



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
ENGENHARIA GEOLÓGICA



GUSTAVO MARIANO DE FREITAS CAMARGOS

**EVOLUÇÃO HIDROTHERMAL NO ALVO CARRAPICHO NORTE: UM
SISTEMA OROGÊNICO MULTIEPISÓDICO NO DEPÓSITO AURÍFERO
DE PAPAGAIOS, *GREENSTONE BELT* PITANGUI**

MONOGRAFIA nº 542

OURO PRETO

Maio 2025

Gustavo Mariano de Freitas Camargos

EVOLUÇÃO HIDROTHERMAL NO ALVO CARRAPICHO NORTE: UM
SISTEMA OROGÊNICO MULTIEPISÓDICO NO DEPÓSITO AURÍFERO
DE PAPAGAIOS, *GREENSTONE BELT* PITANGUI

Monografia do Trabalho de Conclusão de
Curso apresentado ao Departamento de
Geologia da Escola de Minas da Universidade
Federal de Ouro Preto como requisito parcial
para avaliação da disciplina Trabalho de
Conclusão de Curso – TCC 401, ano 2024/2.

Orientador: Prof. Dr. Gustavo Henrique
Coelho de Melo

Coorientador: Me. Brener Otávio Luiz
Ribeiro

OURO PRETO

2025

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

C172e Camargos, Gustavo Mariano de Freitas.

Evolução hidrotermal no Alvo Carrapicho Norte [manuscrito]: um sistema orogênico multiepisódico no Depósito Aurífero de Papagaios, Greenstone Belt Pitangui. / Gustavo Mariano de Freitas Camargos. - 2025. 78 f.: il.: color., tab..

Orientador: Prof. Dr. Gustavo Henrique Coelho de Melo.

Coorientador: Me. Brener Otávio Luiz Ribeiro.

Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .

1. Petrologia - Petrografia. 2. Ouro orogênico. 3. Alteração hidrotermal. I. Melo, Gustavo Henrique Coelho de. II. Ribeiro, Brener Otávio Luiz. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.

CDU 553.411

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



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
REITORIA
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



FOLHA DE APROVAÇÃO

Gustavo Mariano de Freitas Camargos

Evolução hidrotermal no alvo Carrapicho Norte: um sistema orogênico multiepisódico no depósito aurífero de Papagaios, greenstone belt Pitangui

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

Aprovada em 04 de abril de 2025

Membros da banca

Dr. Gustavo Henrique Coelho de Melo - Orientador(a) (Universidade Federal de Ouro Preto)
Dr. Luiz Fernandes Dutra - (Universidade Federal de Ouro Preto)
Dr. Flávia Compassi da Costa - (Universidade Federal de Ouro Preto)

Gustavo Henrique Coelho de Melo, orientador do trabalho, aprovou a versão final e autorizou seu depósito na Biblioteca Digital de Trabalhos de Conclusão de Curso da UFOP em 06/05/2025



Documento assinado eletronicamente por **Gustavo Henrique Coelho de Melo, PROFESSOR DE MAGISTERIO SUPERIOR**, em 19/05/2025, às 09:30, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site http://sei.ufop.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **0913212** e o código CRC **F40A4A84**.

AGRADECIMENTOS

Aos meus orientadores, Prof. Dr. Gustavo Henrique Coelho de Melo e MSc. Brenner Otávio Luiz Ribeiro, pelo embasamento teórico, incentivo e paciência ao longo dessa jornada desafiadora.

À Micapel Slate Ltda., em especial ao engenheiro geólogo Samuel Pedro Viana Batista, pelo fornecimento de dados e pela confiança depositada em nossa equipe.

Aos meus pais, Mariano e Kátia, e à minha irmã, Bruna, por acreditarem no meu potencial, nunca limitarem meus sonhos e sempre estarem ao meu lado, lutando comigo para realizá-los.

A toda a minha família, por serem a minha base e a melhor rede de apoio que eu poderia ter.

Ao Gabriel, pelo companheirismo e presença constante, tornando cada desafio mais leve.

Aos meus amigos de Ouro Preto, Itaúna e Belo Horizonte. Dividir minha vida entre três cidades durante essa fase não foi fácil, mas sem vocês, teria sido impossível.

À Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP) e aos professores do Departamento de Geologia (DEGEO), pelo ensino gratuito e de excelência.

Por fim, encerro esta etapa expressando minha gratidão à Ouro Preto, cidade que moldou tanto meu crescimento pessoal quanto profissional.

RESUMO

O presente trabalho investiga a evolução hidrotermal do Alvo Carrapicho Norte, localizado no depósito aurífero de Papagaios, *Greenstone Belt* Pitangui, Cráton São Francisco Sul. O estudo integra análises geológicas, petrográficas e geoquímicas para caracterizar a mineralização e compreender a influência dos processos hidrotermais no enriquecimento aurífero. A mineralização ocorre em metabasaltos e granitoides milonitizados, afetados pela sobreposição de eventos de alteração hidrotermal. A interação entre fluidos magmáticos e metamórficos é evidenciada pela presença de arsenopirita, pirrotita e pirita associadas a halos superpostos de albita, epidoto, clinozoisita e sericita. A compartimentação dos sulfetos em zonas estruturais sugere forte controle tectônico na percolação dos fluidos. A termometria em arsenopirita indica temperaturas de formação entre 445 e 487°C, compatíveis com depósitos de ouro orogênicos mesozonais, com similaridades de sistemas *intrusion-related*. A comparação com depósitos do *Greenstone Belt* Rio das Velhas e Pitangui destaca semelhanças estruturais e geoquímicas, porém com maior influência de alterações magmáticas e no Alvo Carrapicho Norte.

Palavras-chave: ouro orogênico, alteração hidrotermal, alteração sódico-cálcica, arsenopirita, sistemas *intrusion-related*.

ABSTRACT

The present study investigates the multi-episodic hydrothermal evolution of the Carrapicho Norte Target, located within the Papagaios gold deposit, Pitangui Greenstone Belt, Southern São Francisco Craton. The research integrates geological, petrographic, and geochemical analyses to characterize the mineralization and understand the influence of hydrothermal processes on gold enrichment. Mineralization occurs in metabasalts and mylonitized granitoids, which have been affected by overlapping hydrothermal alteration events. The interaction between magmatic and metamorphic fluids is evidenced by the presence of arsenopyrite, pyrrhotite, and pyrite associated with overlapping halos of albite, epidote, clinozoisite, and sericite. The compartmentalization of sulfides into structural zones suggests a strong tectonic control on fluid percolation. Arsenopyrite thermometry indicates formation temperatures between 445 and 487°C, consistent with mesozonal orogenic gold deposits, with similarities of intrusion-related systems. Comparison with deposits from the Rio das Velhas and Pitangui Greenstone Belts highlights structural and geochemical similarities, though with a greater influence of magmatic alterations at the Carrapicho Norte Target.

Keywords: orogenic gold, hydrothermal alteration, sodic-calcic alteration, arsenopyrite, *intrusion-related* systems.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa de localização da alocação do furo de sondagem FCN 001 (ACN; Maurer <i>et al.</i> , 2022).	16
Figura 2 – Mapa geológico simplificado dos <i>greenstone belts</i> do Rio das Velhas e Pitangui, destacando a localização aproximada do depósito orogênico de ouro Papagaios e de outros principais depósitos da região. A base geológica interna é da Micapel Slate Ltda. (2018), e o mapa de localização foi adaptado de Barbosa & Barbosa (2017).	20
Figura 3 – Maurer <i>et al.</i> , 2022. Modificado de Aguilar <i>et al.</i> , (2017); Brando-Soares <i>et al.</i> , (2018); Lobato & Costa (2018), Marinho <i>et al.</i> , (2018); Endo <i>et al.</i> , (2019a); Silva <i>et al.</i> , (2020).	24
Figura 4 – Coluna litoestratigráfica do <i>Greenstone Belt</i> Pitangui (Marinho <i>et al.</i> , 2023). Depósitos identificados: 1 – Trend Penha-Onça, 2 – Complexo Turmalina, 3 – Pontal, 4 – Faina, 5 – Satinoco, e 6 – São Sebastião.	26
Figura 5 – Mapa geológico esquemático do depósito Papagaios e áreas adjacentes. O Alvo Carrapicho Norte se encontra na porção indicada como “2” e o furo descrito neste trabalho é o FCN 001, que se encontra no contato entre rochas metamáficas e metagranito, com zonas de cisalhamento em direção ENE-WSW.	37
Figura 6 – Descrição geológica e determinação de zonas de alteração predominantes no Alvo Carrapicho Norte.	39
Figura 7 – Metabasalto. (a, b) Lâmina 001-CAN-14 com intercalação entre a matriz quartzosa e a matriz anfibolítica (hornblenda, hastingsita) com a sobreposição da alteração de clorita. Epidoto ocorre disseminado, associado com pirita, clorita, carbonato e sericita. (c, d, e) Lâmina 001-CAN-17 com matriz quartzosa e clorítica. Carbonato e sericita ocorrem substituindo minerais pré-existentes e preenchendo interstícios. Clorita substitui porções adjacentes de carbonato e sericita. (f, g) Fratura preenchida por veio de albita, pirrotita e pirita, com cloritização adjacente. (h) Pirita disseminada pelo plano de foliação. (i, j) Apófises graníticas, com nível cloritizado paralelo. (k) Sulfetação em meio à veio de quartzo, epidoto e albita. (l) Veio de epidoto com envoltório de albita e cloritização adjacente. Abreviações: Ab = albita, Cb = carbonato, Chl = clorita, Ep = epidoto, Hst = hastingsita, Hbl = hornblenda, Qtz = quartzo, Mc = microclina, Ms = muscovita, Py = pirita, Po = pirrotita, Ser = sericita.	40

Figura 8 – Xenólito metabasáltico. (a, b) Lâmina 001-CAN-08 com matriz composta por intercalações entre níveis de hornblenda e hastingsita e níveis de quartzo. Clorita altera alguns níveis de hornblenda e hastingsita. Epidoto ocorre em associação com pirita e, por vezes, com clorita. Carbonato ocorre preenchendo fraturas subconcordantes a discordantes, associado à clorita. Ilmenita ocorre disseminada e concordante à foliação de níveis de quartzo. (c–f) Fraturas anastomosadas preenchidas por albita, quartzo, carbonato e clorita.42

Figura 9 – Fotos de testemunho de sondagem e fotomicrografia do granitoide no Alvo Carrapicho Norte. (a, b) Lâmina 001-CAN-01 com matriz composta por quartzo, carbonato e sericita. Quartzo também ocorre em geometria “*ribbon*”. Localmente, sericita preenche interstícios. (c, d, e) Lâmina 001-CAN-18 com a matriz composta por quartzo, carbonato, sericita, e, em menor expressividade, clorita. Quartzo, além da matriz, ocorre em geometria *ribbon*, em veios brechados e eventuais subgrãos. Microclina e albita ocorre em associação a níveis de quartzo em maior granulação. Sericita ocorre definindo foliação e marca feições deformacionais entre os níveis da matriz e de quartzo. Epidoto e pirita ocorrem associados, preferencialmente imersos em matriz sericítico-carbonática. (f, g, h) Lâmina 001-CAN-04: Matriz composta por quartzo, carbonato, sericita e, em porções menos expressivas, microclina e albita. Epidoto e clinozoisita ocorrem disseminados, associados à pirita e clorita. Clorita ocorre em níveis, com associação ao epidoto. (i, j) Lâmina 001-CAN-05: Matriz composta por quartzo, carbonato e sericita, em textura mais granular e não milonitizada, com porções alteradas por clorita. Sericita, além de compor a matriz, ocorre em alguns agregados granulares pontuais. Clinozoisita e epidoto ocorrem associados à pirita à clorita e ao carbonato e à sericita. (k,l) Granitoide milonitizado com foliação milonítica, com cristais de quartzo envolvidos por microclina, albita, sericita e carbonato em geometria *augen*, e veios de quartzo. (m) Agregados de quartzo em geometria *ribbon*, em matriz carbonática-sericítica. (n,o) Granitoide com milonitização incipiente.....43

Figura 10 – Fotomicrografia e intervalos da zona de alteração com $Ab + Ep + Czo \pm Hst \pm Ttn$ no Alvo Carrapicho Norte. (a,b) Lâmina 001-CAN-04: Matriz composta por carbonato e sericita, em grãos microcristalinos a finos. Microclina e albita ocorre em níveis. Epidoto e clinozoisita ocorrem disseminados, associados a pirita, calcopirita e, em porções, a albita, e se encontram preferencialmente em matriz carbonato-sericítica. (c,d) Lâmina 001-CAN-18: Matriz composta por carbonato e sericita, com porções epidotizadas e porções cloritizadas. Pirita ocorre associada a clinozoisita, epidoto e albita, em grãos finos anédricos a subédricos. Ocorrem níveis de microclina, quartzo e albita alterados. (e,f,g) Lâmina 001-CAN-08: Matriz

composta por quartzo em intercalação com níveis de hornblenda, hastingsita e, alterando-os, clorita. Pirita, epidoto e clinozoisita ocorrem associados, com possível associação à hastingsita. Ocorrem fraturas discordantes preenchidas por veios de carbonato e sericita, que estão associados com a formação de pirita. Ilmenita ocorre disseminado na foliação anfibolítica e não se correlacionando à paragênese sódico-cálcica. (h) Lâmina 001-CAN-13 com matriz composta por quartzo e carbonato. Epidoto ocorre disseminado em nível carbonático, com associações pontuais a pirita. Clinozoisita ocorre associado a pirita. Carbonato e sericita ocorrem alterando a matriz e preenche veios de fraturas discordantes. Titanita ocorre associada ao nível rico em epidoto e ao veio discordante de carbonato e sericita. (i) Matriz composta por quartzo e clorita. Pirita ocorre granular, em bolsões adjacentes à grãos de albita, finos a médios, e bolsões de carbonato e sericita. (j) Agregados de quartzo em estruturas *ribbon*, em matriz sódica-cálcica. (k) Bolsões de albita e clorita em paragênese. (l) Metabasalto lepidoblástico composto majoritariamente por hornblenda, hastingsita e clorita, com veio concordante composto por epidoto envolvido por albita.45

Figura 11 – Fotomicrografia e intervalos da zona de alteração com Ser+Cb no Alvo Carrapicho Norte. (a,b) Lâmina 001-CAN-01 com matriz composta por quartzo, carbonato e sericita. (a) Sericita preenche discontinuidades e altera parcialmente o quartzo. (b). *Ribbons* quartzo imersos em matriz sericito-carbonática. (c) Lâmina 001-CAN-05 com matriz composta por quartzo, carbonato e sericita. Ocorre a substituição de pseudogrãos pela associação epidoto, clinozoisita, pirita e, em menor expressividade, calcopirita. (d,e,f) Lâmina 001-CAN-18: Matriz composta por quartzo, carbonato, sericita e clorita. Ocorrem níveis de quartzo, microclina e albita além de veios de carbonato e sericita fraturados em associação com pirita.47

Figura 12 – Fotomicrografia e intervalos da zona de alteração com Chl + Ep + Czo + Cb no Alvo Carrapicho Norte. (a) Lâmina 001-CAN-01: Matriz composta por carbonato, sericita e epidoto, em grãos microcristalinos a médios, disseminados. Clorita ocorre de forma pervasiva, alterando sericita, epidoto e clinozoisita, e associa-se com pirita. (b,c) Lâmina 001-CAN-18: Clorita, epidoto e pirita ocorrem em associação. Clorita ocorre alterando pervasivamente a matriz sericito-carbonática. (d,e) Lâmina 001-CAN-04: Matriz composta por carbonato e sericita, alterada parcialmente por clorita. Clorita ocorre disseminada na matriz e em níveis, associada a epidoto, clinozoisita e pirita. (f,g) Lâmina 001-CAN-05: Matriz composta por quartzo, carbonato, sericita e, parcialmente, por clorita. Clorita encontra concentrada em agregados ou níveis de pseudogrãos anfibólicos finos a médios, em associação com clinozoisita, epidoto e pirita. (h-k) Lâmina 001-CAN-13: Matriz composta por

intercalações entre níveis de quartzo, grãos microcristalinos a finos, e níveis de carbonato, sericita e clorita. Pirita, clinozoisita e epidoto ocorrem associados, preferencialmente em níveis alterados por clorita. (l,m) Lâmina 001-CAN-17: Matriz composta por quartzo, em grãos microcristalinos a médios, e clorita ocorre como processo de alteração de minerais máficos primários, como hornblenda, hastingsita e, possivelmente, actinolita. Pirita, epidoto e clinozoisita ocorrem associados, preferencialmente em níveis alterados por clorita. (n,o) Metabasalto com veios anastomosados preenchidos por epidoto, clorita, pirita e quartzo, com alteração adjacente de clorita.....48

Figura 13 – Fotomicrografia e intervalos da zona de alteração com carbonatação e silicificação no Alvo Carrapicho Norte. (a) Lâmina 001-CAN-18: Matriz composta por quartzo, carbonato, sericita e clorita, em grãos microcristalinos a finos. Carbonato e sericita associam-se com pirita e essa paragênese preenche veios fraturados. (b) Lâmina 001-CAN-13: Matriz composta por intercalações entre níveis de quartzo, em grãos microcristalinos a finos, e níveis de carbonato, sericita e clorita, em grãos microcristalinos a médios. Pirita, clinozoisita e epidoto ocorrem associados, preferencialmente em níveis carbonáticos. (c) Lâmina 001-CAN-17: Matriz composta por quartzo e clorita, em grãos microcristalinos a médios. Carbonato e sericita ocorrem em bolsões e preenchendo interstícios da matriz, em grãos microcristalinos a finos. (d) Lâmina 001-CAN-17: Bolsão de carbonato entre grãos grossos de pirita. Grãos apresentam bordas de reação ao longo dos limites minerais. (e,f) Zonas de carbonatação e silicificação, com o nível de carbonato em coloração mais clara, apresentando níveis de pirita e pirrotita disseminados.....50

Figura 14 – Fotomicrografia e intervalos de mineralização no Alvo Carrapicho Norte. (a,d) Veios de pirrotita e calcopirita, em granulação fina, em região de intensa silicificação e carbonatação. (b,f) Pirrotita associada a zonas de carbonatação, cloritização e silicificação. (c) Bolsão de pirita em associação com albita. (e) Zona de intercalação gradual entre granitoide e xenólito Metabasáltico, com nível sulfetado de pirita e pirrotita. Cloritização intensa. (g) Pirita e pirrotita associadas a veio de epidoto, com suas bordas albitizadas. (h) Pirita disseminada pelo plano de foliação. (i) Pirita associada à veios anastomosados de epidoto, albita e clorita. Ausência de concentração de sulfetos nas charneiras.51

Figura 15 – (a,b) Lâmina 001-CAN-18: Matriz quartzo-carbonática recristalizada, com porções cloritizadas. (a) Pirita subédrica em veio sericito-carbonático brechado. (b) Pirita associada a clinozoisita, epidoto, albita, carbonato e sericita. (c) Lâmina 001-CAN-04: Pirita subédrica em grão médio, com pequenos grãos de calcopirita associados. Epidoto ocorre em

textura coronítica, com albita adjacente. (d) Lâmina 001-CAN-05: Matriz carbonático-clorítica, em granulação fina a média. Clinozoisita em textura poiquiloblástica, com inclusões internas de pirita. (e,f) Lâmina 001-CAN-08: Matriz quartzo-anfibolítico-clorítica. (e) Pirita ocorre associada a veio de carbonato, enquanto ilmenita ocorre disseminada na foliação anfibolítica. (f) Pirita ocorre fortemente associada a epidoto, enquanto calcopirita ocorre em menor granulação no contato entre epidoto e hastingsita cloritizada. (g) Lâmina 001-CAN-13: Pirita ocorre muito oxidada em granulação grossa, subédrica e disseminada preferencialmente em níveis carbonáticos. (h,i) Lâmina 001-CAN-14: Matriz anfibolítico-clorítica. Pirita e calcopirita associadas a epidoto..... 52

Figura 16 – (a,b,c,d) Pontos analisados por microsonda de cristais de arsenopirita associada a mineralização do Alvo Carrapicho Norte..... 55

Figura 17 – (a,b) Lâmina VC058-CAN-02 (Maurer *et al.*, 2022): Arsenopirita (Apy) em associação com pirrotita (Po) e líquido sulfurado (L) preenchendo interstícios, preferencialmente em contatos entre Apy e Po. 56

Figura 18 – Geotermômetro da arsenopirita (modificado de Kretschmar & Scott 1976; Sharp, 1985; Sampaio, 2019). Reta em vermelho refere-se ao intervalo de temperaturas de formação de arsenopirita obtidas a partir do método de análise de Kretschmar & Scott (1976). 56

Figura 19 – (a) Secção obtida por EPMA exibindo a arsenopirita analisada. (b) Mapa geoquímico de cobalto (Co), que ocorre associado à estrutura de arsenopirita (Apy) e pirrotita (Po). 57

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Dados de depósitos de ouro hospedados no Greenstone Belt Rio das Velhas (Modificado de Endo et al., 2020).....	33
Tabela 2 – Dados sobre os depósitos de ouro localizados no GBP.	34

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	14
1.1. APRESENTAÇÃO	14
1.2. LOCALIZAÇÃO.....	16
1.3. OBJETIVOS.....	16
1.4. JUSTIFICATIVA	17
1.5. MATERIAIS E MÉTODOS	17
1.5.1. Revisão Bibliográfica	18
1.5.2. Trabalho de Campo – Descrição de Testemunhos de Sondagem.....	18
1.5.3. Estudos Petrográficos	18
1.5.4. Química mineral em Arsenopirita por Microsonda Eletrônica	18
2. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	20
2.1. CRÁTON SÃO FRANCISCO	20
2.1.1. Quadrilátero Ferrífero	21
2.1.2. <i>Greenstone Belt</i> Pitangui	24
2.2. ESTRATIGRAFIA DO GREENSTONE BELT PITANGUI.....	26
2.2.1. Complexos TTG e granitoides de médio a alto K	27
2.2.2. Greenstone belt Pitangui (Grupo Pitangui e Formação Antimes)	28
2.2.3. Unidade Paleoproterozoica (Formação Fazenda Tapera).....	29
2.2.4. Diques máficos (Suíte Pará de Minas).....	29
2.2.5. Unidade Neoproterozoica (Grupo Bambuí).....	30
3. METALOGÊNESE DO OURO NO <i>GREENSTONE BELT</i> PITANGUI.....	32
3.1. DEPÓSITOS DE OURO OROGÊNICO	32
3.2. DEPÓSITOS DE OURO NO <i>GREENSTONE BELT</i> RIO DAS VELHAS.....	33
3.3. DEPÓSITOS DE OURO NO <i>GREENSTONE BELT</i> PITANGUI.....	34
4. RESULTADOS.....	37
4.1. GEOLOGIA DO DEPÓSITO	37
4.1.1. Rochas hospedeiras.....	40
4.1.1.1. Metabasalto.....	40
4.1.1.2. Granitoide	42
4.1.2. Zonas de alteração	45
4.1.2.1. Alteração com albita-epidoto-clinozoisita.....	45

4.1.2.2. Alteração com sericita e carbonato.....	46
4.1.2.3. Alteração com clorita-epidoto-clinozoisita-carbonato	47
4.1.2.4. Carbonatação e Silicificação	50
4.1.3. Mineralização	51
4.2. QUÍMICA MINERAL DE ARSENOPIRITA	54
4.2.1. Geotermômetro em arsenopirita	55
4.2.2. Mapa geoquímico de cobalto.....	57
5. DISCUSSÕES	58
5.1. ROCHAS HOSPEDEIRAS E CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL	58
5.2. ZONAS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL	59
5.3. MINERALIZAÇÃO DE OURO	62
5.4. TEMPERATURA DE FORMAÇÃO DA MINERALIZAÇÃO	63
6. CONCLUSÕES	65
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	66
ANEXO.....	79

1. INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO

O Cráton São Francisco (Brasil) possui uma complexa história evolutiva, consolidado como Paleocontinente São Francisco-Congo no final do Paleoproterozoico (Alkmim *et al.*, 1998, 2001). O *Greenstone Belt* Pitangui (GBP) se situa ao sul do Cráton São Francisco, a noroeste da Província Mineral do Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais). O GBP constitui uma sequência metavulcanossedimentar arqueana anteriormente compreendida como uma continuação do *Greenstone Belt* Rio das Velhas (GBRV; Costa & Romano, 1976, Frizzo *et al.*, 1991, Romano 1993) por décadas, mas recentemente foi considerado um terreno formado em uma configuração tectônica distinta (Brando-Soares *et al.* 2017, 2020; Melo-Silva *et al.*, 2020).

O GBRV é estratigraficamente apresentado no QFe como o Supergrupo Rio das Velhas (Dorr, 1969; Schorscher, 1979; Schorscher *et al.*, 1982; Farina *et al.*, 2015) e hospeda uma abundância de depósitos de ouro, como Cuiabá, Lamego, Morro Velho, Pilar e Córrego do Sítio. Esses depósitos vêm sendo amplamente estudados ao longo das últimas décadas, sendo classificados como epigenéticos, tardi- a pós-tectono-metamórficos e estruturalmente controlados por zonas de cisalhamento (Baltazar & Lobato 2020; Lobato *et al.*, 2001a,b). Os fluidos mineralizantes desses depósitos têm salinidade baixa a moderada e se originam da desidratação e decarbonização de rochas hospedeiras (Groves *et al.*, 1998). Essa característica é similar à dos sistemas de depósitos auríferos orogênicos clássicos, reconhecidos como epizonais (150–300°C, <6 km de profundidade) a mesozonais (300–475°C, 6–12 km de profundidade), hospedados em rochas metamorfizadas em fácies xisto verde (Lobato *et al.*, 2001a,b; Goldfarb *et al.*, 2001; Goldfarb *et al.*, 2010; Groves *et al.*, 1998).

O GBP, por sua vez, consiste em um terreno que tem se mostrado muito fértil para a ocorrência de depósitos auríferos, a exemplo dos depósitos Turmalina, Pitangui, São Sebastião e Papagaios. As principais singularidades dos depósitos de ouro do GBP são as elevadas temperaturas de formação, as assinaturas químicas anômalas e a relação espacial com intrusões graníticas (Tassinari *et al.*, 2015; Fabrício-Silva *et al.*, 2018, 2019, 2021; Alves *et al.*, 2022). As intrusões graníticas podem ter influenciado as mineralizações no Arqueano, assim como, o contato entre unidades sobrejacentes pode ter favorecido a circulação de fluidos hidrotermais (Tassinari *et al.*, 2015; Fabrício-Silva *et al.*, 2018).

O depósito Papagaios encontra-se em uma zona de cisalhamento subvertical e é composto por, majoritariamente, metavulcânicas máficas com lentes subordinadas e

descontínuas de rochas metaultramáficas, BIFs metamorfizadas, *metacherts*, filito carbonoso, rochas vulcanoclastas e metagranito da Formação Rio Pará (Marinho *et al.*, 2018). No alvo Carrapicho Norte, que se situa no depósito Papagaios, a mineralização é disseminada e hospedada em rochas ultramáficas e metavulcânicas máficas que são intrudidas por um metagranito. Esse alvo conta com halos indefinidos de alteração hidrotermais, com seus maiores teores nas zonas mais alteradas e, nessas porções, a associação de pirrotita sin-cinemática com ouro livre. Em conjunto, essas características demonstram a complexidade do alvo Carrapicho Norte (Maurer *et al.*, 2022).

A importância do estudo do alvo Carrapicho Norte reside em seu potencial para a compreensão dos processos de formação de depósitos de ouro orogênico, em especial, a possível influência do magmatismo. A escassez de trabalhos detalhados sobre o depósito Papagaios e a falta de dados descritivos sobre as zonas de alteração hidrotermal, as relações entre as rochas intrusivas e as sequências vulcânicas, bem como as condições de formação das mineralizações, representam uma lacuna significativa no conhecimento geológico da região.

Para abordar essa problemática, este trabalho propõe um estudo petrográfico detalhado das rochas hospedeiras, das zonas de alteração hidrotermal e da mineralização do alvo Carrapicho Norte, além de uma análise química mineral de sulfetos para determinar a temperatura de formação do depósito Papagaios por meio de termometria em arsenopirita. Os resultados obtidos permitirão estabelecer as relações entre as rochas intrusivas e as mineralizações, esclarecer os processos de alteração hidrotermal e fornecer a categorização geológica básica sobre as condições de formação do depósito aurífero de Papagaios, contribuindo para o avanço do conhecimento geológico da região e para a otimização de futuras prospecções minerais.

1.2. LOCALIZAÇÃO

A área de estudo é o Alvo Carrapicho Norte (ACN; Figura 1), pertencente ao depósito de Papagaios. O Alvo Carrapicho Norte se localiza a aproximadamente 6 km a NNE da área urbana do município de Papagaios, sendo sua principal via de acesso pela Estrada Bom Jardim.

Figura 1 – Mapa de localização da alocação do furo de sondagem FCN 001 (ACN; Maurer *et al.*, 2022).



Fontes: Google Earth, IBGE e CPRM (2009).

1.3. OBJETIVOS

O objetivo central deste projeto é a compreensão da geologia do Alvo Carrapicho Norte no Depósito Papagaios, no GBP. Para isso, são propostas as seguintes metas:

- Caracterização de rochas hospedeiras e estruturas associadas;
- Caracterização dos halos de alteração hidrotermal associados à mineralização aurífera;
- Definição da paragênese da mineralização aurífera;

- Definição da temperatura de precipitação dos sulfetos por meio da química mineral em arsenopirita;
- Compreensão da relação entre as intrusões graníticas e a mineralização;
- Definição do estilo de mineralização e apresentação a geologia básica do Alvo Carrapicho Norte.

1.4. JUSTIFICATIVA

O Depósito Papagaios apresenta características de gênese e evolução hidrotermal distintas em relação a outros depósitos da região, como Turmalina, Pitangui e São Sebastião. A sua grande sucessão de rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas associadas aos sulfetos, além da ocorrência da cobertura neoproterozoica do Grupo Bambuí e à coexistência espacial com corpos ígneos sin- a pós-tectônicos, que revelam um alto potencial metalogenético favorecido pela circulação de fluidos hidrotermais (Maurer *et al.*, 2022).

Enquanto os depósitos do Quadrilátero Ferrífero são caracterizados por sistemas de ouro orogênico mesozonal, sem sinais de influência magmática, os depósitos do *Greenstone Belt* Pitangui, como São Sebastião e Turmalina, seguem um comportamento distinto, sob possível conexão com intrusões magmáticas adjacentes (Lobato *et al.*, 2001a,b; Soares *et al.*, 2018, 2021, 2022; Fabrício-Silva *et al.*, 2019, 2021).

O alvo Carrapicho Norte, em particular, revela um padrão de mineralização atípico quando comparado aos demais depósitos do GBP e do Quadrilátero Ferrífero. A sua complexidade estrutural se define ao não demonstrar o desenvolvimento de halos de alteração bem definidos (Maurer *et al.*, 2022) e possível contribuição magmática.

Os resultados que serão obtidos nesse trabalho esclarecerão a relação íntima existente entre as mineralizações e os corpos graníticos intrusivos à sequência *greenstone belt*. Além disso, o entendimento dessas relações abrirá discussões pertinentes sobre a influência do magmatismo nas mineralizações do Depósito Papagaios.

1.5. MATERIAIS E MÉTODOS

As amostras coletadas são provenientes dos testemunhos de sondagem do Furo “FCN 001” do alvo Carrapicho Norte – Depósito de Papagaios, pertencente à empresa Micapel Slate Ltda.

1.5.1. Revisão Bibliográfica

O levantamento bibliográfico teve enfoque na geologia regional da sequência *Greenstone Belt* Pitangui e seu embasamento, bem como suas similaridades e diferenças com a sequência *Greenstone Belt* Rio das Velhas. Além disso, foram estudados artigos, monografias e teses sobre as mineralizações auríferas nessas sequências, que possibilitam uma abordagem comparativa com o depósito desse projeto.

1.5.2. Trabalho de Campo – Descrição de Testemunhos de Sondagem

O trabalho de campo foi realizado entre os dias 05 e 07 de janeiro de 2024 na sede da mineradora de ardósia Micapel Slate Ltda., localizada na Fazenda São José da Vereda, Rodovia MG 420, KM 30 - Zona Rural, Papagaios - MG, 35669-000. Consistiu na descrição geológica do furo de sondagem FCN-001, que apresenta 269,55 m de profundidade.

1.5.3. Estudos Petrográficos

Foram realizadas análises petrográficas em 12 lâminas delgadas e polidas, utilizando microscopia óptica em luz polarizada e refletida. Essa abordagem permitiu a identificação da paragênese mineral com o reconhecimento de feições texturais, essenciais para a interpretação das condições de formação e evolução do sistema mineralizado. As descrições obtidas auxiliaram na compreensão das implicações geológicas e metalogenéticas dos minerais estudados. As fotomicrografias foram registradas com uma câmera acoplada ao microscópio, e as abreviações minerais seguem as normas internacionais de Whitney & Evans (2010).

1.5.4. Química mineral em Arsenopirita por Microsonda Eletrônica

A análise de química mineral na arsenopirita foi realizada utilizando a microsonda eletrônica JEOL JXA-8230 (EPMA), equipada com cinco espectrômetros de dispersão de comprimento de onda e um espectrômetro de dispersão de energia. As condições analíticas foram estabelecidas em 20 kV, 40 nA e um diâmetro de feixe de 5 nm. Foram analisados 54 pontos na estrutura da arsenopirita e os elementos e seus padrões naturais identificados e utilizados foram: Au (ouro), Se (selênio), As (arsenieto de índio), Te (telureto de prata), U (vidro de urânio), Co (cobalto), Ag (telureto de prata), Fe (magnetita), S (pirita), V (vidro riólito corning), P (fluorapatita), Cu (cobre), Ni (níquel), Cd (sulfeto de cádmio), Bi (bismuto), Hg (sulfeto de mercúrio), Ti (rutilo), Zn (ganita), Sn (óxido de estanho), Pd (paládio), Mn (manganês), Mo (molibdênio) e Pt (platina). As análises foram conduzidas no Laboratório de

Microscopia e Microanálises (LMIC) do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto (DEGEO-UFOP), Brasil.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

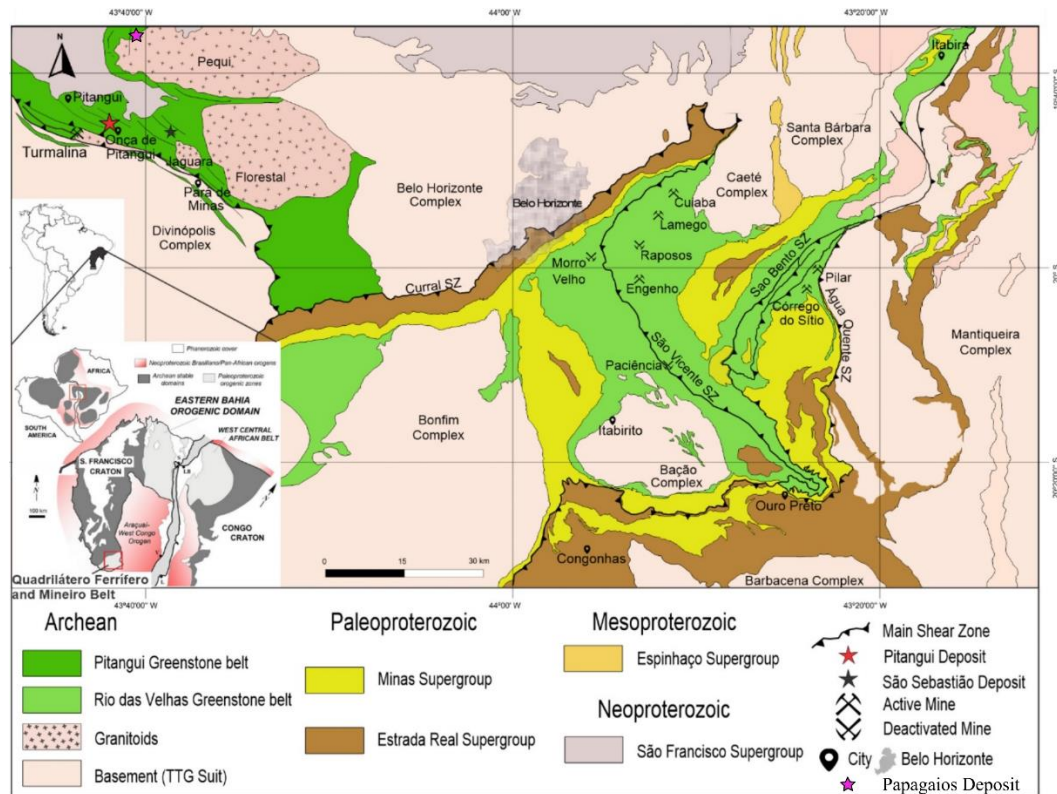
2.1. CRÁTON SÃO FRANCISCO

O Cráton São Francisco (CSF) é um núcleo cratônico localizado nas regiões sudeste e central do Brasil, rodeado por faixas orogênicas brasileiras (*e.g.*, Faixas Araçuaí, Ribeira, Brasília Sul, Brasília Norte, Rio Preto, Riacho do Pontal e Sergipana) e coberto por sucessões de rochas proterozóicas a fanerozoicas. Esses cinturões resultaram de eventos tectônicos associados à amalgamação do supercontinente Gondwana durante o Neoproterozoico, especialmente no Ediacarano (Almeida *et al.*, 1981; Fuck *et al.*, 2008). Análises paleomagnéticas e geocronológicas sugerem que o Cráton São Francisco se situava em uma porção central no Gondwana Ocidental, que foi submetido à diversas colisões tectônicas que delimitaram o contorno desse supercontinente (Alkmim *et al.*, 2001).

Na porção sul do Cráton São Francisco afloram uma variedade de rochas de diferentes relações temporais pertencentes ao embasamento do cráton: complexos granito-gnáissicos TTG (tonalito-trondhjemitó-granodiorito) meso- a neoarqueanos; sucessões metavulcanossedimentares neoarqueanas do tipo *greenstone belt* (*e.g.*, Rio das Velhas e Pitangui; Figura 2), granito-gnaisses neoarqueanos de médio a alto potássio, unidades supracrustais metassedimentares paleoproterozoicas e sucessões metassedimentares proterozoicas a fanerozoicas (Dorr II, 1969; Teixeira *et al.*, 1998; Carneiro *et al.*, 1998; Lobato *et al.*, 2001; Baltazar & Zucchetti, 2007; Lana *et al.*, 2013).

Figura 2 – Mapa geológico simplificado dos *greenstone belts* do Rio das Velhas e Pitangui, destacando a localização aproximada do depósito orogênico de ouro Papagaios e de outros principais depósitos da

região. A base geológica interna é da Micapel Slate Ltda. (2018), e o mapa de localização foi adaptado de Barbosa & Barbosa (2017).



Fonte: Modificado de Endo *et al.*, 2020; Lobato & Costa, 2018; Marinho *et al.*, 2018; Maurer *et al.* 2022.

2.1.1. Quadrilátero Ferrífero

O Quadrilátero Ferrífero está situado no setor sudoeste do Cráton São Francisco, no centro-sul do estado de Minas Gerais (Dorr II, 1969). A geologia regional consiste em gnaisses arqueanos, que são sobrepostos por rochas supracrustais arqueanas pertencentes ao Supergrupo Rio das Velhas e rochas metassedimentares paleoproterozoicas do Supergrupo Minas e do Supergrupo Estrada Real (e.g. Endo *et al.*, 2020).

Os complexos metamórficos do embasamento cristalino ocorrem no Quadrilátero Ferrífero em formas estruturais dômicas. Eles são constituídos por rochas gnáissicas polideformadas de composições tonalíticas a graníticas, subordinadamente, por granitos, granodioritos, anfíbolitos e intrusões máficas e ultramáficas (Herz 1970, Cordani *et al.* 1980, Jordt-Evangelista e Muller 1986, Carneiro 1992, Alkmim *et al.* 1998). Ocorreram quatro eventos principais de produção de crosta continental nessa região, sendo eles definidos como: Santa Bárbara, Rio das Velhas I, Rio das Velhas II e Mamona (Farina *et al.*, 2015, 2016).

O Evento Santa Bárbara (3,22-3,20 Ga; Farina *et al.*, 2015), se refere à intrusão de rochas graníticas, predominantemente TTG, que compõem o Complexo Santa Bárbara (Carneiro, 1992; Machado & Carneiro, 1992; Machado *et al.* 1992; Noce *et al.*, 2005; Lana *et al.*, 2013). As evidências desse evento incluem zircões detríticos encontrados em sucessões supracrustais da região, bem como populações de zircões herdados em granitoides mais jovens expostos ao redor do Quadrilátero Ferrífero (Noce *et al.*, 1998).

O Evento Rio das Velhas I (2,85 Ga; Farina *et al.*, 2015), corresponde ao estágio inicial de uma série de eventos acrescionários caracterizados pelo magmatismo TTG de médio potássio, que contribuiu para a formação da crosta continental (Farina *et al.*, 2015, 2016). Esse processo ocorreu em associação com terrenos máfico-ultramáficos, onde esforços tectônicos compressivos favoreceram a interação entre esses domínios. A deformação resultante, marcada por falhas de cavalgamento, promoveu a contaminação crustal e intensificou a circulação de fluidos hidrotermais, desempenhando um papel crucial na evolução tectônica dessa região (Endo, 1997; Farina *et al.*, 2015, 2016).

No Evento Rio das Velhas II (2,80-2,76 Ga; Farina *et al.*, 2015) ocorre um intenso episódio de granitogênese de médio-K, resultante da fusão parcial de crostas oceânicas e continentais durante a evolução orogênica. Esse magmatismo ascendente favoreceu a deposição de sedimentos vulcanoclásticos, que forneceram material para a formação das sucessões *greenstone belt* em bacias de retroarco, representando um importante processo de acreção crustal no contexto arqueano (Farina *et al.*, 2015, 2016).

O Evento Mamona, caracteriza-se por um magmatismo de alto-K, com idades datadas entre 2,76 e 2,70 Ga (Lana *et al.*, 2013). Esse evento é marcado pela intrusão de granitoides potássicos, associados a um estágio colisional tardio que culminou na estabilização da porção meridional do Cráton do São Francisco. Esse episódio magmático e tectônico representa a transição para um regime cratônico mais estável, refletindo a consolidação da litosfera na região (Farina *et al.*, 2015, 2016).

O Supergrupo Rio das Velhas consiste em rochas supracrustais arqueanas do tipo *greenstone belt* (Almeida *et al.*, 1976; Schorscher 1976; Dorr II *et al.* 1957; Dorr II 1969; Lobato *et al.* 2001a, b). Esse supergrupo pode ser subdividido em dois grandes grupos, sendo da base para o topo, o Grupo Nova Lima e o Grupo Maquiné (Dorr II 1969; Loczy & Ladeira 1976).

O Grupo Nova Lima pode ser dividido em três unidades (Loczy & Ladeira 1976). A primeira sendo uma unidade metavulcânica, composta por rochas ultramáficas, metabasaltos, metatufos, komatiitos, serpentinitos, esteatitos e formações ferríferas. A segunda unidade, metassedimentar química, composta por filito grafitoso, xisto carbonático e formação ferrífera bandada do tipo Algoma. Já a terceira uma unidade metassedimentar clástica, composta por quartzitos, quartzo-xisto e meta conglomerado. Essa unidade, classificada por Machado *et al.* (1996) e Noce *et al.* (2005) pelo magmatismo félsico, estendeu-se por aproximadamente 40 My, entre 2.790 e 2.750 Ma. Suas porções intermediárias e superiores são essencialmente continentais, sendo assim, não foram eventos de deposição exclusivos de ambiente intra-oceânico. Estudo mais recente, de Baltazar e Zucchetti (2007), esclarecem e subdividem o Grupo Nova Lima, da base para o topo, em: i) vulcânica máfica-ultramáfica; ii) vulcânica e sedimentar-química; iii) sedimentar clástica e química; iv) vulcanoclástica; v) ressedimentada (turbidítica); vi) sedimentar costeira; vii) sedimentar não marinha.

Já o Grupo Maquiné é uma unidade metassedimentar composta em sua base pela Formação Palmital e no seu topo pela Formação Casa Forte (Angeli, 2015). Trata-se de rochas sedimentares neoarqueanas cuja granulometria varia conforme a energia do fluxo no ambiente deposicional. A deposição desse grupo é interpretada como de origem continental, associada a sistemas fluviais e deltas em leque (Dorr, 1969).

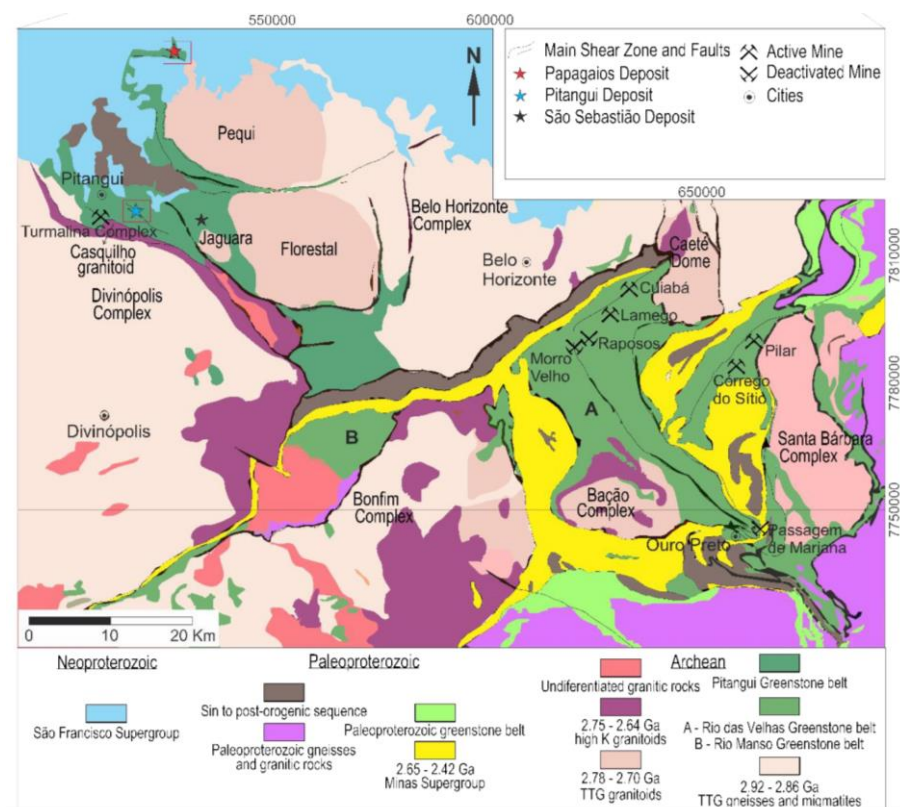
Dada a estabilização continental, marcada pelo Evento Mamona (2,76 a 2,70 Ga; Lana *et al.*, 2013), inicia-se a tectônica proterozoica. Endo *et al.* (2020) propõem uma divisão das unidades paleoproterozoicas do Quadrilátero Ferrífero nos supergrupos Minas e Estrada Real. O Supergrupo Minas constitui uma sucessão continental-marinha que representa um dos estágios de evolução de uma bacia de margem passiva (Alkmim & Martins-Neto, 2012). É formado por rochas metassedimentares siderianas (2,58 a 2,42 Ga). Essa formação se deu inicialmente pelo rifteamento da plataforma arqueana com sucessão de estabilidade tectônica e longos períodos de sedimentação (Dorr II 1969, Renger *et al.* 1994). Com a inversão tectônica proeminente na Orogenia Minas (Alkmim *et al.*, 2001), o regime deposicional evoluiu para uma bacia de retroarco, o que estabeleceu um rearranjo estrutural. Ocorre a variação da granulometria dos protólitos sedimentares de acordo com a energia de fluxo do período de deposição desse ambiente. Já o Supergrupo Estrada Real foi inicialmente definido como Grupo Sabará (Almeida *et al.* 2005) e Itacolomi (Guimarães, 1931). Esse supergrupo é interpretado como uma sucessão *flysch-molassa* sin-orogênicos (Dorr II 1969, Noce 1995). O Supergrupo Estrada Real apresenta rochas metassedimentares marinhas e continentais, com zircões

detríticos que sugerem a idade de deposição de aproximadamente 2,00 a 2,13 Ma (Machado *et al.* 1996).

2.1.2. Greenstone Belt Pitangui

O GBP é um sinclinório em forma de quilha ao longo do sinclinório Pitangui (Romano & Paiva, 1997) com zonas de cisalhamento transpressiva sinistrais e falhas de empurrão (Magalhães *et al.*, 2019) de orientação NW-SE que definem a sutura do *greenstone belt* com os complexos TTGs (Complexo Divinópolis a SW e Complexo Belo Horizonte a NE; Figura 3). Composto por rochas metavulcânicas e metassedimentares, o GBP apresenta complexas estruturas geológicas e metamorfismo que variam de fácies xisto verde a anfibolito inferior. A fácies xisto-verde no GBP é caracterizada pela paragênese de minerais máficos a félsicos como actinolita, clorita, epidoto, sericita e albita, e indica um metamorfismo de baixo grau, que pode ser visualizado na fase de deformação Dn (Melo-Silva *et al.*, 2020). Já a fácies anfibolito desse terreno tectônico apresenta minerais máficos como hornblenda, plagioclásio e granada, e indica um metamorfismo de grau intermediário. Por mais que a deposição das rochas do GBP seja crono-correlata à sequência do SGRV, os dados geoquímicos sugerem que foram depositadas em uma bacia divergente (Teixeira *et al.*, 2017a; Soares *et al.*, 2018, 2020, 2021, 2022).

Figura 3 – Maurer *et al.*, 2022. Modificado de Aguilar *et al.*, (2017); Brando-Soares *et al.*, (2018); Lobato & Costa (2018), Marinho *et al.*, (2018); Endo *et al.*, (2019a); Silva *et al.*, (2020).



Entre 2,86 e 2,78 Ga, os complexos TTG Bonfim-Belo Horizonte edificavam um arco separando as unidades basais do GBRV e do GBP (Soares *et al.*, 2020; Marinho *et al.*, 2023). Nesse intervalo, ocorreu a deposição da Formação Rio Pará, composta por rochas máfica-ultramáficas intercaladas com basaltos, basaltos komatiíticos, formações ferríferas bandadas do tipo Algoma (BIFs), metacherts e turbiditos em uma configuração de bacia de retroarco (Soares *et al.*, 2020).

Posteriormente, entre 2,75 e 2,73 Ga, a aproximação do bloco Divinópolis–Campo Belo resultou na formação de arcos de ilha oceânica que marcam a inversão tectônica e fechamento da bacia de retroarco (Brando-Soares *et al.*, 2020). Esse processo está registrado na Formação Rio São João, cuja base é composta por basaltos, turbiditos e FFBs (formações ferríferas bandadas), enquanto o topo é caracterizado pela transição para rochas vulcânicas intermediárias, como andesitos e dacitos, intercalados com ritmitos e grauvacas (Romano & Carmo, 1992; Romano *et al.*, 2007; Soares *et al.*, 2017). Já a unidade de topo, Formação Onça do Pitangui, registra a sedimentação em bacia oceânica remanescente durante a acresção do bloco Divinópolis – Campo Belo ao(s) arco(s) de ilha oceânica (Romano *et al.* 2007; Soares *et al.* 2017, 2020).

Síncrono à deposição dessas unidades, ocorreu o magmatismo dos eventos Rio das Velhas I e Rio das Velhas II, caracterizado pela formação dos complexos TTG de médio K possivelmente oriundos da fusão de crosta oceânica primitiva subductada. Entre 2,72 e 2,70 Ga, ocorreu o espessamento da crosta, seguido pelo magmatismo associado ao Evento Mamona (Farina *et al.*, 2015, 2016). Durante esse processo, houve assimilação de granitoides cálcio-alcalinos de alto K e rochas sedimentares. Como consequência, a crosta entrou em colapso, resultando na deposição de sedimentos típicos de fácies *flysch-molassa* (Alkmim *et al.*, 2001).

A Formação Antimes foi depositada durante a fase de colapso do orógeno e é cronocorrelata ao Grupo Maquiné do Supergrupo Rio das Velhas (SGRV). Essa unidade é caracterizada por rochas sedimentares siliciclásticas essencialmente relacionadas a sistemas fluviais desenvolvidos há mais de 2,70 Ga (Soares *et al.*, 2020).

Baseado em dados geoquímicos, Soares *et al.* (2020) propõe que o GBP se desenvolveu em um rifte de arco marginal sob litosfera espessa, associado a um arco de ilha oceânica, com colisão posterior. Durante a orogênese Rio das Velhas II, a reativação de estruturas pré-existentes no embasamento arqueano, sob condições de elevada temperatura e pressão, propiciou um ambiente geodinâmico favorável à mobilização de fluidos hidrotermais mineralizantes.

Posteriormente, no Paleoproterozoico, ocorreu a orogenia Minas (2,2 a 2,0 Ga; Alkmim *et al.*, 1998; Teixeira *et al.*, 2017; Endo *et al.*, 2019). Esse evento induziu processos de deformação e metamorfismo regional progressivo em condições crescentes de P-T de W para E, que culminou na formação de um sistema de *nappes* marcado pela Serra da Moeda e pela Serra do Curral (Inda *et al.* 1984, Endo *et al.* 2005, Teixeira *et al.*, 2017). Nesse contexto, as condições tectônicas favorecidas pela orogênese Minas também resultaram na formação de mineralizações de idade paleoproterozoica (Ladeira *et al.*, 1983).

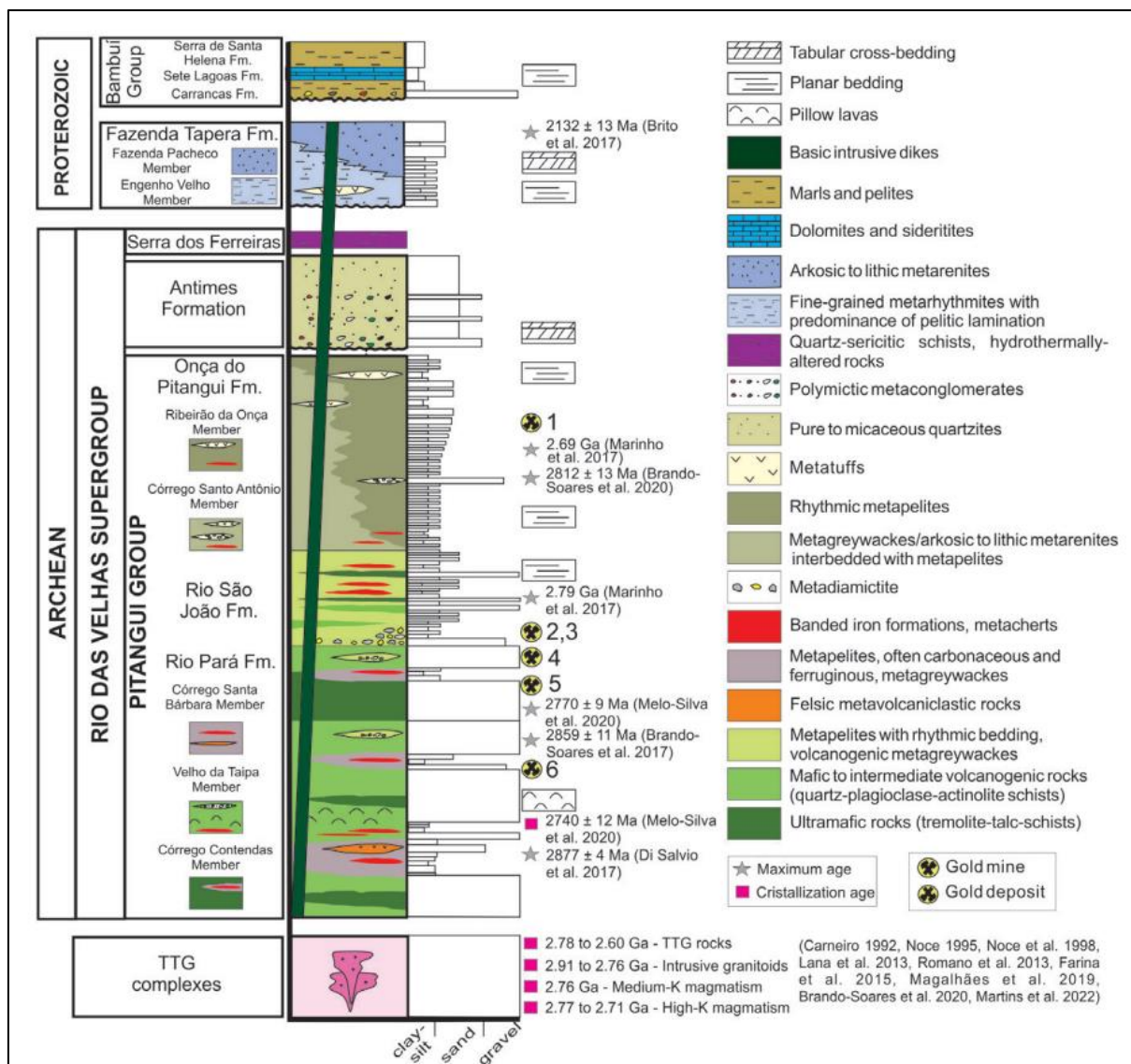
Estratigraficamente acima, se localiza uma bacia a qual foi depositada a Formação Fazenda Tapera (Marinho *et al.*, 2023). Essa unidade é caracterizada como vulcanoclástica e acredita-se que seja produto do vulcanismo gerado no Cinturão Mineiro (< 2132 Ma; Marinho *et al.* 2023).

Já as litologias de idades neoproterozoicas que recobrem o GBP são rochas sedimentares que pertencem ao Grupo Bambuí (Reis *et al.*, 2017; Matos *et al.*, 2022). Essa unidade é composta por folhelhos, rochas carbonáticas, arenitos e subordinadamente por rochas siliciclásticas grossas (Dardenne, 1978, 1981). Esse grupo é representado por estratos transgressivos glaciogênicos e depósitos associados da Formação Carrancas (Rocha-Campos *et al.*, 2011; Kuchenbecker *et al.*, 2013), seguidos pela sucessão regressiva carbonática da Formação Sete Lagoas (Vieira *et al.*, 2007; Martins & Lemos, 2007) e, por fim, pela Formação Serra de Santa Helena, que se trata de um sistema transgressivo-regressivo, com uma sucessão carbonática que se intercala com camadas siliciclásticas de granulometria fina (Reis *et al.*, 2017; Marinho *et al.* 2023).

2.2. ESTRATIGRAFIA DO GREENSTONE BELT PITANGUI

Marinho *et al.* (2023) apresentaram uma proposta estratigráfica para o *Greenstone Belt* Pitangui, que foi adotada nesse trabalho (Figura 4).

Figura 4 – Coluna litoestratigráfica do *Greenstone Belt* Pitangui (Marinho *et al.*, 2023). Depósitos identificados: 1 – Trend Penha-Onça, 2 – Complexo Turmalina, 3 – Pontal, 4 – Faina, 5 – Satinoco, e 6 – São Sebastião.



2.2.1. Complexos TTG e granitoides de médio a alto K

O Complexo Divinópolis, a sudoeste do Lineamento Pitangui, e o Complexo Belo Horizonte, a nordeste, apresentam predominantemente gnaisses de composição TTG (Noce *et al.*, 1997), com idades de cristalização de 2,91 a 2,76 Ga e herança de 3,20 Ga, além de migmatização e metamorfismo entre 2,76 e 2,63 Ga (Noce *et al.*, 1998; Lana *et al.*, 2013; Farina *et al.*, 2015; Martins *et al.*, 2022). Os granitoides intrusivos são interpretados como derivados do retrabalhamento da crosta TTG durante o Neoarqueano e possuem idades de 2,78 a 2,60 Ga (Carneiro, 1992; Noce, 1995; Lana *et al.*, 2013; Romano *et al.*, 2013; Farina *et al.*, 2015; Martins *et al.*, 2022).

O magmatismo Neoarqueano de médio K, representado pela Suíte Maravilhas-Florestal, é datado em aproximadamente 2,76 Ga. Dentre as ocorrências, podem-se citar o Batólito Florestal (2755 ± 8 Ma; datação U-Pb em zircão por LA-ICPMS; e.g., Romano *et al.*

2013) e o Batólito Pequi (2750 ± 13 Ma; datação U-Pb em zircão por LA-ICPMS; e.g., Romano *et al.* 2013), os quais registram eventos magmáticos associados ao crescimento crustal na região (Romano *et al.*, 2013; Teixeira *et al.*, 2017a; Soares *et al.*, 2020). Já o magmatismo alto K inclui os granitos Córrego do Arruda e Casquilho, com idades de 2,77 e 2,71 Ga, respectivamente (Magalhães *et al.*, 2019; Marinho *et al.*, 2019).

2.2.2. Greenstone belt Pitangui (Grupo Pitangui e Formação Antimes)

O Grupo Pitangui é a unidade estratigráfica mais antiga da sequência metavulcanossedimentar arqueana e a principal do Sinclínório de Pitangui, constituído pelas formações Rio Pará, Rio São João e Onça do Pitangui. O grupo tem contatos tectônicos com granitos neoarqueanos dos complexos Divinópolis e Belo Horizonte (Romano *et al.*, 2007; Marinho *et al.*, 2019) e é coberto pela Formação Antimes.

A Formação Rio Pará, que constitui a base da sequência do *greenstone belt*, é caracterizada por um vulcanismo máfico significativo, acompanhado por magmatismo ultramáfico subordinado, resultando em rochas metaultramáficas frequentemente alteradas por serpentinização (Frizzo *et al.* 1991; Brando-Soares *et al.* 2018; Fabrício-Silva *et al.* 2019). A presença de estruturas de pillow-lava nos metabasaltos e a intercalação de rochas metassedimentares químicas com as rochas máficas e ultramáficas sugerem um ambiente subaquático (Ladeira, 1981). Embora limitada, a ocorrência de metaignimbritos félsicos e metagrauvas vulcanogênicas indica a ação de fluxos piroclásticos localizados (Marinho *et al.*, 2023). A intercalação de rochas básicas/ultrabásicas e ácidas/intermediárias aponta para um terreno vulcânico bimodal (Marinho *et al.*, 2023).

Já os metabasaltos das formações Rio Pará e Rio São João exibem uma afinidade toleítica, semelhante aos basaltos de dorsal oceânica (Verma *et al.* 2017), enquanto as rochas intermediárias, especialmente os metandesitos, possuem afinidade com arcos vulcânicos (Melo-Silva *et al.*, 2020; Brando-Soares *et al.*, 2020). As idades máximas de deposição U-Pb em zircão para essas rochas variam entre 2,87 e 2,74 Ga (Marinho *et al.* 2017; Melo-Silva *et al.* 2020; Brando-Soares *et al.* 2017).

A formação Onça do Pitangui é a unidade superior do Grupo Pitangui e representa rochas clásticas metassedimentares pelítico-arenosas (membro Córrego Santo Antônio) e metassedimentares pelíticas (membro Ribeirão da Onça), que apresentam contatos tectônicos por falhas e zonas de cisalhamento transpressivas. Essa unidade apresenta cavalgamentos de

unidades mais novas à NW, como a Formação Fazenda Tapera e o Grupo Bambuí, além de coberturas lateríticas (Marinho *et al.*, 2023).

A Formação Antimes sobrepõe o Grupo Pitangui por discordância erosiva e apresenta quartzitos com estratificações cruzadas e metaconglomerados com camadas metapelíticas subordinadas. Essa formação registra uma deposição em ambiente continental associado a sistemas fluviais e deltas em leque (Marinho *et al.*, 2023). Sua posição cronoestratigráfica é relacionada à orogenia Rio das Velhas II, com a presença de conglomerados datados por U-Pb em zircão e discordância regional com a sequência *greenstone belt* (Frizzo *et al.*, 1991; Teixeira *et al.*, 1991). Estudos recentes (Marinho *et al.*, 2017) obtiveram idade máxima de deposição de cerca de 2,69 Ga, que é similar à idade de deposição do Grupo Maquiné (~2,7 Ga; Moreira *et al.*, 2016; Marinho *et al.*, 2023).

2.2.3. Unidade Paleoproterozoica (Formação Fazenda Tapera)

A Formação Fazenda Tapera engloba rochas metassedimentares riacianas (mais jovens que 2132 ± 13 Ma; Brito *et al.* 2018; Marinho *et al.*, 2023) e é dividida em dois membros: Membro Engenho Velho e Membro Fazenda Pacheco.

O Membro Engenho Velho é composto predominantemente pela intercalação de metarritmitos silto-argilosos com rochas arenosas (Marinho *et al.*, 2019, 2023). Além disso, existem camadas de cinzas vulcânicas e rochas formadas a partir de sedimentos químicos, o que sugere que a área era próxima a um vulcão ativo (Marinho *et al.*, 2023).

Já o Membro Fazenda Pacheco apresenta meta-arenitos, meta-arcóseos e metagrauvacas, com a intercalação de camadas de tufos mais finas em relação ao Membro Engenho Velho (Marinho *et al.*, 2023), que sugere um ciclo sedimentar de aprofundamento sob efeito de uma progradação costeira (Tucker & Jones, 2023), com menor influência vulcânica. Sugere-se que as rochas-fonte para a formação dessa unidade sejam providas da orogenia acrecionária Minas (Teixeira *et al.* 2015).

A Formação Fazenda Tapera apresenta contato basal com as unidades Formação Onça do Pitangui e Antimes, e de topo em discordância angular erosiva com as rochas sedimentares neoproterozoicas do Grupo Bambuí (Brito *et al.* 2017; Marinho *et al.* 2019). Também podem ser encontradas coberturas lateríticas sobre as unidades da formação (Marinho *et al.* 2023).

2.2.4. Diques máficos (Suíte Pará de Minas)

A suíte Pará de Minas é composta por dois enxames de diques, Pará de Minas I e II, que datam de aproximadamente 1795 e 1710 Ma (Caxito *et al.*, 2020). Sua interpretação sugere

eventos extensionais no Cráton do São Francisco, que revelam uma assinatura composicional distinta da origem crustal. Esses diques são indicativos de processos tectônicos que envolveram a fragmentação e o estiramento da crosta continental durante o Paleoproterozoico, possivelmente associados à formação da bacia do rifte Espinhaço (Caxito *et al.*, 2020).

2.2.5. Unidade Neoproterozoica (Grupo Bambuí)

O Grupo Bambuí, de idade neoproterozoica, ocorre na região das cidades de Pitangui e Onça do Pitangui, onde localizam-se as regiões central e nordeste do Sinclínio Pitangui (Costa & Branco, 1961; Dardenne, 1978, 1982). As rochas calcárias do período Ediacarano, presentes no Grupo Bambuí, documentam uma bacia de margem passiva que eventualmente evoluiu para uma bacia de *foreland*, marcada pela predominância de sedimentação continental (Zalán & Silva, 2007).

Dados sísmicos indicam que, o Grupo Bambuí atinge cerca de 400m de profundidade, com sua espessura aumentando em direção ao norte (Reis *et al.* 2017; Matos *et al.* 2022). As formações neoproterozoicas que constituem o Grupo Bambuí são caracterizadas por uma sequência estratigráfica composta por três formações principais: Formação Carrancas, Formação Sete Lagoas e Formação Serra de Santa Helena.

A Formação Carrancas é caracterizada por depósitos glaciogênicos e estratos transgressivos, refletindo um ambiente influenciado por eventos glaciais durante o Neoproterozoico, mais especificamente no período Criogeniano (Rocha-Campos *et al.*, 2011; Kuchenbecker *et al.*, 2013). Suas litologias incluem folhelhos, rochas carbonáticas e depósitos glaciogênicos, como tilitos e diamictitos, formados pela ação direta do gelo (Dardenne, 1978, 1981). Os folhelhos são indicativos de ambientes de baixa energia, como fundos de lagos, plataformas marinhas internas ou mares epicontinentais rasos, onde ocorre a decantação de partículas finas em suspensão (Potter *et al.*, 2005). Já os depósitos glaciogênicos são registros sedimentares deixados por antigas geleiras, sendo evidências diretas das glaciações neoproterozoicas, como as que ocorreram durante os eventos Sturtiano e Marinoano, amplamente reconhecidos na escala global (Hoffman & Schrag, 2002). Essa formação registra as condições climáticas extremas do período, como a Glaciação Marinoana, e evidencia a dinâmica glacial no contexto do supercontinente Gondwana (Rocha-Campos *et al.*, 2011).

A Formação Sete Lagoas representa uma sucessão regressiva dominada por rochas carbonáticas, indicando um ambiente de águas rasas e quentes, característico de plataformas carbonáticas (Vieira *et al.*, 2007; Martins & Lemos, 2007). Sua litologia é composta

principalmente por calcários e dolomitos, que refletem a precipitação química em ambientes marinhos rasos, intercalados com camadas de folhelhos que sugerem flutuações nas condições deposicionais (Dardenne, 1978, 1981). Essa formação é conhecida por sua riqueza em fósseis e por ser um importante reservatório de água subterrânea, além de ser amplamente explorada para a produção de calcário. Além disso, essa formação registra um período de estabilidade relativa após os eventos glaciais, marcando uma transição para ambientes mais propícios à vida marinha (Vieira *et al.*, 2007).

A Formação Serra de Santa Helena é caracterizada por um sistema transgressivo-regressivo, com ciclos de avanço e recuo do mar (Reis *et al.*, 2017; Marinho *et al.*, 2023). Sua litologia inclui rochas carbonáticas, como calcários e dolomitos, intercaladas com camadas siliciclásticas de granulometria fina, como folhelhos e siltitos (Dardenne, 1978, 1981). Essa intercalação indica alternâncias entre ambientes de mar aberto, durante as transgressões, e ambientes mais restritos, como lagunas ou planícies de maré, durante as regressões. A formação documenta as flutuações ambientais e climáticas que ocorreram no final do Neoproterozoico e detalha a evolução da bacia sedimentar do Grupo Bambuí e as condições paleogeográficas da época (Reis *et al.*, 2017; Marinho *et al.*, 2023).

3. METALOGÊNESE DO OURO NO *GREENSTONE BELT* PITANGUI

3.1. DEPÓSITOS DE OURO OROGÊNICO

Depósitos de ouro orogênico, comumente associados a *greenstone belts* e zonas de colisão continental, representam um tipo significativo de mineralização aurífera, cuja formação está intrinsecamente ligada a eventos tectônicos polifásicos de grande escala (Goldfarb *et al.*, 2001; Goldfarb & Pitcairn, 2023). A deformação tectônica, processo fundamental na geração desses depósitos, cria zonas de permeabilidade como falhas e zonas de cisalhamento, que proporcionam condutos para a circulação de fluidos mineralizadores (Groves *et al.*, 2020).

A paragênese mineral nesses depósitos é comumente caracterizada pela presença de sulfetos (*e.g.*, pirita, pirrotita, calcopirita, arsenopirita) e óxidos (*e.g.*, magnetita, ilmenita), com ouro nativo disseminado ou em veios (Groves *et al.*, 2010). A alteração hidrotermal inclui zonamentos marcados por sericitização, carbonatação e silicificação, e está restrita aos veios associados às zonas de cisalhamento (Goldfarb *et al.*, 2005).

Os modelos genéticos propostos são classificados com base em sua configuração tectônica, profundidade de formação e características geológicas. Esses fatores estão associados à liberação de ouro a partir de rochas fonte, à migração de fluidos mineralizadores, dominados por H₂O, CO₂, CH₄ e HS, e à precipitação do ouro em zonas favoráveis. A precipitação é controlada por fatores como mudanças nas condições redox, aumento de pH e presença de armadilhas estruturais (Groves *et al.*, 1998).

Podem-se distinguir as diferentes zonas de formação aurífera entre: depósitos epizonais, mesozonais e hipozonais.

Depósitos epizonais são definidos por mineralizações formadas em profundidades relativamente rasas e em temperaturas baixas (1-3km, 200-300°C; Groves *et al.*, 1998; Goldfarb *et al.*, 2005). Se caracterizam por comumente estarem concentradas em falhas de cisalhamento rúpteis e com alteração hidrotermal sutil, com zonas de silicificação e carbonatação localizadas (Groves *et al.*, 1998; Goldfarb *et al.* 2001). Já os depósitos mesozonais são mineralizações formadas em profundidades intermediárias e em temperaturas medianas (3-10km, 300-400°C; Groves *et al.*, 1998; Phillips & Powell, 2010). Esses depósitos são os mais comuns entre os sistemas de ouro orogênico. Geralmente, a mineralização se encontra em veios de quartzo que cortam as sucessões geológicas hospedeiras e estão relacionados aos processos de alteração hidrotermal, como sericitização, cloritização e carbonatação (Goldfarb *et al.* 2001). Por fim, os

depósitos hipozonais são mineralizações formadas em grandes profundidades e altas temperaturas (10-15km, >450°C; Groves *et al.* 1998; Goldfarb & Groves, 2015).

3.2. DEPÓSITOS DE OURO NO *GREENSTONE BELT* RIO DAS VELHAS

O Supergrupo Rio das Velhas é uma sequência *greenstone belt* que se destaca na ocorrência de ouro, o qual é majoritariamente hospedado em formações ferríferas bandadas (FFB; Araújo *et al.*, 2019), lapa seca, rochas turbidíticas e vulcânicas máficas (andesíticas e basálticas; Endo *et al.*, 2020). Seus depósitos são conhecidos pela ocorrência associada eventos de reativação de crosta (Lana *et al.*, 2013; Farina *et al.*, 2015; Moreira *et al.*, 2016) e são interpretados como epizonais (150–300°C, <6 km de profundidade) a mesozonais (300–475°C, 6–12 km de profundidade; Groves *et al.*, 1998). Através de estudos de diversos autores (Pereira *et al.*, 2007; Ribeiro *et al.*, 2015), é proposto que os fluidos mineralizantes nessas formações são provindos da desidratação das rochas pré-existentes. Os principais depósitos de ouro hospedados no GBRV são Morro Velho, Raposos, Cuiabá, Lamego, Córrego do Sítio e São Bento (Tabela 1).

Tabela 1 – Dados de depósitos de ouro hospedados no Greenstone Belt Rio das Velhas (Modificado de Endo *et al.*, 2020).

Depósito	Idade (Ga)	Hospedeiras	Metais	Sulfetos Principais	Referências
Morro Velho	2,67	Lapa Seca	Au, Ag, As, Cu	Py, Apy	Lobato <i>et al.</i> , 2001
Raposos		FFB		Po (Py-Apy)	Godoy, 1994
Cuiabá	2,67	FFB, metandesito (em veios associados)	Au, Ag, Pb, Zn, Cu	Py (5 tipos), Apy	Lobato <i>et al.</i> , 2001
Lamego	2,73	FFB/metachert, veios de quartzo	Au, Ag, Pb, Zn, Cu	Py, Apy, Cpy, Sph, Gal	Martins <i>et al.</i> , 2016
Córrego do Sítio		Metaturbidito, veio de quartzo	Au, Ag, Sb	Apy, Py, Po, Bert	Ribeiro <i>et al.</i> , 2015
São Bento		FFB	Au, Ag, W	Py, Po	Alves, 1995

O Depósito Morro Velho, com idade de 2,67 Ga, está hospedado em rochas de lapa seca, e a mineralização é composta principalmente por metais como ouro, prata, arsênio e cobre, sendo os principais sulfetos presentes a pirita e a arsenopirita (Lobato *et al.*, 2001).

O Depósito Raposos, também de idade 2,67 Ga, está hospedado em FFBs, e a mineralização aurífera associa-se a pirrotita, pirita e arsenopirita (Godoy, 1994).

O Depósito Cuiabá, datado também em 2,67 Ga, ocorre em FFBs e metandesitos (Lobato *et al.*, 2001). A mineralização inclui metais como Au, Ag, Pb, Zn e Cu. A paragênese sulfetada é mais complexa e compartimentada em diferentes estágios, contendo cinco tipos de pirita, além de arsenopirita.

O Depósito Lamego, com uma idade estimada de 2,73 Ga, está hospedado em FFBs, metacherts e veios de quartzo. A composição metálica inclui Au, Ag, Pb e Zn, e os principais sulfetos são pirita, arsenopirita, calcopirita, esfalerita e galena. A presença de Pb e Zn o destaca como um depósito polimetálico importante (Martins *et al.*, 2016).

O Depósito Córrego do Sítio está hospedado em metaturbiditos e veios de quartzo, seu registro indica uma composição metálica focada em Au, Ag e Sb. A paragênese de sulfetos é composta por pirita, pirrotita, arsenopirita e berthierita, reforçando a presença significativa de antimônio no sistema mineral (Ribeiro *et al.*, 2015).

Por fim, o Depósito São Bento é outro depósito hospedado em FFBs, e sua mineralização inclui ouro, prata e tungstênio. Os principais sulfetos presentes são pirita e pirrotita, e destaca-se a peculiaridade da presença de W em sua assinatura geoquímica (Alves, 1995).

3.3. DEPÓSITOS DE OURO NO *GREENSTONE BELT* PITANGUI

Os depósitos de ouro no GBP apresentam características que os diferenciam dos típicos depósitos de ouro orogênico (Tabela 2). Assim como no GBRV, é proposto que os fluidos mineralizantes são provindos da desidratação de rochas do *greenstone belt* (Fabrício-Silva *et al.*, 2018).

Tabela 2 – Dados sobre os depósitos de ouro localizados no GBP.

Depósito	Complexo Turmalina	Depósito Pitangui	Depósito São Sebastião
Idade Ga	1) Formação em 2,2-2,1 Ga; 2) Reativação em 2,0-1,9 Ga; 3) Reativação posterior ~1,75 Ga.	Não há dados conclusivos.	1) 2,8-2,75 Ga: Deposição primária de sulfetos; 2) ~2,73 Ga: Intrusão do Plúton Jaguará, que intensificou a mineralização; 3) 2,0-1,9 Ga: Reativação de estruturas arqueanas e magmatismo TTG.

Depósito	Complexo Turmalina	Depósito Pitangui	Depósito São Sebastião
Hospedeiras	1) Unidades máfico-ultramáficas; 2) Sequências vulcanossedimentares; 3) Intrusões de granitoides da Suíte Mato Dentro.	Metagrauvacas e metapelitos da Formação Onça do Pitangui (unidade de topo da sucessão <i>greenstone belt</i>).	BIFs da Formação Rio Pará (unidade basal da sucessão <i>greenstone belt</i>).
Metamorfismo	Fácies xisto verde a anfibolito	Fácies xisto verde	Fácies anfibolito
Paragênese da Mineralização	Po, Apy, Py, Ccp, Lō, Gn	Py, Po, Ccp, Rt, Gn, Mnz	Po, Ccp, Sp, As-Py, Apy, Py, ISS (Cu-Fe-S), ouro livre, minerais de Bi, Kfs, Sch
Zonas de Alteração Hidrotermal	1) Mineralização: Qtz-Cb-sulfetos±Tur; 2) Proximal: Qtz-Chl-Cb-Ser-Gru-Bt-Grt-sulfetos±Ep±Tur; 3) Intermediária proximal: Qtz-Chl-Cb-Ser±sulfetos±Bt±Grt±Gru±Ep; 4) Intermediária distal: Qtz-Chl-Cb±Ser; 5) Distal: Qtz-Cb-Chl±Ser.	1) Proximal: Cb-Ser(H) 2) Intermediária: Cb-Chl(H)-Ser(M)-sulfetos; 3) Distal: Baixas concentrações de Chl(H).	1) Proximal: Mag-Bt-Gru-sulfetos; 2) Intermediária: Manchas de turmalina; 3) Distal: Cb-Qtz-Ank±Cal±Sd.
Tipo de Controle	Controle estrutural por zonas de cisalhamento, influência de hidrotermalismo e, no depósito de Satinoco, correlação espacial e genética a granitoides da Suíte Mato Dentro	Controle estrutural por zonas de cisalhamento, com Sn subparalelo a So, que permitiu circulação de fluidos hidrotermais e precipitação de sulfetos	Controle litológico strata-bound, associado à BIFs (<i>replacement</i> de sulfetos em Mag)
Referências	Tassinari <i>et al.</i> , (2015), Fabrício-Silva <i>et al.</i> , (2018, 2019, 2021), Alves <i>et al.</i> , (2022)	Maurer <i>et al.</i> , 2021	Soares <i>et al.</i> , 2018, 2021, 2022

O Depósito do Complexo Turmalina passou por três principais eventos geológicos. O primeiro evento ocorreu entre 2,2 e 2,1 Ga, com a formação inicial da mineralização (Tassinari *et al.*, 2015). Posteriormente, houve uma reativação entre 2,0 e 1,9 Ga, associada a processos tectonotérmicos que modificaram a distribuição dos sulfetos (Fabrício-Silva *et al.*, 2019). Um segundo evento de reativação ocorreu por volta de 1,75 Ga, relacionado à contínua reativação estrutural e circulação de fluidos hidrotermais (Fabrício-Silva *et al.*, 2021). Suas rochas hospedeiras incluem unidades máfico-ultramáficas, sequências sedimentares e intrusões de

granitoides da Suíte Mato Dentro (Alves *et al.*, 2022). O metamorfismo varia da fácies xisto verde à anfibolito sendo influenciado por processos de deformação e fluidos hidrotermais (Fabrício-Silva *et al.*, 2021). A paragênese de mineralização é composta por pirrotita, arsenopirita, pirita, calcopirita, löllingita e galena (Tassinari *et al.*, 2015; Alves *et al.*, 2022). As zonas de alteração hidrotermal se distribuem em cinco gradientes distintos: uma zona mineralizada com quartzo, carbonato e sulfetos; zonas proximais e intermediárias ricas em clorita, carbonato e sericita; e zonas distais caracterizadas pela presença de quartzo-carbonato-clorita (Fabrício-Silva *et al.*, 2019). O controle da mineralização é estrutural sendo associado às zonas de cisalhamento e influenciado pela intrusão e halos de alteração dos granitoides Casquilho e da Suíte Mato Dentro (Alves *et al.*, 2022).

No Depósito Pitangui, as rochas hospedeiras são metagrauvacas e metapelitos da Formação Onça do Pitangui (Maurer *et al.*, 2021). O metamorfismo predominante é de fácies xisto verde. A paragênese mineral consiste em pirita, pirrotita, calcopirita, rutilo, galena e monazita. As zonas de alteração hidrotermal são caracterizadas por uma zona proximal composta por carbonato e sericita, uma zona intermediária com carbonato, clorita, sericita e sulfetos, e uma zona distal com baixas concentrações de clorita. O controle da mineralização é predominantemente estrutural, com zonas de cisalhamentos que possibilitaram a circulação de fluidos hidrotermais e a precipitação dos sulfetos ao longo de planos de foliação subparalelos ao acamamento (Maurer *et al.*, 2021).

O Depósito São Sebastião é um sistema mineralizado hospedado em BIFs da Formação Rio Pará, pertencente ao Greenstone Belt Pitangui. Sua evolução geológica é marcada por múltiplos eventos de mineralização e reativação tectônica. A mineralização inicial ocorreu entre 2,80 e 2,75 Ga, durante a compressão da orogenia Rio das Velhas, favorecendo a deposição primária de sulfetos (Soares *et al.*, 2018). Por volta de 2,73 Ga, a intrusão do Plúton Jaguará pode ter promovido a remobilização e concentração de metais, intensificando a mineralização (Soares *et al.*, 2021). Entre 2,0 e 1,9 Ga, um evento de reativação tectônica no Paleoproterozoico possibilitou a recirculação de fluidos mineralizantes através de estruturas arqueanas (Soares *et al.*, 2022). A mineralização ocorre no estilo *stratabound*, sendo controlada pela interação de fluidos mineralizantes com as BIFs, resultando na substituição da magnetita por sulfetos. A paragênese mineral inclui pirrotita, calcopirita, esfalerita, arsenopirita, além de ouro livre e minerais de bismuto (Soares *et al.*, 2018, 2021, 2022).

4. RESULTADOS

4.1. GEOLOGIA DO DEPÓSITO

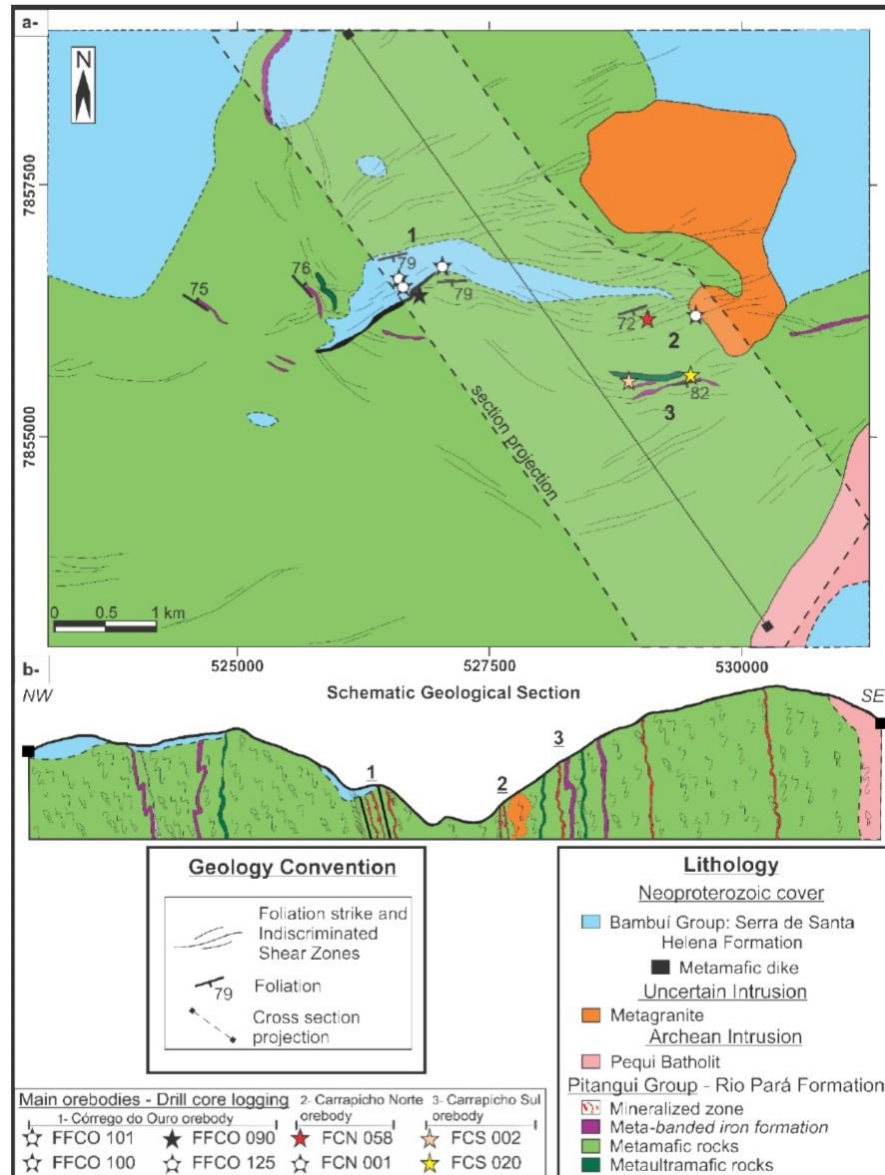
A compreensão da geologia do depósito Papagaios é fundamental para a caracterização dos processos mineralizantes e das condições de alteração hidrotermal associadas. Neste capítulo, são apresentados os resultados das análises petrográficas, abrangendo desde observações macroscópicas até investigações detalhadas em lâminas delgadas, além de dados de microsonda eletrônica para a análise química e confecção de mapa químico de cobalto em arsenopirita, permitindo a identificação da paragênese mineral e das relações texturais entre os minerais presentes.

A caracterização das rochas hospedeiras e das zonas de alteração hidrotermal possibilitou a identificação das principais unidades litológicas envolvidas no sistema mineralizante, bem como os processos que controlaram a percolação de fluidos e a deposição de sulfetos. Estudos anteriores demonstram que sistemas auríferos orogênicos são frequentemente controlados por zonas estruturais, com alteração hidrotermal progressiva e zonada, refletindo a evolução dos fluidos mineralizantes (Goldfarb *et al.*, 2001; Groves *et al.*, 2010). No Alvo Carrapicho Norte, a mineralização está hospedada em metabasaltos e granitoides milonitizados (Maurer, 2022; Figura 5), que sofreram múltiplos eventos hidrotermais, resultando em alterações como sericitização, carbonatação e silicificação.

Além da análise petrográfica, este capítulo apresenta a caracterização geoquímica das zonas mineralizadas, baseada em amostras de rochas hospedeiras que sofreram alteração hidrotermal e mineralização aurífera. As investigações foram conduzidas a partir de testemunhos de sondagem representativos do Alvo Carrapicho Norte (Figura 6), permitindo uma correlação entre as variações composicionais e os processos geológicos atuantes na formação do depósito.

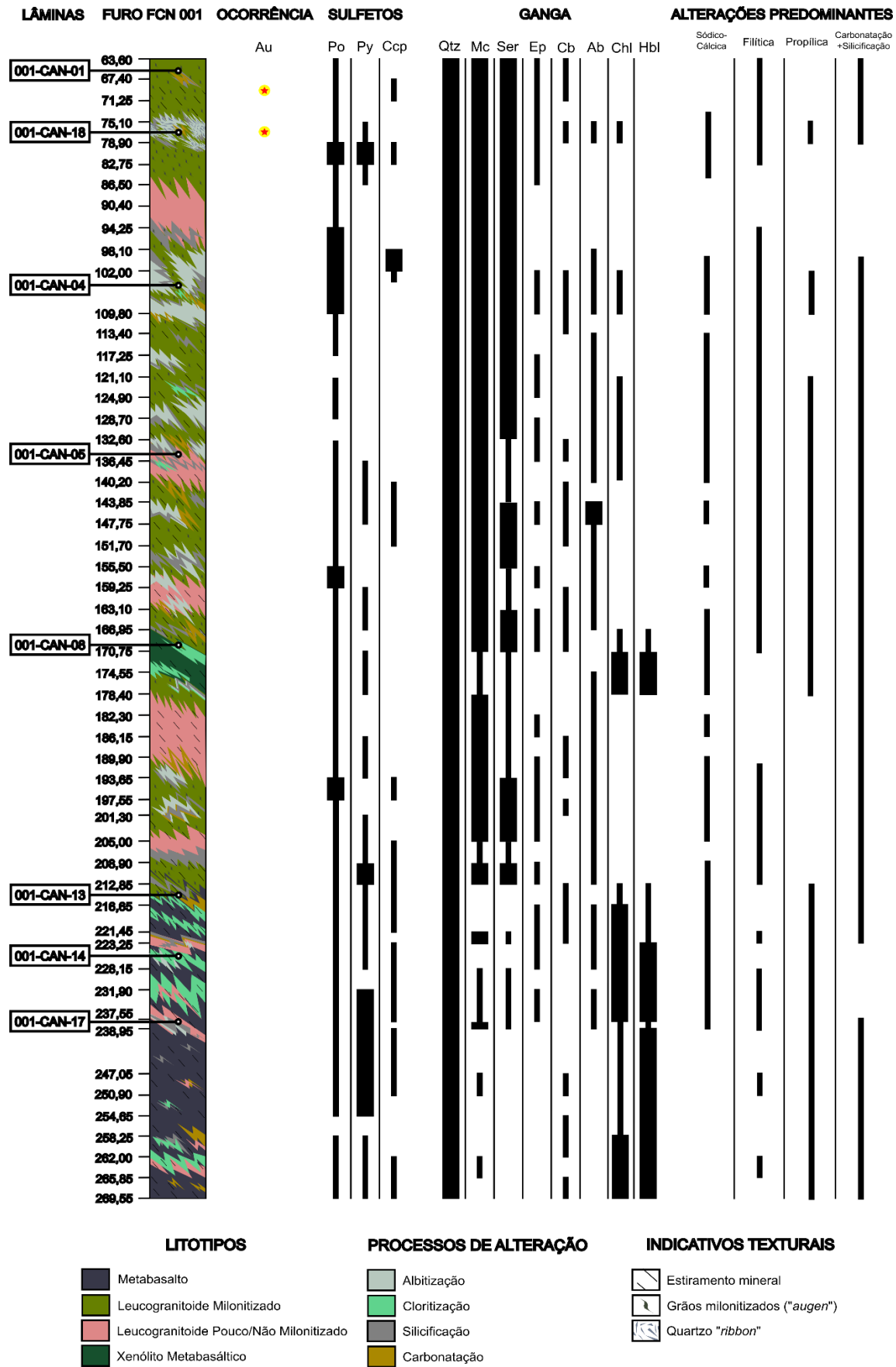
Figura 5 – Mapa geológico esquemático do depósito Papagaios e áreas adjacentes. O Alvo Carrapicho Norte se encontra na porção indicada como “2” e o furo descrito neste trabalho é o FCN 001, que se

encontra no contato entre rochas metamáficas e metagranito, com zonas de cisalhamento em direção ENE-WSW.



Fonte: Maurer *et al.*, 2022.

Figura 6 – Descrição geológica e determinação de zonas de alteração predominantes no Alvo Carrapicho Norte.



4.1.1. Rochas hospedeiras

A mineralização aurífera do Alvo Carrapicho Norte encontra-se hospedada em metabasaltos pertencentes ao *Greenstone Belt* Pitangui e em um corpo granitoide intrusivo.

4.1.1.1. Metabasalto

Macroscopicamente, os metabasaltos apresentam coloração escura predominantemente esverdeada a acinzentada, com foliação bem definida e estruturas anfibolíticas reliquias em algumas seções.

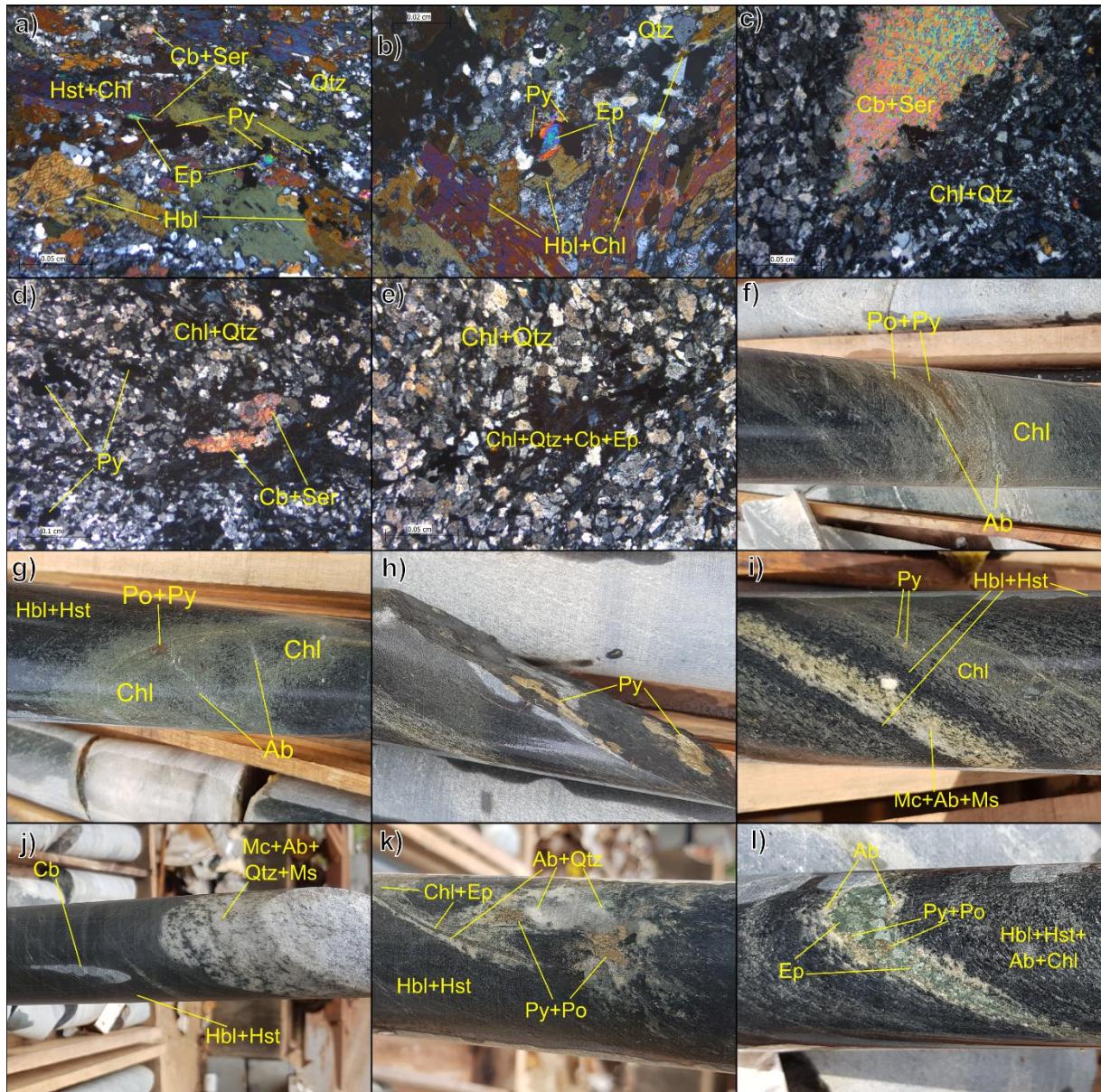
Texturalmente, a rocha exibe variação desde granonematoblástica a nematoblástica, com anfibólitos (hastingsita e hornblenda) orientados segundo a foliação. A matriz é composta principalmente por quartzo e anfibólito, com granulação fina a média, além de clorita que pode ocorrer localmente com hastingsita (Figura 7a–b). Alterações hidrotermais são evidenciadas pela presença de epidoto, albita, carbonato, sericita e clorita, que substituem minerais preexistentes, preenchem interstícios e interagem com minerais primários do metabasalto (Figura 7c–e). Fraturas preenchidas por veios de quartzo, carbonato e epidoto são comuns ao longo da rocha (Figura 7f–l).

A relação entre os minerais indica que o quartzo ocorre de forma xenoblástica, de granulação média. Os anfibólitos aparecem em cristais alongados e bem orientados, caracterizando a foliação da rocha. Clorita e carbonato estão presentes na matriz, com o carbonato preenchendo interstícios e a clorita ocorrendo como produto de alteração, além de porções que definem a foliação (Figura 7c–e). A sulfetação associada com epidotos ocorrem em zonas localizadas, com epidoto e clinozoisita em paragênese com pirita, pirrotita e calcopirita. Veios e/ou bolsões de albita, epidoto, quartzo e carbonato cortam a matriz, acompanhados por disseminações de sulfetos, principalmente pirita e pirrotita (Figura 7f,g,k,l).

Apófises graníticas ocorrem intercaladas com zonas de cloritização, carbonatação e silicificação (Figura 7i, j). Além disso, estruturas como dobras parasíticas são observadas, sem concentração significativa de sulfetos nas charneiras, mas com disseminação desses minerais ao longo da foliação (Figura 7h).

Figura 7 – Metabasalto. (a, b) Lâmina 001-CAN-14 com intercalação entre a matriz quartzosa e a matriz anfibolítica (hornblenda, hastingsita) com a sobreposição da alteração de clorita. Epidoto ocorre disseminado, associado com pirita, clorita, carbonato e sericita. (c, d, e) Lâmina 001-CAN-17 com matriz quartzosa e clorítica. Carbonato e sericita ocorrem substituindo minerais pré-existent e preenchendo interstícios. Clorita substitui porções adjacentes de carbonato e sericita. (f, g) Fratura preenchida por veio de albita, pirrotita e pirita, com cloritização adjacente. (h) Pirita disseminada pelo plano de foliação. (i, j) Apófises graníticas, com nível cloritizado paralelo. (k) Sulfetação em meio à

veio de quartzo, epidoto e albita. (l) Veio de epidoto com envoltório de albita e cloritização adjacente. Abreviações: Ab = albita, Cb = carbonato, Chl = clorita, Ep = epidoto, Hst = hastingsita, Hbl = hornblenda, Qtz = quartzo, Mc = microclina, Ms = muscovita, Py = pirita, Po = pirrotita, Ser = sericita.



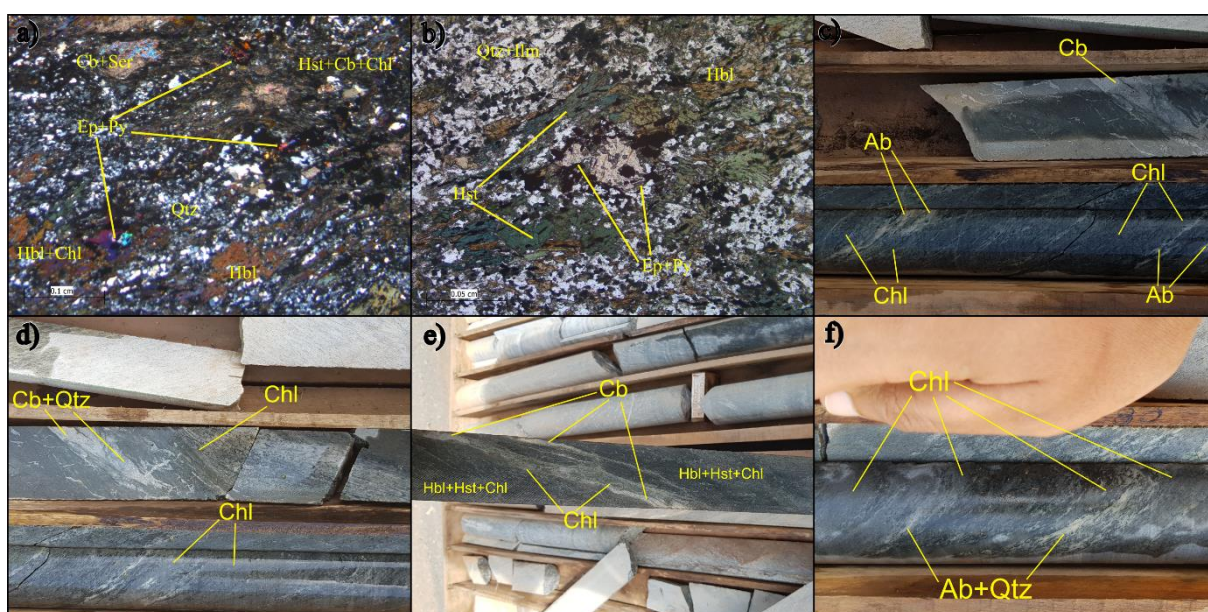
Em uma porção aproximadamente 40 metros acima da principal sequência máfica, ocorre uma variação do metabasalto, interpretada como um xenólito metabasáltico. Embora compartilhe a coloração esverdeada a acinzentada e a estrutura foliada bem desenvolvida, distingue-se pela maior intensidade de cloritização e pelos seus contatos irregulares com o granitoide (Figura 8a,b).

Microscopicamente, o xenólito metabasáltico exibe uma matriz composta por intercalações entre níveis de hornblenda e hastingsita, em grãos médios subédricos, e níveis de quartzo, de granulação microcristalina a fina. Sua textura predominante é nematoblástica,

caracterizada pela orientação preferencial dos anfibólios, que definem a foliação (Figura 8a,b). Assim como o metabasalto, possui hornblenda, hastingsita e quartzo como minerais primários, com epidoto, pirita e ilmenita como acessórios. A ilmenita ocorre disseminada e alinhada à foliação dos níveis quartzosos, possivelmente derivada de fases primárias (Figura 8a,b).

Os processos de alteração hidrotermal são significativamente mais intensos nesse xenólito, evidenciados pela presença abundante de clorita pervasiva na matriz e em discontinuidades e, em menores proporções, sericita, carbonato e quartzo, os quais ocorrem preenchendo fraturas e substituindo parcialmente os anfibólios. A clorita altera alguns níveis de hornblenda e hastingsita, enquanto o epidoto ocorre associado à pirita e, por vezes, à clorita. O carbonato, por sua vez, preenche fraturas subconcordantes a discordantes, sendo acompanhado por sericita e clorita, formando veios anastomosados (Figura 8c–f).

Figura 8 – Xenólito metabasáltico. (a, b) Lâmina 001-CAN-08 com matriz composta por intercalações entre níveis de hornblenda e hastingsita e níveis de quartzo. Clorita altera alguns níveis de hornblenda e hastingsita. Epidoto ocorre em associação com pirita e, por vezes, com clorita. Carbonato ocorre preenchendo fraturas subconcordantes a discordantes, associado à clorita. Ilmenita ocorre disseminada e concordante à foliação de níveis de quartzo. (c–f) Fraturas anastomosadas preenchidas por albita, quartzo, carbonato e clorita.



4.1.1.2. Granitoide

O granitoide é uma rocha de composição essencialmente quartzofeldspática, caracterizada por sua tonalidade predominantemente branco-acinzentada e textura que varia de lepidogranoblástica a granolepidoblástica. Apresenta estrutura milonítica ao longo da maioria dos trechos, com cristais de quartzo e feldspato em geometria *augen* (Figura 9k,l). Localmente,

os cristais de quartzo podem apresentar morfologia *ribbon* (Figura 9m). Localmente, a textura original ainda se encontra preservada (Figura 9i–o).

A mineralogia primária é composta principalmente por quartzo e feldspatos, com minerais acessórios como epidoto, clinozoisita e pirita, que ocorrem em associação com clorita em alguns trechos (Figura 9f e i), além de estarem imersos na matriz sericítico-carbonática (Figura 9e). O quartzo ocorre tanto na matriz microcristalina quanto em agregados de granulação fina a média, apresentando suturas lobadas e contatos poligonais. Os feldspatos incluem microclina e albita, sendo observados em maior expressividade junto a níveis de quartzo mais granulares e mais grossos (Figura 9c–h). A sericita ocorre disseminada na matriz (Figura 9a–j), sendo mais abundante nas zonas intensamente deformadas, onde também define a foliação e altera minerais pré-existentes principalmente entre os níveis de quartzo e matriz (Figura 9f–h), além de ocorrências em porções menos milonitizadas que preenchem grandes interstícios (Figura 9j).

Processos de alteração hidrotermal são evidenciados pela presença de carbonato, sericita, clorita e albita, os quais preenchem interstícios (Figura 9a e j) e substituem minerais preexistentes (Figura 9i). A sulfetação também é comum, com disseminação de pirita, pirrotita e calcopirita, muitas vezes associadas aos veios brechados de quartzo (Figura 9k) e epidoto e clinozoisita (Figura 9e e i). As zonas de alteração hidrotermal são mais intensos nas proximidades de zonas de cisalhamento (Figura 9m), onde a milonitização também se faz mais evidente (Figura 9l).

Figura 9 – Fotos de testemunho de sondagem e fotomicrografia do granitoide no Alvo Carrapicho Norte. (a, b) Lâmina 001-CAN-01 com matriz composta por quartzo, carbonato e sericita. Quartzo também ocorre em geometria “*ribbon*”. Localmente, sericita preenche interstícios. (c, d, e) Lâmina 001-CAN-18 com a matriz composta por quartzo, carbonato, sericita, e, em menor expressividade, clorita. Quartzo, além da matriz, ocorre em geometria *ribbon*, em veios brechados e eventuais subgrãos. Microclina e albita ocorre em associação a níveis de quartzo em maior granulação. Sericita ocorre definindo foliação e marca feições deformacionais entre os níveis da matriz e de quartzo. Epidoto e pirita ocorrem associados, preferencialmente imersos em matriz sericítico-carbonática. (f, g, h) Lâmina 001-CAN-04: Matriz composta por quartzo, carbonato, sericita e, em porções menos expressivas, microclina e albita. Epidoto e clinozoisita ocorrem disseminados, associados à pirita e clorita. Clorita ocorre em níveis, com associação ao epidoto. (i, j) Lâmina 001-CAN-05: Matriz composta por quartzo, carbonato e sericita, em textura mais granular e não milonitizada, com porções alteradas por clorita. Sericita, além de compor a matriz, ocorre em alguns agregados granulares pontuais. Clinozoisita e epidoto ocorrem associados à pirita à clorita e ao carbonato e à sericita. (k,l) Granitoide milonitizado com foliação milonítica, com cristais de quartzo envolvidos por microclina, albita, sericita e carbonato em geometria *augen*, e veios

4.1.2. Zonas de alteração

Todos os litotipos hospedeiros exibem diversas feições de alteração hidrotermal que parecem ter sua formação atrelada ao desenvolvimento de deformação dúctil e sulfetação. Os principais halos de alteração hidrotermal incluem as paragêneses: Alteração com albita-epidoto-clinozoisita; Alteração com sericita e carbonato; Alteração com clorita-epidoto-clinozoisita-carbonato e Carbonatação e Silicificação.

4.1.2.1. Alteração com albita-epidoto-clinozoisita

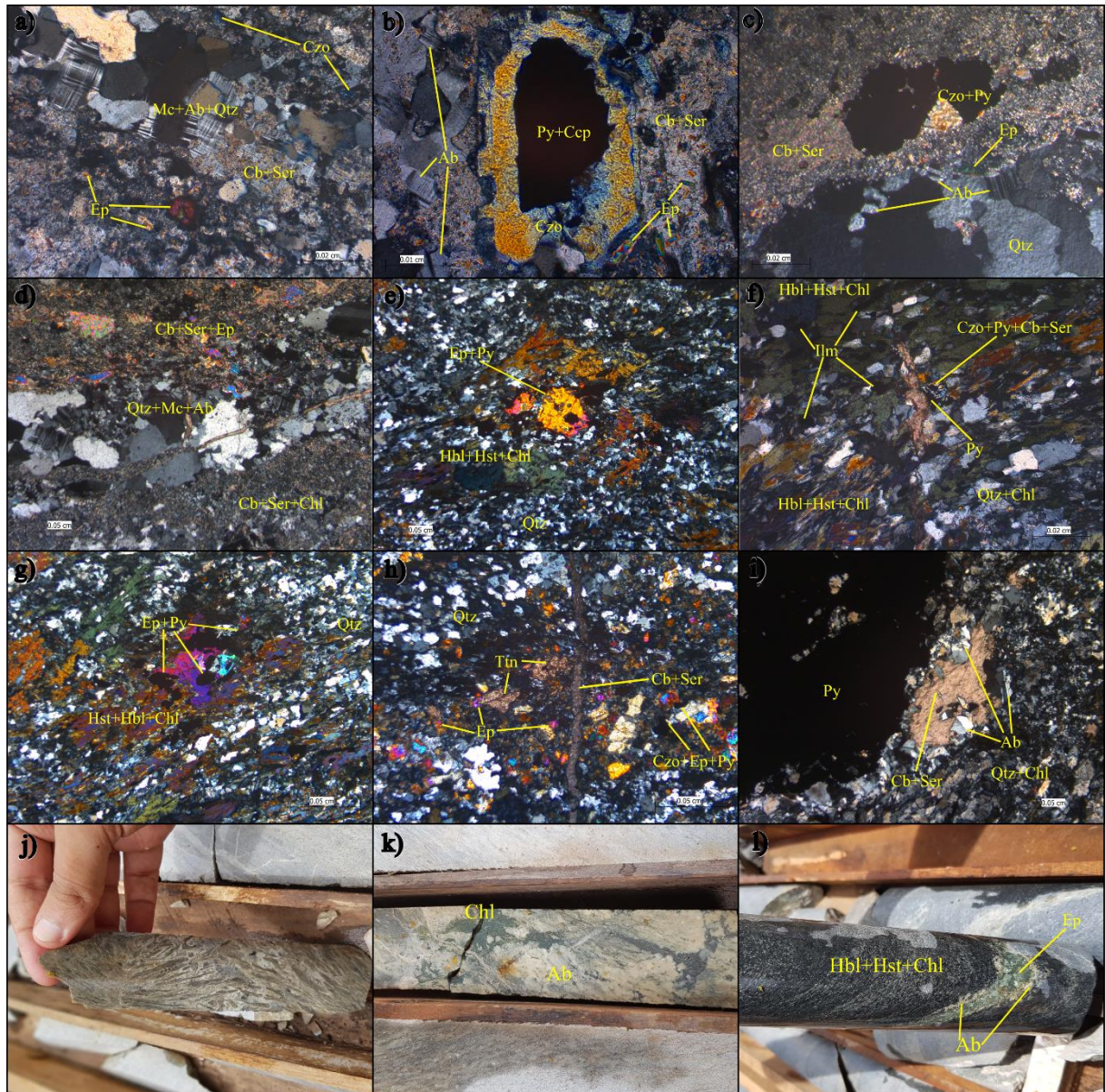
Essa alteração hidrotermal foi caracterizada pela paragênese composta predominantemente por albita, epidoto, clinozoisita, cujos minerais acessórios incluem titanita, hastingsita e sulfetos (pirita e calcopirita).

As rochas alteradas exibem variações texturais e estruturais conforme o litotipo hospedeiro. No granitoide, a alteração hidrotermal se manifesta por níveis e bolsões de albita com clorita (Figura 10k) e vênulas de epidoto e clinozoisita, além do desenvolvimento pontual de estruturas *ribbon* em agregados decussados de quartzo e feldspatos (Figura 10j). No metabasalto, há predominância da epidotização, associada à hastingsita e à formação de veios subconcordantes a discordantes ricos em epidoto e albita (Figura 10l). Dependendo da intensidade da alteração, essas rochas podem exibir feições miloníticas, preservação de estruturas magmáticas e texturas granuloblásticas a lepidoblásticas.

A interação entre esse tipo de alteração e os diferentes litotipos resulta em modificações texturais distintas. No granitoide, a recristalização associada à albitização, à epidotização e ao cisalhamento infere à formação de agregados decussados centimétricos de quartzo, microclina, albita, clinozoisita e epidoto (Figura 10a–d e j). Já no metabasalto e no xenólito metabasáltico, a intensa epidotização e a substituição dos minerais primários por hastingsita e clinozoisita originam texturas nematoblásticas a granoblásticas, evidenciadas pela disposição preferencial desses minerais (Figura 10e–g).

Figura 10 – Fotomicrografia e intervalos da zona de alteração com $Ab + Ep + Czo \pm Hst \pm Ttn$ no Alvo Carrapicho Norte. (a,b) Lâmina 001-CAN-04: Matriz composta por carbonato e sericita, em grãos microcristalinos a finos. Microclina e albita ocorre em níveis. Epidoto e clinozoisita ocorrem disseminados, associados a pirita, calcopirita e, em porções, a albita, e se encontram preferencialmente em matriz carbonato-sericítica. (c,d) Lâmina 001-CAN-18: Matriz composta por carbonato e sericita, com porções epidotizadas e porções cloritizadas. Pirita ocorre associada a clinozoisita, epidoto e albita, em grãos finos anédricos a subédricos. Ocorrem níveis de microclina, quartzo e albita alterados. (e,f,g) Lâmina 001-CAN-08: Matriz composta por quartzo em intercalação com níveis de hornblenda, hastingsita e, alterando-os, clorita. Pirita, epidoto e clinozoisita ocorrem associados, com possível associação à hastingsita. Ocorrem fraturas discordantes preenchidas por veios de carbonato e sericita, que estão associados com a formação de pirita. Ilmenita ocorre disseminado na foliação anfíbolítica e

não se correlacionando à paragéneses sódico-cálcica. (h) Lâmina 001-CAN-13 com matriz composta por quartzo e carbonato. Epidoto ocorre disseminado em nível carbonático, com associações pontuais a pirita. Clinozoisita ocorre associado a pirita. Carbonato e sericita ocorrem alterando a matriz e preenche veios de fraturas discordantes. Titanita ocorre associada ao nível rico em epidoto e ao veio discordante de carbonato e sericita. (i) Matriz composta por quartzo e clorita. Pirita ocorre granular, em bolsões adjacentes à grãos de albita, finos a médios, e bolsões de carbonato e sericita. (j) Agregados de quartzo em estruturas *ribbon*, em matriz sódica-cálcica. (k) Bolsões de albita e clorita em paragéneses. (l) Metabasalto lepidoblástico composto majoritariamente por hornblenda, hastingsita e clorita, com veio concordante composto por epidoto envolvido por albita.



4.1.2.2. Alteração com sericita e carbonato

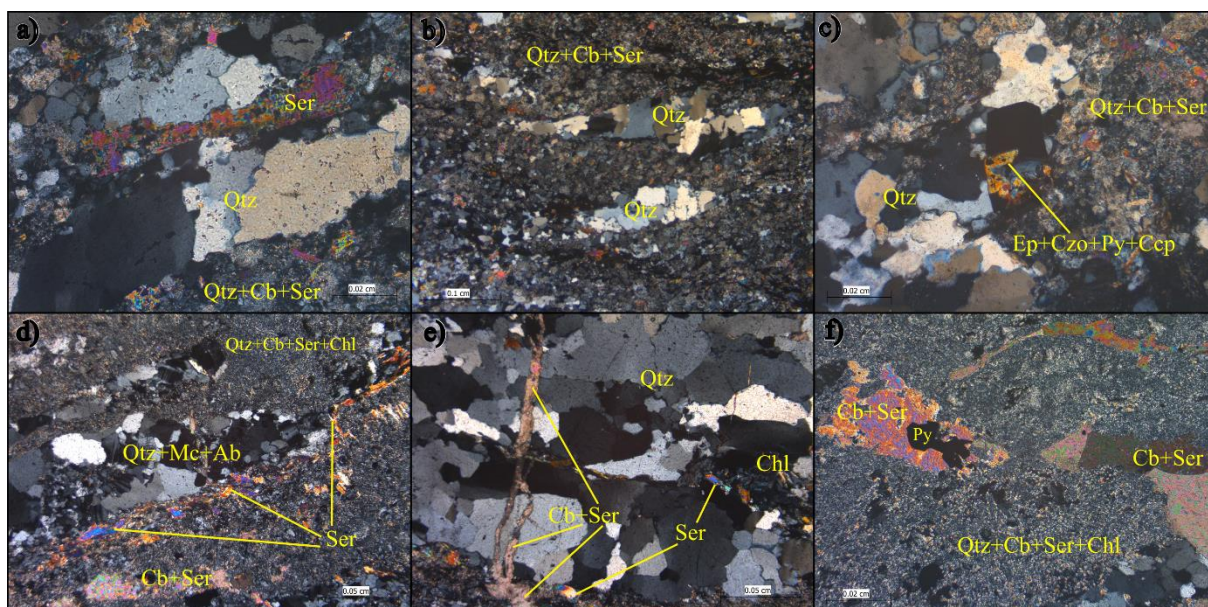
Essa alteração hidrotermal foi caracterizada pelo desenvolvimento de sericita, carbonato, pirita e outros sulfetos em menor expressividade, substituindo a matriz do protólito e se concentrando em feições estruturais. Essa alteração ocorre preferencialmente ao longo de

planos de foliação e fraturas, sendo considerada pervasiva, com minerais substituindo fases preexistentes e preenchendo descontinuidades estruturais.

No granito e metabasalto, essa alteração se manifesta pela substituição de minerais magmáticos por sericita, frequentemente associada ao quartzo e carbonato em cristais microcristalinos a finos (Figura 11a–c). Observa-se que a sericita tende a preencher descontinuidades e a se concentrar em zonas de deformação (Figura 11a–f). Localmente, a matriz exhibe níveis de quartzo com geometrias alongadas que evidenciam o retrabalhamento dúctil em detrimento do fluxo de fluidos (Figura 11b).

Além disso, a presença de pirita está fortemente associada à alteração com sericita-carbonato, ocorrendo em cristais finos a médios e frequentemente concentrada em fraturas e bolsões, por vezes acompanhada por epidoto e clinozoisita (Figura 11c,f). Em certos trechos, a alteração exhibe estruturas reliquias do grão do protólito (Figura 11c).

Figura 11 – Fotomicrografia e intervalos da zona de alteração com Ser+Cb no Alvo Carrapicho Norte. (a,b) Lâmina 001-CAN-01 com matriz composta por quartzo, carbonato e sericita. (a) Sericita preenche descontinuidades e altera parcialmente o quartzo. (b). *Ribbons* quartzo imersos em matriz sericito-carbonática. (c) Lâmina 001-CAN-05 com matriz composta por quartzo, carbonato e sericita. Ocorre a substituição de pseudogrãos pela associação epidoto, clinozoisita, pirita e, em menor expressividade, calcopirita. (d,e,f) Lâmina 001-CAN-18: Matriz composta por quartzo, carbonato, sericita e clorita. Ocorrem níveis de quartzo, microclina e albita além de veios de carbonato e sericita fraturados em associação com pirita.



4.1.2.3. Alteração com clorita-epidoto-clinozoisita-carbonato

Essa alteração hidrotermal consiste essencialmente em clorita, epidoto, clinozoisita, carbonato e sulfetos, principalmente pirita (Figura 12a). A intensidade dessa alteração varia,

sendo que, em alguns intervalos do testemunho de sondagem, ocorreu predominantemente com clorita e carbonato, sem a formação expressiva de epidoto e sulfetos.

As porções afetadas apresentam coloração amarronzada a acinzentada, com texturas equigranulares a inequigranulares e evidências de intercalação de níveis. A textura predominante é granolepidoblástica, com arranjo preferencial dos minerais hidrotermais, especialmente a clorita e o carbonato. Localmente, a textura nematoblástica pode ser observada devido à substituição de anfibólios por clorita.

Os minerais pré-existentes que foram intensamente substituídos pela alteração com clorita-epidoto-clinozoisita-carbonato incluem hornblenda, hastingsita, quartzo e carbonato. Localmente, observa-se a substituição parcial de pirita, pirrotita e calcopirita. No granitoide, a clorita ocorre na matriz (Figura 12c,f,g,j), preenchendo interstícios entre minerais e se associando a níveis carbonáticos e anfibólicos pontuais (Figura 12b,d,g,k,m). No metabasalto, observa-se sua intercalação em níveis distintos, com desenvolvimento pervasivo. Sua morfologia varia de anédrica, quando substitui minerais na matriz, a subédrica quando presente em veios. A clorita também ocorre alterando hastingsita, hornblenda, carbonato e sericita, frequentemente associada a grãos de epidoto, clinozoisita e sulfetos (Figura 12a–m).

O epidoto e o clinozoisita ocorrem disseminados na matriz e em bandas, frequentemente acompanhando pirita. Nos intervalos onde essa alteração foi mais expressiva, a clorita ocorre associada ao epidoto, à clinozoisita e à pirita, em uma matriz composta por carbonato, sericita e quartzo (Figura 12a,b). A matriz mineralógica das rochas analisadas revela intercalações entre níveis de quartzo e níveis carbonático-sericíticos, onde a pirita, clinozoisita e epidoto ocorrem preferencialmente em porções mais alteradas pela clorita (Figura 12h–k). No metabasalto, esse tipo de alteração manifesta-se de forma intensa em veios anastomosados preenchidos por epidoto, clorita, pirita e quartzo, com alteração adjacente de clorita (Figura 12n–o).

Figura 12 – Fotomicrografia e intervalos da zona de alteração com Chl + Ep + Czo + Cb no Alvo Carrapicho Norte. (a) Lâmina 001-CAN-01: Matriz composta por carbonato, sericita e epidoto, em grãos microcristalinos a médios, disseminados. Clorita ocorre de forma pervasiva, alterando sericita, epidoto e clinozoisita, e associa-se com pirita. (b,c) Lâmina 001-CAN-18: Clorita, epidoto e pirita ocorrem em associação. Clorita ocorre alterando pervasivamente a matriz sericito-carbonática. (d,e) Lâmina 001-CAN-04: Matriz composta por carbonato e sericita, alterada parcialmente por clorita. Clorita ocorre disseminada na matriz e em níveis, associada a epidoto, clinozoisita e pirita. (f,g) Lâmina 001-CAN-05: Matriz composta por quartzo, carbonato, sericita e, parcialmente, por clorita. Clorita encontra concentrada em agregados ou níveis de pseudogrãos anfibólicos finos a médios, em associação com clinozoisita, epidoto e pirita. (h–k) Lâmina 001-CAN-13: Matriz composta por intercalações entre níveis de quartzo, grãos microcristalinos a finos, e níveis de carbonato, sericita e clorita. Pirita, clinozoisita e epidoto ocorrem associados, preferencialmente em níveis alterados por clorita. (l,m) Lâmina 001-CAN-17: Matriz composta por quartzo, em grãos microcristalinos a médios, e clorita ocorre como processo

de alteração de minerais máficos primários, como hornblenda, hastingsita e, possivelmente, actinolita. Pirita, epidoto e clinozoisita ocorrem associados, preferencialmente em níveis alterados por clorita. (n,o) Metabasalto com veios anastomosados preenchidos por epidoto, clorita, pirita e quartzo, com alteração adjacente de clorita.



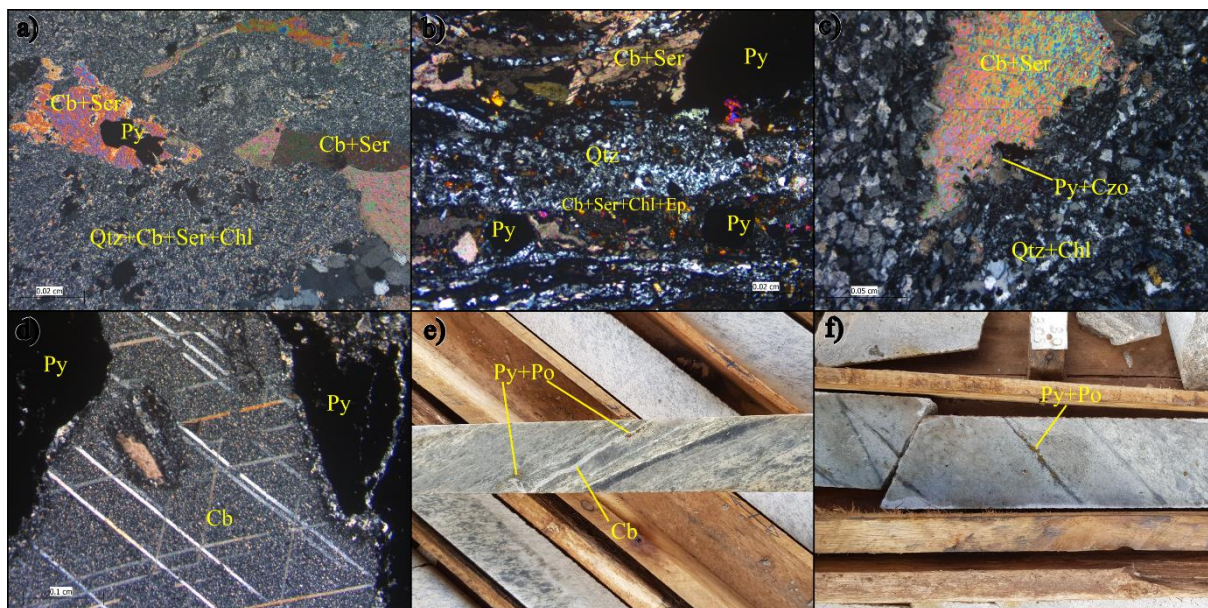
4.1.2.4. Carbonatação e Silicificação

A carbonatação e a silicificação ocorrem de forma distribuída ao longo das litologias, estando associadas tanto a zonas mais intensamente cisalhadas (Figura 13e,f) quanto aos veios discordantes à estrutura principal. A silicificação pode se manifestar por diferentes formas de recristalização do quartzo, variando desde níveis microcristalinos até agregados de cristais médios, presentes tanto na matriz quanto em veios (Figura 13b–c). Em alguns intervalos, observa-se a sobreposição de zonas de alteração hidrotermal distintas.

A carbonatação ocorre de forma disseminada e pode ser reconhecida pela presença de veios discordantes de carbonato e quartzo em diferentes escalas estruturais (Figura 13e–f). Fraturas, bolsões e interstícios na matriz podem estar preenchidos por carbonatos, frequentemente associados a sericita e pirita (Figura 13a). Em algumas porções, verifica-se a intercalação entre níveis ricos em quartzo e níveis carbonáticos contendo carbonato, sericita e clorita, com ocorrência de sulfetos como pirita e pirrotita, além de clinozoisita e epidoto (Figura 13b).

A principal textura associada à carbonatação é o crescimento intersticial de carbonatos entre minerais preexistentes (Figura 13a,b) em fraturas e bolsões. Em algumas zonas, especialmente onde a mineralização sulfetada é mais intensa, bolsões de carbonato ocorrem entre cristais finos (Figura 13c) a grossos de pirita, com contatos poligonais bem definidos e grãos com bordas de reação ao longo dos limites minerais (Figura 13d). O quartzo pode exibir bordas serrilhadas, subgrãos a novos grãos decussados microcristalinos a médios e, em algumas litologias, pode definir parcialmente a foliação da rocha (Figura 13c). Veios de carbonato e quartzo são observados em diferentes litologias, ocorrendo tanto em associação aos planos de cisalhamento quanto em contextos discordantes.

Figura 13 – Fotomicrografia e intervalos da zona de alteração com carbonatação e silicificação no Alvo Carrapicho Norte. (a) Lâmina 001-CAN-18: Matriz composta por quartzo, carbonato, sericita e clorita, em grãos microcristalinos a finos. Carbonato e sericita associam-se com pirita e essa paragênese preenche veios fraturados. (b) Lâmina 001-CAN-13: Matriz composta por intercalações entre níveis de quartzo, em grãos microcristalinos a finos, e níveis de carbonato, sericita e clorita, em grãos microcristalinos a médios. Pirita, clinozoisita e epidoto ocorrem associados, preferencialmente em níveis carbonáticos. (c) Lâmina 001-CAN-17: Matriz composta por quartzo e clorita, em grãos microcristalinos a médios. Carbonato e sericita ocorrem em bolsões e preenchendo interstícios da matriz, em grãos microcristalinos a finos. (d) Lâmina 001-CAN-17: Bolsão de carbonato entre grãos grossos de pirita. Grãos apresentam bordas de reação ao longo dos limites minerais. (e,f) Zonas de carbonatação e silicificação, com o nível de carbonato em coloração mais clara, apresentando níveis de pirita e pirrotita disseminados.



4.1.3. Mineralização

A mineralização é caracterizada por uma paragênese de sulfetos dominada por pirita, pirrotita e, em menor proporção, calcopirita. Esses minerais ocorrem principalmente disseminados ao longo da foliação, preenchendo veios e bolsões, com tendência de mineralizações mais intensas em regiões de forte alteração hidrotermal (Figura 14a–i). O ouro ocorre associado à arsenopirita, que foi identificada somente por análises de EPMA.

A distribuição granulométrica dos sulfetos varia conforme a litologia. No granitoide e no xenólito metabasáltico, os minerais são finos a médios, enquanto no metabasalto a variação é mais ampla, indo de cristais muito finos a grossos. Em profundidades maiores, a presença de dobras parasíticas é notável, sem concentração significativa de sulfetos nas charneiras (Figura 14i), mas com forte controle ao longo da foliação (Figura 14h).

Figura 14 – Fotomicrografia e intervalos de mineralização no Alvo Carrapicho Norte. (a,d) Veios de pirrotita e calcopirita, em granulação fina, em região de intensa silicificação e carbonatação. (b,f) Pirrotita associada a zonas de carbonatação, cloritização e silicificação. (c) Bolsão de pirita em associação com albita. (e) Zona de intercalação gradual entre granitoide e xenólito Metabasáltico, com nível sulfetado de pirita e pirrotita. Cloritização intensa. (g) Pirita e pirrotita associadas a veio de epidoto,

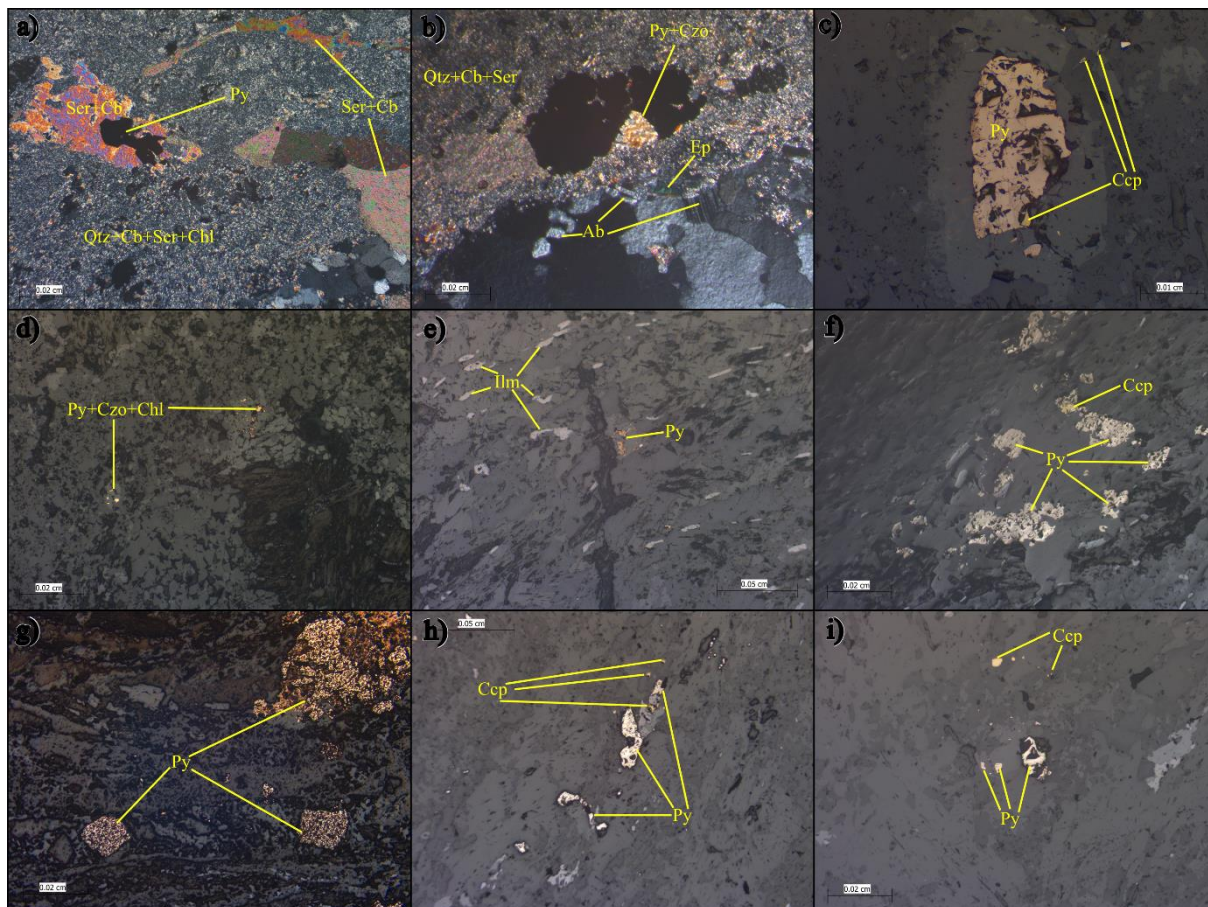
com suas bordas albitizadas. (h) Pirita disseminada pelo plano de foliação. (i) Pirita associada à veios anastomosados de epidoto, albíta e clorita. Ausência de concentração de sulfetos nas charneiras.



Os sulfetos ocorrem em textura decussada, granoblástica e nematoblástica. A pirita é o sulfeto predominante, apresentando-se em formas anédricas a subédricas, disseminada na matriz ou associada a quartzo, epidoto, clinozoisita, sericita, clorita e albíta. A calcopirita ocorre intersticial à pirita e a esses minerais, por vezes com bordas corroídas (Figura 15c,f,h,i).

Figura 15 – (a,b) Lâmina 001-CAN-18: Matriz quartzo-carbonática recristalizada, com porções cloritizadas. (a) Pirita subédrica em veio sericito-carbonático brechado. (b) Pirita associada a clinozoisita, epidoto, albíta, carbonato e sericita. (c) Lâmina 001-CAN-04: Pirita subédrica em grão médio, com pequenos grãos de calcopirita associados. Epidoto ocorre em textura coronítica, com albíta adjacente. (d) Lâmina 001-CAN-05: Matriz carbonático-clorítica, em granulação fina a média. Clinozoisita em textura poiquiloblástica, com inclusões internas de pirita. (e,f) Lâmina 001-CAN-08: Matriz quartzo-anfibolítico-clorítica. (e) Pirita ocorre associada a veio de carbonato, enquanto ilmenita ocorre disseminada na foliação anfibolítica. (f) Pirita ocorre fortemente associada a epidoto, enquanto calcopirita ocorre em menor granulação no contato entre epidoto e hastingsita cloritizada. (g) Lâmina 001-CAN-13: Pirita ocorre muito oxidada em granulação grossa, subédrica e disseminada

preferencialmente em níveis carbonáticos. (h,i) Lâmina 001-CAN-14: Matriz anfibolítico-clorítica. Pirita e calcopirita associadas a epidoto.



Os sulfetos associados às zonas mais ricas em ouro ocorrem em matriz quartzo-carbonática recrystalizada, com porções cloritizadas e sericitizadas. Observa-se pirita subédrica a anédrica em veios sericito-carbonáticos (Figura 15g), por vezes, fraturados (Figura 15a) e associada a clinozoisita, epidoto, albita, carbonato e sericita (Figura 15b). Além disso, pirrotita, pirita e calcopirita ocorrem finamente disseminados em associação com quartzo, feldspato, sericita, epidoto, carbonato, albita e actinolita, em granulação fina a média. Essas mineralizações acompanham foliação milonítica pouco espaçada, definida por quartzo em intercalação de zonas silicificadas e sericitizadas, com albita e *ribbon* de quartzo, ocorrendo em fraca orientação preferencial e envoltos por sericita e quartzo. Fraturas preenchidas por veios de quartzo e carbonato finos são subconcordantes a discordantes (Figura 15a).

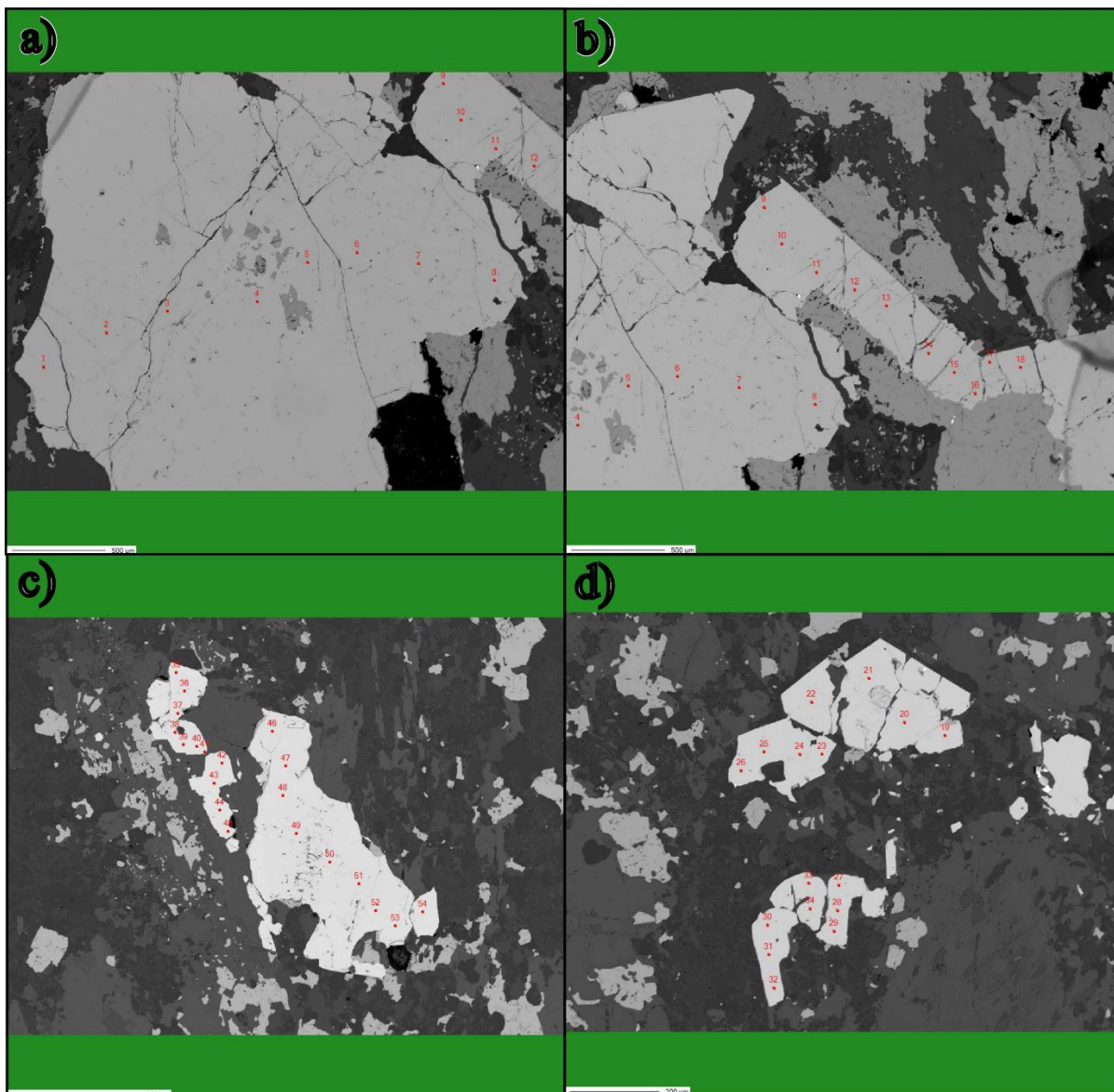
Os sulfetos, em especial a pirita e a calcopirita, estão associados ao epidoto e clinozoisita (Figura 15c,f,h,i), com microfraturas e zonas brechadas. Essas mineralizações ocorrem associadas à todas as alterações hidrotermais identificadas, mas possivelmente em diferentes gerações de formação. Na alteração hidrotermal sericita-carbonato, a pirita se associa à sericita

e carbonato, tanto disseminada na foliação (Figura 15b) quanto em veios brechados (Figura 15a). Na alteração com albita-epidoto-clinozoisita-(hastingsita, titanita, sulfetos), a pirita e a calcopirita ocorrem associadas ao epidoto, clinozoisita, hastingsita e albita, como inclusões minerais nos minerais da matriz ou em veios (Figura 15d). Já na alteração hidrotermal de clorita-epidoto-clinozoisita-carbonato, os sulfetos ocorrem com todos os minerais dessa alteração (Figura 15a,f). A ilmenita também está presente, principalmente no que se acredita ser um xenólito metabasáltico, ocorrendo em granulação fina, disseminada e alinhada à foliação em associação com anfibólio (Figura 15e).

4.2. QUÍMICA MINERAL DE ARSENOPIRITA

Neste estudo, foi analisada a composição química da arsenopirita presente na lâmina VC058-CAN-02 (Maurer *et al.*, 2022). Foram marcados 54 pontos na estrutura cristalina do mineral para determinação da porcentagem de átomos de arsênio (% át. As) incorporados à sua rede cristalina (Figura 16). Os resultados obtidos estão apresentados no Anexo 1.

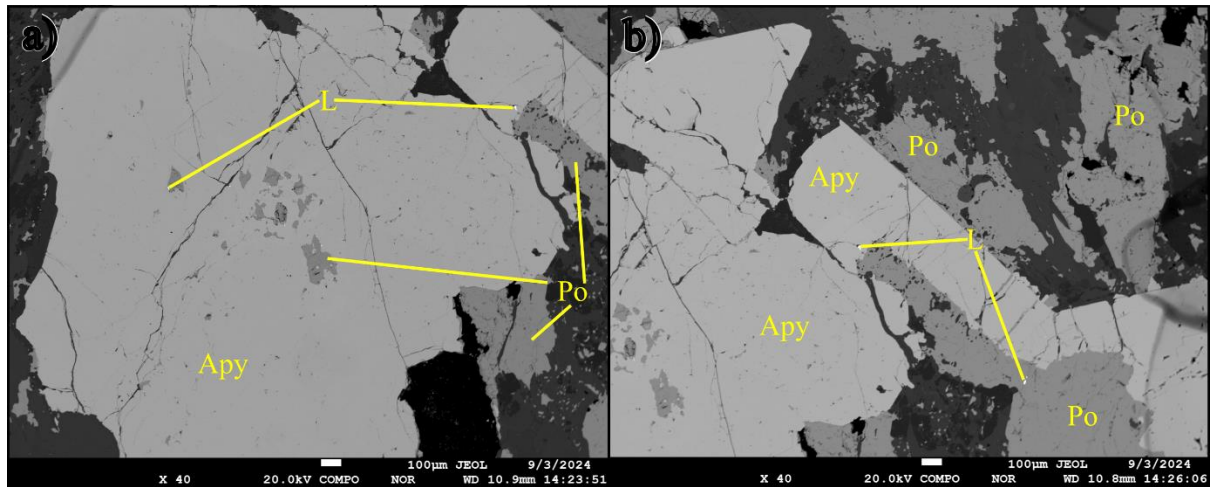
Figura 16 – (a,b,c,d) Pontos analisados por microsonda de cristais de arsenopirita associada a mineralização do Alvo Carrapicho Norte.



4.2.1. Geotermômetro em arsenopirita

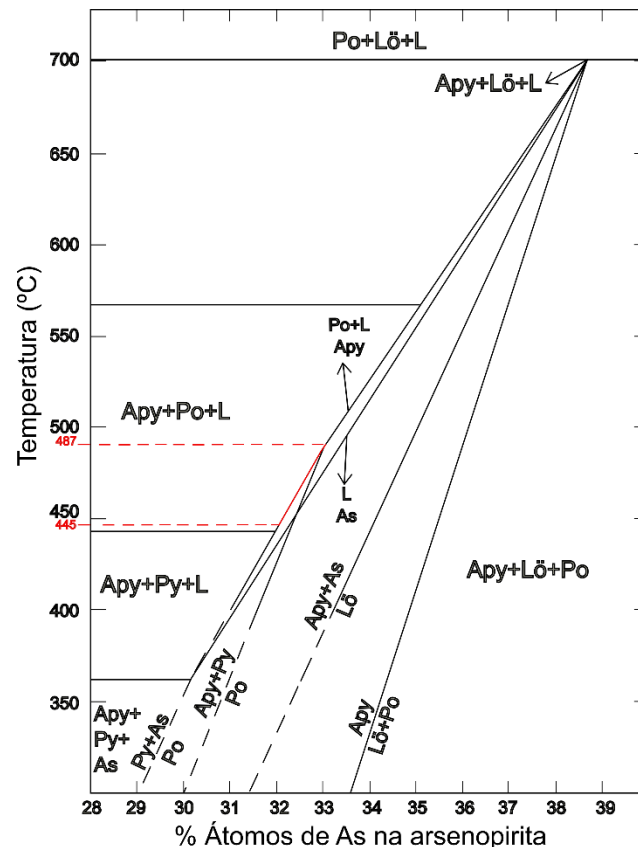
A arsenopirita é sensível a variações de temperatura, permitindo a sua utilização como geotermômetro (Kretschmar & Scott 1976; Sharp, 1985). Para estimar a temperatura de formação da arsenopirita é necessário determinar a paragênese mineral associada a esse mineral. A identificação dos minerais em equilíbrio com a arsenopirita permitirá a aplicação do diagrama de Kretschmar & Scott (1976), possibilitando a obtenção de uma faixa de temperatura mais precisa.

Figura 17 – (a,b) Lâmina VC058-CAN-02 (Maurer *et al.*, 2022): Arsenopirita (Apy) em associação com pirrotita (Po) e líquido sulfurado (L) preenchendo interstícios, preferencialmente em contatos entre Apy e Po.



A arsenopirita (Figura 17a,b), ocorre em equilíbrio com pirrotita e um líquido sulfetado (ou “melt”; L). Os valores de arsênio medidos na arsenopirita variam entre aproximadamente 32 e 33% em átomos, correspondendo a um intervalo de temperatura de formação entre 445 e 487°C (Figura 18).

Figura 18 – Geotermômetro da arsenopirita (modificado de Kretschmar & Scott 1976; Sharp, 1985; Sampaio, 2019). Reta em vermelho refere-se ao intervalo de temperaturas de formação de arsenopirita obtidas a partir do método de análise de Kretschmar & Scott (1976).



5. DISCUSSÕES

5.1. ROCHAS HOSPEDEIRAS E CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

A definição das rochas hospedeiras no Alvo Carrapicho Norte é essencial para o entendimento da gênese aurífera. O depósito Papagaios encontra-se em uma sequência metavulcânica associada ao Greenstone Belt Pitangui, onde metabasaltos e granitoides milonitizados representam as principais litologias mineralizadas. A correlação estratigráfica sugere que esse sistema pode estar associado ao Grupo Pitangui, particularmente às formações Rio Pará e Rio São João, dado que os metabasaltos e encaixantes metavulcânicos exibem características compatíveis com essa sequência arqueana (Marinho *et al.*, 2023). Esses litotipos exibem graus variáveis de deformação e alteração hidrotermal, refletindo um ambiente tectonicamente dinâmico, no qual a circulação de fluidos desempenhou um papel importante na redistribuição de elementos metálicos e na mineralização aurífera.

O metabasalto no Alvo Carrapicho Norte preserva uma composição majoritariamente homogênea, apesar de evidências de cisalhamento e alteração hidrotermal. A foliação milonítica apresenta textura variando entre granonematoblástica e nematoblástica com paragênese dominada por hornblenda e hastingsita sugerem um metamorfismo regional inicial (Spear & Peacock, 1993) que foi posteriormente alterado hidrotermalmente. Essas características indicam que a rocha passou por recristalização metamórfica mantendo, contudo, vestígios reliquiais de grãos anfibolíticos em algumas seções. Essa associação mineralógica e textural sugere que, apesar da foliação bem desenvolvida e do grau metamórfico moderado, ainda há características compatíveis com um metabasalto, sem que seja necessário reclassificá-lo como anfibolito. Com base na paragênese descrita, o grau metamórfico da rocha corresponde a um grau intermediário a alto, associado a temperaturas acima de 450°C (Yardley, 1989). A presença de hornblenda e hastingsita indica que a rocha pertence à fácies anfibolito (Bucher & Grapes, 2011), típica de um ambiente de metamorfismo regional progressivo (Miyashiro, 1994).

O granitoide hospedeiro apresenta forte milonitização, com as zonas mais alteradas exibindo feições de fluxo de fluidos entre agregados granulares alongados, que podem indicar que sua deformação ocorreu em condições dúcteis. Sua composição quartzo-feldspática, aliada a feições estruturais como *augen*, sugere um período de retrabalhamento estrutural significativo. A relação entre o granitoide e a sequência metavulcânica indica que ele é mais jovem, sendo intrusivo à sequência do Grupo Pitangui. A partir de correlações regionais, esse

granitoide pode ser interpretado como pertencente à última granitogênese Neoarqueana, relacionada ao evento Mamona, marcando um estágio de intrusão mais recente em relação ao vulcanismo original da sequência metavulcânica (Noce *et al.*, 1998; Lana *et al.*, 2013; Martins *et al.*, 2022; Lobato *et al.*, 2001; Tassinari *et al.*, 2015; Farina *et al.*, 2015, 2016; Soares *et al.*, 2018; Maurer *et al.*, 2021, 2022; Fabrício-Silva *et al.*, 2019, 2021).

A milonitização do granitoide indica que sua intrusão ocorreu antes do pico deformacional regional (Vauchez & Egídio-Silva, 1992). A deformação subsequente ao evento de intrusão sugere que essa rocha foi incorporada ao regime tectônico ativo após sua cristalização, evidenciando um ambiente de deformação progressiva associado aos eventos tectônicos regionais. Isso reforça a ideia de que zonas de cisalhamento responsáveis pela foliação milonítica foram o principal conduto para fluidos mineralizantes, promovendo redistribuição de elementos metálicos e controle na mineralização aurífera (Noce *et al.*, 1998; Martins *et al.*, 2022; Maurer *et al.*, 2021, 2022; Fabrício-Silva *et al.*, 2019, 2021). Além disso, os níveis mais intensos de milonitização e alteração coincidem com zonas de maior sulfetação, indicando que o cisalhamento desempenhou um papel essencial na circulação de fluidos mineralizantes.

5.2. ZONAS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

O Alvo Carrapicho Norte apresenta uma evolução hidrotermal complexa, marcada pela sobreposição de múltiplos estágios de alteração, controlados por variações na composição dos fluidos, condições físico-químicas e interação com estruturas deformacionais. Ocorrem as alterações: **(1) sódico-cálcica**; **(2) filica**, **(3) propilítica**, e **(4) carbonatação/silicificação**, com a ocorrência de sobreposições entre elas devido a pulsos hidrotermais recorrentes.

A alteração sódico-cálcica representa o estágio inicial de alta temperatura (>400°C; Harlov & Austrheim, 2013). Sua assinatura mineralógica (albita + epidoto + clinozoisita ± hastingsita) indica interação com fluidos magmáticos ricos em Na-Ca ou hipersalinos, que podem ser responsáveis pela recristalização de minerais hidrotermais e mobilização de metais (e.g., Cu, Fe).

No metabasalto, veios subconcordantes de epidoto-albita e a presença de sulfetos (pirita, calcopirita) sugerem a circulação de fluidos em condições termodinâmicas elevadas (Spear & Peacock, 1993). No granitoide, a albitização e estruturas *ribbon* indicam deformação dúctil a aproximadamente 450-550°C (Passchier & Trouw, 2005).

A variação textural observada entre os litotipos afetados pela alteração sódico-cálcica, desde texturas equigranulares e lepidoblásticas no metabasalto até agregados decussados de quartzo e feldspatos no granitoide, reforça a hipótese de que essa alteração desempenhou um papel essencial na evolução hidrotermal do sistema, influenciando diretamente na modificação da porosidade e na reatividade das rochas. A existência de veios de quartzo e carbonato predominantemente discordantes às porções alteradas, a relação paragenética entre minerais sódicos (e.g. albita, hastingsita) com minerais cálcicos (e.g. epidoto, clinozoisita) e minerais e metais associados (e.g. pirita, pirrotita, calcopirita, titanita) e suas texturas são indicativos. Assim, a intensa percolação de fluidos hidrotermais e a consequente mobilização de metais atestam a importância da alteração sódico-cálcica como um evento precursor da mineralização subsequente.

Sobreposta a essa fase, a alteração fílica desenvolve-se em condições de menor temperatura ($<300^{\circ}\text{C}$), sendo caracterizada por sericita + quartzo-carbonato (Guilbert & Park, 1986). Sua ocorrência ao longo de foliações e fraturas indica controle estrutural na percolação de fluidos, com a sericita substituindo feldspatos e preenchendo descontinuidades. A associação com pirita disseminada sugere variações nas condições redox, enquanto veios discordantes de carbonato-sericita cortando zonas prévias de alteração sódico-cálcica evidenciam múltiplos pulsos hidrotermais.

O resfriamento progressivo do sistema favoreceu a alteração propilítica, marcada por clorita + epidoto + clinozoisita + carbonato, típica de temperaturas entre $200\text{--}350^{\circ}\text{C}$ (Pirajno, 2009). Esse estágio reflete a transição para condições mais neutras e oxidantes, com fluidos ricos em Mg-Fe-Ca. Em algumas regiões, observa-se que a clorita em associação pervasiva com sericita e carbonato (Figura 11e, Figura 12c,f), sugerindo um retrabalhamento de fases introduzidas previamente pela alteração fílica. Ocorrem superposições de alteração propilítica em paragêneses de alteração fílica, indicando complexidade na evolução do sistema hidrotermal. Esse cenário pode estar relacionado à hipótese de pulsos de fluidos hidrotermais, conforme discutido na alteração fílica, onde oscilações térmicas e reativações estruturais favoreceram a redistribuição mineralógica em diferentes momentos.

A ocorrência de veios de carbonato discordantes cortando zonas de alteração prévias também podem estar relacionados um estágio hidrotermal posterior, possivelmente associados à alteração propilítica ou de carbonatação. A sobreposição dessa alteração sobre feições preexistentes reforça a ideia de um sistema hidrotermal prolongado, com intercalações de eventos distintos de percolação de fluidos e redistribuição mineralógica ao longo do tempo.

Os processos de carbonatação e silicificação refletem a interação entre deformação e circulação de fluidos ao longo dos diferentes estágios da evolução hidrotermal do sistema (Menezes *et al.*, 2012). A sobreposição dessas alterações, evidenciada pela intercalação entre veios de quartzo e carbonato, indica que ambos os processos atuaram de forma intermitente, influenciados por variações na percolação dos fluidos e por eventos tectônicos.

A silicificação pode estar associada às temperaturas mais elevadas e à maior solubilidade da sílica, promovendo a recristalização do quartzo e a formação de níveis silicificados (Pirajno, 2009). A relação da silicificação com estruturas dúcteis, como quartzo *augen*, sugere que esse processo ocorreu em períodos de intensa deformação, quando a circulação de fluidos era facilitada por zonas de cisalhamento. Essa relação implica que a silicificação pode ter sido favorecida por gradientes térmicos e variações na pressão de fluidos, promovendo tanto a dissolução quanto a precipitação de quartzo (Yardley, 1989).

A persistência da silicificação nos estágios finais da evolução do sistema, evidenciada por veios de quartzo discordantes distribuídos em todas as litologias, sugere que esse processo ocorreu ao longo de um amplo intervalo de temperatura e em múltiplos pulsos hidrotermais (Pirajno, 2009). Esse padrão indica que a introdução de sílica em solução pode ter acompanhado a evolução estrutural e a reativação de zonas de cisalhamento, mantendo a circulação de fluidos mineralizantes mesmo em estágios avançados de resfriamento.

A carbonatação ocorre em diferentes estágios temporais visualizados, que podem refletir o resfriamento progressivo dos fluidos (Wilkinson, 2001). Sua presença em estruturas de deformação dúctil sugere que também pode ter ocorrido durante estágios anteriores, favorecendo a precipitação de carbonato sob condições de variação de CO₂ e pH nos fluidos. A relação da carbonatação com sulfetos, como pirita e pirrotita, sugere um controle químico na precipitação desses minerais, possivelmente associado a variações nas condições redox do sistema (Wilkinson, 2001).

A correlação entre silicificação e mineralização é evidenciada pela ocorrência de sulfetos disseminados em níveis quartzo-carbonáticos (Simmons *et al.*, 2005), indicando controle redox na deposição de metais. A carbonatação atua como tampão químico, regulando pH e fugacidade de oxigênio (Ridley, 2013), enquanto a silicificação fornece zonas de competência que localizam o fraturamento e precipitam sulfetos (Cox *et al.*, 2001).

A distribuição espacial das alterações e sua relação com estruturas deformacionais (e.g., veios discordantes cortando foliação) revelam que a evolução hidrotermal foi condicionada por:

(1) gradientes térmicos decrescentes (Cooke *et al.*, 2020), (2) mudanças na composição dos fluidos (magmáticos → hidrotermais), e (3) reativação tectônica (Sibson, 2001).

5.3. MINERALIZAÇÃO DE OURO

A mineralização se manifesta de forma complexa, envolvendo uma combinação de processos estruturais, hidrotermais e metamórficos que influenciaram a distribuição e a textura dos sulfetos. Os principais minerais sulfetados identificados são pirita, pirrotita e calcopirita, os quais ocorrem predominantemente disseminados ao longo da foliação, mas também preenchem veios e bolsões. A presença desses minerais em regiões com intensa alteração hidrotermal sugere que a circulação de fluidos mineralizantes desempenhou um papel essencial na sua mobilização e concentração (Goldfarb *et al.*, 2001).

A relação entre a mineralização e as alterações hidrotermais é evidente, com os sulfetos frequentemente associados às zonas de silicificação, carbonatação, cloritização e alteração sódico-cálcica. A coexistência desses processos indica que a mineralização ocorreu em estágios sucessivos, acompanhando a evolução do sistema hidrotermal. A variação do tamanho dos cristais dos sulfetos também é condicionada pela litologia hospedeira, sendo observada uma maior variabilidade no metabasalto, enquanto no granitoide os sulfetos tendem a apresentar granulação fina a média.

As observações microscópicas reforçam a interpretação de uma mineralização polifásica, evidenciada pelas diferentes texturas dos sulfetos, que incluem arranjos decussados, granoblásticos e nematoblásticos. Essas feições sugerem processos distintos de cristalização e recrystalização, controlados pela interação dos fluidos hidrotermais com as condições estruturais e litológicas locais (Richards, 2011). A ocorrência de pirita subédrica em veios sericito-carbonáticos brechados e sua associação com minerais como clinozoisita, epidoto e albita indicam um regime hidrotermal ativo, no qual a deposição dos sulfetos esteve intimamente ligada à alteração hidrotermal (Seedorff *et al.*, 2005).

A distribuição dos sulfetos também apresenta uma forte relação estrutural, sendo comum sua concentração ao longo da foliação e em veios anastomosados, mas sem indicação significativa de acúmulo nas charneiras das dobras parasíticas. Esse padrão sugere um regime de mineralização influenciado por cisalhamento, onde os fluidos mineralizantes foram canalizados preferencialmente ao longo das zonas de fraqueza estrutural (Goldfarb *et al.*, 2001). Ademais, a presença de bordas albitizadas em veios de epidoto contendo sulfetos reforça a ideia

de que houve interação química entre os fluidos mineralizantes e a litologia encaixante, promovendo a mobilização e redistribuição de elementos metálicos (Seedorff *et al.*, 2005).

A gênese da mineralização, portanto, parece estar ligada a um sistema hidrotermal estruturado, no qual a circulação de fluidos mineralizantes ocorreu em múltiplos eventos e sob condições variáveis de temperatura e pressão (Richards, 2011). A interação entre a mineralização sulfetada e as alterações hidrotermais sugere que a mineralização foi favorecida em zonas de maior alteração, onde as condições químicas dos fluidos permitiram a precipitação dos sulfetos (Robert *et al.*, 2007). A presença de alterações hidrotermais associadas aos regimes de cisalhamento sugere um modelo de ouro orogênico (Goldfarb *et al.*, 2001; Groves *et al.*, 1998), enquanto a ocorrência de minerais associados relacionados à alteração sódico-cálcica, como albita-epidoto e clinozoisita-hastingsita, pode indicar influência de sistemas *intrusion-related* (Richards, 2011; Seedorff *et al.*, 2005).

5.4. TEMPERATURA DE FORMAÇÃO DA MINERALIZAÇÃO

Os dados de química mineral em arsenopirita analisados neste estudo fornecem informações cruciais sobre as condições físico-químicas do sistema hidrotermal do Alvo Carrapicho Norte. A faixa de temperatura de formação da arsenopirita, estimada entre 445 e 487°C com base no geotermômetro de Kretschmar & Scott (1976), indica um ambiente hidrotermal associado a temperaturas medianas a altas, que impactaram a evolução do sistema mineralizado do Alvo Carrapicho Norte.

A paragênese associada à arsenopirita, composta por pirrotita e um líquido sulfetado preenchendo interstícios, sugere um ambiente geológico de temperatura moderada a alta, típico de sistemas hidrotermais profundos e que sofreu fusão parcial ao longo de sua evolução. A presença desse líquido sulfetado reforça a interação com fluidos ricos em enxofre, possivelmente relacionada à precipitação inicial de ouro, à sua fusão parcial e à mobilização subsequente devido a pulsos hidrotermais. Além disso, indícios de alteração sódico-cálcica sugerem aumento na permeabilidade das rochas hospedeiras, favorecendo a redistribuição dos metais, um processo associado a intrusões graníticas mineralizadas (Hart, 2007).

O mapa geoquímico de cobalto na arsenopirita indica a substituição parcial do ferro por cobalto na estrutura cristalina, com distribuição heterogênea. Essa variação sugere múltiplos eventos de circulação de fluidos hidrotermais, influenciando a redistribuição dos elementos metálicos ao longo do tempo (Fabrício-Silva, 2019). As zonas diferenciadas de cobalto podem refletir mudanças nas condições físico-químicas do sistema associadas à dissolução e

precipitação de minerais ricos em ferro e cobre de pirita sin-genética que já era pré-existente (Marshall *et al*, 2000; Large *et al.*, 2007; Maurer *et al.*, 2021).

Depósitos do tipo *intrusion-related* frequentemente apresentam enriquecimento em cobalto devido à liberação de fluidos metalíferos por intrusões graníticas (Hart, 2007), justificando sua presença na arsenopirita do Alvo Carrapicho Norte. Entretanto, a relação entre o enriquecimento em cobalto e a percolação de fluidos em um ambiente estruturalmente controlado também sugere características compatíveis com depósitos orogênicos (Ridley, 2013).

Os dados obtidos apontam para um sistema hidrotermal polifásico, caracterizado por eventos sucessivos de percolação de fluidos mineralizantes e interação com as rochas hospedeiras. A variação dos teores de cobalto e arsênio na arsenopirita reforça a influência de pulsos hidrotermais distintos, possivelmente associados a eventos tectônicos que favoreceram a redistribuição dos metais e a formação do depósito mineralizado.

A mineralização do Alvo Carrapicho Norte pode refletir a influência combinada de processos associados a depósitos *intrusion-related* e orogênicos, evidenciando a complexidade do modelo deposicional e sua relação com a evolução tectônica da região. O sistema hidrotermal pode ter sido controlado por intrusões graníticas, nas quais fluidos mineralizantes foram liberados diretamente por plútons e interagiram com estruturas crustais profundas (Hart, 2007). Apesar disso, não ocorre uma forte mineralização característica de depósitos IRGS (e.g. enriquecimento de Au, Bi, Ti; greinsenização; scheelita). Paralelamente, a circulação de fluidos através de zonas de cisalhamento pode ter contribuído para a concentração de ouro, um processo típico de depósitos orogênicos (Ridley, 2013). Embora esse modelo seja plausível e correlacionável, os dados ainda são limitados para serem sustentados com firmeza.

Além disso, a associação das paragêneses minerais e das condições de temperatura sugere que o sistema mineralizante se desenvolveu em um ambiente mesozonal, caracterizado por pressões e temperaturas moderadas, compatíveis com a paragênese observada. Esse cenário reforça a importância da interação entre eventos tectônicos e circulações hidrotermais na evolução do sistema mineralizado, ressaltando a necessidade de uma abordagem integrada para sua compreensão (Ridley, 2013; Hart, 2007).

6. CONCLUSÕES

A análise dos dados geológicos, petrográficos como também geoquímicos do Alvo Carrapicho Norte indica um sistema hidrotermal polifásico o qual está associado ao Grupo Pitangui, sobretudo às formações Rio Pará e Rio São João. Os metabasaltos e os metavulcânicos encaixantes estão entre as próprias rochas hospedeiras, que sofreram influência de intrusões graníticas adjacentes.

A mineralização pode ter sido associada por fluidos mineralizantes destas intrusões, que interagiram com estruturas crustais profundas e zonas de cisalhamento. Um ambiente mesozonal, com temperaturas moderadas até altas, é caracterizado totalmente pela mineralização, que pode refletir na influência combinada de processos associados até os depósitos orogênicos e *intrusion-related*. Os processos de alterações hidrotermais atípicos ocorrem muito amplamente, incluindo albitização, epidotização, clinozoisitização e hastingsitização, diferenciando completamente esse sistema como uma tendência de associações essencialmente sódico-cálcicas. A presença generalizada de sulfetos, principalmente pirita e calcopirita, sugere a mobilização de metais em condições de elevada reatividade fluido-rocha.

As semelhanças com os depósitos *intrusion-related gold systems* são mostradas por meio da natureza da alteração sódico-cálcica e também das anomalias geoquímicas, incluindo o cobalto, e pela associação com intrusões graníticas. Estrutural e hidrotermicamente, analogias com relação aos depósitos Morro Velho, Cuiabá e Turmalina (Lobato et al., 2001; Tassinari et al., 2015; Soares et al., 2018; Maurer et al., 2021, 2022) acabam por ocorrer ao se comparar o Alvo Carrapicho Norte perante outros depósitos nos Greenstone Belts Rio das Velhas e Pitangui. Esses depósitos compartilham da associação entre zonas de cisalhamento, intensa sulfetação e interação com intrusões graníticas. A mineralização aurífera é controlada por todos esses fatores. Tal sistema se diferencia, contudo, pela influência bem mais expressiva de alterações sódico-cálcicas, bem como sobreposição de diferentes alterações hidrotermais no alvo Carrapicho Norte, o aproximando de depósitos com uma maior influência magmática, além de que foi submetido a múltiplos episódios de pulsos hidrotermais.

Para algum refinamento adicional na modelagem genética da mineralização, a interação entre certos eventos tectônicos e circulações hidrotermais reforça a complexidade total do sistema, destacando a necessidade de estudos isotópicos, inclusões fluidas e geoquímica do granito.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIM, F. F. *et al.* Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: clues from the São Francisco craton region, Brazil. **Geology**, v. 29, n. 4, p. 319-322, 2001.
- ALKMIM, F. F.; MARSHAK, S. Transamazonian orogeny in the Southern São Francisco craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. **Precambrian Research**, v. 90, n. 1-2, p. 29-58, 1998.
- ALKMIM, F. F.; MARTINS-NETO, M. A. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 33, n. 1, p. 127-139, 2012.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Províncias estruturais brasileiras: uma introdução. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 17, n. 1/2, p. 1–29, 1981.
- ALMEIDA, L. G. *et al.* **Grupo Sabará no sinclinal Dom Bosco, Quadrilátero Ferrífero: uma revisão estratigráfica**. 2005.
- ALVES, J. V. *et al.* **Estudo das inclusões fluidas em veios de quartzo da mina de ouro de São Bento, Santa Bárbara, MG**. 1995.
- ANGELI, G. **Arcabouço estrutural e contribuição à estratigrafia do Grupo Maquiné, Quadrilátero Ferrífero–Minas Gerais: Idade e controle da mineralização aurífera**. 2015. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2015.
- ARAÚJO, J. C. S.; LOBATO, L. M. Depositional model for banded iron formation host to gold in the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Brazil, based on geochemistry and LA-ICP-MS magnetite analyses. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 94, p. 102205, 2019.
- BALTAZAR, O. F.; ZUCCHETTI, M. Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: A review of the setting of gold deposits. **Ore Geology Reviews**, v. 32, n. 3-4, p. 471-499, 2007.
- BALTAZAR, O. F.; LOBATO, L. M. Structural evolution of the Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: influence of proterozoic orogenies on its western Archean gold deposits. **Minerals**, v. 10, n. 11, p. 983, 2020.

- BARBOSA, J. S. F.; BARBOSA, R. G. The Paleoproterozoic eastern Bahia orogenic domain. In: São Francisco Craton, eastern Brazil: Tectonic genealogy of a miniature continent. **Cham: Springer International Publishing**, 2016. p. 57-69.
- BATEMAN, R.; HAGEMANN, S. G. Gold mineralization throughout Earth's evolution: influence of geological environments. **Economic Geology**, v. 99, p. 1711-1726, 2004.
- BRITO, D. C. *et al.* **Registro paleoproterozoico no sinclínório de Pitangui, noroeste do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil**. 2018.
- BUCHER, K.; GRAPES, R. **Petrogenesis of Metamorphic Rocks**. 8. ed. Berlin: Springer, 2011.
- CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A. Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 3, p. 283-294, 1997.
- CARNEIRO, M. A. **O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, MG): Litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano**. 1992. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1992.
- CARNEIRO, M. A. *et al.* Ensialic tectonic setting of the Archaean Rio das Velhas greenstone belt: Nd and Pb isotopic evidence from the Bonfim metamorphic complex, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 2, p. 189-200, 1998.
- COSTA, M. T.; BRANCO, J. J. R. Introdução. In: BRANCO, J. J. R. (ed.). Roteiro para excursão Belo Horizonte–Brasília. Belo Horizonte: SBG, **15º Congresso Brasileiro de Geologia**, 1961. p. 1–119.
- COSTA, M. T.; ROMANO, A. W. **Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais**. Belo Horizonte: IGA/SECT, 1976. 1 mapa, color, Escala 1:1.000.000.
- COX, S. F. *et al.* Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems. **Reviews in Economic Geology**, v. 14, p. 1-24, 2001.
- DARDENNE, M. A. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. Anais. Recife: **SBG, 1978**. v. 2, p. 597–610.

DARDENNE, M. A. Os grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON SÃO FRANCISCO, 1981, Salvador. Anais. **Salvador: SBG**, 1981. p. 140–157.

DE LOCZY, L.; LADEIRA, E. A. **Geologia estrutural e introdução à geotectônica**. São Paulo: Edgard Blucher Ltda., 1976.

DE MATOS, Caio Alencar et al. Gravity surveys and 3D integrated model with magnetic and geological data of the granite-greenstone terrane in Pitangui Synclinorium, NW of the Quadrilátero Ferrífero (MG, Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 116, p. 103828, 2022.

DORR, J. V. N. **Physiographic, stratigraphic, and structural development of the Quadrilatero Ferrifero, Minas Gerais, Brazil**. Washington, DC: US Government Printing Office, 1969.

DORR, J. V. N. **Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero**. 1957.

DUTRA, A. C. *et al.* Geochemistry and U-Pb zircon ages of granitoids from the Carmo do Rio Claro batolith, Southern Minas Gerais State, Brazil: implications for the evolution of the Brasília Orogen. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 95, p. 102-293, 2019.

ENDO, I. et al. **Nappe Curral**: Uma megaestrutura alóctone do Quadrilátero Ferrífero e controle da mineralização. X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos / IV International Symposium on Tectonics. Curitiba: [s.n.]. 2005, p. 279-282.

ENDO, I. et al. Estratigrafia e evolução estrutural do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. **In: CASTRO, P. D. T. A.; ENDO, I.; GANDINI, A. L. Quadrilátero Ferrífero: Avanços dos conhecimentos nos últimos 50 anos**. Belo Horizonte: 3i Editora, 2020., p. 480.

FABRÍCIO-SILVA, W. J. **Geoquímica de fluidos hidrotermais em depósitos auríferos do Greenstone Belt Rio das Velhas, MG**. 2018. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2018.

FABRÍCIO-SILVA, W. J. **Geoquímica de arsenopirita em depósitos auríferos orogênicos: implicações para a evolução hidrotermal**. 2019. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade de Brasília, Brasília, 2019.

- FABRÍCIO-SILVA, W. J. *et al.* Arsenopyrite geochemistry as a tracer of fluid evolution in orogenic gold systems: examples from the Quadrilátero Ferrífero, Brazil. **Chemical Geology**, v. 576, p. 120275, 2021.
- FARINA, F. *et al.* The Archean–Paleoproterozoic evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Brasil): current models and open questions. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 68, p. 4-21, 2016.
- FARINA, F.; ALBERT, C.; LANA, C. The Neoarchean transition between medium-and high-K granitoids: clues from the Southern São Francisco Craton (Brazil). **Precambrian Research**, v. 266, p. 375-394, 2015.
- FRIZZO, C.; TAKAI, V.; SCARPELLI, W. Auriferous mineralization at Pitangui, Minas Gerais. In: LADEIRA, E. A. (ed.). **Brazil Gold'91: the economics, geology, geochemistry and genesis of gold deposits**. Rotterdam: Balkema, 1991. p. 579-583.
- FUCK, R. A.; BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J. Rodinia descendants in South America. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 160, n. 3/4, p. 108–126, 2008.
- GODOY, M. L. S. **Evolução tectono-metamórfica da mineralização aurífera de Raposos (MG)**. 1994. Tese (Doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas.
- GOLDFARB, R. J.; GROVES, D. I.; GARDOLL, S. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. **Ore Geology Reviews**, v. 18, n. 1-2, p. 1-75, 2001.
- GOLDFARB, R. J. *et al.* **Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes**. 2005.
- GOLDFARB, R. J.; BRADLEY, D.; LEACH, D. L. **Secular variation in economic geology**. **Economic Geology**, v. 105, n. 3, p. 459-465, 2010.
- GOLDFARB, R. J.; GROVES, D. I. **Orogenic gold: common or evolving fluid and metal sources through time**. *Lithos*, v. 233, p. 2-26, 2015.
- GOLDFARB, R. J.; PITCAIRN, I. Orogenic gold: is a genetic association with magmatism realistic? **Mineralium Deposita**, v. 58, n. 1, p. 5-35, 2023.
- GROVES, D. I.; GOLDEN, G. J.; RIDLEY, J. R. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. **Ore Geology Reviews**, v. 13, p. 7-27, 1998.

GROVES, D. I. *et al.* A holistic model for the origin of orogenic gold deposits and its implications for exploration. **Mineralium Deposita**, v. 55, p. 275-292, 2020.

GROVES, D. I. *et al.* Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through Earth history: implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits. **Economic Geology**, v. 105, n. 3, p. 641-654, 2010.

GUILBERT, J. M.; PARK, C. F. **The geology of ore deposits**. New York: Waveland Press, 1986.

GUIMARÃES, D. Contribuição à geologia do Estado de Minas Gerais. Rio de Janeiro: Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, 1931. (Boletim, n. 35). p. 1-36.

HARLOV, D. E.; AUSTRHEIM, H. **Metasomatism and the chemical transformation of rock**. Berlin: Springer, 2013.

HART, C. J. R. Reduced intrusion-related gold systems. **Geological Association of Canada, Short Course Notes**, v. 13, p. 95-112, 2007.

HERZ, N. Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **U.S. Geological Survey Professional Paper**, v. 641-B, p. 1-58, 1970.

HOFFMAN, P. F.; SCHRAG, D. P. **The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change**. Terra Nova, Oxford, v. 14, n. 3, p. 129–155, 2002.

HUSTON, D. L. *et al.* A comparison of mineral deposits at the Gecko and White Devil deposits: implications for ore genesis in the Tennant Creek district, Northern Territory, Australia. **Economic Geology**, v. 90, n. 6, p. 1436-1464, 1995.

JORDT-EVANGELISTA, H.; MULLER, G. Petrology of the Amparo complex, Minas Gerais, Brazil: an example of Archaean granulite-facies metamorphism. **Precambrian Research**, v. 33, n. 1-3, p. 209-223, 1986.

KLEIN, C.; DUTROW, B. **Manual de Ciência dos Minerais**. 23. ed. Porto Alegre: Artmed Editora S.A., 2012. p. 706.

KRESSE, C. *et al.* Sulfur isotope and metal variations in sulfides in the BIF-hosted orogenic Cuiabá gold deposit, Brazil: implications for the hydrothermal fluid evolution. **Ore Geology Reviews**, v. 98, p. 1-27, 2018.

KRETSCHMAR, U.; SCOTT, S. D. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. **The Canadian Mineralogist**, v. 14, p. 364-386, 1976.

KUCHENBECKER, M.; BABINSKI, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; COSTA, R. D.; LOPES-SILVA, L.; PIMENTA, F. Proveniência e análise sedimentar da porção basal do Grupo Bambuí em Arcos (MG). *Geologia USP. Série Científica, São Paulo*, v. 13, n. 4, p. 49–61, 2013.

LANA, C. *et al.* The ancestry and magmatic evolution of Archaean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil. *Precambrian Research*, v. 231, p. 157–173, 2013

LARGE, R. R. *et al.* Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena gold province, Russia. *Economic Geology*, v. 102, p. 1233–1267, 2007.

LADEIRA, E. A. Primeiras lavas com almofadas (“*pillow*”) encontradas no Supergrupo Rio das Velhas, de idade arqueana, no Quadrilátero Ferrífero e no Distrito de Pitangui, Minas Gerais. *Ciências da Terra*, Belo Horizonte, v. 1, n. 1, p. 12-14, 1981.

LOBATO, L. M. *et al.* Brazil's premier gold province. Part I: The tectonic, magmatic, and structural setting of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero. *Mineralium Deposita*, v. 36, p. 228-248, 2001.

MACHADO, N.; CARNEIRO, M. A. U-Pb evidence of late Archean tectono-thermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Ottawa, v. 29, p. 2341-2346, 1992.

MACHADO, N. *et al.* U-Pb geochronology of the Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, Boulder, v. 104, p. 1221–1227, 1992.

MACHADO, N. *et al.* Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: Implications for Greenstone Belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 141, n. 1-4, p. 259-276, 1996.

MAGALHÃES, J. R. *et al.* Magmatismo granítico meso- a neoarqueano associado ao Greenstone Belt Rio das Velhas no sinclínório de Pitangui, Quadrilátero Ferrífero – MG. In: **SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE**, 16., 2019.

MARINHO, M. S. *et al.* **Mapa geológico e de recursos minerais integrado: área de relevante interesse mineral, ARIM, Quadrilátero Ferrífero, faixa Pará de Minas-Pitangui**, Escala 1:75.000. Belo Horizonte: CPRM, 2019.

MARINHO, M. S. *et al.* **Projeto ARIM — Áreas de Relevante Interesse Mineral — Noroeste do Quadrilátero Ferrífero: Mapa Geológico Integrado do Sinclinório Pitangui, 1 mapa colorido**. Belo Horizonte: CPRM, v. 1, 2018.

MARINHO, M. S. *et al.* **O Mapeamento Geológico 1:25.000 no Sinclinório de Pitangui, noroeste do Quadrilátero Ferrífero – Resultados Preliminares**. Simpósio de Geologia do Sudeste, 15., 2017, Diamantina-MG. Anais [...]. Diamantina: SBG, 2017.

MARINHO, M. *et al.* **Stratigraphy of the Pitangui Synclinorium, northwest of the Quadrilátero Ferrífero mineral province-Brazil: magmatism and sedimentation from Archean to Neoproterozoic**. 2023.

MARSHALL, B.; VOKES, F. M.; LAROCQUE, A. C. L. Regional metamorphic remobilization: upgrading and formation of ore deposits. **Reviews in Economic Geology**, v. 11, p. 19–38, 2000.

MARTINS, M.; LEMOS, V. B. Análise estratigráfica das sequências neoproterozóicas da Bacia do São Francisco. **Brazilian Journal of Geology**, v. 37, n. 4, p. 156-167, 2007.

MARTINS, B. *et al.* The Archean BIF-hosted Lamego gold deposit, Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero: Evidence for Cambrian structural modification of an Archean orogenic gold deposit. **Ore Geology Reviews**, v. 72, p. 963-988, 2016.

MARTINS, L. *et al.* Chemical-Abrasion U-Pb zircon geochronology reveals 150 Myr of partial melting events in the Archean crust of the São Francisco Craton. **Geoscience Frontiers**, v. 13, n. 5, p. 101289, 2022.

MAURER, V. C. *et al.* Trace elements in pyrite and pyrrhotite in the Pitangui Orogenic Au deposit, Pitangui greenstone belt, São Francisco Craton: Implications for the ore-forming fluids and metal sources. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 111, p. 103459, 2021.

MAURER, V. C. *et al.* **Composição química de sulfetos associados à mineralização de ouro orogênico no Greenstone Belt Pitangui: exemplos dos depósitos Pitangui e Papagaios**. 2022. Tese (Doutorado em Evolução Crustal e Recursos Naturais) – Universidade

Federal de Ouro Preto, Departamento de Geologia, Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Ouro Preto, 2022.

MEINERT, L. D. *et al.* World skarn deposits. **Economic Geology**, 100th Anniversary Volume, p. 299-336, 2005.

MICAPEL SLATE LTDA. Gold Project of the Micapel Mineração Capão das Pedras Ltda. Internal and restricted report presentation. 2018

MIYASHIRO, Akiho. **Metamorphic Petrology**. Boca Raton: CRC Press, 1994.

MENEZES, T. R.; VIEIRA, V. S.; XAVIER, R. P.; MONTEIRO, L. V. S. Evolução hidrotermal e paragéneses de veios de quartzo em zonas de cisalhamento do Cinturão Araguaia, TO. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 42, n. 2, p. 279-293, 2012.

MORALES, M. J. *et al.* Metal source and fluid–rock interaction in the Archean BIF-hosted Lamego gold mineralization: Microthermometric and LA-ICP-MS analyses of fluid inclusions in quartz veins, Rio das Velhas greenstone belt, Brazil. **Ore Geology Reviews**, v. 72, p. 510-531, 2016.

MOREIRA, H.; LANA, C.; NALINI JR, H. A. The detrital zircon record of an Archaean convergent basin in the Southern São Francisco Craton, Brazil. **Precambrian Research**, v. 275, p. 84-99, 2016.

NOCE, C. M. *et al.* Geoquímica dos gnaisses TTG e granitóides neoarqueanos do Complexo Belo Horizonte, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 1, p. 25-32, 1997.

NOCE, C. M.; MACHADO, N.; TEIXEIRA, W. U-Pb geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (Southern São Francisco Craton): age constraints for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 28, n. 1, p. 95–102, 1998.

NOCE, C. M. Geocronologia dos eventos tectônicos no Cráton do São Francisco: síntese e discussão. **Geonomos**, v. 8, n. 1, p. 13-18, 2000.

NOCE, C. M. *et al.* Age of felsic volcanism and the role of ancient continental crust in the evolution of the Neoarchean Rio das Velhas *Greenstone Belt* (Quadrilátero Ferrífero, Brazil): U–Pb zircon dating of volcanoclastic graywackes. **Precambrian Research**, v. 141, n. 1-2, p. 67-82, 2005.

PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. J. **Microtectonics**. 2. ed. Berlin: Springer, 2005.

PEREIRA, S. L. M. *et al.* Nature and origin of the BIF-hosted São Bento gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Brazil, with special emphasis on structural controls. **Ore Geology Reviews**, v. 32, n. 3-4, p. 571-595, 2007.

PHILLIPS, G. N.; POWELL, R. Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 28, n. 6, p. 689-718, 2010.

SAMPAIO, P. A. B. Litogeoquímica e petrografia das rochas encaixantes e da mineralização do depósito aurífero Pontal, Greenstone Belt Pitangui, Conceição do Pará (MG). 2019. xx, 105 f. **Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia)** – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, Rio de Janeiro, 2019.

PIRAJNO, F. **Hydrothermal processes and mineral systems**. Dordrecht: Springer, 2009.

POTTER, P. E.; MAYNARD, J. B.; DEPETRIS, P. J. **Mud and mudstones: introduction and overview**. Berlin: Springer, 2005. 297 p.

REIS, Humberto LS *et al.* Ediacaran forebulge grabens of the southern São Francisco basin, SE Brazil: Craton interior dynamics during West Gondwana assembly. **Precambrian Research**, v. 302, p. 150-170, 2017.

RICHARDS, Jeremy. Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins. **Ore Geology Reviews**, v. 40, p. 1-26, 2011.

RIDLEY, J. **Ore Deposit Geology**. Cambridge: Cambridge University Press, 2013.

ROBERT, F. *et al.* Models and exploration methods for major gold deposit types. In: MILSOM, J. (Ed.). **Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration**, p. 691-711, 2007.

ROBERT, F.; KELLEY, K. D.; POULSEN, K. H. Gold metallogeny of the North American Cordillera: A review. **Ore Geology Reviews**, v. 32, n. 1-2, p. 1-45, 2007.

ROCHA-CAMPOS, A. C.; NEVES, B. B. D. B.; BABINSKI, M.; SANTOS, P. R. D.; OLIVEIRA, S. M. D.; ROMANO, A. Moema laminites: a newly recognized Neoproterozoic glaciogenic unit, São Francisco Basin, Brazil. **Geological Society**, London, Memoirs, v. 36, n. 1, p. 535-540, 2011.

ROMANO, A. W. **Évolution tectonique de la région Nord-Ouest du Quadrilatère Ferrifère - Minas Gerais-Brésil**. 1989. 259 f. Tese (Doutorado em Geociências) - CRPGCNRS, Université de Nancy I, Vandoeuvre-lès-Nancy, França, 1989.

ROMANO, R.; LANA, C.; ALKMIM, F. F.; STEVENS, G.; ARMSTRONG, R. Stabilization of the Southern portion of the São Francisco Craton, SE Brazil, through a long-lived period of potassic magmatism. **Precambrian Research**, v. 224, p. 143-159, 2013.

ROMANO, A. W.; PAIVA, C. T. Evolução de eventos tectônicos, metamórficos e de alteração hidrotermal ao longo de uma zona de cisalhamento; exemplo do Lineamento Pitangui, parte meridional do Craton do São Francisco, MG. **SNET**, v. 6, p. 21-22, 1997.

ROMANO, A. W. O Supergrupo Rio das Velhas da faixa Mateus Leme-Pitangui-parte meridional do Cráton do São Francisco, MG – e seu sistema de alteração hidrotermal. **Geonomos**, 1993.

ROMANO, A. W.; CARMO, J. C. C. Litoestratigrafia e alteração hidrotermal das rochas do supergrupo Rio das Velhas no sinclínório de Pitangui-Pequi, Minas Gerais. **Revista Escola de Minas**, v. 45, n. 1, p. 115-117, 1992.

ROMANO, A. W.; SOARES, Antônio Carlos Pedrosa. **Geologia da folha Pará de Minas SE. 23-ZC-IV**. CPRM; UFMG, 2007.

ROSSI, D. Q.; ENDO, I. A structural model of the Fábrica Nova region, Santa Rita syncline, Quadrilátero Ferrífero: flanking folds as a folding mechanism. Rem: **Revista Escola de Minas**, v. 68, p. 153-162, 2015.

SAMPAIO, P. A. B. *et al.* The record of plume-arc interaction in the Southern São Francisco Craton–Insights from the Pitangui greenstone belt. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 116, p. 103857, 2022.

SCHORSCHER, H. D. **Evolução geotectônica e petrogenética do embasamento arqueano do Quadrilátero Ferrífero**. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 51, p. 766-768, 1979.

SCHORSCHER, H. D. *et al.* **Quadrilátero Ferrífero-Minas Gerais State: Rio das Velhas Greenstone Belt and Proterozoic rocks**. In: International Symposium on Archean and Early Proterozoic Geologic Evolution and Metallogensis. Excursions. Annex. 1982. p. 1-25.

- SEEDORFF, E. *et al.* Porphyry deposits: characteristics and origin of hypogene features. **Economic Geology**, 100th Anniversary Volume, p. 251-298, 2005.
- SEEDORFF, E.; DUCEA, M. N.; ECONOMOS, R. C.; JAMES, E. R. Porphyry deposits and lithospheric dynamics. **Economic Geology**, v. 100, n. 3, p. 251-298, 2005.
- SHARP, Z. D.; ESSENE, E. J.; KELLY, W. C. A re-examination of the arsenopyrite geothermometer: pressure considerations and applications to natural assemblages. **Journal of the Mineralogical Association of Canada**, v. 23, p. 517–534, 1985.
- SIBSON, R. H. Seismogenic framework for hydrothermal transport and ore deposition. **Reviews in Economic Geology**, v. 14, p. 25-50, 2001.
- SIMMONS, S. F. *et al.* Geologic, geochemical, and geophysical constraints on earthquake-induced flow of deep crustal fluids. **Geofluids**, v. 5, n. 4, p. 280-297, 2005.
- SOARES, M. B. *et al.* Geology of the Pitangui greenstone belt, Minas Gerais, Brazil: stratigraphy, geochronology and BIF geochemistry. **Precambrian Research**, v. 291, p. 17-41, 2017.
- SOARES, M. B. *et al.* Multistage mineralization at the hypozonal São Sebastião gold deposit, Pitangui greenstone belt, Minas Gerais, Brazil. **Ore Geology Reviews**, v. 102, p. 618-638, 2018.
- SOARES, M. B.; NETO, A. V. C.; FABRICIO-SILVA, W. The development of a Meso-to Neoproterozoic rifting-convergence-collision-collapse cycle over an ancient thickened protocontinent in the south São Francisco craton, Brazil. **Gondwana Research**, v. 77, p. 40-66, 2020.
- SOARES, M. B. *et al.* Sulfide recrystallization and gold remobilization during the 2.0 Ga stage of the Minas Orogeny: Implications for gold mineralization in the Quadrilátero Ferrífero area, Brazil. **Economic Geology**, v. 116, n. 6, p. 1455-1466, 2021.
- SOARES, M. *et al.* Gold refinement by the fractionation of Bi-enriched partial melts at the Quadrilátero Ferrífero, Brazil: implications on the formation of hypozonal deposits. **Mineralium Deposita**, v. 57, n. 5, p. 781-800, 2022.
- SPEAR, F. S.; PEACOCK, S. M. Metamorphic pressure-temperature-time paths. **American Geophysical Union**, 1989.

- TASSINARI, C. C. G. *et al.* Geochronology and thermochronology of gold mineralization in the Turmalina deposit, NE of the Quadrilátero Ferrífero region, Brazil. **Ore Geology Reviews**, v. 67, p. 368-381, 2015.
- TEIXEIRA, N. A.; KUYUMJIAN, R. M. **The Mateus Leme-Pitangui hidrothermal zone: do they represent a fossil hot spring system in the Rio das Velhas greenstone belt, Central Brazil?** In: Symposium Brazil Gold'91. 1991. p. 171-177.
- TEIXEIRA, W. *et al.* Pb-Pb zircon ages of the Bação Complex, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: evidence for Archean crustal evolution in the São Francisco craton. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 2, p. 95-102, 1998.
- TEIXEIRA, W. *et al.* The Paleoproterozoic Mineiro belt and the Quadrilátero Ferrífero tectonic evolution: a review. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 79, p. 281-299, 2017.
- TEIXEIRA, W. *et al.* A juvenile accretion episode (2.35–2.32 Ga) in the Mineiro belt and its role to the Minas accretionary orogeny: Zircon U–Pb–Hf and geochemical evidences. **Precambrian Research**, v. 256, p. 148-169, 2015.
- TEIXEIRA, W. *et al.* Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archaean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. **Precambrian Research**, v. 78, n. 1-3, p. 151-164, 1996.
- TUCKER, M. E.; JONES, S. J. **Sedimentary petrology**. John Wiley & Sons, 2023.
- TULLER, M. P. *et al.* **Projeto Sete Lagoas-Abaeté, Estado de Minas Gerais (CPRM) Orgs. Belo Horizonte: CPRM-BH**, v. 6, 2009.
- VAUCHEZ, A.; EGYDIO-SILVA, M. Termomecanismo da deformação em zonas de cisalhamento: implicações para a evolução tectônica do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 22, n. 3, p. 230-246, 1992.
- VERMA, S. K. *et al.* **Geochemistry of komatiites and basalts from the Rio das Velhas and Pitangui greenstone belts, São Francisco Craton, Brazil: Implications for the origin, evolution, and tectonic setting**. *Lithos*, v. 284, p. 560-577, 2017.
- VIAL, A.; LAGUNAS, C.; MONDRAGON, R. Structural control of mineralization in shear zones: case studies from South America. **Mineralium Deposita**, v. 42, p. 505-520, 2007.

VIAL, D. S. *et al.* The orogenic gold deposit at Passagem, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil: fluid inclusion and stable isotope evidence for fluid sources. **Mineralium Deposita**, v. 42, n. 2, p. 211-230, 2007.

VIEIRA, L. C.; TRINDADE, R. I.; NOGUEIRA, A. C.; ADER, M. Identification of a Sturtian cap carbonate in the Neoproterozoic Sete Lagoas carbonate platform, Bambuí Group, Brazil. *Comptes rendus. Géoscience*, v. 339, n. 3-4, p. 240-258, 2007.

VITORINO, A. L. A.; E SILVA, R. C. F.; LOBATO, L. M. Shear-zone-related gold mineralization in quartz-carbonate veins from metamafic rocks of the BIF-hosted world-class Cuiabá deposit, Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: Vein classification and structural control. **Ore Geology Reviews**, v. 127, p. 103789, 2020.

WHITNEY, D. L.; EVANS, B. W. Abbreviations for names of rock-forming minerals. **American Mineralogist**, v. 95, n. 1, p. 185-187, 2010.

WILKINSON, J. J. **Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits**. *Lithos*, v. 55, n. 1-4, p. 229-272, 2001.

XAVIER, R. P. *et al.* Fluid evolution and gold deposition at the Cuiabá mine, SE Brazil: fluid inclusions and stable isotope geochemistry of carbonates. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 2, p. 337-341, 2000.

YARDLEY, Bruce W. D. **An Introduction to Metamorphic Petrology**. London: Longman Scientific & Technical, 1989.

ZALÁN, P. V.; SILVA, Paulo César Romeiro. Bacia do São Francisco. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 561-571, 2007.

ANEXO

 VC058-CAN-02_Qua ntificação.xls	Anexo 1 – Tabela de resultados de química mineral em arsenopirita – VC058-CAN-02.
---	--