas representativas da mineralização maciça. a,b) amostras de testemunho de sondagem de anfibolito com mineralização de calcopirita maciça; c,d) fotomicrografias de minério de calcopirita maciça.

Conforme proposto por Skirrow *et al.* (2022), em sistemas *ISCG* os sulfetos maciços se originam em ambientes redox contrastantes, onde pulsos de fluidos mineralizantes interagem com a rocha hospedeira ou com fluidos meteóricos oxidantes, promovendo a supersaturação em relação aos sulfetos. Em Santa Lúcia, essa dinâmica gerou corpos maciços de minério ricos

em calcopirita, que podem atingir até 30 metros de espessura, concentrados ao longo de estruturas favoráveis e frequentemente associados a brechas hidrotermais e zonas de falhamento retrabalhadas.

#### 4.4.1.3 Disseminada

A mineralização disseminada revela distribuição relativamente uniforme de cristais diminutos, principalmente de calcopirita, embora pirita e bornita sejam subordinados. Esse estilo de mineralização ocorre ao longo da matriz de todas as litologias do depósito, mas é especialmente evidente nos anfibolitos (Fig. 21a), pegmatitos e granodioritos miloníticos (Fig. 21b), onde os sulfetos se distribuem de maneira difusa e intersticial (Fig. 21c,d).

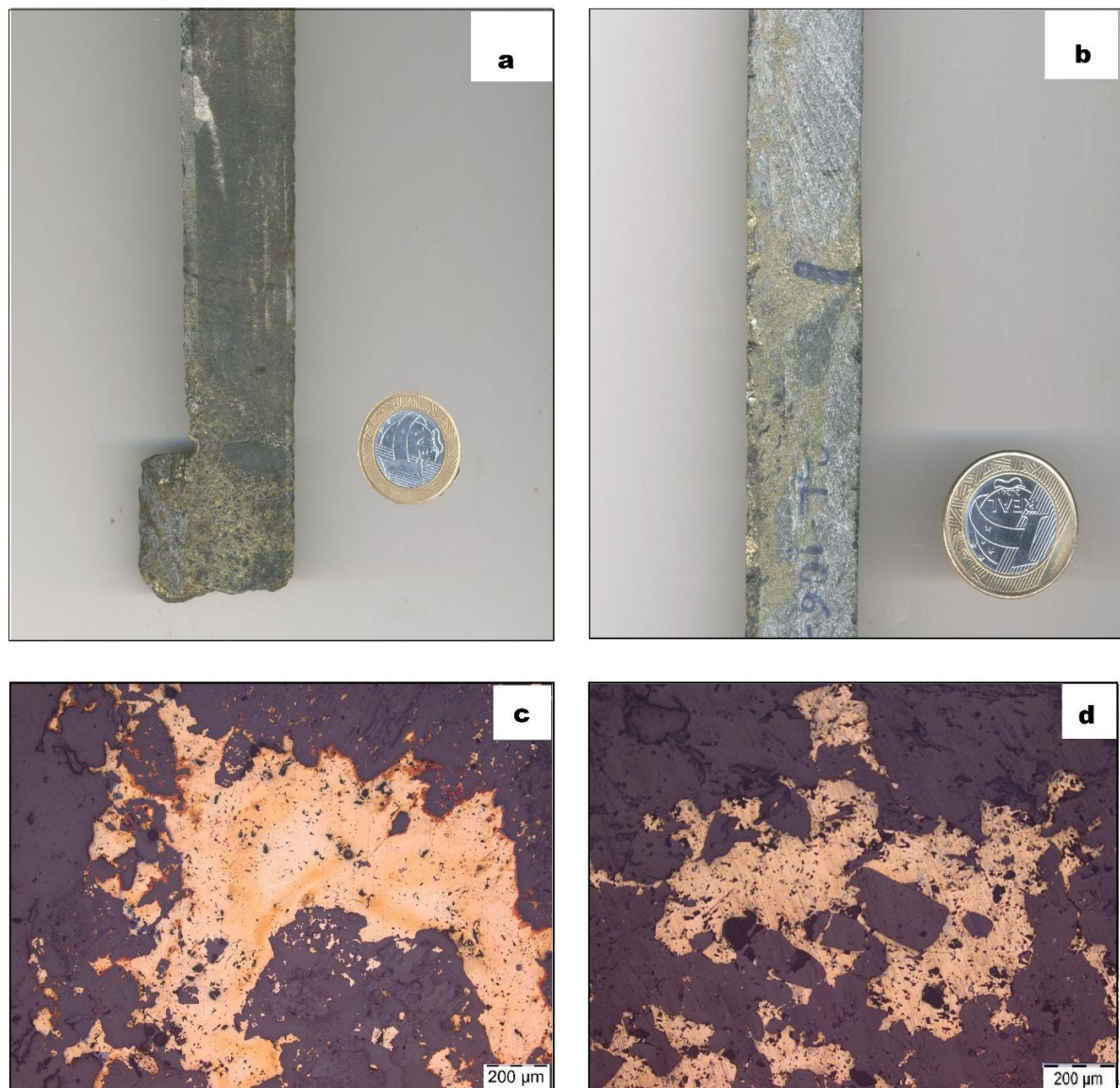


Figura 21 - Feições microscópicas representativas da mineralização disseminada. a) testemunho de sondagem de anfibolito com mineralização de calcopirita disseminada; b) Amostra de testemunho de granodiorito milonítico com mineralização de calcopirita disseminada; c,d) Fotomicrografias de minério de calcopirita disseminada na rocha.

Nos anfibolitos a disseminação ocorre predominantemente entre cristais recristalizados de hornblenda e plagioclásio. Os sulfetos podem ocupar tanto a matriz quanto fraturas secundárias, muitas vezes associadas a alterações propilíticas tardias, com desenvolvimento de clorita e epidoto. A textura granoblástica do anfibolito, somada à presença de microfraturas, favorece a acomodação dos sulfetos irregularmente, com cristais anédricos a subédricos sem orientação preferencial.

Nos pegmatitos, a mineralização disseminada se manifesta de forma mais esparsa, com sulfetos dispersos entre grandes cristais de quartzo e feldspato potássico. A textura grossa da rocha favorece a localização dos sulfetos nos interstícios ou nas bordas dos cristais, podendo também ocorrer ao longo de fraturas seladas. Localmente há bolsões com maior concentração de sulfetos, sugerindo pulsos hidrotermais tardios aproveitando a porosidade primária ou estruturas abertas.

Já nos granodioritos miloníticos a mineralização se aloja preferencialmente ao longo de zonas de cisalhamento dúctil e rúptil-dúctil, onde a deformação promoveu microfraturamento e aumento da permeabilidade. Os sulfetos estão finamente disseminados na matriz milonítica, muitas vezes alinhados com a foliação ou preenchendo microfraturas e zonas de brechas tectônicas. A associação entre deformação e mineralização sugere que a precipitação dos sulfetos ocorreu durante ou após os eventos de milonitização, aproveitando a reatividade química e os caminhos preferenciais criados pela tectônica.

#### 4.5 ESPECTROSCOPIA POR INFRAVERMELHO VNIR–SWIR

A espectroscopia de reflectância por infravermelho desempenhou um papel crucial na identificação detalhada dos minerais e das associações mineralógicas que compõem as paragêneses vinculadas aos diferentes processos magmático-hidrotermais do depósito Santa Lúcia. Essa técnica permitiu diferenciar com precisão os minerais primários e hidrotermais das rochas hospedeiras metamórficas e isotrópicas tardias, fornecendo uma visão abrangente sobre as transformações mineralógicas ocorridas ao longo da história do depósito. Os resultados evidenciaram a presença de paragêneses secundárias complexas, resultantes principalmente da circulação de fluidos hidrotermais em variadas temperaturas e composições químicas.

A análise detalhada dessas paragêneses permitiu caracterizar zonas específicas de alteração hidrotermal, tais como potássica, propilítica, sericítica e argílica intermediária, cada uma com minerais indicadores que refletem as suas condições físico-químicas de formação. Nas rochas metamórficas a mineralogia e as texturas originais foram primeiramente definidas por processos de metamorfismo regional, com recristalização em fácies anfibolito e

desenvolvimento de assembleias com hornblenda e plagioclásio. Posteriormente, a percolação de fluidos hidrotermais sobre essas rochas promoveu modificações com substituição parcial dos minerais metamórficos e formação de fases secundárias típicas da alteração propilítica, como clorita, epídoto e actinolita. Essas alterações ocorrem geralmente ao longo de fraturas, em bordas de grão ou disseminadas, refletindo a superposição de eventos hidrotermais. Já nas rochas isotrópicas tardias a interação hidrotermal resultou na formação de minerais como feldspato potássico, sericita e calcopirita, bem como subordinadas, pirita e bornita. Essas fases minerais estão intimamente associadas à mineralização, destacando a importância dos fluidos hidrotermais na geração de zonas mineralizadas economicamente relevantes.

Os eventos intempéricos, embora identificados em menor escala, mostram influência limitada na composição mineralógica do depósito. Fases como goethita, limonita e hematita são subordinadas e, portanto, não são foco principal na discussão. Esses minerais são oriundos de processos de oxidação e hidratação que ocorreram próximos à superfície.

#### 4.5.1 Interpretação dos espectros conforme a litologia

##### 4.5.1.1 anfibolito

O anfibolito ocorre ao longo dos oito furos e nele foram identificados quatro diferentes tipos de alteração hidrotermal, baseadas nos espectros representativos estudados e correlacionados com os dados petrográficos. A alteração propilítica nos anfibolitos (Tabela 1) teve um mineral de cada espectro empilhado (Fig. 22), onde a comparação do espectro de referência de *Thuringite* (SEM-15a) com a amostra SL-106-174.8m. O espectro SL-106-223.1m foi comparado com a *Chalcopyrite* (HS431-1B). Por sua vez, o SL-110-214.95m com o *Clinochlore* (GDS159-NIC4BB). O espectro da amostra SL-111-258.5m foi comparado com o padrão *Limonite* (HS41.3), e o espectro SL-119-94.95m com a *Fassaite* (HS118.3B).

Tabela 1 - Fases minerais de amostras de anfibolito relativos à alteração propilítica identificada no *Spectragryph 1.2* com a utilização dos padrões de Kokaly *et al.* (2017).

AMOSTRA/ESPECTRO	MINERALOGIA IDENTIFICADA	CLASSIFICAÇÃO
SL-106-174.8m	<i>Allanite</i> <i>Almandine</i> <i>Chalcopyrite</i> <i>Clinochlore</i> <i>Thuringite</i>	anfibolito
SL-106-223.1m	<i>Anorthite</i> <i>Bytownite</i> <i>Chalcopyrite</i> <i>Cumingtonite</i> <i>Illite</i>	anfibolito
SL-110-214.95m	<i>Allanite</i> <i>Bytownite</i> <i>Clinochlore</i> <i>Galena</i> <i>Pectolite</i>	anfibolito
SL-111-258.5m	<i>Bytownite</i> <i>Fassaite</i> <i>Galena</i> <i>Limonite</i> <i>Marialite</i>	anfibolito

<b>SL-111-311m</b>	<i>Anorthite</i> <i>Bytownite</i> <i>Clinocllore</i> <i>Fassaite</i> <i>Rhodochrosite</i>	anfibolito
<b>SL-111-342m</b>	<i>Chlorite</i> <i>Diopside</i> <i>Fassaite</i> <i>Prochlorite</i> <i>Thuringite</i>	anfibolito
<b>SL-111-373m</b>	<i>Anorthite</i> <i>Bytownite</i> <i>Chlorite</i> <i>Prochlorite</i> <i>Thuringite</i>	anfibolito
<b>SL-119-94.95m</b>	<i>Fassaite</i> <i>Limonite</i> <i>Margarite</i> <i>Mizzonite</i> <i>Muscovite</i>	anfibolito
<b>SL-138-19m</b>	<i>Chlorite</i> <i>Clinocllore</i> <i>Fassaite</i> <i>Hornblenda</i> <i>Thuringite</i>	anfibolito
<b>SL-138-25.5m</b>	<i>Chlorite</i> <i>Ilmenite</i> <i>Meionite</i> <i>Prochlorite</i> <i>Thuringite</i>	anfibolito
<b>SL-138-59m</b>	<i>Clinocllore</i> <i>Margarite</i> <i>Meionite</i> <i>Pectolite</i> <i>Thuringite</i>	anfibolito
<b>SL-139-109.5m</b>	<i>Clinocllore</i> <i>Galena</i> <i>Prochlorite</i> <i>Thuringite</i> <i>Vermiculite</i>	anfibolito
<b>SL-139-18m</b>	<i>Almandine</i> <i>Clinocllore</i> <i>Glauconite</i> <i>Prochlorite</i> <i>Thuringite</i>	anfibolito
<b>SL-139-55.1m</b>	<i>Andradite</i> <i>Clinocllore</i> <i>Galena</i> <i>Grossular</i> <i>Thuringite</i>	anfibolito
<b>SL-139-75.5m</b>	<i>Allanite</i> <i>Chalcopyrite</i> <i>Chlorite</i> <i>Fassaite</i> <i>Limonite</i>	anfibolito

Os espectros apresentaram respostas no *SWIR*, onde a thuringita mostra absorções em ~1400 nm, ~1920 nm, ~2150 nm e ~2250 nm, referentes a OH, H<sub>2</sub>O, AlOH e FeOH, respectivamente. A calcopirita apresenta discreta absorção em ~1400 nm relativa a OH. O clinocloro apresentou absorções diagnósticas em ~1400 nm para OH, ~1980 nm para H<sub>2</sub>O e ~2350 nm para CO<sub>2</sub>. O espectro da limonita apresenta feições diagnósticas como absorções assimétricas em ~1420 nm (próximo a OH) e em ~2000 nm, próximo da região da água estrutural. Já a amostra com fassaíta apresenta feições diagnósticas, como absorções assimétricas em ~1420 nm (próximo a OH), em ~2150 nm próximo da região de AlOH, e em ~2350 nm na região do CO<sub>2</sub>.

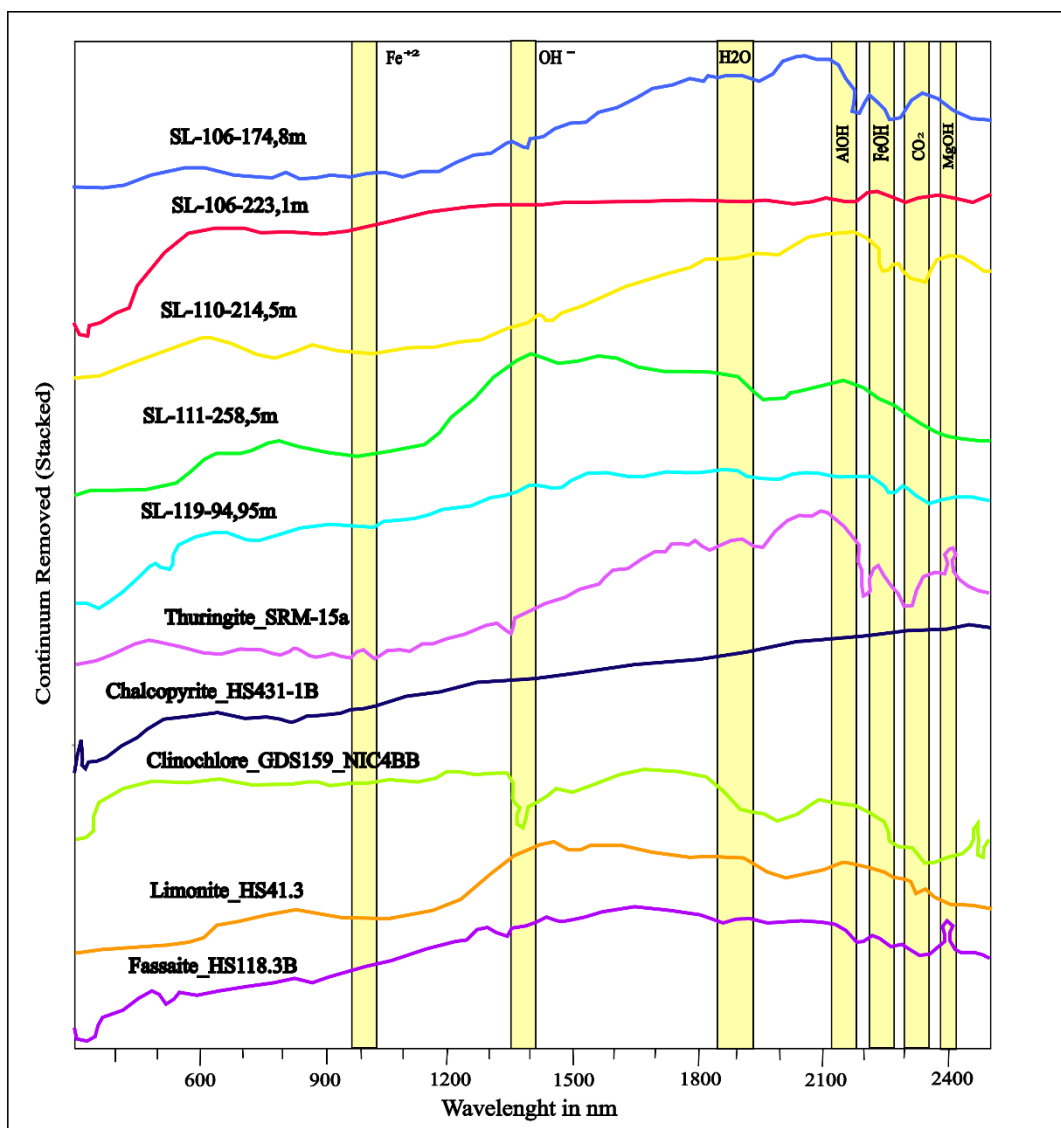


Figura 22 - Espectros obtidos para o anfibólito com as absorções características da thuringita, calcopirita, clinocllore, limonita e fassaíta assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais são da biblioteca de Kokaly *et al.* (2017).

Os espectros da alteração argílica intermediária (Tabela 2) nos anfibólitos são SL-106-241.5m, SL-109-207m e SL-138-94.5m, comparados com os minerais, bytownita, montmorillonita e sanidina, conforme a Figura 23. A bytownita revela única absorção em ~2150 nm (AlOH). A montmorillonita apresentou absorção em aproximadamente 1300 nm para OH, ~1850 nm para H<sub>2</sub>O e dupla absorção próximo do MgOH (~2320 nm). A sanidina ocorre nas absorções ~1400 nm (próximo ao campo da hidroxila).

Tabela 2 - Fases minerais de amostras de anfibólito relativos à alteração argílica identificada no *Spectragryph 1.2* com a utilização dos padrões de Kokaly *et al.* (2017).

AMOSTRA/ESPECTRO	MINERALOGIA IDENTIFICADA	CLASSIFICAÇÃO
SL-106-241.5m	Allanite Bytownite Cummingtonite Montmorillonite	anfibólito

SL-109-207m	Bytownite Galena Montmorillonite Sanidine	anfíbolito
SL-110-115.1m	Bytownite Chalcopyrite Clinocllore Galena	anfíbolito
SL-138-94.5m	Bytownite Epsomite Montmorillonite Sanidine Sauconite	anfíbolito

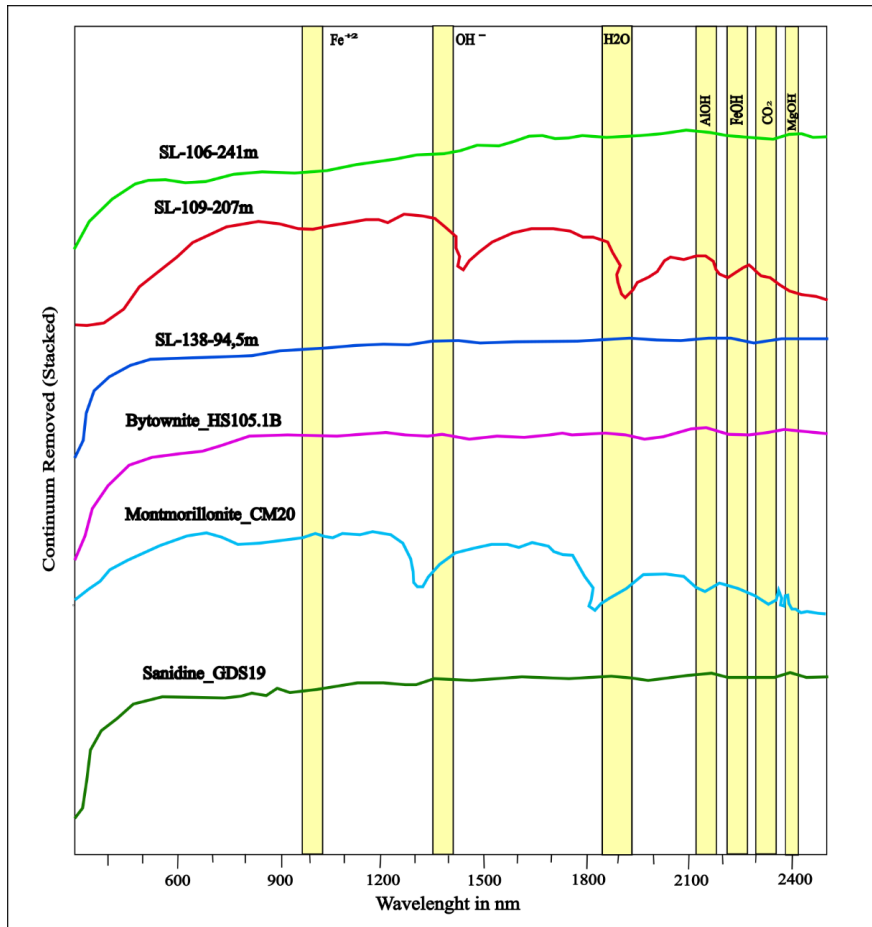


Figura 23 - Espectros obtidos para o anfíbolito com as absorções características da bytownita, montmorillonita e sanidina, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais são da biblioteca de Kokaly *et al.* (2017).

Os segmentos espectrais relacionados à alteração sericítica em anfíbolitos (Tabela 3) são das amostras SL-106-139.3m, SL-106-143m e SL-109-274.65m, e comparados aos padrões de illita (*Illite\_GDS4*), lepidolita (*Lepidolite\_HS161.1B*) e muscovita (*Muscovite\_HS146-4B*), conforme a Figura 24. A illita apresenta uma absorção característica em ~1450 nm, associada ao campo da hidroxila (OH), além de uma forte absorção em ~1910 nm, relacionada à água estrutural. Também exibe absorções em ~2250 nm, atribuída ao FeOH e, em ~2350 nm, associada ao CO<sub>2</sub>. A lepidolita demonstra absorções em ~1400 nm, também no campo da hidroxila (OH) e, em ~1900 nm, devido à água estrutural. Adicionalmente, apresenta uma absorção em ~2200 nm, característica do grupo AlOH. A muscovita

apresenta absorções em ~1420 nm no campo da hidroxila (OH), uma leve absorção em ~1900 nm atribuída à água estrutural, e absorções notáveis em ~2200 nm, relacionadas ao grupo AlOH, em ~2350 nm ligadas ao CO<sub>2</sub> e, em ~2420 nm, associada ao grupo MgOH. Essas características espectrais evidenciam a composição mineralógica e as alterações hidrotermais nos anfíbolitos, confirmando a presença de sericita e suas variações.

Tabela 3 - Fases minerais de amostras de anfíbolito relativos à alteração sericítica identificada no *Spectragryph 1.2* com a utilização dos padrões de Kokaly *et al.* (2017).

AMOSTRA/ESPECTRO	MINERALOGIA	CLASSIFICAÇÃO
SL-106-139.3m	<i>Allanite</i> <i>Clinocllore</i> <i>Illite</i> <i>Prochlorite</i> <i>Thuringite</i>	anfíbolito
SL-106-143m	<i>Bytownite</i> <i>Cassiterite</i> <i>Lepidolite</i> <i>Muscovite</i>	anfíbolito
SL-109-274.65m	<i>Bytownite</i> <i>Clinocllore</i> <i>Lepidolite</i> <i>Muscovite</i>	anfíbolito
SL-109-320.6m	<i>Bytownite</i> <i>Lepidolite</i> <i>Limonite</i> <i>Muscovite</i>	anfíbolito
SL-110-112.2m	<i>Clinocllore</i> <i>Illite</i> <i>Lepidolite</i> <i>Muscovite</i> <i>Prochlorite</i>	anfíbolito
SL-111-299.8m	<i>Bytownite</i> <i>Fassaite</i> <i>Lepidolite</i> <i>Mizsonite</i> <i>Muscovite</i>	anfíbolito

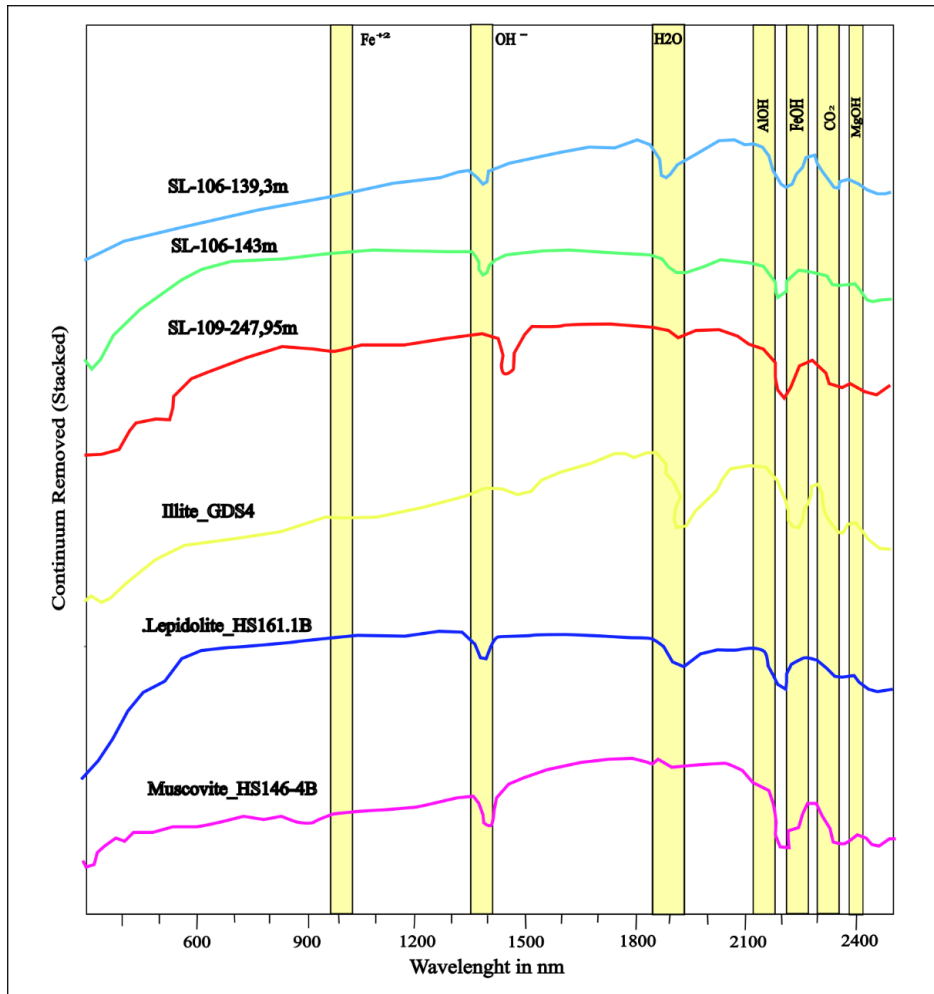


Figura 24 - Espectros obtidos para o anfibólito, com as absorções características da illita, lepidolita e muscovita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca de Kokaly *et al.* (2017).

A alteração carbonática nos anfibólitos (Tabela 4) teve um mineral característico empilhado referente ao espectro SL-111-266m, comparado à referência de calcita (*Calcite\_WS272*), conforme a Figura 25. Ela revela absorções diagnósticas em torno de ~1920 nm para água estrutural, em ~2150 nm para AlOH e ~2350 nm para CO<sub>2</sub>.

Tabela 4 - Fases minerais de amostras de anfibólito relativos à alteração carbonática identificada no *Spectragryph 1.2* com a utilização dos padrões de Kokaly *et al.* (2017).

AMOSTRA/ESPECTRO	MINERALOGIA IDENTIFICADA	CLASSIFICAÇÃO
SL-111-266m	<i>Anorthite</i> <i>Calcite</i> <i>Chlorite</i> <i>Fassaite</i> <i>Serpentine</i>	anfibólito

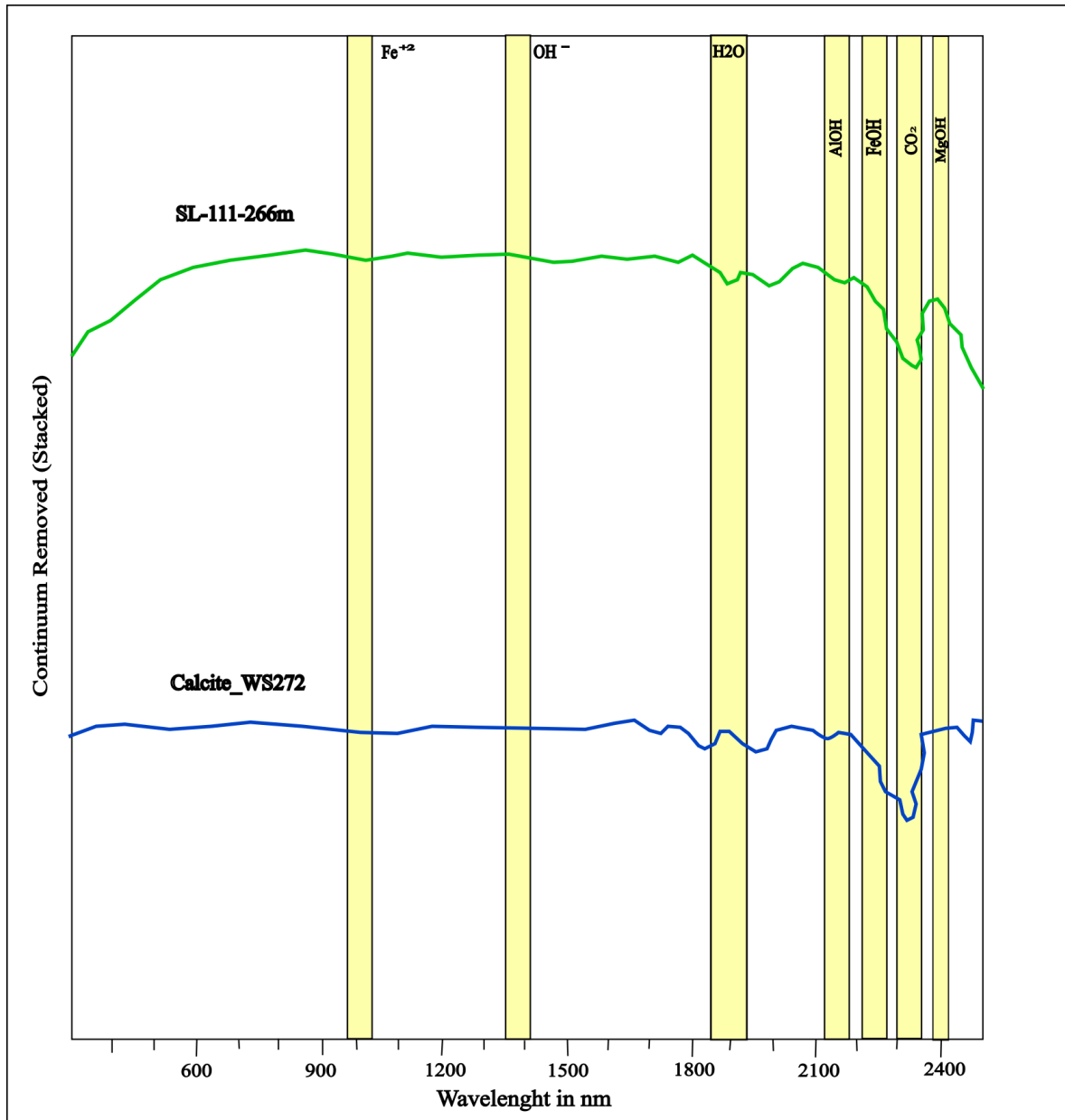


Figura 25 - Espectros obtidos para o anfíbolito, com as absorções características da calcita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

#### 4.5.1.2 granodiorito milonítico

O granodiorito milonítico ocorre em profundidades intermediárias de alguns furos e apresenta evidências claras de interação com fluidos hidrotermais, resultando em dois distintos tipos de alteração hidrotermal. A abordagem espectroscópica permitiu caracterizar detalhadamente as fases minerais presentes, destacando os processos hidrotermais que modificaram a mineralogia original do granodiorito milonítico. Eles não somente refletem a complexidade das interações químicas, mas também fornecem informações importantes sobre as condições físicas e químicas dos fluidos responsáveis pelas transformações mineralógicas.

A alteração propilítica no granodiorito milonítico (Tabela 5) teve um mineral de cada espectro empilhado, iniciando com a comparação do espectro de referência do mineral thuringita (*Thuringite\_SRM-15a*) com o espectro SL-109-121m. O espectro SL-109-151m foi comparado com o do clinoclóro (*Clinoclóro\_GDS159-NIC4bb*). O SL-110-73.8m com o mineral lizardita (*Lizardite\_NMNHR4687-b*). Por fim, o espectro da amostra SL-110-99.2m foi comparado com o da serpentina (*Serpentine\_HS328.6*), como observado na Figura 26.

Tabela 5 - Fases minerais de amostras do granodiorito milonítico relativas à alteração propilítica identificada no *Spectragryph 1.2* com a utilização dos padrões de Kokaly *et al.* (2017).

AMOSTRA/ESPECTRO	MINERALOGIA IDENTIFICADA	CLASSIFICAÇÃO
SL-109-121m	<i>Bytownite</i> <i>Corrensite</i> <i>Galena</i> <i>Margarite</i> <i>Thuringite</i>	granodiorito milonítico
SL-109-151m	<i>Clinoclóro</i> <i>Muscovite</i> <i>Prochlorite</i> <i>Thuringite</i>	granodiorito milonítico
SL-110-73.8m	<i>Bytownite</i> <i>Galena</i> <i>Lizardite</i> <i>Pectolite</i> <i>Serpentine</i>	granodiorito milonítico
SL-110-99.2m	<i>Allanite</i> <i>Clinoclóro</i> <i>Lizardite</i> <i>Pectolite</i> <i>Serpentine</i>	granodiorito milonítico
SL-119-76.1m	<i>Antigorite</i> <i>Chalcopyrite</i> <i>Clinoclóro</i> <i>Lizardite</i> <i>Pectolite</i>	granodiorito milonítico
SL-119-85m	<i>Allanite</i> <i>Lizardite</i> <i>Pectolite</i> <i>Serpentine</i>	granodiorito milonítico

Os espectros apresentaram absorções no campo do *SWIR*, onde a thuringita apresentou absorções em torno de ~1400 nm, ~1920 nm, ~2250 nm e ~2300 nm, relativos a OH, H<sub>2</sub>O, FeOH e CO<sub>2</sub>, respectivamente. O clinoclóro apresentou absorções diagnósticas em torno de ~1350 nm para OH, ~1950 nm para H<sub>2</sub>O, absorção de aproximadamente 2250 nm para FeOH e absorção de ~2350 nm para CO<sub>2</sub>. A lizardita apresenta feições diagnósticas, como absorções assimétricas em ~1350 nm (próximo a OH), em ~1900 nm para região da água estrutural, absorção em 2260 para o FeOH e absorção em ~2420 para o MgOH. Serpentina apresenta feições diagnósticas como absorções assimétricas em ~1380 nm (próximo a OH), em ~2100 nm para AlOH e em ~2320 nm na região do CO<sub>2</sub>.

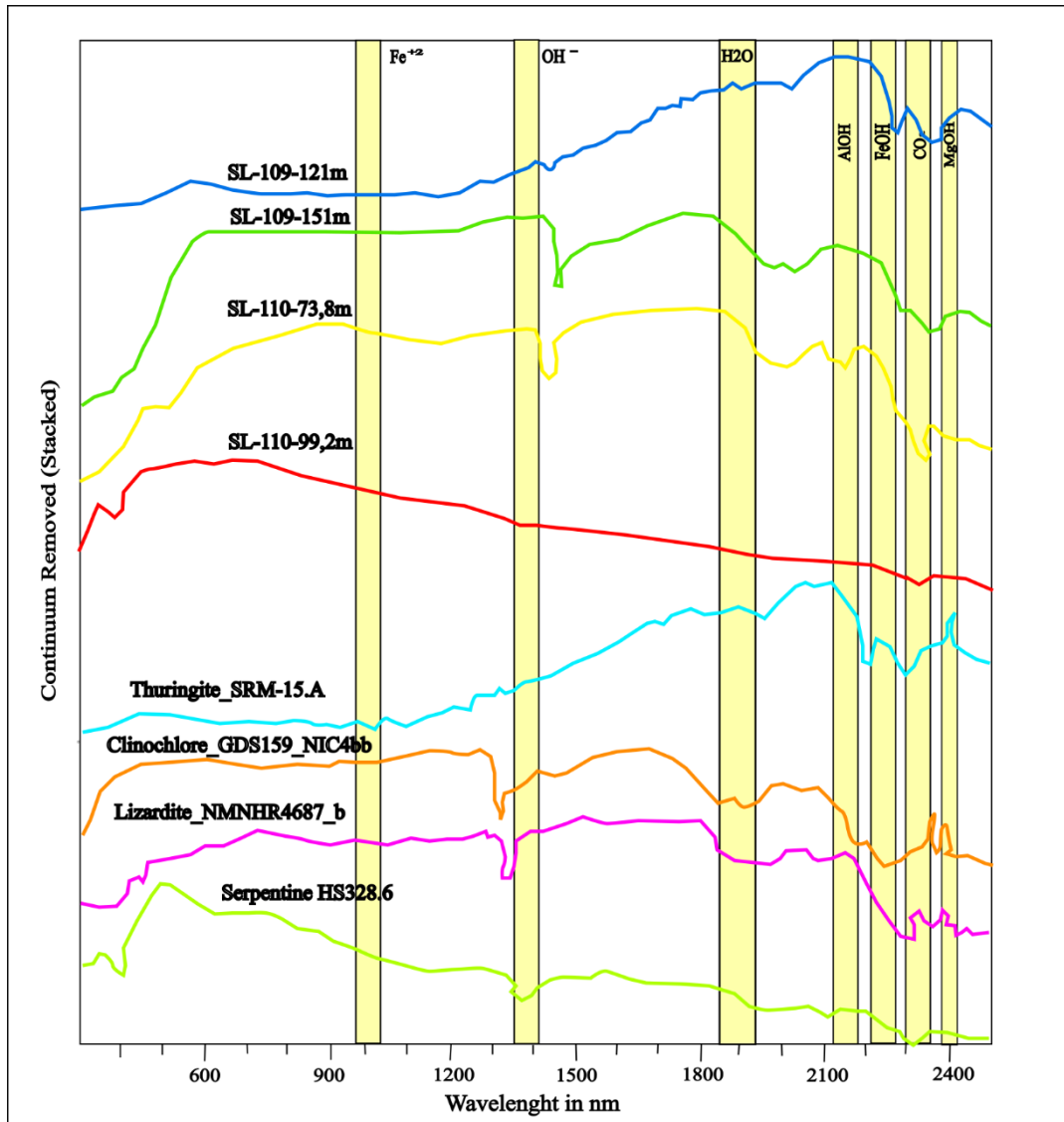


Figura 26 - Espectros obtidos para o granodiorito milonítico, com as absorções características da thuringita, clinocllore, lizardita e serpentina, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca de Kokaly *et al.* (2017).

A alteração sericítica no granodiorito milonítico (Tabela 6) teve um mineral característico empilhado do espectro SL-115-32.1m e comparado com o de referência da muscovita (*Muscovite\_HS146-4B*), como observado na Figura 27. Apresenta absorções diagnósticas em torno de ~1400 para hidroxila, em ~2100 nm para FeOH, em ~2350 nm para CO<sub>2</sub> e absorção próxima de 2420 nm para MgOH.

Tabela 6 - Fases minerais de amostras do granodiorito milonítico relativas à alteração sericítica identificada no *Spectragryph 1.2* com a utilização dos padrões de Kokaly *et al.* (2017).

AMOSTRA/ESPECTRO	MINERALOGIA IDENTIFICADA	CLASSIFICAÇÃO
SL-115-32.1m	Illite Lepidolite Muscovite Rectorite Margarite	granodiorito milonítico

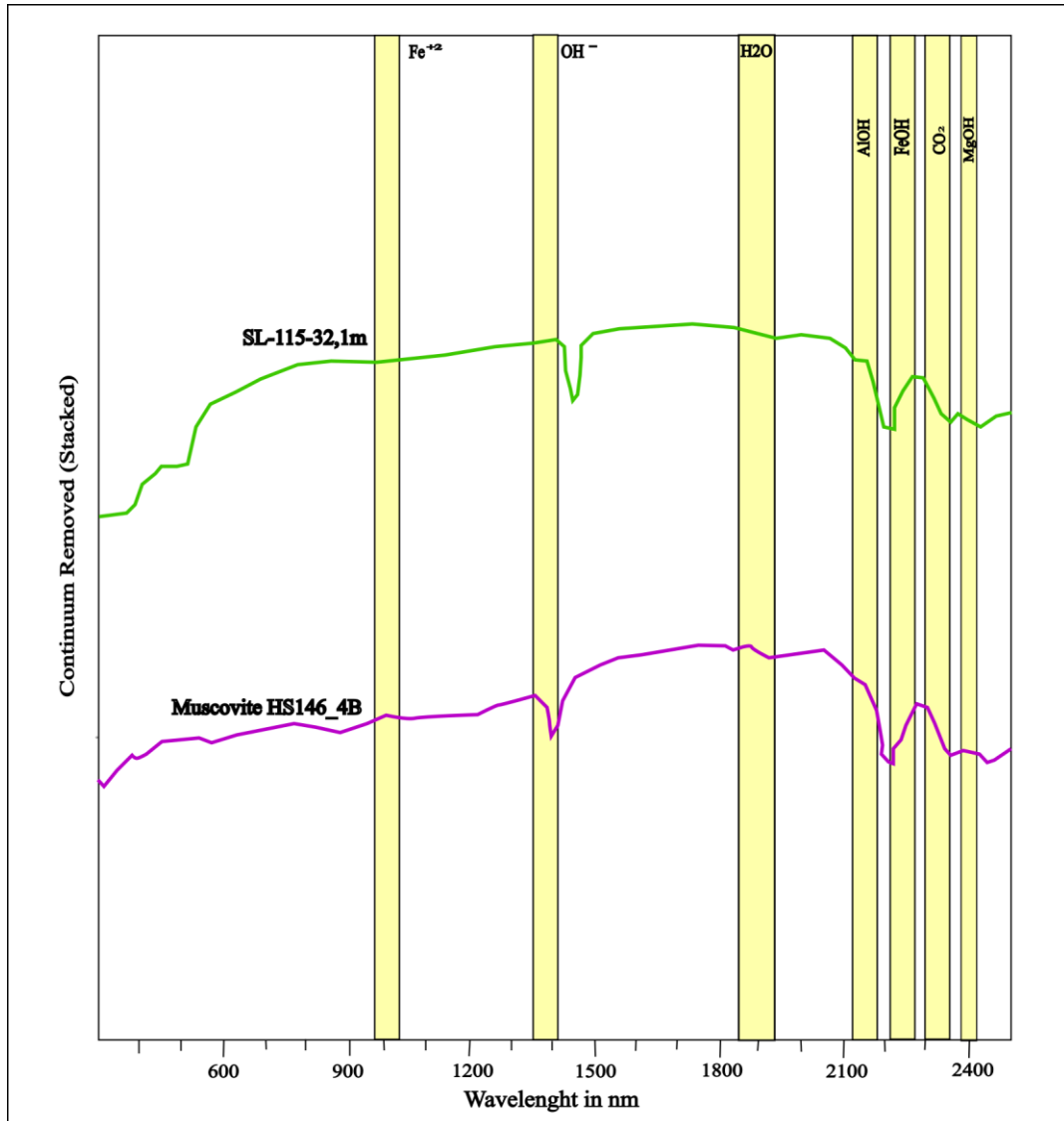


Figura 27 - Espectros obtidos para o granodiorito milonítico, com as absorções características da muscovita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca de Kokaly *et al.* (2017).

#### 4.5.1.3 biotita monzogranito milonítico

Os granitoides miloníticos foram identificados em dois furos analisados, na porção mais superficial. A espectroscopia revelou minerais característicos de cada tipo de alteração. Esses resultados refletem processos hidrotermais distintos que modificaram a composição mineralógica original. As alterações observadas oferecem informações importantes sobre o comportamento dos fluidos mineralizantes e condições de temperatura.

A alteração sericítica (Tabela 7) teve um mineral de cada espectro empilhado, como o espectro de referência da illita (*Illite\_Ilt-1.a*) comparado ao espectro SL-110-24.7m. O espectro SL-119-50m foi comparado com o da muscovita (*Muscovite\_HS146\_4B*), conforme a Figura 28. Illita mostra absorções diagnósticas em torno de ~1400 nm para hidroxila, ~1850 nm para água estrutural, ~2150 nm para AlOH, absorção próxima de 2250 nm para FeOH e

~2350 nm para o CO<sub>2</sub>. Já a muscovita apresenta absorção ~1400 para OH, 1900 nm para água estrutural, ~2220 nm para FeOH e absorção na faixa de 2350 nm para o CO<sub>2</sub>.

Tabela 7 - Fases minerais de amostras dos granitoides miloníticos relativas à alteração sericitica identificada no *Spectragryph 1.2* com a utilização dos padrões de Kokaly *et al.* (2017).

AMOSTRA/ESPECTRO	MINERALOGIA IDENTIFICADA	CLASSIFICAÇÃO
SL-110-24.7m	<i>Illite</i> <i>Meionite</i> <i>Muscovite</i> <i>Prochlorite</i> <i>Rectolite</i>	granitoide milonítico
SL-119-50m	<i>Chlorite</i> <i>Illite</i> <i>Margarite</i> <i>Muscovite</i>	granitoide milonítico

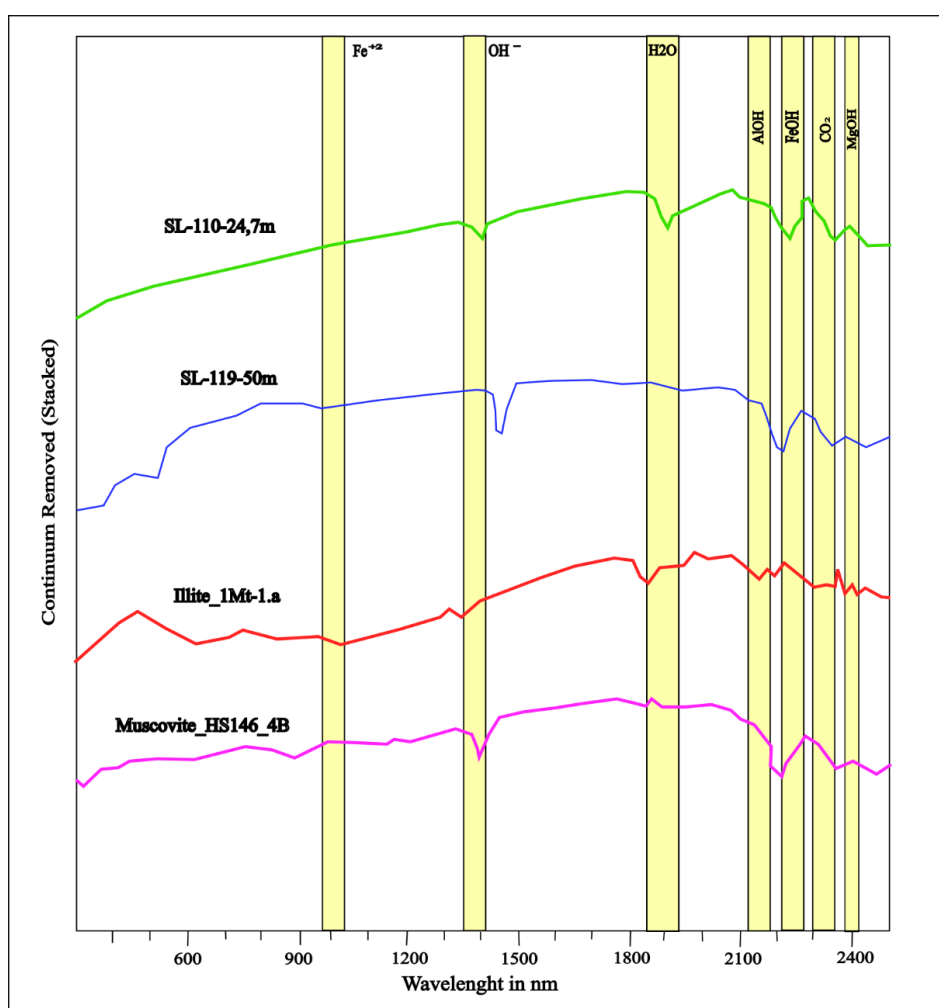


Figura 28 - Espectros obtidos para o granitoide milonítico, com as absorções características da illite e muscovita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca de Kokaly *et al.* (2017).

A alteração clorítica nos granitoides miloníticos (Tabela 8) teve um mineral característico empilhado, onde foi comparado o espectro SL-119-45m (Fig. 29) com o de referência da clorita (*Chlorite\_Auspec*). Exibe absorções diagnósticas em torno de ~1400 nm

para hidroxila, leve absorção em ~1900 nm para água estrutural, em ~2250 nm para FeOH e absorção próxima de 2350 nm para CO<sub>2</sub>.

Tabela 8 - Fases minerais de amostras dos granitoides miloníticos relativos à alteração propilítica identificada no *Spectragryph 1.2* com a utilização dos padrões de Kokaly *et al.* (2017).

AMOSTRA/ESPECTRO	MINERALOGIA IDENTIFICADA	CLASSIFICAÇÃO
SL-119-45m	Chlorite Fassaite Illite Margarite Mizzonite	granitoide milonítico

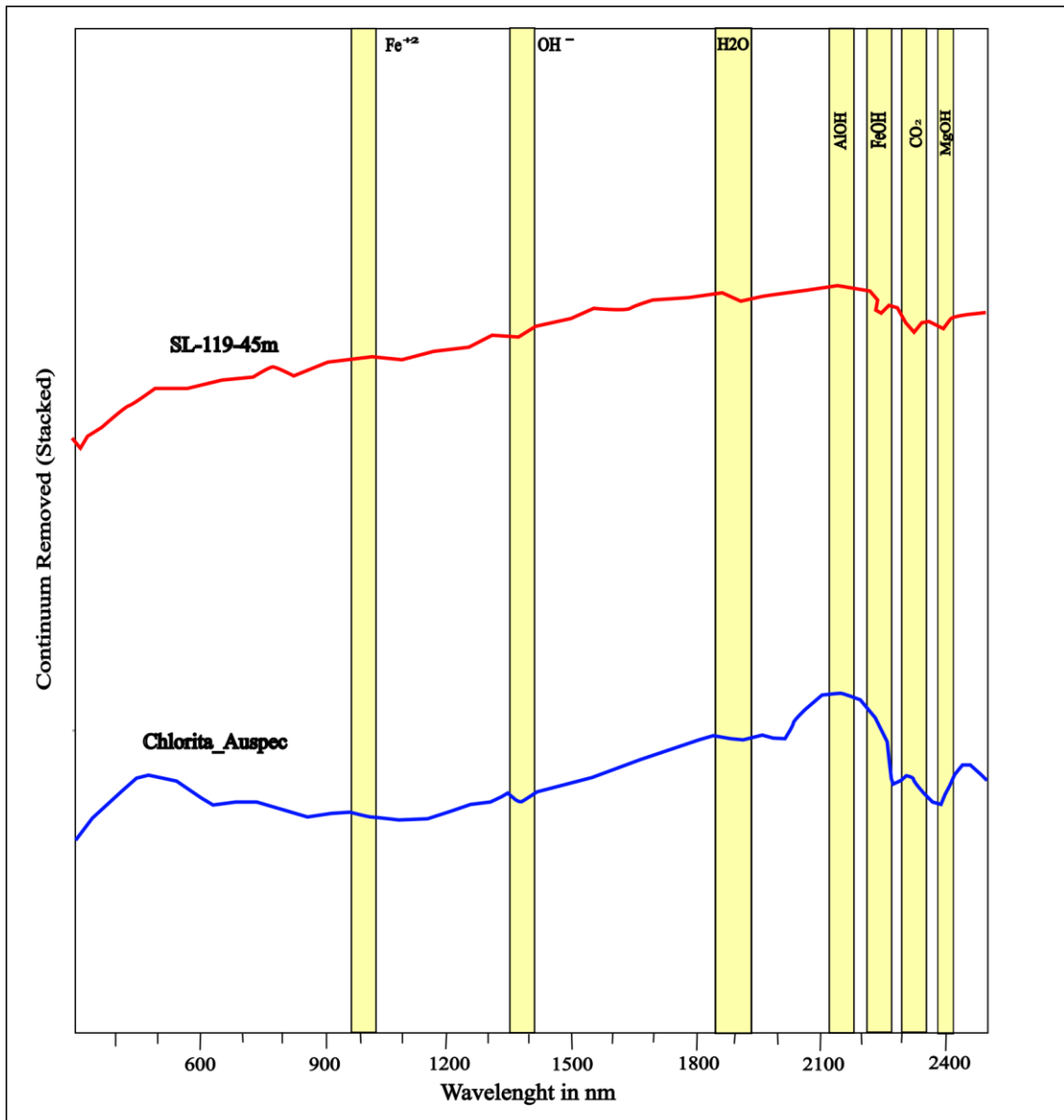


Figura 29 - Espectros obtidos para o granitoide milonítico, com as absorções características da clorita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

#### 4.5.1.4 pegmatitos

Os pegmatitos ocorrem recorrentemente em todos os furos analisados e apresentam evidências claras de interação com fluidos hidrotermais. Foram identificados três tipos distintos de alteração hidrotermal nesses corpos, refletindo diferentes episódios de percolação e reações químicas entre os fluidos e os minerais originais. Os dados de espectroscopia reforçam o papel dos pegmatitos como hospedeiros privilegiados de processos hidrotermais, com suas características mineralógicas e texturais sendo significativamente alteradas.

A alteração argílica nos pegmatitos (Tabela 9) teve um mineral de cada espectro empilhado, iniciando com a comparação do espectro SL-106-150m com o de referência illita (*Illite\_1Mt-1.a*). O espectro SL-109-181m foi comparado com o espectro da montmorillonita (*Montmorillonite\_CM20*). O espectro da amostra SL-110-171.2m foi comparado com o espectro do mineral caolinita (*Kaolinite\_CM9*), como observado na Figura 30.

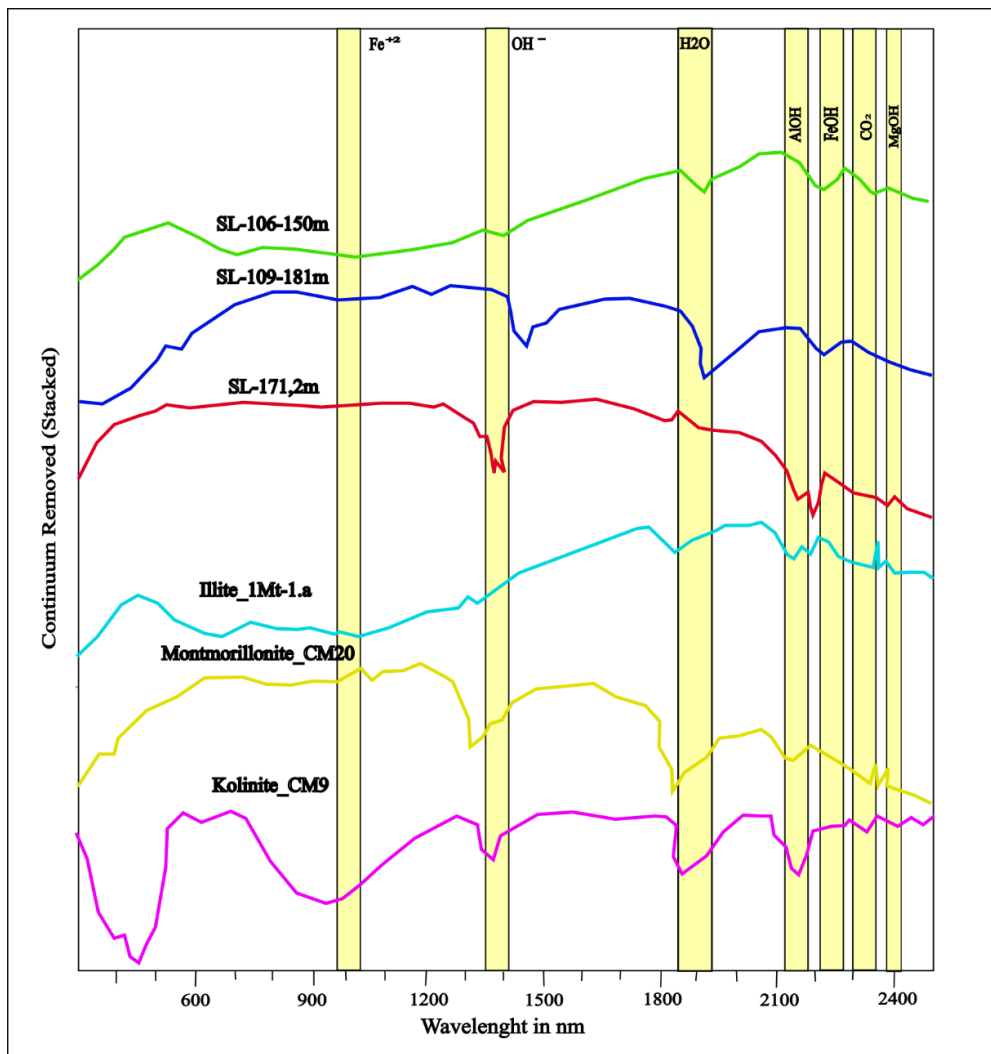


Figura 30 - Espectros obtidos para os pegmatitos, com as absorções características da illita, montmorillonita e caolinita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais são da biblioteca de Kokaly *et al.* (2017).

Tabela 9 - Fases minerais de amostras dos pegmatitos relativas à alteração argílica identificada no *Spectragryph 1.2* com a utilização dos padrões de Kokaly *et al.* (2017).

AMOSTRA/ESPECTRO	MINERALOGIA IDENTIFICADA	CLASSIFICAÇÃO
SL-106-150m	<i>Beidellite</i> <i>Bytownite</i> <i>Endelite</i> <i>Illite</i> <i>Montmorillonite</i>	pegmatito
SL-109-181m	<i>Halloysite</i> <i>Montmorillonite</i>	pegmatito
SL-109-256.4m	<i>Copiapite</i> <i>Haloosyite</i> <i>Montmorillonite</i> <i>Sanidine</i> <i>Vermiculite</i>	pegmatito
SL-109-298.9m	<i>Bytownite</i> <i>Copiapite</i> <i>Montmorillonite</i> <i>Sanidine</i> <i>Stilbite</i>	pegmatito
SL-110-171.2m	<i>Kaolinite</i> <i>Montmorillonite</i> <i>Pectolite</i> <i>Sanidine</i> <i>Saonite</i>	pegmatito
SL-110-52.1m	<i>Haloosyite</i> <i>Illite</i> <i>Kaolinite</i> <i>Montmorillonite</i> <i>Muscovite</i>	pegmatito
SL-110-65.7m	<i>Bytownite</i> <i>Chrysotile</i> <i>Galena</i> <i>Halloysite</i> <i>Montmorillonite</i>	pegmatito
SL-111-275m	<i>Montmorillonite</i> <i>Muscovite</i>	pegmatito
SL-111-383m	<i>Gypsum</i> <i>Halloysite</i> <i>Rivadavite</i> <i>Vermiculite</i>	pegmatito
SL-139-48m	<i>Bytownite</i> <i>Illite</i> <i>Kaolinite</i> <i>Montmorillonite</i> <i>Sanidine</i>	pegmatito
SL-139-51m	<i>Bytownite</i> <i>Halloysite</i> <i>Montmorillonite</i> <i>Sanidine</i> <i>Stilbite</i>	pegmatito
SL-139-77.6m	<i>Bytownite</i> <i>Lepidolite</i> <i>Muscovite</i> <i>Pectolite</i>	pegmatito
SL-139-84.65m	<i>Bytownite</i> <i>Clinocllore</i> <i>Montmorillonite</i> <i>Pectolite</i> <i>Sanidine</i>	pegmatito

Os espectros têm respostas no campo *SWIR*, onde a illita mostra absorções em torno de ~1850 nm, ~2200 nm e em ~2350 nm, referentes a H<sub>2</sub>O, AlOH e CO<sub>2</sub>, respectivamente. A montmorillonita exibe absorções diagnósticas em torno de ~1350 nm para OH, ~1850 nm próximo do campo da H<sub>2</sub>O, em aproximadamente 2150 nm para AlOH e absorção de ~2350 nm para CO<sub>2</sub>. A caolinita apresenta feições diagnósticas como absorções assimétricas em ~1380 nm (próximo a OH), em ~1900 nm próximo da região da água cristalina, em 2150 nm para o AlOH e absorção em ~2400 nm para o MgOH.

Alteração propilítica nos pegmatitos (Tabela 10) teve um mineral característico empilhado, realizando a comparação do espectro SL-106-288.3m com o de referência clorita (*Chlorite\_AusSpec*). A clorita (Figura 31) revela absorções diagnósticas em torno de ~1400 nm para hidroxila, em ~2250 nm para FeOH e absorção em aproximadamente 2350 nm em CO<sub>2</sub>.

Tabela 10 - Fases minerais de amostras do pegmatito relativos à alteração propilítica identificada no *Spectragryph 1.2* com a utilização dos padrões de Kokaly *et al.* (2017).

AMOSTRA/ESPECTRO	MINERALOGIA IDENTIFICADA	CLASSIFICAÇÃO
SL-106-288.3m	<i>Chlorite</i> <i>Fassaite</i> <i>Margarite</i> <i>Prochlorite</i> <i>Thuringite</i>	pegmatito

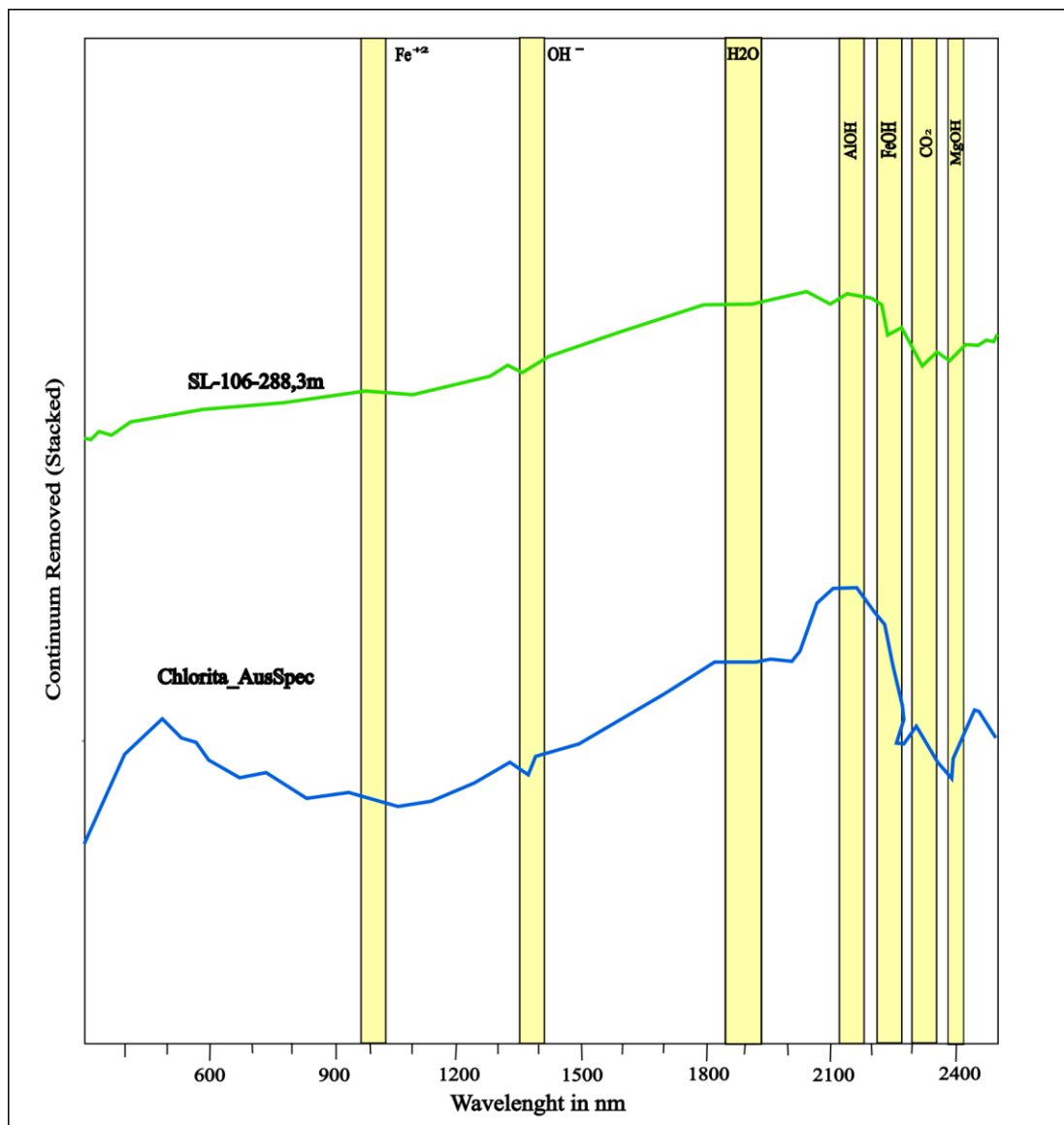


Figura 31 - Espectros obtidos para os pegmatitos, com as absorções características da clorita, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca espectral de Kokaly *et al.* (2017).

A alteração potássica (Tabela 11) tem um mineral característico, realizando a comparação do espectro de referência da microclina (*Microcline\_HS103.1B*) com a amostra SL-111-248.15m (Fig. 32). Mostra leve absorções diagnósticas em torno de ~2250 nm para FeOH.

**Tabela 11.** Fases minerais de amostras dos pegmatitos relativas à alteração potássica identificada no *Spectragryph 1.2* com a utilização dos padrões de Kokaly *et al.* (2017).

AMOSTRA/ESPECTRO	MINERALOGIA IDENTIFICADA	CLASSIFICAÇÃO
SL-111-248.15m	<i>Microcline</i> <i>Montmorillonite</i> <i>Muscovite</i> <i>Perthite</i> <i>Sanidine</i>	pegmatito

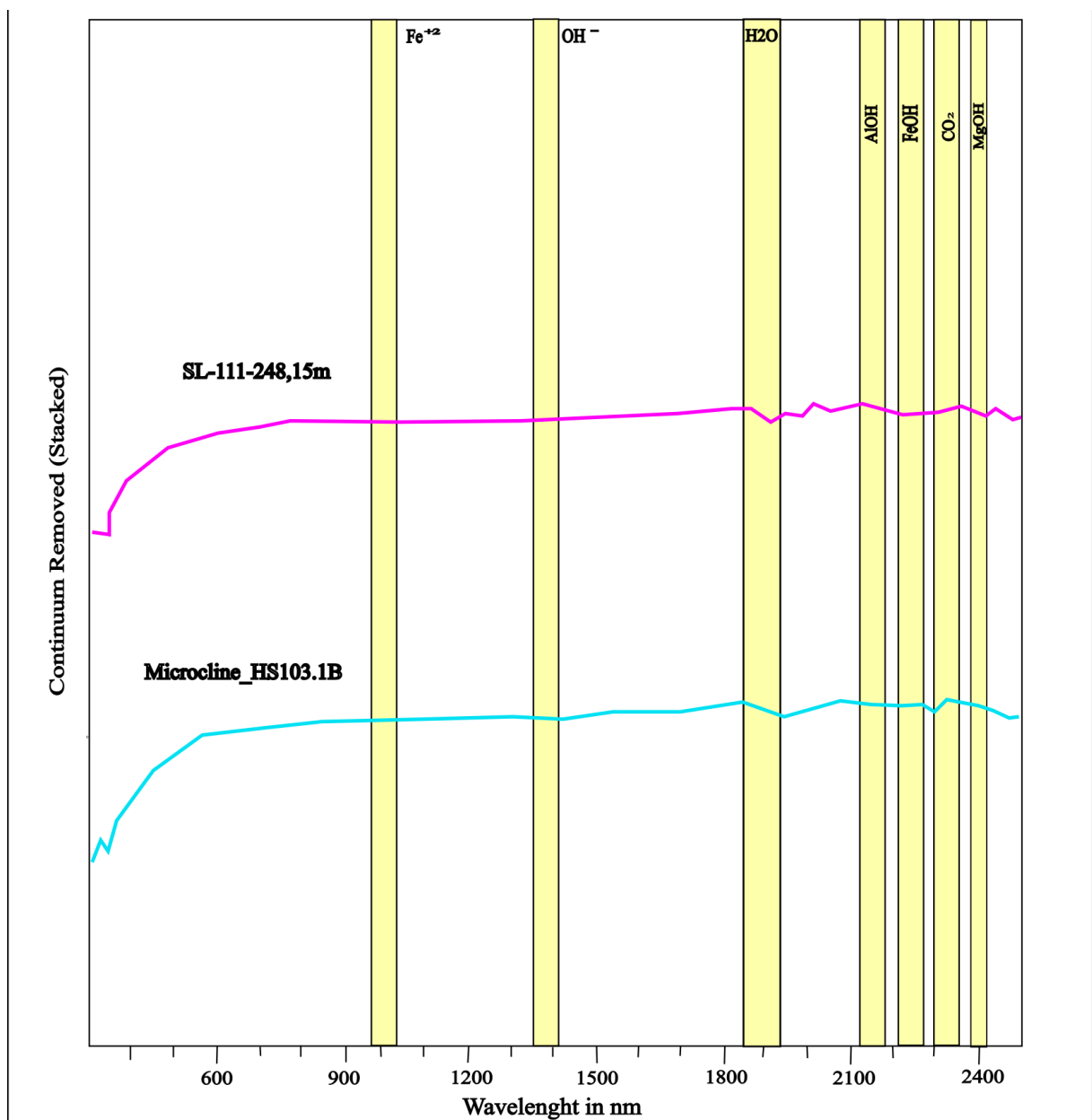


Figura 32 - Espectros obtidos para os pegmatitos, com as absorções características do microclínio, assim como os íons e elementos que influenciam as respostas espectrais obtidas. Os padrões espectrais foram retirados da biblioteca de Kokaly *et al.* (2017).

## 4.5.2 Interpretação dos espectros conforme os eventos hidrotermais

A interpretação dos dados espectrais obtidos no depósito Santa Lúcia permitiu a identificação de distintos tipos de alteração hidrotermal, com base nas paragêneses minerais diagnosticadas. Foram reconhecidas as alterações potássica, sericítica, argílica intermediária, propilítica, carbonática e clorítica. Cada uma delas expressa diferentes condições físico-químicas, profundidades de atuação e momentos da evolução paragenética do sistema, com implicações diretas na gênese e redistribuição da mineralização cupro-aurífera.

### 4.5.2.1 Alteração potássica

Representa a fase mais precoce no sistema hidrotermal e ocorre em condições de maior temperatura (300–450 °C), tipicamente sob influência de fluidos ricos em potássio e com baixa fugacidade de H<sub>2</sub>O. Esses fluidos são exsolvidos durante os estágios finais de cristalização de magmas graníticos evoluídos, ricos em voláteis. A alteração é evidenciada pela presença de microclina, sanidina, muscovita primária e, em alguns casos, pertita, especialmente em veios e zonas pervasivas de pegmatitos e granitoides miloníticos. Embora os fluidos sejam de origem magmática tardia, esta alteração marca o início da fase hidrotermal do sistema, estando geneticamente associada à introdução precoce de metais como o cobre. Também é fortemente associada à intrusão de corpos pegmatíticos, os quais funcionaram como fontes térmicas e canais estruturais para a introdução de fluidos magmáticos tardios enriquecidos em voláteis e metais. O modelo aqui é compatível com os sistemas *ISCG* reduzidos descritos por Skirrow (2022), que também relatam associação entre feldspatos potássicos e mineralizações cupríferas nos estágios iniciais da evolução hidrotermal.

### 4.5.2.2 Alteração sericítica

Desenvolve-se sob temperaturas moderadas (150–300 °C) e representa uma fase intermediária da evolução hidrotermal. Foi identificada em diversos litotipos, sendo marcada pela formação de illita, muscovita secundária, lepidolita e, ocasionalmente, allanita. Reflete interação prolongada de fluidos ácidos e ricos em K e Al, com tempo de residência elevado em zonas de baixa permeabilidade, como milonitos e zonas de cisalhamento. A presença de lepidolita pode indicar aporte de fluido rico em Li, típico de eventos magmáticos tardios. Esse mineral é comum em sistemas pegmatíticos evoluídos e está associado à última fase de cristalização de magmas graníticos enriquecidos em elementos incompatíveis, como lítio, boro e flúor (London 2008). Essa alteração tende a ser contemporânea ou ligeiramente posterior à potássica, e está frequentemente associada a veios mineralizados ou zonas de brecha. Estudos

como o de Skirrow (2022) reforçam a importância dessa alteração na mobilização e precipitação de metais, especialmente nos domínios intermediários dos sistemas *IOCG*.

#### 4.5.2.3 Alteração argílica intermediária

A alteração argílica corresponde a uma fase tardia de alteração hidrotermal, desenvolvida em ambientes de baixa temperatura (<250 °C) e sob condições de pH ácido. É caracterizada pela formação de argilominerais como montmorillonita, haloisita e illita, que substituem feldspatos e minerais máficos em zonas superficiais. Essas fases são comuns em zonas periféricas de corpos pegmatíticos e nas bordas de fraturas, refletindo a percolação descendente de fluidos meteóricos misturados com hidrotermais, um processo típico de zonas de resfriamento. Tais condições são frequentemente associadas à remobilização superficial de cobre, concentrando mineralizações secundárias em níveis mais rasos (Yardley & Bodnar, 2014).

A assinatura espectral dos argilominerais é bem estabelecida, especialmente nas bandas *SWIR*, onde montmorillonita e haloisita exibem feições diagnósticas de absorção, permitindo sua identificação em levantamentos espectrais (Clark, 1999; Kokaly *et al.*, 2017).

Contudo, durante a análise espectral, foi registrada a presença de bytownita, um plagioclásio cálcico. Essa identificação não corresponde a um mineral hidrotermal típico da alteração argílica, mas sim a um mineral primário magmático, comum em rochas cálcicas como gabros e granodioritos. A leitura de bytownita pelo software provavelmente reflete limitações da biblioteca espectral ou sobreposição de feições diagnósticas de feldspatos alterados (particularmente oligoclásio ou andesina) com argilominerais, o que pode gerar falsos positivos. Assim, a inclusão de bytownita como parte da paragênese argílica deve ser vista com cautela e interpretada como um artefato de processamento automático, não como evidência mineralógica real da alteração.

Dessa forma, a paragênese da alteração argílica no depósito deve ser entendida como dominada por argilominerais (illita, montmorillonita, haloisita), enquanto a detecção de bytownita representa mais uma inconsistência metodológica do que um traço genético da alteração.

#### 4.5.2.4 Alteração propilítica

A alteração propilítica é uma das fases hidrotermais mais extensamente registradas no depósito, desenvolvendo-se principalmente em anfíbolitos e granitoides miloníticos, onde promove modificações significativas na mineralogia primária. Esse estilo de alteração ocorre

em condições de temperatura intermediária (250–400 °C) e sob a influência de fluidos hidrotermais neutros a alcalinos, enriquecidos em Ca, Mg e Fe. A paragênese mais típica inclui clorita, clinocloro, thuringita, epidoto, proclorita, além de carbonatos e, em menor proporção, pectolita e lizardita, refletindo a substituição progressiva de plagioclásio e minerais máficos magmáticos por fases hidratadas.

Entretanto, a análise espectral revelou a presença de minerais que não são característicos da propilítica “clássica”, como a fassaíta (clinopiroxênio cálcico-aluminoso) e escapolitas da série meionita–mizzonita. A fassaíta é típica de condições mais altas de temperatura e pressões, normalmente registrada em sistemas metassomáticos cálcicos ou em contextos de interação entre magmas máficos e rochas carbonáticas. Ocorrências semelhantes foram descritas em aureolas de contato associadas a granodioritos no Japão, onde a fassaíta se forma em ambientes cálcio-silicáticos sob condições térmicas elevadas (Sawaki, 1988) e em rochas máfico-carbonáticas do maciço Tazheran, no Baikal, onde clinopiroxênios ricos em Al foram gerados por interação de fluidos máficos com carbonatos (Sklyarov *et al.* 2021). Nesse sentido, a presença de fassaíta pode refletir relíquias metassomáticas de alta temperatura ou a atuação de pulsos hidrotermais superpostos, distintos da propilítica principal.

Por sua vez, as escapolitas meionita e mizzonita indicam a influência de fluidos hidrotermais salinos, ricos em  $\text{NaCl-CaCl}_2 \pm \text{CO}_2$ , comumente associados a metassomatismo sódico-cálcico e à circulação em zonas de cisalhamento. Estudos experimentais demonstram que a escapolita se torna estável em rochas máficas na presença de fluidos concentrados em sais (Jiang *et al.*, 2005), e investigações em terrenos de alto grau confirmam o papel desses fluidos salinos na formação dessas fases (Markl & Bucher, 1998).

A ocorrência de serpentina em granodiorito com alteração propilítica pode estar associada à substituição de minerais máficos, como hornblenda e biotita, por fases ricas em Mg em condições hidrotermais de baixa temperatura. Alternativamente, sua presença pode refletir a interação de fluidos hidrotermais enriquecidos em Mg, possivelmente derivados da lixiviação de rochas máficas/ultramáficas vizinhas, ou ainda a superposição de pulsos tardios de alteração que introduziram serpentinização em fraturas e zonas cataclásticas do corpo granodiorítico.

No entanto, deve-se considerar também que a identificação automatizada de espectros pode levar a erros de interpretação, já que minerais como clorita, piroxênios cálcicos e mesmo plagioclásios podem apresentar feições de absorção parcialmente sobrepostas. Assim, a leitura de fassaíta ou escapolitas pode refletir não apenas processos hidrotermais reais, mas também limitações do *software* e da biblioteca espectral utilizada, exigindo sempre validação petrográfica e integração com outros dados.

Dessa forma, a ocorrência de fassaíta, meionita e mizzonita pode ser interpretada de duas maneiras: (i) como registro de eventos superpostos de maior temperatura e salinidade sobre a propilítica clássica, ou (ii) como artefatos de interpretação espectral automática. Em ambos os casos, o conjunto reforça o caráter polifásico e complexo da evolução hidrotermal no depósito.

#### 4.5.2.5 Alteração carbonática

Representa um estágio tardio da evolução do sistema, marcado pelo desenvolvimento de calcita e serpentina em veios ou fraturas tardias, sobretudo em anfíbolitos e zonas de contato com brechas. A serpentinização associada à carbonatação de piroxênios e olivina indica atuação de fluidos ricos em CO<sub>2</sub> em condições de temperatura decrescente e maior oxidação (Evans, 2010). Esse padrão é compatível com estágios finais de circulação hidrotermal, em que fluidos de menor profundidade podem interagir com as rochas hospedeiras, favorecendo a remobilização tardia de elementos metálicos.

#### 4.5.2.6 Alteração clorítica

Interpretada como estágio superposto à propilítica, ocorre sob temperaturas moderadas a altas (250–400 °C), sendo representada por clorita, fassaíta e mizzonita. Os dados espectrais indicam substituição expressiva de minerais máficos primários em zonas deformadas de granitoides miloníticos e pegmatitos. A mizzonita, pertencente ao grupo das escapolitas, sugere influência de fluidos ricos em sódio e cloro, deriváveis de fontes magmáticas tardias ou processos de remobilização tectônica (Markl & Bucher 1998). A presença de clorita como fase dominante nessas zonas indica condições de alteração compatíveis com temperaturas intermediárias a elevadas (Cathelineau 1988), enquanto a associação com escapolita e fassaíta reforça a atuação de fluidos salinos em ambientes de cisalhamento (Yardley 1983).

### 4.5.3 Sequência paragenética e evolução do sistema

A integração dos dados petrográficos e espectrais permitiu estabelecer a sequência paragenética para parte do depósito Santa Lúcia (Figura 33). Essa sequência compreende distintos estágios relacionados a evolução fluidal, com sobreposição de eventos magmáticos, metamórficos e hidrotermais.

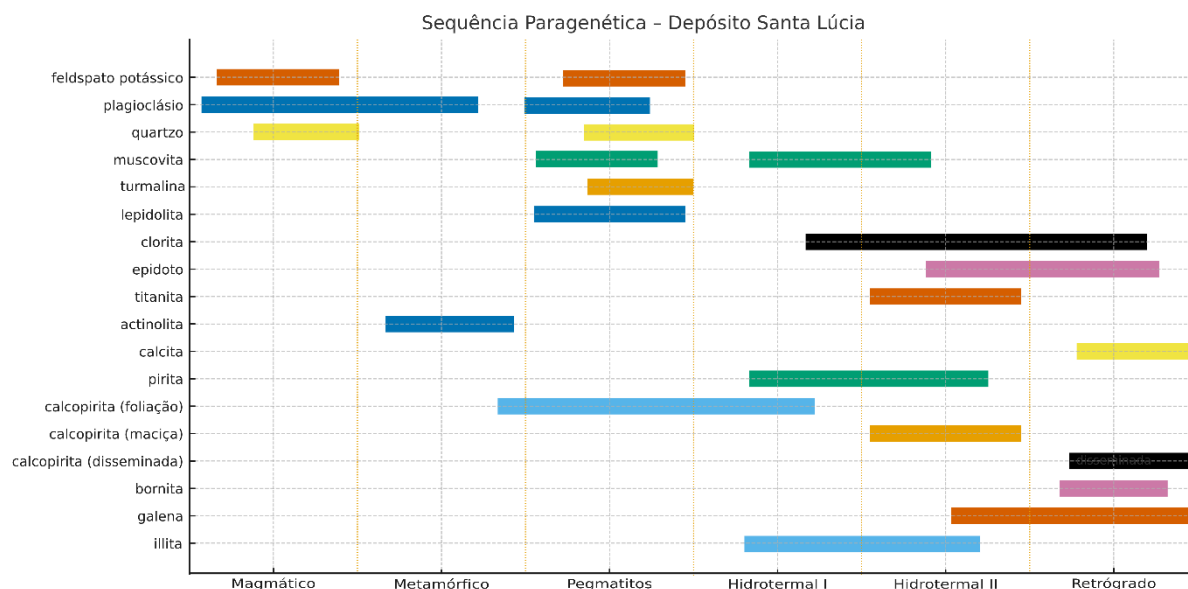


Figura 33 - Sequência paragenética do depósito Santa Lúcia. O diagrama representa a evolução temporal dos principais minerais identificados nas rochas hospedeiras (ganga) e na mineralização (minério), ao longo de diferentes estágios geológicos. Os estágios foram divididos em: magmático, metamórfico, alteração potássica/sericítica, alteração propilítica/carbonática e retrógrado. Minerais como feldspato potássico, muscovita, epídoto e clorita indicam pulsos distintos de alteração hidrotermal, enquanto os sulfetos (calcopirita, bornita, galena e pirita) registram múltiplos eventos mineralizantes ao longo da evolução do sistema. As barras pretas indicam a duração relativa de cada fase mineral no tempo geológico do sistema.

O primeiro estágio envolve a cristalização magmática tardia, com introdução de fluidos ricos em potássio e metais, promovendo a formação de feldspato potássico, principalmente ortoclásio e microclina, em substituição a plagioclásio e ao redor de fenocristais. Este estágio representa uma alteração potássica inicial, restrita às zonas proximais ao corpo intrusivo e responsável pela preparação da rocha para eventos subsequentes.

O segundo estágio corresponde ao desenvolvimento da alteração sericítica pervasiva, resultante da circulação de fluidos ácidos ricos em alumínio e potássio. Esse processo favoreceu a formação de muscovita, illita e, pontualmente, lepidolita, em substituição a feldspatos e minerais máficos. Essa alteração se mostra intensa nas zonas de cisalhamento e fraturas, atuando como canal de fluxo para os fluidos mineralizantes.

Na sequência, ocorre o estágio de alteração propilítica, caracterizado pela introdução de fluidos hidrotermais neutros a levemente alcalinos, com formação de clorita, epídoto, titanita e, em menor quantidade, actinolita. Essa alteração é registrada em faixas mais externas à zona de sericita, indicando disseminação lateral do sistema hidrotermal.

Em um estágio mais tardio e retrógrado há registro de alteração carbonática, com cristalização de calcita em veios e zonas de brechas, indicando decréscimo de temperatura e possível mistura com águas meteóricas. Essa fase é frequentemente acompanhada por cloritização de minerais máficos e pode representar o fechamento do sistema hidrotermal.

Os minerais de minério no depósito Santa Lúcia se concentram principalmente nos estágios de alteração sericítica e propilítica, sendo compostos essencialmente por calcopirita, pirita e bornita. Essa mineralização não se apresenta de forma única, mas em diferentes estilos e estágios evolutivos, refletindo o caráter multiepisódico do sistema hidrotermal.

Em primeiro lugar, parte significativa dos sulfetos encontra-se controlada pela foliação milonítica, onde a calcopirita e a pirita aparecem orientadas e, por vezes, recristalizadas ao longo dos planos de cisalhamento. Esse arranjo sugere que o minério se acomodou em zonas estruturalmente preparadas, com a deformação atuando tanto na permeabilidade aumentada para os fluidos quanto na redistribuição mecânica e química dos sulfetos. Assim, a foliação milonítica representa um importante controle estrutural primário na gênese da mineralização.

Outro estilo observado é o minério em corpos maciços, concentrado em zonas de fraturamento e em brechas hidrotermais. Nessa forma, a calcopirita, em associação com bornita, preenche fraturas, veios e cavidades, formando agregados contínuos e de maior teor metálico. Essa mineralização maciça representa momentos de pulso hidrotermal mais focado, nos quais o aporte de fluidos mineralizantes foi intenso e canalizado por estruturas de maior permeabilidade, resultando em concentrações localmente enriquecidas.

Por fim, em estágios mais tardios, ocorre a mineralização disseminada, onde a calcopirita aparece em grãos isolados ou intercrescida a minerais de alteração, sobretudo clorita e sericita. Esse tipo de minério sugere a ação de fluidos residuais ou remobilizados, em condições menos energéticas e difusas, responsáveis por impregnações mais sutis na rocha hospedeira. A disseminação tardia também indica que, mesmo após os principais pulsos de mineralização, o sistema permaneceu ativo e sujeito a novos episódios de circulação de fluidos.

A transição do ambiente metamórfico para o hidrotermal é registrada pela presença de texturas reequilibradas, substituições mineralógicas progressivas e pelo papel das zonas de deformação como condutos preferenciais. Em síntese, a mineralização de Santa Lúcia pode ser entendida como o resultado da superposição de três estilos principais — (i) estrutural, controlada pela foliação milonítica; (ii) maciça, associada a brechas e fraturas; e (iii) tardia e disseminada, em estágios finais do sistema. Essa diversidade confirma o caráter polifásico e estruturado do sistema hidrotermal, em que sucessivos pulsos de fluidos foram condicionados por controles litológicos e tectônicos.

Os pegmatitos desempenham papel fundamental na gênese, modificação e controle das alterações hidrotermais. Como intrusões tardias, atuaram como fontes de calor, voláteis e metais, além de funcionarem como canais para o transporte e redistribuição dos fluidos mineralizantes. As alterações potássica, sericítica e argílica têm relação direta com esses corpos,

especialmente em suas bordas e zonas de fratura. A interação entre os pegmatitos e as rochas encaixantes milonitizadas propiciou um ambiente favorável à precipitação de sulfetos, como evidenciado por dados espectrais e petrográficos.

## 5 DISCUSSÃO

### 5.1 CONTRIBUIÇÃO AO MODELO GENÉTICO DO DEPÓSITO SANTA LÚCIA

O depósito Santa Lúcia apresenta um conjunto de características que contrastam com os depósitos *IOCG* clássicos da Província Mineral de Carajás, como Salobo, Sossego e Igarapé Bahia. Nestes sistemas oxidantes predominam óxidos de ferro (hematita e magnetita) e há abundância relativa de fosfatos e ETR leves (LREE), enquanto no Santa Lúcia se observam baixos teores de óxidos de ferro e predominância de sulfetos. Esse contraste motiva a interpretação de que o depósito se aproxima do modelo *ISCG* (*iron sulfide copper-gold*), conforme discutido em revisões sobre sistemas relacionados a *IOCG/ISCG* em escala global (André-Massué & Corriveau 2018, Skirrow 2022).

Além disso, ainda que o depósito não possua a geometria típica de sistemas do tipo pórfiro de Cu–Au–Mo, compartilha com eles características relevantes, como a intensa alteração potássica, a zonalidade hidrotermal bem definida e a associação com granitoides e pegmatitos tardios. Conforme sintetizado na Tabela 12, o depósito Santa Lúcia apresenta semelhanças com sistemas pórfiros, mas também exhibe feições compatíveis com modelos *ISCG*, reforçando sua natureza híbrida. A comparação com o modelo proposto por Sillitoe (2010) para sistemas pórfiro de cobre é válida, sobretudo ao se considerar o controle estrutural e os múltiplos pulsos hidrotermais atuantes.

No caso do depósito Santa Lúcia, a mineralização é dominada por sulfetos, principalmente calcopirita, acompanhada por proporções significativas de pirita e menor quantidade de bornita, que ocorre em cristais isolados ou intercrescida com a calcopirita. A calcopirita é a fase dominante, frequentemente substituindo ou englobando a pirita em relações tardias de crescimento. Esse padrão, marcado por abundância de sulfetos e escassez de óxidos de ferro (hematita e magnetita), é compatível com os modelos descritos para sistemas *ISCG* (*iron sulfide copper-gold*), nos quais a contribuição de óxidos de ferro é restrita (Williams *et al.* 2005, Skirrow 2022, André-Massué & Corriveau 2018).

Segundo Skirrow (2022), depósitos *ISCG* apresentam como traços recorrentes a predominância de sulfetos de ferro e cobre (calcopirita); ausência significativa de fosfatos e óxidos de ferro; formação em níveis crustais intermediários a rasos e forte controle estrutural sobre a mineralização, muitas vezes com zonalidade hidrotermal bem marcada e alteração potássica periférica à mineralização central. Tais elementos estão em consonância com os dados observados no depósito Santa Lúcia.

Tabela 12 - Quadro comparativo entre o depósito Santa Lúcia e os modelos clássicos de *IOCG*, *ISCG* e pórfiro Cu–Au–Mo. Observa-se que Santa Lúcia apresenta mineralogia dominada por sulfetos e baixa proporção de óxidos de ferro, semelhante ao modelo *ISCG*, mas também exhibe alteração potássica e zonalidade hidrotermal que remetem a sistemas pórfiros, configurando um caráter híbrido e distinto dos *IOCG* clássicos da Província Mineral de Carajás.

Critério	Santa Lúcia (Carajás)	<i>IOCG</i> (Salobo, Sossego, Igarapé Bahia)	<i>ISCG</i> (iron sulfide Cu-Au)	Pórfiro Cu–Au–Mo
<b>Mineralogia de minério</b>	Calcopirita dominante; pirita abundante; bornita subordinada; baixos teores de óxidos de ferro (hematita/magnetita restritos).	Predomínio de hematita ± magnetita; sulfetos subordinados (calcopirita, bornita).	Sulfetos dominantes (calcopirita, pirita, arsenopirita), óxidos de ferro pouco desenvolvidos.	Calcopirita ± bornita; molibdenita frequente; magnetita subordinada.
<b>Alterações hidrotermais</b>	Potássica (microclina + biotita hidrotermal) sobreposta por propilítica (clorita–epídoto–carbonato); zonas argílicas superficiais.	Potássica e sódico-cálcica muito intensas; zonalidade bem definida; propilítica periférica.	Predomínio de propilítica e sericítica; argílica tardia frequente.	Zonalidade clássica: potássica central → filítica/sericítica → propilítica externa; argílica avançada comum.
<b>Controle Estrutural</b>	Associado a zonas miloníticas e fraturas em granodioritos/pegmatitos; forte controle estrutural.	Controlados por falhas crustais profundas e zonas de cisalhamento regionais (ex. Cinturão Itacaiúnas).	Geralmente em zonas de cisalhamento profundas e contatos litológicos.	Intrusões porfíricas em arcos magmáticos; controles plutônicos e estruturais.
<b>Litologia hospedeira</b>	Granitoides arqueanos, pegmatitos e anfibolitos encaixantes.	Vulcânicas félsicas + granitoides associados	Rochas metamórficas variadas (anfibolitos, gnaisses) em zonas de cisalhamento.	Rochas intrusivas (tonalitos, granodioritos, monzonitos).
<b>Química dos fluidos</b>	Fluidos ricos em K, Ca, Fe; pulsos salinos tardios (NaCl–CaCl <sub>2</sub> ); indícios de contribuição meteórica em estágios finais.	Fluidos oxidantes ricos em Fe, P, LREE; salinidade elevada.	Fluidos redutores, ricos em S, com baixa participação de óxidos de ferro.	Fluidos magmáticos ricos em H <sub>2</sub> O, KCl e metais (Cu, Mo, Au); salinidade variável.
<b>Ambiente geotectônico</b>	Sistema polifásico, ligado a granitogênese tardia e reativações crustais no Domínio Carajás.	Ambientes extensional-transpressionais em províncias arqueanas e paleoproterozoicas.	Ambientes crustais profundos associados a cisalhamentos transpressionais.	Arcos magmáticos ativos e margens continentais convergentes.
<b>Interpretação atual</b>	Depósito híbrido, com características intermediárias entre <i>ISCG</i> e pórfiro, mas distinto dos <i>IOCG</i> clássicos.	Modelo <i>IOCG</i> clássico (Carajás e exemplos globais).	Modelo <i>ISCG</i> (iron sulfide copper-gold).	Modelo pórfiro Cu–Au–Mo (Andes, SW USA, etc.).

A distribuição dos sulfetos ao longo das rochas hospedeiras também reforça esse modelo. A mineralização disseminada, em especial, ocorre em diversos litotipos, como anfibolitos, pegmatitos e granodioritos miloníticos, frequentemente associada às zonas de alteração hidrotermal pervasiva e/ou fissural. Nos anfibolitos, os sulfetos se alojam entre cristais de hornblenda e plagioclásio, sendo em parte controlados por microfaturas ou estruturas miloníticas preexistentes. Nos pegmatitos, a mineralização tende a se concentrar em zonas intersticiais entre quartzo e feldspatos ou ao longo de fraturas seladas por veios de sulfetos. No granodiorito milonítico, a disseminação é favorecida pela microestrutura deformada da rocha, com orientação preferencial de veios e microfaturas paralelos à foliação tectônica, sugerindo um controle estrutural sin- a pós-deformacional da mineralização. Importante observar que as rochas milonitizadas já apresentavam sinais de alterações prévias, como substituição de plagioclásio por microclina e formação de biotita, sugerindo que os eventos de milonitização antecederam parcialmente a mineralização sulfetada.

A zonalidade hidrotermal observada no depósito Santa Lúcia é compatível com sistemas *ISCG* (iron sulfide copper-gold). A alteração potássica, caracterizada pela substituição de

plagioclásio por microclina e pela formação de biotita hidrotermal em substituição a minerais máficos, ocorre nos estágios iniciais, refletindo a circulação de fluidos quentes e ricos em potássio. Essa alteração é comumente sobreposta por uma alteração propilítica, marcada pelo desenvolvimento de epídoto, clorita e carbonatos nas zonas mais externas ou em fases mais tardias da evolução hidrotermal. A sobreposição dessas fácies, aliada à presença de sulfetos disseminados em veios, fraturas e zonas brechadas, indica um sistema polifásico, com distintos pulsos de fluidos atuando ao longo do tempo (Xavier *et al.* 2012, Skirrow 2022).

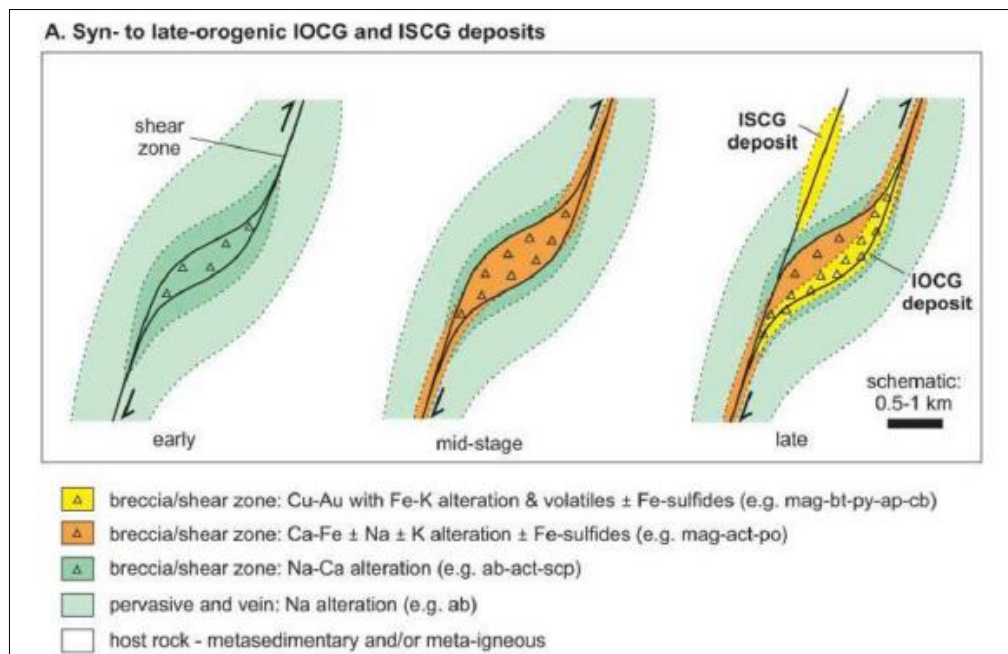


Figura 34 - Seções transversais esquemáticas de zonamento em escala de depósito e seqüências paragenéticas de conjuntos de mineralização e alteração hidrotermal em IOCG (Skirrow 2022).

Adicionalmente, observa-se uma correlação entre os valores de anomalia de cobre e as porções mais rasas do depósito, geralmente entre 15 e 80 metros de profundidade. Essa relação sugere que a concentração de cobre no sistema não está restrita às zonas economicamente mineralizadas, mas ocorre difusamente em rochas encaixantes mais superficiais. A mineralização disseminada, associada a essas concentrações anômalas, reforçam o modelo ISCG, no qual a circulação extensa de fluidos hidrotermais em níveis crustais intermediários a rasos é uma característica fundamental (Skirrow 2022).

## 5.2 CONTRIBUIÇÃO DA ESPECTROSCOPIA VNIR-SWIR

As análises por espectroscopia de infravermelho de reflectância permitiram identificar minerais hidrotermais como clorita, muscovita e epídoto, cuja distribuição é compatível com

zonas propilíticas e potássicas, reforçando a zonalidade hidrotermal inferida pela petrografia. A variação no grau de cristalinidade desses minerais, estimada a partir da relação entre as bandas de absorção, sugere diferentes estágios de alteração e múltiplos pulsos de fluidos ao longo do tempo. Os teores de cobre mais elevados, registrados em níveis relativamente rasos (entre 15 e 80 metros de profundidade), indicam que essas porções da crosta funcionaram como os principais receptores da percolação de fluidos mineralizantes. Esse padrão evidencia não somente a eficiência do sistema em transportar e precipitar metais, mas também o papel crucial das estruturas preexistentes — fraturas, zonas miloníticas e contatos litológicos favoráveis — como condutos preferenciais para a ascensão e circulação de fluidos hidrotermais (Xavier *et al.* 2012, van der Meer *et al.* 2012, Kokaly *et al.* 2017).

As observações petrográficas indicam a presença de dois eventos principais de transformação das rochas hospedeiras: um relacionado ao metamorfismo regional, responsável pela formação de assembleias como hornblenda+plagioclásio ( fácies anfíbolito), e outro vinculado à alteração hidrotermal tardia. Essa alteração, por sua vez, apresenta zonalidade bem definida, com alteração potássica nas zonas mais internas. Os dados obtidos por espectroscopia de infravermelho confirmam essa zonalidade, com a identificação de minerais como muscovita e clorita, em padrões espaciais consistentes com a interpretação petrográfica. A presença de epídoto foi confirmada tanto nas observações microscópicas quanto pelos espectros, reforçando sua formação em condições propilíticas. Além disso, a análise do grau de cristalinidade desses minerais, baseada na relação entre as feições espectrais, indicou variações que possivelmente refletem diferentes estágios de alteração ou pulsos fluidos sucessivos; marcada pela substituição de plagioclásio por microclina e formação de biotita secundária, e alteração propilítica periférica, caracterizada por epídoto, clorita e carbonatos.

Esses estágios distintos refletem diferentes condições de temperatura, pH, pressão e composição dos fluidos ao longo da evolução do sistema hidrotermal. A alteração potássica, marcada pela formação de microclina e biotita secundária, indica condições de maior temperatura e fluidos ricos em  $K^+$ , típicos dos estágios iniciais e mais internos do sistema. Em contraste, a alteração propilítica, caracterizada por clorita, epídoto e carbonatos, representa um estágio retrógrado de menor temperatura, com fluidos mais diluídos, levemente alcalinos e oxidantes.

As análises espectrais reforçam essa evolução, revelando variações no grau de cristalinidade dos minerais de alteração: muscovita mais bem ordenada na zona central (alta temperatura) e clorita com bandas espectrais mais amplas e rasas nas bordas do sistema (baixa temperatura). Essa relação entre cristalinidade e zonalidade é um indicador confiável do

histórico térmico-químico do sistema e contribui para a definição de vetores exploratórios em programas de prospecção mineral.

Além disso, a distribuição e a sobreposição das fácies hidrotermais — com zonas de alteração propilítica recortando domínios previamente afetados por alteração potássica, ou associadas a eventos de fraturamento mais tardios — indicam que os pulsos de fluidos não foram sincrônicos. Ao contrário, esses eventos ocorreram de forma distinta e progressiva, refletindo diferentes estágios da evolução magmática e/ou tectônica do sistema. Essa interpretação é sustentada pelos dados espectrais, que não somente identificam os minerais de alteração, mas também revelam variações no grau de cristalinidade e composição mineralógica, compatíveis com múltiplos episódios de circulação de fluidos.

Assim, as evidências espectrais e petrográficas convergem para um modelo de evolução polifásica para o depósito Santa Lúcia, caracterizado pela superposição de diferentes tipos de alteração hidrotermal (potássica, propilítica, sericítica e argílica) e pela reativação de estruturas ao longo do tempo (Williams *et al.*, 2005; Groves *et al.*, 2010).

### 5.3 IMPLICAÇÕES PARA A PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

Quando comparado a outros depósitos da Província Mineral de Carajás, como Salobo, Sossego e Igarapé Bahia, o depósito Santa Lúcia se diferencia por conter menor volume de óxidos de ferro e maior proporção de sulfetos. Além disso, a presença de turmalina, piroxênios e a ausência de hematita ou magnetita favorecem sua classificação como um sistema reduzido. Essa característica o enquadra nos modelos *ISCG* (*iron sulfide copper-gold*) propostos por Skirrow (2022), em contraponto aos sistemas clássicos *IOCG* oxidados.

A mineralogia e a natureza dos pegmatitos mineralizados indicam a contribuição de fluidos magmáticos ricos em boro, provavelmente associados a estágios tardios de cristalização e fracionamento magmático. A presença de calcopirita associada a veios pegmatíticos e zonas de fraturamento sugere que esses corpos podem ter atuado tanto como fontes adicionais de cobre quanto como agentes remobilizadores de mineralizações sulfetadas preexistentes. Essa ambiguidade sobre a origem do cobre nestes corpos destaca a importância dos pegmatitos como feições estruturais tardias e potenciais vetores mineralizantes dentro do sistema.

Além disso, as rochas milonitizadas da área, especialmente os granodioritos miloníticos, apresentam alteração potássica precoce — caracterizada por microclina e biotita — anterior à introdução principal dos sulfetos. Isso indica que os eventos de milonitização e alteração estrutural precederam parcialmente a fase mineralizante, funcionando como zonas preparadas para a percolação dos fluidos mineralizantes posteriores. O fato de os sulfetos se concentrarem

em microfraturas, foliações e zonas cisalhadas reforça o papel fundamental dessas estruturas como controles para o enriquecimento em cobre.

Do ponto de vista prospectivo, o reconhecimento do depósito Santa Lúcia como um sistema *ISCG* implica em uma ampliação dos modelos exploratórios aplicados na Província Mineral de Carajás. Tradicionalmente, os programas de prospecção têm se baseado na busca por fortes assinaturas magnéticas e elementos associados à presença de óxidos de ferro, como fósforo e terras raras — típicos de *IOCG* oxidantes. No entanto, depósitos *ISCG*, como Santa Lúcia, ocorrem com assinatura magnética fraca, baixo teor de fosfato, ausência de magnetita/hematita e predomínio de sulfetos, exigindo abordagens geofísicas, geoquímicas e espectrais específicas.

Esses dados reforçam a necessidade de incorporar modelos *ISCG* nos planos prospectivos, considerando que zonas de cisalhamento miloníticas, rochas reduzidas e estruturas crustais intermediárias a rasas também podem hospedar mineralizações economicamente viáveis, mesmo com baixos contrastes geofísicos. Assim, o depósito Santa Lúcia representa a necessidade da revisão conceitual para a compreensão da diversidade dos sistemas Cu–Au da Província Mineral de Carajás.

## 6. CONCLUSÃO

O presente estudo teve como objetivo principal compreender a evolução geológica, estrutural e hidrotermal do depósito cupro-aurífero Santa Lúcia. A partir da integração de dados estruturais, petrográficos, espectrais (VNIR–SWIR) e de microscopia de minérios, foi possível elaborar um modelo evolutivo para o sistema mineralizante, contribuindo para o seu posicionamento no contexto metalogênico da Província Mineral de Carajás.

Os dados obtidos permitiram reconhecer um arcabouço litológico complexo, constituído por milonitos graníticos e granodioríticos, anfibolitos, pegmatitos e turmalinitos, todos afetados por intensos eventos deformacionais e múltiplos pulsos hidrotermais. A mineralização sulfetada, essencialmente composta por calcopirita, pirita e bornita, ocorre em diferentes estilos: alinhada à foliação milonítica (evidenciando forte controle estrutural), maciça (em zonas de brechas) e disseminada (principalmente em pegmatitos e veios). A paragênese inclui ainda fases subordinadas como esfalerita, bornita e pentlandita, além de minerais acessórios como turmalina, biotita, muscovita, clorita, epídoto e actinolita.

A predominância de sulfetos, a ausência de óxidos de ferro como hematita e magnetita, e a ocorrência de minerais indicadores de ambientes redutores — como turmalina e piroxênios — reforçam o caráter redutor do sistema hidrotermal. Nesse contexto, o depósito Santa Lúcia se alinha de forma mais adequada ao modelo *ISCG* (*iron sulfide copper-gold*), conforme proposto por Skirrow (2022), diferindo dos clássicos depósitos oxidantes do tipo *IOCG*, como Salobo e Sossego. Essa reclassificação amplia a compreensão da diversidade de sistemas hidrotermais da província e sugere um novo guia prospectivo para depósitos de caráter redutor com potencial econômico.

A caracterização detalhada das alterações hidrotermais — potássica, sericítica, propilítica e carbonática — permitiu estabelecer a cronologia relativa dos eventos, indicando um sistema progressivamente resfriado, com sobreposição textural e mineralógica entre os diferentes tipos de alteração (por exemplo, veios de quartzo com muscovita e clorita sobrepostos à biotita e feldspato potássico). A alteração potássica, representada por microclina, biotita e muscovita, está espacialmente associada às zonas de maior teor de mineralização. A sericitização e a propilitização, por sua vez, indicam transições para condições de menor temperatura, sendo esta última marcada pela presença de clorita, epídoto e actinolita.

As análises espectrais (VNIR–SWIR) desempenharam papel fundamental na identificação e diferenciação composicional dos minerais de alteração, permitindo reconhecer zonalidades térmicas e composicionais no sistema. A cristalinidade da muscovita, o deslocamento das bandas espectrais e a distribuição sistemática de minerais como sericita,

clorita e epidoto evidenciam um modelo zonado clássico, com núcleo potássico e halo de alteração propilítica bem definido, reforçando a aplicabilidade da espectroscopia na delimitação de alvos prospectivos.

Com base em todos os dados integrados, propõe-se um modelo evolutivo dividido em três estágios principais: (i) estágio magmático-tardio, com intrusão de granitoides e pegmatitos e liberação de fluidos ricos em K, B, F e metais, responsáveis por alterações potássicas e cristalização de turmalina e muscovita; (ii) estágio hidrotermal principal, associado à deformação dúctil e frágil, com circulação de fluidos metalíferos por zonas miloníticas, formação de veios de quartzo e precipitação da mineralização sulfetada; e (iii) estágio retrógrado, caracterizado por propilitização, cloritização e carbonatação, refletindo o resfriamento do sistema e a entrada de fluidos menos salinos e de baixa temperatura.

Além de contribuir para o entendimento geológico do depósito Santa Lúcia, esta pesquisa reforça a importância do controle estrutural e da associação entre litologia e alteração hidrotermal na gênese de sistemas mineralizantes de cobre na Província de Carajás. A classificação do sistema como *ISCG* contribui para ampliar as possibilidades exploratórias na região, indicando o potencial para reconhecimento de depósitos reduzidos, distintos dos modelos clássicos *IOCG*. Os métodos empregados — com destaque para a integração entre petrografia e espectroscopia *VNIR–SWIR* — mostraram-se altamente eficazes, representando uma abordagem promissora para futuras caracterizações em contextos similares.

## REFERÊNCIAS

- Almeida J. de A.C., Dall’Agnol R., Oliveira M.A., de Macambira M.J.B., Pimentel M. M., Ramo O.T., Guimarães F.V., Leite A.A. 2011. Zircon geochronology, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: implications for the growth of the Archean crust of the Carajás province. Brazil. *Precambrian Res.* **187**: 201–221. <https://doi.org/10.1016/j.precambres.2011.05.004>.
- Almeida J. de A.C., Dall’Agnol R., Leite A. 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite–greenstone terrane, Carajás Province. Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **42**: 103–126.
- Almeida J. A. C., Dall’Agnol R., Oliveira D. C., Feio G. R. L., Santos P.A. 2022. Evolution of the Andorinhas greenstone belt, Rio Maria Domain, Amazonian Craton: Geochemistry, U-Pb geochronology and tectonic implications. *Precambrian Research*, **369**: e106539. DOI: 10.1016/j.precambres.2022.106539.
- André-Massué L. & Corriveau L. 2018. Iron-oxide and alkali-calcic alteration ore systems: Part II — Overview of deposit types, distribution, ages, settings, and genetic models. *Geological Survey of Canada, Short Course Series*, **1**: 23-56. DOI: 10.4095/306535
- Araújo O. J. B. *et al.* 2013. Tectonic evolution of the Archean Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil: constraints from structural, geochronological and isotopic data. *Journal of South American Earth Sciences*, **47**: 1–15. DOI: 10.1016/j.jsames.2013.05.004.
- Cathelineau M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, **23**: 471-485. DOI: 10.1180/claymin.1988.023.4.13
- Costa F. G. *et al.* 2020. From Mesoarchean drips to modern-style tectonics in the Carajás Province, Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **104**: e 102817. DOI: 10.1016/j.jsames.2020.102817
- Clark R. N. 1999. Spectroscopy of rocks and minerals, and principles of spectroscopy. *In*: Rencz A. N. (ed.). *Manual of remote sensing*. 3. ed. New York, John Wiley & Sons, p. 3–58.
- Dall’Agnol R., Oliveira M.A., Almeida J. de A.C., Althoff F.J., Leite A.A. da S., Oliveira D.C. de, Barros C.E. de M. 2006. Archean and paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, Eastern Amazonian Craton. *In*: Dall’Agnol R. (ed.). *Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton*. Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO, 97–150.
- Dall’Agnol R., Oliveira D. C., Feio G. R. L., Almeida J. A. C., Santos P. A. 2020. Archean granitoids of the Carajás Province, Amazonian Craton: geochemistry, geochronology and tectonic implications. *Brazilian Journal of Geology*, **50** (2): 1-28. DOI: 10.1590/2317-4889202020190024.
- Dall’Agnol R., Oliveira D.C., Guimarães F.V., Gabriel E.O., Feio G.R.L., Lamarão C.N., Althoff F.J., Santos P.A., Teixeira M.F.B, Silva A.C., Rodrigues D.S., Santos M.J.P., Silva C.R.P., Santos R.D., Santos P.J.L. 2013. Geologia do subdomínio de transição do domínio carajás – implicações para a evolução arqueana da província carajás – Pará. *In*: 13º Simpósio de Geologia da Amazônia. *Anais[...]*. Belém.

Evans B. W. 2010. Serpentinite: a petrographic guide. *Canadian Mineralogist*, **48**: 729–756. DOI: 10.3749/canmin.48.3.729

Faustinoni J.M., Moreto C.P.N., Silva M.A.D., Monteiro L.V.S., Xavier R.P. 2016. Migmatitos do Complexo Xingu na porção nordeste do Domínio Carajás, Cráton Amazônico, Brasil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. *Anais[...]*. Porto Alegre, p.803.

Feio G.R.L. & Dall’Agnol R. 2012. Geochemistry and petrogenesis of the Mesoarchean granites from the Canaã dos Carajás area, Carajás Province, Brazil: implications for the origin of Archean granites. *Lithos*, **154**: 33–52.

Feio G.R.L, Dall’Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Sardinha A.S., Oliveira D.C., Santos R.D., Santos P.A. 2012. Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? *Lithos*, **151**:57–73. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.02.02>

Feio G.R.L., Dall’Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J., Soares J.E.B. 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Res* **227**:157–185. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.04.007>.

Fernandes C.M.D., Galarza M.A., Gouvêa R.C.T.de, Souza H.P.T.de. 2021. Geochemical, geochronological, and isotopic constraints for the Archean metamorphic rocks of the westernmost part of the Carajás Mineral Province, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. **110**, p. 103340.

Ferreira Filho C.F. & Oliveira C.G. 2005. Nickel sulfide and platinum-group element mineralization in the Carajás Province, Brazil: geology and metallogenetic models. *Ore Geology Reviews*, **26**, p. 65-90, DOI: 10.1016/j.oregeorev.2004.01.002

Groves D.I., Bierlein F. P., Meinert L.D., Hitzman M.W. 2010. Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through Earth history: Implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits. *Economic Geology*, **105**, p. 641–654.

Hauff P.L. *et al.* 2008. An overview of VIS–NIR–SWIR field spectroscopy for the geosciences. In: Proceedings of the 2008 Spectral Geology Workshop. Boulder: Spectral International Inc., 18 p.

Hunger R.B. 2015. O depósito de Cu-Au Santa Lucia (PA): caracterização geológica e evolução do sistema hidrotermal. Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade de Campinas, Campinas.

Hunger R.B., de Melo G.H.C., Xavier R.P., Moreto C.P.N., Talavera C., Su Z.-K., & Zhao X.-F. 2021. The Santa Lúcia Cu-Au deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: a Neoproterozoic (2.68 Ga) member of the granite-related copper-gold systems of Carajás. *Mineralium. Deposita*, **56** (8), 1521–1542.

Hirata W.K., Rigon J.C., Kadokaru K., Cordeiro A. A. C., Meireles E. D. M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: SBG/NO, 1º Simpósio de Geologia da Amazônia. *Anais I*. Belém, pp 100–110.

- Jiang S.Y., Wang R.C., Xu Y.G., Zhang L.M. 2005. Experimental constraints on scapolite stability in mafic rocks and implications for fluid composition in granulite facies metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **149**, p. 416–425. DOI: 10.1007/s00410-005-0654-3.
- Juliani C., Assis R.R. de, Monteiro L.V.S., Fernandes C.M.D., Martins J.E.Z. da S., 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*, **11** (7), 714.
- Juliani C., Rye R.O., Nunes C.M.D., Snee L.W., Correa Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., Alcover Neto A. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, **215** (1–4), 95–125.
- Kokaly R.F., Clark R.N., Sutley S.J., Livo K.E., Hoefen T.M., Pearson N.C., Wise R. A., Benzel W.M., Lowers H. A., Driscoll R. L., Klein A. J. 2017. *USGS Spectral Library Version 7*. U.S. 61 p. (Geological Survey Data Series, **1035**) DOI: 10.3133/ds1035.
- Lacasse C.M., Ganade C.E., Mathieu L., Teixeira N.A., Lopes L.B.L., Monteiro C.F. 2020. Restoring original composition of hydrothermally altered Archean metavolcanic rocks of the Carajás Mineral Province (Brazil): geodynamic implications for the transition from lid to mobile tectonics. *Lithos*, **372 373**: e105647.
- London D. 2008. Pegmatites. Canadá, Mineralogical Association of Canada, 347 p. (The Canadian Mineralogist Special Publication 10).
- Lowell J.D. & Guilbert J. M. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, **65**, (4): 373–408. DOI: 10.2113/gsecongeo.65.4.373.
- Machado N., Krogh T.E., Givens J.W. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**, p. 329-354.
- Mansur E.T., Ferreira Filho C.F. 2016. “Magmatic structure and geochemistry of the Luanga Mafic–Ultramafic Complex: Further constraints for the PGE-mineralized magmatism in Carajás, Brazil”, *Lithos* 266–267: 28–43. DOI: 10.1016/j.lithos.2016.09.036.
- Markl G., Bucher K. 1998. Composition of fluids in granulite facies metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **132**, p. 246-267, DOI: 10.1007/s004100050421.
- Menges T. *Spectragryph* – Optical Spectroscopy Software, Version 1.2. Disponível em: <https://www.ffmpeg2.de/Spectragryph/>.
- Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Carvalho E.R., Hitzman M.W., Johnson C.A., Souza Filho C.R., Torresi I. 2008. Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: Paragenesis and stable isotope constraints. *Mineralium Deposita*, **43** (2), 129–159.
- Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Amaral W.S., Santos T.J.S. dos, Juliani C., de Filho C.R.S. 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide-Cu-Au Bacaba

deposit, Carajás Mineral Province: U-Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita*, **46** (7), 789–811.

Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Creaser R.A., DuFrane S.A., Tassinari C.C.G., Sato K., Kemp A.I.S., Amaral W.S. 2015A. Neoproterozoic and paleoproterozoic iron oxide-copper-gold events at the Sossego deposit, Carajás Province, Brazil: Re-Os and U-Pb geochronological evidence. *Econ Geol* 110:809–835. <https://doi.org/10.2113/econgeo.110.3.809>.

Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Creaser R.A., DuFrane S.A., Melo G.H.C., Delinardo da Silva M.A., Tassinari C.C.G., Sato K. 2015b. Timing of multiple hydrothermal events in the iron oxide–copper–gold deposits of the Southern Copper Belt, Carajás Province, Brazil. *Miner Depos* 50:517–546. <https://doi.org/10.1007/s00126-014-0549-9>.

Nogueira A.C.R., Truckenbrodt W., Pinheiro R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: Redescoberta e redefinição litoestratigráfica. *Bol do Mus Para Emílio Goeldi Série Ciências da Terra* 7:177–277.

Oliveira R.G. 2018. Insights on the framework of the Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil, and on the three-dimensional shape of the Carajás Basin, based on gravity data. *Journal of the Geological Survey of Brazil*, **1** (3), 101–112.

Oliveira D. C., Dall’Agnol R., Feio G. R. L. *et al.* 2019. Paleoproterozoic mafic magmatism in the southeastern Amazonian Craton: geochemistry, geochronology and tectonic significance. *Precambrian Research*, **331**, p. 1–20.

Oliveira D. C., Dall’Agnol R., Feio G. R. L., Santos P. A., Almeida J. A. C., Vasquez M. L. 2021. Mesoarchean to Neoproterozoic crustal growth in the southeastern Amazonian Craton, Brazil: U-Pb zircon geochronology, geochemistry and tectonic evolution. *Precambrian Research*, **357**, p. 106–147. DOI: 10.1016/j.precamres.2021.106147.

Olszewski Jr. W.J., Givens J.W., Krogh T.E., Machado N. 1989. Geological and geochronological constraints on the evolution of the Carajás greenstone belt. *Precambrian Research*, **42**, p. 229–245.

Pidgeon R. T., Macambira M. J. B., Fernandes C. M. D. 2000. U–Pb and Pb–Pb isotopic constraints on the timing of mafic dike swarms in the Carajás Province, Amazonian Craton. *Precambrian Research*, **99**, p. 223–243. DOI: 10.1016/S0301-9268(99)00070-9.

Pinheiro R.V.L., Holdsworth R.E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Cráton Amazônico, Pará. *Rev Bras Geociências* 30: 597–606.

Pirajno F. 2009. *Hydrothermal processes and mineral systems*. Dordrecht, Springer Netherlands,

Rio Doce Geologia e Mineração – Distrito Amazônia (Docegeo). 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. *In: Rio Doce Geologia e Mineração – Distrito Amazônia (Docegeo). Província mineral de Carajás: litoestratigrafia e principais depósitos minerais*. Belém, SBG 35°, p. 11–54. (Anexo).

Sawaki T. 1988. Melanite and fassaite from the contact aureole around the Nogo-Hakusan granodiorite body, central Japan. *Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, **83**, n. 9, p. 357–373.

Silva M.A.D., Monteiro L.V.S., Moreto C.P.N., Sousa S. 2015. Metamorfismo e geoquímica do Complexo Xingu na região de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução mesoarqueana do Domínio Carajás. *In: Gorayeb P.S.S. & Lima A.M.M. (eds.). Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte, p. 251–270.

Silva L.G. da, Cole A., Whittaker B., Hocking R., Light S. 2022. Annual Mineral Resource and Ore Reserve update: includes Santa Lúcia Mineral Resource Statement and Explanatory Notes (as at 01 July 2021). OZ Minerals Limited, ASX Release, Adelaide, p. 1–7.

Sillitoe R. H. 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology*, **105**, n. 1, p. 3–41. DOI: 10.2113/gsecongeo.105.1.3.

Sklyarov E.V., Shatsenko V.V., Popov N.V., *et al.* 2021. Pyroxenite as a product of mafic-carbonate melt interaction (Tazheran Massif, Baikal area, Russia). *Minerals*, **11**, n. 6, p. 654, DOI: 10.3390/min11070654.

Skirrow R.G. 2022. Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits – A review (part 1): Settings, mineralogy, ore geochemistry and classification. *Ore Geology Reviews*, **140**, 104569.

Tavares F.M., Vasquez M. L., Oliveira D. C., *et al.* 2018. Geology and geochronology of the Carajás Basin, Amazonian Craton, Brazil: Implications for Paleoproterozoic tectonic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, **86**, p. 211–229. DOI: 10.1016/j.jsames.2018.06.015.

Teixeira N.A. *et al.* 2021. “Carajás Mineral Province — Example of metallogeny of a rift-related basin”, *Ore Geology Reviews*.

Tohver E., D’agrella-Filho M. S., Trindade R. I. F., Riccomini C., *et al.* 2022. Paleomagnetic and tectonic constraints on the role of the Amazonian Craton in Columbia supercontinent assembly. *Precambrian Research*, **376**, p. 106658.

Trunfull E.F. *et al.* “Critical assessment of geochronological data from the Carajás Mineral Province, Brazil: Implications for metallogeny and tectonic evolution”, *Ore Geology Reviews* **118**: 103303 (2020). DOI: 10.1016/j.oregeorev.2019.103303.

Van Der Meer F.D., Van Der Werff H. M.A., Van Ruitenbeek F.J.A., Hecker C.A., Bakker, W.H., Noomen M.F., Van der Meijde M., Carranza E.J.M., Smeth B. de, Woldai T. 2012. Multi- and hyperspectral geologic remote sensing: a review. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, **14** (1): 112–128.

Vasquez M.L., Rosa-costa L.T., Silva C.G., Klein E.L., *et al.* 2008. Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Belém: CPRM, 328 p.

Xavier R.P., Monteiro L.V.S., Moreto C.P.N., Pestilho A.L.S., Melo G.H.C. de, Silva M.A. D. da, Aires B., Ribeiro C., Silva F.H.F. 2012. The iron oxide copper gold systems of the Carajás mineral province. *Econ Geol.*, **16**:433–454.

Williams P.J., Barton M.D., Johnson D.A. Fontboté L., Haller A.de, Mark G., Oliver N. H.S., Marschik R. 2005. Iron oxide copper-gold deposits: geology, space-time distribution, and possible modes of origin. *Economic Geology* 100th Anniversary Volume, 371–405. <https://doi.org/10.5382/AV100.13>.

Yardley B.W.D. 1983. *Introduction to metamorphic petrology*. London, Longman, 248 p.

Yardley B.W.D. & Bodnar R.J. 2014. Fluids in the continental crust. *Geochemical Perspectives*, **3** (1): 1–127. DOI: 10.7185/geochempersp.3.1.