

Dissertação de Mestrado

Programa de Geociências e Meio Ambiente

**CONTEXTO METALOGENÉTICO DO GARIMPO FILONAR DE Au ± Cu DO
AGUINALDO, PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA (MT)**

Rômulo Bortolozzo

Orientador

Prof. Dr. Rafael Rodrigues de Assis

Rio Claro – SP

2021

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

RÔMULO BORTOLOZZO

**CONTEXTO METALOGENÉTICO DO GARIMPO
FILONAR DE Au ± Cu DO AGUINALDO, PROVÍNCIA
AURÍFERA DE ALTA FLORESTA (MT)**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Rafael Rodrigues de Assis

Rio Claro – SP

2021

B739c Bortolozzo, Rômulo
Contexto metalogenético do garimpo filonar de Au ± Cu do
Aguinaldo, Província Aurífera de Alta Floresta (MT) / Rômulo
Bortolozzo. -- Rio Claro, 2021
167 p. : il., tabs., fotos, mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista
(Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro
Orientador: Rafael Rodrigues de Assis

1. Metalogenia. 2. Minérios de ouro. 3. Geocronologia. I.
Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do
Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

RÔMULO BORTOLOZZO

**CONTEXTO METALOGENÉTICO DO GARIMPO
FILONAR DE Au ± Cu DO AGUINALDO, PROVÍNCIA
AURÍFERA DE ALTA FLORESTA (MT)**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Rafael Rodrigues de Assis (IGc-USP/São Paulo-SP)
Prof. Dr. Pedro Maciel de Paula Garcia (FAGEO-UFMT/Cuiabá-MT)
Prof. Dr. Maurício Rigoni Baldim (FAGEO-UFMT/Cuiabá-MT)

Conceito: Aprovado

Rio Claro/SP, 29 de outubro de 2021

*À minha família e amigos pelo apoio e
incentivo nesta nova jornada.*

AGRADECIMENTOS

O que deveria ser dois anos, se tornou quase três. Pandemia. Angústia. Temores. E graças ao bom Deus consegui chegar até aqui para finalizar a minha pesquisa. Agradeço primeiramente a ELE por nunca me faltar força, paciência e sabedoria nos momentos que mais precisei.

Nada disso seria possível sem o apoio e carinho da minha família, em especial, os meus pais Jairo e Ana, o meu irmão Leonardo e meus avós Sebastião e Idair. Obrigado por serem minha base e dividirem comigo minhas conquistas e angústias. Obrigado por tudo!

Agradeço ao meu orientador e amigo, Prof. Dr. Rafael Rodrigues de Assis, pelos ensinamentos, conselhos, confiança, paciência e atenção ao longo desses anos. Principalmente as risadas! Você foi o maior responsável por fazer eu me apaixonar pela Geologia Econômica. Parte do meu sucesso profissional é devido a você e eu serei eternamente grato por isso.

Aos amigos do coração de Santa Bárbara d'Oeste, que mesmo estando longe, levo-os comigo para sempre: Antônio Vale Lussari, Matheus Tunussi, Matheus Cardoso e Renan Parazzi. Ao meu querido professor de Matemática, Everton de Toledo Hanser. Obrigado por estarem comigo em todos os momentos. Vocês são fod*!

As amizades cultivadas na universidade que ainda as levo comigo, em especial, Caio Seebregts, Felipe Correr Junqueira, Laís Jacconi, Luiza Figueiredo Sardinha e Rafaela Bressan. Eu sei que é pra sempre!

A Luísa Coura por ser sinônimo de felicidade! Agradeço a cumplicidade, conversas, risadas e momentos. Vou levar sua amizade pra vida toda!

Aos colegas do grupo de pesquisa GEOLIT pelas trocas de experiências, conversas construtivas e apoio, em especial, Andres Perez, Andrey Meyer, Danilo Pineschi, Suelen Portughesi e Prof. Dr. Vinicius Louro. Infinitos obrigados, Danilo, pelo auxílio na preparação dos concentrados de zircão, e Suelen, pelo apoio moral nas análises durante a noite/madrugada.

Aos funcionários da Jaguar Mining, unidade de Caeté, Minas Gerais. Obrigado pelos ensinamentos e experiências compartilhados. Agradecimentos especiais a Armando José Massucatto pela oportunidade e por ter acreditado em mim, e Vanessa Resende de Andrade, pela amizade, conversas e risadas (você faz uma falta danada!).

Agradeço também a Companhia Matogrossense de Mineração (METAMAT) e a Cooperativa dos Garimpeiros do Vale do Rio Peixoto (COOGAVEPE) pelo suporte prestado durante a etapa de campo, em especial, "Irmão" e Aguinaldo pela recepção e histórias.

Aos professores e funcionários do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP por todo apoio e oportunidades oferecidas. Sou imensamente grato por tudo!

A todos que sempre acreditaram em mim, meu muito obrigado.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

*“And you can dream,
so dream out loud [...]”*

- Bono, The Edge, Adam Clayton, Larry Mullen Jr. (U2)

RESUMO

O setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), ao sul do Cráton Amazônico, abrange centenas de ocorrências auríferas sob a forma de veios, *stockworks* e disseminações em unidades graníticas, vulcânicas e vulcanossedimentares paleoproterozoicas. Essas mineralizações localizam-se ao longo de um lineamento principal denominado Peru-Trairão, de direção NW-SE. Dentre elas, está o garimpo de Au ± Cu estruturalmente controlado do Aguinaldo, localizado no município de Nova Guarita (MT). Este garimpo é hospedado por milonito de ortognaisse de textura porfiroclástica, representado por cristais de feldspato potássico avermelhados estirados, que correspondem entre 20 e 30% do volume total da rocha. Exibe bandamento gnáissico e foliação milonítica bem definidos com orientações de N10E a N38E e mergulhos de alto ângulo entre 65° e 80° para NW. Geocronologia U-Pb SHRIMP em zircão forneceu idade concordante de 1984,9 ± 5,2 Ma para a hospedeira. Essa idade indica que a hospedeira corresponde ao Complexo Cuiú-Cuiú, embasamento da província. No garimpo, são reconhecidos setes estágios hidrotermais, temporalmente organizados em: (1) alteração sódica com albita; (2) alteração potássica com microclina ± quartzo ± hematita ± magnetita; (3) alteração sericítica composta de sericita + muscovita; (4) silicificação e injeções de sílica na forma de veios de quartzo; (5) alteração carbonática com ankerita ± dolomita; (6) alteração clorítica definida por clorita ± hematita ± magnetita ± apatita ± titanita ± rutilo ± monazita ± pirita ± calcopirita; (7) silicificação tardia. As zonas sulfetadas ocorrem em dois estilos: filonar e disseminado, dos quais apenas o primeiro é lavrado. Três tipologias de veios são individualizadas: (1) veio estéril, de quartzo ± carbonato; (2) veio de quartzo ± carbonato com calcopirita ± pirita ± ouro ± prata ± esfalerita ± galena ± bismutinita ± covellita ± digenita ± goethita; e (3) veio de quartzo ± carbonato com pirita ± calcopirita ± prata ± esfalerita ± galena ± bismutinita. O ouro ocorre incluso e em contato com a pirita e, subordinadamente, na esfalerita. Apresenta concentrações de Ag de até 43%. A evolução paragenética do sistema hidrotermal indica um sistema formado a partir do rebaixamento de temperatura e aumento das condições de fO_2 e pH. A precipitação do minério poderia estar relacionada à uma combinação de processos de descompressão adiabática, oxidação de sulfetos e reação com a hospedeira. A presença de veios de quartzo com textura em pente (*comb-texture*) indica percolação de fluidos em ambiente crustal raso e, portanto, a favorabilidade da contribuição de fluidos externos (*e.g.* fluidos meteóricos), mais frios e oxidantes. Dados de geotermobarometria sugerem que o sistema tenha se formado em nível crustal raso a médio, em profundidades entre 0,52 e 6,94 km. Nesse contexto, o garimpo do Aguinaldo se assemelharia de forma mais coerente aos sistemas epitermais do tipo *low sulfidation*, sobretudo se consideradas as características: (i) paragénese polimetálica (Au, Ag, Cu, Zn e Pb); (ii) elevada concentração de calcopirita; (iii) presença de quartzo com textura em pente (*comb-texture*); e (iv) ouro com alto conteúdo de Ag. Entretanto, o fato dos veios estarem deformados e encaixados em sistema de cisalhamento, sugere que o garimpo do Aguinaldo tenha se formado durante um evento de deformação e, portanto, deve corresponder a um sistema epitermal deformado, e possivelmente, pertencente a um evento aurífero mais antigo do que o definido em 1,78 - 1,77 Ga para a PAAF.

Palavras-chave: garimpo filonar de ouro; alteração hidrotermal; química mineral; geocronologia U-Pb em zircão.

ABSTRACT

The eastern sector of the Alta Floresta Gold Province (AFGP), Amazon Craton, comprises several of significant vein-type, stockwork and disseminated gold deposits and occurrences associated to granitic, volcanic and volcanic-sedimentary rocks. These mineralizations lie along the NW-SE Peru-Trairão lineament. Among them is the structurally controlled Au ± Cu occurrence at the Aguinaldo mine, located in the Nova Guarita county. It's hosted by orthogneiss mylonite with porphyroblastic texture defined by stretched reddish potassic feldspar crystals that encompass 20 to 30% of the rock vol. The host rock has a well-defined gneiss banding and mylonitic foliation striking N10E to N38E and dipping 65° to 80° to NW. The U-Pb SHRIMP IIe zircon analysis provided a concordia age of 1984.9 ± 5.2 Ma, which indicates that it corresponds to the basement unit (Cuiú-Cuiú Complex). The hydrothermal alteration temporal sequence is defined as: (1) albite-bearing alteration; (2) potassic alteration with orthoclase ± quartz ± hematite ± magnetite; (3) sericitic-muscovite alteration (4) silicification and silica injections as quartz veins; (5) alteration with ankerite ± dolomite; (6) chloritic alteration with chlorite ± hematite ± magnetite ± apatite ± titanite ± rutile ± monazite ± pyrite ± chalcopyrite; (7) late silicification. Sulfide zones occur in two styles: vein-type and disseminated, in which only the former is mined. Three types of veins were classified: (1) barren quartz ± carbonate vein; (2) quartz ± carbonate vein with chalcopyrite ± pyrite ± gold ± silver ± sphalerite ± galena ± bismuthinite ± covellite ± digenite ± goethite; (3) quartz ± carbonate vein with pyrite ± chalcopyrite ± silver ± sphalerite ± galena ± bismuthinite. Gold occurs as inclusions or in contact with pyrite and, subordinately, in sphalerite. Moreover, it has Ag concentrations of up to 43 w%. The hydrothermal system evolution indicates a deposition caused by lowering of temperature and increasing of fO₂ and pH conditions. Ore precipitation could have been related to the combination of different processes, such as adiabatic decompression, fluid oxidation and reaction with the host rock. The presence of comb-textured quartz veins indicates fluid percolation in a shallow crustal environment and, therefore, the possible contribution of colder and oxidizing external fluids. Geothermobarometry data suggest the Aguinaldo gold occurrence have formed at a shallow to medium crustal level, at depths from 0.52 to 6.94 km. Therefore, the Aguinaldo mine might represent a low sulfidation epithermal systems, especially if considered its (i) polymetallic paragenesis (Au, Ag, Cu, Zn and Pb); (ii) high chalcopyrite concentration; (iii) the presence of comb-textured quartz; and (iv) gold with high Ag content. However, the fact that the veins are deformed and housed by a shear zone system, suggests the Aguinaldo mine might perform a deformed epithermal system, but possibly belonging to a gold-mineralizing event older than that defined at ca. 1.78 - 1.77 Ga for the AFGP.

Key words: gold occurrence; hydrothermal alteration; mineral chemistry; SHRIMP U-Pb zircon age.

ÍNDICE DE FIGURAS

Capítulo 1

- Figura 1.1** - Ambientes tectônicos relacionados aos principais sistemas auríferos. Adaptado de Groves *et al.* (2003). Abreviações: VHMS = *volcanic-hosted massive sulfide*; IRGS = *intrusion-related gold system*.2
- Figura 1.2** - Distribuição dos tipos de depósitos auríferos no decorrer do tempo geológico. Adaptado de Frimmel (2008).3

Capítulo 3

- Figura 3.1** - (A) Localização do Cráton Amazônico na plataforma sul-americana; e compartimentação tectônica do Cráton Amazônico de acordo com os modelos de (B) Tassinari & Macambira (1999) e (C) Santos *et al.* (2000; 2006). Extraído de Assis (2015).22
- Figura 3.2** - Porção central do Cráton Amazônico com destaque para a Província Tapajós-Parima, compartimentada nos domínios Parima, Uaimiri, Tapajós e Peixoto de Azevedo (Santos *et al.*, 2004).24
- Figura 3.3** - Principais domínios geológicos da Província Aurífera de Alta Floresta, com a localização de algumas ocorrências auríferas e destaque para a área de estudo. Adaptado de Alves *et al.* (2019).26
- Figura 3.4** - Mapa geológico do setor leste da PAAF, segundo a proposta tectono-estratigráfica de Assis (2015), além da localização de alguns importantes sistemas auríferos disseminados e filonares, com a inclusão do garimpo do Aguinaldo. Extraído de Assis (2015); modificado de Miguel-Jr (2011).29
- Figura 3.5** - Mapa de domínios geológicos-estruturais segundo Alves *et al.* (2019).41

Capítulo 4

- Figura 4.1** - Figura esquemática com o posicionamento das galerias em relação ao *shaft* da frente de exploração do minério primário do garimpo do Aguinaldo.43
- Figura 4.2** - (A) Placa do processo e licença de operação do garimpo junto à ANM; (B-D) Exposição de antigos aluviões lavrados do garimpo.44
- Figura 4.3** - Vista em perspectiva do filão aurífero com o dimensionamento dos quatro níveis de galeria.44

Capítulo 5

- Figura 5.1** - Aspectos da alteração sódica: (A) Alteração pervasiva marcada por porfiroblastos de albita hidrotermal em meio a uma matriz fina, ambos parcialmente substituídos por sericita hidrotermal e ankerita; (B) Megacristais de albita com macla deformada e parcialmente substituídos por sericita hidrotermal; (C) Cristal de albita afetado por carbonatação em plano de fratura (à esquerda) e intensamente corroído pela alteração sericítica (à direita). *Fotomicrografias*: A-C: polarizadores cruzados. *Legenda*: (Ab) albita; (Pl) plagioclásio; (Ser) sericita; (Ms) muscovita; (Ank) ankerita; (Qtz) quartzo.49

- Figura 5.2** - Evolução paragenética proposta para o sistema hidrotermal garimpo do Aguinaldo.50
- Figura 5.3** - Aspectos da alteração potássica: (A) Alteração pervasiva com megacristais avermelhados de ortoclásio orientados na matriz; (B) Megacristal de ortoclásio truncado por vênula de goethita; (C) Ortoclásio parcialmente corroído por sericita hidrotermal; (D) Megacristal de feldspato hidrotermal intensamente fraturado e truncado por vênulas de sericita ± muscovita e ankerita; (E) Cristal de feldspato substancialmente obliterado pelas alterações sericítica e carbonática; (F) Substituição de megacristal de ortoclásio por sericita e ankerita hidrotermais a partir de suas bordas. *Fotomicrografias*: B-F: polarizadores cruzados. *Legenda*: (Ab) albita; (Or) ortoclásio; (Ser) sericita; (Ms) muscovita; (Ank) ankerita; (Chl) clorita; (Qtz) quartzo; (Goe) goethita.....52
- Figura 5.4** - Aspectos da alteração sericítica: (A) Cristal de plagioclásio inteiramente obliterado, ao longo de sua geminação polissintética, pelo halo sericítico/muscovítico pervasivo; (B) Foliação milonítica marcada por sericita + muscovita, com quartzo recristalizado em textura de subgrãos; (C) Vênula de muscovita sub-euédrica que trunca foliação milonítica representada por sericita + muscovita; (D) Pseudomorfo de sericita formado a partir da substituição parcial do plagioclásio. *Fotomicrografias*: A-D: polarizadores cruzados. *Legenda*: (Ser) sericita; (Ms) muscovita; (Ank) ankerita; (Pl) plagioclásio; (Qtz) quartzo. ...53
- Figura 5.5** - Aspectos texturais da muscovita: (A) Muscovita em massa sericítica na forma de cristais ripiformes euédricos a sub-euédricos em halo sericítico que oblitera a matriz do ortogneise; (B) Muscovita grossa sub-euédrica em paragênese com sericita ± quartzo; (C) Cristais de muscovita subeudrais em halo sericítico; (D) Aglomerados de cristais de muscovita radial parcialmente substituída pela ankerita; (E) Muscovita intrafoliar definida por clorita ± sericita; (F) Muscovita venular grossa parcialmente alterada por clorita. *Fotomicrografias*: A-F: polarizadores cruzados. *Legenda*: (Ser) sericita; (Ms) muscovita; (Ank) ankerita; (Chl) clorita; (Ab) albita; (Qtz) quartzo.....54
- Figura 5.6** - Imagens de elétrons retroespalhados ao Microscópio Eletrônico de Varredura: (A) Inclusão de apatita em massa de cristais ripiformes de muscovita; (B) Cristal ripiforme de muscovita em matriz de quartzo e ankerita hidrotermais; (C) Muscovita de granulação grossa em matriz alterada por clorita, quartzo e ankerita; (D) Muscovita radial em associação com clorita e com inclusões de apatita. *Legenda*: (Ms) muscovita; (Ab) albita; (Chl) clorita; (Ank) ankerita; (Ap) apatita; (Qtz) quartzo.55
- Figura 5.7** - Aspectos da injeção de sílica: (A) Veio de quartzo com textura em pente associado à mineralização; (B) Quartzo intensamente cisalhado e fraturado, associado à alteração carbonática e minerais de minério; (C) Silicificação fissural em milonito de ortogneise, temporalmente posterior à alteração sericítica; (D) Vênula de quartzo com cristais sub-euédricos de pirita. Notar que alteração carbonática sobrepõe a silicificação. *Fotomicrografias*: A-D: polarizadores cruzados. *Legenda*: (Ser) sericita; (Ms) muscovita; (Ank) ankerita; (Dol) dolomita; (Qtz) quartzo; (Zrn) zircão; (Py) pirita; (Ccp) calcopirita...56
- Figura 5.8** - Aspectos da alteração carbonática: (A) Alteração carbonática pervasiva, rica em ankerita, truncada por vênula de dolomita que ocorrem intimamente associada à cloritização, responsável pela tonalidade esverdeada da hospedeira; (B) Cristais de plagioclásio hidrotermal com maclas deformadas alterados pela carbonatação, que sobrepõe a alteração sericítica; (C) Megacristal de albita substancialmente afetado pela alteração carbonática a partir de suas bordas. Notar que a carbonatação sobrepõe a pirita, indicativo de ser posterior à mineralização; (D-E) Forte carbonatação pervasiva, de modo a obliterar quase por completo as texturas e composição da hospedeira; (F) Alteração carbonática fissural. *Fotomicrografias*: B-F:

- polarizadores cruzados. *Legenda:* (Ser) sericita; (Ms) muscovita; (Ank) ankerita (Ab) albita; (Chl) clorita; (Qtz) quartzo; (Py) pirita.....58
- Figura 5.9** - Aspectos da carbonatação confinada à veios de quartzo: (A-B) Veio de quartzo com ankerita ± dolomita restrito, temporalmente posterior à silicificação; (C) Megacristais de ankerita ± dolomita em assembleia com muscovita e calcopirita; (D) Carbonatação venular que trunca megacristais de quartzo. *Fotomicrografias:* A-D: polarizadores cruzados. *Legenda:* (Ms) muscovita; (Ank) ankerita; (Dol) dolomita; (Qtz) quartzo; (Py) pirita; (Ccp) calcopirita.59
- Figura 5.10** - Aspectos da alteração clorítica: (A) Alteração clorítica pervasiva, responsável pela tonalidade verde-oliva do ortogneisse; (B) Cloritização incipiente com clorita fina em associação com apatita e hematita; (C) Vênula de clorita + magnetita; (D) Alteração clorítica pervasiva que oblitera a carbonatação; (E) Clorita intrafoliar, em assembleia com ankerita. Notar relação temporal posterior do minério disseminado (*calcopirita*) sobre a carbonatação; (F) Albita substituída por clorita ao longo de sua geminação polissintética; (G) Substituição da ankerita por clorita a partir de suas bordas. *Fotomicrografias:* B-C: polarizadores descruzados; D-G: polarizadores cruzados. *Legenda:* (Ser) sericita; (Ank) ankerita; (Ab) albita; (Chl) clorita; (Mag) magnetita; (Hem) hematita; (Ap) apatita; (Qtz) quartzo; (Py) pirita; (Ccp) calcopirita.....60
- Figura 5.11** - Imagens de elétrons retroespalhados ao Microscópio Eletrônico de Varredura: (A) Apatita hidrotermal dispersa em massa clorítica; (B) Aglomerados de titanita e rutilo paragenéticos à alteração clorítica; (C) Cloritização pervasiva que oblitera a carbonatação, com inclusão de monazita; (D) Clorita intrafoliar em associação com muscovita em suas bordas. *Legenda:* (Chl) clorita, (Ms) muscovita, (Ank) ankerita; (Ab) albita; (Ap) apatita; (Ttn) titanita; (Rt) rutilo; (Mnz) monazita; (Qtz) quartzo.61

Capítulo 6

- Figura 6.1** - (A) Vista da entrada do shaft do garimpo do Aguinaldo; (B) Entrada da galeria, ao final do shaft; (C) Veios de quartzo estéreis e tardios que truncam o sistema principal de veios.62
- Figura 6.2** - Tipologias de veio no garimpo do Aguinaldo: (A) Veio estéril de quartzo ± ankerita ± dolomita; (B) Veio de quartzo com textura em pente deformada; (C) Veio de quartzo ± ankerita ± dolomita com sulfetação maciça (calcopirita ± pirita); (D) Veio de quartzo ± ankerita ± dolomita com sulfetação à base de pirita.63
- Figura 6.3** - Disposição espacial das tipologias de veios e zonas sulfetadas do garimpo do Aguinaldo. Notar que os veios são subparalelos à foliação NNE-SSW.....64
- Figura 6.4** - Aspectos da zona sulfetada do veio do tipo II: (A) Sulfetação maciça à base de calcopirita ± pirita em veio de quartzo ± ankerita ± dolomita; (B) Cristais de calcopirita e pirita intersticiais aos cristais de quartzo. Notar oxidação da calcopirita em tonalidades arroxeadas a avermelhadas (possivelmente covellita); (C-D) Cristais euédricos a subeuédricos de pirita englobados por massa de calcopirita, em matriz de quartzo; (E) Cristais de pirita subeuédricos fraturados nas bordas de megacristal de quartzo; (F) Calcopirita intersticial aos cristais de pirita. *Fotomicrografias:* C-F: luz refletida. *Legenda:* (Ank) ankerita; (Dol) dolomita; (Chl) clorita; (Qtz) quartzo; (Py) pirita; (Ccp) calcopirita.66
- Figura 6.5** - Formas de ocorrência de ouro: (A-D) Ouro em contato com pirita e como microinclusões; (E) Ouro incluso em pirita com cristais euédricos a subeuédricos de galena, além de fases ricas em bismuto; (F) Microinclusões de ouro e bismutinita em esfalerita. *Fotomicrografias:* A-B: luz refletida; *Imagens de elétrons retro-espalhados (MEV):* C-F.

- Legenda:* (Qtz) quartzo; (Py) pirita; (Ccp calcopirita; (Dol) dolomita; (Au) ouro; (Gn) galena; (Sp) esfalerita; (Bis) bismutinita.67
- Figura 6.6** - Aspectos da zona sulfetada do veio do tipo II: (A) Oxidação da calcopirita com geração de digenita; (B) Covellita nas bordas dos cristais de pirita e nas fraturas da calcopirita; (C) Vênulas tardias de goethita sobre o quartzo; (D) Agregados anédricos a subarredondados de prata inclusos em calcopirita e em associação com fases ricas em bismuto; (E) Esfalerita anédrica inclusa em calcopirita. *Fotomicrografias:* A-B: luz refletida; C: polarizadores cruzados; *Imagens de elétrons retro-espalhados (MEV):* D-E. *Legenda:* (Qtz) quartzo; (Py) pirita; (Ccp) calcopirita; (Dg) digenita; (Cv) covellita; (Au) ouro; (Goe) goethita; (Ag) prata; (Sp) esfalerita; (Bis) bismutinita.68
- Figura 6.7** - Espectros EDS ao MEV obtidos a partir de fases minerais presentes na zona mineralizada (veio II): (A) Au com 43% de Ag; (B) Ag com 9% de Cd.....69
- Figura 6.8** - Aspectos da zona sulfetada do veio do tipo III: (A) Pirita maciça em veio de quartzo; (B) Cristais de pirita subeuédricos a anédricos com calcopirita pontual; (C) Calcopirita intersticial aos cristais de pirita; (D) Fina vênula de ankerita ± dolomita que trunca zona piritizada em zona de injeção de sílica; (E) Galena inclusa em calcopirita; (F) Prata e fases ricas em bismuto inclusas na esfalerita. *Fotomicrografias:* B-D: luz refletida; *Imagens de elétrons retro-espalhados (MEV):* E-F. *Legenda:* (Qtz) quartzo; (Ank) ankerita; (Dol) dolomita; (Py) pirita; (Ccp) calcopirita; (Gn) galena; (Sp) esfalerita; (Bis) bismutinita.70
- Figura 6.9** - Espectros EDS ao MEV efetuadas em fases minerais presentes na zona mineralizada (veio III): (A) Esfalerita rica em Fe; (B) Galena com concentração traço de Sr.....71
- Figura 6.10** - Aspectos do minério disseminado: (A) Pirita disseminada em halo de alteração clorítica; (B) Cristais euédricos a subeuédricos de pirita dispersos em halo clorítico; (C-D) Cristais subeuédricos a anédricos de calcopirita e pirita disseminados na matriz; (E) Agregados de calcopirita anédrica em assembleia com clorita e magnetita. *Fotomicrografias:* B e E: polarizadores descruzados; C e D: polarizadores cruzados. *Legenda:* (Qtz) quartzo; (Cal) calcita; (Ank) ankerita; (Ms) muscovita; (Ser) sericita; (Py) pirita; (Ccp) calcopirita; (Mag) magnetita.....72

Capítulo 7

- Figura 7.1** - A) Foliação S_n (N15E/65NW) transposta por uma foliação milonítica S_{n+1} (N76E/45SE); B) Falha normal que trunca o ortognaisse; C) Plano de falha em ortognaisse, de orientação N82E/70SE, com intensa concentração de minerais carbonáticos; D) Veio estéril de quartzo em fratura, de direção NNE-SSW; E) Estereogramas de atitudes médias dos planos de S_n , S_{n+1} e falhas (hemisfério inferior).74

Capítulo 8

- Figura 8.1** - Diagrama ternário de classificação da mica branca proposto por Deer *et al.* (1992), no qual se encontram plotadas as variedades texturais identificadas no garimpo do Aguinaldo. *Legenda:* $M^2 = Fe^{2+} + Mg^{2+} + Mn^{2+}$77
- Figura 8.2** - Diagrama ternário de classificação da mica branca proposto por Tappert *et al.* (2013) para as variedades texturais diagnosticadas no garimpo do Aguinaldo.78
- Figura 8.3** - Diagramas de correlação para as diferentes tipologias de mica branca no garimpo do Aguinaldo. A) Al^{VI} vs (Fe + Mg); B) $Al_{(t)}$ vs [Si + (Fe + Mg)]. *Legenda:* R^2 = Coeficiente de correlação.....79

- Figura 8.4** - Diagrama de classificação da clorita segundo Zane & Weiss (1998) com a distribuição composicional das variedades texturais de clorita observadas no garimpo do Aguinaldo. □ representa as vacâncias estruturais.....81
- Figura 8.5** - Classificação da clorita do garimpo do Aguinaldo, segundo o diagrama binário proposto por Foster (1962).81
- Figura 8.6** - Diagrama FeO (%) vs MgO (%) com as análises de clorita do garimpo do Aguinaldo, que indicam existência de uma população magnesianiana e outra ferrífera.82
- Figura 8.7** - Histograma das temperaturas obtidas para a clorita hidrotermal segundo as diferentes equações geotermométricas. *Legenda:* (CN85): Cathelineau & Nieva, 1985; (KM87) Kranidiotis & MacLean, 1987; (J91): Jowett, 1991; (ZF95) Zang & Fyfe, 1995.83
- Figura 8.8** - *Box plot* dos intervalos de temperaturas máximos e mínimos obtidos para a clorita hidrotermal segundo as quatro distintas equações geotermométricas. *Legenda:* (CN85): Cathelineau & Nieva, 1985; (KM87) Kranidiotis & MacLean, 1987; (J91): Jowett, 1991; (ZF95) Zang & Fyfe, 1995.....84
- Figura 8.9** - *Box plot* com os intervalos máximos e mínimos de pressão obtidos para as distintas variedades de mica branca hidrotermal do garimpo do Aguinaldo. *Legenda:* (MG): muscovita grossa; (MM): muscovita em massa; (SM): sericita em massa; (FB): fibro-muscovita; (MS): muscovita subeudral; (MI): muscovita intrafoliar; (MV): muscovita confinada à vênula.85

Capítulo 9

- Figura 9.1** - Imagens de catodoluminescência (CL) de cristais de zircão provenientes do ortognaisse (*amostra AGRB-15*), com a indicação dos pontos analisados e suas respectivas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$87
- Figura 9.2** - A) Diagrama concórdia U-Pb para as análises dos cristais de zircão provenientes do milonito de ortognaisse do garimpo do Aguinaldo (*amostra AGRB-15*); B) Média ponderada da idade U-Pb para as análises dos cristais de zircão com discordância igual a 0%.88

Capítulo 10

- Figura 10.1** - Diagrama de estabilidade mineral de algumas das principais fases presentes no sistema. Notar que a alteração sódica é favorecida pela elevada razão $a\text{Na}^+/a\text{H}^+$ em média-alta temperatura. Extraído de Burnham & Ohmoto (1980).89
- Figura 10.2** - Esquema ilustrando a evolução temporal e espacial dos halos hidrotermais regionais em relação aos veios mineralizados.....90
- Figura 10.3** - Diagrama de estabilidade mineral de algumas das principais fases presentes no sistema. Notar que a alteração potássica é favorecida pela redução da razão $a\text{Na}^+/a\text{K}^+$ em baixa temperatura. Extraído de Burnham & Ohmoto (1980).91
- Figura 10.4** - Diagrama de estabilidade mineral de algumas das principais fases presentes no sistema. Notar que a alteração sericítica é favorecida pela redução das razões $a\text{K}^+/a\text{H}^+$ e $a\text{Na}^+/a\text{H}^+$ em pH ácido. Extraído de Burnham & Ohmoto (1980).....92
- Figura 10.5** - Diagrama de estabilidade mineral de algumas das principais fases presentes na alteração carbonática. A seta indica a direção de evolução da composição do fluido com o aumento da fugacidade de CO_2 . Extraído de Yu *et al.* (2020).93
- Figura 10.6** - Diagrama de estabilidade mineral de algumas das principais fases presentes no sistema. Notar que a alteração clorítica é favorecida pelo aumento das razões $a\text{Mg}^{2+}/a2\text{H}^+$ e $a\text{Fe}^{2+}/a2\text{H}^+$ para a formação de clinocloro e chamosita, respectivamente, a baixas

temperaturas. <i>Legenda</i> : PPM – pirita-pirrotita-magnetita; HM – hematita-magnetita. Extraído de Saccocia (1994).....	94
Figura 10.7 - A) Diagrama de estabilidade de sulfetos de Cu-Fe (Barnes, 1979); B) Diagrama de solubilidade do Au segundo fO_2 x pH (Hodgson, 1993). Círculos delimitados em vermelho indicam as áreas de estabilidade do minério no garimpo do Aguinaldo.	96
Figura 10.8 - Diagrama Eh-pH com os campos de estabilidade de minerais de cobre a 25° C e 1 atmosfera. Campo em vermelho indica campo de estabilidade da covellita. Fonte: Guilbert & Park (1986).....	97
Figura 10.9 - Mecanismos de precipitação da mineralização propostos para o garimpo do Aguinaldo. <i>Estágio 1</i> : precipitação de metais de base (Cu, Zn e Pb) e metais preciosos (Au e Ag) (descompressão adiabática); <i>Estágio 2</i> : precipitação de sulfetos disseminados na rocha hospedeira; <i>Estágio 3</i> : oxidação dos sulfetos primários (covellita ± digenita ± hematita ± goethita) (<i>oxidação</i>). Modificado de Mehrabi <i>et al.</i> (2016).....	97
Figura 10.10 - Mapa de campo magnético total do setor leste da PAAF, com o traçado dos lineamentos principais e secundários, além de seus principais depósitos e ocorrências auríferas. O mapa revela predomínio de lineamentos de direções WNW-ESE, NW-SE e ENE-WSW, das quais a segunda orientação, associada ao lineamento principal Peru-Trairão, hospeda a maior parte das mineralizações. O garimpo do Aguinaldo corresponde à quadrícula de traço contínuo. Notar sua localização em uma zona de desmagnetização. <i>Legenda</i> : LPT: Lineamento Peru-Trairão; ZCPa: Zona de Cisalhamento Paraíba; ZCP: Zona de Cisalhamento Peteca; ZCS: Zona de Cisalhamento Serrinha; ZCJ: Zona de Cisalhamento Joaquim. Base aerogeofísica cedida pela CPRM.....	108

ÍNDICE DE TABELAS

Capítulo 1

Tabela 1.1 - Produção estimada de ouro (kg) por atividade garimpeiro no norte de Mato Grosso para o período de 1982 a 1995.	9
---	---

Capítulo 2

Tabela 2.1 - Relação de amostras utilizadas para as análises: (1) Petrografia; (2) MEV; (3) Química Mineral; (4) Geocronologia U-Pb.	16
--	----

Capítulo 3

Tabela 3.1 - Dados geocronológicos e litogeoquímicos das principais unidades geológicas da PAAF. Modificado de Assis (2017).	34
Tabela 3.2 - Principais atributos geológicos dos depósitos de Au ± Cu filonares mais representativos da PAAF.	39

Capítulo 8

Tabela 8.1 - Composição média para as variedades texturais de mica branca encontradas no garimpo do Aguinaldo.	76
Tabela 8.2 - Composição média para as variedades texturais de clorita encontradas no garimpo do Aguinaldo.	80
Tabela 8.3 - Moda dos valores de temperatura obtidos para as variedades texturais de clorita segundo diferentes autores.	83
Tabela 8.4 - Média dos valores de pressão obtidos para as variedades texturais de mica branca segundo equação proposta por Anderson (1991).	86
Tabela 8.5 - Intervalos de profundidade de formação para cada tipologia de mica branca.	86

Capítulo 10

Tabela 10.1 - Modelo descritivo do garimpo do Aguinaldo comparado aos modelos genéticos clássicos da literatura.	99
Tabela 10.2 - Características geológicas para os principais depósitos filonares da PAAF em comparação ao garimpo do Aguinaldo.	102
Tabela 10.3 - Características geológicas para os principais depósitos filonares da PAT em comparação ao garimpo do Aguinaldo.	104

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Apresentação.....	1
1.2 Histórico do ouro no Brasil	5
1.3 Problemática e justificativa	11
1.4 Objetivos.....	12
1.5 Localização e vias de acesso	13
2. MATERIAIS E MÉTODOS	15
2.1 Revisão bibliográfica.....	15
2.2 Trabalho de campo.....	15
2.3 Análise de dados aerogeofísicos.....	15
2.4 Amostragem.....	16
2.5 Petrografia.....	17
2.6 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).....	17
2.7 Química mineral.....	18
2.8 Preparação de amostras e separação mineral	19
2.9 Geocronologia isotópica U-Pb	20
3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	21
3.1 Contexto geológico do setor leste da PAAF	25
3.2 Metalogênese do setor leste da PAAF.....	37
3.3 Geologia estrutural da PAAF	40
4. CONTEXTO GEOLÓGICO DO GARIMPO DO AGUINALDO	43
4.1 Rocha hospedeira	45
5. ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS	48
5.1 Alteração sódica.....	48
5.2 Alteração potássica.....	48
5.3 Alteração sericítica.....	49
5.4 Injeção de sílica.....	51
5.5 Alteração carbonática.....	56
5.6 Alteração clorítica.....	57
5.7 Silicificação tardia.....	59
6. MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS	62
6.1 Minério filonar	64

6.2 Minério disseminado.....	71
7. EVENTOS DE DEFORMAÇÃO	73
8. QUÍMICA MINERAL.....	75
8.1 Mica branca.....	75
8.2 Clorita	79
8.3 Geotermometria de clorita.....	82
8.4 Geobarometria da mica branca.....	84
8.5 Profundidade de instalação do sistema hidrotermal.....	86
9. GEOCRONOLOGIA U-Pb.....	87
10. DISCUSSÕES.....	89
10.1 Evolução do sistema hidrotermal	89
10.2 Mecanismos de precipitação do minério	95
10.3 Modelo genético.....	98
10.4 Implicações para a tectônica regional.....	106
11. CONCLUSÕES.....	111
REFERÊNCIAS.....	113
ANEXO I - ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL DE MICA BRANCA.....	128
ANEXO II - ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL DE CLORITA.....	138
ANEXO III - ANÁLISES DE GEOCRONOLOGIA U-Pb.....	145

1. INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

O ouro ocorre em uma ampla variedade de contextos geológicos e, portanto, de sistemas minerais (Fig. 1.1). Nas últimas décadas, progressos significativos foram feitos na definição, classificação e caracterização dos diferentes modelos genéticos, o que proporcionou em melhores compreensões quanto à sua gênese. As mineralizações auríferas podem ser classificadas de acordo com a natureza da sua rocha hospedeira, modelo genético e paragênese mineral associada à mineralização. A gênese dos depósitos auríferos pode ser resumida em três cenários geológicos principais: magmático-hidrotermal, hidrotermal e supergênico. Sistemas hidrotermais desempenham importante papel no transporte, concentração e precipitação do ouro. Nesses sistemas, o ouro pode ser transportado por tiocomplexos ou complexos cloretados, e sua precipitação ocorre mediante desestabilização dos mesmos, o que causa rebaixamento de sua solubilidade (Shenberger & Barnes, 1989; Pentleyev, 1990; Benning & Seward, 1996; Stefánsson & Seward, 2003, 2004). No contexto hidrotermal, depósitos e ocorrências auríferas podem se formar em vários sistemas minerais, sobretudo, àqueles vinculados a fluidos marinho-hidrotermais (*e.g.* VHMS), metamórfico-hidrotermais (*e.g.* Au orogênico) e magmático-hidrotermais (*e.g.* pórfiro, epitermal e IRGS) (Groves *et al.*, 2005; Groves & Bierlein, 2007; Dill, 2010; Pirajno, 2016). Outros importantes sistemas hidrotermais auríferos correspondem aos IOCG (*iron oxide–copper–gold deposits*), *skarns*, formações ferríferas bandadas do tipo Algoma e depósitos do tipo Carlin (Pirajno, 2016). Ademais, processos de natureza sedimentar podem levar à formação de depósitos economicamente importantes, a exemplo dos pláceres e paleopláceres (Garbett & Bassett, 2005; Rowe *et al.*, 2007).

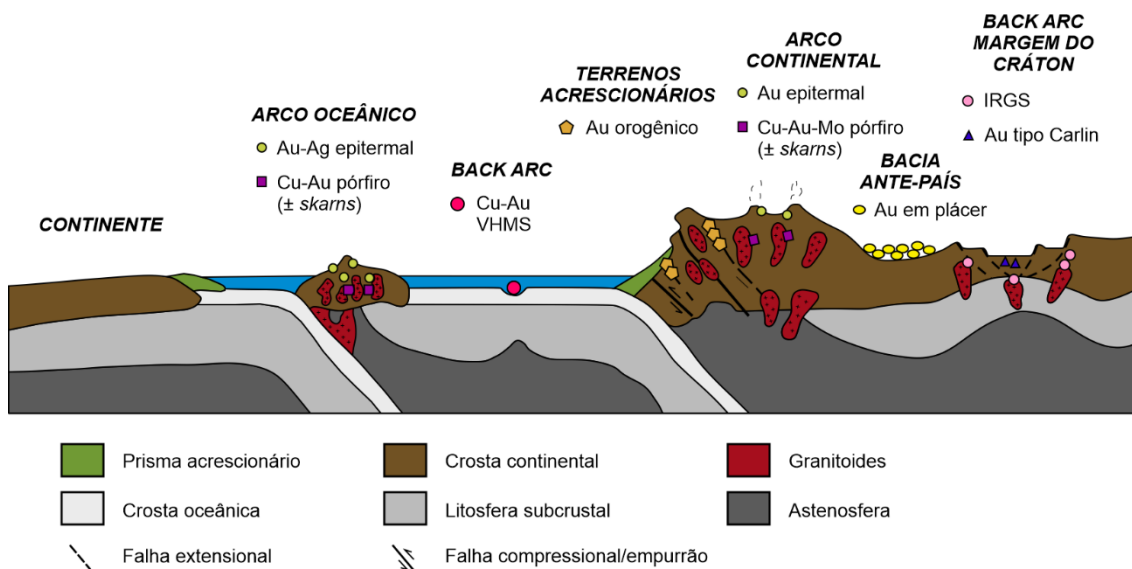


Figura 1.1 - Ambientes tectônicos relacionados aos principais sistemas auríferos. Adaptado de Groves *et al.* (2003). Abreviações: VHMS = *volcanic-hosted massive sulfide*; IRGS = *intrusion-related gold system*.

Apesar da diversidade de ambientes geológicos favoráveis ao desenvolvimento de sistemas auríferos, sua metalogênese não ocorreu de modo contínuo no decorrer do tempo geológico e, assim, pode ser maximizada em dois grandes períodos: sistemas mesoarqueanos e cenozoicos, embora picos menores tenham ocorrido no Neoarqueano, Paleoproterozoico e Paleozoico (Fig. 1.2; Goldfarb, 2001; Frimmel, 2008). Sistemas auríferos arqueanos são representados por depósitos do tipo paleoplácer da bacia de Witwatersrand na África do Sul (Frimmel *et al.*, 1993; Barnicoat *et al.*, 1997), e depósitos de ouro orogênico, produtos de fluidos metamórficos e magmáticos gerados no decorrer de orogenias. Exemplos de importantes mineralizações de classe mundial ocorrem nos *greenstones belts* do cráton de Yilgarn (*e.g.* Kalgoorlie; Groves, 1993; Kent *et al.*, 1996), província Superior (*e.g.* Timmins; Pan & Fleet, 1995; Poulsen, 1996), crátons de Dharwar (*e.g.* Kolar; Radhakrishna & Curtis, 1999), Zimbabwe (*e.g.* Kwekwe; Herrington, 1995; Darbyshire *et al.*, 1996), Slave (*e.g.* Yellowknife; Bullis *et al.*, 1996), São Francisco (*e.g.* Quadrilátero Ferrífero; Lobato *et al.*, 2001) e Tanzânia (*e.g.* Bulyanhulu; Walraven *et al.*, 1994). Em contraste, a maior parte de sistemas auríferos cenozoicos inclui os depósitos epitermais, pórfiro, *skarn* e tipo Carlin, associados a atividade vulcânica e subvulcânica, tipicamente em arcos magmáticos. Economicamente, os depósitos mais rentáveis são os do tipo plácer (31%) e orogênico (31%), seguidos dos epitermais (13%) e pórfiros (10%; Goldfarb, 2001; Frimmel, 2008).

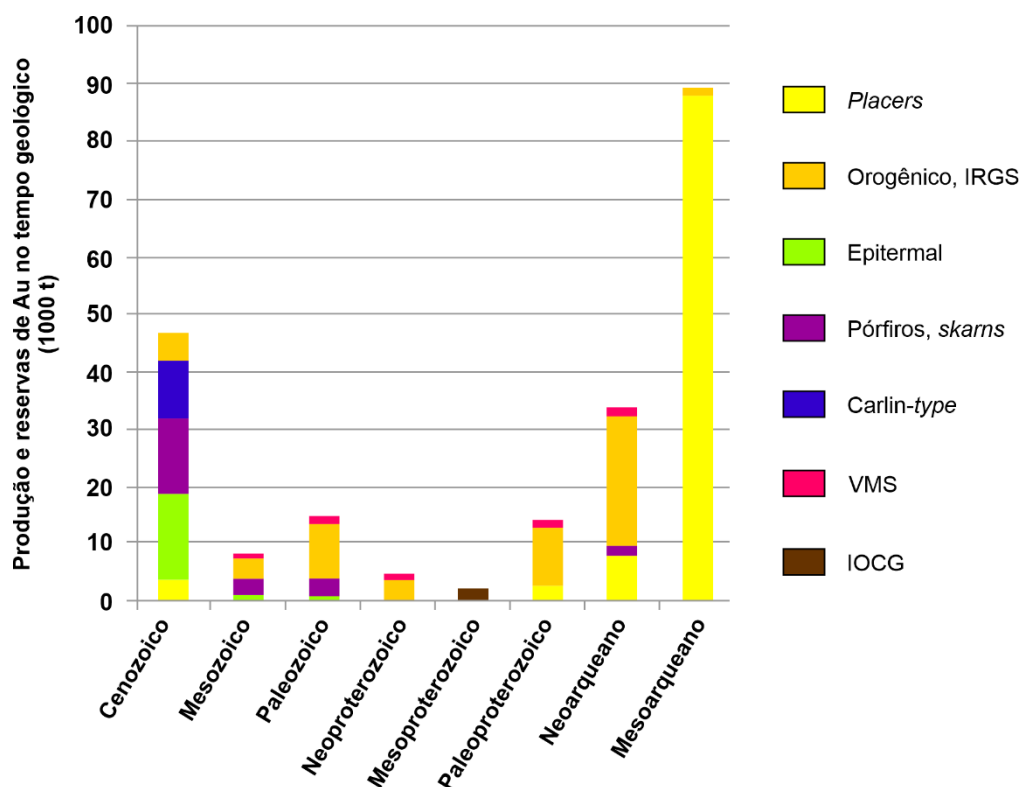


Figura 1.2 - Distribuição dos tipos de depósitos auríferos no decorrer do tempo geológico. Adaptado de Frimmel (2008).

O Brasil, por sua vez, apresenta zonas com potencial aurífero concentrados principalmente nos terrenos neoarqueanos e paleoproterozoicos, inseridos em áreas cratônicas e cinturões móveis do Brasiliano (950-490 Ma) (Porto *et al.*, 2002). Embora o país exiba grande variedade de sistemas auríferos, os depósitos de ouro orogênico correspondem à tipologia dominante, tanto em tonelagem quanto em teores (depósitos > 0,1 Moz Au), a maioria hospedada em *greenstones belts* (*e.g.* Quadrilátero Ferrífero, Crixás, Carajás; Lobato *et al.*, 2016). Muitos terrenos do Arqueano, Paleoproterozoico e Neoproterozoico ainda hospedam pequenos depósitos (< 300.000 oz Au) e ocorrências, a exemplo das províncias auríferas do Tapajós (PA) e Alta Floresta (MT). No entanto, é em um cinturão neoproterozoico que está localizado o maior depósito de ouro orogênico, o Morro do Ouro (Minas Gerais), o que destaca a importância desse período na evolução metalogenética. Adicionalmente, sistemas minerais como IOCG (*e.g.* Salobo, Alemão, Igarapé-Bahia) e pórfiro (*e.g.* Chapada) também são significativamente ricos em ouro.

Nesse cenário, uma das áreas de enorme favorabilidade à ocorrência de concentrações auríferas anômalas é o Cráton Amazônico, uma extensa plataforma arqueana, parcialmente retrabalhada e reativada no decorrer do Proterozoico. Contido predominantemente no Brasil, o cráton – que estende-se ao norte para os países vizinhos (Venezuela, Guiana, Suriname e Guiana Francesa) e a oeste (Bolívia e Paraguai) – foi palco de inúmeros eventos orogênicos que resultaram em uma grande variedade de rochas plutônicas, vulcânicas, vulcanoclásticas e

vulcanogênicas, o equivalente a um total de 1.500.000 km² da Plataforma Sul-Americana (Dall'Agnol *et al.*, 2005; Juliani *et al.*, 2005; Coutinho, 2008, Juliani & Fernandes, 2010, Bettencourt *et al.*, 2016). Durante as últimas décadas, esses eventos magmáticos têm chamado a atenção de pesquisadores e mineradoras, com a consequente identificação de inúmeros depósitos de metais-base, raros e preciosos de classe mundial que atraíram grandes investimentos em exploração mineral (Juliani *et al.*, 2005; Juliani *et al.*, 2015; Misas, 2015; Tokashiki *et al.*, 2015; Cruz *et al.*, 2016; Fernandes *et al.*, 2016; Assis *et al.*, 2017).

É dentro desta conjuntura que desponta a Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF) (Dardenne & Schobbenhaus, 2001), também denominada de Província Mineral de Alta Floresta (Souza *et al.*, 2005) ou Província Aurífera Juruena-Teles Pires (Silva & Abram, 2008), que tornou-se entre as décadas de 1970 e 1990 uma das principais regiões produtoras de ouro do país, com uma produção estimada entre 200 a 300 toneladas (Dardenne & Schobbenhaus, 2003). A Província está localizada na porção sul do Cráton Amazônico (norte do Estado de Mato Grosso), onde configura uma faixa alongada na direção NW-SE (Paes de Barros, 2007), limitada a sul pelo Gráben dos Caiabis e a norte pelo Gráben do Cachimbo, que a separa da Província Mineral do Tapajós, no Estado do Pará (Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008). É constituída por unidades plutônicas, vulcânicas e vulcanossedimentares paleoproterozoicas, predominantemente derivadas de magmatismo cálcio-alcálico oxidado, de médio a alto K, meta- a peraluminoso (granitos tipo I), com vulcânicas e granitoides alcalinos (granitos tipo A) em menor frequência (Souza *et al.*, 2005; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008; Assis *et al.*, 2014; Assis, 2015).

Historicamente, a produção aurífera da província era oriunda de depósitos aluvionares-coluvionares (plácer) por meio da atividade garimpeira, inicialmente descobertos em 1978 por conta da abertura da Rodovia Federal BR-163. Contudo, a momentânea exaustão dessas concentrações secundárias impulsionou a busca por mineralizações auríferas primárias, que foram descobertas a partir de 1990, sobretudo, hospedadas no embasamento e em granitoides (Paes de Barros, 2007), e subordinadamente, em sequências vulcânicas e vulcanossedimentares (Assis, 2011). Atualmente, as mineralizações primárias correspondem a mais de uma centena de depósitos de moderados a altos teores, porém, de pequeno porte (<5 t de ouro) (Paes de Barros, 2007; Miguel-Jr, 2011). Nesse contexto, o setor leste da PAAF, especialmente a região compreendida entre os municípios de Novo Mundo, Guarantã do Norte, Matupá e Peixoto de Azevedo, concentra centenas de depósitos auríferos, principalmente ao longo do lineamento estrutural Peru-Trairão, de direção NW-SE (Miguel-Jr, 2011). Correspondem a mineralizações tanto secundárias do tipo plácer, quanto primárias, em veios, *stockworks* ou disseminados em unidades graníticas, vulcânicas e vulcanossedimentares (Paes de Barros, 2007; Assis *et al.*, 2014).

Dado o crescimento do valor da onça do ouro nos últimos anos, que alcançou o patamar de US\$ 1.740 em 2020 (Kitco, 2020), consequentemente, houve uma valorização dos depósitos existentes na região, assim como um incentivo a novos programas de exploração, em especial de

junior companies (e.g. Altamira Gold, Crusader Resources, Rio Novo Gold, Cabral Gold, Meteoric Resources). Resultados positivos têm sido obtidos pela Biogold, com a implantação de uma mina a céu aberto para exploração de Au em perfil laterítico; pela Anglo American, com a divulgação da descoberta de um possível grande depósito de Cu + Mo ± Zn ± Au do tipo pórfiro; e, mais recentemente, pela Altamira Gold, que apresentou recursos inferidos da ordem de 12,6 milhões de toneladas com 1,26 g/t, contendo 515.000 onças de ouro (ABPM, 2014; Crusader, 2016; Abreu, 2017; Altamira Gold, 2018, Meteoric Resources, 2019).

Durante as últimas décadas, houve um avanço significativo do conhecimento geológico e metalogenético da PAAF, através de mapeamentos e levantamentos geofísicos realizados por órgãos governamentais (CPRM; Souza *et al.*, 2005; Alves *et al.*, 2019), empresas de mineração e investigações científicas (Moura, 1998; Santos *et al.*, 2001; Moura *et al.*, 2006; Pinho *et al.*, 2003; Silva & Abram, 2008; Paes de Barros, 1994; 2007; Miguel-Jr, 2011; Trevisan, 2015; Duarte, 2015; Assis, 2011; 2015; Assis *et al.*, 2017). No entanto, apesar dessa evolução, a PAAF ainda carece de estudos mais sistemáticos, tanto do ponto de vista metalogenético quanto geotectônico, particularmente em sistemas auríferos controlados por zonas de cisalhamento, os quais representam inúmeros depósitos de grande importância econômica local. Adicionalmente, depósitos de pequeno porte (< 250.000 oz Au), principalmente em áreas de garimpo, são fortes indicativos da existência de potenciais sistemas mineralizados em profundidade. Nesse sentido, o presente estudo propõe a caracterização geológica e sistemática de um depósito estruturalmente controlado, inédito na literatura, a partir da definição de seus principais atributos geológicos descritivos, idade da rocha hospedeira e composição da clorita e mica branca hidrotermais. Essas informações permitirão identificar e avaliar de modo crítico o seu modelo descritivo e genético.

1.2 Histórico do ouro no Brasil

No Brasil, a história do ouro remete ao século XVI, nos primórdios do período colonial, cuja extração contribuiu para a formação do território nacional. Durante os primeiros séculos de colonização, sua mineração limitou-se ao sul da colônia: São Paulo, e posteriormente Paranaguá, Curitiba, Iguape e Cananeia (Martins, 1984). No entanto, a descoberta de grandes concentrações de ouro aluvial no distrito de Vila Rica (hoje Ouro Preto) inaugurou uma nova fase para a economia brasileira, conhecida como o Ciclo do Ouro (Machado *et al.*, 2011). Minas Gerais tornou-se o estado de grande referência econômica do Brasil colonial, com a extração de aproximadamente 840 toneladas de ouro entre 1690 e 1790, correspondente a 50% da produção mundial, que alçou o país como o maior produtor global no metal (Pinto, 1991). Esse marco alterou a dinâmica territorial brasileira e estabeleceu uma nova economia extrativista no século XVIII (Prado Junior, 1976; Pinto, 1991), onde novas descobertas seguiram-se em direção a Goiás, Mato Grosso e ao sertão da Bahia (Fig. 1.3). Neste período, milhares de pessoas, entre eles bandeirantes, homens livres e escravizados, se deslocaram e ocuparam o interior do país em busca

do sonho do *Eldorado*. O estágio inicial de interiorização do país esteve intrinsecamente atrelado ao ciclo aurífero, o qual levou não apenas à formação, mas também, ao desenvolvimento de diversas cidades e vilas, a exemplo de Vila Rica (atual Ouro Preto), Mariana, Tiradentes e São João Del Rei, em Minas Gerais. Contudo, a extração mineral em aluviões e depósitos superficiais, que teve seu ápice com 16 t/ano, começava a agonizar no princípio do século XIX (Vieira & Oliveira, 1988; Póvoa Neto, 1997; Veiga *et al.*, 2002; Machado *et al.*, 2011; Wanderley, 2015).

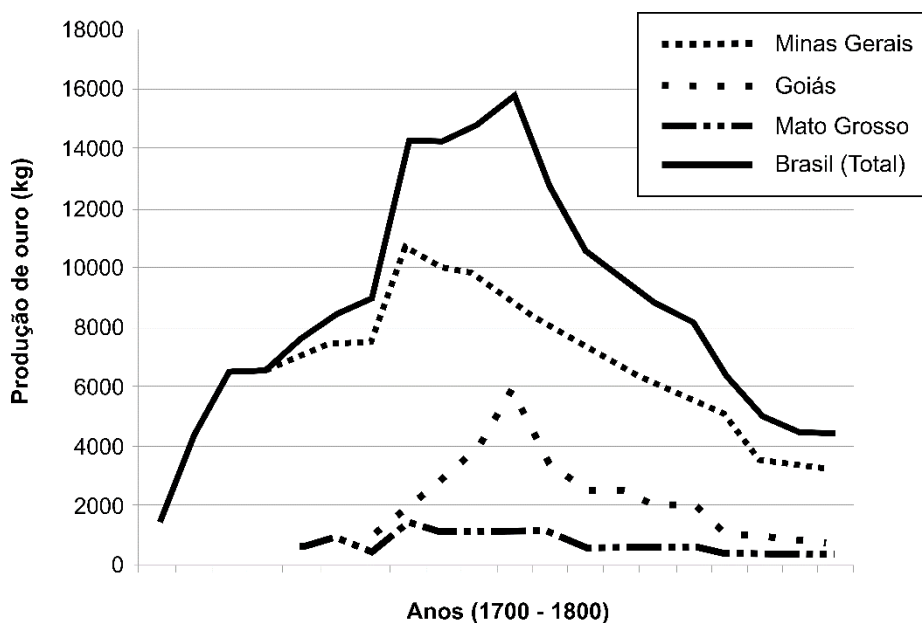


Figura 1.3 - Produção de ouro no Brasil durante o século XVIII. Extraído e adaptado de Pinto (1979).

A mineração em larga escala foi retomada apenas em meados do século XX, quando garimpeiros atraíram consigo migrantes, capital e o próprio Estado para a região amazônica. Com a criação da Fundação de Assistência aos Garimpeiros (FAG) na década de 1950, os garimpeiros ganharam notoriedade e políticas públicas. Áreas de extração mineral se espalharam por quase todas as unidades da federação da Amazônia Legal e por países vizinhos. Nessa época, a exploração de cassiterita em Rondônia e de ouro no Tapajós (PA) representava a principal atividade na Amazônia (Santos, 1981; Martins, 1984; Barreto, 1993; Wanderley, 2015). A descoberta de importantes jazidas de ferro em Carajás em 1967 chamou a atenção do governo militar para o potencial mineral da região. Desse modo, diversas iniciativas públicas e privadas surgiram, com objetivo em ampliar o conhecimento geológico, a exemplo do Projeto RADAM em 1970 (Santos, 1981; Silva, 2012).

As décadas de 1970 e 1980 foram de emblemáticos e recorrentes achados. Garimpeiros e, em menor proporção, mineradoras, encontraram no país depósitos de diferentes portes e teores, no vale do Tapajós, oeste do Pará; no rio Xingu, centro do Pará (1974-1975); em Alta Floresta, norte do Mato Grosso (1978); no rio Parauari, sudeste do Amazonas (1976), em Tucumã-Cumaru, sudeste do Pará (1976); em Serra dos Carajás, sudeste do Pará; no rio Madeira, norte de Rondônia (1978); em Serra Pelada, sudeste do Pará (1979); no Amapá; no Gurupi, fronteira do Pará com

Maranhão; no Jari, norte do Pará; em Roraima (início dos anos 1970); dentre outras localidades menores (Fig. 1.4). Entretanto, foi somente ao final da década de 1970 que o Brasil vivenciou o seu auge dourado, com a chamada Corrida do Ouro na Amazônia (Salomão, 1984; Wanderley, 2015).

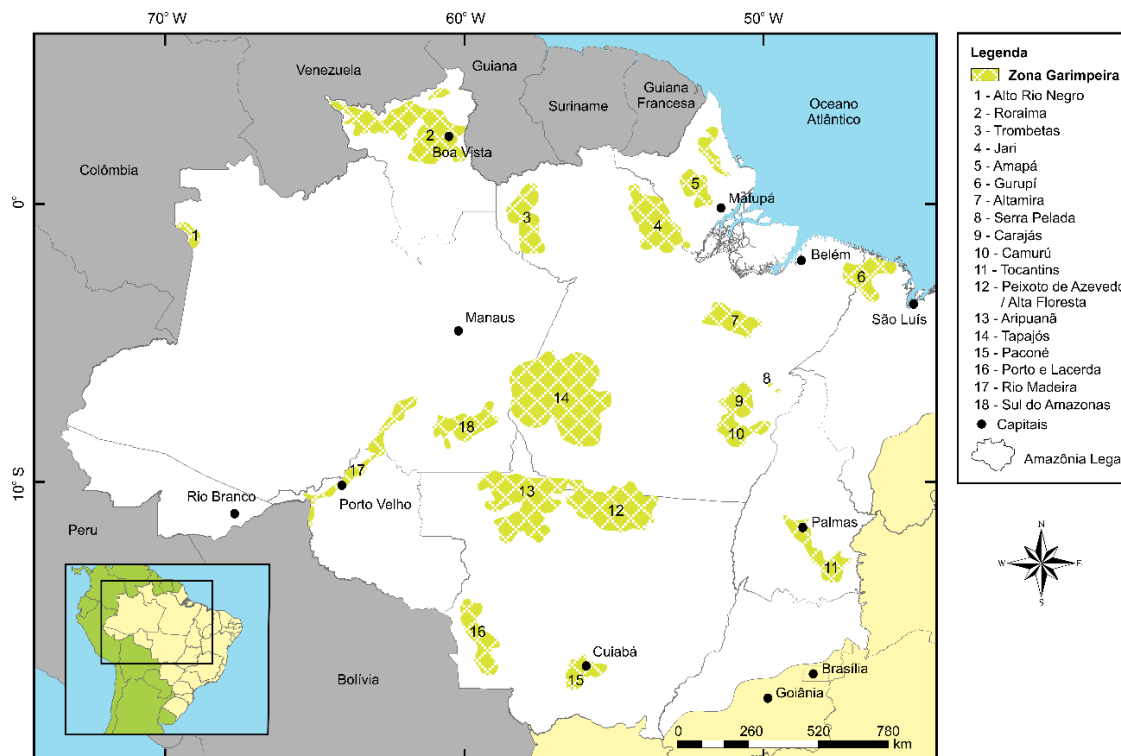


Figura 1.4 - Localização das zonas garimpeiras na Amazônia Legal. Dados de Heider & Andrade (2014). Extraído e adaptado de Wanderley (2015).

A garimpagem em áreas da região amazônica foi o fenômeno que mais contribuiu para o crescimento vertiginoso da exploração do ouro no país, especialmente com o desenvolvimento do maior garimpo a céu aberto do mundo: o de Serra Pelada (PA). A Corrida do Ouro perdurou de meados de 1970 a meados de 1990 como um processo particular à Amazônia. Os garimpos mais comuns exploravam em aluviões, nas coberturas eluvionares e nos terraços alúvio-coluvionares. As descobertas iniciais foram influenciadas pela contínua ocupação da Amazônia, sobretudo proporcionada pela “abertura” da fronteira com investimentos em infraestrutura para circulação viária, o que criou convergências de fluxos populacionais e de capital. Cada garimpo abrigava centenas e, às vezes, milhares de indivíduos (Lestra & Nardi, 1984; Santos, 1981; Salomão, 1984; Wanderley, 2015). Entre 1970 a 1980, a quantidade extraída do metal subiu de 9 t/ano para 40 t/ano, um aumento de mais de 400% em uma década. Este crescimento foi fomentado pela forte elevação do preço do ouro que chegou a atingir mais de US\$ 1000,00 por onça em 1980 (1 onça = 28,3495 g). Após oito anos, o volume chegou a alcançar a marca histórica de 122,6 toneladas, com os garimpos amazônicos responsáveis por 76% da produção nacional. Nos anos

subsequentes, a extração mineral iniciou lenta desaceleração (Fig. 1.5; Salomão, 1984; Andrade *et al.*, 1995; Rodrigues *et al.*, 1994; Heider & Andrade, 2015, 2016, 2017).

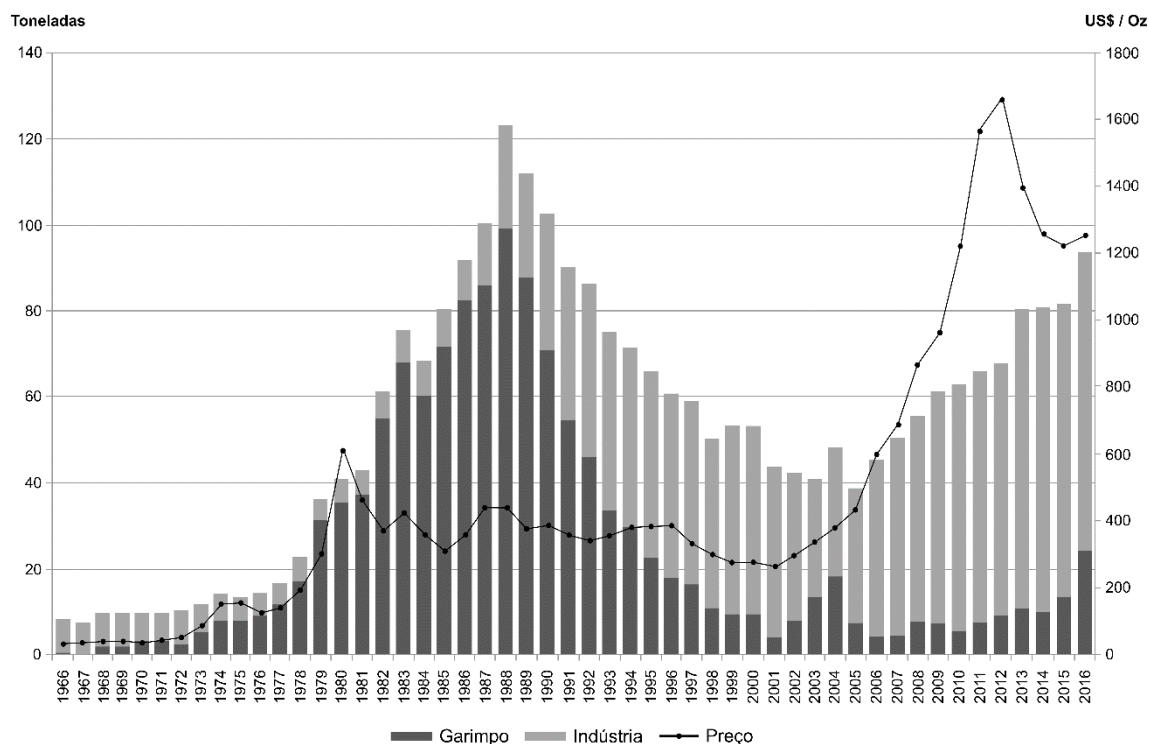


Figura 1.5 - Evolução da produção de ouro no Brasil para o período de 1966 a 2016. Dados de Salomão (1984); Andrade *et al.* (1995); Rodrigues *et al.* (1994); Heider & Andrade (2015, 2016, 2017).

Na região norte de Mato Grosso, a exploração do ouro teve início em 1966 com a vinda de garimpeiros oriundos de garimpos do sul do Pará que, ao explorar os aluviões do rio Juruena, encontraram grandes concentrações do metal. A partir de 1978, ocorreu a descoberta de expressivos depósitos auríferos aluvionares na região de Alta Floresta (Novo Planeta, Novo Satélite, Novo Astro), o que acarretou na expansão da atividade para outras áreas a sudoeste, a exemplo da Baixada Cuiabana e Nova Xavantina, e a norte, com destaque para os municípios de Peixoto de Azevedo, Juruena e Aripuanã (Miranda, 1997). Essa expansão deu-se principalmente graças à abertura de estradas proporcionadas por importantes projetos de colonização no final dos anos 1970, como a INDECO (Integração, Desenvolvimento e Colonização), e a construção da BR-163, que integrou a região com o sul do Pará e o restante do país. Em 1979, surgiram nos arredores do município de Alta Floresta os garimpos de Jaú, Zé Vermelho e Zé da Onça, que alavancaram o crescimento da atividade no norte do estado (Correa Filho, 1985; Miranda, 1997). Os garimpos de Peixoto de Azevedo chegaram a extrair uma quantidade aproximada de 1 tonelada de ouro por mês. Estima-se que entre 1970 e 1990, de 200 a 300 toneladas de ouro foram produzidas no distrito aurífero de Alta Floresta (Dardenne & Schobbenhaus, 2003). A Tabela 1.1 exhibe os dados da produção garimpeira de ouro nos municípios da região de 1982 a 1995, de acordo com o DNPM. Atualmente, a produção aurífera da região é oriunda tanto de pláceres

cenozoicos quanto de ocorrências e depósitos primários em filões, veios e disseminados em sistemas graníticos (Souza *et al.*, 2005; Paes de Barros, 2007; Assis *et al.*, 2014).

Tabela 1.1 - Produção estimada de ouro (kg) por atividade garimpeiro no norte de Mato Grosso para o período de 1982 a 1995.

Anos	Municípios							
	Alta Floresta	Peixoto de Azevedo	Paranaíta	Apiacás	Matupá	Colíder	Guarantã do Norte	Aripuanã
1982	2.964	1.186	-	-	-	-	-	-
1983	4.121	2.168	-	-	-	-	-	-
1984	5.919	4.730	-	-	-	-	-	-
1985	5.670	7.653	-	-	-	-	-	35
1986	8.286	4.617	-	-	-	-	-	91
1987	9.196	5.804	-	-	-	-	-	84
1988	4.788	5.451	-	-	-	-	-	115
1989	4.323	4.926	-	-	-	-	-	105
1990	4.826	5.565	895	429	184	403	1.247	187
1991	5.435	4.281	936	1.024	997	291	907	158
1992	4.659	4.629	892	745	355	281	580	192
1993	3.778	3.753	723	604	288	228	470	156
1994	2.990	2.106	500	519	780	67	338	44
1995	4.095	904	87	134	120	50	318	29
TOTAL	71.050	57.773	4.033	3.455	2.724	1.320	3.860	1.196

Fonte: DNPM (1996 apud Miranda, 1997)

Com o objetivo de fomentar a produção mineral em todo o estado, foi fundada em 1972 a Companhia Matogrossense de Mineração (METAMAT), uma estatal de economia mista que dentro suas inúmeras atribuições, tem orientado tecnicamente garimpeiros e cooperativas. Dessas cooperativas, a Cooperativa dos Garimpeiros do Vale do Rio Peixoto (COOGAVEPE) tem atuado no desenvolvimento da mineração consciente e legal no norte de Mato Grosso. Resultados expressivos foram alcançados na região de Peixoto de Azevedo em 2019, com uma produção equivalente a 7 toneladas de ouro e arrecadação da CFEM (Compensação Financeira pela Exploração Mineral) de R\$ 6,344 milhões, segundo dados da ANM (2020). Esses dados foram responsáveis por posicionar o estado na 2ª posição entre os maiores produtores auríferos do país, com a COOGAVEPE no posto de nona maior empresa produtora (Dalla Costa *et al.*, 2020).

Dados atualizados de Heider & Andrade (2017) indicam uma produção aurífera nacional no ano de 2016 de cerca de 94 toneladas (Fig. 1.5) e reservas contabilizadas em 2.400 toneladas,

com o Brasil na 10ª colocação de maior produtor mundial. Entre os estados, Minas Gerais lidera a produção de ouro primário com 45,95%, seguido do Pará (19,07%), Goiás (14,89%), Bahia (8,82%) e Amapá (6,46%). No ano de 2018, foram contabilizados aproximadamente 142 milhões de reais para a CFEM, valor que responde pela terceira maior participação entre substâncias metálicas na arrecadação do país. Atualmente, os maiores grupos mineradores de ouro no Brasil são: Kinross Gold, AngloGold Ashanti, Yamana Gold, Beadell Resources, Leagold Mining, COOGAVEPE, Nx Gold e Serabi Gold (Dalla Costa *et al.*, 2020).

O aumento do preço do ouro no mercado internacional a partir do início do século XXI e, conseqüentemente, da sua produção, tem criado um alerta para o poder público, principalmente por alguns grupos da sociedade adversos à atividade garimpeira:

Por mais de uma década, o garimpo permaneceu pouco visível para a grande maioria da sociedade brasileira e agora novamente chama atenção, não tanto pelo fluxo humano que mobiliza, mas pela maior circulação de capital na economia do ouro, pelos conflitos deflagrados e pelo incremento da atividade nas antigas zonas de garimpagem (Wanderley, 2015; p. 124).

Atualmente, estima-se que no Brasil a quantidade de garimpeiros gire torno de 300 a 500 mil indivíduos, segundo a Federação Nacional de Garimpeiros. Dados de Heider & Andrade (2017) evidenciam que a produção de ouro em garimpos sustentou o crescimento do volume do metal produzido no país em 2016 (Fig. 1.5), cuja quantidade atingiu cerca de 23,6 toneladas (33,5% do total), com destaque para os estados do Pará (47,1%), Mato Grosso (41,9%) e Rondônia (5,1%). Adicionalmente, a produção nos garimpos experimentou um salto de mais de 200% em relação a 2014 (9,9 t). No entanto, a participação da mineração garimpeira na formação da região e na organização do espaço social foi relativamente reduzida, cedendo espaço a outras economias e interesses nacional e transnacional, a exemplo da pecuária e do agronegócio. Os novos rumos da industrialização, no final do século XX, afetaram significativamente os destinos da atividade, que passaram a ser regulados e reprimidos com maior rigor, o que levou a necessidade de se adequar às novas normas impostas pelo Estado. Ademais, a existência de poucos programas governamentais de apoio aos garimpeiros e à regularização da pequena extração agravou o nível de informalidade. A favorabilidade do preço do ouro na última década, estimulou, apesar dos riscos, a expansão dos garimpos informais e ilegais sobre áreas indígenas e de proteção ambiental, contribuída, sobretudo, pela inoperância e complacência dos órgãos públicos competentes à fiscalização dos recursos minerais e do meio ambiente e, mais recentemente, pela pretensão do governo federal em legalizar a produção mineral nessas áreas (Wanderley, 2015).

Em relatório publicado no final de 2018, a Rede Amazônica de Informação Socioambiental Georreferenciada (RAISG) identificou a existência de aproximadamente 2557 garimpos ilegais na região Amazônica, dos quais 453 estão inseridos em território brasileiro (Fig. 1.6). Especialistas sugerem um cenário ainda pior, uma vez que há uma grande quantidade de

pontos e áreas de atividade ilegal não confirmados. O documento reconheceu garimpos em 18 terras indígenas no Brasil, dos quais três foram diretamente impactados pela prática: Kayapó e Munduruku (ambas no Pará) e a Yanomami (em Roraima e no Amazonas). Somados, os três territórios ocupam uma área equivalente à do estado de São Paulo. Na reserva Yanomami, estimativas indicam de 10 a 15 mil garimpeiros em trabalho. Em 2019, o ouro tornou-se o segundo produto mais exportado por Roraima, embora o estado não tenha nenhuma mina legalmente em operação (Sassine, 2019). Além dos danos permanentes ao meio ambiente, o garimpo tem sido associado ao aumento de conflitos, de prostituição e de doenças nas áreas indígenas onde se instala (Fellet & Costa, 2019; Sassine, 2019).

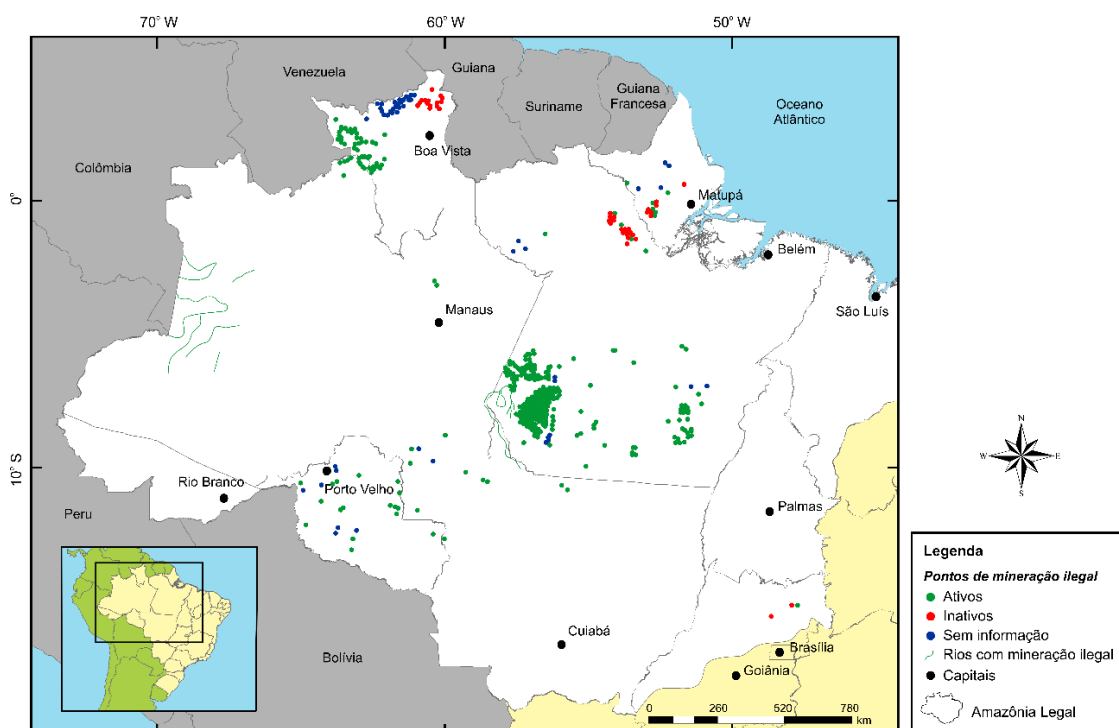


Figura 1.6 - Mapa dos pontos de mineração ilegal na Amazônia Legal. Adaptado de RAISG (2018).

1.3 Problemática e justificativa

Apesar de corresponder a uma das tipologias dominantes na província, apenas alguns depósitos filonares de Au controlados por zonas de cisalhamento, foram objetos de estudos mais sistemáticos. A maior abrangência dos trabalhos tem ocorrido em sistemas de Au \pm Cu disseminados em sistemas graníticos. Esse fato tem causado dissonância em relação aos modelos genéticos propostos aos distintos depósitos e ocorrências auríferas da PAAF. Os depósitos filonares de Au \pm Cu, cujos veios mineralizados são controlados por zonas de cisalhamento que afetam tanto o embasamento quanto granitoides antigos e, portanto, estão posicionados em níveis crustais mais profundos, são interpretados como portadores de características similares aos modelos do tipo ouro orogênico (Siqueira, 1997; Santos *et al.*, 2001; Moreton & Martins, 2005; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008), IRGS (*intrusion-related gold systems*; Paes de

Barros, 2007) e *intrusion-centered* e/ou *intrusion-related* (Santos *et al.*, 2001). Os sistemas auríferos representados por veios e sistemas de veios polimetálicos de Au + Zn + Pb ± Cu, por sua vez hospedados em vulcânicas, pórfiros e vulcanossedimentares, posicionam-se em níveis crustais mais rasos e, portanto, têm sido vinculados a sistemas epitermais do tipo *low* e *intermediate sulfidation* (Assis, 2011; Trevisan, 2015; Bettencourt *et al.*, 2016; Galé, 2018). Em contrapartida, os depósitos e ocorrências de Au ± Cu disseminados em granitos paleoproterozoicos têm sido relacionados a sistemas do tipo ouro pórfiro (Assis, 2011; Assis *et al.*, 2014; Bettencourt *et al.*, 2016).

Teixeira (2015) individualiza diversas zonas de cisalhamento NW-SE na região de Flor da Serra (município de Peixoto de Azevedo), dentre elas a zona de Cisalhamento Peteca. Esta zona engloba inúmeras ocorrências e depósitos auríferos filonares, a exemplo do Peteca, Geraldo, Gringo, Buriti e Alvo PAZ. Similar ao que ocorre em Flor da Serra, o município de Nova Guarita concentra diversos garimpos explorados a partir de filões estruturalmente controlados e de direção NW-SE e N-S, a exemplo do garimpo estruturalmente controlado do Aguinaldo. Em princípio, essas mineralizações poderiam estar enquadradas no grupo de sistemas de Au ± Cu filonares, entretanto, a inexistência de estudos sistemáticos na região não permite reconhecer seu modelo descritivo, tampouco, genético. Esse trabalho, portanto, propõe a resolução dessa questão a partir do inédito estudo do garimpo filonar de Au ± Cu do Aguinaldo.

1.4 Objetivos

Este projeto tem por objetivo a caracterização e contextualização geológica e metalogenética do garimpo de Au ± Cu estruturalmente controlado do Aguinaldo, no município de Nova Guarita (MT), segmento leste da Província Aurífera de Alta Floresta. Para isso, os trabalhos foram direcionados na seguinte sistemática:

- (i) *Identificação da rocha hospedeiras do garimpo supracitado, bem como de suas estruturas, texturas e paragênese mineral;*
- (ii) *Identificação e compreensão da evolução paragenética do sistema hidrotermal do garimpo, a partir da caracterização dos tipos, estilos, distribuição e paragênese mineral dos halos hidrotermais, assim como do estilo e paragênese do minério;*
- (iii) *Estimativa das condições de temperatura e pressão (nível crustal) de formação do sistema aurífero responsável pela gênese de suas zonas mineralizadas (geotermobarometria por química mineral);*
- (iv) *Determinação e compreensão dos principais mecanismos de precipitação do Au e metais associados (e.g. boiling/imiscibilidade, resfriamento, mistura de fluidos).*
- (v) *Obtenção da idade de cristalização da rocha hospedeira do garimpo, com objetivo em associar sua formação aos eventos magmáticos previamente propostos na província.*

1.5 Localização e vias de acesso

O Garimpo do Aguinaldo está localizado no extremo norte do Estado de Mato Grosso, no município de Nova Guarita, nas margens do Rio Peixoto (Fig. 1.7). O acesso ao local, a partir da capital do estado, Cuiabá, se dá pela BR-173 (Cuiabá-Santarém), por cerca de 675 km, sentido norte, até o município de Peixoto de Azevedo. Partindo do seu centro, percorre-se por aproximados 45 km por vias vicinais, sentido oeste, até a área de estudo ($10^{\circ} 07' 32,16''$ S e $55^{\circ} 14' 33,10''$ W).

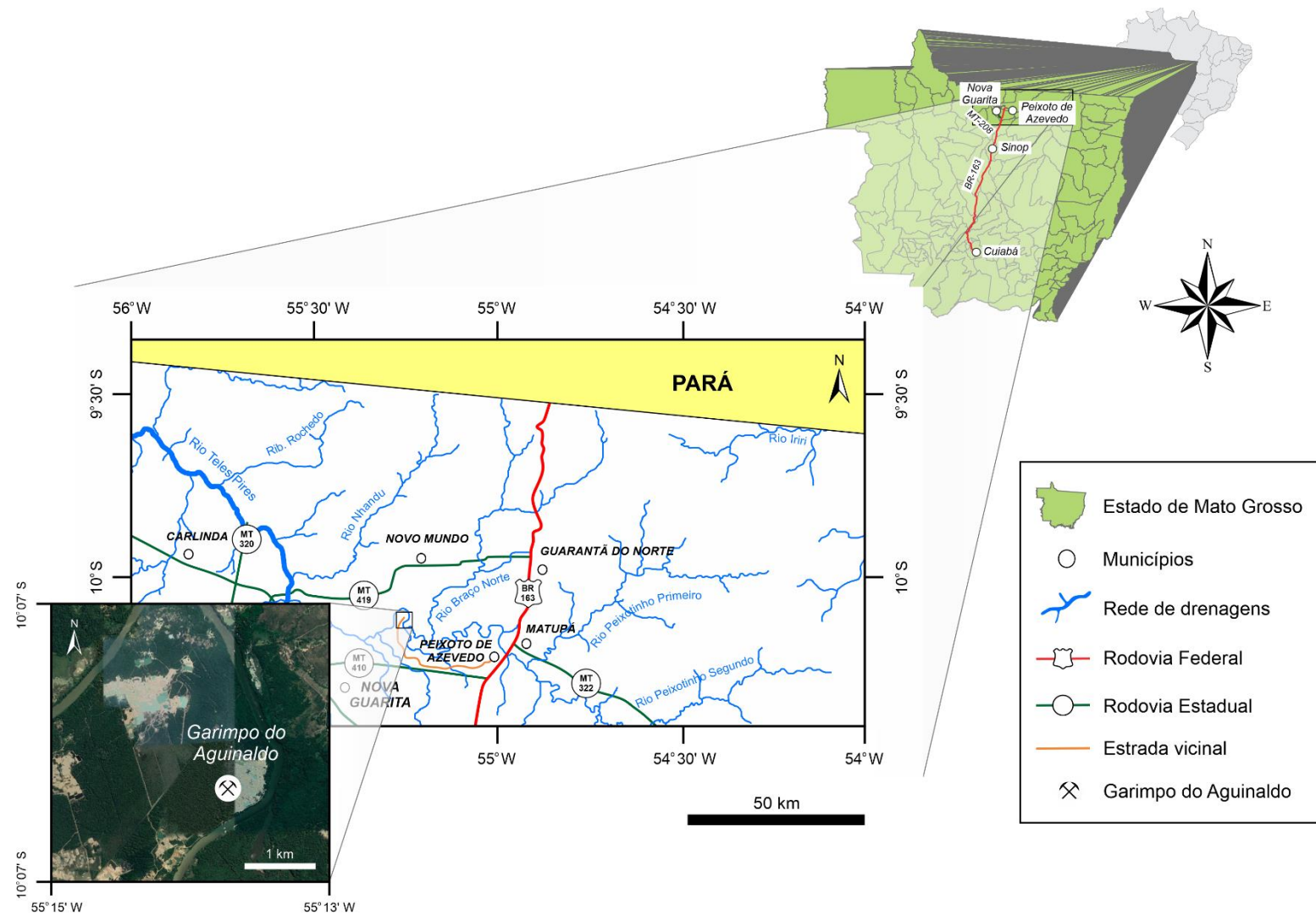


Figura 1.7 - Localização do garimpo do Aguinaldo, situado no município de Nova Guarita.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 Revisão bibliográfica

Esta etapa esteve focada no contexto geológico, estrutural, geotectônico e metalogenético da província, com ênfase aos principais depósitos filonares de Au ± Cu e seus atributos geológicos (*e.g.* rochas hospedeiras, tipos e estilos de alteração hidrotermal, paragênese do minério, controles estruturais, fluidos mineralizantes, modelos genéticos, etc). Adicionalmente, foram enfatizados trabalhos referentes a sistemas hidrotermais auríferos relacionados a fluidos magmático-hidrotermais (*e.g.* pórfiro, epitermal e *intrusion-related gold systems*) e metamórfico-hidrotermais (*e.g.* ouro orogênico), bem como aos métodos empregados na pesquisa, tais como petrografia, geocronologia U-Pb em zircão por SHRIMP e geotermobarometria da clorita e mica branca, sobretudo, suas aplicações à metalogênese.

2.2 Trabalho de campo

Realizou-se uma etapa de campo, de nove dias, no período de 16/set/2019 a 25/set/2019, que consistiu no reconhecimento da hospedeira da mineralização do Aguinaldo, com a coleta de amostras representativas. Na chegada ao campo, a galeria que seria mapeada havia sido desmontada, visto o rápido processo de lavra, o que impossibilitou a realização dos seguintes objetivos previamente definidos: (i) mapeamento geológico-estrutural da galeria exploratória; (ii) reconhecimento estrutural e mineralógico sistemático dos veios sulfetados; e (iii) paragênese do minério. Dessa forma, uma segunda etapa de campo havia sido planejada, contudo, fatores climáticos e a pandemia do COVID-19 inviabilizaram sua realização.

2.3 Análise de dados aerogeofísicos

A análise e interpretação dos lineamentos estruturais da região foram efetuados a partir dos dados referentes ao levantamento aeromagnetométrico realizado pela CPRM para o projeto “Projeto Aerogeofísico Norte do Mato Grosso (2014)”. A aquisição dos dados foi feita entre outubro de 2012 e setembro de 2013 e constou do recobrimento de 96.443 km de perfis de alta resolução, com linhas de voo espaçadas de 0,5 km e orientadas na direção N-S. A altura de voo foi fixada em 100 m e a velocidade aproximada de voo de 270 km/h. O processamento dos dados pela equipe técnica da CPRM envolveu a aplicação do software Oasis Montaj versão 6.4.1 para apresentação dos resultados na forma de mapas nas escalas 1:100.000, 1:250.000 e 1:500.000, arquivos de banco de dados e *grids*.

O mapa de Campo Magnético Total, utilizado na presente pesquisa, foi confeccionado na escala 1:500.000 e elaborado na forma de pseudo-iluminação, projetada perpendicularmente às estruturas principais definidas pela magnetometria. No mapa, foi aplicado uma fonte de iluminação com azimute de ângulo de 45° e inclinação de 45°.

Os traçados interpretativos sobre o mapa foram delineados a partir do recorte da área de interesse (regionalmente mais próxima do alvo estudado), seguido da utilização do software de design gráfico CorelDRAW® Graphics Suite 2020.

2.4 Amostragem

Um conjunto de 15 amostras representativas da rocha hospedeira foram coletadas para confecção de sessões delgadas-polidas (etapa petrográfica), química mineral e geocronologia U-Pb em zircão por SHRIMP. Ademais, 23 amostras extras foram selecionadas do trabalho de Cenatti (2019) para complementação das análises (Tabela 2.1).

Tabela 2.1 - Relação de amostras utilizadas para as análises: (1) Petrografia; (2) MEV; (3) Química Mineral; (4) Geocronologia U-Pb.

AMOSTRA	CORRESPONDÊNCIA	1	2	3	4
BR0BH ¹	Milonito de ortognaisse	✓	✓	✓	
BR2BH0 ¹	Milonito de ortognaisse	✓			
BR1A ¹	Milonito de ortognaisse	✓		✓	
BR0VBV ¹	Veio sulfetado				
BR0VBV1 ¹	Veio sulfetado	✓	✓		
BR0VBV2 ¹	Veio sulfetado	✓			
BR08H ¹	Milonito de ortognaisse	✓			
BR1N ¹	Milonito de ortognaisse	✓	✓		
9A(A) ¹	Milonito de ortognaisse	✓			
9A(B) ¹	Milonito de ortognaisse	✓			
BR03BHP ¹	Milonito de ortognaisse	✓	✓	✓	
7ASULA ¹	Milonito de ortognaisse	✓		✓	
7ASULB ¹	Milonito de ortognaisse	✓			
BR1V2 ¹	Veio sulfetado	✓			
BR5V3A ¹	Veio sulfetado	✓	✓		
BR5V3B ¹	Veio sulfetado	✓			

5B ¹	Milonito de ortognaisse	✓		✓	
BR03BVCA ¹	Veio sulfetado	✓	✓	✓	
BR03BVCB ¹	Veio sulfetado	✓			
BRVA ¹	Veio sulfetado	✓			
BR3VB1 ¹	Veio sulfetado	✓			
9ASUL ¹	Milonito de ortognaisse	✓	✓		
VE ¹	Veio estéril				
AGRB15 ²	Milonito de ortognaisse				✓

Procedência das amostras: ⁽¹⁾ Cenatti (2019); ⁽²⁾ Este trabalho.

2.5 Petrografia

As análises petrográficas em luz transmitida e refletida foram realizadas no Laboratório de Microscopia do Departamento de Geologia, do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP (IGCE; Rio Claro, SP), bem como no Laboratório de Petrografia Sedimentar (LabPetro), do Instituto de Geociências da USP (IGc-USP; São Paulo, SP). Das 15 amostras coletadas, oito foram encaminhadas ao Laboratório de Laminação do IGc-USP, porém, com a pandemia do COVID-19 e consequente paralização dos laboratórios, sua confecção foi concluída em dezembro/2020 e, portanto, não foram consideradas nesta etapa de trabalho. Desse modo, foram analisadas 21 seções delgadas-polidas selecionadas do trabalho de Cenatti (2019; Tabela 2.1), representativas da rocha hospedeira, das zonas de alteração hidrotermal e dos veios mineralizados. No Laboratório de Microscopia da UNESP, as análises sucederam-se com o auxílio de microscópio petrográfico ZEISS (modelo AXIOSKOP 40), acoplado a um dispositivo de obtenção de imagens CANON (modelo powershot G5), enquanto que no LabPetro, foi utilizado microscópio petrográfico Leica (modelo DM750P), com câmera Leica embutida (modelo MC170HD).

A fase petrográfica consistiu na definição da (i) composição, textura e estruturas da rocha hospedeira; (ii) tipos, estilos e paragênese da alteração hidrotermal, bem como de sua evolução paragenética; (iii) estilos e paragênese do minério; e (iv) definição das variações texturais da clorita e mica branca (sericita e muscovita) para análises em microsonda eletrônica.

2.6 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

A etapa de petrografia foi refinada com o auxílio do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Departamento de Geologia

da UNESP (IGCE; Rio Claro, SP). Essa ferramenta teve como objetivos a determinação de (i) fases minerais não reconhecidas ao microscópio petrográfico, particularmente àquelas associadas à paragênese sulfetada; (ii) inclusões minerais menores; (iii) eventuais zoneamentos composicionais em sulfetos; (iv) relações texturais entre os minerais de minério e de ganga; (v) texturas de substituição e/ou intercrescimento na clorita e mica branca; e (vi) complementação dos dados referentes aos modos de ocorrência e composição do Au (*e.g.* concentração em Ag). O equipamento, da marca JEOL (modelo JSM-6010 LA), é equipado com sensores de elétrons secundários, retro espalhados e espectrômetro de raios-X por dispersão de energia (EDS); operado com tensão de aceleração de 15 kV e distância focal de 10 mm. Ao MEV, as amostras foram previamente metalizadas com película de 10 nm de carbono.

Para o conjunto dos procedimentos efetuados nas etapas petrográficas, seguiram-se as recomendações da USGS (Silvola & Schmid, 2007) para a abreviação dos minerais aqui reconhecidos. As abreviações utilizadas constam na legenda das pranchas petrográficas.

2.7 Química mineral

As análises químicas em cristais de clorita e mica branca (muscovita e/ou sericita) foram efetuadas a partir do método de espectroscopia por dispersão em comprimento de onda (*WDS – Wavelength-dispersive-spectroscopy*), em Microsonda Eletrônica da marca JEOL, modelo JXA-8230 *superprobe*, do Laboratório de Microsonda Eletrônica do Departamento de Geologia da UNESP (IGCE; Rio Claro, SP). As condições de operação do equipamento e os padrões utilizados para calibração dos elementos constam na Tabela 2.2.

Foram selecionadas seis amostras representativas das texturas de clorita e mica branca, previamente reconhecidas na etapa petrográfica (Tabela 2.1). No total, 174 pontos foram analisados: 91 em muscovita, 18 em sericita e 65 em clorita. Os dados coletados foram tratados e processados nos softwares AX[®] (*mica branca*) e WinCcac[®] (*clorita*) para cálculo das porcentagens de óxidos. Posteriormente, esses dados foram ilustrados em gráficos reproduzidos no software ioGAS[™] e vetorizados no CorelDRAW[®] Graphics Suite 2020.

Tabela 2.2 - Condições de operação e padrões utilizados na calibração da microsonda eletrônica.

Equipamento	JEOL JXA-8230
Voltagem de aceleração (kV)	15
Corrente (nA)	20
Diâmetro do feixe (µm)	3
Elemento	Padrão

Si	Ortoclásio
Ti	Ilmenita
Al	Anortita
Fe	Ilmenita
Mn	Rodonita
Mg	Diopsídio
Cr	Cromita
Ni	Óxido de Ni sintético
Ca	Wollastonita
Na	Albita
K	Ortoclásio
Ba	Barita
Cl	Sodalita

Essa etapa ajudou a quantificar as concentrações dos elementos maiores (Si, Al, K, Na, Mg, Fe, Ti, Ba, Cr e Mn) e de alguns elementos traço (*e.g.* Ba, Cl e Cr), necessárias na (i) determinação e classificação química das fases hidrotermais supracitadas, na (ii) comparação composicional entre as variedades texturais reconhecidas no garimpo do Aguinaldo e (iii) em outros depósitos estruturalmente controlados da Província. Ademais, a concentração dos elementos maiores permitiu (iv) a determinação dos intervalos de temperatura e pressão (e nível crustal) do sistema hidrotermal do garimpo, através do geotermômetro da clorita (Cathelineau & Nieva, 1985; Kranidiotis & Maclean, 1987; Jowett, 1991; Zang & Fyfe, 1995) e do geobarômetro da muscovita (Massonne & Schreyer, 1987; Anderson, 1996). Ao final, esses resultados foram comparados aos diversos depósitos auríferos da Província, em especial àqueles pertencentes ao grupo (II) (Xavier *et al.*, 2011; Assis *et al.*, 2014).

2.8 Preparação de amostras e separação mineral

Esta etapa incluiu a separação de cristais de zircão para datação geocronológica e deu-se no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da USP (IGc-USP).

Foram preparadas três amostras representativas da rocha hospedeira, das quais apenas uma foi selecionada para datação U-Pb por SHRIMP (Tabela 2.1). As amostras foram britadas em britador de mandíbulas do tipo Pulverisette II (Fritsch), até resultarem em fragmentos de no máximo 2 cm de diâmetro. Em seguida, pulverizadas em moinho vibratório. Posteriormente, o material pulverizado passou pelas seguintes etapas: (1) moinho de disco; (2) separação

paramagnética através do separador isodinâmico Frantz; (3) separação por densidade de minerais pesados (*e.g.* zircão, quartzo) daqueles de baixa densidade (*e.g.* feldspatos) a partir do uso de líquidos densos; e (4) catação manual dos cristais de zircão através lupa binocular da ZEISS.

2.9 Geocronologia isotópica U-Pb

A análise geocronológica pelo método U-Pb SHRIMP IIe em zircão foi realizada no Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução (GeoLab) do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da USP (IGc-USP). Para normalização do fracionamento isotópico, os concentrados foram adicionados juntamente a grãos de zircão provenientes do padrão TEMORA (Black *et al.*, 2004) e montados manualmente em *mounts* com resina epóxi. Posteriormente, foram polidos com pasta diamantada até a exposição do interior dos cristais e metalizados em Au. Previamente às análises por SHRIMP, foram produzidas fotomicrografias de luz refletida e transmitida, bem como imagens de elétrons retro-espalhados (BSE) e de catodoluminescência (CL) para relevar a estrutura interna dos grãos e auxiliar na determinação de possíveis fraturas, inclusões, sobrecrescimentos, núcleos herdados, para consequente seleção de áreas representativas para análise e determinação das idades U-Pb. Os discos de resina foram examinados em um Microscópio Eletrônico de Varredura, modelo FEI-QUANTA 250, equipado com detectores de elétrons secundários e de catodoluminescência. As condições de análise foram: (1) 60 µm de emissão de corrente; (2) 15 kV de tensão; (3) feixe de luz com 7 µm de diâmetro; (4) tempo de aquisição de 200 µs; e (5) resolução de 1024 x 884.

Ao final, os suportes polidos (*mounts*) foram analisados em um equipamento SHRIMP IIe (*Sensitive High Resolution Ion Micro Probe*) segundo os procedimentos de Sato *et al.* (2014). A correção para o Pb comum foi dada com base no ^{204}Pb medido pelo equipamento. A componente de erro típico para a razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ foi inferior a 1,2%, enquanto que para as razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ inferior a 2,12% e 2,8%, respectivamente. Adicionalmente, a abundância de U e a razão U/Pb foram calibradas em função do padrão TEMORA. O feixe de laser (*spot*) usado na sessão foi de diâmetro 30µm. Para cálculo das idades isocrômicas (*concordia age*), utilizou-se o ISOPLOT© 3.0 (Ludwig, 2003) instalado como suplemento no Excel 2007. Os dados apresentam limite de confiança de 95% e as incertezas para cada análise individual são expressas por 1σ .

3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF; Dardenne & Schobbenhaus, 2001), também denominada de Província Mineral de Alta Floresta (Souza *et al.*, 2005) ou Província Aurífera Juruena-Teles Pires (Silva & Abram, 2008), insere-se na porção sul do Cráton Amazônico (norte do Estado de Mato Grosso). Com uma área de aproximadamente 430.000 km² no território brasileiro (Fig. 3.1A), o cráton corresponde a uma das maiores regiões cratônicas do planeta, com limites delimitados pelas faixas móveis neoproterozoicas de Tucavaca na Bolívia, Araguaia-Cuiabá no Brasil Central e Tocantins ao norte do Brasil (Tassinari & Macambira, 1999).

A primeira proposta de compartimentação foi apresentada por Amaral (1974), que subdividiu o cráton em três províncias geocronológicas a partir de dados K-Ar e Rb-Sr: Amazônica Oriental, Amazônia Central e Amazônia Ocidental. Esse modelo foi posteriormente adaptado e aperfeiçoado por Cordani *et al.* (1979), que reconheceram quatro províncias geocronológicas-estruturais: Amazônia Central (>2,5 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2,1 - 1,8 Ga), Rio Negro-Juruena (2,1 - 1,45 Ga) e Rondoniana (1,4 - 1,2 Ga).

Embasados em dados Sm-Nd, Tassinari & Macambira (1999) compartimentam o cráton em seis províncias geocronológicas de direção NW-SE (Fig. 3.1B): províncias Amazônia Central (> 2,3 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2,2 - 1,95 Ga), Ventuari-Tajapós Rondônia-San Ignácio (1,55 - 1,3 Ga) e Sunsás (1,3-1,0 Ga). Corresponde a um modelo mobilista amplamente adotado como um dos principais para a evolução tectônica do cráton. Santos *et al.* (2000) e Santos (2006), entretanto, com base em dados de U-Pb e Pb-Pb em zircão, subdividem o cráton em sete províncias tectônicas-estruturais (Fig. 3.1C): províncias Carajás (3,0 - 2,5 Ga), Amazônia Central (Arqueano?), Transamazonas (2,26 - 2,01 Ga), Tapajós-Parima (2,03 - 1,88 Ga), Rio Negro-Juruena (1,82 - 1,52 Ga), Rondônia-Juruena (1,82 - 1,54 Ga) e Sunsás-k'Mudku (1,45 - 1,10 Ga).

Apesar da estruturação controversa, as unidades graníticas, vulcânicas e vulcanossedimentares que compõem o cráton têm sido interpretadas como resultantes da construção de arcos magmáticos insulares, que se desenvolveram e se amalgamaram progressivamente ao protocráton arqueano da Província Amazônica Central no decorrer do Paleoe Mesoproterozoico (Tassinari & Macambira, 1999; Souza *et al.*, 2005, 2006; Silva & Abram, 2008). No entanto, a ausência de zonas de sutura, a existência de amplas sequências sedimentares continentais, em conjunto aos dados geoquímicos e isotópicos referentes ao seu plutonismo-vulcanismo, têm apontado, segundo Juliani *et al.* (2013, 2014), Carneiro *et al.* (2014), Bettencourt *et al.* (2016) e Scandolara *et al.* (2017) que ao menos a porção sul do cráton teria derivado de arcos magmáticos continentais. Segundo os autores, essa porção é composta por dois arcos magmáticos continentais paleoproterozoicos, de direção E-W, denominados Arcos Tapajônicos,

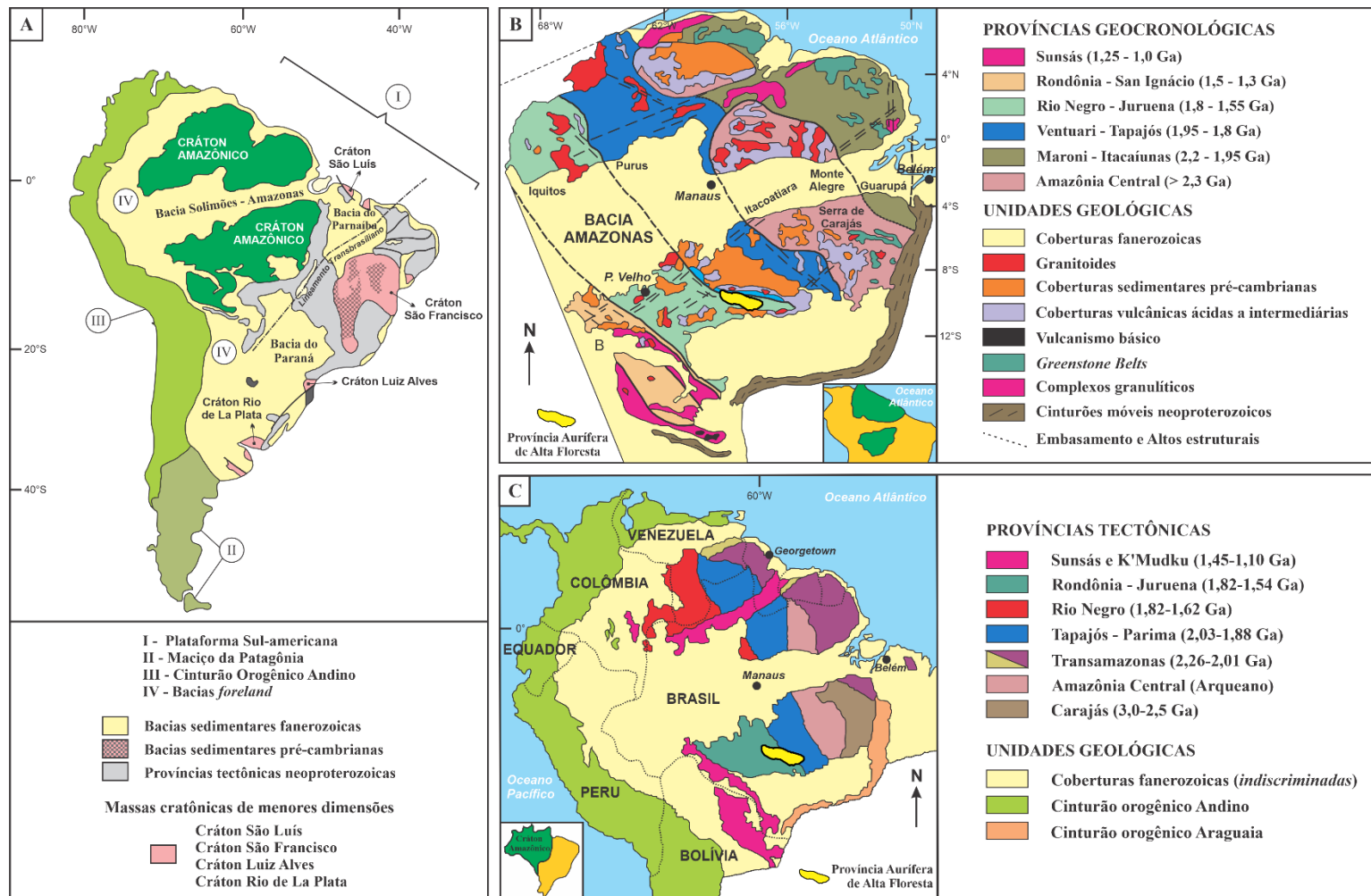


Figura 3.1 - (A) Localização do Crátón Amazônico na plataforma sul-americana; e compartimentação tectônica do Crátón Amazônico de acordo com os modelos de (B) Tassinari & Macambira (1999) e (C) Santos *et al.* (2000; 2006). Extraído de Assis (2015).

um mais antigo de 2,13 a 1,95 Ga a sul, superposto pelo arco a norte, com idades entre 1,89 e 1,87 Ga, amalgamados por processos de subducção a um paleocontinente arqueano-paleoproterozoico. Ademais, dados de Sm-Nd obtidas por Sato & Tassinari (1996), indicam que ca. 30% de sua crosta continental granítica proveio de fonte mantélica arqueana, enquanto os 70% restantes teriam se formado ao longo do Paleo- e Mesoproterozoico, com maior crescimento crustal entre 2,2 e 2,0 Ga (Tassinari & Macambira, 2000).

Nessa conjuntura, a PAAF enquadra-se entre as províncias geocronológicas Ventuari-Tapajós (1,95 - 1,8 Ga) e Rio Negro-Juruena (1,8 - 1,55 Ga), na interpretação de Tassinari & Macambira (1999), ou entre as províncias tectônicas-geocronológicas Tapajós-Parima (2,03 - 1,88 Ga) e Rondônia-Juruena (1,82 - 1,54 Ga), segundo Santos (2003) e Santos *et al.* (2000; 2006).

A província geocronológica Ventuari-Tapajós apresenta embasamento granito-gnáissico cálcio-alcálico de composição quartzo-diorítica a granodiorítica, comumente metamorfizado em fácies anfíbolito, com *trends* estruturais NW-SE e N-S. Intrusivos no embasamento, estão presentes granitoides sin- a pós-colisionais de natureza cálcio-alcálica a toleítica, associados a derrames vulcânicos de composição mais evoluída, que variam de álcali-granito/riolito a monzogranito/dacito, inerentes às suítes Maloquinha (1,88 - 1,86 Ga), Iriri (1,88 - 1,87 Ga) e Teles Pires (1,79 - 1,75 Ga) (Tassinari & Macambira, 1999; 2004). A Província Rio Negro-Juruena, por sua vez, exibe embasamento migmatítico gnáissico, com anfíbolito, granodiorito, tonalito e granito, controlados por direções estruturais predominantemente NW-SE. Em sua porção sudoeste, ocorre o *greenstone belt* Alto Jaurú (1,79 - 1,75 Ga), composto por metavulcano-sedimentares separadas por terrenos granito-gnáissicos do tipo TTG, intrudidos por doleritos e granitoides, e parcialmente cobertas pelas sedimentares clásticas do Grupo Aguapeí. Ademais, estão associadas vulcânicas, sub-vulcânicas e plutônicas intermediárias a félsicas, de natureza cálcio-alcálica, alcálica e peralcalina, bem como corpos graníticos anarogênicos, peraluminosos a metaluminosos, com textura tipo *rapakivi*, pertencentes à Suíte Intrusiva Teles Pires (1,79 - 1,75 Ga) (Tassinari & Macambira, 1999; 2004).

Segundo Santos *et al.* (2000, 2004, 2006), a província tectônica-geocronológica Tapajós-Parima está compartimentada nos domínios Parima, Uaimiri, Tapajós e Peixoto de Azevedo (Fig. 3.2). Seu embasamento é definido por basalto oceânico magnésiano (2,10 - 2,01 Ga; Grupo Jacareacanga), metamorfizado em fácies xisto verde a anfíbolito superior. De modo intrusivo, ocorrem plútons de granodiorito a tonalito do Complexo Cuiú-Cuiú (2,0 - 1,97 Ga), representantes de um arco magmático insular cálcio-alcálico primitivo, cujo conjunto tem sido interpretado como o embasamento regional (Pessoa *et al.*, 1997). Um segundo arco magmático cálcio-alcálico, designado de Creporizão (1,98 - 1,95 Ga), compreende monzogranitos e andesitos. Associadas a essas rochas, estão tonalitos, basaltos e andesitos do Arco Tropas, um terceiro arco insular primitivo acrescido ao continente entre 1,9 e 1,89 Ga. Essa orogênese foi seguida pela geração de outro arco continental, denominado Parauari (1,88 - 1,87 Ga), caracterizado por monzogranitos e

vulcânicas félsicas. Adicionalmente, plutônicas e vulcânicas intracratônicas de 1,88-1,86 Ga, relacionadas à Suíte Maloquinha (1,88 - 1,86 Ga) e Grupo Iriri (1,88 - 1,87 Ga) estão presentes (Santos, 2003). Entretanto, Vasquez *et al.* (2002) e Vasquez & Rosa-Costa (2008) interpretam o Domínio Tapajós como um único arco magmático orosiriano (2,0 Ga), seguido de sucessivos pulsos magmáticos pós-colisionais que se estenderam até o estágio pós-orogênico, em 1,88 Ga.

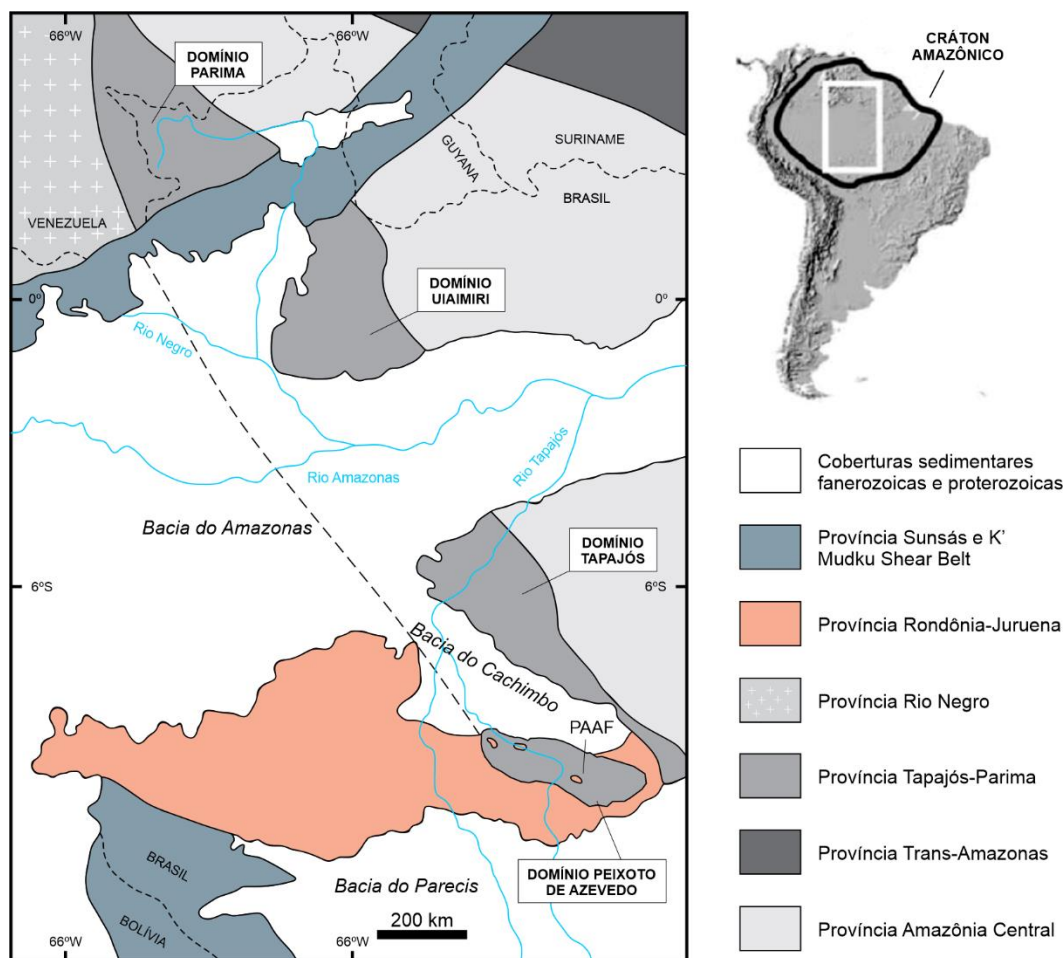


Figura 3.2 - Porção central do Cráton Amazônico com destaque para a Província Tapajós-Parima, compartimentada nos domínios Parima, Uaimiri, Tapajós e Peixoto de Azevedo (Santos *et al.*, 2004).

Por fim, a Província Rondônia-Juruena é subdividida por Santos (2003) em dois domínios geográficos: Jamari (1,76 - 1,65 Ga) e Roosevelt-Juruena (1,84 - 1,79 Ga). O Domínio Jamari é composto por rochas de médio a alto grau metamórfico (Complexo Jamari), unidades metavulcanossedimentares (Grupo Beneficente e Formação Mutum-Paraná) e uma suíte de granitos *rapakivi* com charnockitos associados (Suíte Serra Providência). O Complexo Jamari constitui granitoides gnáissicos cálcio-alcálicos de baixo K (associação de quartzo-diorito, tonalito, metabasalto, metandesito) com idades U-Pb de 1,76 Ga. Payolla *et al.* (2002) sugere magmatismo em margem continental do tipo andino, com subducção para nordeste, por baixo da crosta continental Tapajós-Parima. Sedimentares clásticas da Formação Mutum-Paraná (1.746 ± 4 Ma) e do Grupo Beneficente (1.485 ± 32 Ma a 1.331 ± 28 Ma), interpretadas como bacias

cratônicas, recobrem essas unidades (Tassinari *et al.*, 1978; Santos, 2003). Recorrentes no domínio, estão os charnockitos e granitos *rapakivi* da Suíte Serra Providência, gnaissificados e milonitizados ao final da orogenia Juruena (1,6 a 1,53 Ga) (Santos, 2003).

O Domínio Roosevelt-Juruena é constituído pelo embasamento, granitoides cálcio-alcalinos, sequências vulcânicas e vulcano-sedimentares, além de unidades pós-orogênicas (granitos anarogênicos e sedimentares clásticas). O embasamento está subdividido nos complexos Nova Monte Verde e Bacaeri-Mogno (2,2 - 1,85 Ga), a norte e mais antigo, e o Grupo Jauru, a sul e mais jovem (1,78 - 1,74 Ga). A unidade Bacaeri exhibe semelhanças composicionais com o Complexo Jamari, composta por tonalito, diorito e basalto, além de paragneisses de protólito turbidítico, metamorfizados em fácies anfíbolito. A porção Mogno é constituída por charnokitos ígneos pós-colisionais de idade 1.775 ± 10 Ma (Santos, 2003). Diversas suítes graníticas orogênicas e cálcio-alcalinas de 1,88 a 1,74 Ga, intrusivas no embasamento, teriam sido geradas durante o desenvolvimento de dois arcos magmáticos. Um primeiro com maior participação de crosta continental, representado pelas suítes Juruena (1,82 - 1,81 Ga), Paranaíta (1,81 - 1,79 Ga) e Sienito Cristalino (1,8 Ga), e um segundo mais juvenil, exemplificado pelo Complexo Nova Monte Verde (dominantemente juvenil), Suíte São Pedro (1,78 Ga), Tonalito Vitória (1,78 Ga), Suíte Zé do Torno (1,77 Ga), Suíte São Romão (1,77 Ga), Suíte Nova Canaã (1,74 Ga), Granito Nhandu (1,88 - 1,84 Ga) e Granito Apiacás (1,78 - 1,77 Ga) (JICA/MMAJ, 2000; Santos, 2003). Recobrem as unidades supracitadas sequências clásticas e carbonáticas do Grupo Beneficente (idade máxima de 1,69 Ga), vulcano-sedimentares do Grupo Roosevelt (1,74 Ga) e vulcânicas do Grupo Colíder (1,81 - 1,75 Ga), além de arenito feldspático, arenito ortoquartzítico, arcóseo e conglomerados da Formação Dadanelos (idade máxima de 1,30 Ga), sobreposta em discordância angular/erosiva à esses grupos (Saes *et al.* 2002; Santos *et al.*, 2000; Santos, 2003).

3.1 Contexto geológico do setor leste da PAAF

A PAAF compreende uma faixa alongada de aproximadamente 500 km de extensão na direção NW-SE e de até 100 km de largura (Paes de Barros, 2007). É essencialmente constituída por granitoides, vulcânicas e vulcanossedimentares paleoproterozoicas, limitadas a sul pelo Gráben dos Caiabis e a norte pelo Gráben do Cachimbo, que a separa da Província Aurífera do Tapajós, no Estado do Pará (Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008). No setor leste-sudeste da província, segmento em que o garimpo do Aguinaldo está inserido, essas unidades são predominantemente derivadas de magmatismo cálcio-alcalino oxidado, de médio a alto K, meta- a peraluminoso (granitos tipo I), além de menores volumes de vulcânicas e granitoides alcalinos do tipo A. Neste cenário, tem sido sugeridas duas propostas de organização tectono-estratigráfica, sendo uma de cunho mais regional e atrelada à evolução geodinâmica da província (Alves *et al.*, 2019), e outra centrada em seu setor leste-sudeste, fundamentalmente relacionada aos seus eventos magmáticos (Assis, 2015). Deste modo, Alves *et al.* (2019) propõem que a evolução

geodinâmica da província tenha se estruturada em quatro eventos principais: (i) magmatismo de arco de margem continental (2,0 - 1,95 Ga) seguido de (ii) magmatismo pós-orogênico (1,9 - 1,86 Ga), vinculados à Província Tapajós-Parima; (iii) magmatismo de *rift* intracontinental (1,81 - 1,75 Ga), atrelado à Província Rondônia-Juruena, cujo conjunto encontra-se localmente truncado pelo diabásio Cachimbo e recoberto pela Bacia do Alto Tapajós; e (iv) seqüências sedimentares (1,38 Ga) (Fig. 3.3). Em contrapartida, Assis (2015) sugere que o segmento leste-sudeste estaria organizado em quatro domínios geológicos principais (Fig. 4): (i) embasamento granítico deformado e metamorfozado (2,0 - 1,97 Ga); (ii) seqüências plutônicas, vulcânicas e vulcanossedimentares do tipo I (1,97 - 1,78 Ga); (iii) unidades plutônicas e vulcânicas pós-orogênicas a anorogênicas (1,78 - 1,75 Ga); e (iv) seqüências sedimentares clásticas (~1,38 Ga).

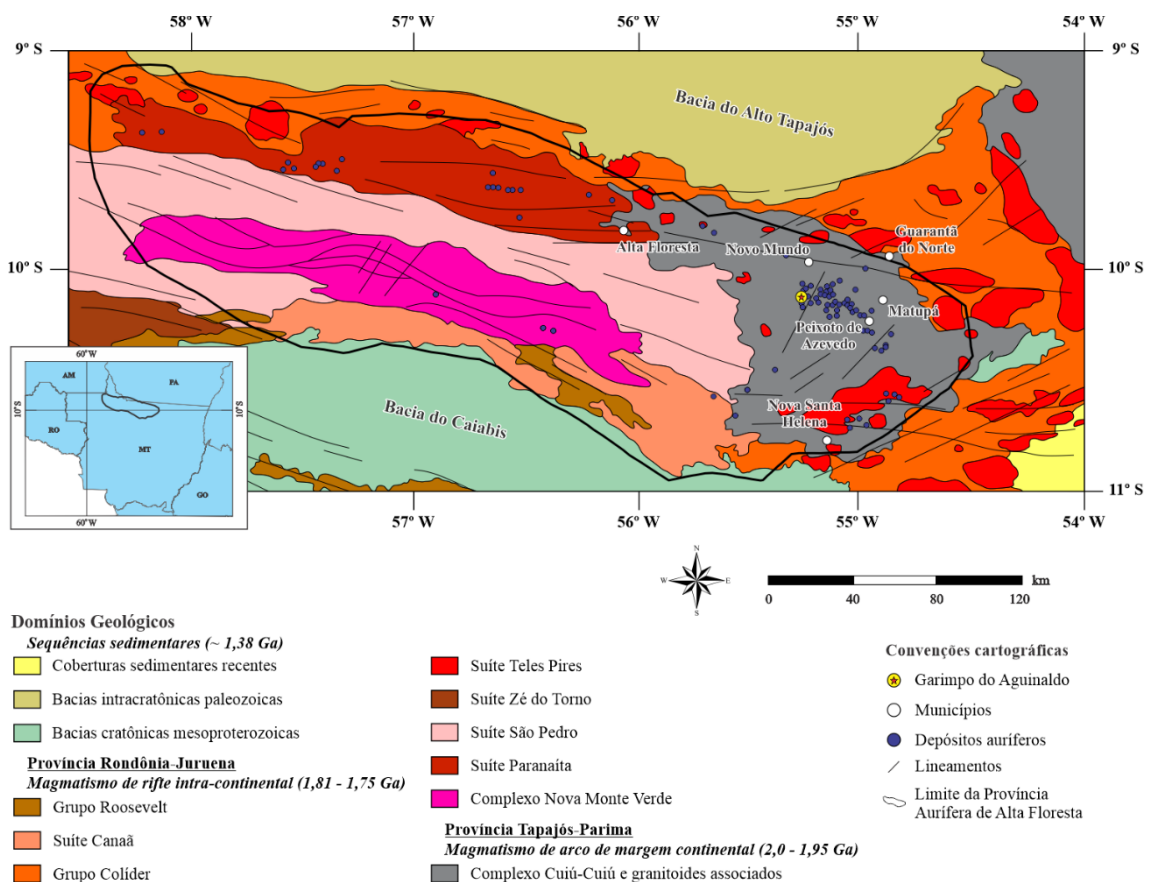


Figura 3.3 - Principais domínios geológicos da Província Aurífera de Alta Floresta, com a localização de algumas ocorrências auríferas e destaque para a área de estudo. Adaptado de Alves *et al.* (2019).

O modelo tectono-estratigráfico proposto por Alves *et al.* (2019) é respaldado na compartimentação das províncias geocronológicas Tapajós-Parima (2,03 - 1,88 Ga) e Rondônia-Juruena (1,82 - 1,54 Ga) de Santos *et al.* (2000) e Santos (2003).

Nesse contexto, a evolução da Província Tapajós-Parima está vinculada à formação do Arco Magmático Cuiú-Cuiú (AMCC) (2,0 - 1,97 Ga), representado pelas rochas gnáissica-migmatíticas e granitoides tonalíticos a graníticos do Domínio Peixoto de Azevedo. Segundo Santos *et al.* (2004), o AMCC representa um arco oceânico gerado na Orogenia Munduncurus

(2040 - 1957 Ma), ocorrida na região do Tapajós e responsável pela geração de três arcos magmáticos: arcos Cuiú-Cuiú, Jamanxim e Creporizão, os dois últimos, de afinidade continental. Nesse cenário, Assis (2015) admite que esta etapa representaria a evolução geodinâmica da região desde a cristalização das rochas graníticas em um ambiente de arco vulcânico, seguidamente metamorfozadas, para um ambiente mais evoluído, com o alojamento de granitoides foliados. Entretanto, Vasquez *et al.* (2017) e Alves *et al.* (2019) propõem corresponder a um estágio derivado de um arco continental acrescido às margens de um terreno arqueano. De acordo com Alves *et al.* (2019), o contínuo processo de subducção, juntamente com o aumento da maturidade do arco e a maior interação crustal, teria favorecido a formação de magmas cálcio-alcalinos mais evoluídos, bem como dos granitoides associados.

Posteriormente a fase compressiva responsável pela edificação do AMCC, teria ocorrido longo período de estabilidade tectônica, seguido pelo colapso do orógeno e transição para um ambiente extensional pós-colisional entre 1,9 e 1,8 Ga (Alves *et al.*, 2019). Dentro dessa conjuntura, Assis (2015) propõe um segundo estágio magmático de início de construção do Arco Magmático Juruena (1,85 - 1,75 Ga), marcado pelo maior espessamento crustal registrado na província. Com base nessa proposta, o estágio de fechamento teria movimentado uma placa oceânica (Complexo Bacareí-Mógnó) em direção a um segmento de crosta continental pré-colisional (Província Tapajós-Parima), o que resultou na interação entre fontes mantélicas e crustais e consequente geração de unidades vulcânicas e plutônicas do tipo I.

Um terceiro e último evento magmático é definido por Assis (2015) como encarregado pela formação de unidades porfíricas e vulcânicas a subvulcânicas em ambiente pós-orogênico a intra-placa, com produção de magmatismo félsico do tipo I, seguido de magmas graníticos anarogênicos. Outros autores, no entanto, sugerem que essas rochas foram geradas em ambiente *back-arc* entre 1,81 e 1,75 Ga, associado a eventos extensionais tardi- a pós-orogênicos da Província Rondônia-Juruena (1,82 - 1,54 Ga) (Barros *et al.*, 2009; Alves *et al.*, 2013, 2019). Em adicional, Assis (2015) e Assis *et al.* (2017) sugerem que esse evento estaria relacionado a metalogênese aurífera da Província, ocorrido entre 1,78 a 1,79 Ga (dados isotópicos Re-Os).

A transição para um regime de estabilidade crustal é definido como último estágio tectônico, desenvolvido entre 1,7 e 1,6 Ga (Souza *et al.*, 2005), e registrado pela reativação de estruturas rúptil-dúcteis a rúpteis, com grandes zonas transcorrentes de direção E-W a NNW-ESE, responsáveis pela geração de zonas transtensionais do tipo *pull-apart* ou do tipo *strike slip basin*. Estas zonas evoluíram progressivamente para uma bacia romboide, receptora de sedimentos continentais e marinhos, denominada Bacia do Alto Tapajós (Santiago *et al.*, 1980) ou Gábren do Cachimbo (Silva *et al.*, 1980), que encontra-se sobreposta em discordância erosiva às rochas paleoproterozoicas da Província Rondônia-Juruena (Reis, 2006; Alves *et al.*, 2019). Reativação tectônica foi registrada no Jurássico, pela injeção de diques e soleiras de diabásio em falhas de orientações NW-SE e NNE-SSW. Ademais, nos estágios finais, no decorrer do Neógeno e

Quaternário, instalou-se neotectônica distensiva, responsável tanto pela atual configuração das principais drenagens, quanto pelo desenvolvimento de latossolos e crostas lateríticas, somados a deposição de aluviões holocênicos que hospedam vários *placers* auríferos, alvos de exploração aurífera garimpeira (Souza *et al.*, 2005; Alves *et al.*, 2019) Essas ocorrências, somadas às primárias, tem sido fonte da elevada produção aurífera até então registrada na província.

A proposta de Assis (2015), por ser de cunho mais local, será incorporada à proposta regional de Alves *et al.* (2019), a qual será adotada nesse trabalho. As unidades estão representadas na Figura 3.4 e sintetizadas na Tabela 3.1.

- ***Magmatismo de arco de margem continental (2,0 - 1,95 Ga)***

Agrupadas no Domínio Peixoto de Azevedo da Província Tapajós-Parima, encontram-se as rochas com características químicas de arcos continentais, derivadas do Arco Magmático Cuiú-Cuiú (2,05-1,96 Ga), e representadas pelo Complexo Cuiú-Cuiú (2,0 - 1,97 Ga; Alves *et al.*, 2019; Assis, 2015), no qual intrudem a Suíte Intrusiva Pé Quente (1,99 -1,97 Ga; Dezula, 2016; Rios, 2019) e os granitos Novo Mundo (1,97 - 1,96 Ga; Paes de Barros, 2007) e Flor da Mata (idade desconhecida). Recobrem o embasamento sequências vulcânicas e vulcanoclásticas da Unidade Vulcanoclástica Serra Formosa (idade máxima de ~2 Ga; Miguel-Jr, 2011). Incluídos nesse domínio, estão tanto o embasamento granítico quanto os granitoides mais antigos das sequências plutônicas, vulcânicas e vulcanossedimentares do tipo I, definidas por Assis (2015).

Segundo Alves *et al.* (2019), o Complexo Cuiú-Cuiú corresponde ao embasamento do Domínio Peixoto de Azevedo. É composto por ortognaisse migmatítico (biotita-hornblenda gnaisse quartzo diorítico, biotita gnaisse tonalítico, biotita gnaisse granodiorítico-monzogranítico) e metagranitoides foliados, cuja composição varia de metagranodiorito-metamonzogranito a metatonalito. Essas rochas registram, majoritariamente, metamorfismo de fácies xisto verde a anfibolito e ocorrem na forma de estreitas faixas alongadas e descontínuas associadas a zonas de cisalhamento transcorrentes de direção NW-SE ou falhamentos N-S, em especial ao lineamento Peru-Trairão (Fig. 3.5; Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005; Vasquez *et al.*, 2008). Dados geocronológicos U-Pb forneceram idades para o embasamento entre 2029 a 1984 Ma (Souza *et al.*, 2005; Paes de Barros, 2007; Assis, 2015; Alves *et al.*, 2019), enquanto idades modelo variaram de 2,72 a 2,65 Ga (Paes de Barros, 2007; Moreira, 2019), as quais sinalizam idades neoarqueanas. Valores $\epsilon Nd(t)$ entre -2.76 e -2.45 (Assis, 2015), por sua vez, sugerem a presença de um embasamento heterogêneo, com contribuição crustal arqueana (Paes de Barros, 2007).

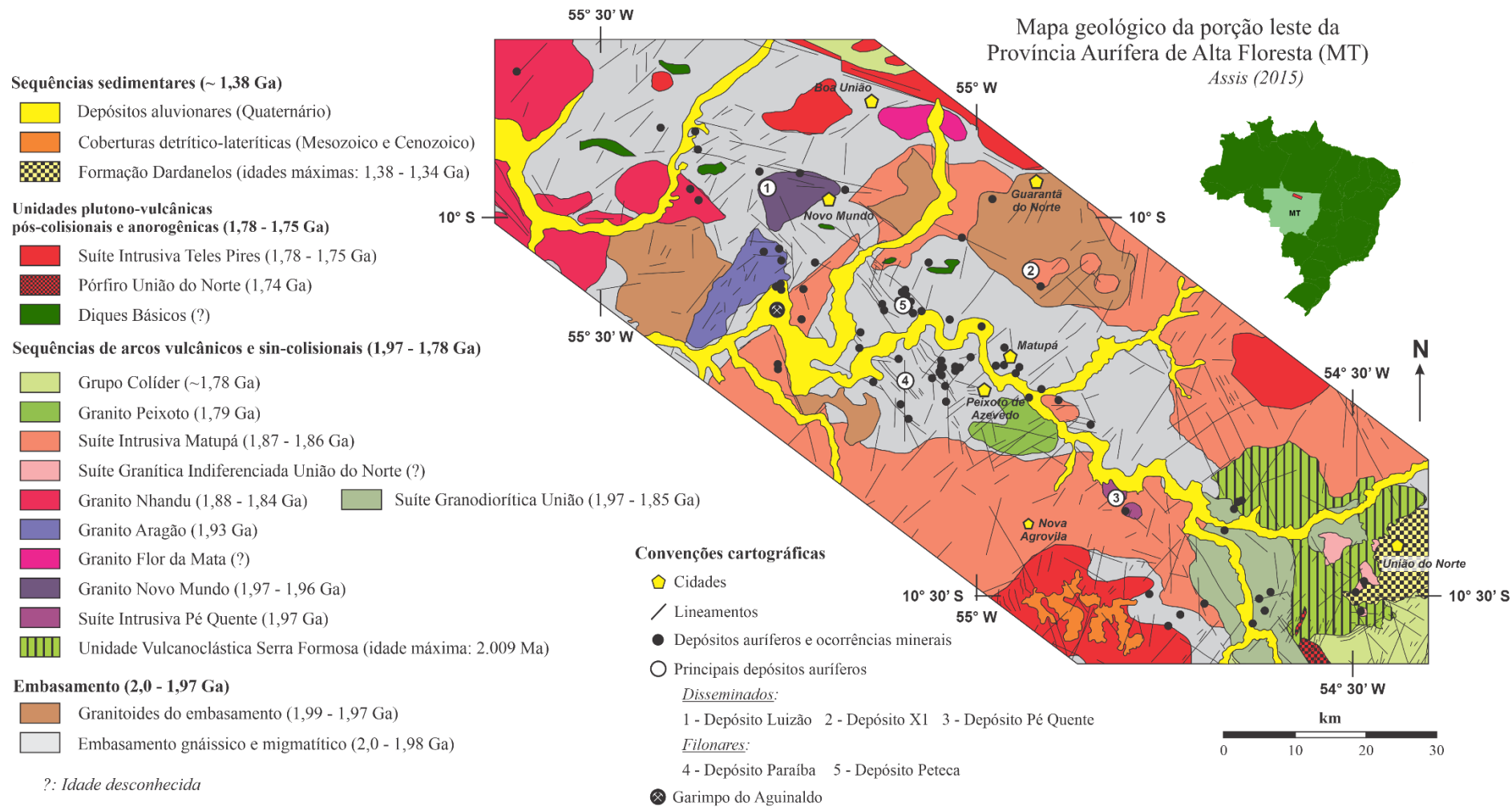


Figura 3.4 - Mapa geológico do setor leste da PAAF, segundo a proposta tectono-estratigráfica de Assis (2015), além da localização de alguns importantes sistemas auríferos disseminados e filonares, com a inclusão do garimpo do Agualdo. Extraído de Assis (2015); modificado de Miguel-Jr (2011).

Intrusivos no embasamento ocorrem plútons graníticos de afinidade cálcio-alcálica, oxidados, de médio a alto potássio e meta- a peraluminosos, localmente representados pela Suíte Pé Quente e pelos granitos Novo Mundo e Flor da Mata. Apresentam idades T_{DM} que variam de 2,76 a 2,41 Ga e valores $\epsilon_{Nd(t)}$ entre -7,62 e -0,96, indicativos de material majoritariamente mantélico, com pequena contribuição crustal, e fontes arqueana a paleoproterozoica (Paes de Barros, 2007; Abreu, 2004; Assis, 2011; Miguel-Jr, 2011; Alves *et al.*, 2019).

A Suíte Intrusiva Pé Quente, que hospeda o depósito disseminado homônimo (Assis, 2011), compreende granitoides de composição granodiorítica, tonalítica e monzonítica-monzogranítica (Assis, 2011; Alves *et al.*, 2019). É segmentada por Assis (2011) nas suítes cogenéticas Pé Quente, constituída por leucomonzonito médio, quartzo monzodiorito médio, monzodiorito, albitito fino, diques de granodiorito aplítico e biotita tonalito médio (Assis, 2011; Stabile, 2012); e Suíte Monzonítica, representada por monzonito grosso, com quartzo monzonito e quartzo monzodiorito subordinados. Cortam a unidade diques máficos e plútons correlacionados à Suíte Intrusiva Matupá (Assis, 2011). Datações U-Pb em zircão revelam idades de cristalização entre 1,99 e 1,97 Ga (Miguel-Jr, 2011; Trevisan, 2015; Dezula, 2016; Rios, 2019).

O Granito Novo Mundo, de idade Pb-Pb 1,97-1,96 Ga, é composto por sienogranito e monzogranito, além de granodiorito, quartzo monzonito e monzonito subordinados, truncados por diques gabroicos-dioríticos. Em adicional, o granito hospeda inúmeras mineralizações auríferas, com destaque para o depósito Luizão (Abreu, 2004; Paes de Barros, 2007).

O Granito Flor da Mata (Ramos, 2011), de idade indeterminada, é constituído por monzonito e granodiorito. Devido às suas similaridades petrográficas e geoquímicas, a autora sugere que a unidade poderia ser correlata ao granito Novo Mundo.

Sobrepoë o embasamento granítico a Unidade Vulcanoclástica Serra Formosa, composta por sedimentares epiclásticas caracterizadas por arenito arcoseano, grauvasca-feldspática e arenito arcoseano lítico de natureza vulcanoclástica, bem como lentes subordinadas de conglomerado arenoso polimítico (Assis, 2008; Assis *et al.*, 2012; Miguel-Jr, 2011). Embora ainda haja controversas quanto à sua idade máxima de deposição (2,009 Ma; U-Pb LA-ICP-MS em zircão; Miguel-Jr, 2011), Miguel-Jr (2011) sugere uma idade mínima de 1,71 Ga.

- ***Magmatismo pós-orogênico (1,9 - 1,86 Ga)***

Associados ao magmatismo pós-orogênico estão os granitoides cálcio-alcálicos, oxidados, de médio a alto potássio, meta- a peraluminosos do Aragão (1,93 Ga; Miguel-Jr, 2011), Guarantã (1,9 Ga; Assis, 2015) e Nhandu (1,88 - 1,84 Ga; Silva & Abram, 2008; JICA/MMAJ, 2000), os quais são intrusivos no Complexo Cuiú-Cuiú. Ademais, as suítes Matupá (1,87 - 1,86 Ga; Moura, 1998), Granodiorítica União (1,97 - 1,85 Ga; Miguel-Jr, 2011; Trevisan, 2015), indiferenciada União do Norte (idade desconhecida), e as básicas da Suíte Intrusiva Flor da Serra (idade desconhecida) exibem contatos intrusivos nas unidades supracitadas. No conjunto, tais unidades exibem idades T_{DM} de 2,14 a 2,47 e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ entre -5,49 e +3,04, indicativos de

magmas mantélicos paleoproterozoicos, com forte componente crustal (Moura, 1998; Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008; Assis, 2015).

O granito Aragão exibe composição monzogranítica a sienogranítica, e idade de cristalização de $1,931 \pm 12$ Ma (U-Pb por LA-ICP-MS; Vitorio, 2010; Miguel-Jr, 2011; Dezula *et al.*, 2016). Em adicional, a unidade hospeda várias ocorrências auríferas filonares e estruturalmente controlados por zonas de cisalhamento, parcialmente explotadas por atividade garimpeira (*e.g.* depósitos do Jurandir e Aragão; Miguel-Jr, 2011).

O granito Guarantã, de idade 1.904 ± 4.6 Ma e 1.901 ± 6.8 Ma (U-Pb por SHRIMP; Assis, 2015), apresenta composição que varia de monzogranito, granodiorito a tonalito (Assis, 2015; Alves *et al.*, 2019). A unidade é responsável por hospedar importantes mineralizações auríferas disseminadas, a exemplo do X1 (Rodrigues, 2011; Assis, 2015) e Pé Quente (Assis, 2011, 2015).

O granito Nhandu (Souza *et al.*, 1979) abrange granitoides de composição monzogranítica, sienogranítica e monzonítica que ocorrem sob a forma de *stocks* e batólitos controlados por zonas de cisalhamento de direção WNW-ESE, responsáveis por hospedarem importantes ocorrências auríferas (*e.g.* Natal e Trairão) (Alves *et al.*, 2019). Sua idade de cristalização foi estabelecida entre 1,88 e 1,84 Ga (U-Pb em zircão; Moreton & Silva, 2005; Silva & Abram, 2008, JICA/MMAJ, 2000). No entanto, idades mais antigas de 1,96 a 1,95 Ga obtidas por Barros *et al.* (2015) levaram os autores a associar os granitos do “tipo” Nhandu aos granitos Novo Mundo e Aragão, com idades de 1,96 Ga, reunindo-os sob a denominação de Suíte Intrusiva Nhandu, o que se enquadraria, por outro lado, no domínio de arco de margem continental.

A Suíte Intrusiva Matupá é composta por sienogranito e monzogranito, além de granodiorito e quartzo monzonito subordinados (Moreton & Martins, 2005; Alves *et al.*, 2019). Estudos geocronológicos de U-Pb em zircão indicam cristalização no intervalo de 1,88 a 1,86 Ga (Moura, 1998; Assis, 2015; Lima-Jr, 2017). Em adicional, é a unidade que hospeda o conhecido depósito de Serrinha de Matupá (Moura, 1998; Moura *et al.*, 2006).

A Suíte Granodiorítica União é intrusiva na Unidade Vulcanoclástica Serra Formosa, aflorante nas cercanias da Agrovila de União do Norte (cidade de Peixoto de Azevedo). A unidade apresenta composição granodiorítica a tonalítica (Assis, 2008, 2011; Assis *et al.*, 2012), com idade de cristalização em $1,853 \pm 23$ Ma (U-Pb em zircão por LA-ICP-MS; Miguel-Jr, 2011).

A Suíte Granítica Indiferenciada União do Norte também ocorre como corpos graníticos intusivos na unidade vulcanoclástica. É representada por sienogranito e monzogranito com texturas (micro-) gráficas e porfiríticas. Embora sua idade permaneça desconhecida, a suíte é tentativamente correlacionada à Suíte Granodiorítica União (Assis, 2008).

De natureza básica, a Suíte Intrusiva Flor da Serra, foi inicialmente definida por Moreton & Martins (2003) como constituída por plutônicas máficas, porém, posteriormente restringida a pequenos corpos gabroicos e diques de diabásio (Paes de Barros, 2007; Miguel-Jr, 2011). Alves *et al.* (2019), entretanto, consideram-na constituída por *stocks* gabroicos a dioríticos, além de

diques de diabásio intrusivos no embasamento e nos granitos Pé Quente, Nhandu e Guarantã. Apesar de sua idade de cristalização continuar desconhecida, relações de contato indicam que possam estar correlacionadas à Suíte Intrusiva Matupá (1,88 - 1,86 Ga) (Alves *et al.*, 2019).

- ***Magmatismo de rift intracontinental (1,81 - 1,75 Ga)***

Enquadradas na transição de um ambiente pós-colisional a anorogênico estão o granito Peixoto (1,79 Ga; Paes de Barros, 2007) e as vulcânicas do Grupo Colíder (1,81 - 1,75 Ga; Bini *et al.*, 2015; Santos *et al.*, 2018), essencialmente cálcio-alcalinas de alto potássio, meta- a peraluminosas, cujas idades T_{DM} de 1,94 a 2,34 e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ compreendidos entre -3,75 e +1,5 sugerem fonte paleoproterozoica e material juvenil (Pimentel, 2001; Pinho *et al.*, 2003; Souza *et al.*, 2005). O estágio anorogênico é representado por granitoides alcalinos, de médio a alto potássio, meta- a peraluminosos da Suíte Intrusiva Teles Pires (1,79 - 1,75 Ga; Santos *et al.*, 2000; Alves *et al.*, 2019), a qual apresenta idades T_{DM} de 1,94 a 2,28 e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ entre -3,4 e +3,0, sugestivos de fontes paleoproterozoicas e material mantélico com importante componente crustal (Pinho *et al.*, 2003). Inserem-se, portanto, dentro do domínio das unidades plutônicas e vulcânicas pós-orogênicas a anorogênicas definidas por Assis (2015).

O granito Peixoto compreende rochas de composição monzogranítica, granodiorítica e tonalítica, intrusivos no embasamento e com idade de cristalização em 1.792 ± 2 Ma (Pb-Pb por evaporação de zircão; Paes de Barros, 2007). Lacerda Filho *et al.* (2004), contudo, consideram a unidade como pertencente à Suíte Intrusiva Matupá, o que a enquadraria no domínio pós-orogênico de Alves *et al.* (2019).

O grupo Colíder abrange vulcânicas, subvulcânicas, piroclásticas e epiclásticas de composição intermediária, com contatos tectônicos com a Suíte Intrusiva Matupá e o granito Nhandu (Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008). Os termos subvulcânicos compreendem monzogranito e monzonito associados a derrames de riolito, dacito porfirítico e andesito localmente microporfirítico (Moreton & Martins, 2005). As vulcanoclásticas, por sua vez, são representadas por sedimentos areno-conglomeráticos, por vezes intercalados a lentes conglomeráticas e sedimentos arenosos (Souza *et al.*, 2005). Estudos geocronológicos U-Pb em zircão revelam um intervalo de idade de cristalização de 1,81 a 1,75 Ga (JICA/MMAJ, 2000; Pimentel, 2001; Silva & Abram, 2008; Bini *et al.*, 2015; Santos *et al.*, 2018). Adicionalmente, Assis (2015) ressalta a grande importância metalogenética regional desta unidade, visto suas idades de cristalização coincidirem com a metalogênese aurífera da Província, estabelecida em 1,78 Ga por meio de idades Re-Os em pirita e molibdenita de importantes depósitos auríferos disseminados (*e.g.* Pé Quente, Luizão e X1). Essa correlação, portanto, pode indicar que o grupo Colíder estaria associado ao evento magmático regional responsável pela gênese dos depósitos auríferos da província.

A Suíte Intrusiva Teles Pires é majoritariamente representada por monzonito e sienito, localmente porfiríticos, granofíricos, *rapakínicos* e anti-*rapakínicos*, intrusivos nas unidades supracitadas (Souza *et al.*, 1979; Silva *et al.*, 1980; Souza *et al.*, 2005; Alves *et al.*, 2019), cujas idades de cristalização U-Pb se enquadram entre 1,79 e 1,75 Ga (Pimentel, 2001; Silva & Abram, 2008; Miguel-Jr, 2011; Barros *et al.*, 2015; Alves *et al.*, 2019). Em especial na porção leste da província, nas proximidades da Agrovila de União do Norte, a suíte manifesta-se como lacólitos e derrames subvulcânicos agrupados no Pórfiro União do Norte (Assis, 2011; Assis *et al.*, 2012), de idade U-Pb de $1,774 \pm 7,5$ Ma (Miguel-Jr, 2011), a qual é interpretada por Assis (2011) como responsável pela gênese dos sistemas epitermais do tipo *low- a intermediate sulphidation* do Bigode e Francisco.

- ***Sequências sedimentares (~1,38 Ga)***

Recobrando as unidades supracitadas, está a Formação Dardanelos (idade máxima de deposição de 1,38 Ga; Saes & Leite, 2003), representada por sequências de arenito e arenito arcoseano, de granulometria média, com frequentes níveis conglomeráticos e estratificações plano-paralelas (Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005). Embora não incluída na proposta de Alves *et al.* (2019), a unidade é incorporada na classificação de Assis (2015) no domínio das sequências sedimentares clásticas. Ademais, Souza *et al.* (2005) ainda a considera uma bacia do tipo *pull-apart* ou *strike-slip*, gerada por zonas de transcorrências sinistrais de direção NW-SE.

Completam o quadro estratigráfico coberturas detrítico-lateríticas mesozoicas e cenozoicas, compostas por aglomerados areno-argilosos e cascalhos parcialmente laterizados, e depósitos aluvionares quaternários, constituídos essencialmente por areia quartzosa fina a grossa com seixos e níveis de cascalho (Souza *et al.*, 2005; Alves *et al.*, 2019).

Tabela 3.1 - Dados geocronológicos e litogeoquímicos das principais unidades geológicas da PAAF. Modificado de Assis (2017).

DOMÍNIOS GEOLÓGICOS	UNIDADES GEOLÓGICAS	IDADES (Ma)	AMBIENTES TECTÔNICOS (Idades T_{DM} em Ga)	REFERÊNCIAS
Coberturas sedimentares recentes	Depósitos aluvionares Cascalho, areia, silte e argila	Quaternário	Sedimentos inconsolidados intracratônicos	Souza <i>et al.</i> (2005), Alves <i>et al.</i> (2019)
	Coberturas detrito-lateríticas Coberturas lateríticas e/ou ferruginosas	Mesozoico e Cenozoico	Eventos intracratônicos de laterização	Souza <i>et al.</i> (2005), Alves <i>et al.</i> (2019)
	Formação Dardanelos Sedimentos areno-siltico-argiloso mal selecionados e imaturos, lateríticos e/ou ferruginosos	Idades máximas entre 1.383 e 1.344 Ma ⁽⁴⁾	Bacias <i>pull-apart</i> ou <i>strike slip</i>	Saes & Leite (2003), Souza <i>et al.</i> (2005)
Magmatismo de rift intracontinental	Pórfiro União do Norte* Álcali-feldspato granito a monzogranito porfirítico	1.774 ±7.5 ⁽¹⁾	Granito do tipo A pós-colisional (dados isotópicos não disponíveis)	Ramos (2011)
	Suíte Intrusiva Teles Pires Álcali-feldspato granito, granito porfirítico, granófiros, riolito, riolacito, dacito, andesito, tufos, brechas e ignimbrito	1.793 ±6,8 a 1.757 ±16 ⁽²⁾⁽³⁾	Granitos do tipo A álcali-cálcicos em ambiente extensional intra-placa (1,94 < T_{DM} < 2,28; -3,4 < $\epsilon_{Nd(t)}$ < +3)	Paes de Barros (2007)
	Grupo Colíder* Rochas vulcânicas, subvulcânicas, piroclásticas e epiclásticas intermediárias a ácidas	1.810 ±9 a 1.757 ±14 ⁽¹⁾⁽²⁾	Ambiente de arco vulcânico cálcio-alcálico a sin-colisional (2,0 < T_{DM} < 2,34; -3,75 < $\epsilon_{Nd(t)}$ < +1,3)	Assis (2015), Dezula (2016), Rios (2019), Alves <i>et al.</i> (2019)
	Granito Peixoto* Biotita monzogranito, biotita granodiorito e biotita tonalito	1.792 ±2 ⁽³⁾	Arco vulcânico sin-colisional cálcio-alcálico (dados isotópicos não disponíveis)	Paes de Barros (2007)

Magmatismo Pós-Orogênico	Suíte Granodiorítica União Biotita-hornblenda granodiorito e biotita-hornblenda tonalito	1.853 ±23 ⁽¹⁾	Granitos cálcio-alcalinos de arco vulcânico (dados isotópicos não disponíveis)	Assis (2011), Miguel-Jr (2011)
	Suíte Granítica Indiferenciada União do Norte Sienogranito, monzogranito, sienito e quartzo-monzonita	Idade desconhecida	Granitos cálcio-alcalinos de arco vulcânico (dados isotópicos não disponíveis)	Assis <i>et al.</i> (2012)
	Suíte Intrusiva Matupá* Biotita granito, biotita monzogranito, hornblenda monzogranito, biotita-hornblenda monzonito, hornblenda monzodiorito, biotita-hornblenda monzogranito, biotita monzogranito porfirítico, sieno-monzogranito porfirítico- <i>rapakivi</i>	1.888 ±9 a 1.863 ±4.8 Ma ⁽¹⁾⁽²⁾⁽³⁾	Arco vulcânico sin-colisional cálcio-alcalino ((2,15 < T _{DM} < 2,34; -4,9 < ε _{Nd(t)} < +3,04)	Moura (1998), Souza <i>et al.</i> (2005), Assis (2011), Assis (2015), Lima-Jr (2017), Alves <i>et al.</i> (2019)
	Granito Nhandu* Sienogranito, monzogranito com sub-vulcânicas subordinadas	1.889 ±1 a 1.848 ±17 ⁽¹⁾⁽²⁾	Arco vulcânico sin-colisional cálcio-alcalino (2,14 < T _{DM} < 2,17; ε _{Nd(t)} = -0,91)	Moreton & Silva (2005), Silva & Abram (2008), JICA/MMAJ (2000)
	Granito Garantã* Biotita granito a biotita tonalito	1.904 ±4.6 a 1.901 ±6.8 ⁽¹⁾	Arco vulcânico cálcio-alcalino (2,46 < T _{DM} < 2,29; -5,49 < ε _{Nd(t)} = -3,39)	Assis (2015), Alves <i>et al.</i> (2019)
	Granito Aragão* Sienogranito, monzogranito com fácies porfirítica e microgranítica	1.931 ±12 ⁽¹⁾	Arco vulcânico cálcio-alcalino (dados isotópicos não disponíveis)	Vitório (2010), Miguel-Jr (2011), Ramos (2011)
	Granito Flor-da-Mata Álcali-feldspato granito, sienogranito e rochas monzoníticas a granodioríticas	Idade desconhecida	Arco vulcânico cálcio-alcalino (dados isotópicos não disponíveis)	Ramos (2011)

Magmatismo de Arco de Margem Continental – Arco Magmático Cuiú-Cuiú	Granito Novo Mundo* Sienogranito, monzogranito, granodiorito, quartzo-monzonito e monzonito	1.970 ±3 a 1.964 ±1 Ma ⁽³⁾	Arco vulcânico sin-colisional cálcio-alkalino (2,55 < T _{DM} < 2,76; -7,62 < ε _{Nd(t)} < -4,48)	Paes de Barros (2007)
	Suíte Intrusiva Pé Quente* Monzonito, quartzo-monzonito, quartzo-monzodiorito, monzodiorito, albitito fino, granodiorito aplítico e biotita tonalito	1.994 ±5 a 1.977 ±6 ⁽²⁾	Arco de margem continental cálcio-alkalino de alto K (2,3 < T _{DM} < 2,5; -3,36 < ε _{Nd(t)} < -0,96)	Assis (2015), Dezula (2016), Rios (2019), Alves <i>et al.</i> (2019)
	Unidade Vulcanoclástica Serra Formosa Arenito-feldspático, grauvacafeldspática, arenito-lítico e conglomerado arenoso polimítico matriz-suportado	Idade máxima: 2.009 Ma ⁽⁴⁾	Bacia de ante-país retro-arco em margem continental ativa (dados isotópicos não disponíveis)	Assis (2011), Miguel-Jr (2011)
	Complexo Cuiú-Cuiú Ortognaisses migmatíticos (biotita-hornblenda gnaisses quartzo-dioríticos, biotita gnaisses tonalíticos, biotita gnaisses granodioríticos-monzograníticos) e metagranitoides foliados (biotita metagranodioritos-monzogranitos e metatonalitos)	2.045 ±11 Ma a 1.974 ±10 Ma ^{(1) (2) (3)}	Arco de margem continental cálcio-alkalino a cálcio-alkalino de alto K (2,39 < T _{DM} < 2,45; -3,36 < ε _{Nd(t)} < -1,90)	Paes de Barros (2007), Assis (2015), Alves <i>et al.</i> (2019)
Legenda para os dados geocronológicos:				
⁽¹⁾ Idades de cristalização U-Pb LA-ICP-MS em zircão		⁽³⁾ Idades de cristalização por evaporação de Pb em zircão		(*) Hospedam depósitos auríferos
⁽²⁾ Idades de cristalização U-Pb SHRIMP em zircão		⁽⁴⁾ Idades U-Pb LA-ICP-MS em zircão detrítico		

3.2 Metalogênese do setor leste da PAAF

O setor leste da PAAF concentra uma grande quantidade de depósitos e ocorrências auríferas, que podem ser reunidos em dois grupos principais: ocorrências e depósitos (*i*) primários, associados a sistemas hidrotermais; e (*ii*) secundários, relacionados à pláceres aluvionares.

Historicamente, o ouro era lavrado a partir de ocorrências secundárias por meio da atividade garimpeira, descobertas ao final da década de 1970. Na região de Alta Floresta, estima-se que foi explorado um volume de aluvião da ordem de 500 milhões de m³. Nesse sentido, a garimpagem teve um papel importante no desenvolvimento da região, principalmente entre as décadas de 1980 e 2000, quando foram produzidas cerca de 125 toneladas de ouro, a maior parte oriunda dos depósitos do tipo *placer* (Souza *et al.*, 2005). Contudo, com a exaustão momentânea dessas concentrações, impulsionou-se a busca por mineralizações auríferas primárias, as quais foram descobertas a partir de 1990, sobretudo, hospedadas no embasamento e em granitoides (Paes de Barros, 2007), e, subordinadamente, em vulcânicas e vulcanossedimentares (Assis, 2011). Apesar da queda na produção, as mineralizações secundárias representam ainda hoje uma contribuição significativa para a economia da região.

Os sistemas primários ocorrem na forma de filões, veios, *stockworks* ou disseminados em granitoides e vulcânicas. Esses depósitos estão associados a diversas unidades graníticas paleoproterozoicas, de composições que variam de tonalito/diorito a sienogranito/monzonito oxidados, cálcio-alcálicos do tipo I, sub-alcálicos, meta- a peraluminosos, de médio a alto K, magnesianos a ligeiramente ferrosos (Paes de Barros, 2007; Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008; Assis *et al.*, 2014; Assis *et al.*, 2017).

De acordo com a paragênese e estilo das mineralizações, as ocorrências e depósitos primários têm sido agrupados em quatro grupos principais (Xavier *et al.*, 2011; Assis *et al.*, 2014): (*i*) sistemas disseminados de Au ± Cu em granitoides de 1,97 a 1,86 Ga, constituídos por pirita, embora calcopirita e hematita ocorram de modo subordinado (*e.g.* Alvo 47, depósitos Luizão, Papagaio, Pé Quente, Serrinha e X1); (*ii*) sistemas filonares de Au ± Cu, encaixados em zonas de cisalhamento que truncam o embasamento ou granitos mais antigos, e majoritariamente caracterizados por pirita, além de concentrações variáveis de calcopirita (*e.g.* depósitos Basílio, Edu, Peteca e Paraíba); (*iii*) sistemas disseminados a venulares de Au ± Cu ± Mo, com pirita, calcopirita e molibdenita (*e.g.* Ana e Jaca), hospedados em granitoides, subvulcânicas e vulcânicas; e (*iv*) veios polimetálicos de Au + Zn + Pb ± Cu, com pirita, esfalerita e galena, além de calcopirita e digenita subordinadas (*e.g.* Francisco, Bigode, Pezão e Luiz), alojados em granitos, pórfiros, vulcânicas e vulcanossedimentares.

Nesse contexto, diferentes interpretações quanto aos modelos genéticos aos quais essas mineralizações se assemelham têm sido propostas. Os primeiros estudos realizados em depósitos de Au ± Cu relacionados a rochas cálcio-alcálicas metamorfizadas em zonas de cisalhamento

(Paes de Barros, 1994; Siqueira, 1997; Groves *et al.*, 1998; Madrucci, 2000; Santos *et al.*, 2001; Moreton & Martins, 2005; Silva & Abram, 2008) sugeriram se tratar de sistemas mesotermiais do tipo ouro orogênico (*e.g.* Paraíba). Por outro lado, outros trabalhos (Santos *et al.*, 2001; Abreu, 2004; Bizotto, 2004; Paes de Barros, 2007) associam os depósitos auríferos disseminados a sistemas do tipo IRGS (*intrusion-related gold systems*) (*e.g.* Luizão). Mais recentemente, essas mineralizações têm sido interpretadas como sistemas magmático-hidrotermais do tipo pórfiro, a exemplo dos depósitos Serrinha, Pé Quente e X1 (Moura, 1998; Moura *et al.*, 2006; Assis, 2011; Assis, 2015; Rodrigues, 2012, Alves *et al.*, 2020). Em adicional, Assis (2011) e Trevisan (2015) propõem a presença de depósitos epitermais do tipo *low* e *intermediate sulphidation*, associados a veios polimetálicos de Au + Zn + Pb ± Cu (*e.g.* Francisco, Bigode, Pezão e Luiz).

Encaixados em zonas de cisalhamento locais, os sistemas auríferos pertencentes ao grupo II, no qual se insere o garimpo do Aguinaldo, corresponde àqueles mais recorrentes no setor leste da PAAF. De modo geral, esses depósitos estão associados a veios de quartzo sulfetados, hospedados numa ampla variedade de rochas, desde anfibolitos, monzogranitos e gnaisses (*e.g.* Paraíba) a granodioritos (*e.g.* Edu e Peteca), gabros e dacitos (*e.g.* Peteca) (Paes de Barros, 1994; Siqueira, 1997; Bizzoto, 2004; Souza *et al.*, 2005; Moreton & Martins, 2005; Silva & Abram, 2008; Trevisan, 2015; Teixeira, 2015; Quispe, 2016). O padrão de alteração hidrotermal é caracterizado por halos proximais tipicamente representados por silicificação (veios mineralizados) e sericitização (sericita ± carbonato ± sulfetos), aos quais halo clorítico com clorita + carbonato ± sulfetos (*e.g.* Paraíba) pode estar presente, além de halos distais que variam de potassificação (FK ± biotita ± hematita) a propilitização (clorita + epídoto ± sericita ± carbonato). A paragênese do minério é essencialmente constituída por pirita e ouro, com concentrações subordinadas de calcopirita, pirrotita, esfalerita, galena, calcocita, bornita e prata (Paes de Barros, 1994; Bizzoto, 2004; Silva & Abram, 2008; Trevisan, 2015; Teixeira, 2015). Estudos de inclusões fluidas nesses depósitos revelam a existência de fluidos predominantemente aquosos bifásicos de salinidade moderada (10-20% peso eq. NaCl), além de baixa a moderadas temperaturas (70-230° C), com fluidos aquo-carbônicos de baixa a moderadas temperaturas (150-330° C) e moderada salinidade (8-13% peso eq. NaCl) (Assis, 2006). Geotermômetro de clorita e geobarômetro da muscovita estimam valores de temperatura entre 256 e 396° C, e pressões de 6,5 a 9,5 kbar, respectivamente (Silva & Abram, 2008; Trevisan, 2015; Da Silva, 2017; Poggi, 2019). Apesar de carecerem de estudos de isótopos estáveis e apresentarem características que se sobrepõem a mais de um sistema mineral, esses depósitos têm sido interpretados como sistemas do tipo ouro orogênico (Paes de Barros, 1994; Bizzoto, 2004; Silva & Abram, 2008; Teixeira, 2015), IRGS (Bizzoto, 2004; Paes de Barros, 2007) e pórfiros auríferos (Assis *et al.*, 2014; Trevisan, 2015). A Tabela 3.2 sintetiza os principais atributos geológicos dos depósitos mais representativos desse grupo.

Tabela 3.2 - Principais atributos geológicos dos depósitos de Au ± Cu filonares mais representativos da PAAF.

Prospecto	Rocha Hospedeira	Estilo da Mineralização	Alteração Hidrotermal (*proximal; **distal)	Paragênese do Minério
PARAÍBA ^(1,2,3)	Anfibolito (Suíte Intrusiva Flor da Serra; idade desconhecida), monzogranito (Suíte Intrusiva Matupá; 1,88 - 1,86 Ga) e gnaïsse (Complexo Cuiú-Cuiú; 2,0 - 1,97 Ga) ⁽¹⁾ ; biotita tonalito e biotita gnaïsse (Complexo Cuiú-Cuiú) ⁽²⁾	Filonar (N05W/65-70NE)	*Silicificação, alterações clorítica (clorita + carbonato ± sulfetos) e sericítica (sericita ± carbonato ± sulfetos; **alterações potássica (FK ± biotita) e propilítica (clorita + epidoto + carbonato)	Pirita + ouro ± calcopirita ± magnetita ± pirrotita ± esfalerita ± galena ± calcocita ± bornita
EDU ^(4,5)	Monzogranito e granodiorito (1,98 - 1,76 Ga) ⁽⁵⁾	Filonar (N30E/73 NW)	*Silicificação, alteração sericítica (sericita + sulfetos ± clorita); **alteração propilítica (clorita + epidoto ± sericita ± carbonato)	Pirita + ouro ± calcopirita ± hematita ± galena ± pirrotita ± sulfossais
PETECA ^(6,7)	Hornblenda gabro milonito, quartzo monzogabro milonito, sienogranito milonito, granodiorito milonito, clorita carbonato filonito, sericita clorita filonito e quartzo sericita filonito (idades desconhecidas) ⁽¹⁾ ; granodiorito e dacito Naiuram (2012 ±13 Ma) ⁽⁷⁾	Filonar (N70-80W/60-80NE) e localmente disseminado	<i>Vênulas:</i> *Silicificação, alterações sericítica e sericítica ± carbonática; <i>Veio principal:</i> *Silicificação; alteração sericítica (sericita ± carbonato ± epidoto); **alteração potássica-hematítica	Vênulas de pirita + calcocita + esfalerita + galena ± ouro ± prata ± telúrio ± bismuto; <i>Veio principal</i> com pirita + covellita + calcopirita + ouro ± calcocita ± galena ± esfalerita ± bismuto

Referências:

- ⁽¹⁾ Silva & Abram (2008)
⁽²⁾ Trevisan (2015)
⁽³⁾ Paes de Barros (1994)

- ⁽⁴⁾ Bizotto (2004)
⁽⁵⁾ Paes de Barros (2007)
⁽⁶⁾ Teixeira (2015)

- ⁽⁷⁾ Quispe (2016)

3.3 Geologia estrutural da PAAF

Os primeiros trabalhos estruturais na PAAF, em escala regional, foram realizados por Silva *et al.* (1980). Estes autores propuseram uma evolução tectônica extensional, marcada por distintos movimentos verticais, definidos por extensos lineamentos e falhas de orientação NW-SE e WNW-ESE, interceptados por lineamentos de direção NE-SW. Outros autores (Paes de Barros 1994; Siqueira 1997; Moura 1998; Bizotto 2004; Abreu 2004, Souza *et al.*, 2005) sugerem que a instalação de zonas de cisalhamento somadas ao magmatismo granítico paleoproterozoico tiveram importante papel na gênese das mineralizações auríferas hidrotermais da região, tanto na canalização de fluidos, quanto fonte de calor, metais e fluidos.

De acordo com Paes de Barros (2007), as mineralizações auríferas da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo revelam um alinhamento de aproximadamente 30 km de largura e 140 km de extensão, na direção NW-SE, denominado Peru-Trairão, que se estende das regiões garimpeiras do Trairão ao Peru. Corresponde a um sistema transcorrente sinistral, de natureza dúctil a rúptil-dúctil (Miguel-Jr, 2011), que reflete a direção das zonas de cisalhamento da Província, particularmente em regiões em que as estruturas dúcteis afetam terrenos granito-gnáissicos (Paes de Barros, 2007).

Os principais depósitos e ocorrências ao longo desse lineamento remetem a veios de quartzo confinados a estruturas dúcteis a rúpteis-dúcteis de diversas orientações. Os filões auríferos apresentam poucos quilômetros de extensão e larguras de dezenas de metros, com teores médios em geral entre 5 g/t e 45 g/t, geralmente hospedados em granitoides do embasamento, com vulcânicas subordinadas (Paes de Barros, 2007; Miguel-Jr, 2011).

Alves *et al.* (2019) descreve três domínios geológicos-estruturais (Fig. 3.5): (1) Domínio I, que abrange as unidades da Província Tapajós-Parima (2,0 - 1,8 Ga); (2) Domínio II, que compreende as rochas da Província Rondônia-Juruena (1,82 - 1,54 Ga); e (3) Domínio III, no qual estão incluídas as sedimentares da Bacia do Alto Tapajós (435 - 355 Ma).

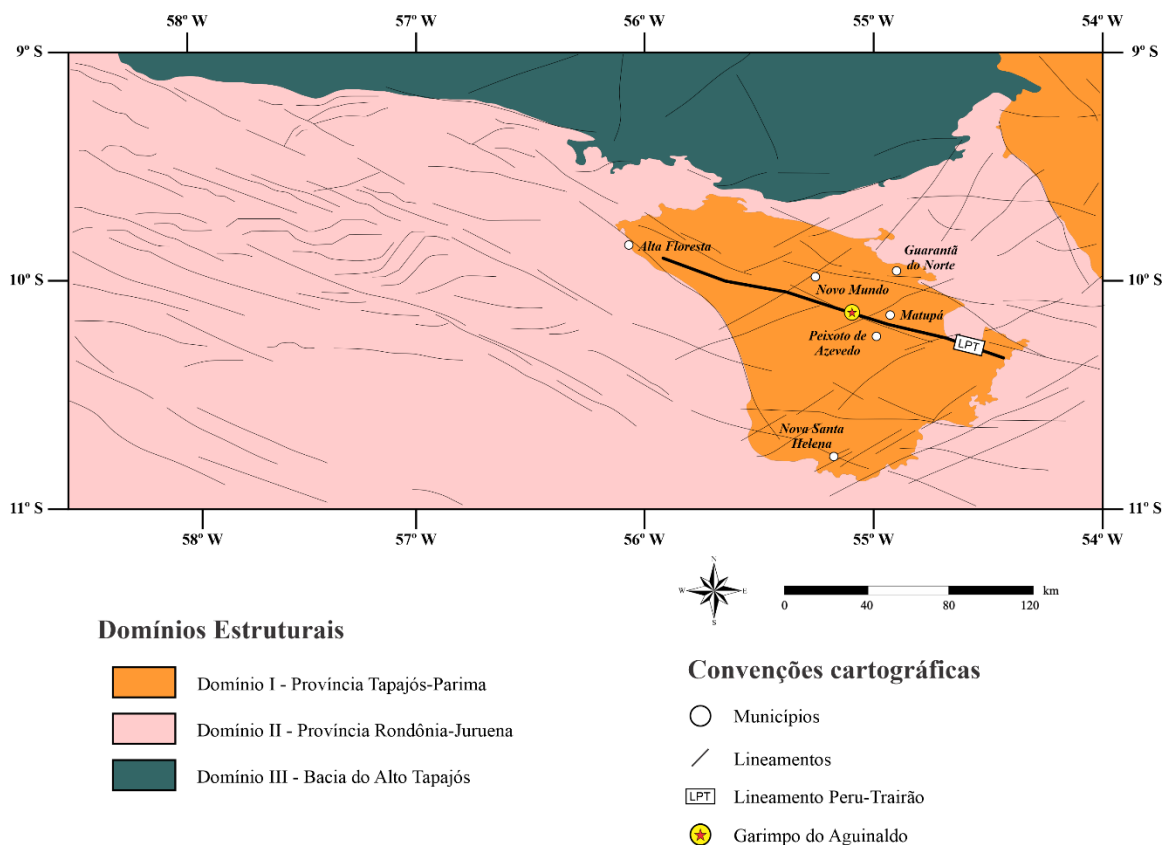


Figura 3.5 - Mapa de domínios geológicos-estruturais segundo Alves *et al.* (2019).

O Domínio I (Província Tapajós-Parima) abarca rochas granito-gnáissicas e vulcânicas ácidas a intermediárias, vinculadas à evolução do Arco Magmático Cuiú-Cuiú (2,0 - 1,97 Ga), os granitoides pós-orogênicos das suítes Guarantã do Norte (1,9 Ga) e Matupá (1,88 - 1,86 Ga), além de corpos e diques básicos da Suíte Intrusiva Flor da Serra (idade desconhecida). Remetem a estruturas essencialmente geradas em um evento deformacional D_1 , caracterizado por uma tectônica compressiva dúctil a dúctil-rúptil em nível crustal meso a catazonal, presente em ao menos duas foliações principais (S_n e S_{n+1}).

A foliação S_n é marcada pelo bandamento composicional nos ortognaisses do Complexo Cuiú-Cuiú e pela orientação dos fenocristais de feldspato e lamelas de biotita. Nos metagranitoides ela é definida pelo estiramento do quartzo. Apresenta direção que varia entre N-S e N50E, com mergulhos de alto ângulo para W. Essa foliação mostra-se superimposta por zonas de cisalhamento transcorrentes destrais WNW-ESE, responsáveis pela foliação de transposição S_{n+1} . A foliação S_{n+1} afeta todas as rochas do Arco Magmático Cuiú-Cuiú, com o desenvolvimento de foliação protomilonítica a milonítica nas unidades em que ocorre de modo intensamente penetrativo, a exemplo dos gnaisses e metagranitoides.

As rochas desse domínio também são afetadas por um episódio de deformação D_2 , de caráter essencialmente rúptil a rúptil-dúctil, definido por fraturas e juntas de cisalhamento em pares conjugados de orientações N-S e N50E. Adicionalmente, também ocorrem zonas de cisalhamento rúpteis com direções entre N70W a E-W e cinemática sinistral.

As fraturas podem ser preenchidas por veios de quartzo, muitos dos quais formam filões auríferos na região de Peixoto de Azevedo e Novo Mundo. Essas estruturas seguem dois padrões principais: fraturas escalonadas em veios extensionais do tipo “T” ou relacionadas aos pares conjugados cisalhantes com direções entre N-S e N40E e alto ângulo de mergulho (evento D2); e veios encaixados ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes de direções N50-80W e mergulhos de 70° a verticais (evento D1 ou D2).

O Domínio II (Província Rondônia-Juruena), por sua vez, compreende as rochas vulcânicas e plutônicas indeformadas e não metamorfizadas do Grupo Colíder (1,81 - 1,75 Ga) e da Suíte Intrusiva Teles-Pires (1,79 - 1,75 Ga). Essas unidades foram afetadas pela fase D₂, em um nível crustal raso, representada por lineamentos de direção predominante NNE-SSW a WNW-SSE. Ocorrem fraturas, falhas e juntas de cisalhamento (R e R' de Riedel) com direções que variam de N10W a N55E, verticalizadas a altos ângulos de mergulho para SE ou NW. Em adicional, falhas normais e fraturas extensionais “T” de orientação NNE também são frequentes. Por outro lado, zonas de falha ou cisalhamento transcorrente são restritas e apresentam direções N70-90W e N40-50W, algumas das quais com sentido de movimento sinistral. Veios de quartzo de espessuras centimétricas a 25 m acompanham as direções preferenciais das fraturas extensionais “T”, com predomínio N-S e N20-40E. Esses veios podem ocorrer associados a zonas de brecha e *stockwork* de variadas direções e exibirem texturas do tipo pente e drusas, com preenchimento por hematita e argilominerais subordinado.

Por fim, o Domínio III (Bacia do Alto Tapajós) abrange as sedimentares paleozoicas do Grupo Alto Tapajós (435 - 355 Ma), com acamamento geral na direção ENE-WSW. As camadas apresentam mergulhos mais altos quanto mais próximos do contato com o embasamento, e variam de 20 a 40° para NNW. Identifica-se um terceiro evento deformacional (D₃) pela presença de fraturas, falhas normais e zonas de cisalhamento de orientação preferencial ENE-WSW, que afetam tanto as rochas do domínio III como as do domínio II. Esses lineamentos delimitam a borda da bacia e marcam os contatos entre as formações do Grupo Alto Tapajós.

4. CONTEXTO GEOLÓGICO DO GARIMPO DO AGUINALDO

O garimpo do Aguinaldo está localizado a aproximadamente 30 km a nordeste do município de Nova Guarita (MT), e ocupa uma área de aproximadamente 7000 hectares, nas margens do rio Peixoto (Figs. 4.1 e 4.2). Corresponde a um garimpo com produção aurífera oriunda tanto do minério secundário proveniente dos pláceres da planície de inundação do rio, quanto do primário, a partir de uma estrutura filonar de $Au \pm Cu$. No conjunto, corresponde ao garimpo de maior produtividade aurífera da região. Segundo o mapa do setor leste da PAAF (Fig. 3.4 – ver capítulo da Geologia Regional), a ocorrência está inserida nas coberturas aluvionares quaternárias que recobrem o embasamento gnáissico do Complexo Cuiú-Cuiú.

As atividades no garimpo iniciaram-se em 2016, com a exploração das concentrações aluvionares (tipo plácer) do rio Peixoto, por dragagem, com a retirada de aproximados 1,5 kg de ouro/dia. Ao final do mesmo ano, foi descoberto o filão aurífero, primeiramente explotado em lavra a céu aberto, com produção diária de 1,5 kg de ouro, que somada à produção do aluvião (tocada simultaneamente), totalizava 3 kg/dia de ouro. Em julho de 2017, deu-se a instalação do *shaft* para o início da lavra subterrânea, que até o ano de 2019 estava em seu quarto nível de galeria. Atualmente, o garimpo conta com três dragas para exploração do secundário, com a participação de 50 garimpeiros distribuídos entre todas as suas frentes produtivas.

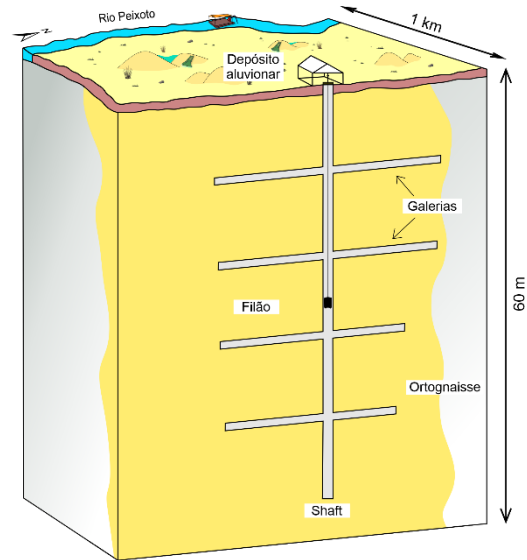


Figura 4.1 - Figura esquemática com o posicionamento das galerias em relação ao *shaft* da frente de exploração do minério primário do garimpo do Aguinaldo.

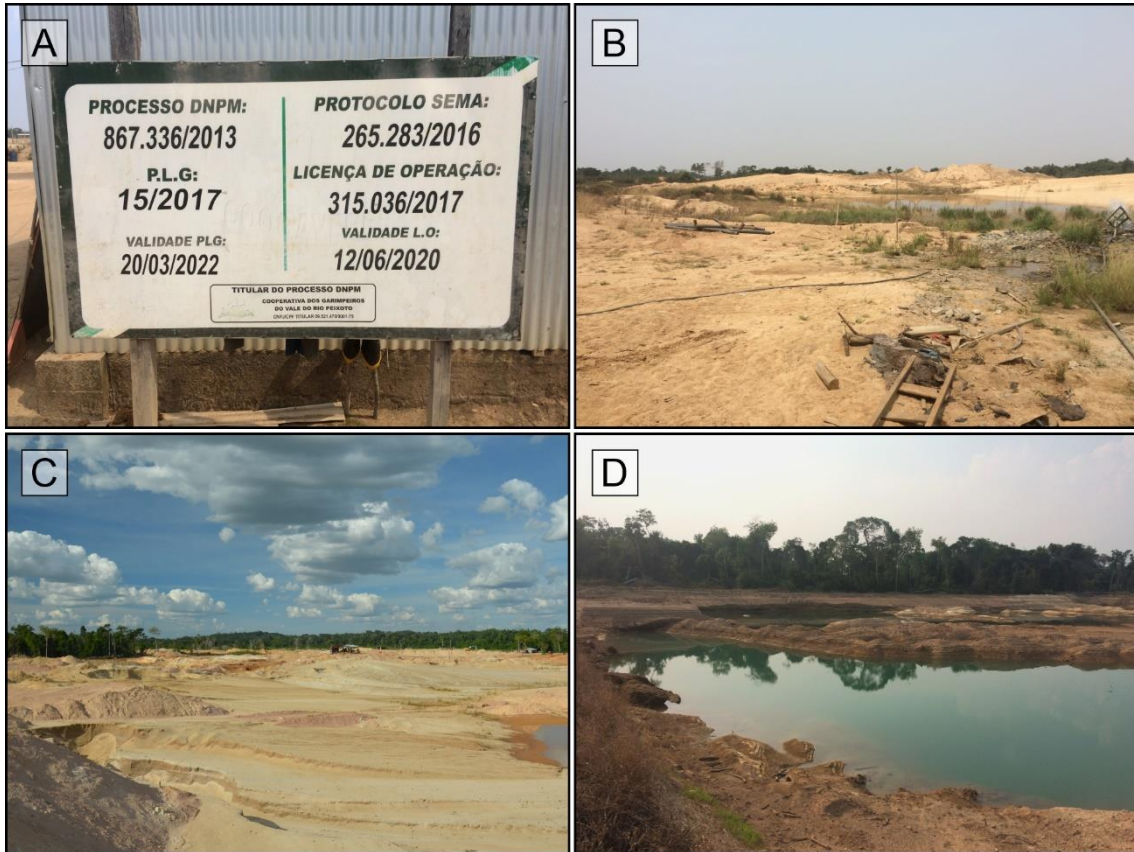


Figura 4.2 - A) Placa do processo e licença de operação do garimpo junto à ANM; B-D) Exposição de antigos aluviões lavrados do garimpo.

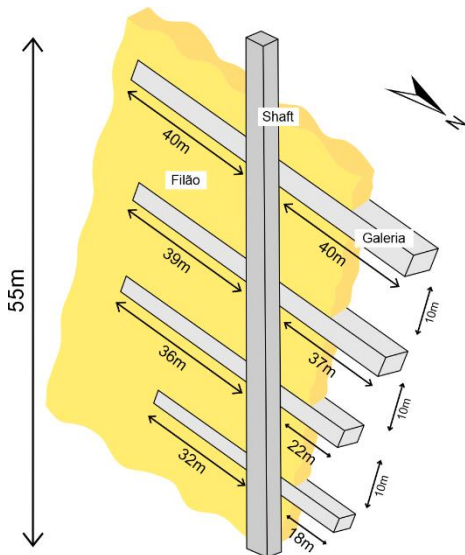


Figura 4.3 - Vista em perspectiva do filão aurífero com o dimensionamento dos quatro níveis de galeria.

As galerias foram construídas paralelamente à disposição do filão, constituído por um sistema de veios de quartzo \pm ankerita \pm dolomita de orientação aproximadamente NNE-SSW, com mergulho de 70° para WNW (Fig. 4.3), subparalelos ao bandamento gnáissico. O *shaft* alongado em até 55 m de profundidade dá acesso a quatro galerias de até 80 m de extensão, dimensionadas de modo a exibirem teto a 2 m de altura e separadas por 10 m de desnível na vertical. Em virtude do minério lavado a oeste exibir mais altos teores em relação à leste, as galerias desse lado exibem maiores extensões.

4.1 Rocha hospedeira

A rocha hospedeira dos veios mineralizados corresponde a um milonito de ortognaisse, uma rocha anisotrópica, moderadamente magnética, de granulação média a grossa e coloração cinza a esverdeada, produto de cloritização. A rocha é fortemente afetada por deformação dinâmica, a qual varia de caráter dúctil, dúctil-rúptil a rúptil. A deformação dúctil é evidenciada pela presença de estrutura *pinch and swell*; a transição dúctil-rúptil é indicada por microestruturas no quartzo, a exemplo de extinção ondulante, texturas do tipo subgrãos e *bulging*, e recristalização; por fim, a deformação rúptil é representada por veios tardios e fraturas, e marcada pelo fraturamento dos cristais de plagioclásio e quartzo.

A hospedeira possui textura porfiroclástica, representada por cristais de feldspato potássico avermelhados estirados, de 1 a 2 cm de comprimento e que ocupam aproximadamente 20 a 30% do volume total da rocha (Fig. 4.4A). Adicionalmente, apresenta bandamento gnáissico exemplificado por feldspato e quartzo em meio a uma matriz fina (Fig. 4.4B), predominantemente constituída por clorita e ankerita, e uma foliação milonítica bem definida (Fig. 4.4C), a qual é marcada pela orientação de clorita \pm sericita \pm muscovita. Esta é subparalela aos veios mineralizados e exibe orientações que variam de N10E a N38E, com mergulhos subverticais entre 65° e 80° para NW.

Nesse sentido, nas porções menos hidrotermalizadas, o feldspato alcalino (ortoclásio) é caracterizado por cristais anédricos a subeuédricos, de granulação média a grossa, ocasionalmente com geminação *Carlsbad* e contatos retilíneos a irregulares com a matriz (Fig. 4.5A). O plagioclásio forma cristais euédricos a subeuédricos, de granulação fina a grossa e geminação do tipo *albita* (Fig. 4.5B). O quartzo, por sua vez, ocorre tanto como megacristais quanto na matriz, de formatos subeuédricos a anédricos e granulação essencialmente fina a média. Exibe frequente extinção ondulante (Fig. 4.5D) e recristalização por rotação de subgrãos (Fig. 5.4B) e *bulging* (Fig. 4.4B) e, casualmente, na forma de *ribbons* (Figs. 4.4D e 4.5A).

Magnetita, apatita, zircão e rara allanita ocorrem como fases acessórias (Figs. 4.5C-F). A magnetita é euédrica a subeuédrica, de granulação fina, geralmente alterada para hematita. Apatita é caracterizada por cristais arredondados de granulação fina a média dispersos na matriz. O zircão comumente exibe granulação fina com característico zoneamento oscilatório ígneo (Figs. 4.5C-D). Adicionalmente, albita, microclina, sericita, muscovita, clorita, ankerita, hematita, apatita, titanita e rutilo ocorrem como produtos de processos hidrotermais.

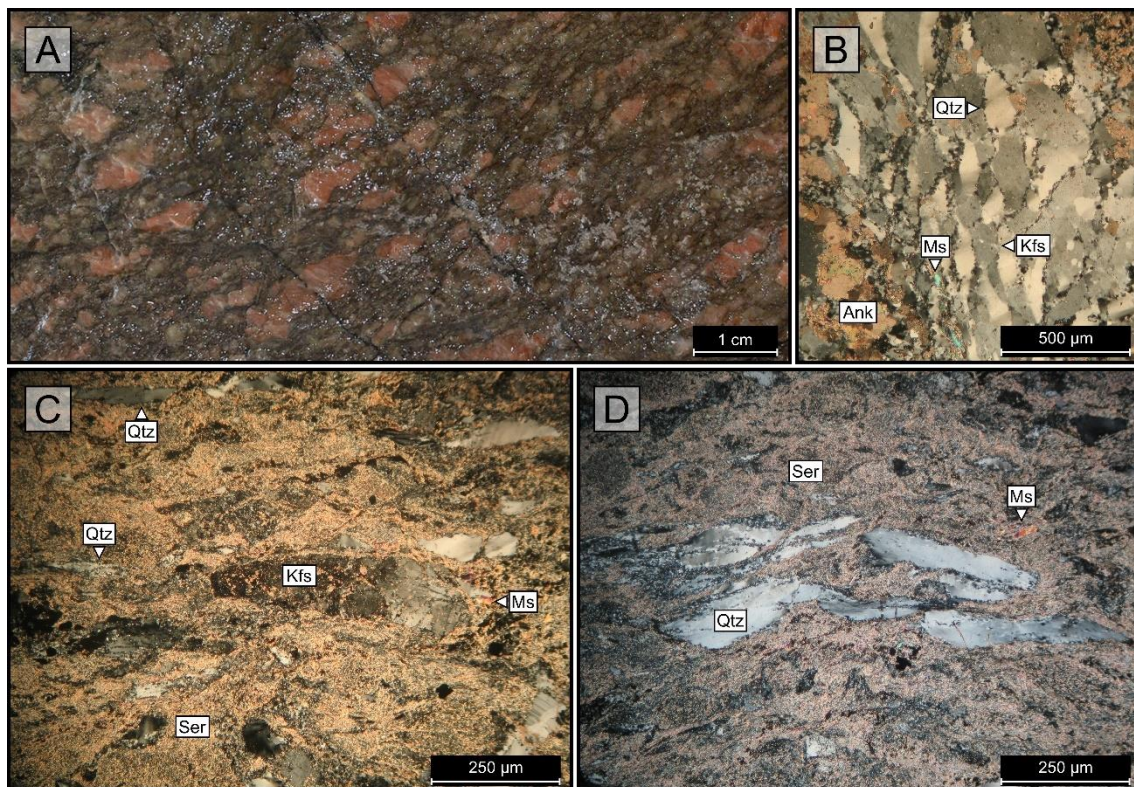


Figura 4.4 - Aspectos da rocha hospedeira: (A) Padrão anisotrópico e textura porfiroclástica definida por cristais de feldspato potássico; (B) Bandamento quartzo-feldspático marcado pelo estiramento de cristais de feldspato e quartzo, o último com textura tipo *bulging*; (C) Megacristal de feldspato em assembleia com cristais de quartzo estirados em foliação milonítica; (D) *Ribbon* de quartzo com textura em subgrãos. Fotomicrografias: B-D: polarizadores cruzados. Legenda: (Kfs) feldspato potássico; (Ser) sericita; (Ms) muscovita; (Ank) ankerita; (Qtz) quartzo.

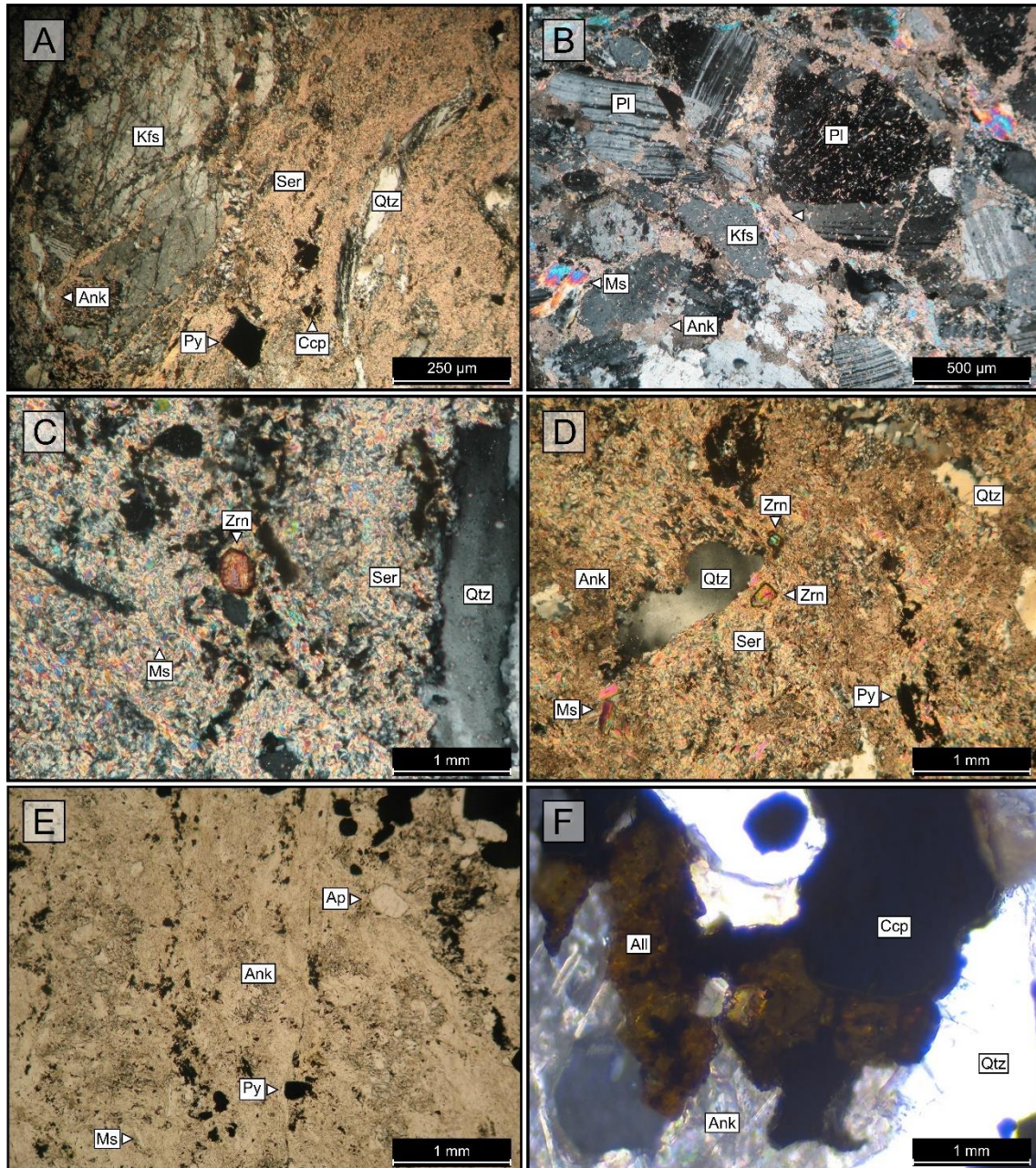


Figura 4.5 - Aspectos da rocha hospedeira: (A) Megacristal de feldspato alcalino intensamente fraturado e alterado para carbonatos (*à esquerda*), com *ribbon* de quartzo (*à direita*); (B) Cristais de plagioclásio com macla deformada e substancialmente afetados pela alteração carbonática; (C-D) Cristais euédricos de zircão em matriz sericítica; (E) Apatita subeuédrica em matriz constituída por ankerita e muscovita, além de pirita disseminada e restrita; (F) Allanita ígnea alterada por ankerita. *Fotomicrografias:* A-D e F: polarizadores cruzados; E: polarizadores paralelos. *Legenda:* (Kfs) feldspato potássico; (Pl) plagioclásio; (Ser) sericita; (Ms) muscovita; (Ank) ankerita; (Qtz) quartzo; (Zrn) zircão, (Ap) apatita; (All) allanita; (Py) pirita; (Ccp) calcopirita.

5. ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS

No garimpo do Aguinaldo, a rocha hospedeira foi afetada por diversos tipos e estilos de alteração hidrotermal em variados níveis de intensidade. A partir do reconhecimento em campo e estudos petrográficos de detalhe, foi possível identificar a evolução paragenética do sistema hidrotermal do garimpo, organizado em sete estágios (Fig. 5.2): alterações (1) sódica, (2) potássica, (3) sericítica, (4) injeção de sílica, (5) carbonática, (6) clorítica e (7) silicificação tardia. Na escala macroscópica, elas podem ser individualizadas em três halos regionais principais que podem ser relacionados espacialmente aos veios mineralizados, do mais proximal em direção ao mais distal (Fig. 9.2): (1) carbonático/clorítico, (2) sericítico e (3) sódico/potássico.

5.1 Alteração sódica

A alteração sódica representa o estágio inicial da evolução paragenética do sistema, associada à porção mais distal em relação aos veios mineralizados. De caráter pervasivo e intensidade fraca a moderada, é marcada notadamente pela presença de plagioclásio. Caracteriza-se pela geração de albita \pm quartzo, com albita na forma de cristais anédricos a sub-euédricos e geminação polissintética característica, ocasionalmente em textura tabuleiro de xadrez (*chessboard albite*). Usualmente de granulação média a grossa, a albita desenvolve porfiroblastos (de até 0,5 mm) a partir da substituição do microclínio primário e do plagioclásio ígneo em contatos predominantemente irregulares (Figs. 5.1A-C). Subordinadamente, exibe inclusões de muscovita e quartzo, com raro intercrescimento de ortoclásio em contato reto. Apresenta-se, geralmente, com alto grau de sericitização (Figs. 5.1B-C) e deformação (Fig. 5.1B), e parcialmente afetada pela alteração carbonática (Fig. 5.1C).

5.2 Alteração potássica

Associada à alteração sódica, o halo potássico é pervasivo e representado por ortoclásio \pm quartzo \pm hematita \pm magnetita, responsável pela tonalidade avermelhada (vermelho carne) ao milonito de ortognaisse (Fig. 5.3A). De intensidade fraca a moderada, esse estágio hidrotermal frequentemente sobrepõe-se à alteração sódica a partir da substituição do plagioclásio primário e albita hidrotermal. O ortoclásio gerado apresenta granulação média a grossa e forma anédrica, sub-euédrica a tabular. Desenvolve megacristais de microclina ($>$ 0,5 mm), comumente em contato irregular com a matriz, com macla deformada (Fig. 5.3B), por vezes fraturados (Fig. 5.3D) e, geralmente, afetados pelas alterações sericítica e carbonática (Figs. 5.3C, 5.3E e 5.3F). O quartzo, por sua vez, exibe granulação fina e ocorre como cristais anédricos a sub-euédricos, por

vezes recristalizados (com extinção ondulante) e com textura em subgrãos, em contato predominantemente irregular com o feldspato hidrotermal.

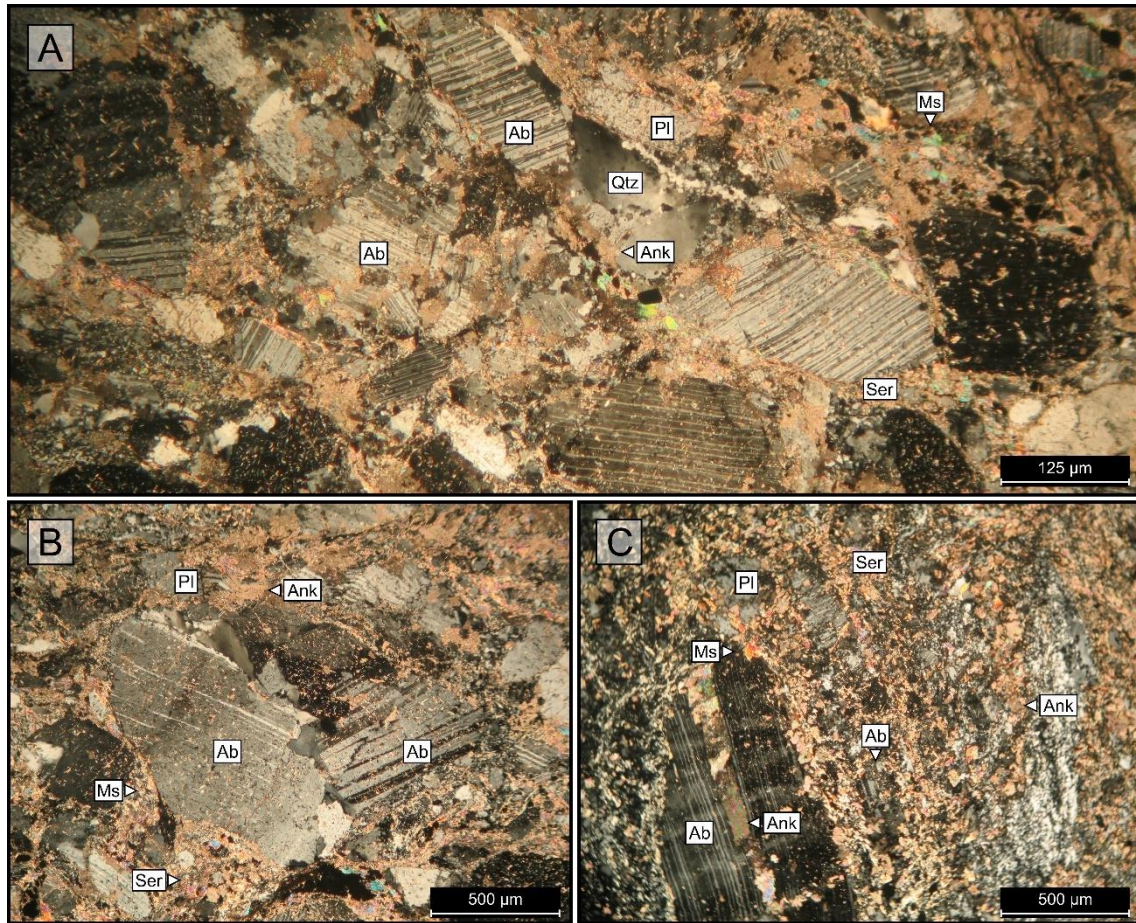


Figura 5.1 - Aspectos da alteração sódica: (A) Alteração pervasiva marcada por porfiroblastos de albita hidrotermal em meio a uma matriz fina, ambos parcialmente substituídos por sericita hidrotermal e ankerita; (B) Megacristais de albita com macla deformada e parcialmente substituídos por sericita hidrotermal; (C) Cristal de albita afetado por carbonatação em plano de fratura (à esquerda) e intensamente corroído pela alteração sericítica (à direita). *Fotomicrografias*: A-C: polarizadores cruzados. *Legenda*: (Ab) albita; (Pl) plagioclásio; (Ser) sericita; (Ms) muscovita; (Ank) ankerita; (Qtz) quartzo.

5.3 Alteração sericítica

Amplamente distribuída e bem desenvolvida, a alteração sericítica oblitera a alteração potássica e confere ao milonito de ortognaisse tonalidades acinzentadas a esverdeadas de brilho sedoso. É representada pela paragênese sericita + muscovita \pm quartzo, de substituição parcial a completa do plagioclásio e, ocasionalmente, do microclínio hidrotermal. O plagioclásio é alterado a partir de seus planos de clivagem e/ou ao de sua geminação polissintética (Fig. 5.4A).

A sericita apresenta-se, geralmente, como agregados de cristais ripiformes de granulação muito fina a fina ($< 0,1$ mm) em estilo pervasivo, embora também ocorra confinada à foliação milonítica (Figs. 5.4B e 5.4C) e como pseudomorfos a partir da substituição de megacristais de albita hidrotermal (Fig. 5.4D).

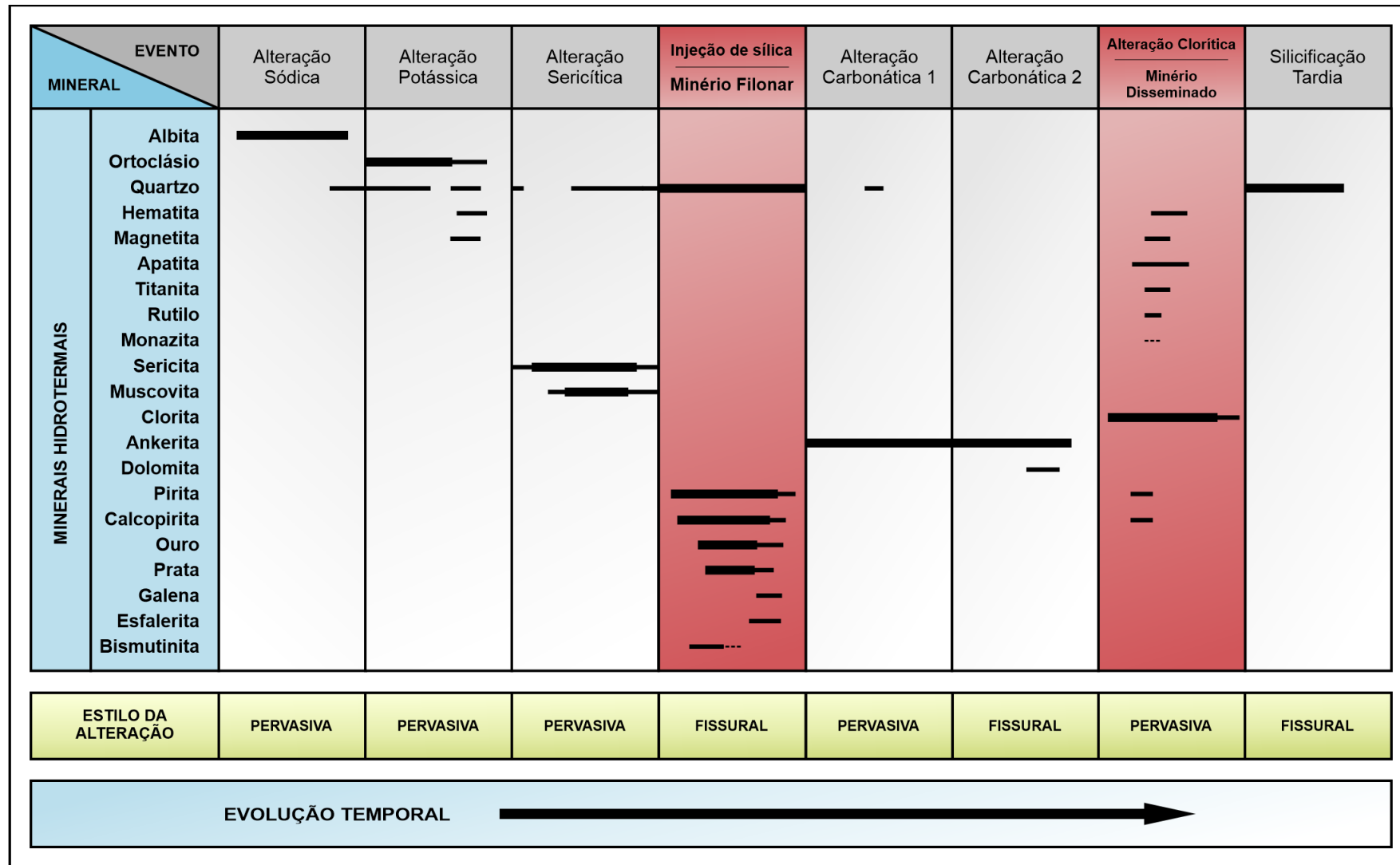


Figura 5.2 - Evolução paragenética proposta para o sistema hidrotermal garimpo do Aguinaldo.

A muscovita comumente ocorre como cristais ripiformes a lamelares, anédricos a sub-euédricos, de granulação fina a grossa (até 0,5 mm), de forma pervasiva em meio à matriz sericítica (Figs. 5.5A-C e 5.6B). A alteração com muscovita geralmente oblitera a alteração sódica. De ocorrência restrita, muscovita pode estar confinada à foliação milonítica (Fig. 5.5E), confinada a vênulas de até 0,3 mm (Fig. 5.5F), bem como como halos restritos ao longo de vênulas de quartzo. Adicionalmente, muscovita fribrosa é encontrada sob a forma de agregados alongados, em textura radial, de até 0,7 mm de comprimento (Fig. 5.5D). Análises ao MEV ainda revelaram a presença de inclusões sub-euédricas de apatita na muscovita (Figs. 5.6A e 5.6D).

O quartzo neoformado possui granulação fina a média e desenvolve cristais anédricos a sub-euédricos com extinção ondulante e recristalização por subgrãos (Fig. 5.4B).

5.4 Injeção de sílica

Espacial e cogeneticamente relacionada ao minério aurífero, corresponde ao principal estágio hidrotermal do sistema, responsável por hospedar o minério. De estilo eminentemente fissural, forma de veios de quartzo \pm ankerita \pm dolomita lenticulares paralelizados (Cenatti, 2019), aqui compreendidos como um padrão *pinch and swell* (Fig. 6.2A). Os cristais de quartzo apresentam granulação média a grossa, formas anédricas a sub-euédricas, localmente com texturas em pente (*comb-texture*) (Figs. 5.7A-C). Em adicional, os múltiplos veios de quartzo mostram sinais de cisalhamento e recristalização, marcados por moderada a forte extinção ondulante, cristais recristalizados e subgrãos. O preenchimento de sílica acompanha a precipitação de sulfetos (Figs. 5.7D-F), essencialmente pirita e calcopirita com concentrações subordinadas de ouro, prata, galena, esfalerita e bismutinita (Figs. 6.6A-E).

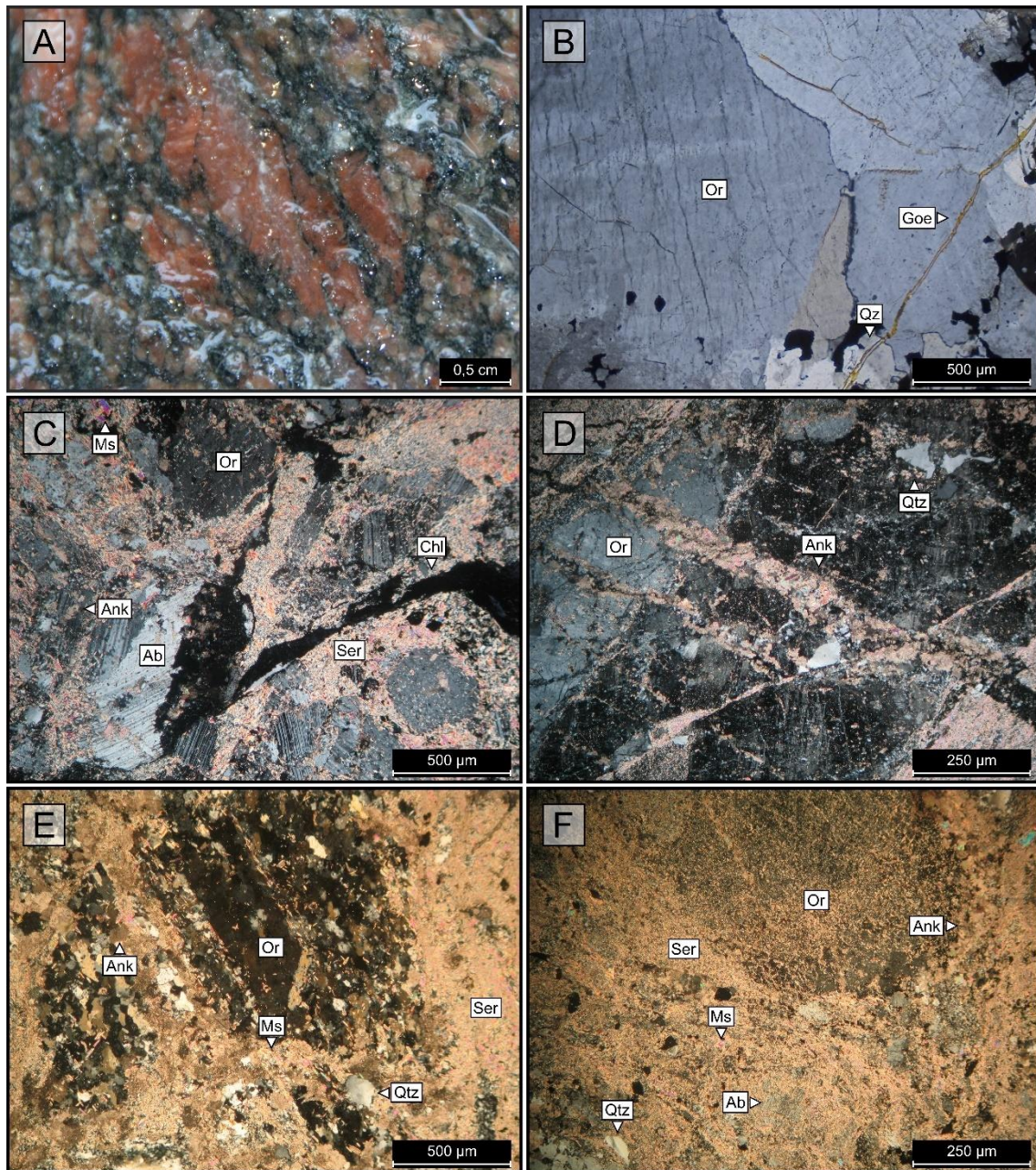


Figura 5.3 - Aspectos da alteração potássica: (A) Alteração pervasiva com megacristais avermelhados de ortoclásio orientados na matriz; (B) Megacristal de ortoclásio truncado por vênula de goethita; (C) Ortoclásio parcialmente corroído por sericita hidrotermal; (D) Megacristal de feldspato hidrotermal intensamente fraturado e truncado por vênulas de sericita ± muscovita e ankerita; (E) Cristal de feldspato substancialmente obliterado pelas alterações sericítica e carbonática; (F) Substituição de megacristal de ortoclásio por sericita e ankerita hidrotermais a partir de suas bordas. *Fotomicrografias:* B-F: polarizadores cruzados. *Legenda:* (Ab) albita; (Or) ortoclásio; (Ser) sericita; (Ms) muscovita; (Ank) ankerita; (Chl) clorita; (Qtz) quartzo; (Goe) goethita.

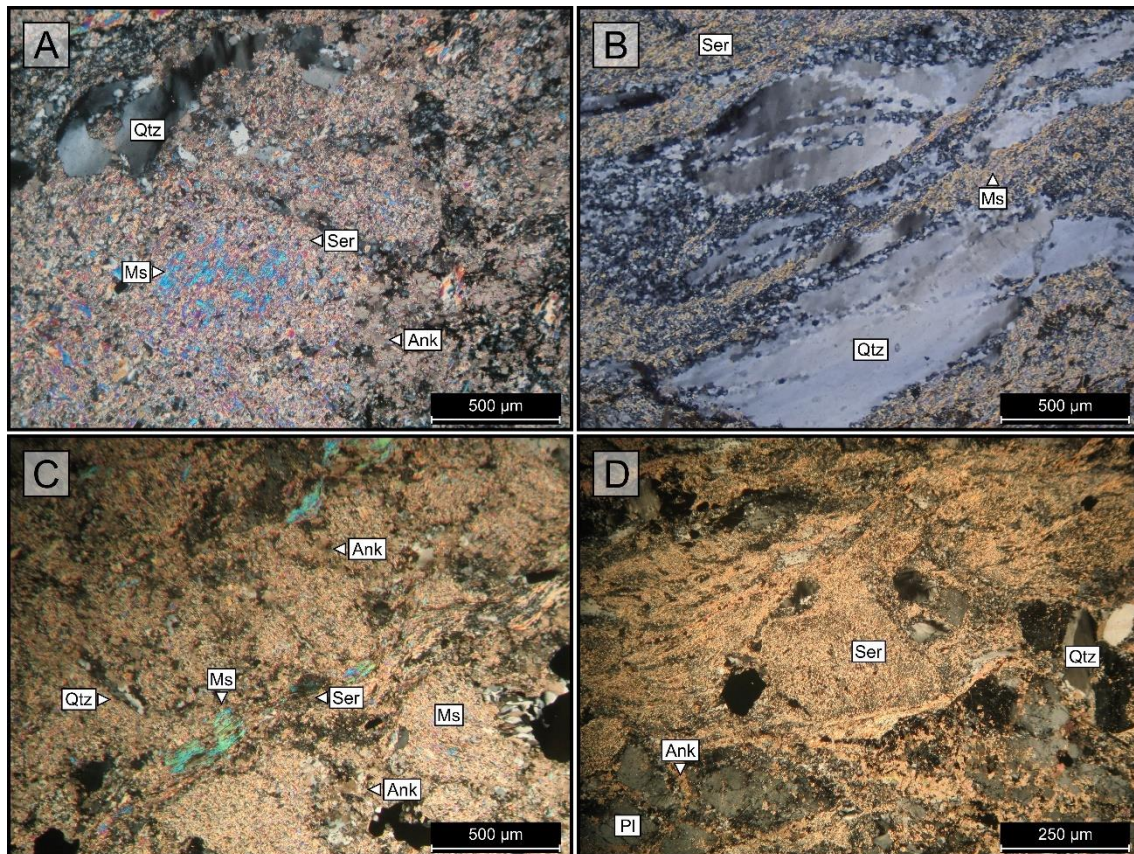


Figura 5.4 - Aspectos da alteração sericítica: (A) Cristal de plagioclásio inteiramente obliterado, ao longo de sua geminação polissintética, pelo halo sericítico/muscovítico pervasivo; (B) Foliação milonítica marcada por sericita + muscovita, com quartzo recrystalizado em textura de subgrãos; (C) Vênula de muscovita sub-euédrica que trunca foliação milonítica representada por sericita + muscovita; (D) Pseudomorfo de sericita formado a partir da substituição parcial do plagioclásio. *Fotomicrografias:* A-D: polarizadores cruzados. *Legenda:* (Ser) sericita; (Ms) muscovita; (Ank) ankerita; (PI) plagioclásio; (Qtz) quartzo.

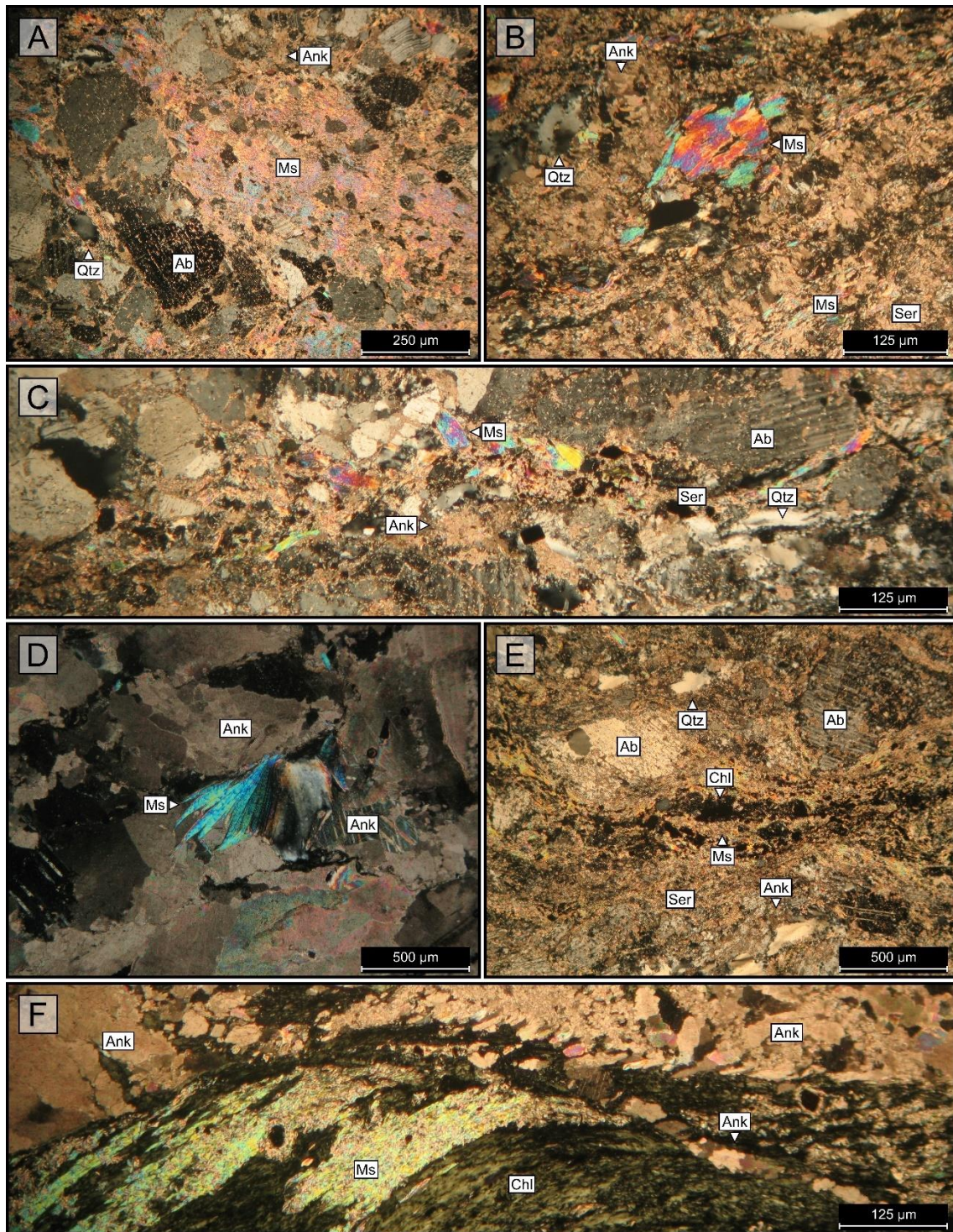


Figura 5.5 - Aspectos texturais da muscovita: (A) Muscovita em massa sericítica na forma de cristais ripiformes euédricos a sub-euédricos em halo sericítico que oblitera a matriz do ortognaisse; (B) Muscovita grossa sub-euédrica em paragênese com sericita ± quartzo; (C) Cristais de muscovita subeudrais em halo sericítico; (D) Aglomerados de cristais de muscovita radial parcialmente substituída pela ankerita; (E) Muscovita intrafoliar definida por clorita ± sericita; (F) Muscovita venular grossa parcialmente alterada por clorita. *Fotomicrografias:* A-F: polarizadores cruzados. *Legenda:* (Ser) sericita; (Ms) muscovita; (Ank) ankerita; (Chl) clorita; (Ab) albita; (Qtz) quartzo.

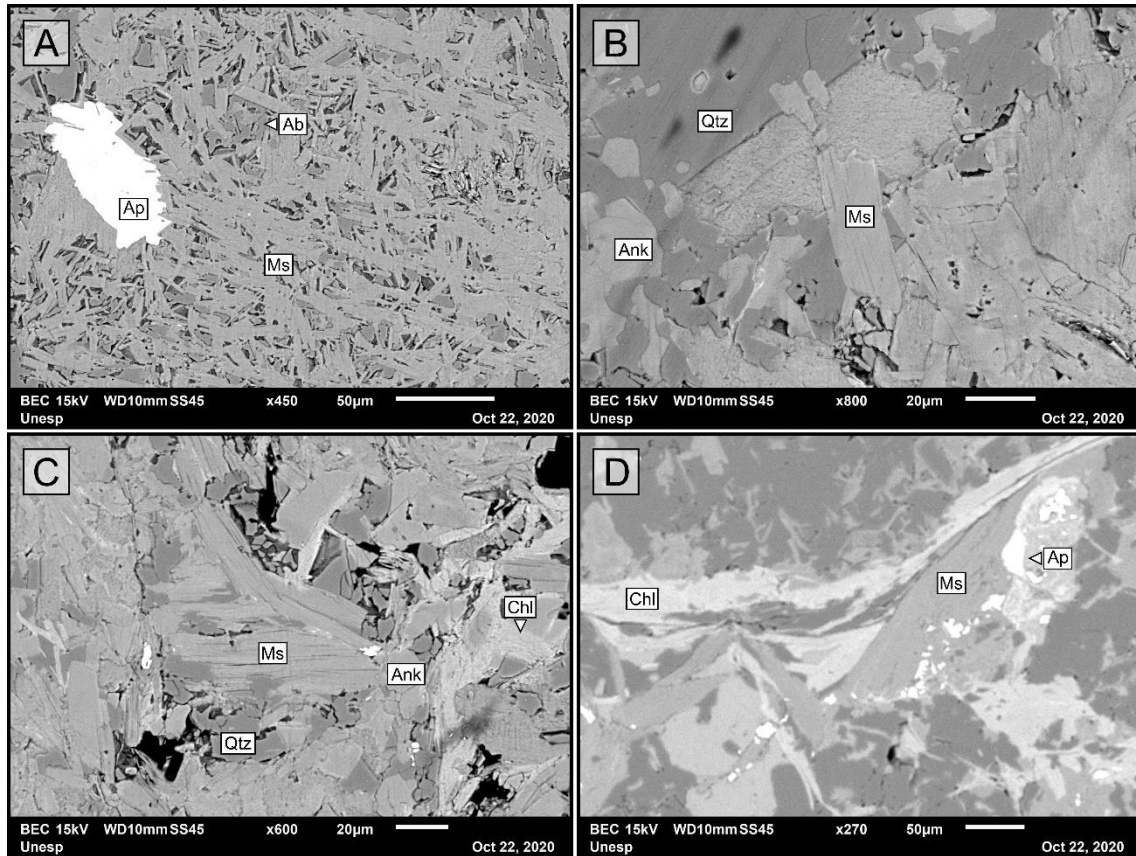


Figura 5.6 - *Imagens de elétrons retroespalhados ao Microscópio Eletrônico de Varredura:* (A) Inclusão de apatita em massa de cristais ripiformes de muscovita; (B) Cristal ripiforme de muscovita em matriz de quartzo e ankerita hidrotermais; (C) Muscovita de granulação grossa em matriz alterada por clorita, quartzo e ankerita; (D) Muscovita radial em associação com clorita e com inclusões de apatita. *Legenda:* (Ms) muscovita; (Ab) albita; (Chl) clorita; (Ank) ankerita; (Ap) apatita; (Qtz) quartzo.

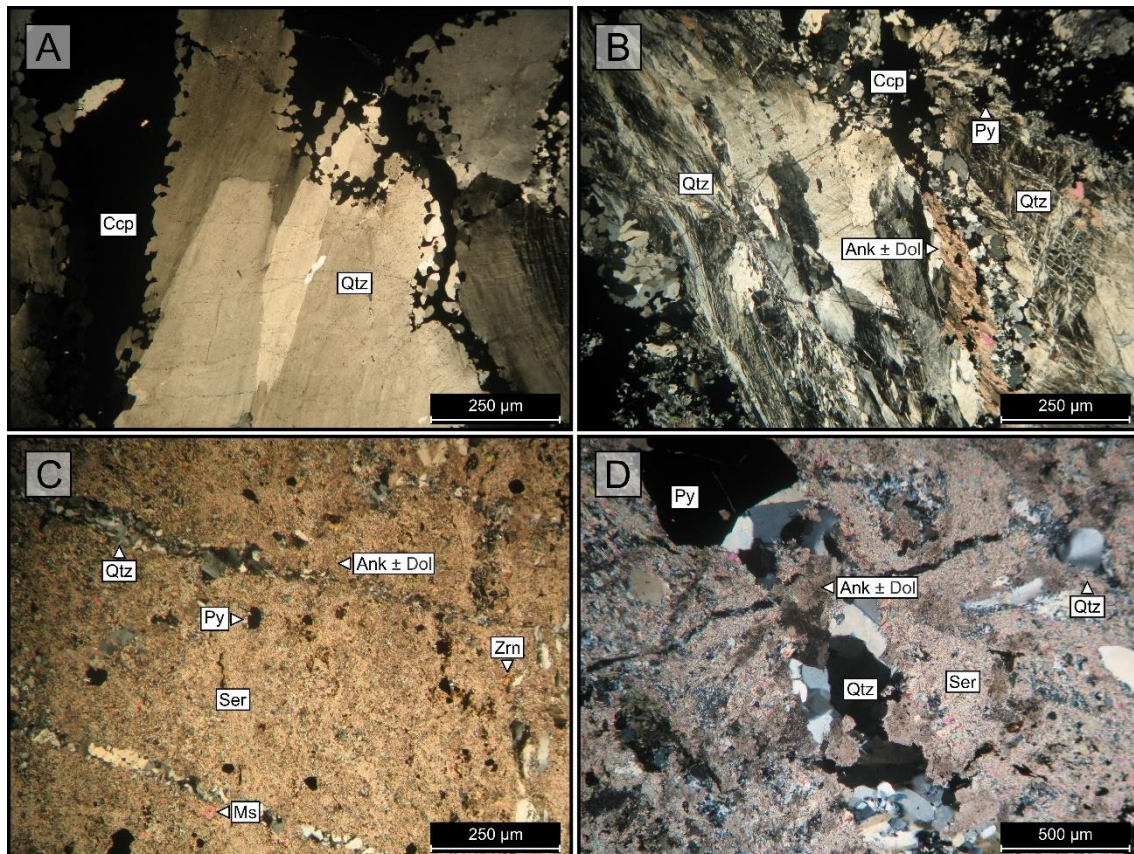


Figura 5.7 - Aspectos da injeção de sílica: (A) Veio de quartzo com textura em pente associado à mineralização; (B) Quartzo intensamente cisalhado e fraturado, associado à alteração carbonática e mineralização de minério; (C) Silicificação fissural em milonito de ortogneiss, temporalmente posterior à alteração sericítica; (D) Vênula de quartzo com cristais sub-euédricos de pirita. Notar que alteração carbonática sobrepõe a silicificação. *Fotomicrografias:* A-D: polarizadores cruzados. *Legenda:* (Ser) sericita; (Ms) muscovita; (Ank) ankerita; (Dol) dolomita; (Qtz) quartzo; (Zrn) zircão; (Py) pirita; (Ccp) calcopirita.

5.5 Alteração carbonática

Corresponde a um estágio expressivo e bem desenvolvido no garimpo do Aguinaldo, por balizar os veios de quartzo sulfetados. É marcada pela paragênese ankerita ± dolomita, na forma de cristais anédricos a sub-euédricos, de granulação fina a grossa, que se desenvolvem tanto em estilo pervasivo no milonito de ortogneiss (Figs. 5.8A e 5.8D-E), quanto confinada aos veios de quartzo mineralizados (Figs. 5.8A-D) e à finas vênulas de espessura inferior a 0,1 mm (Figs. 5.8F e 5.9D). A carbonatação está fortemente vinculada à alteração do plagioclásio ígneo e/ou albita hidrotermal (Figs. 5.8B-C), além de obliterar a alteração sericítica (Fig. 5.8B).

Ao MEV foi possível diagnosticar duas variedades composicionais de carbonato: (i) *ankerita*, carbonato dominante na alteração carbonática pervasiva e associado aos veios de quartzo (Figs. 5.11A-C); e (ii) *dolomita*, carbonato de ocorrência subordinada nos veios de quartzo (Fig. 6.4C).

5.6 Alteração clorítica

De abrangência expressiva no garimpo, a alteração clorítica é caracterizada pela assembleia mineral clorita ± hematita ± magnetita ± apatita ± titanita ± rutilo ± monazita ± pirita ± calcopirita, diagnosticada pela tonalidade verde-oliva sobre a hospedeira (Figs. 5.10A-B e 5.11A-B). Corresponde ao halo mais proximal em relação aos veios e está geneticamente correlacionada ao processo de mineralização disseminada. Principalmente em estilo pervasivo, na forma agregados lamelares a ripiformes, sub-euédricos, de granulação fina a grossa (até 0,4 mm) de clorita, que obliteram os minerais dos estágios precedentes, inclusive a ankerita hidrotermal (Figs. 5.10D e 5.10G). Clorita venular também é comum no halo clorítico, e ocorre na forma de agregados finos a grossos confinados a vênulas (entre 0,05 e 0,2 mm), ocasionalmente em paragênese com magnetita (Fig. 5.10C). Em adicional, observam-se exemplos de clorita intrafoliar milonítica (Fig. 5.10D) e, mais raramente, como produto de substituição do plagioclásio hidrotermal ao longo de sua geminação polissintética (Fig. 5.10E). Termos mais ricos em Fe exibem birrefringência anômala (azul a arroxeadada, identificada como *chamosita*), enquanto a variedade mais rica em Mg mostra birrefringência dourada (identificada como *clinocloro*) (Deer *et al.*, 2000).

Com o subsídio do MEV, constatou-se a presença de concentrações significativas de apatita, titanita e rutilo, além de ocorrências subordinadas de monazita. A apatita forma inclusões sub-euédricas a anédricas de granulação fina a média na clorita e muscovita (Figs. 5.11A, 5.11C e 5.11D), enquanto titanita e o rutilo formam aglomerados de cristais usualmente anédricos de granulação fina, dispersos na trama da rocha (Fig. 5.11B). Por fim, monazita ocorre como inclusões subarredondadas e de granulação fina na clorita (Fig. 5.11C).

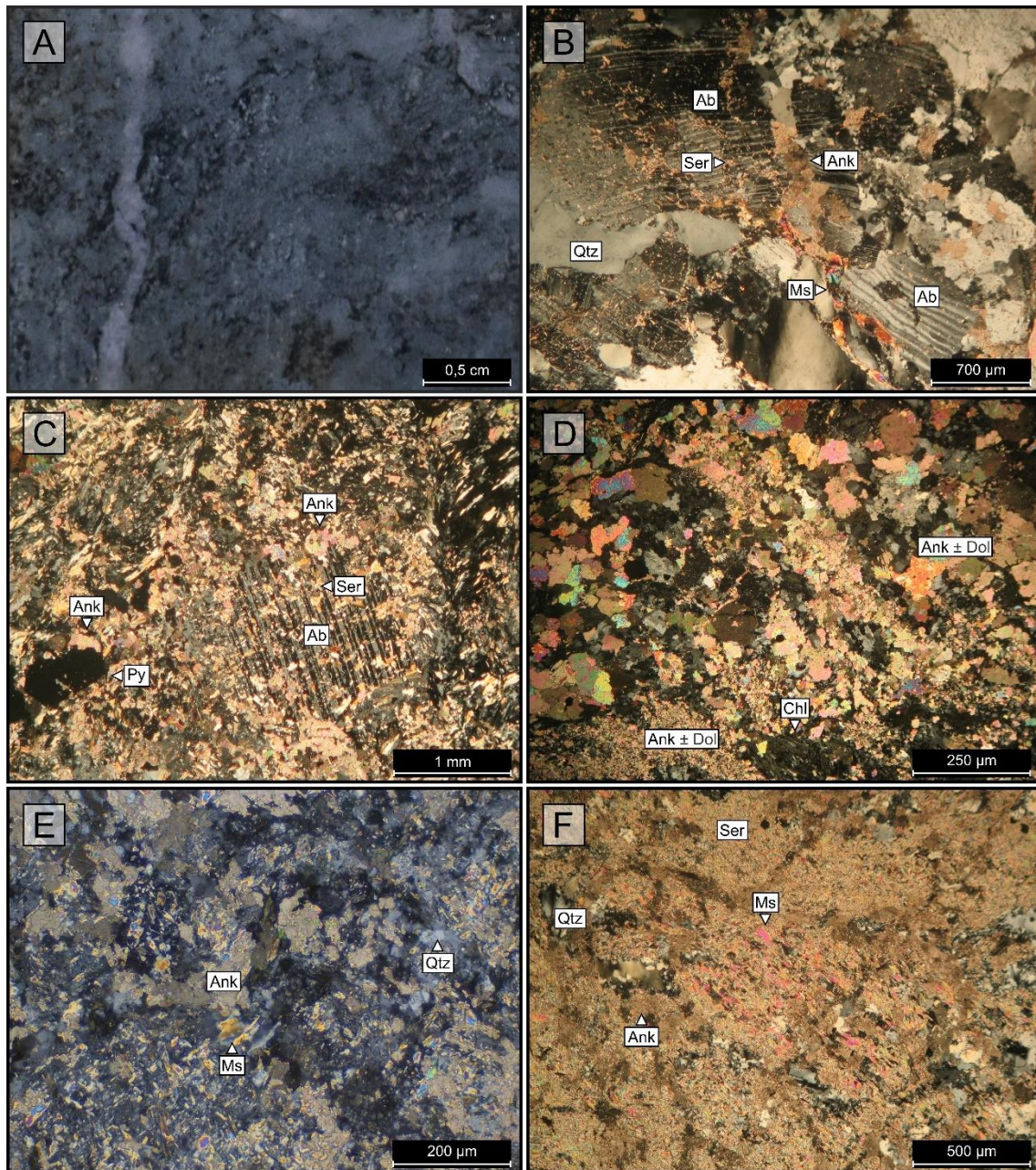


Figura 5.8 - Aspectos da alteração carbonática: (A) Alteração carbonática pervasiva, rica em ankerita, truncada por vênula de dolomita que ocorrem intimamente associada à cloritização, responsável pela tonalidade esverdeada da hospedeira; (B) Cristais de plagioclásio hidrotermal com maclas deformadas alterados pela carbonatação, que sobrepõe a alteração sericítica; (C) Megacrystal de albita substancialmente afetado pela alteração carbonática a partir de suas bordas. Notar que a carbonatação sobrepõe a pirita, indicativo de ser posterior à mineralização; (D-E) Forte carbonatação pervasiva, de modo a obliterar quase por completo as texturas e composição da hospedeira; (F) Alteração carbonática fissural. *Fotomicrografias:* B-F: polarizadores cruzados. *Legenda:* (Ser) sericita; (Ms) muscovita; (Ank) ankerita (Ab) albita; (Chl) clorita; (Qtz) quartzo; (Py) pirita.

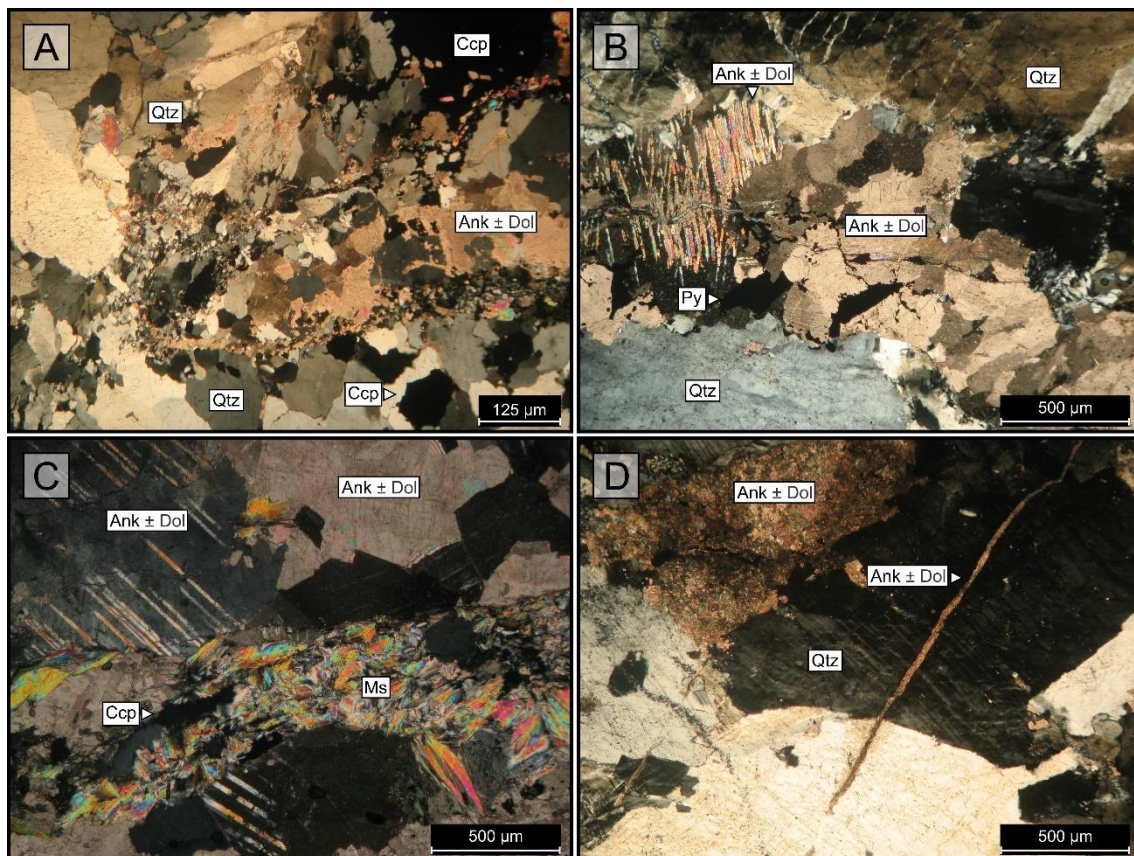


Figura 5.9 - Aspectos da carbonatação confinada à veios de quartzo: (A-B) Veio de quartzo com ankerita \pm dolomita restrito, temporalmente posterior à silicificação; (C) Megacristais de ankerita \pm dolomita em assembleia com muscovita e calcopirita; (D) Carbonatação venular que trunca megacristais de quartzo. *Fotomicrografias*: A-D: polarizadores cruzados. *Legenda*: (Ms) muscovita; (Ank) ankerita; (Dol) dolomita; (Qtz) quartzo; (Py) pirita; (Ccp) calcopirita.

5.7 Silicificação tardia

De caráter fissural, representa o último estágio do sistema hidrotermal do garimpo do Aguinaldo. É definido por vênulas de quartzo estéreis, essencialmente milimétricas e que truncam o sistema de veios principais (Fig. 6.1C).

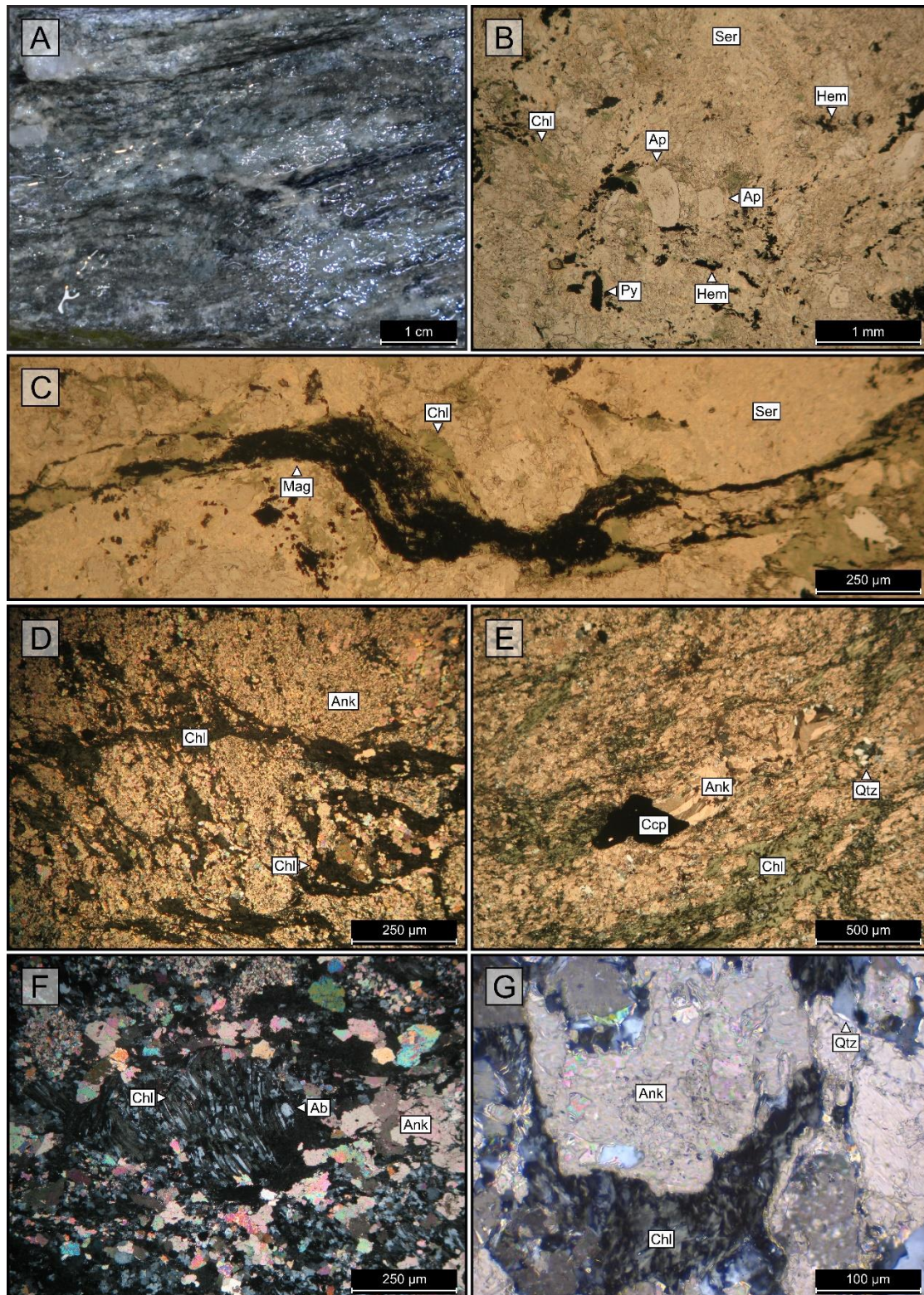


Figura 5.10 - Aspectos da alteração clorítica: (A) Alteração clorítica pervasiva, responsável pela tonalidade verde-oliva do ortogneisse; (B) Cloritização incipiente com clorita fina em associação com apatita e hematita; (C) Vênula de clorita + magnetita; (D) Alteração clorítica pervasiva que oblitera a carbonatação; (E) Clorita intrafoliar, em assembleia com ankerita. Notar relação temporal posterior do minério disseminado (*calcopirita*) sobre a carbonatação; (F) Albita substituída por clorita ao longo de sua geminação polissintética; (G) Substituição da ankerita por clorita a partir de suas bordas. *Fotomicrografias*: B-C: polarizadores descruzados; D-G: polarizadores cruzados. *Legenda*: (Ser) sericita; (Ank) ankerita; (Ab) albita; (Chl) clorita; (Mag) magnetita; (Hem) hematita; (Ap) apatita; (Qtz) quartzo; (Py) pirita; (Ccp) calcopirita.

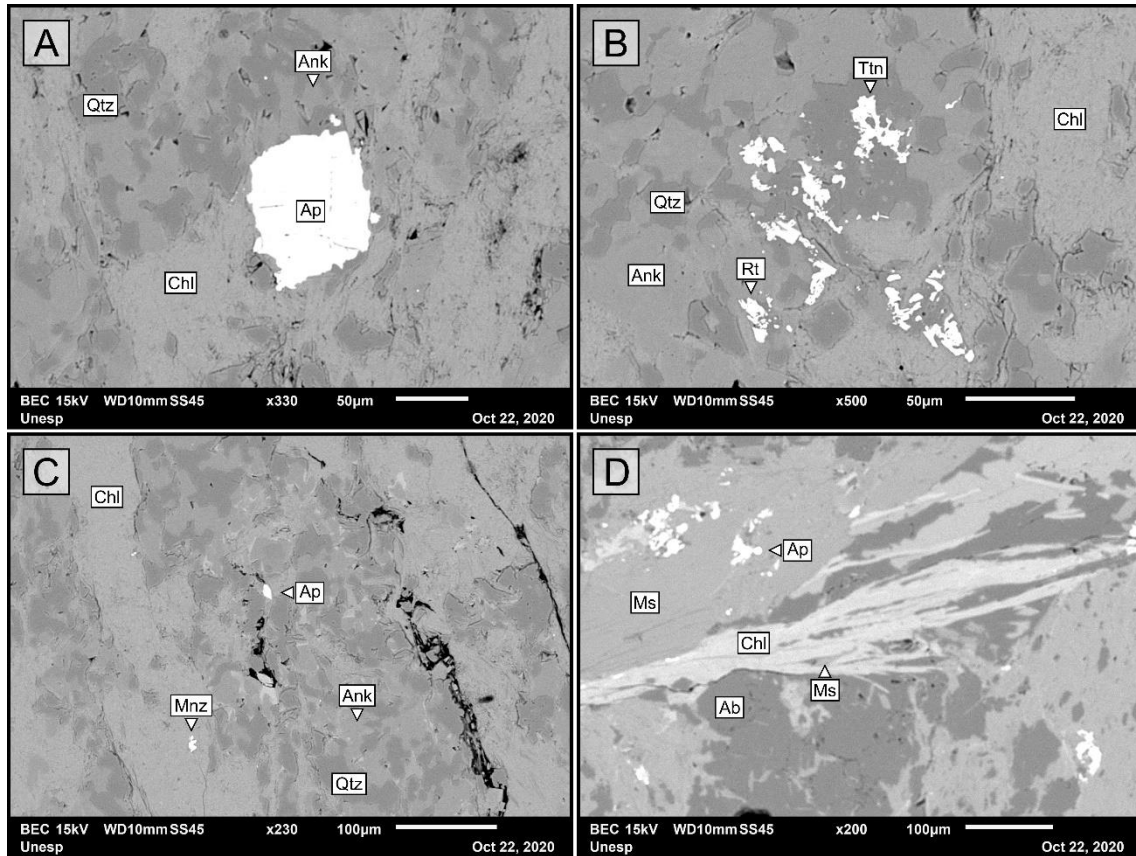


Figura 5.11 - Imagens de elétrons retroespalhados ao Microscópio Eletrônico de Varredura: (A) Apatita hidrotermal dispersa em massa clorítica; (B) Aglomerados de titanita e rutilo paragenéticos à alteração clorítica; (C) Cloritização pervasiva que oblitera a carbonatação, com inclusão de monazita; (D) Clorita intrafoliar em associação com muscovita em suas bordas. Legenda: (Chl) clorita, (Ms) muscovita, (Ank) ankerita; (Ab) albita; (Ap) apatita; (Ttn) titanita; (Rt) rutilo; (Mnz) monazita; (Qtz) quartzo.

6. MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS

As zonas auríferas sulfetadas no garimpo do Aguinaldo ocorrem em dois estilos: filonar e disseminado, dos quais apenas o primeiro é lavrado pelos garimpeiros. A lavra em galerias (Fig. 6.1A-B) ocorre em função da disposição do minério filonar, enquanto a zona disseminada é pouco expressiva, baliza o filão mineralizado e não apresenta teores econômicos.

A zona mineralizada, que hospeda o ouro, corresponde à zona sulfetada confinada a veios de quartzo, sendo, portanto, a principal região do garimpo (zona econômica). A intensidade da sulfetação nos veios de quartzo é bastante variável, de pouco expressiva (<5% em volume) até maciça (<80% em volume). A região econômica está associada a uma zona de preenchimento de sílica, representada por veios de quartzo com textura em pente (*comb-texture*). Estes corpos correspondem a um sistema de veios paralelizados de orientação preferencial NNE-SSW que ocorrem em estrutura *pinch and swell* ao longo de toda a extensão da galeria (Cenatti, 2019). Esse tipo de estrutura, além da ocorrência localizada de veios extensionais do tipo *tension gashes*, indicam atuação de um regime dúctil-dúctil. Através da descrição microscópica de amostras coletadas previamente foi possível individualizar três tipologias principais de veios, de acordo com sua mineralogia (Fig. 6.3):



Figura 6.1 - (A) Vista da entrada do shaft do garimpo do Aguinaldo; (B) Entrada da galeria, ao final do shaft; (C) Veios de quartzo estéreis e tardios que truncam o sistema principal de veios.

(I) Veio estéril de quartzo ± ankerita ± dolomita;

(II) Veio de quartzo ± ankerita ± dolomita com calcopirita ± pirita ± ouro ± prata ± esfalerita ± galena ± bismutinita;

(III) Veio de quartzo ± ankerita ± dolomita com pirita ± calcopirita ± prata ± esfalerita ± galena ± bismutinita.

O veio estéril (Figs. 6.2A-B) é composto essencialmente por quartzo leitoso de granulação grossa, além de carbonatos (ankerita ± dolomita) subordinados. Embora presente

ocorrências pontuais de pirita muito fina (2-5% em volume), ouro não é observado. Os veios de tipo II e III diferem substancialmente pela variação modal de calcopirita, pirita e paragênese acessória. Enquanto a tipologia II é constituída principalmente por calcopirita (Fig. 6.2C), o tipo III tem a pirita como sulfeto dominante (Fig. 6.2D). Apesar do ouro estar intimamente associado à pirita, ouro foi microscopicamente identificado apenas no veio do tipo II.

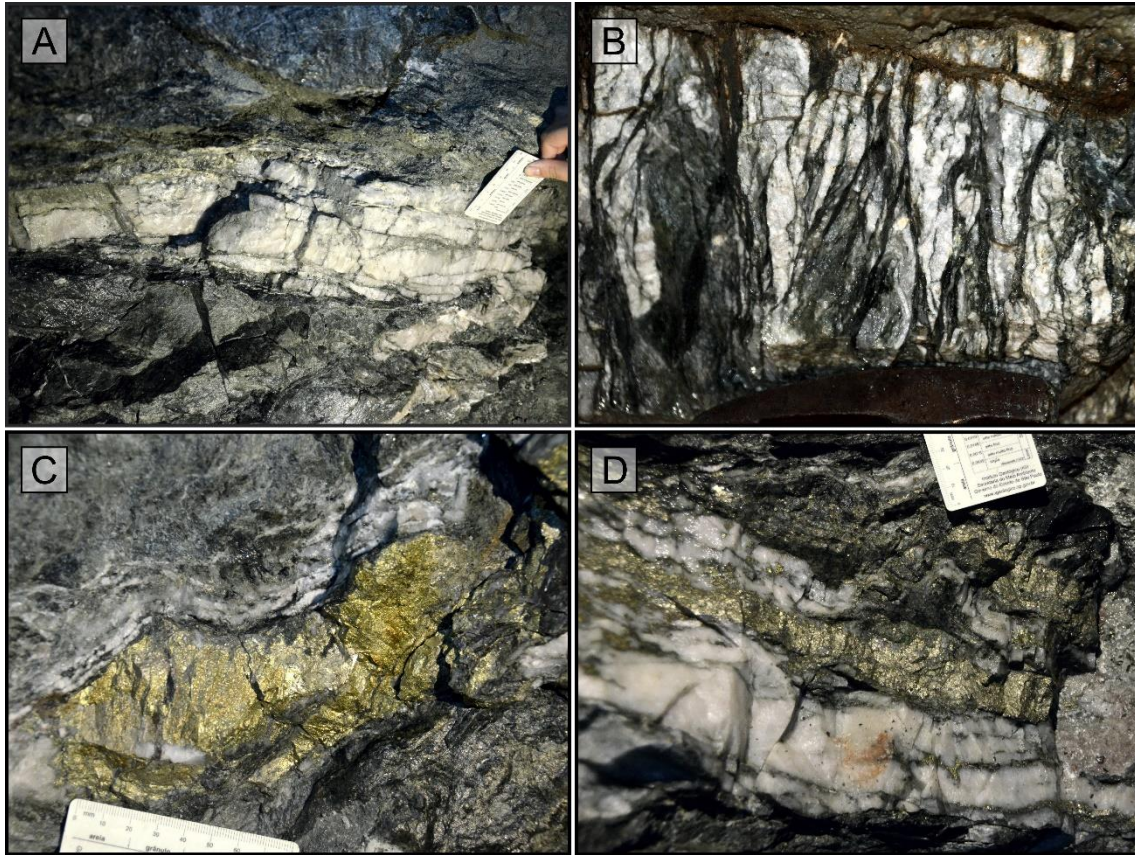


Figura 6.2 - Tipologias de veio no garimpo do Aguinaldo: (A) Veio estéril de quartzo \pm ankerita \pm dolomita; (B) Veio de quartzo com textura em pente deformada; (C) Veio de quartzo \pm ankerita \pm dolomita com sulfetação maciça (calcopirita \pm pirita); (D) Veio de quartzo \pm ankerita \pm dolomita com sulfetação à base de pirita.

Sulfetos disseminados ocorrem na hospedeira como halo restrito às zonas que balizam o minério filonar (veios II e III), à base de pirita \pm calcopirita \pm hematita \pm magnetita. Temporalmente, esse estágio da sulfetação está geneticamente associado ao halo proximal clorítico.

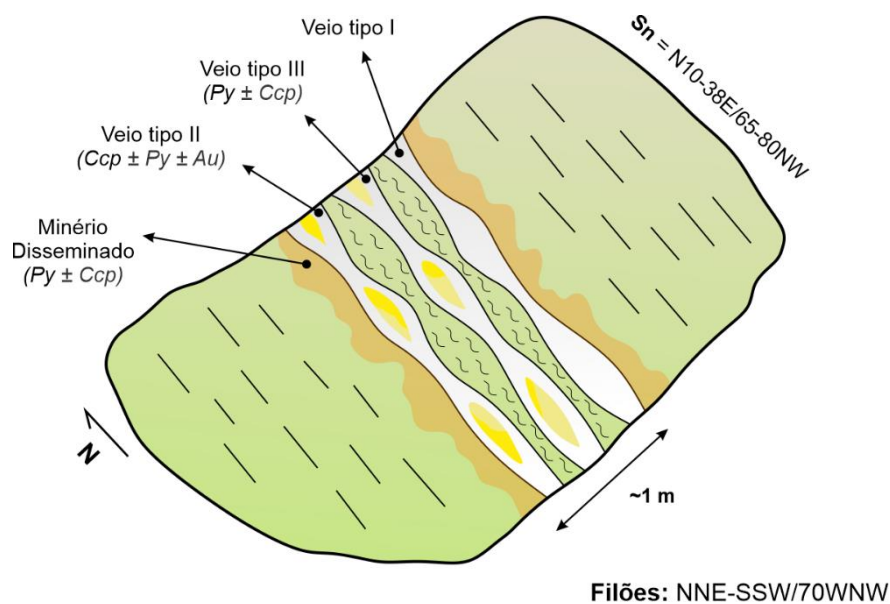


Figura 6.3 - Disposição espacial das tipologias de veios e zonas sulfetadas do garimpo do Aguinaldo. Notar que os veios são subparalelos à foliação NNE-SSW.

6.1 Minério filonar

O minério filonar é representado pelos veios do tipo II e III. O veio do tipo II é constituído por quartzo ± ankerita ± dolomita e uma paragênese definida por calcopirita (70-90%), pirita (10-30%), ouro (3-6%), prata (2-5%), bismutinita (2-3%), esfalerita (1-2%) e galena (1%), além de minerais supergênicos representados por covellita, digenita e goethita. Corresponde à principal zona sulfetada mineralizada a ouro.

O caráter dúctil-rúptil da zona de cisalhamento é denotado pela geração de quartzo de granulação média e grossa, intensamente deformado e fraturado, que usualmente forma texturas do tipo pente (*comb-texture*; Figs. 5.7A-C). Essa deformação teria favorecido a recristalização do quartzo ao longo de fratura, a fragmentação da pirita e a remobilização do minério (*sealed fractures*). Apesar de ocorrer de forma restrita, quartzo fino também pode estar presente e preenche espaços vazios e interstícios entre os cristais de pirita (Fig. 6.4F).

O carbonato (ankerita ± dolomita) compreende cristais de granulação fina a grossa, formas anédricas a subeuédricas (Figs. 5.9A-C), que se encontram, a exemplo do quartzo, afetados pela deformação e fraturamento. Ocasionalmente, formam finas vênulas que truncam o quartzo e a mineralização (Fig. 5.9D).

A calcopirita corresponde ao sulfeto dominante nessa tipologia de veios. É caracterizada por cristais anédricos de granulação média a grossa, que englobam e preenchem os interstícios entre os cristais de pirita (Figs. 6.4C, 6.4D e 6.4F).

A pirita forma cristais subeuédricos a euédricos, de granulação fina a média, geralmente de formato granular, que ocorrem tanto como agregados, quanto como cristais individualizados (Figs. 6.4C-F). Em menor frequência, os maiores cristais podem exibir inclusões de quartzo e

eventual covellita. Pirita é observada ainda nas bordas de megacristais de quartzo em contatos retilíneos a lobulados e como inclusões nos mesmos (Fig. 6.4E).

Ao MEV, foram identificadas concentrações significativas de esfalerita e galena. Esfalerita forma cristais anédricos de granulação fina a média inclusos na calcopirita (Figs. 6.5F e 6.6E), enquanto a galena ocorre como inclusões euédricas a subeuédricas de granulação fina concentradas na pirita (Fig. 6.5E).

No garimpo, o ouro exibe íntima associação com a pirita, de modo a estar incluso ou estar em seus contatos (Figs. 6.5A-E), além de raramente estar incluso em esfalerita (Fig. 6.5F). O ouro é representado por inclusões arredondadas a subarredondadas de até 75 μm que apresentam concentrações relativas de Ag de até 43% (Fig. 6.7A). Prata forma inclusões anédricas a subarredondadas na calcopirita e em associação com bismutinita. O espectro EDS mostra que a prata possui concentrações relativas de Cd de até 9% (Fig. 6.7B). Em adicional, fases minerais ricas em bismuto ocorrem inclusas na pirita, calcopirita e esfalerita, na forma de agregados essencialmente euédricos de granulação fina intimamente associados com ouro e prata (Figs. 6.5E-F e 6.6D).

Digenita, covellita e goethita são observadas como produtos de processos supergênicos (oxidação) atuantes sobre os sulfetos da zona mineralizada. Digenita e covellita (Fig. 6.6A-B) correspondem a produtos da alteração da calcopirita, ao passo que a goethita possivelmente tenha sido gerada a partir da oxidação da pirita, e ocorre tanto em finas vênulas (Fig. 6.6C), quanto na forma de grãos de baixa cristalinidade.

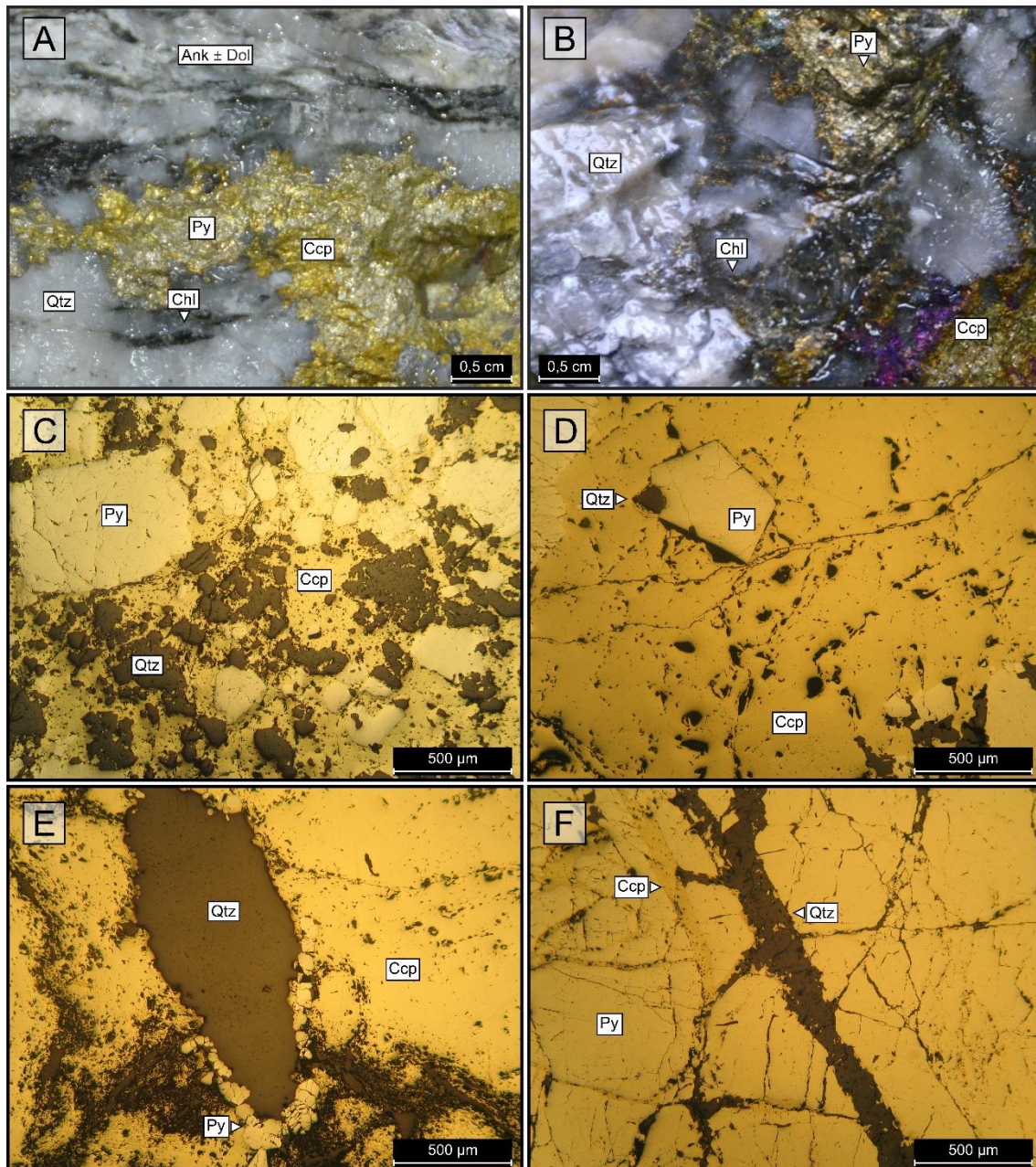


Figura 6.4 - Aspectos da zona sulfetada do veio do tipo II: (A) Sulfetação maciça à base de calcopirita ± pirita em veio de quartzo ± ankerita ± dolomita; (B) Cristais de calcopirita e pirita intersticiais aos cristais de quartzo. Notar oxidação da calcopirita em tonalidades arroxeadas a avermelhadas (possivelmente covellita); (C-D) Cristais euédricos a subeuédricos de pirita englobados por massa de calcopirita, em matriz de quartzo; (E) Cristais de pirita subeuédricos fraturados nas bordas de megacristal de quartzo; (F) Calcopirita intersticial aos cristais de pirita. *Fotomicrografias*: C-F: luz refletida. *Legenda*: (Ank) ankerita; (Dol) dolomita; (Chl) clorita; (Qtz) quartzo; (Py) pirita; (Ccp) calcopirita.

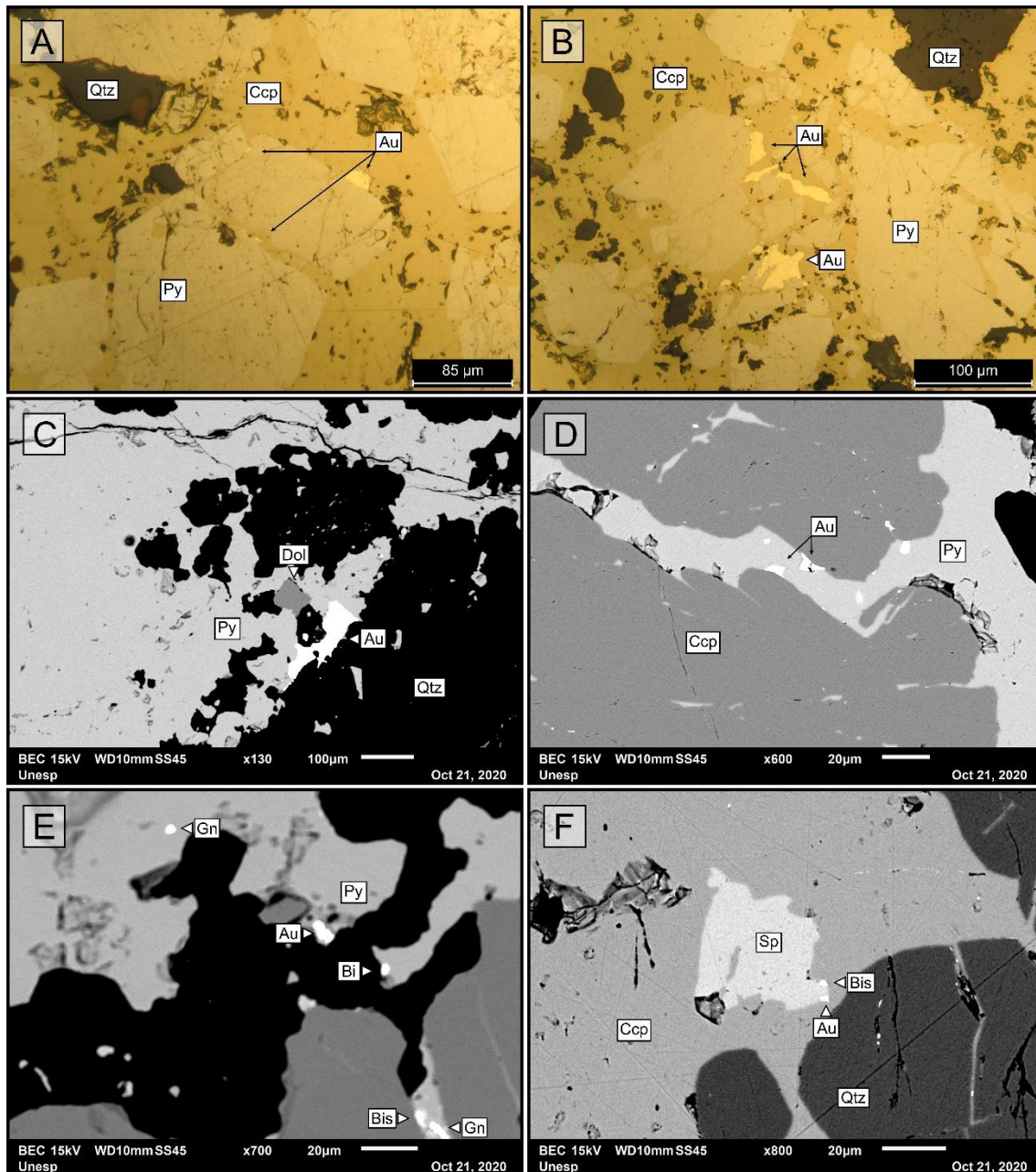


Figura 6.5 - Formas de ocorrência de ouro: (A-D) Ouro em contato com pirita e como microinclusões; (E) Ouro incluído em pirita com cristais euédricos a subeuédricos de galena, além de fases ricas em bismuto; (F) Microinclusões de ouro e bismutinita em esfalerita. *Fotomicrografias:* A-B: luz refletida; *Imagens de elétrons retro-espalhados (MEV):* C-F. *Legenda:* (Qtz) quartzo; (Py) pirita; (Ccp) calcopirita; (Dol) dolomita; (Au) ouro; (Gn) galena; (Sp) esfalerita; (Bis) bismutinita.

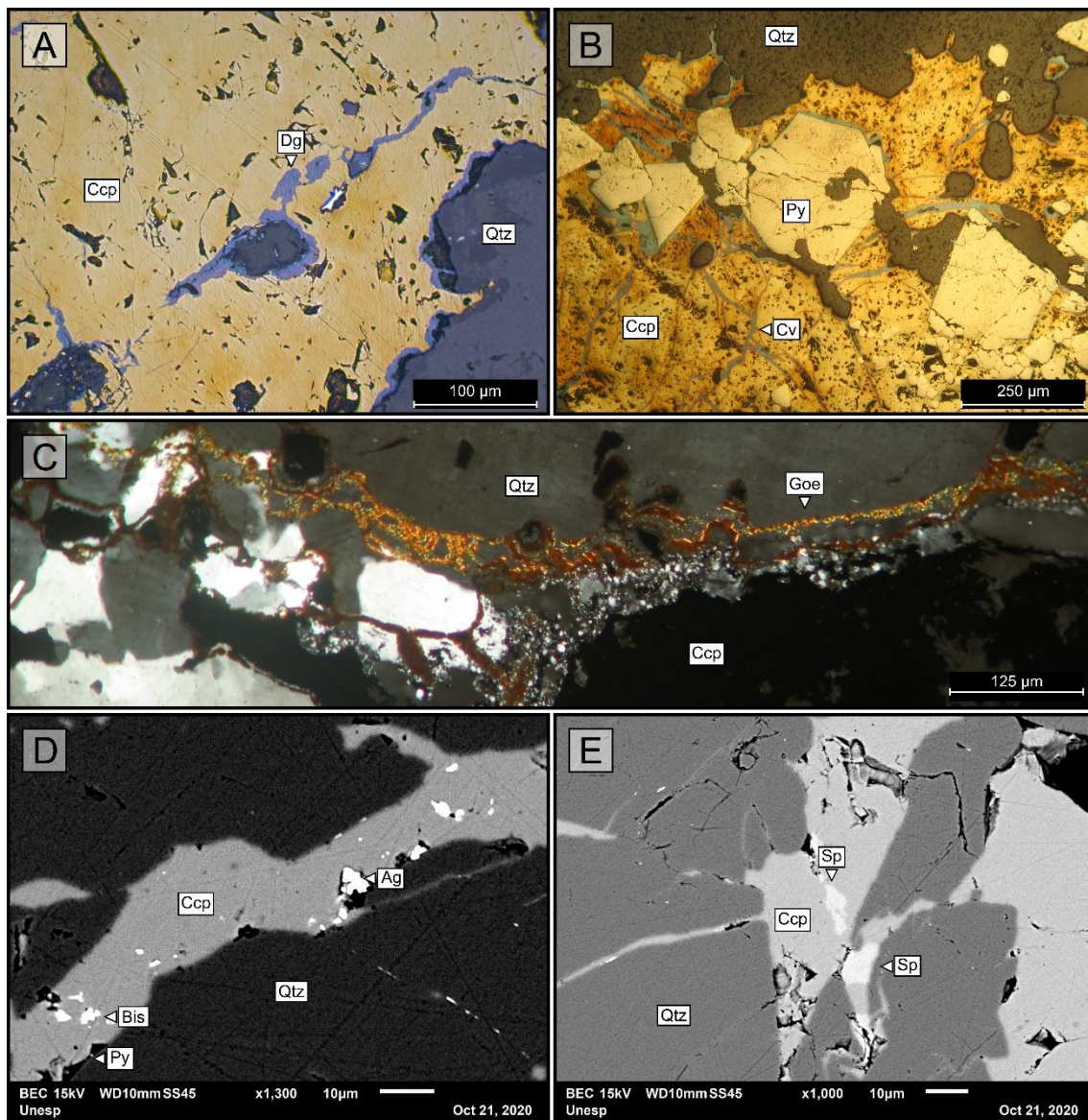


Figura 6.6 - Aspectos da zona sulfetada do veio do tipo II: (A) Oxidação da calcopirita com geração de digenita; (B) Covellita nas bordas dos cristais de pirita e nas fraturas da calcopirita; (C) Vênulas tardias de goethita sobre o quartzo; (D) Agregados anédricos a subarredondados de prata inclusos em calcopirita e em associação com fases ricas em bismuto; (E) Esfalerita anédrica incluída em calcopirita. *Fotomicrografias:* A-B: luz refletida; C: polarizadores cruzados; *Imagens de elétrons retro-espalhados (MEV):* D-E. *Legenda:* (Qtz) quartzo; (Py) pirita; (Ccp) calcopirita; (Dg) digenita; (Cv) covellita; (Au) ouro; (Goe) goethita; (Ag) prata; (Sp) esfalerita; (Bis) bismutinita.

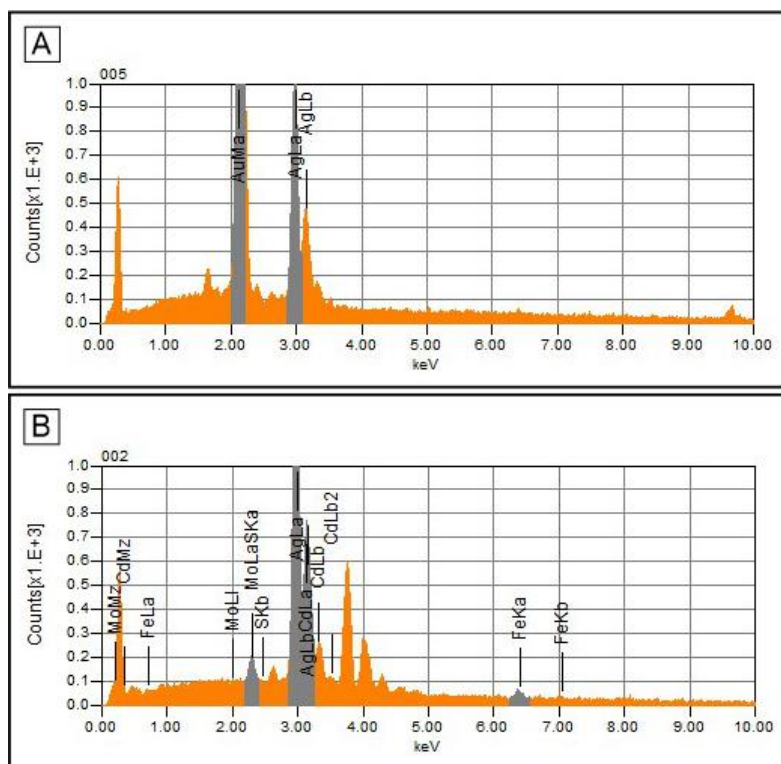


Figura 6.7 - Espectros EDS ao MEV obtidos a partir de fases minerais presentes na zona mineralizada (veio II): (A) Au com 43% de Ag; (B) Ag com 9% de Cd.

O veio do tipo III é composto por quartzo \pm ankerita \pm dolomita e, diferentemente da tipologia II, pirita (65-80%) predomina sobre a calcopirita (20-35%) (Fig. 6.8A). Apesar de também ocorrer prata, esfalerita, galena e fases ricas em bismuto, ouro não foi observado nesse veio. Contudo, segundo os garimpeiros que lavram o garimpo, exibe concentrações muito baixas de ouro.

Processos dúcteis e rúpteis refletem na morfologia dos grãos de quartzo, caracterizados por cristais de granulação média a grossa, deformados e fraturados, com textura em pente (*comb-texture*), além de preencher interstícios entre os cristais de pirita (Figs. 6.8B-C). O carbonato (ankerita \pm dolomita) é subordinado (<5% em volume), e ocorre em finas vênulas que truncam o quartzo e a zona mineralizada (Fig. 6.8D).

Pirita é o sulfeto dominante e constitui cristais subeuédricos a anédricos, de granulação média a grossa, que ocorrem essencialmente como agregados (Figs. 6.8B-C). Menos frequente, pode apresentar inclusões de calcopirita. A calcopirita, por sua vez, é predominantemente intersticial aos cristais de pirita e eventualmente forma inclusões no quartzo (Fig. 6.8C). Análises ao MEV revelaram a presença de prata, esfalerita, galena e fases de bismuto. Prata ocorre como inclusões anédricas a subarredondadas de granulação fina na esfalerita e com concentrações de até 9% de Cd (Fig. 6.8F). Esfalerita é anédrica e de granulação média, e apresenta inclusões de prata e fases ricas em bismuto (Fig. 6.8F), enquanto galena é inclusa na calcopirita e exibe formas subeuédricas, de granulação fina a média, com concentração traço de Sr (Figs. 6.8E e 6.9B). Em

adicional, o espectro EDS da esfalerita revela uma variedade composicional mais rica em Fe (Fig. 6.9A).

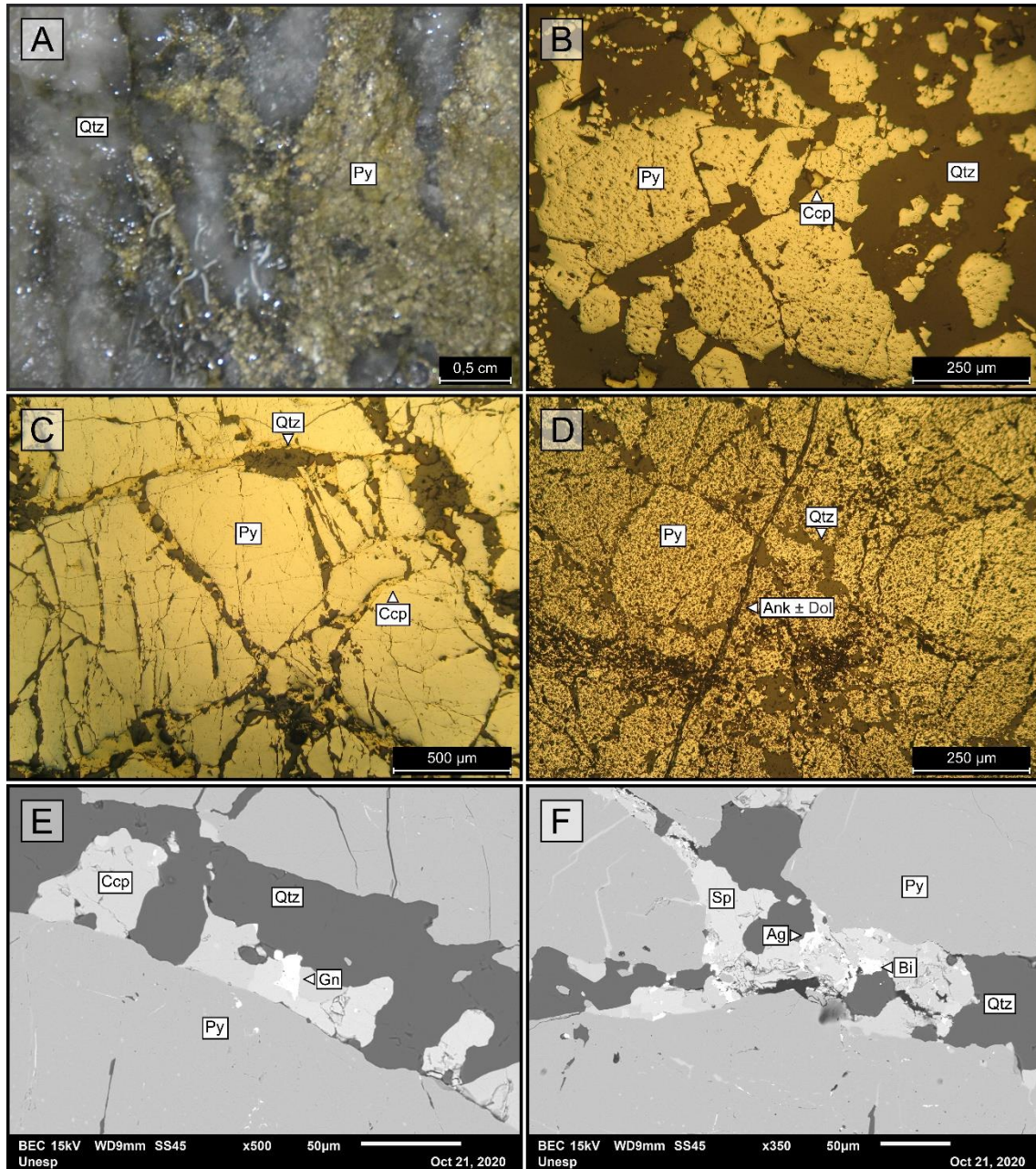


Figura 6.8 - Aspectos da zona sulfetada do veio do tipo III: (A) Pirita maciça em veio de quartzo; (B) Cristais de pirita subeuédricos a anédricos com calcopirita pontual; (C) Calcopirita intersticial aos cristais de pirita; (D) Fina vênula de ankerita ± dolomita que trunca zona piritizada em zona de injeção de sílica; (E) Galena inclusa em calcopirita; (F) Prata e fases ricas em bismuto inclusas na esfalerita. *Fotomicrografias*: B-D: luz refletida; *Imagens de elétrons retro-espalhados (MEV)*: E-F. *Legenda*: (Qtz) quartzo; (Ank) ankerita; (Dol) dolomita; (Py) pirita; (Ccp) calcopirita; (Gn) galena; (Sp) esfalerita; (Bi) bismutinita.

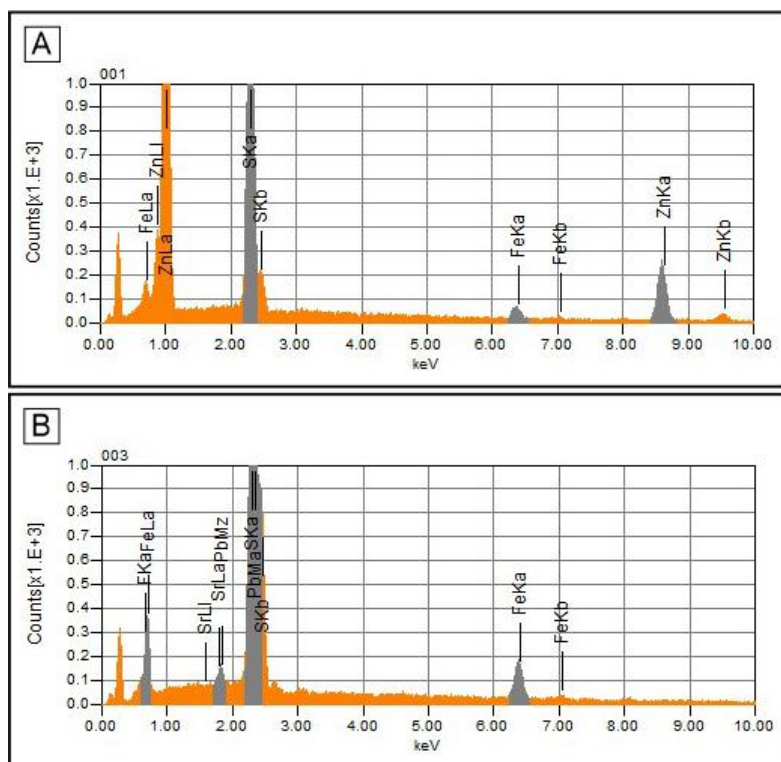


Figura 6.9 - Espectros EDS ao MEV efetuadas em fases minerais presentes na zona mineralizada (veio III): (A) Esfalerita rica em Fe; (B) Galena com concentração traço de Sr.

6.2 Minério disseminado

O minério disseminado ocorre de modo restrito na rocha hospedeira (2-5% em volume), e está temporalmente e espacialmente relacionado ao halo clorítico (Fig. 6.10A-E). É representado pela paragênese pirita ± calcopirita ± hematita, com concentrações traços de magnetita e apatita. Esse setor mineralizado, embora não configure uma zona de interesse econômico, forma um halo restrito em torno do minério filonar.

Pirita corresponde ao sulfeto dominante e ocorre como cristais essencialmente subeuédricos, de granulação média (até 0,3 mm de diâmetro) (Figs. 6.10B e 6.10D), enquanto calcopirita forma cristais anédricos a subeuédricos, de granulação fina a média, usualmente como agregados (Figs. 6.10C e 6.10E). Hematita exibe granulação fina e forma anédrica (Fig. 5.10B), possivelmente produto de alteração da pirita. Magnetita se apresenta como cristais euédricos a subeuédricos (Fig. 6.10E), de granulação fina, e confinada às vênulas de clorita (Fig. 5.10C). Adicionalmente, apatita encontra-se disseminada na matriz como cristais euédricos a subeuédricos, de granulação fina a média (Figs. 5.10B e 5.11A).

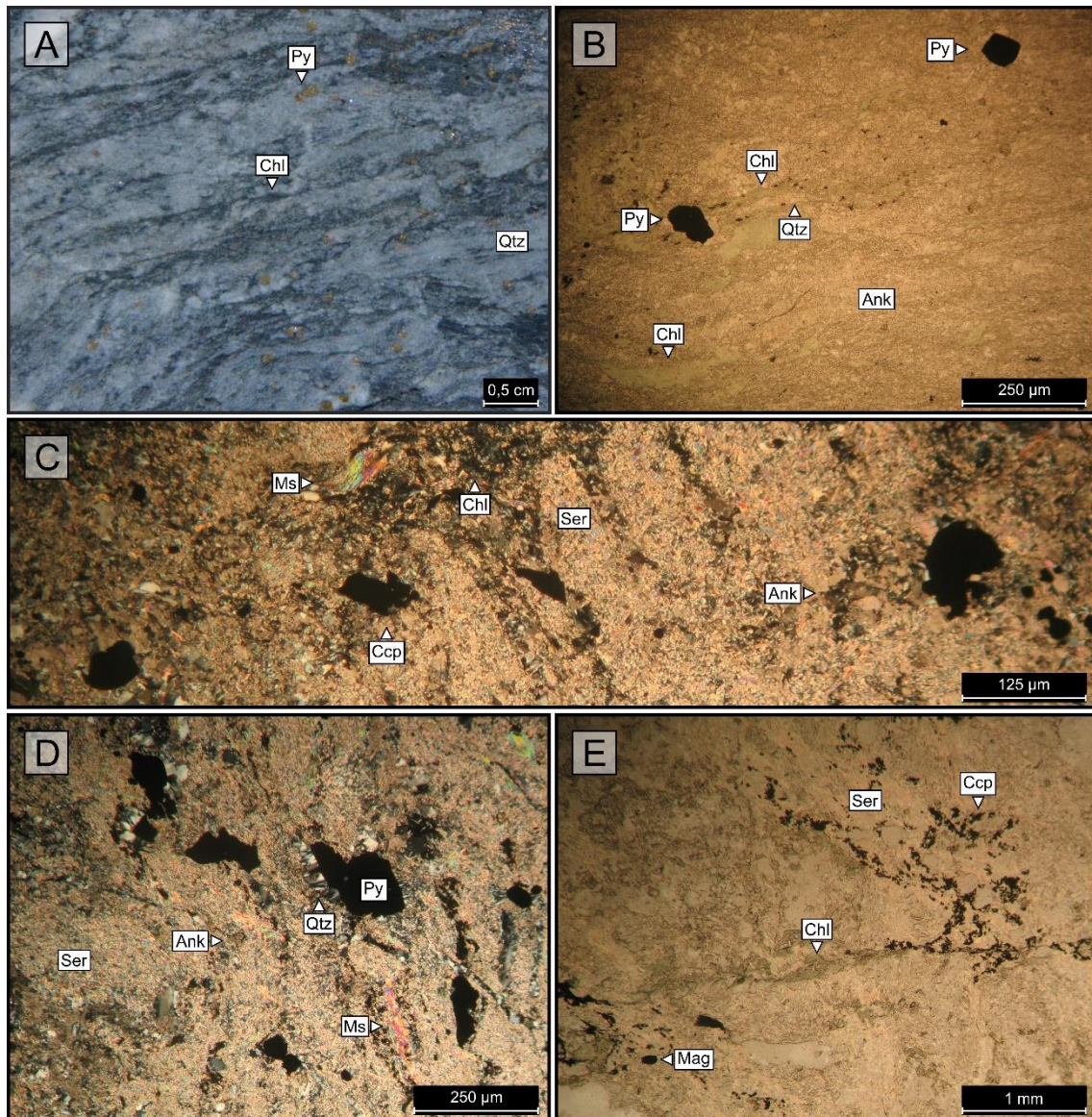


Figura 6.10 - Aspectos do minério disseminado: (A) Pirita disseminada em halo de alteração clorítica; (B) Cristais euédricos a subeuédricos de pirita dispersos em halo clorítico; (C-D) Cristais subeuédricos a anédricos de calcopirita e pirita disseminados na matriz; (E) Agregados de calcopirita anédrica em assembleia com clorita e magnetita. *Fotomicrografias:* B e E: polarizadores descruzados; C e D: polarizadores cruzados. *Legenda:* (Qtz) quartzo; (Cal) calcita; (Ank) ankerita; (Ms) muscovita; (Ser) sericita; (Py) pirita; (Ccp) calcopirita; (Mag) magnetita.

7. EVENTOS DE DEFORMAÇÃO

O milonito de ortognaisse hospedeiro do garimpo do Aguinaldo foi submetido a três eventos deformacionais. O primeiro, caracterizado por tectônica dúctil a dúctil-rúptil, que teria ocorrido em dois episódios (D_0 e D_1); o segundo, de caráter essencialmente rúptil a rúptil-dúctil, ocorrido em um único episódio (D_2); enquanto o último, de natureza rúptil, num episódio D_3 .

O evento D_0 é reconhecida no garimpo pelo bandamento composicional do ortognaisse e pela orientação dos fenocristais de feldspato. É marcado por uma foliação S_n com orientação N10-38E e mergulhos de alto ângulo a subverticais (65° a 80°) para NW (Figs. 7.1A e 7.1E). Em adicional, recristalizações dinâmicas, em especial de quartzo, acarretaram na formação de estruturas do tipo *bulging* (Fig. 4.4B), rotação de subgrãos (Fig. 5.4B) e, subordinamente, *ribbons* (Figs. 4.4D e 4.5A). Essa foliação é superimposta por zonas transcorrentes dúcteis (D_1) responsáveis pela geração da foliação milonítica de transposição (S_{n+1}), pouco penetrativa, de atitude média N76E/45SE (Figs. 7.1 A e 7.1E).

O segundo evento deformacional (D_2), de natureza rúptil a rúptil-dúctil, estaria relacionado ao desenvolvimento de fraturas extensionais, de direção geral N-S, preenchidas por veios de quartzo e, conseqüentemente, associadas ao filão mineralizado (sin-deformacional) (Figs. 7.1D e 7.1E). Ademais, zonas de cisalhamento rúpteis E-W de cinemática sinistral também afetaram essas rochas, marcadas por indícios de cisalhamento e recristalização em grãos de quartzo (Fig. 5.7B). A lineação de estiramento, definida por quartzo, exibe caimento entre 70° e 80° para NE.

Por fim, falhas de orientação ENE-WSW truncam a foliação principal (S_n) e possivelmente estariam relacionadas a uma fase posterior (D_3) de orientação principal NE-SW (Figs. 7.1B, 7.1C e 7.1E).

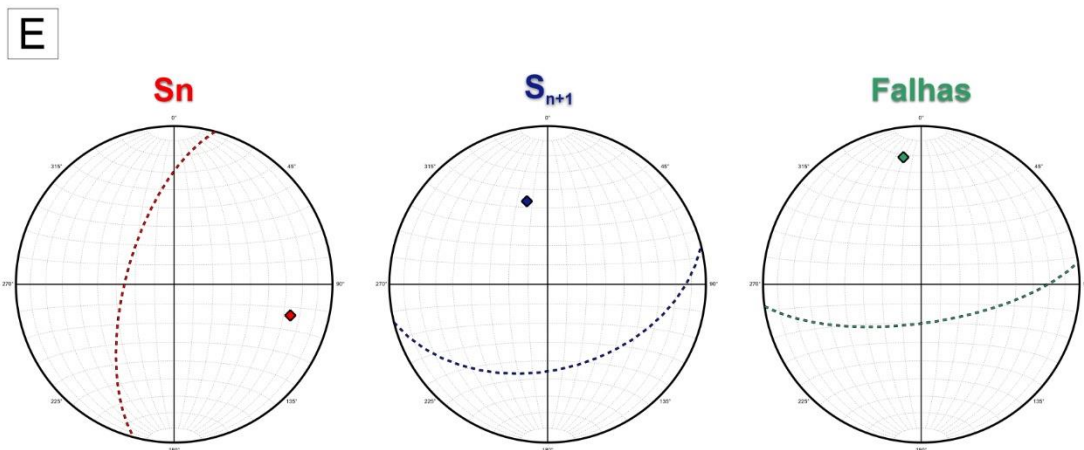
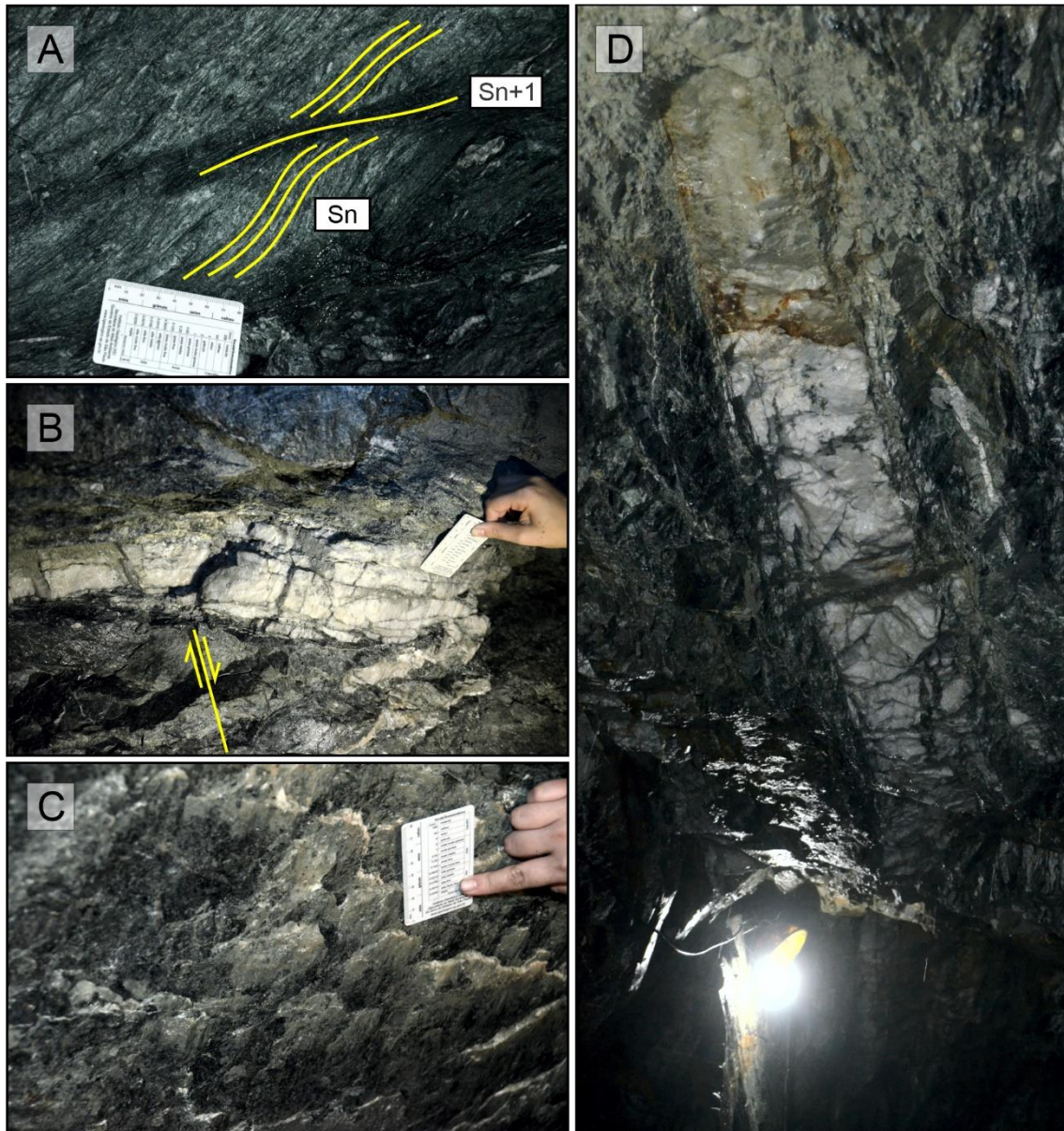


Figura 7.1 - A) Foliação S_n (N15E/65NW) transposta por uma foliação milonítica S_{n+1} (N76E/45SE); B) Falha normal que trunca o ortognaisse; C) Plano de falha em ortognaisse, de orientação N82E/70SE, com intensa concentração de minerais carbonáticos; D) Veio estéril de quartzo em fratura, de direção NNE-SSW; E) Estereogramas de atitudes médias dos planos de S_n , S_{n+1} e falhas (hemisfério inferior).

8. QUÍMICA MINERAL

Um total de 174 cristais representativos entre mica branca (n = 109) e clorita (n = 65) foram analisados na Microsonda Eletrônica, com objetivo em obter suas composições químicas. Os minerais foram classificados segundo suas morfologias texturais. Previamente, a mica branca foi subdividida de acordo com sua granulação: muscovita (granulação média a grossa) e sericita (granulação muito fina a fina). Desse modo, foi individualizada em: (i) muscovita grossa; (ii) muscovita em massa; (iii) muscovita subeudral; (iv) fibro-muscovita; (v) muscovita intrafoliar; (vi) muscovita confinada à vênulas; (vii) sericita em massa; e (viii) sericita pseudomórfica. A clorita, por sua vez, foi caracterizada em: (i) clorita intrafoliar; (ii) clorita em massa; (iii) e clorita venular.

8.1 Mica branca

Foram analisados 109 cristais de mica branca (Anexo I), dos quais 25 são representativos da muscovita em massa, 23 da muscovita grossa, 17 da sericita em massa, 16 da muscovita confinada à vênulas, 14 da muscovita subeudral, 7 da fibro-muscovita, 6 da muscovita intrafoliar e apenas 1 da sericita pseudomórfica. Os resultados foram analisados à luz dos parâmetros estabelecidos por Deer *et al.* (1992) para a composição normativa da muscovita. As fórmulas estruturais foram calculadas com base em 11 átomos de oxigênio equivalentes, em base anidra e considerando a separação de Fe²⁺ e Fe³⁺. A Tabela 8.1 resume a composição média das diferentes tipologias para os elementos SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, Na₂O e K₂O.

Dos 25 cristais analisados de muscovita em massa, apenas um foi descartado por apresentar teor anômalo de TiO₂ (>9,0%). Segundo Deer *et al.* (1992), valores de TiO₂ para a mica branca estão centrados em ≤ 1%. Nesse caso, deve ter ocorrido análise mineral mista em cristal com dimensão inferior ao tamanho do feixe de laser (10 μm), provavelmente titanita. Para essa tipologia, são encontrados valores de SiO₂ de 46,02% a 49,46%, 26,67% a 31,34% de Al₂O₃, 9,11% a 10,21% de K₂O, 2,80% a 5,49% de Fe₂O₃, 1,69% a 2,31% de MgO, 0,04% a 0,68% de TiO₂ e 0,11% a 0,20% de Na₂O.

No que tange a muscovita grossa, dos 23 pontos analisados 3 foram descartados por apresentarem teores anômalos de H₂O (<3,0% H₂O >8,0%). Deer *et al.* (1992) atribui valores de H₂O superiores e/ou inferiores a 5,0 ±2,0% para a composição da mica branca. No geral, essa variedade textural é quimicamente caracterizada por exibir teores de SiO₂ entre 46,47% e 49,68%, 28,59% e 32,24% de Al₂O₃, 9,48% e 10,23% de K₂O, 2,7% e 6,09% de Fe₂O₃, 1,37% e 2,86% de MgO, 0,09% e 0,55% de TiO₂ e 0,09% e 0,24% de Na₂O.

Quanto à sericita em massa, todos os 17 cristais analisados possuem composições dentro dos padrões normativos da mica branca. As análises indicam teores de SiO₂ de 47,05% a 49,59%, 28,82% a 32,57% de Al₂O₃, 9,25% a 10,28% de K₂O, 2,7% a 5,77% de Fe₂O₃, 1,44% a 2,53% de MgO, 0,04% a 0,36% de TiO₂ e 0,12% a 0,2% de Na₂O.

Em relação a muscovita confinada à vênulas, dos 16 pontos analisados, 4 foram descartados por apresentarem teores anômalos de SiO₂ (<44,0%), TiO₂ (>10,0%) e H₂O (<3,0% H₂O >8,0%). Em geral, essa tipologia exhibe valores de SiO₂ entre 46,63% e 49,86%, 28,4% e 32,75% de Al₂O₃, 7,66% e 10,0% de K₂O, 1,89% e 5,98% de Fe₂O₃, 1,68% e 5,33% de MgO, 0,15% e 0,67% de TiO₂ e 0,14% e 0,25% de Na₂O.

Para a variedade textural da muscovita subeudral, os 14 cristais analisados estão dentro dos parâmetros normativos para a mica branca. Deste modo, exibem teores de SiO₂ de 47,05% a 48,82%, 28,29% a 32,86% de Al₂O₃, 9,43% a 10,09% de K₂O, 2,53% a 6,4% de Fe₂O₃, 1,28% a 2,65% de MgO, 0,12% a 0,55% de TiO₂ e 0,1% a 0,23% de Na₂O.

Da mesma forma, os 7 pontos analisados para a variedade fibro-muscovita apresentam composições enquadradas na normativa da mica branca. Quimicamente, possui teores de SiO₂ entre 47,78% e 49,84%, 29,21% e 31,01% de Al₂O₃, 9,42% e 10,10% de K₂O, 2,24% e 5,52% de Fe₂O₃, 1,83% e 2,65% de MgO, 0,05% e 0,33% de TiO₂ e 0,16% e 0,24% de Na₂O.

Dos 6 cristais analisados de muscovita intrafoliar, apenas um exibiu valor de SiO₂ (<35,0%), Fe₂O₃ (>16,0%), MgO (>11,0%) e H₂O (>10,0%) fora dos padrões normativos, possivelmente decorrente de análise mista (nesse caso, pelo elevado teor de MgO, possivelmente como ankerita). De acordo com Deer *et al.* (1992), a mica branca tem em média teores de SiO₂ entre 47,5% e 53,0%, enquanto para o Fe₂O₃ valores entre 0,0% e 7,0% e para o MgO de ≤ 3,0%. Desta maneira, essa variedade textural revela teores de SiO₂ de 47,37% a 49,81%, 29,07% a 32,56% de Al₂O₃, 9,53% a 10,18% de K₂O, 2,73% a 4,85% de Fe₂O₃, 1,77% a 2,69% de MgO, 0,1% a 0,5% de TiO₂ e 0,16% a 0,21% de Na₂O.

Finalmente, o único cristal de sericita pseudomórfica analisado apresenta valores de SiO₂ de 48,82%, 30,16% de Al₂O₃, 10,0% de K₂O, 3,56% de Fe₂O₃, 2,31% de MgO, 0,12% de Na₂O e 0,05% de TiO₂.

Tabela 8.1 - Composição média para as variedades texturais de mica branca encontradas no garimpo do Aguinaldo.

Tipologia	Muscovita grossa	Muscovita em massa	Muscovita subeudral	Fibromus -covita	Muscovita intrafoliar	Muscovita confinada à vênulas	Sericita em massa	Sericita pseudo-mórfica
Elemento								
SiO ₂	47.99	48.18	48.07	48.72	48.71	48.69	48.21	48.82
Al ₂ O ₃	30.28	30.36	29.46	30.41	31.24	31.64	30.45	30.16
K ₂ O	9.64	9.71	9.76	9.79	9.78	9.48	9.73	10.00

Fe₂O₃	4.59	4.11	5.19	3.65	3.41	2.76	4.01	3.56
MgO	2.07	1.99	2.20	2.10	2.20	2.29	2.00	2.31
TiO₂	0.31	0.25	0.40	0.21	0.25	0.24	0.20	0.05
Na₂O	0.18	0.15	0.16	0.20	0.18	0.20	0.16	0.12

Os resultados foram plotados no diagrama ternário proposto por Deer *et al.* (1992) para a classificação da mica branca (Fig. 8.1). De maneira geral, as amostras apresentam homogeneidade química e alinham no *trend* muscovita-fengita, com maior proximidade do membro muscovítico.

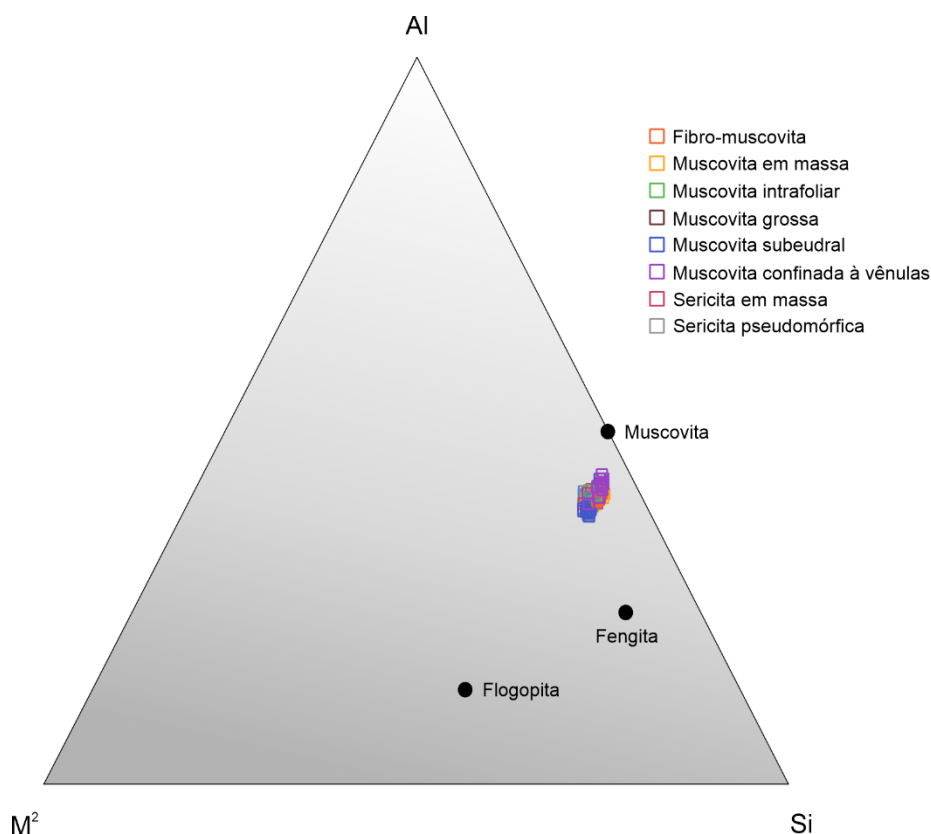


Figura 8.1 - Diagrama ternário de classificação da mica branca proposto por Deer *et al.* (1992), no qual se encontram plotadas as variedades texturais identificadas no garimpo do Aguinaldo. *Legenda:* $M^2 = Fe^{2+} + Mg^{2+} + Mn^{2+}$.

No diagrama ternário de Tappert (2013), as sete tipologias de mica branca enquadram-se no campo da série da celadonita (Fig. 8.2). A partir deste diagrama, é possível agrupar as distintas variedades texturais do garimpo do Aguinaldo em três grupos principais: (i) muscovita grossa e muscovita em massa apresentam uma tendência composicional de Al-celadonita para Fe-Al-celadonita; (ii) muscovita subeudral e sericita em massa mostram uma composição celadonítica intermediária; e (iii) fibro-muscovita, muscovita intrafoliar, muscovita confinada à vênulas e sericita pseudomórfica exibem uma composição celadonítica com tendência aluminosa.

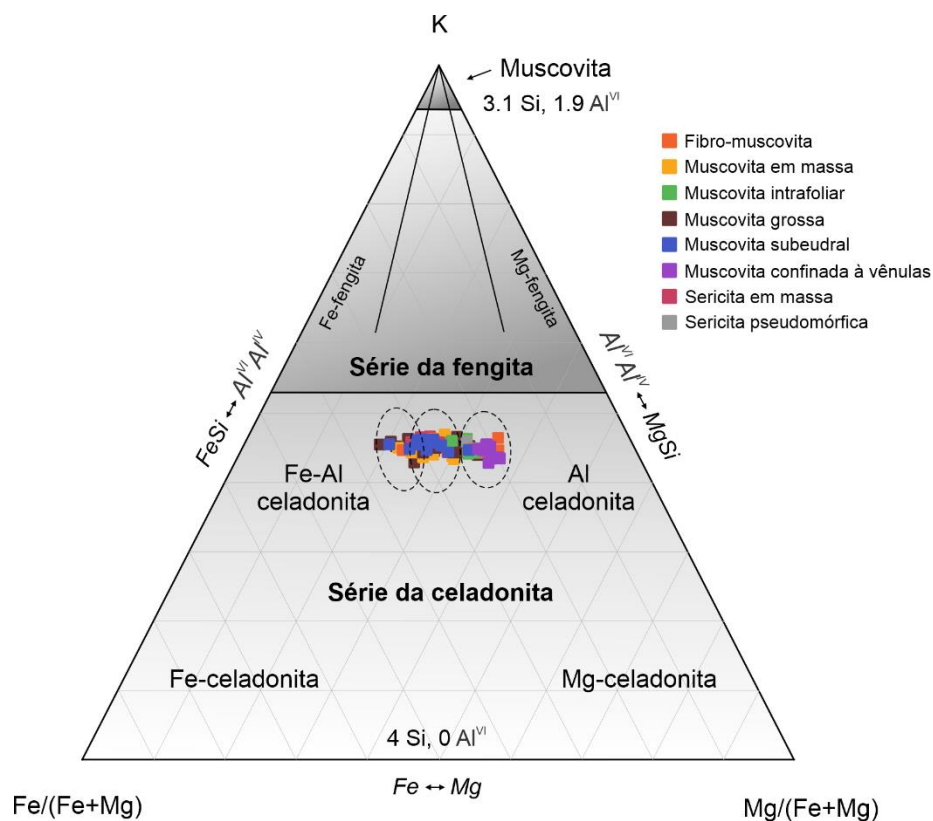


Figura 8.2 - Diagrama ternário de classificação da mica branca proposto por Tappert *et al.* (2013) para as variedades texturais diagnosticadas no garimpo do Aguinaldo.

A homogeneidade química observada no conjunto de dados obtidos indica que o *trend* composicional observado pode ter sido controlado pela substituição de cátions no sítio octaédrico da mica branca. Uma dessas reações é marcada pela substituição do Al^{IV} por Fe^{2+} e Mg^{2+} , ilustrada pelo diagrama da Figura 8.3, a qual é marcada por forte correlação negativa ($R^2 = -0.97$). Outra reação muito comum, conhecida por substituição acoplada do tipo Tschermak, é descrita pela equação $Al(t) \rightarrow [Si + (Fe^{2+} + Mg^{2+})]$, também denotada com ótima correlação ($R^2 = -0.840$; Fig. 8.3B).

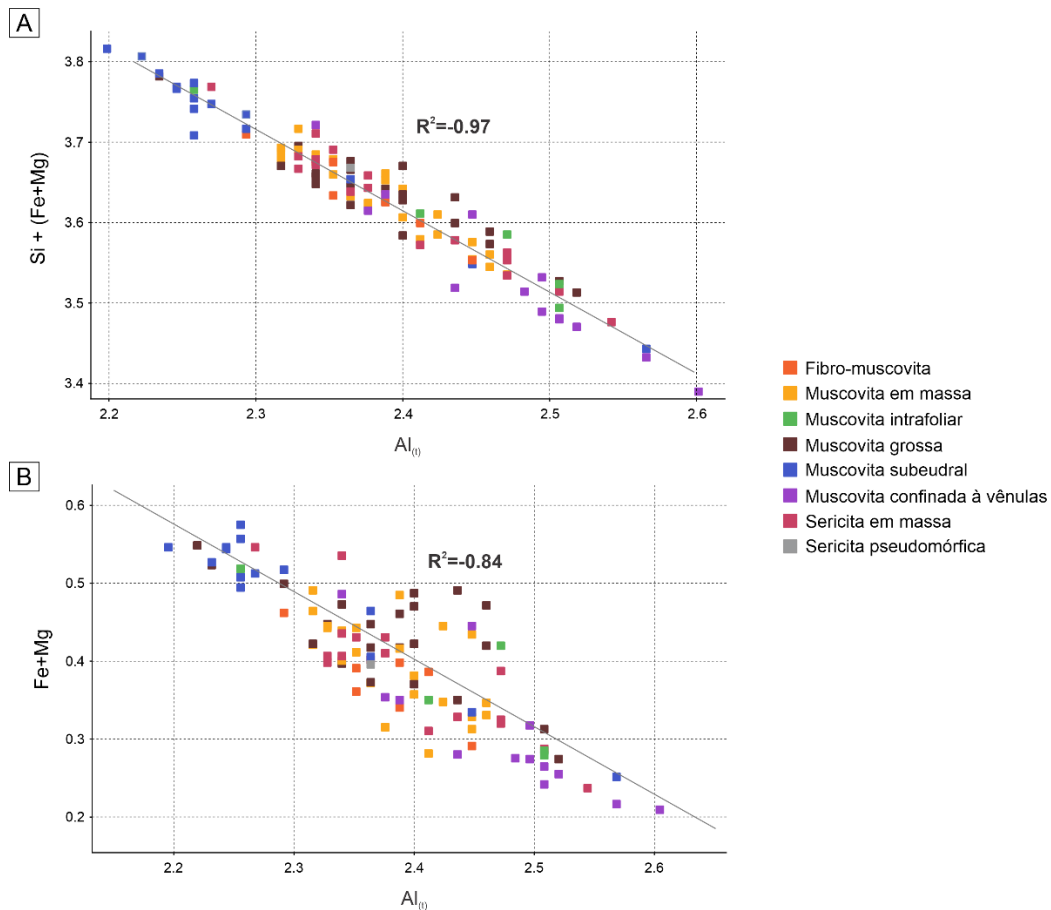


Figura 8.3 - Diagramas de correlação para as diferentes tipologias de mica branca no garimpo do Aguiinaldo. A) Al^{VI} vs (Fe + Mg); B) $Al_{(t)}$ vs [Si + (Fe + Mg)]. Legenda: R^2 = Coeficiente de correlação.

8.2 Clorita

Foram analisados 65 cristais de clorita (Anexo II), dos quais 31 são oriundos da clorita intrafoliar, 19 da clorita venular e 15 da clorita em massa. Da mesma forma, os dados foram comparados aos parâmetros normativos da clorita segundo Deer *et al.* (1992). As fórmulas estruturais foram calculadas com base em 14 átomos de oxigênio equivalentes, em termos de base anidra e considerando a separação de Fe^{2+} e Fe^{3+} . A Tabela 8.2 reporta a composição média das variedades texturais para os elementos SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , Na_2O e K_2O .

Dos 31 cristais analisados de clorita intrafoliar, 11 foram descartados por apresentarem teores anômalos de SiO_2 (>34,0%). Deer *et al.* (1992) definiram para a clorita um intervalo de SiO_2 entre 22,0% e 32,8%. Nesse caso, o feixe de laser deve ter incidido em cristais de muscovita e/ou quartzo, configurando, portanto, análises mistas. No geral, essa variedade textural mostra teores de SiO_2 entre 25,05% e 29,51%, 16,64% e 30,24% de Fe_2O_3 , 12,6% e 22,86% de MgO , 17,83% e 21,08% de Al_2O_3 , 0,01% e 0,57% de K_2O , 0,01% e 0,09% de TiO_2 e 0,01% e 0,08% de Na_2O .

Em relação a clorita venular, todos as 19 análises efetuadas apresentam composições dentro dos padrões normativos do mineral. As análises indicam teores de SiO_2 de 26,65% a

28,69%, 19,67% a 21,67% de MgO, 19,1% a 20,7% de Fe₂O₃, 17,6% a 20,31% de Al₂O₃, 0,03% a 0,12% de Na₂O, 0,02% a 0,12% de K₂O e 0,01% a 0,09% de TiO₂.

Finalmente, dos 15 pontos analisados para clorita em massa, 3 foram descartados por apresentarem teores anômalos de SiO₂ (>48,0%). A exemplo da clorita intrafoliar, análises mistas podem ter comprometido tais dados descartados. Essa tipologia exhibe valores de SiO₂ entre 26,22% e 29,24%, 19,11% e 22,96% de MgO, 16,12% e 20,12% de Fe₂O₃, 17,78% e 20,06% de Al₂O₃, 0,01% e 0,12% de Na₂O, 0,01% e 0,07% de K₂O e 0,01% e 0,03% de TiO₂.

Tabela 8.2 - Composição média para as variedades texturais de clorita encontradas no garimpo do Aguinaldo.

Tipologia	Clorita intrafoliar	Clorita em massa	Clorita venular
Elemento			
SiO ₂	27.79	28.28	27.71
Fe ₂ O ₃	20.64	17.44	19.57
MgO	19.70	21.82	20.60
Al ₂ O ₃	18.95	18.51	18.83
TiO ₂	0.02	0.021	0.035
K ₂ O	0.094	0.041	0.057
Na ₂ O	0.032	0.039	0.057

De acordo com a classificação de Zane & Weiss (1998) (Fig. 8.4), a clorita do garimpo do Aguinaldo é exclusivamente trioctaédrica (tipo I), com composição essencialmente magnésiana (Mg-clorita; clinocloro), subordinamente ferrífera (Fe-clorita; chamosita).

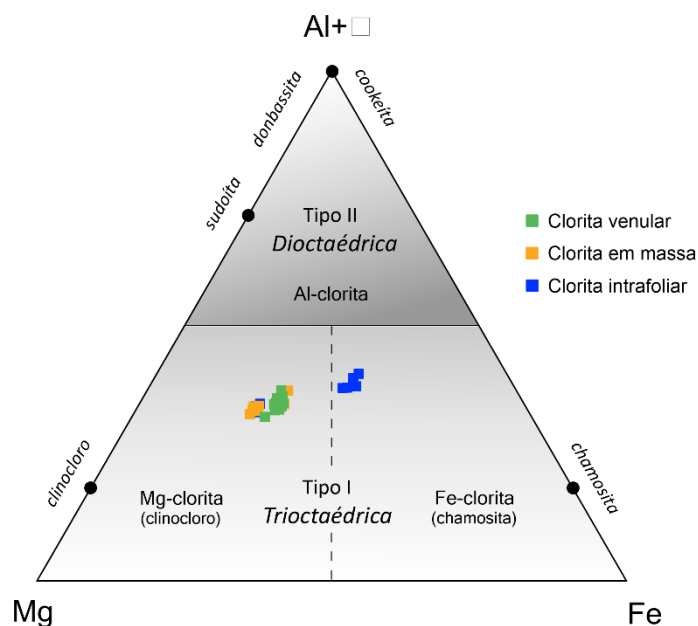


Figura 8.4 - Diagrama de classificação da clorita segundo Zane & Weiss (1998) com a distribuição composicional das variedades texturais de clorita observadas no garimpo do Aguinaldo. □ representa as vacâncias estruturais.

Conforme proposta de Foster (1962), entretanto, baseada na concentração de Al^{IV} vs $Fe/(Fe+Mg)$, a clorita exibe composição eminentemente brunsvigítica, com tendência para o campo da ripidolita (Fig. 8.5). De modo geral, a clorita venular e a clorita em massa apresentam homogeneidade química, enquanto a clorita intrafoliar, por sua vez, apresenta maiores variações químicas nas razões $Fe/(Fe+Mg)$ e na concentração de Al^{IV} , com relativo aumento em Fe e Al.

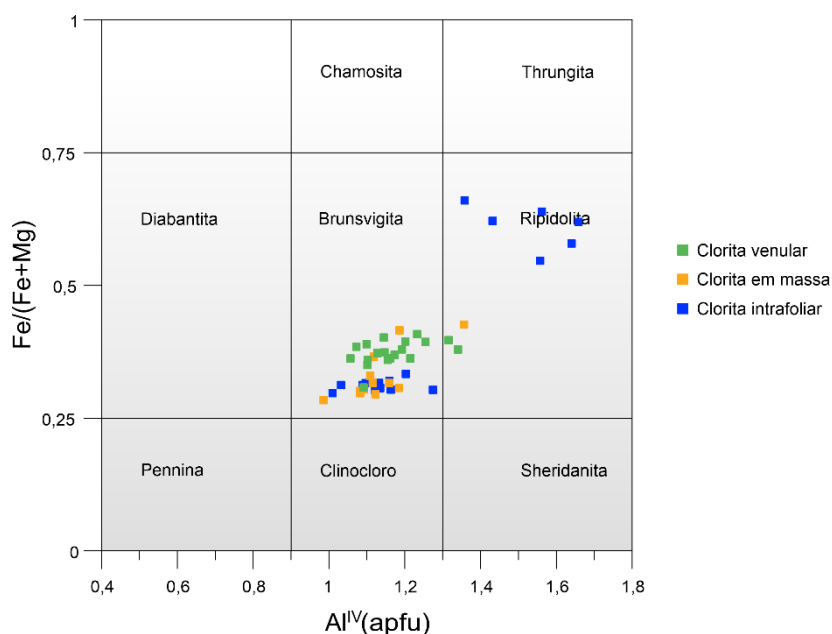


Figura 8.5 - Classificação da clorita do garimpo do Aguinaldo, segundo o diagrama binário proposto por Foster (1962).

O diagrama FeO (%) vs MgO (%) (Fig. 8.6) corrobora a existência de duas variações composicionais de clorita, uma magnesiânica e outra ferrífera. Essa solução sólida envolve a substituição do cátion Fe^{2+} por Mg^{2+} no sítio octaédrico. Tal substituição é reconhecida por uma correlação linear negativa entre as amostras. Assim, as tipologias de clorita em massa e clorita venular apresentam composição essencialmente magnesiânica, enquanto a clorita intrafoliar exibe variação tanto magnesiânica quanto ferrífera.

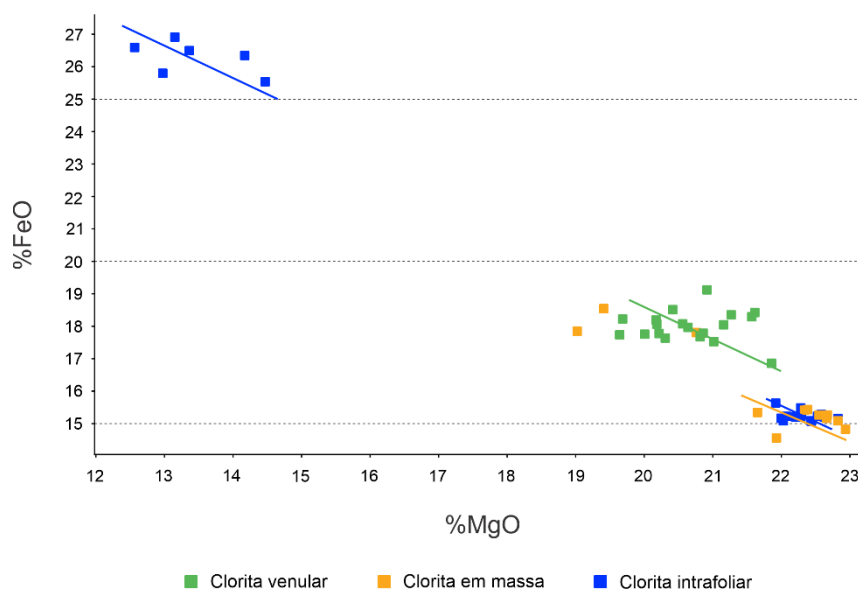


Figura 8.6 - Diagrama FeO (%) vs MgO (%) com as análises de clorita do garimpo do Aguinaldo, que indicam existência de uma população magnesiânica e outra ferrífera.

8.3 Geotermometria de clorita

Com base nos dados composicionais da clorita, foi possível determinar os intervalos de temperatura de sua formação e, por conseguinte, da instalação do sistema hidrotermal do garimpo do Aguinaldo. Os cálculos tiveram como premissa as equações propostas por um conjunto de autores que propuseram equações geotermométricas: Cathelineau & Nieva (1985), Kranidiotis & MacLean (1987), Jowett (1991) e Zang & Fyfe (1995). No geral, as análises indicaram temperaturas entre 242° C e 420° C. O histograma da Figura 8.7 mostra os intervalos de temperatura segundo cada autor.

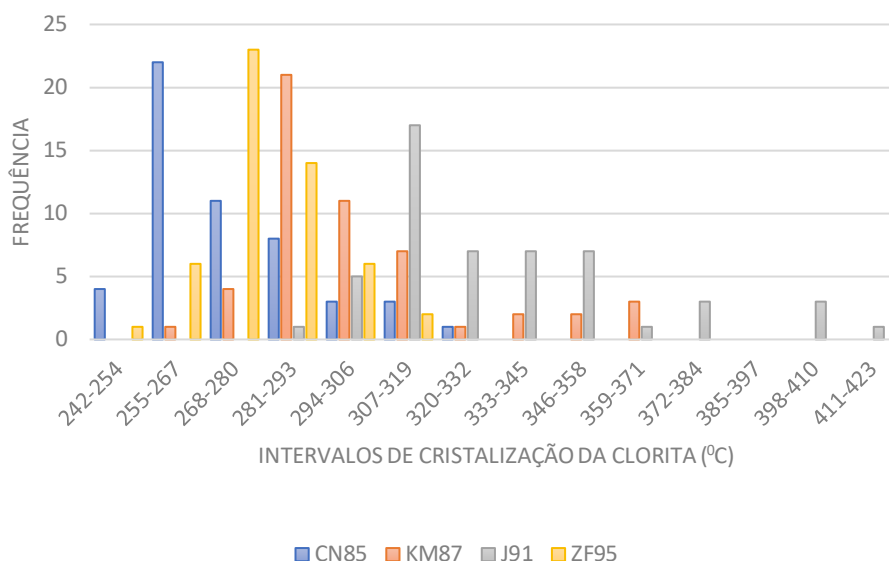


Figura 8.7 - Histograma das temperaturas obtidas para a clorita hidrotermal segundo as diferentes equações geotermométricas. *Legenda:* (CN85): Cathelineau & Nieva, 1985; (KM87) Kranidiotis & MacLean, 1987; (J91): Jowett, 1991; (ZF95) Zang & Fyfe, 1995.

Em suma, as temperaturas determinadas com base no geotermômetro de Jowett (1991) correspondem as mais altas para as diferentes tipologias: de 295° C a 420° C para a clorita intrafoliar; de 283° C a 378° C para a clorita em massa; e de 308° C a 360° C para a clorita venular. De modo oposto, a proposta de Cathelineau & Nieva (1985) indica os intervalos mais baixos de temperatura: 250° C a 328° C para a clorita intrafoliar; de 242° C a 304° C para a clorita em massa; e de 258° C a 292° C para a clorita venular. Por fim, temperaturas intermediárias são reveladas a partir dos geotermômetros de Kranidiotis & MacLean (1987) e Zang & Fyfe (1995). O primeiro assinala temperaturas entre 274° C e 370° C para a clorita intrafoliar; 266° C e 334° C para a clorita em massa; e 285° C e 320° C para a clorita venular. O segundo, por sua vez, aponta temperaturas de 261° C a 316° C para a clorita intrafoliar; 253° C a 307° C para a clorita em massa; e 266° C a 298° C para a clorita venular.

A moda de temperatura individual para cada tipologia correspondente as diferentes propostas são apresentadas na Tabela 8.3 e ilustradas no *box plot* da Figura 8.8.

Tabela 8.3 - Moda dos valores de temperatura obtidos para as variedades texturais de clorita segundo diferentes autores.

	Clorita intrafoliar	Clorita em massa	Clorita venular
<i>Cathelineau & Nieva (1985)</i>	262° C	262° C	269° C
<i>Kranidiotis & Maclean (1987)</i>	287° C	287° C	305° C
<i>Jowett (1991)</i>	314° C	314° C	338° C
<i>Zang & Fyfe (1995)</i>	273° C	273° C	298° C

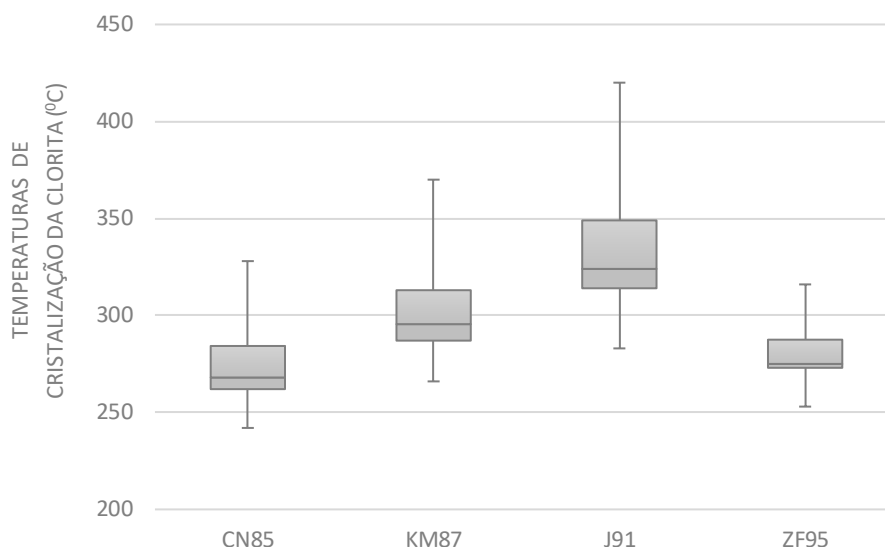


Figura 8.8 - *Box plot* dos intervalos de temperaturas máximos e mínimos obtidos para a clorita hidrotermal segundo as quatro distintas equações geotermométricas. *Legenda:* (CN85): Cathelineau & Nieva, 1985; (KM87) Kranidiotis & MacLean, 1987; (J91): Jowett, 1991; (ZF95) Zang & Fyfe, 1995.

8.4 Geobarometria da mica branca

Estimativas barométricas de formação da mica branca foram calculadas segundo a equação de Massonne & Schreyer (1987), expressa analiticamente por Anderson (1996) (Eq. I). Para essas operações, foi utilizada a moda das temperaturas de clorita estabelecidas com base na calibração de Jowett (1991), a qual definiu-se por 314° C. Essa escolha é devido a presença de parâmetros mais precisos na equação de Jowett (1991) (Eq. II), como (i) uso do fator de correção (razão Fe/Fe+Mg); (ii) emprego de uma base de 14 átomos de oxigênio; e (iii) aplicação do alumínio tetraédrico (Al^{IV}) em detrimento da sílica (Si^{IV}) (Yavus *et al.*, 2015). Em geral, as análises indicaram pressões entre 0,14 kbar e 1,84 kbar. O *box plot* expresso na Figura 8.9 exhibe os intervalos de pressão de acordo com as distintas tipologias.

$$P(\text{kbar}) = -2,6786 \times Si^2 + 43,975 \times Si + 0,001253 \times T(^{\circ}C) - 113,9995 \quad (\text{Eq. I})$$

$$T(^{\circ}C) = 319 \times [Al_{O_{14}}^{IV} + (0,1 \times \frac{Fe}{Fe+Mg})] - 69 \quad (\text{Eq. II})$$

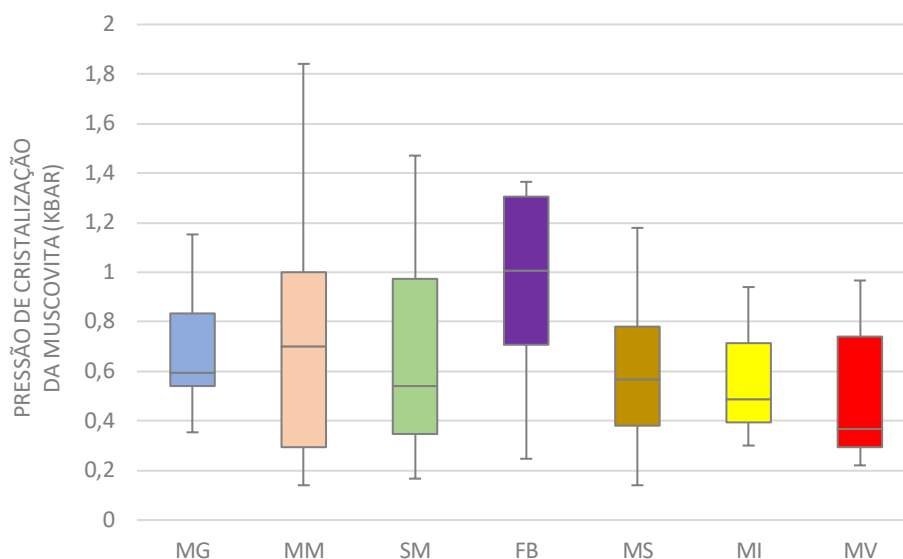


Figura 8.9 - *Box plot* com os intervalos máximos e mínimos de pressão obtidos para as distintas variedades de mica branca hidrotermal do garimpo do Aguinaldo. *Legenda:* (MG): muscovita grossa; (MM): muscovita em massa; (SM): sericita em massa; (FB): fibro-muscovita; (MS): muscovita subeudral; (MI): muscovita intrafoliar; (MV): muscovita confinada à vênula.

As tipologias de muscovita em massa, sericita em massa e fibro-muscovita apresentam maior variações dos dados e, conseqüentemente, do intervalo de formação: a primeira entre 0,14 kbar e 1,84 kbar; a segunda entre 0,16 kbar e 1,47 kbar; e a última entre 0,24 kbar e 1,36 kbar. As demais variedades texturais mostram menores variações. A muscovita grossa ocorre sob pressões de 0,35 kbar a 1,15 kbar; a muscovita subeudral de 0,14 kbar a 1,17 kbar; enquanto a muscovita intrafoliar, de 0,30 kbar a 0,94 kbar; e, por fim, a muscovita venular de 0,22 kbar a 0,96 kbar. A pressão para sericita pseudomórfica, por sua vez, foi obtida a partir de uma única análise (1,12 kbar).

O baixo espaço amostral individual (<20) e a grande ocorrência de valores negativos de pressão não garantem a confiabilidade dos dados. Dos 25 pontos de muscovita em massa, 8 foram descartados por apresentarem dados negativos; dos 23 pontos de muscovita grossa, 12 foram descartados; dos 17 pontos de sericita em massa, 5 foram descartados; dos 16 pontos de muscovita confinada à vênulas, 10 foram desconsiderados; enquanto para os 14 pontos de muscovita subeudral, 7 foram descartados; dos 7 pontos de fibro-muscovita, apenas 1 descarte; dos 6 pontos de muscovita intrafoliar, 3 foram descartados e, por fim, o único valor de sericita pseudomórfica foi validado. Assim, na impossibilidade de calcular os valores modais dos intervalos de pressão, a Tabela 8.4 apresenta as médias de pressões estimadas para cada variedade de mica branca, considerando valores positivos.

Tabela 8.4 - Média dos valores de pressão obtidos para as variedades texturais de mica branca segundo equação proposta por Anderson (1991).

Muscovita grossa	Muscovita em massa	Muscovita subeudral	Muscovita intrafoliar	Fibro-muscovita	Muscovita confinada à vênulas	Sericita em massa	Sericita pseudomórfica
0,66 kbar	0,71 kbar	0,60 kbar	0,57 kbar	0,93 kbar	0,50 kbar	0,65 kbar	1,12 kbar

8.5 Profundidade de instalação do sistema hidrotermal

Com base nos valores de pressão obtidos, foi possível estimar intervalos de profundidade de alojamento do sistema hidrotermal do garimpo do Aguinaldo na época de sua formação. Os cálculos realizados foram fundamentados na equação abaixo (Eq. III):

$$P_{lit} = d \times g \times h \text{ (Eq. III)}$$

Onde:

P_{lit} = pressão litostática (calculada anteriormente em kbar)

d = densidade = 2,6 g/cm³ ou 2600 kg/m³

g = gravidade terrestre = 9,81 m/s²

h = profundidade [km]

Para efeito de cálculo, foi considerado a densidade de 2,6 g/cm³, referente a densidade média atribuída às rochas gnáissicas, tal como ocorre no contexto da ocorrência estudada.

De modo geral, o intervalo de profundidade varia de 0,52 km a 6,94 km, indicativo de que o sistema teria se desenvolvido em nível crustal raso a médio. A Tabela 8.5 exibe os intervalos de profundidade para cada variedade textural de mica branca.

Tabela 8.5 - Intervalos de profundidade de formação para cada tipologia de mica branca.

Tipologia	Intervalo de profundidade (km)
<i>Muscovita grossa</i>	1,33 – 4,34
<i>Muscovita em massa</i>	0,52 – 6,94
<i>Muscovita subeudral</i>	0,52 – 4,44
<i>Muscovita intrafoliar</i>	1,13 – 3,54
<i>Fibro-muscovita</i>	0,93 – 5,14
<i>Muscovita confinada à vênulas</i>	0,83 – 3,64
<i>Sericita em massa</i>	0,63 – 5,54
<i>Sericita pseudomórfica</i>	4,24

9. GEOCRONOLOGIA U-Pb

Os cristais de zircão do milonito de ortognaisse hospedeiro (*amostra AGRB-15*) exibem coloração marrom-claro, formato prismático a ovalado e variam de 95 μm a 217 μm de comprimento (Fig. 9.1). Apresentam taxa de alongação baixa (1,5-3), indicativo de lenta taxa de resfriamento magmático. No geral, as imagens de catodoluminescência (CL) demonstram que cristais exibem zoneamento oscilatório concêntrico bem definido, com núcleos usualmente luminescentes e bordas escuras. Ademais, revelam pequenas fraturas e raras inclusões de minerais opacos (*e.g.* óxidos). Poucos cristais são dotados de núcleos xenocrísticos e, portanto, não foram analisados.

Um total de 19 análises foram realizadas em 17 cristais de zircão (Anexo III), o que resultou em um conjunto relativamente homogêneos de dados. Foram obtidos moderados teores de U (87 a 406 ppm; média = 177 ppm) e Th (51 a 391 ppm; média = 144 ppm), enquanto as razões Th/U variam de 0,49 a 1,53 (média = 0,85). Ademais, foram obtidos valores muito baixos de ^{204}Pb e, portanto, aceitáveis. Do conjunto de dados, 18 apresentaram discordância de até 2%, enquanto apenas um apresentou discordância de 7%. As análises forneceram uma idade concordante $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 1984.9 ± 5.2 Ma (MSWD = 1.2; n = 19; Fig. 9.2A), interpretada como idade de cristalização do protólito ígneo. Se considerada as análises com discordância igual a 0% (n = 6), obtém-se uma média ponderada de idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 1987 ± 15 Ma (MSWD = 0.56; Fig. 9.2B). Em adicional, dois cristais foram analisados em seus respectivos núcleos e bordas, com homogeneidade nas idades: núcleos com idades de 2005 ± 22 Ma e 2000 ± 19 Ma, enquanto a borda retornou idades de 1963 ± 20 Ma e 1966 ± 19 Ma.

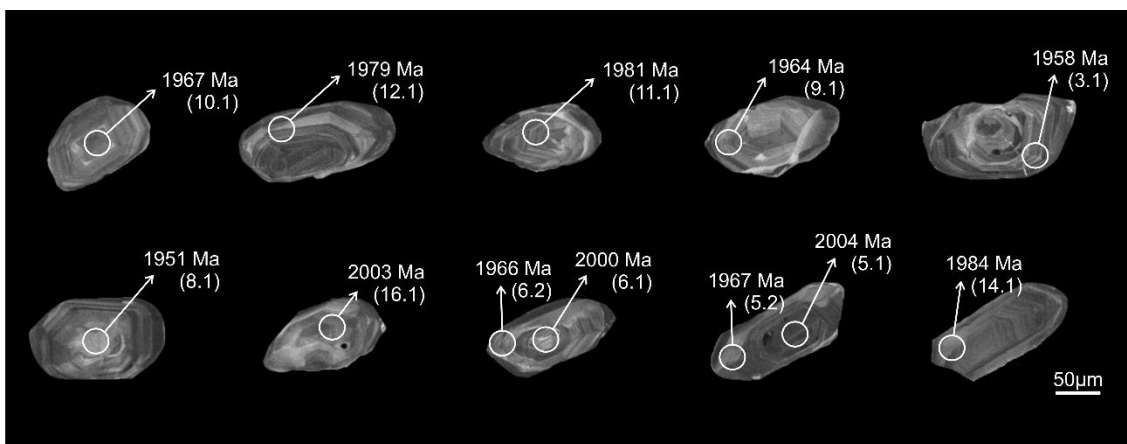


Figura 9.1 - Imagens de catodoluminescência (CL) de cristais de zircão provenientes do ortognaisse (*amostra AGRB-15*), com a indicação dos pontos analisados e suas respectivas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

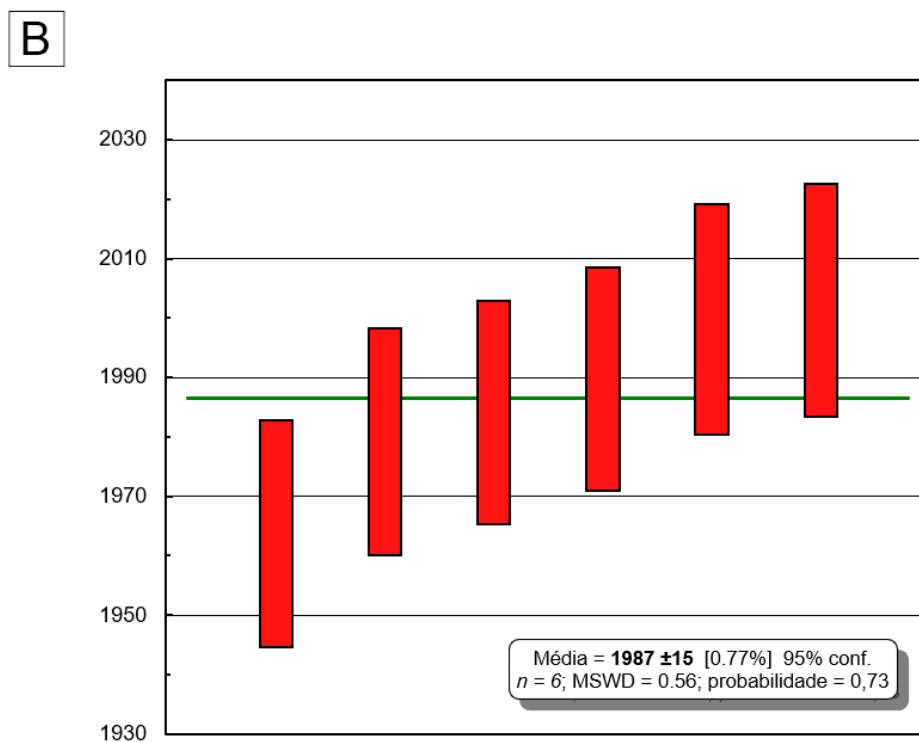
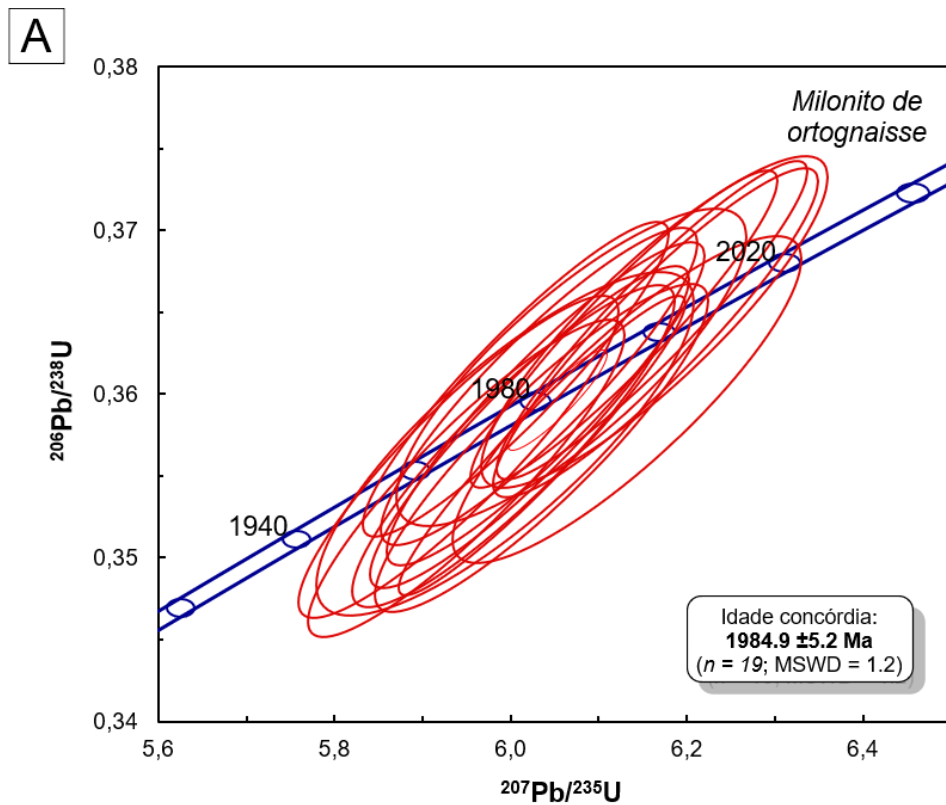


Figura 9.2 - A) Diagrama concórdia U-Pb para as análises dos cristais de zircão provenientes do milonito de ortogneisse do garimpo do Agualdo (*amostra AGRB-15*); **B)** Média ponderada da idade U-Pb para as análises dos cristais de zircão com discordância igual a 0%.

10. DISCUSSÕES

10.1 Evolução do sistema hidrotermal

A hospedeira do garimpo do Aguinaldo foi submetida a um conjunto variável de alterações hidrotermais, que se sobrepõem no tempo e espaço, em estilos pervasivo e fissural. O zoneamento lateral observado reflete a mudança progressiva da composição do fluido hidrotermal, canalizado pela zona de cisalhamento, conforme interage com a hospedeira. As porções mais distais em relação aos veios auríferos são afetadas por fraca a moderada alterações sódica e potássica, enquanto nos setores proximais, as alterações sericítica, clorítica, carbonática e silicificação são mais expressivas (Fig. 10.2). Ademais, a alteração hidrotermal é representada pela seguinte evolução paragenética (Fig. 5.2): alteração sódica com albita → alteração potássica com K-feldspato → alteração sericítica → silicificação e injeção de sílica → alteração carbonática → alteração clorítica → silicificação tardia.

O estágio inicial do sistema hidrotermal é marcado pela alteração sódica pervasiva, considerada uma variedade da alteração potássica (Robb, 2005). É caracterizada pela troca conjunta dos íons $\text{Ca}^{2+} + \text{Al}^{3+}$ por $\text{Na}^+ + \text{Si}^{4+}$, a partir da substituição do feldspato alcalino da hospedeira por albita hidrotermal (Engvik *et al.*, 2008; Hövelmann *et al.*, 2010). A introdução de concentrações significativas de Na^+ no sistema estaria atribuída à interação com fluidos de alta temperatura ($>450^\circ\text{C}$ e $<600^\circ\text{C}$) (Dilles & Einaudi, 1992), neutros a levemente alcalinos (alta razão $a\text{K}^+/a\text{H}^+$) (Seedorff *et al.*, 2005) (Fig. 10.1).

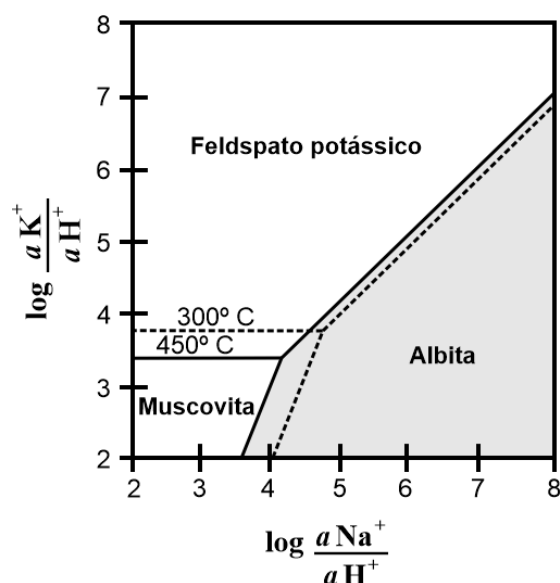


Figura 10.1 - Diagrama de estabilidade mineral de algumas das principais fases presentes no sistema. Notar que a alteração sódica é favorecida pela elevada razão $a\text{Na}^+/a\text{H}^+$ em média-alta temperatura. Extraído de Burnham & Ohmoto (1980).

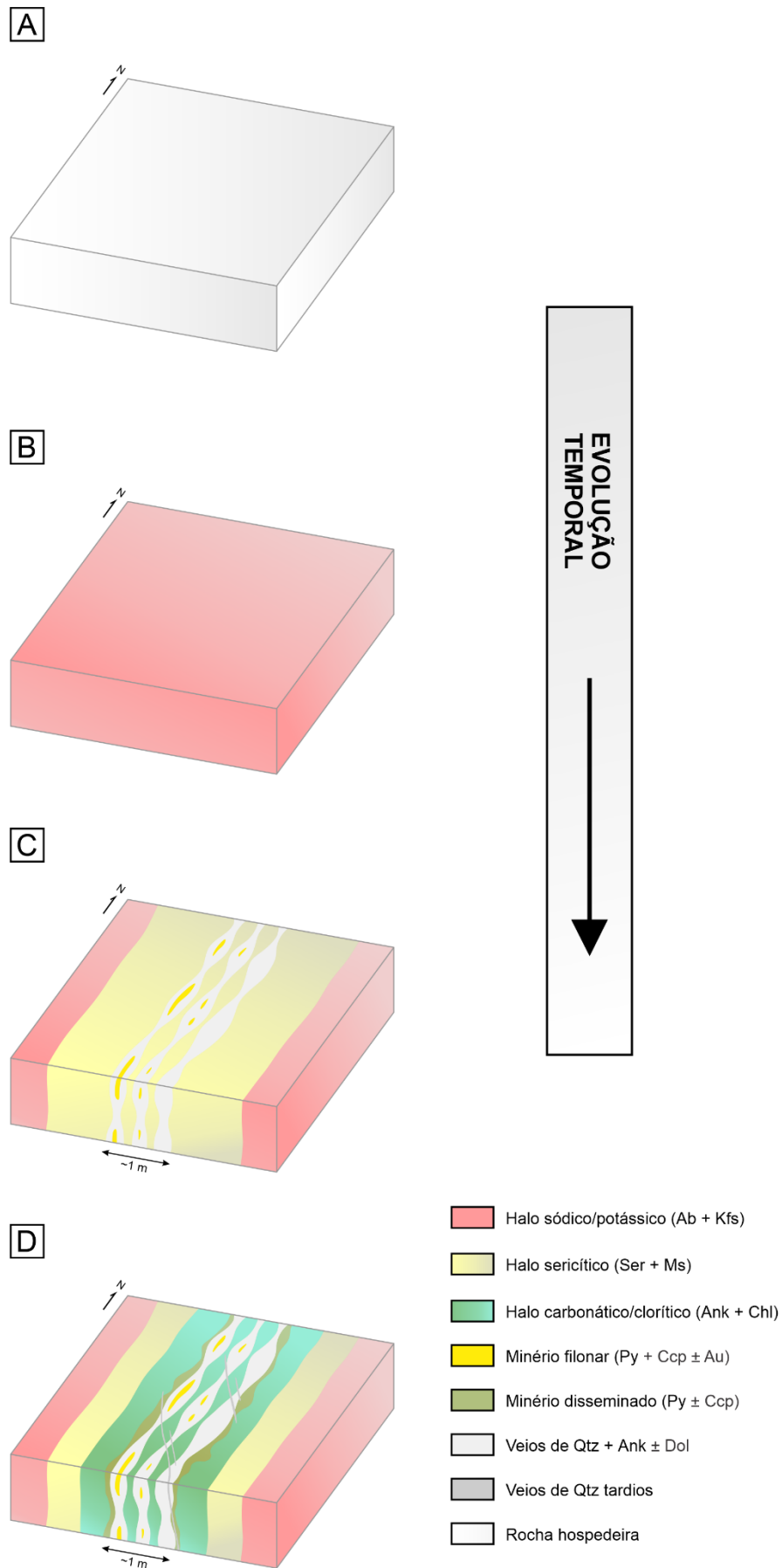


Figura 10.2 - Esquema ilustrando a evolução temporal e espacial dos halos hidrotermais regionais em relação aos veios mineralizados.

A alteração sódica é sobreposta pela alteração potássica pervasiva, representada pela geração de microclina. Segundo Pirajno (1992), essa alteração desenvolve-se sob condições similares à alteração sódica, em elevada temperatura (>450° C e <600° C), contudo, alta razão aK^+/aH^+ , mediante atuação de fluidos neutros a levemente alcalinos. Durante esse processo, teria ocorrido aumento da aK^+ , possivelmente decorrente da liberação de íons K^+ durante a substituição do ortoclásio ígneo/metamórfico por albita hidrotermal (Fig. 10.3). Em adicional, a presença de hematita como paragênese acessória reflete condições oxidantes, o que tende a diminuir ligeiramente a concentração de aH^+ e, portanto, rebaixar o pH do sistema (Faure, 1998; Seedorff *et al.*, 2005).

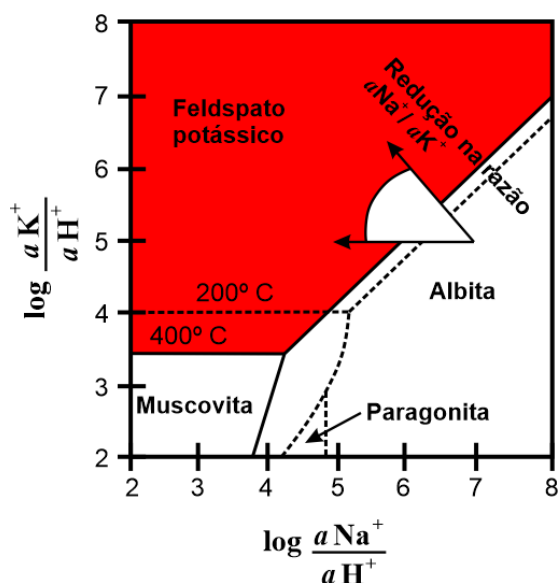


Figura 10.3 - Diagrama de estabilidade mineral de algumas das principais fases presentes no sistema. Notar que a alteração potássica é favorecida pela redução da razão aNa^+/aK^+ em baixa temperatura. Extraído de Burnham & Ohmoto (1980).

O estágio subsequente sugere que o fluido teria evoluído para condições ácidas, visto a presença constante de sericita e muscovita na alteração sericítica pervasiva. Esse estágio estaria atrelado à hidrólise dos feldspatos, com conseqüente geração de sericita, muscovita e quartzo (Guilbert & Park, 1986). As análises químicas pontuais, por microsonda eletrônica, em cristais representativas deste halo de alteração assinalam composição celadonítica aluminosa e ferro-aluminosa para a mica branca (Fig. 8.2). Essa variação teria se desenvolvido a partir de incrementos da aH^+ e rebaixamento das aNa^+ e aK^+ (redução da razão aK^+/aH^+) com conseqüente decréscimo da temperatura do sistema (200-250° C) (Fig. 10.4). O aumento de íons H^+ teria ocorrido pela precipitação de hematita durante a potassificação, enquanto a redução do pH do fluido promoveu forte lixiviação de álcalis Ca^{2+} e Na^+ liberados pela destruição do ortoclásio e plagioclásio ígneos (Barnes, 1997; Robb, 2005). Nesse sentido, com base nas pressões e profundidades estimadas (Tabelas 8.4 e 8.5), as tipologias texturais teriam evoluído segundo a seguinte seqüência: muscovita em massa → sericita em massa → fibro-muscovita → muscovita

subeudral → muscovita grossa → sericita pseudomórfica → muscovita intrafoliar → muscovita confinada à vênulas. Adicionalmente, pressões entre 0,14 kbar e 1,84 kbar obtidas pelo geobarômetro da mica branca sugerem formação deste halo hidrotermal em nível crustal raso a médio (0,52 km a 6,94 km).

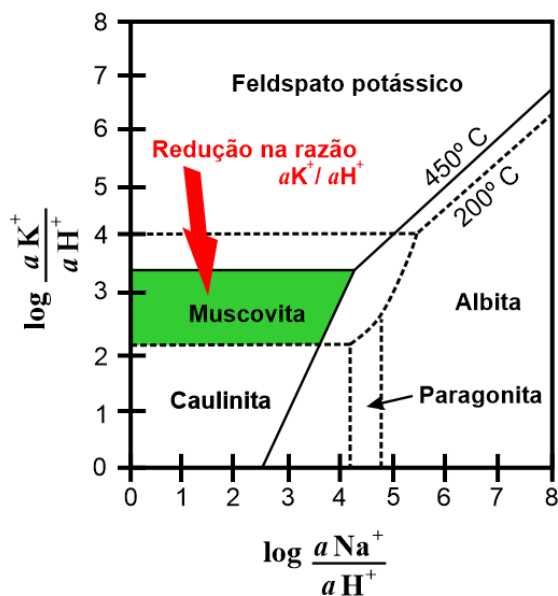


Figura 10.4 - Diagrama de estabilidade mineral de algumas das principais fases presentes no sistema. Notar que a alteração sericítica é favorecida pela redução das razões aK^+/aH^+ e aNa^+/aH^+ em pH ácido. Extraído de Burnham & Ohmoto (1980).

A injeção de sílica corresponde ao estágio seguinte e mais importante do sistema hidrotermal do garimpo do Aguinaldo, visto estar geneticamente relacionada à precipitação do minério aurífero. É definida por veios de quartzo ± carbonato em paragênese com Au, Ag e metais de base (Cu, Pb e Zn). Segundo Rimstidt (1997), a solubilidade da sílica é inversamente proporcional ao aumento de temperatura e pressão. De acordo com Robb (2005), a intensa silicificação é resultado do metassomatismo catiônico, onde Si^{4+} em solução é adicionada ao sistema. No garimpo do Aguinaldo, a presença comum de veios de quartzo com textura em pente (*comb-texture*) representam movimentação de fluidos em ambiente crustal raso (Candela, 1997). Mediante esse regime de baixa pressão, a atuação de fluidos externos, possivelmente meteóricos e, portanto, mais frios e oxidantes, poderia ter sido promovida, com consequente rebaixamento da temperatura do sistema e geração de quartzo. Em adicional, Barnes (1997) ressalta que a presença da textura em pente está normalmente associada a temperaturas baixas a moderadas (200-300°C).

A alteração carbonática sobrepõe os estágios anteriores e é definida pela ocorrência de carbonatos em estilo pervasivo e confinada a veios e vênulas. Está associada a fluidos neutros a alcalinos, de baixa salinidade e alta pressão parcial de dióxido de carbono (P_{CO_2}) (Robb, 2005) (Fig. 10.5). Diversos estudos (Ellis, 1963; Barnes, 1997; Newton & Manning, 2002; Duan & Li, 2008), têm constatado que a solubilidade do carbonato é inversa e diretamente proporcional ao aumento de temperatura e pressão, respectivamente. Nesse sentido, a temperaturas inferiores a

300° C, o CO₂ tem solubilidade relativamente baixa em fluidos aquosos (Rimstidt, 1997). Nessa faixa de temperatura, o ácido carbônico (H₂CO₃) se dissocia mais facilmente, reage com as hospedeiras, lixivia cátions, e, conseqüentemente, gera fluidos bicarbonatados (Bischoff & Rosenbauer, 1996). Zonas rúpteis podem agir como uma barreira parcial para os fluidos e forçá-los a interagir mais efetivamente com a hospedeira (Sibson, 1991). A alteração hidrotermal no garimpo do Aguinaldo sugere a incorporação de fluidos ricos em Fe, com conseqüente precipitação de ankerita (Ca(Fe,Mg,Mn)(CO₃)₂) e dolomita (CaMg(CO₃)₂). Nesse cenário, Barnes (1997) sugere quatro mecanismos para precipitação de uma ganga carbonática: (i) *boiling*; (ii) diminuição da salinidade; (iii) desgaseificação do CO₂; e (iv) aumento do pH. Alternativamente, a zona de cisalhamento na qual o garimpo do Aguinaldo está instalado, poderia ter servido não apenas como estrutura canalizadora de fluidos, mas também, promovido o metamorfismo dinâmico com deformação dúctil a dúctil-rúptil (eventos D₀ e D₁), em regiões mais profundas da crosta, com conseqüente desidratação e desvolatilização dos minerais e, portanto, produção de fluidos ricos em CO₂.

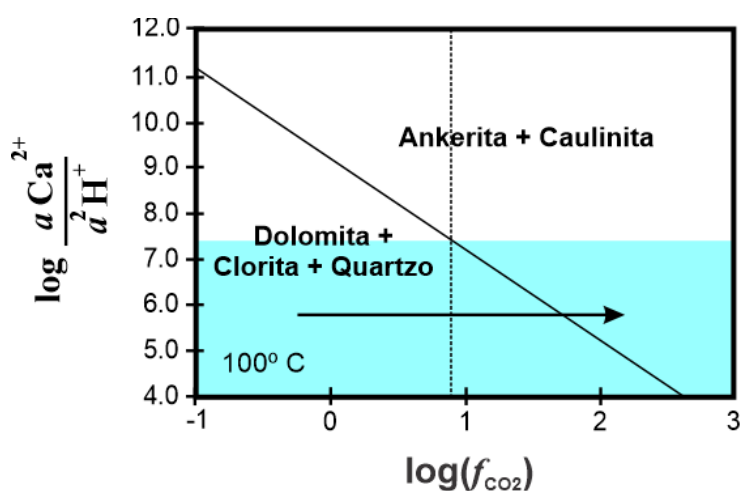


Figura 10.5 - Diagrama de estabilidade mineral de algumas das principais fases presentes na alteração carbonática. A seta indica a direção de evolução da composição do fluido com o aumento da fugacidade de CO₂. Extraído de Yu *et al.* (2020).

O estágio posterior é marcado pela cloritização, representada pela ampla geração de clorita. Nessa fase, teria ocorrido rebaixamento térmico do sistema, a 200-300° C, com aumento das razões aK^+/aH^+ , além da atuação de fluidos levemente ácidos a neutros, principalmente de influência externa (*e.g.* H₂O e CO₂) (Robb, 2005) (Fig. 10.6). Essa estimativa é corroborada pelo geotermômetro de clorita obtido nesse estudo ($T = 242-420^\circ C$; Fig. 8.7). Esse tipo de alteração geralmente promove incremento nas concentrações de Fe, Mg, Ca e P (Barnes, 1997), provavelmente originadas no decorrer da sericitização. O incremento em Fe, por exemplo, pode ser adicionalmente observado pela elevada concentração de hematita de baixa cristalinidade nas bordas e planos de clivagem da clorita. Segundo Deer *et al.* (2000), o rebaixamento da temperatura do fluido teria promovido a expulsão do ferro da estrutura da clorita com sua

consequente concentração em seus limites e planos de clivagem. Ademais, dados de química mineral e análises ao MEV nesse estudo sugerem que esses elementos foram incorporados em minerais como brunsvigita (clorita rica em Mg) e ripidolita (clorita rica em Fe), bem como magnetita, apatita e monazita, que no garimpo do Aguinaldo, estão presentes neste estágio (Fig. 5.2). Essa variação composicional pode ser explicada pela presença de soluções sólidas associadas à atuação dos fluidos hidrotermais quando da formação dos minerais, possivelmente reflexo de mudanças nas condições de fO_2 , fS_2 e pH do ambiente. Temporalmente, com base nas temperaturas estimadas de formação da clorita (Tabela 8.3), suas variedades texturais teriam evoluído na seguinte ordem: clorita em massa → clorita intrafoliar → clorita venular. A clorita magnesiânica substitui a muscovita oriunda da alteração sericítica e reflete a atividade de fluidos mais frios (McNamara, 1966). A presença de pirita, por outro lado, é favorecida pela adição de S residual em soluções eminentemente reduzidas e neutras (Barnes, 1997).

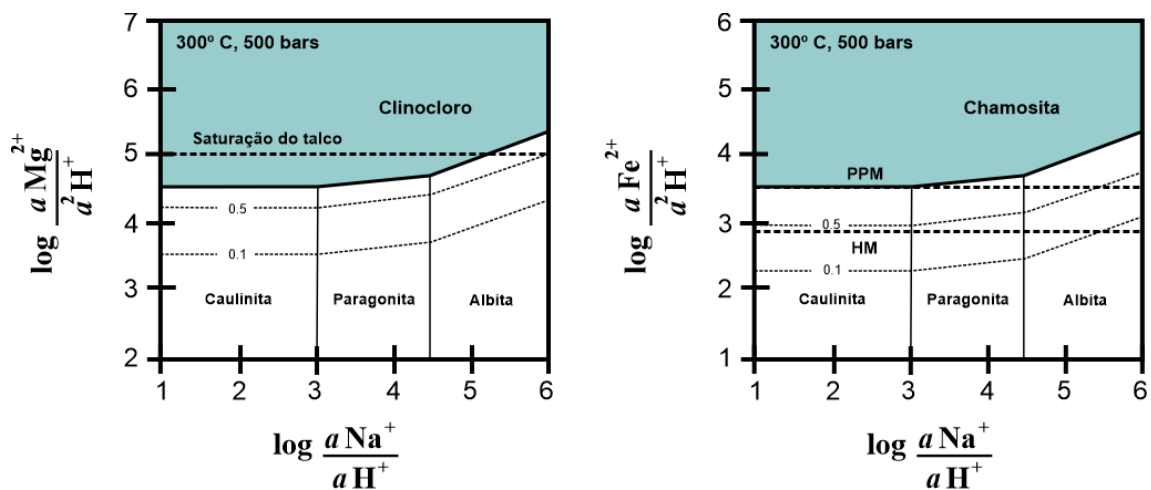


Figura 10.6 - Diagrama de estabilidade mineral de algumas das principais fases presentes no sistema. Notar que a alteração clorítica é favorecida pelo aumento das razões $aMg^{2+}/a2H^+$ e $aFe^{2+}/a2H^+$ para a formação de clinocloro e chamosita, respectivamente, a baixas temperaturas. *Legenda:* PPM – pirita-pirrotita-magnetita; HM – hematita-magnetita. Extraído de Saccocia (1994).

O último estágio hidrotermal do garimpo do Aguinaldo é assinalado pela silicificação tardia definida por vênulas estéreis de quartzo. Esse estágio pode ter estado associado ao final da evolução do fluido hidrotermal ou à entrada de novos fluidos externos no sistema (meteóricos), sob condições levemente ácidas e de baixas temperaturas. Dados preliminares de Cenatti (2019) revelam a presença de fluidos aquosos bifásicos e aquo-carbônicos, além de fluidos aquosos salinos mais restritos. Desse modo, a evolução do sistema hidrotermal do garimpo do Aguinaldo pode ter ocorrido pela exsolução de fluidos magmáticos com possível componente externo (fluidos meteóricos e/ou metamórficos?).

10.2 Mecanismos de precipitação do minério

A associação paragenética do garimpo do Aguinaldo é representada por metais de base (Cu, Pb e Zn) e preciosos (Au, Ag), precipitados a partir de fluidos hidrotermais em veios de quartzo com carbonato associado. Com base na associação paragenética do minério, bem como da associação de minerais derivados do processo de oxidação dos sulfetos, é possível obter importantes informações referentes às suas condições de precipitação.

A elevada ocorrência de pirita e calcopirita, em conjunto às subordinadas e restritas concentrações sulfetos de Pb e Zn, pode indicar que o H_2S (ou HS^-) teria sido o componente de enxofre predominante no fluido hidrotermal, ao passo que o $Au(HS)^{2-}$ seria o complexo transportador de ouro (Shenberger & Barnes, 1989; Benning & Seward, 1996; Stefánsson & Seward, 2003, 2004; Liu *et al.*, 2011; Pokrovski & Dubrovinsky, 2011) (Fig. 10.7A-B). A desestabilização do complexo leva a precipitação do metal a partir da solução (Penteleyev, 1990). No garimpo do Aguinaldo, a zona de cisalhamento teria ocasionado a formação de uma zona de menor pressão, para a qual o fluido mineralizador teria migrado, em sítios de dilatação, possivelmente relacionados a estruturas subsidiárias à principal. Nesse sentido, o rebaixamento da pressão teria sido ocasionado pela mudança do regime litostático para o hidrostático ($P_{litostática} \rightarrow P_{hidrostática}$) mediante eventos de fraturamento (Barnes, 1997). Isso teria favorecido a intensa silicificação na forma de veios de quartzo e a precipitação de metais a partir do rebaixamento de temperatura e das condições de pH (Fig. 10.9A). Esse processo, similar ao de expansão adiabática, teria sido promovido em regime crustal raso sob condições de baixas a moderadas temperaturas (230-300° C) e pH relativamente ácido ($5,5 < pH < 4$). Geobarômetro da mica branca (0,14 a 1,84 kbar; 0,52 < 6,94 km de profundidade; Tabelas 8.4 e 8.5) e a presença de quartzo com textura em pente (*comb-texture*) e possíveis texturas de preenchimento, embora deformadas (*open-space filling textures*), tipificam esse nível crustal. Christie *et al.* (2007) sugerem que a formação de *comb-texture* ocorre em profundidades maiores que 500 metros. Em adicional, Trevisan (2015) discute que o processo de expansão adiabática poderia ter contribuído para a formação dos depósitos do tipo *intermediate sulfidation* do Luiz e *low sulfidation* do Pezão na Província Aurífera de Alta Floresta.

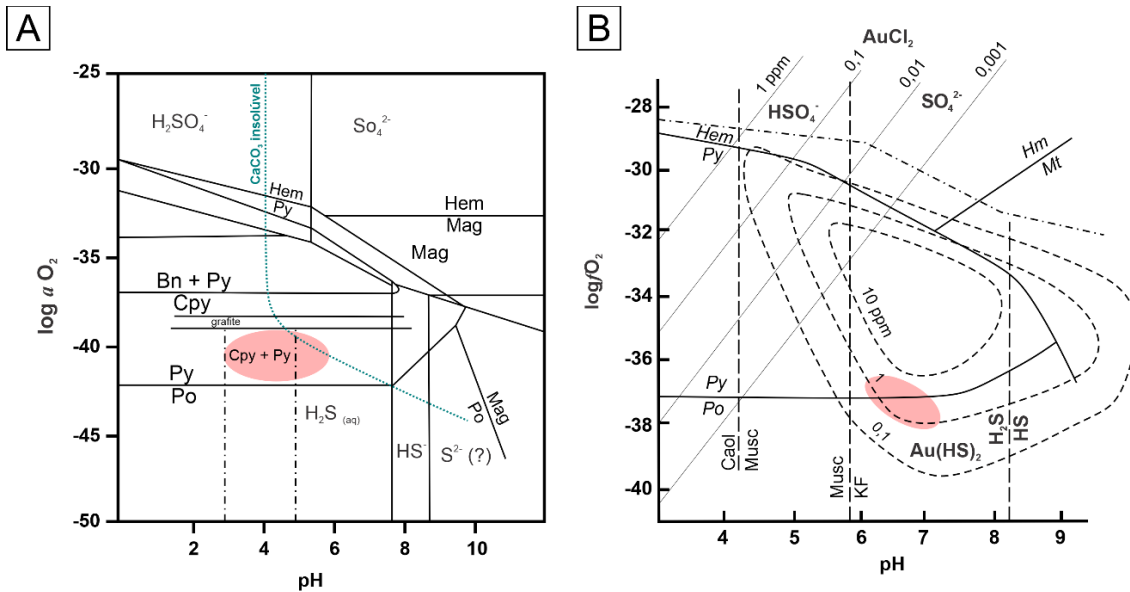


Figura 10.7 - A) Diagrama de estabilidade de sulfetos de Cu-Fe (Barnes, 1979); B) Diagrama de solubilidade do Au segundo f_{O_2} x pH (Hodgson, 1993). Círculos delimitados em vermelho indicam as áreas de estabilidade do minério no garimpo do Aguiinaldo.

O segundo estágio seria marcado pela entrada de fluidos com enxofre que teriam penetrado lateralmente a partir da zona de cisalhamento e interagido com a rocha hospedeira contendo Fe (Fig. 10.9B). Durante a cloritização, ocorreu um aumento no aporte de Fe^{2+} para o sistema, o que promoveu a neutralização da acidez do fluido. O excesso de Fe no fluido teria favorecido o estágio de sulfetação disseminada, embora em pequeno volume, e essencialmente com a presença de pirita, o qual teria ocorrido entre 250 e 350° C (Phillips, 1986; Heinrich, 2004). John *et al.* (2010) e Mao *et al.* (2011) sugerem que fluidos relativamente neutros originados durante a alteração sericítica e clorítica desempenham um papel fundamental na precipitação de metais. Geotermômetro de clorita obtido neste estudo ($T = 242 - 420^\circ C$) corrobora para essa interpretação (Fig. 8.7).

Num estágio final, a entrada de fluidos externos (intempéricos) através de falhas e fraturas teria favorecido a oxidação dos sulfetos primários, o que acarretou na formação de uma assembleia supergênica, representada por digenita, covellita, hematita e goethita (Fig. 10.9C). No garimpo do Aguiinaldo, ocorre intensa infiltração de água do rio Peixoto pelo sistema de falhas e fraturas. Essa movimentação de água permite a oxidação dos sulfetos primários, em virtude da entrada de fluidos fluviais, frios e oxidantes no sistema. A oxidação e lixiviação de sulfetos promovem a liberação de seus cátions metálicos e seus ligantes, na forma de ácidos e soluções intempéricas que percolam por gravidade ao longo dos planos de descontinuidade que hospedam o depósito primário. A calcopirita, por exemplo, é estável em ambientes altamente reduzidos, de modo a ser progressivamente alterada para diversos outros sulfetos em função de aumentos do pH e Eh do sistema (Agué & Brimhall 1989). Nesse cenário, a oxidação da calcopirita teria resultado na formação de digenita e covellita (*sulfetos de Cu pobres em Fe*) (Fig. 10.8), enquanto

a oxidação e hidrólise da pirita (estável em um amplo espectro de pH) poderia ter formado hematita e goethita.

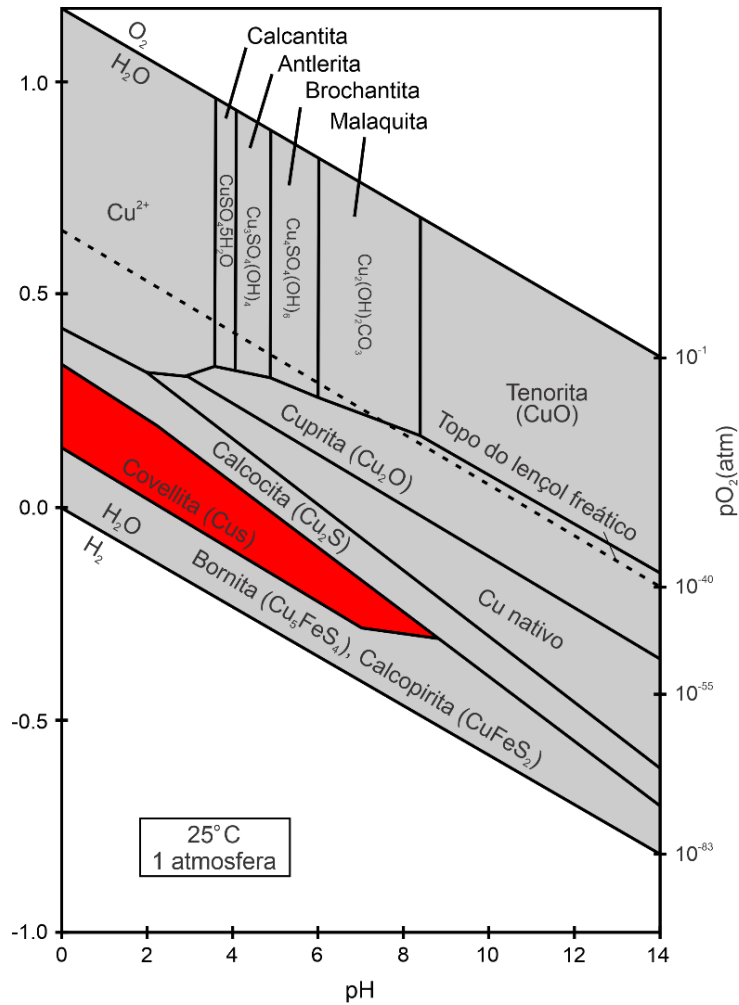


Figura 10.8 - Diagrama Eh-pH com os campos de estabilidade de minerais de cobre a 25° C e 1 atmosfera. Campo em vermelho indica campo de estabilidade da covellita. Fonte: Guilbert & Park (1986).

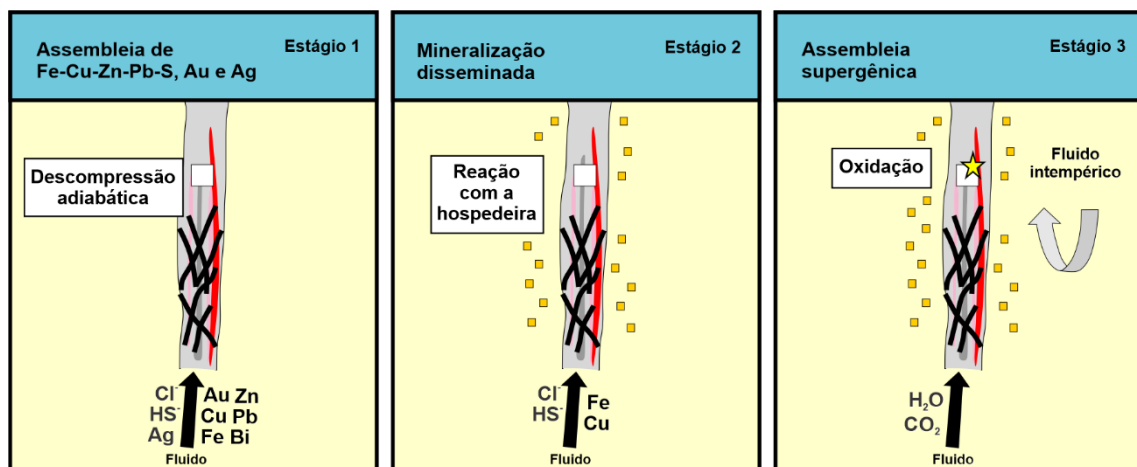


Figura 10.9 - Mecanismos de precipitação da mineralização propostos para o garimpo do Aguinaldo. *Estágio 1*: precipitação de metais de base (Cu, Zn e Pb) e metais preciosos (Au e Ag) (descompressão adiabática); *Estágio 2*: precipitação de sulfetos disseminados na rocha hospedeira; *Estágio 3*: oxidação dos sulfetos primários (covellita ± digenita ± hematita ± goethita) (oxidação). Modificado de Mehrabi *et al.* (2016).

10.3 Modelo genético

O modelo genético para os depósitos da Província Aurífera de Alta Floresta tem sido objeto de debate e controversas. Diversas propostas têm sido indicadas, e incluem (i) ouro orogênico (Paes de Barros, 1994; Siqueira, 1997; Madrucci, 2000; Santos *et al.*, 2001; Moreton & Martins, 2005; Silva & Abram, 2008; Teixeira, 2015; Poggi, 2019), (ii) *intrusion-related gold systems* (IRGS; Santos *et al.*, 2001; Abreu, 2004; Bizotto, 2004; Paes de Barros, 2007) e (iii) sistemas pórfiro-epitermal (Moura, 1998; Moura *et al.*, 2006; Assis, 2011; Assis *et al.*, 2014; Assis, 2015; Rodrigues, 2012; Trevisan, 2015; Alves *et al.*, 2020; Sene, 2020; Juliani *et al.*, 2021; Trevisan *et al.*, 2021).

No garimpo do Aguinaldo, o minério, de assinatura metalífera polimetálica (Au, Ag, Cu, Zn e Pb), está inserido em uma zona de intensa silicificação. A idade do ortognaisse hospedeiro (ca. 1,98 Ga) é coerente e compatível às obtidas para o Complexo Cuiú-Cuiú (CCC), que exhibe afinidade com granitoides cálcio-alcalinos, oxidados e metaluminosos da série granítica do tipo-I (Klein *et al.*, 2002). No garimpo, a alteração hidrotermal é zonada em relação ao veio mineralizado, e espacialmente marcada por (distal para proximal): (1) alteração sódica; (2) alteração potássica; (3) alteração sericítica; (4) injeção de sílica; (5) alteração carbonática; (6) alteração clorítica; e (7) silicificação tardia. Nesse sentido, a assembleia mineral, os halos hidrotermais e o contexto de protólitos ortoderivados apontam possivelmente para um sistema magmático-hidrotermal.

A ocorrência do Aguinaldo é caracterizada por (i) mineralização estruturalmente controlada; (ii) paragênese do minério indicativa de baixa atividade de enxofre (*e.g.* pirita, calcopirita, esfalerita e galena); (iii) presença de veios de quartzo com textura em pente (*comb-texture*); (iv) ouro com alto conteúdo em Ag e (v) populações de inclusões fluidas bifásicas aquosas em conjunto com inclusões aquo-carbônicas e salinas, em menor volume. Esses atributos são indicativos de moderada fO_2 e baixas a moderadas temperaturas, que no conjunto são sugestivos da percolação de fluidos em nível crustal raso e, possivelmente derivados de processos de ebulição em ambiente magmático-hidrotermal. Nesse sentido, a precipitação do minério no garimpo do Aguinaldo possivelmente possa ter estado atrelada a processos de formação de minério relacionado à sistemas epitermais (Corbett & Leach, 1997; Hedenquist *et al.*, 2000; Simmons *et al.*, 2005, Taylor, 2007). Nesse contexto, o garimpo representaria um sistema epitermal do tipo *low-sulfidation*. Embora os dados de química mineral ($200^\circ < T < 400^\circ$ C, e profundidades de até 7 km) não sejam totalmente compatíveis ao sistema *low-sulfidation*, eles não excluem a possibilidade da ocorrência estar relacionada ao respectivo modelo, visto que para os mesmos, os fluidos apresentem temperaturas inferiores a 300° C (<2 km). Por outro lado, algumas características importantes dessa classe não são observadas no Aguinaldo, tais como: (i) rochas vulcânicas como hospedeiras; (ii) arsenopirita e pirrotita como sulfetos principais; (iii)

adulária e barita como importantes fases hidrotermais da ganga; e (iv) alteração argílica com illita e esmectita.

Desse modo, a correlação do garimpo do Aguinaldo com os sistemas *intrusion-related* (IRGS; Thompson *et al.*, 1999; Lang & Baker, 2001) também deve ser considerada, visto que contém a presença de: (i) alteração sódica precoce, com albita; (ii) alteração carbonática pervasiva; e (iii) recorrência de fases com Bi. Entretanto, feições típicas dos IRGS estão ausentes no Aguinaldo, das quais se destacam: (i) associação com terrenos mineralizados a Sn e W; (ii) sulfetação que indica baixas condições redox (*e.g.* pirita, pirrotita e arsenopirita); e (iii) baixos teores de Cu.

Ademais, as zonas mineralizadas do garimpo possuem atributos similares aos encontrados nos sistemas de ouro orogênico (Groves *et al.* 1998), tais como: (i) minério estruturalmente controlado por zona de cisalhamento; (ii) alteração carbonática pervasiva; (iii) minério em veios de quartzo com carbonato; e (iv) carbonatos ricos em Fe. Em contraponto, algumas características observadas são contrastantes a essa classe: (i) ausência de pirrotita ou arsenopirita como sulfetos dominantes; (ii) alteração sódica, quanto mais em estágios iniciais; (iii) alta concentração de calcopirita; e (iv) sulfetação baixa com metais base.

Por fim, se assemelharia aos sistemas do tipo Cu-Au pórfiro por conter: (i) calcopirita como um dos sulfetos dominantes; (ii) alterações sódica e potássica precoces; e (iii) fluidos aquosos salinos com menor concentração de CO₂. Todavia, certos atributos são contrastantes a esse modelo, tais como: (i) alteração carbonática pervasiva; (ii) ausência de calcopirita e/ou bornita na zona potássica; (iii) ausência de alterações propilítica e argílica; e (iv) presença de minerais de Pb e Zn.

A Tabela 10.1 compara os atributos geológicos do garimpo com os modelos genéticos da literatura.

Tabela 10.1 - Modelo descritivo do garimpo do Aguinaldo comparado aos modelos genéticos clássicos da literatura.

MODELOS GENÉTICOS	AGUINALDO (1,2)	Au OROGÊNICO (3,4)	Cu-Au PÓRFIRO (5)	EPITERMAL LS* (6)	IRGS (7,8)
Ambiente Geotectônico	Arcos magmáticos	Margem continental compressiva a transpressiva	Arcos magmáticos	Arcos magmáticos	Cinturões orogênicos e zonas extensionais <i>back-arc</i>
Rocha Hospedeira	Milonito de ortognaisse	Terrenos <i>greenstone belts</i>	Rochas cálcio-alcalinas (tipo I), oxidadas, da série da magnetita	Rochas vulcânicas cálcio-alcalinas	Rochas cálcio-alcalinas (tipo I), oxidadas a reduzidas

Estilo da Mineralização	Veios de quartzo ± carbonato encaixados em zonas de cisalhamento, localmente disseminado	Veios de quartzo ± carbonato encaixados em zonas de cisalhamento, <i>stockwork</i> e brechas	Veios, <i>stockwork</i> e disseminado	Veios <i>open-space</i> , brechas e <i>stockwork</i>	Veios, <i>stockwork</i> e disseminado
Alteração Hidrotermal	Silicificação, carbonática, clorítica, sericítica, potássica e sódica	Carbonática, sericítica, silicificação e cloritização	Sódica, potássica, sericítica e propilítica	Sericítica, illítica com adularia, sódica, potássica, propilítica e argílica	Potássica, sódica, sericítica, silicificação e carbonática
Paragênese do Minério	Calcopirita ± pirita ± ouro ± prata ± esfalerita ± galena ± bismutinita	Pirita, arsenopirita, calcopirita, pirrotita, galena, esfalerita e ligas de Au, Bi e Te	Pirita, calcopirita, bornita, molibdenita, e ouro nativo	Pirita, arsenopirita, esfalerita, galena e ouro nativo	Pirita, pirrotita, arsenopirita e ligas de Au, Bi e Te
T (°C)	242 – 420	220 – 600	300 a >600	<200	200 – 400
Profundidade (km)	0,52 – 6,94	2 – 15	2 – 6	<2,0	<7,0
Regime de Fluidos	Aquoso salino com voláteis (CO ₂)	Aquoso de baixa salinidade e rico em voláteis (CO ₂)	Aquoso de baixa a alta salinidade, podendo conter voláteis (CO ₂)	Aquoso de baixa salinidade	Aquoso de baixa salinidade e rico em CO ₂
Referências:					
⁽¹⁾ Este trabalho		⁽⁴⁾ Goldfarb <i>et al.</i> (2005)	⁽⁷⁾ Sillitoe & Thompson (1998)		
⁽²⁾ Cenatti (2019)		⁽⁵⁾ Sillitoe (2010)	⁽⁸⁾ Hart (2007)		
⁽³⁾ Groves <i>et al.</i> (2019)		⁽⁶⁾ Taylor (2007)	*LS = low sulfidation		

Na Província Aurífera do Tapajós (PAT), Klein *et al.* (2001), Santos *et al.* (2001) e Coutinho (2008) incluíram os depósitos do Complexo Cuiú-Cuiú na classe de ouro orogênico, com base nas características físico-químicas dos fluidos (aquo-carbônicos e mesotermiais). Contudo, dados geológicos e geocronológicos têm indicado uma idade da mineralização para o Complexo Cuiú-Cuiú, de aproximadamente 1,86 Ga (Silva Junior *et al.*, 2012; Silva Junior *et al.*, 2013; Araújo, 2014), o que aponta a ausência de um evento metamórfico que justifique a formação do minério (o metamorfismo na PAT é inferido para o intervalo de 2,0 – 1,95 Ga; Klein *et al.*, 2002; Santos *et al.*, 2001). Sendo assim, a mineralização do Complexo Cuiú-Cuiú pode ser interpretada como contemporânea ou relativamente mais jovem do que a granitogênese Parauari, de 1,88 a 1,87 Ga (Santos *et al.*, 2001), correlacionada, portanto, à Suíte Intrusiva Matupá. Moura (1998) e Moura *et al.* (2006) apontam a possibilidade da suíte ter contribuído para a gênese dos

depósitos auríferos da PAAF a partir de dados isotópicos ^{40}Ar - ^{39}Ar em alunite (1,86 Ga) em mineralização de Au epitermal no Rio Tapajós (Juliani *et al.*, 2005).

Desse modo, o garimpo se assemelha aos depósitos de ouro encontrados na Província Aurífera do Tapajós particularmente àqueles inseridos no Complexo Cuiú-Cuiú (*e.g.* Guarim, Pau da Merenda, Jerimum de Cima e Jerimum de Baixo). Esse conjunto de jazimentos é estruturalmente controlado e encaixado em zonas de cisalhamento NW-SE, com minério hospedado em veios de quartzo e carbonato sulfetados. Geralmente, o conteúdo em sulfeto é baixo (< 2%), porém, com zonas de alto teores, de até 10 g/t de Au. A alteração hidrotermal observada no Aguinaldo é, em geral, muito similar ao encontrado nos depósitos da PAT no que tange ao estilo, intensidade e assembleia mineralógica, marcada por silicificação, cloritização, sericitização, carbonatação e sulfetação. A paragênese do minério é essencialmente constituída por pirita, ouro e calcopirita, com concentrações subordinadas de pirrotita, esfalerita, galena, covelita e prata (McMahon, 2011).

Dados de inclusões fluidas revelam a existência de fluidos ricos em CO_2 e aquosos bifásicos de baixa salinidade (3-9% peso eq. NaCl) e baixas temperaturas (220-270° C) (Klein *et al.*, 2001). Geotermômetro de clorita e geobarômetro de muscovita estimam valores de temperatura entre 200 e 350° C e pressões de 0,7 a 2,9 kbar, respectivamente (Klein *et al.*, 2001; Queiroz & Klein, 2012; Silva Junior & Klein, 2015; Oliveira *et al.*, 2019). Assim como na PAAF, o modelo genético para a maioria dos depósitos da PAT ainda permanece inconclusivo e, portanto, interpretado como (i) ouro orogênico (Santos *et al.*, 2001; Klein *et al.*, 2004; Coutinho 2008; Veloso & Santos, 2013), (ii) *intrusion-related gold systems* (IRGS; Borges *et al.*, 2009; Santiago *et al.*, 2013; Oliveira *et al.*, 2019), (iii) pórfiro (Juliani *et al.*, 2002; Misas, 2010; Lopes & Moura, 2019; Juliani *et al.*, 2021); e (iv) epitermal (Jacobi, 1999; Juliani *et al.*, 2005; Tokashiki *et al.*, 2015). De acordo com Juliani *et al.* (2021), o ambiente geológico, controle estrutural, geocronologia, isótopos estáveis e inclusões fluidas dos depósitos da PAT sugerem predomínio de processos magmático-hidrotermais, contudo, não descartam mineralizações auríferas orogênicas. As Tabelas 10.2 e 10.3 sumarizam os atributos geológicos dos principais depósitos filonares da PAAF e da PAT em comparação ao garimpo do Aguinaldo.

No geral, o garimpo do Aguinaldo corresponde, de forma mais coerente, aos sistemas epitermais do tipo *low sulfidation*, sobretudo se considerada sua (i) paragênese polimetálica (Au, Ag, Cu, Zn e Pb); (ii) elevada concentração de calcopirita; (iii) presença de quartzo com textura em pente (*comb-texture*); e (iv) ouro com alto conteúdo de Ag. Esses depósitos são caracterizados pela proximidade em profundidade com os sistemas do tipo Cu-pórfiro. Portanto, os elevados valores de profundidade (até 6,94 km) e temperaturas obtidos ($T = 242\text{-}420^\circ\text{C}$) sugerem que o sistema hidrotermal do garimpo do Aguinaldo tenha se formado próximo de um depósito pórfiro. Ademais, a ocorrência de minério deformado indica se tratar de um possível sistema epitermal pré- ou sin-deformacional.

Tabela 10.2 - Características geológicas para os principais depósitos filonares da PAAF em comparação ao garimpo do Aguinaldo.

PROSPECTO	AGUINALDO ^(1,2)	PARAÍBA ^(3,4,5)	EDU ^(6,7,8)	PETECA ^(9,10)	SERRINHA DE GUARANTÃ ⁽¹¹⁾
Rocha Hospedeira	Milonito de ortognaisse	Anfibolito; monzogranito; gnaissse, biotita tonalito e biotita gnaissse	Monzogranito e granodiorito	Hornblenda gabro milonito, quartzo monzogabro milonito, sienogranito milonito, granodiorito milonito, clorita carbonato filonito, sericita clorita filonito e quartzo sericita filonito; granodiorito e dacito	Flogopititos, talco-clorita-flogopita xisto, talco-tremolita-flogopita xisto e metabasito
Alteração Hidrotermal (*proximal; **distal)	*Silicificação, alterações carbonática (ankerita ± dolomita) e clorítica (clorita ± hematita ± magnetita ± apatita ± titanita ± rutilo ± monazita ± sulfetos); **alterações sericítica (sericita + muscovita), potássica (ortoclásio ± hematita ± magnetita) e sódica (albita)	*Silicificação, alterações clorítica (clorita + carbonato ± sulfetos) e sericítica (sericita ± carbonato ± sulfetos); **alterações potássica (FK ± biotita) e propilítica (clorita + epidoto + carbonato)	*Silicificação, alteração sericítica (sericita + sulfetos ± clorita); **alteração propilítica (clorita + epidoto ± sericita ± carbonato)	<i>Vênulas:</i> *Silicificação, alterações sericítica e sericítica ± carbonática; <i>Veio principal:</i> *Silicificação; alteração sericítica (sericita ± carbonato ± epidoto); **alteração potássica-hematítica	*Silicificação e alteração potássica-carbonática (flogopita + calcita + FK + quartzo + bornita ± calcocita ± calcopirita ± fluorita ± sericita); **alteração propilítica (epidoto + clorita + calcita ± sericita ± flogopita)
Paragênese do Minério	Calcopirita ± pirita ± ouro ± prata ± esfalerita ± galena ± bismutinita	Pirita + ouro ± calcopirita ± magnetita ± pirrotita ± esfalerita ± galena ± calcocita ± bornita	Pirita + ouro ± calcopirita ± hematita ± galena ± pirrotita ± sulfossais	<i>Vênulas:</i> pirita + calcocita + esfalerita + galena ± ouro ± prata ± telúrio ± bismuto; <i>Veio principal:</i> pirita + covelita + calcopirita + ouro ± calcocita ± galena ± esfalerita ± bismuto	Bornita ± calcocita ± calcopirita

Estilo da Mineralização	Filonar (NNE-SSW/70WNW) e localmente disseminado	Filonar (N05W/65-70NE)	Filonar (N30E/73 NW)	Filonar (N70-80W/60-80NE) e localmente disseminado	Filonar (N50W/80SW) e disseminado
Regime de Fluidos	H ₂ O-CO ₂ e H ₂ O-NaCl salino	H ₂ O e H ₂ O-CO ₂ de baixa a moderada salinidades	H ₂ O e H ₂ O-CO ₂ de baixa a moderada salinidades	–	–
T geotermômetro de clorita (°C)	242 – 420	290 – 396	256 – 362	350	177 – 334
P (kbar)	0,14 – 1,84	6,5 – 9,5	0,37 – 4,26	–	–
Profundidade (km)	0,52 – 6,94	3,0 – 10,8	1,34 – 15,0	–	–
Modelo Genético	Epitermal <i>low sulfidation</i>	Ouro orogênico/IRGS	IRGS	Ouro orogênico	Au-Cu-pórfiro
Referências:					
⁽¹⁾ Este trabalho	⁽⁴⁾ Trevisan (2015)	⁽⁷⁾ Paes de Barros (2007)	⁽¹⁰⁾ Quispe (2016)		
⁽²⁾ Cenatti (2019)	⁽⁵⁾ Paes de Barros (1994)	⁽⁸⁾ Siqueira (2018)	⁽¹¹⁾ Rios (2019)		
⁽³⁾ Silva & Abram (2008)	⁽⁶⁾ Bizotto (2004)	⁽⁹⁾ Teixeira (2015)			

Tabela 10.3 - Características geológicas para os principais depósitos filonares da PAT em comparação ao garimpo do Aguinaldo.

PROSPECTO	AGUINALDO ^(1,2)	MOREIRA GOMES ⁽³⁾	CENTRAL ^(4,5)	GUARIM ^(6,7)	PATINHAS ⁽⁸⁾	V6/CHAPÉU DO SOL ⁽⁹⁾
Rocha Hospedeira	Milonito de ortogneisse	Tonalito	Monzogranito	Diorito e granodiorito	Gnaisse	Andesito, dacito, traquidacito e riolito porfírico
Alteração Hidrotermal	Silicificação, carbonática, clorítica, sericítica, potássica e sódica	Silicificação, clorítica, sericítica, carbonática e epidotização	Silicificação, clorítica, sericítica e carbonática	Silicificação, clorítica, carbonática e sericítica	Silicificação	Potássica, sericita-adulária, propilítica, argílica
Paragênese do Minério	Calcopirita ± pirita ± ouro ± prata ± esfalerita ± galena ± bismutinita	Pirita + ouro ± calcopirita ± esfalerita ± galena ± bismutinita	Pirita + ouro ± calcopirita ± galena ± esfalerita	Pirita + ouro ± calcopirita ± magnetita	Pirita + ouro ± calcopirita	Calcopirita + ouro + pirita ± molibdenita ± galena ± esfalerita ± bismutinita
Estilo da Mineralização	Filonar e localmente disseminado	Filonar	Filonar	Filonar	Filonar	Disseminado
Regime de Fluidos	H ₂ O-CO ₂ e H ₂ O salino	CO ₂ , H ₂ O-CO ₂ e H ₂ O de baixa a moderada salinidade	CO ₂ , H ₂ O-CO ₂ e H ₂ O de baixa a moderada salinidade	CO ₂ , H ₂ O-CO ₂ e H ₂ O de baixa a moderada salinidade	H ₂ O-CO ₂ de baixa a moderada salinidade	–
T (°C)	242 – 420*	280 – 350**	340**	300**	307 – 389**	350 – 410**
P (kbar)	0,14 – 1,84	<2,1	0,75 – 1,5	0,9 – 2,9	1,1 – 3,3	0,2 – 1,5
Profundidade (km)	0,52 – 6,94	<6,0	2,6 – 5,0	4,0 – 7,0	<7	–

Modelo Genético	Epitermal <i>low sulfidation</i>	Ouro orogênico/IRGS	Ouro orogênico	Ouro orogênico	Ouro orogênico	Epitermal <i>low sulfidation</i>
Referências:						
⁽¹⁾ Este trabalho	⁽⁴⁾ Silva Junior <i>et al.</i> (2012)	⁽⁷⁾ Coutinho (2008)		*Geotermômetro de clorita		
⁽²⁾ Cenatti (2019)	⁽⁵⁾ Araújo (2014)	⁽⁸⁾ Klein <i>et al.</i> (2004)		**Temperatura isotópica		
⁽³⁾ Moreira & Klein (2014)	⁽⁶⁾ Klein <i>et al.</i> (2001)	⁽⁹⁾ Corrêa-Silva (2002)				

10.4 Implicações para a tectônica regional

A idade de cristalização de $1984 \pm 5,2$ Ma (U-Pb em zircão por SHRIMP) obtida para o ortognaisse que hospeda os veios mineralizados do garimpo do Aguinaldo é coerente às idades obtidas para o embasamento da Província (2,04 - 1,98 Ga), de ocorrência principal no Domínio Peixoto, e denominado de Cuiú-Cuiú (Souza *et al.*, 2005; Paes de Barros, 2007; Assis, 2015; Dezula, 2016; Silva, 2017; Trevisan, 2017; Alves *et al.*, 2019; Rizzotto *et al.*, 2019; Alves *et al.*, 2020; Trevisan *et al.*, 2021). Ademais, a idade obtida para o ortognaisse que abriga a respectiva mineralização é similar às obtidas para o biotita gnaisse tonalítico (1984 ± 3 Ma; U-Pb LA-ICP-MS; Paes de Barros, 2007) e para o gnaisse Nova Guarita ($1980 \pm 8,8$ Ma; U-Pb SHRIMP; Assis, 2015).

No conjunto, essas idades estão vinculadas ao magmatismo associado a edificação do Arco Magmático Cuiú-Cuiú (2,03 - 1,95 Ga). Souza *et al.* (2005) foram os primeiros a correlacionarem as rochas de composição ortognáissica, aflorantes entre Peixoto de Azevedo e Alta Floresta, com as rochas do Complexo Cuiú-Cuiú definidas na Província Mineral do Tapajós. Essas rochas representariam magmas cálcio-alcálicos, magnesianos e de alto potássio. No garimpo do Aguinaldo, a presença de paragênese acessória constituída por magnetita, allanita e apatita indicam proveniência de magmas oxidados e hidratados (acima do tampão faiálica-magnetita-quartzo) e, portanto, indicativo de protólito ortoderivado. Os dados geocronológicos obtidos são sugestivos de zircão de origem magmática. Nesse sentido, a idade obtida sugere correlação temporal aos últimos estágios da Orogenia Munduncurus (2040 - 1957 Ma), ocorrida na região do Tapajós. Contudo, ressalta-se que a definição do Complexo Cuiú-Cuiú deve ser exclusivamente restrita à Província Mineral do Tapajós, de modo que as rochas da PAAF, de idade similar, seriam aqui compreendidas como cronocorrelatas e possivelmente também derivadas do Arco Magmático Cuiú-Cuiú.

Almeida *et al.* (2001), Santos *et al.* (2001), Klein *et al.* (2002) e Santos & Coutinho (2008) definiram um *trend* geral de NNE-SSW com caimento para WNW para o bandamento das rochas gnáissicas do Complexo Cuiú-Cuiú na Província Mineral do Tapajós. Esses mergulhos moderados a fortes para WNW indicam a atuação de um regime deformacional heterogêneo, de caráter dúctil a dúctil-rúptil, associada a zonas de cisalhamento. Essa deformação é representada desde uma foliação milonítica penetrativa a microestruturas exemplificadas por texturas de recristalização, sub-grãos e *bulging*. Nesse contexto, essas características sugerem um domínio *subsólido* a *sólido* (Vernon *et al.* 2004, Passchier & Trouw 2005). Dentro desse cenário, a presença de zona de cisalhamento de direção aproximadamente N-S seria responsável por alojar os veios sulfetados e mineralizados no garimpo do Aguinaldo. O mapa aeromagnetométrico construído para a região (Fig. 10.10) corrobora para essa interpretação de *trend* geral N-S.

Essa zona de cisalhamento estaria vinculada ao evento deformacional D_2 , responsável pela geração de fraturas extensionais que permitiram a circulação de fluidos hidrotermais e, portanto, seu preenchimento por quartzo, carbonato e consequente precipitação de sulfetos e ouro (estágio sin-deformacional). A intensa interação fluido-rocha ao longo da descontinuidade é marcada pelos intensos halos da alteração hidrotermal, deformação e orientação mineral. Juntamente a outras dezenas de fraturas e zonas de cisalhamento existentes na região, representam a atuação de uma tectônica dúctil-rúptil regional na PAAF, que segundo Paes de Barros (2007), estaria associada aos estágios finais de um evento compressivo com componente transpressivo. Teixeira (2015) discute a incidência de uma componente compressiva compatível com a zona de cisalhamento que hospeda a mineralização da região do Peteca. Dardenne & Schobnhaus (2001), por sua vez, relacionam essas zonas às fases finais do evento Transamazônico (2,2 - 1,95 Ga).

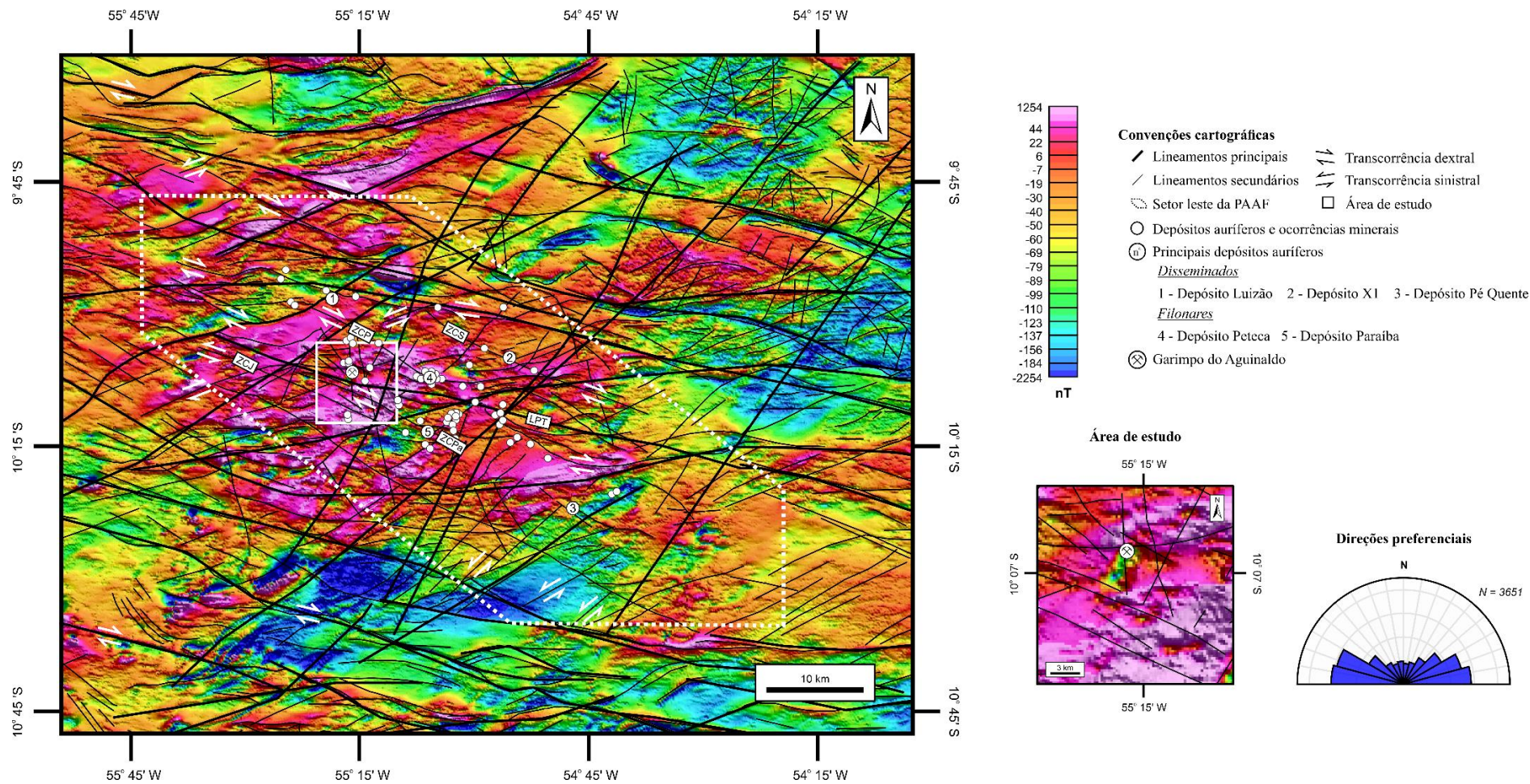


Figura 10.10 - Mapa de campo magnético total do setor leste da PAAF, com o traçado dos lineamentos principais e secundários, além de seus principais depósitos e ocorrências auríferas. O mapa revela predomínio de lineamentos de direções WNW-ESE, NW-SE e ENE-WSW, das quais a segunda orientação, associada ao lineamento principal Peru-Trairão, hospeda a maior parte das mineralizações. O garimpo do Aguinaldo corresponde à quadrícula de traço contínuo. Notar sua localização em uma zona de desmagnetização. **Legenda:** LPT: Lineamento Peru-Trairão; ZCPa: Zona de Cisalhamento Paraíba; ZCP: Zona de Cisalhamento Peteca; ZCS: Zona de Cisalhamento Serrinha; ZCJ: Zona de Cisalhamento Joaquim. Base aerogeofísica cedida pela CPRM.

A associação das diversas ocorrências auríferas da Província com eventos metamórficos também foi considerada por diversos autores (Siqueira, 1997, Santos *et al.*, 2004; Paes de Barros, 2007, Vasquez *et al.*, 2008; Quispe, 2016; Moreira, 2019). Paes de Barros (2007) relata a presença de rochas metamórficas de fácies xisto-verde e granitoides foliados, a exemplo dos gnaisses Gavião (2816 Ma) e Alto Alegre (1984 Ma). Adicionalmente, Assis (2015) descreve a ocorrência do gnaiss Nova Guarita (1980 Ma) e do biotita tonalito foliado (1978 Ma). No entanto, segundo outros autores (Santos *et al.*, 2004; Vasquez *et al.*, 2008; Quispe, 2016; Moreira, 2019), as rochas do Complexo Cuiú-Cuiú teriam sido afetadas por metamorfismo em fácies anfíbolito. Paes de Barros (2017) sugere ainda a existência de um evento metamórfico regional em 1,98 Ga. Mais recentemente, Moreira (2019) obteve idade de 1987 ± 6 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão) para o biotita gnaiss Paraíba, interpretada como idade do metamorfismo, dado a evidência de sobrecrecimento mineral. De acordo com Quispe (2016) e Pimenta (2017), feições *subsólidas* e *sólidas* indicam a atuação de evento metamórfico desde ca. 2,0 Ga, associado à geração de zonas de cisalhamento que abrigam depósitos e ocorrências auríferas na Província. Nesse sentido, Moreira (2019) propõe que o evento metamórfico registrado na região teria ocorrido entre 2,0 e 1,98 Ga, e estaria associado a Orogenia Munduncurus (2040 - 1957 Ma). Entretanto, a presença de textura do tipo pente (*comb-texture*) em veios de quartzo relacionada aos estágios hidrotermais de grande parte das ocorrências auríferas da região (*e.g.* Bigode, Francisco, Papagaio, Luiz, Pé Quente), indica percolação de fluidos em ambiente crustal raso (< 2km profundidade) e, portanto, sem compressão significativa (Assis, 2011; Galé, 2012; Juliani *et al.*, 2021). Dessa forma, sugere-se que o metamorfismo regional pode não ter contribuído como fonte de fluidos e metais nos processos formadores de zonas mineralizadas da província, ou ao menos, não em parcela significativa delas. Adicionalmente, o processo metamórfico leva a geração de fluidos ricos em CO₂, de baixa salinidade, reduzidos portadores de arsênio (com arsenopirita estável). Essas condições são parcialmente atendidas na província. Nas paragêneses minerais até então descritas, não tem se relatado arsenopirita, mas de concentrações significativas de calcopirita, que são incompatíveis a processos hidrotermais-metamórfico (*e.g.* ouro orogênico).

Embora rochas vulcânicas não tenham sido reconhecidas no garimpo do Aguinaldo, unidades indeformadas e não metamorfizadas (*e.g.* granitoides e vulcânicas) estão presentes regionalmente (*e.g.* suítes Paranaíta, Colíder, Matupá, Teles Pires). Em adicional, o fato da região ser truncada por complexo sistema de falhas e lineamentos com direções WNW-ESE, NW-SE e ENE-WSW (Fig. 10.10) teria favorecido a circulação de fluidos, essencialmente magmáticos, os quais teriam sido canalizados para antigas zonas de cisalhamento, onde processos de precipitação de minério teriam transcorridos. Dados geológicos e geocronológicos têm indicado uma idade da mineralização para o Complexo Cuiú-Cuiú de aproximadamente 1,86 Ga (Silva Junior *et al.*, 2012; Araújo, 2014). Assim, as mineralizações hospedadas pelo Complexo Cuiú-Cuiú podem ser interpretadas como contemporâneas ou relativamente mais jovens do que a granitogênese

Parauari, de 1,88 a 1,87 Ga (Santos *et al.*, 2001), na Província Mineral do Tapajós. Ademais, datações ^{40}Ar - ^{39}Ar em alunita derivada de sistema aurífero epitermal no Tapajós, indicam idades similares, de ca. 1,86 Ga (Juliani *et al.*, 2005). Na PAAF, rochas magmáticas geradas nesse intervalo seriam majoritariamente representadas pela Suíte Intrusiva Matupá. Moura (1998) e Moura *et al.* (2006) apontam a possibilidade da suíte ter contribuído para a gênese dos depósitos auríferos da Província, especialmente por hospedar o depósito de Serrinha. Contudo, idades Re-Os em concentrados de pirita e molibdenita de ca. 1,78 (Assis *et al.*, 2017), em conjunto às idades *plateau* ^{40}Ar - ^{39}Ar (Assis, 2015) em sericita, de ca. 1,77 Ga, são indicativos de um curto e estreito evento hidrotermal aurífero na Província de Alta Floresta, de idade estateriana (1,78 - 1,77 Ga).

Nesse cenário, duas podem ser as hipóteses relacionadas ao evento mineralizantes no garimpo do Aguinaldo: (i) sua formação estar atrelada a um ambiente de arco magmático em regime pós-colisional, a profundidades rasas a moderadas (0,52 – 6,94 km), gerado a partir da mistura de fluidos magmáticos e meteóricos e, portanto, no intervalo de ca. 1,78 - 1,77 Ga como previamente estabelecido para a Província; ou (ii) o garimpo exemplificar um evento aurífero mais antigo do que 1,78 - 1,77 Ga, que poderia estar majoritariamente centrado em ocorrências hospedadas em veios e zonas de cisalhamento que truncam o embasamento e/ou unidades graníticas antigas. Nesse último caso, estudos isotópicos e geocronológicos são fundamentais na identificação dos tipos e fontes de fluidos mineralizantes, bem como da idade de formação do sistema hidrotermal.

11. CONCLUSÕES

Os dados aqui reunidos permitem elencar as seguintes e principais conclusões relacionadas ao garimpo de Au ± Cu do Aguinaldo:

- 1) A ocorrência é controlada por uma zona de cisalhamento de direção N-S e está hospedada em milonito de ortognaisse. A hospedeira possui foliação milonítica com orientações N10E a N38E, com mergulhos subverticais entre 65° e 80° para NW;
- 2) O concentrado de zircão do ortognaisse forneceu idade concórdia de 1984.9 ± 5.2 Ma (SHRIMP IIe), coerente, portanto, àquelas atribuídas ao Complexo Cuiú-Cuiú (2,0 - 1,97 Ga) e, portanto, à construção do Arco Magmático Cuiú-Cuiú durante a Orogenia Munduncurus;
- 3) Foram reconhecidos sete estágios hidrotermais: (1) alteração sódica com albita; (2) alteração potássica com ortoclásio ± quartzo ± hematita ± magnetita; (3) alteração sericítica composta de sericita + muscovita; (4) silicificação e injeções de sílica; (5) alteração carbonática com ankerita ± dolomita; (6) alteração clorítica definida por clorita ± hematita ± magnetita ± apatita ± titanita ± rutilo ± monazita ± pirita ± calcopirita; (7) silicificação tardia. Em relação aos veios mineralizados, esses estágios podem ser individualizados em três halos principais, do mais próximo para o mais distal: (1) carbonático/clorítico, (2) sericítico e (3) sódico/potássico;
- 4) O minério aurífero ocorre em dois estilos: filonar e disseminado. Três tipologias de veios são individualizadas: (i) veio de quartzo ± carbonato estéril; (ii) veio de quartzo ± carbonato com calcopirita ± pirita ± ouro ± prata ± esfalerita ± galena ± bismutinita; e (iii) veio de quartzo ± carbonato com pirita ± calcopirita ± prata ± esfalerita ± galena ± bismutinita;
- 5) O ouro (Ag até 43%) forma inclusões arredondadas a sub-arredondadas de até 75 µm e ocorre incluso e em contato com a pirita, e subordinadamente na esfalerita;
- 6) O minério disseminado envelope o minério filonar, não configura zona de interesse econômico (corresponde essencialmente a uma zona sulfetada), está temporalmente relacionado à alteração clorítica e é representado pela paragênese pirita ± calcopirita ± hematita ± magnetita ± apatita;
- 7) A clorita tem composição essencialmente brunsvigítica e teria se formada entre 242° C e 420° C (*geotermômetro de clorita*), enquanto a mica branca tem composição celedonítica e teria se formada sob pressões de 0,14 kbar a 1,84 kbar (*geobarômetro de mica branca*);
- 8) As respectivas pressões indicam profundidades entre 0,52 km e 6,94 km, compatíveis com regime dúctil a dúctil-rúptil da crosta;

- 9) As temperaturas, pressões e profundidades estimadas devem ser vistas com cautela, pois:
(i) clorita e sericita não compartilham a mesma paragênese; logo, a temperatura da clorita refletiria apenas o estágio de formação do halo de alteração clorítica; (ii) o geobarômetro da mica branca foi concebido para sistemas metamórficos, ou seja, para pressões litostáticas e não pressões de fluido; e (iii) o geobarômetro da mica branca, por ser muito sensível às concentrações de Si, o torna bastante dependente da granulação dos minerais e, portanto, aqueles de granulação fina são altamente susceptíveis a análises mistas; além das (iv) temperaturas utilizadas na estimativa da pressão serem provenientes do geotermômetro da clorita, mineral, entretanto, não em paragênese com a mica branca;
- 10) A evolução paragenética do sistema hidrotermal indica um sistema formado a partir do rebaixamento de temperatura e aumento das condições de fO_2 e pH, com incorporação de fluidos ricos em Fe, reflexo na precipitação de carbonatos de Fe (ankerita e dolomita);
- 11) Veios de quartzo com textura em pente (*comb-texture*) indicam percolação de fluidos em ambiente crustal raso, indicativo da contribuição de fluidos meteóricos, mais frios e oxidantes, que poderiam ter promovido o rebaixamento da temperatura do sistema;
- 12) A precipitação do minério poderia estar relacionada à uma combinação de processos de descompressão adiabática, oxidação de sulfetos e reação com a hospedeira. Esses processos teriam favorecido o rebaixamento de temperatura e aumento de pH e fO_2 , que resultaram em uma diminuição na solubilidade dos metais com sua consequente precipitação;
- 13) Embora apresente características similares aos sistemas Au orogénico, *intrusion-related gold systems*, pórfiro e epitermal, o garimpo do Aguinaldo se aproxima de forma mais coerente aos sistemas epitermais do tipo *low sulfidation*;
- 14) Teria sido a profundidade de formação do sistema maior do que os epitermais clássicos, o que explicaria a ausência de texturas clássicas de epitermal e o fato do fluido hidrotermal ser mais rico em CO_2 do que a maioria dos depósitos epitermais? Para responder essas questões faz-se necessário estudos isotópicos;
- 15) Devido às similaridades com os depósitos auríferos ao sul da Província Aurífera do Tapajós, inseridos no Complexo Cuiú-Cuiú, é possível que a mineralização seja contemporânea ou relativamente mais jovem do que a granitogênese Parauari (correlacionada à Suíte Intrusiva Matupá), de ca. 1,86 Ga e, portanto, representar um possível evento aurífero anterior ao estabelecido em ca. 1,78 Ga para a PAAF.

REFERÊNCIAS

- ABPM - Associação Brasileira de Empresas de Pesquisa Mineral (2014). *DNPM aprova relatório de estimativa de recursos de projeto da International Goldfields no MT*. Disponível em: <<http://www.abpm.net.br/noticia/dnpm-aprova-relatorio-de-estimativa-de-recursos-de-projeto-da-international-goldfields-no-mt>>. Acesso em: 18/01/2019.
- Abreu, F. (2017). *What's driving the copper exploration boom in the Alta Floresta region?*. Disponível em: <<https://www.linkedin.com/pulse/whats-driving-copper-exploration-boom-alta-floresta-francisco/>>. Acesso em: 18/01/2019.
- Abreu, M. C. (2004). *Alteração hidrotermal e mineralização aurífera do depósito de Novo Mundo, região de Teles Pires-Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT)*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas. 29p.
- Abreu-Filho, W., Paes de Barros, A. J., Barreto-Filho, J. A. (1992). *Projeto ouro gemas. Relatório anual da área piloto da reserva garimpeira de Peixoto de Azevedo*. Relatório anual DNPM, CPRM, Cuiabá, 31p.
- Acevedo, A. A. (2014). *The Juruena Gold Deposit, Northwestern Sector of The Alta Floresta Province: an example of Paleoproterozoic gold-rich porphyry system?* Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil, 58p.
- Almeida, F. F. M. (1978). *Tectonic map of South América, 1:5.000.000 - Explanatory note*. Brasília: DNPM, 1978. 23 p.
- Altamira Gold (2018). *Cajueiro-Apiacás Presentation*. Projects. Disponível em: <<http://www.altamiragold.com>>. Acesso em: 18/01/2019.
- Alves, C. L., Rizzotto, G. J., Rios, F. S., Gonçalves, G. F. (2019). *Evolução crustal e metalogenia da Província Mineral Juruena-Teles Pires: estado de Mato Grosso*. Relatório Integrado. Brasília, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM. 231p.
- Alves, C. L., Sabóia, A. M., Scandola, J. E., Ribeiro, P. S. E., Martins, E. G. (2013). *Magmatismo Tipo A-2 Colíder-Pium no SE do Cráton Amazônico, Província Rondônia-Juruena-MT: litoquímica e geocronologia*. Contribuições a Geologia da Amazônia, 8, 26-44.
- Alves, C. L., Rizzotto, G. J., Rios, F. S., & Barros, M. A. D. S. A. (2020). *The Orosirian Cuiú-Cuiú magmatic arc in Peixoto de Azevedo domain, Southern of Amazonian craton*. Journal of South American Earth Sciences, 102, 102648.
- Amaral, G. (1974). *Geologia Pré-Cambriana da região amazônica*. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 212p.

- Anderson, J. L. (1996). *Status of thermobarometry in granitic batholiths*. Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 87(1-2), 125-138.
- Andrade, M. L., Cunha, L. M., Vieira, J. R. (1995). *Ouro: Panorama do Segmento Mineral*. BNDES – Banco Nacional de Desenvolvimento Econômico e Social.
- ANM – Agência Nacional de Mineração. (2019). *Maiores Arrecadadores*. Disponível em: < https://sistemas.anm.gov.br/arrecadacao/extra/relatorios/cfem/maiores_arrecadadores.aspx >. Acesso em: 10/06/2020.
- Araújo, A. C. S. (2014). *Estudos isotópicos e de inclusões fluidas no depósito Central do campo mineralizado do Cuiú-Cuiú, Província Aurífera do Tapajós, estado do Pará (Doctoral dissertation, Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará)*.
- Assis, R. R. (2008). *Contexto geológico e associação paragenética das mineralizações auríferas de União do Norte, região de Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT)*. Campinas: Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. 81p.
- Assis, R. R. (2011). *Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas*. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil. 474p.
- Assis, R. R. (2015). *Depósitos auríferos associados ao magmatismo félsico da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: litogeoquímica, idade das mineralizações e fonte dos fluidos*. Tese de Doutorado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil. 320p.
- Assis, R. R., Xavier, R. P., Creaser, R. A. (2017). *Linking the Timing of Disseminated Granite-Hosted Gold-Rich Deposits to Paleoproterozoic Felsic Magmatism at Alta Floresta Gold Province, Amazon Craton, Brazil: Insights from Pyrite and Molybdenite Re-Os Geochronology*. Economic Geology, 112(8), 1937-1957.
- Assis, R. R., Xavier, R. P., Paes de Barros, A. J., Barbuena, D., Trevisan, V. G., Ramos, G. S., Santos, T. J. S. (2014). *Depósitos de Au e metais de base associados a sistemas graníticos paleoproterozóicos do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico*. Metalogenia das Províncias Tectônicas Brasileiras: Belo Horizonte, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM).
- Assunção, R. F., & Klein, E. L. (2014). *The Moreira Gomes deposit of the Cuiú-Cuiú goldfield: Fluid inclusions and stable isotope constraints and implications for the genesis of granite-hosted gold mineralization in the Tapajós Gold Province, Brazil*. Journal of South American Earth Sciences, 49, 85-105.
- Barbarin, B. (1999). *A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments*. Lithos, 46:605-626.

- Barnicoat, A. C., Henderson, I. H. C., Knipe, R. J., Yardley, B. W. D., Napier, R. W., Fox, N. P. C., Lawrence, S. R. (1997). *Hydrothermal gold mineralization in the Witwatersrand basin*. *Nature*, 386(6627), 820-824.
- Barreto, M. L. (1993). *Uma abordagem crítica da legislação garimpeira: 1967 - 1989*. Rio de Janeiro: CETEM, 1993.
- Barros, M. A. D. S. A., Júnior, F. C., Nardi, L. V. S., Lima, E. F. (2009). *Paleoproterozoic bimodal post-collisional magmatism in the southwestern Amazonian Craton, Mato Grosso, Brazil: Geochemistry and isotopic evidence*. *Journal of South American Earth Sciences*, 27(1), 11-23.
- Barros, M. A. S., Barros, A. J. P., Santos, J. O. S., Rocha, M. L. B. P. (2015). *Extension of the Tapajós domains to the Alta Floresta gold province: Evidence from U-Pb SHRIMP ages of the Nhandu intrusive suite at 1962 and 1967 Ma*. *Proceedings of the 14^o Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Pará, Brazil*, 400.
- Bettencourt, J. S., Juliani, C., Xavier, R. P., Monteiro, L. V., Neto, A. C. B., Klein, E. L., Pereira, V. P. (2016). *Metallogenic systems associated with granitoid magmatism in the Amazonian Craton: An overview of the present level of understanding and exploration significance*. *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 22-49.
- Bini, E. G., Barros, M. A. S., Pierosan, R., Santos, J. O. S. (2015). *Petrography and geochronology of felsic volcanic rocks at the eastern portion of Serra do Cachimbo, south-central Amazonian Craton, Brazil*. *VI Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*, 67.
- Bizotto, A. C. (2004). *Mineralizações auríferas na região de Teles Pires – Peixoto de Azevedo (Mato Grosso), Província de Alta Floresta: O Depósito de Santa Helena*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas. 38p.
- Bonin, B. (1990). *From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis*. *Geological Journal*, 25(3-4), 261-270.
- Carneiro, C. D. C., Carreiro-Araújo, S. A., Juliani, C., Crósta, A. P., Monteiro, L. V. S., Fernandes, C. M. D. (2014). *Arcabouço crustal da região sul do cráton Amazonas: evidências geofísicas e implicações tectônicas*. *Anais*.
- Cathelineau, M., & Nieva, D. (1985). *A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91(3), 235-244.
- Cenatti, B. (2019). *Contexto geológico do garimpo de ouro do Agnaldo: um sistema estruturalmente controlado na Província de Alta Floresta (MT)*. Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade de São Paulo. 66p.

- Christie, A. B., Simpson, M. P., Brathwaite, R. L., Mauk, J. L., & Simmons, S. F. (2007). *Epithermal Au-Ag and related deposits of the Hauraki goldfield, Coromandel volcanic zone, New Zealand*. *Economic Geology*, 102(5), 785-816.
- Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K. (1979). *Evolução tectônica da Amazônica com base nos dados geocronológicos*. In: Congresso Geológico Chileno, 2, Chile, p. 137-148.
- Cordani, U. G., Brito Neves, B. B. D., Fuck, R. A., Porto, R., Thomaz Filho, A., Cunha, F. M. B. (1984). *Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras*. *Ciência. Técnica. Petróleo*. Seção: Exploração de Petróleo, (14), 1-70.
- Corrêa-Silva R.H. (2002). *Caracterização de um Sistema epitermal low-sulfidation (adulária-sericita) mineralizado em Au-Cu-Mo em vulcânicas paleoproterozóicas na Província Aurífera do Tapajós: Implicações metalogenéticas e tectônicas*. Dissertação de Mestrado, IG/USP.
- Costa, J. B. S.; Hasui, Y. (1997). *Evolução geológica da Amazônia*. Contribuições à geologia da Amazônia, v. 1, p. 15.
- Coutinho, M. G. N. (2008). *Geologia do Cráton Amazônico*. Província mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa provisional para ouro em SIG. Serviço Geológico do Brasil, Rio de Janeiro, 15-34.
- Cox, S. F. (1999). *Deformational controls on the dynamics of fluid flow in mesothermal gold systems*. Geological Society, London, Special Publications, 155(1), 123-140.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil (2014). *Projeto Aerogeofísico Norte do Mato Grosso. Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectométricos*. Programa Geologia do Brasil (PGB).
- Crusader Resources LTD (2016). *Juruena Gold Presentation*. Presentations. Disponível em: <<http://www.crusaderresources.com/investor-relations/presentations/>>. Acesso em: 18/01/2019.
- Dall'Agnol, R., Teixeira, N. P., Rämö, O. T., Moura, C. A., Macambira, M. J., de Oliveira, D. C. (2005). *Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil*. *Lithos*, 80(1-4), 101-129.
- Dalla Costa, M. M., Queiroz Filho, A. A., Jesus, C. A. G., Da Silva, C. S., Teixeira, J. A. A. B., Recuero, J. C., Medeiros, K. A., Joaquim, L. G., Heider, M., Júnior, R. F. P. (2020). *Anuário Mineral Brasileiro: Principais Substâncias Metálicas*. ANM – Agência Nacional de Mineração. Brasília: ANM, 2020.
- Dardenne, M. A., Schobbenhaus, C. (2003). *Depósitos minerais no tempo geológico e épocas metalogenéticas*. In: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves (eds.).

- Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil (textos, mapas & SIG). CPRM, Brasília, p. 365-449.
- Dardenne, M. A., Schobbenhaus, C. (2001). *O escudo do Brasil Central*. In: *Metalogênese do Brasil*. Ed. Univ. Brasília/CPRM, Brasília. pp.: 46-105.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1992). *An Introduction to The Rock-Forming Minerals*.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. (2000). *Minerais constituintes das rochas – Uma introdução*, 2ª ed. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 727p.
- Dezula, S. E. M. (2016). *Geoquímica e geocronologia do Granito Aragão – Província Aurífera de Alta Floresta, Cráton Amazônico - MT*. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade de Mato Grosso, Cuiabá.
- DNPM - Departamento Nacional de Produção Mineral (1996). *Produção garimpeira de ouro por município e por empresas de mineração no Estado de Mato Grosso*. Divisão de Planejamento e Economia Mineral. Tabelas avulsas.
- Duarte, T. B. (2015). *Geologia, geoquímica e geocronologia do domínio vulcânico do arco magmático Juruena, SW do cráton Amazônico: implicações geotectônicas*. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil, 104 p.
- Duarte, T. B., Rodrigues, J. B., Ribeiro, P. S. E., Scandolara, J. E. (2012). *Tectonic evolution of the Juruena magmatic arc between the Aripuanã and Juruena rivers: northwest Mato Grosso State, Brazil*. Brazilian Journal of Geology, 42(4), 824-840.
- Eilu, P. K., Mathison, C., Groves, D., & Allardyce, W. (1999). *Atlas of alteration assemblages, styles and zoning in orogenic lode-gold deposits in a variety of host rock and metamorphic settings*. Geology & Geophysics Department (Centre for Strategic Mineral Deposits) & UWA Extension, The University of Western Australia.
- Fellet, J., Costa, C. (2019). *Imagens mostram avanço do garimpo ilegal na Amazônia em 2019*. BBC News. Disponível em: <<https://www.bbc.com/portuguese/brasil-49053678>>. Acesso em: 20/03/2020.
- Foster, M.D. (1962). *Interpretation of the composition and a classification of the chlorites*. U.S. Geological Survey Professional Paper, 414A, 1–33.
- Frimmel, H. E. (2008). *Earth's continental crustal gold endowment*. Earth and Planetary Science Letters, 267(1-2), 45-55.
- Frimmel, H. E., Minter, W. E. L., Goedhart, M., Knight, J. (1993). *Morphology of Witwatersrand gold grains from the Basal Reef; evidence for their detrital origin*. Economic Geology, 88(2), 237-248.
- Gibbs, A. K., & Wirth, K. R. (1986). *Origin and evolution of the Amazonian craton*. Department of Geological Sciences, Cornell University.
- Goldfarb, R. J., Groves, D. I., Gardoll, S. (2001). *Orogenic gold and geologic time: a global synthesis*. Ore geology reviews, 18(1-2), 1-75.

- Goldfarb, R. J., Hart, C. J. R. (2005). *Distinguishing intrusion-related from orogenic gold systems*. In New Zealand Minerals Conference Proceedings (Vol. 2005, pp. 125-133).
- Groves, D. I., Goldfarb, R. J., Robert, F., & Hart, C. J. (2003). *Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance*. *Economic geology*, 98(1), 1-29.
- Groves, D. I., Deng, J., Yang, L. Q., Li, R. H., Santosh, M., Wang, Z. L., Wang, S. R. (2019). *Regional structural control on the distribution of world-class gold deposits: An overview from the Giant Jiaodong Gold Province, China*. *Geological Journal*, 54(1), 378-391.
- Hart, C. J. (2007). *Reduced intrusion-related gold systems*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, 5, 95-112.
- Hasui Y., Haralyi N.L., Schobbenhaus C. (1984). *Elementos geofísicos e geológicos da região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico*. In: Simpósio de Geologia da Amazonia, Manaus, SBG, p. 129-147.
- Heider, M., Andrade, R. H. P. (2014). *Sumário Mineral 2014*. DNPM - Departamento Nacional de Produção Mineral. Brasília: DNPM, 2014.
- Heider, M., Andrade, R. H. P. (2015). *Sumário Mineral 2015*. DNPM - Departamento Nacional de Produção Mineral. Brasília: DNPM, 2015.
- Heider, M., Andrade, R. H. P. (2016). *Sumário Mineral 2016*. DNPM - Departamento Nacional de Produção Mineral. Brasília: DNPM, 2016.
- Heider, M., Andrade, R. H. P. (2017). *Sumário Mineral 2017*. ANM – Agência Nacional de Mineração. Brasília: ANM, 2017.
- Issler, R. S., Lima, M. I. C. (1977). *Esboço geológico-tectônico do Cráton do Guaporé*. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 7, n. 3, p.177-211.
- Jowett, C. (1991). *Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer*. Available at SSRN 3863523.
- JICA/MMAJ (2000). *Report on the Mineral Exploration in the Alta Floresta Area, Brazil, Final Report, Projeto Alta Floresta – MT*. Metal Mining Agency of Japan / Japan International Cooperation Agency. Japan, March, 137p.
- Juliani, C., Carneiro, C. C., Carneiro-Araújo, S. A., Fernandes, C. M. D., Monteiro, L. V. S., Crósta, A. P. (2013). *Estruturação dos arcos magmáticos paleoproterozóicos na porção sul do Cráton Amazônico: implicações geotectônicas e metalogenéticas*. In: 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, SBG – Núcleo Norte, Belém. (CD-ROM).
- Juliani, C., Fernandes, C. M. D. (2010). *Well-preserved late paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 191(3-4), 167-179.

- Juliani, C., Carneiro, C. D. C., Fernandes, C. M. D., Monteiro, L. V. S., Crósta, A. P., Carreiro-Araujo, S. A., Aguja, M. A. (2014). *Arcos magmáticos continentais paleoproterozoicos superostos na porção sul do cráton Amazônico*. Anais.
- Juliani, C., Rye, R. O., Nunes, C. M., Snee, L. W., Silva, R. H. C., Monteiro, L. V., Neto, A. A. (2005). *Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints*. *Chemical Geology*, 215(1-4), 95-125.
- Juliani, C., Rodrigues de Assis, R., Virgínia Soares Monteiro, L., Marcello Dias Fernandes, C., Eduardo Zimmermann da Silva Martins, J., Ricardo Costa e Costa, J. (2021). *Gold in Paleoproterozoic (2.1 to 1.77 Ga) Continental Magmatic Arcs at the Tapajós and Juruena Mineral Provinces (Amazonian Craton, Brazil): A New Frontier for the Exploration of Epithermal–Porphyry and Related Deposits*. *Minerals*, 11(7), 714.
- Kitco (2018). *Gold Historical Charts*. Disponível em: <<http://www.kitco.com/charts/>>. Acesso em: 17/01/2019.
- Klein, E. L., Dos Santos, R. A., Fuzikawa, K., & Angélica, R. S. (2001). *Hydrothermal fluid evolution and structural control of the Guarim gold mineralisation, Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil*. *Mineralium Deposita*, 36(2), 149-164.
- Klein, E. L., da Rosa-Costa, L. T., & de Azevedo Carvalho, J. M. (2004). *Estudo de inclusões fluidas em veio de quartzo aurífero do prospecto Patinhas, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico*. *Brazilian Journal of Geology*, 34(1), 59-66.
- Kranidiotis, P., & MacLean, W. H. (1987). *Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec*. *Economic geology*, 82(7), 1898-1911.
- Lestra, A., Nardi, J. (1984). *O Ouro da Amazônia Oriental: o mito e a realidade*. Belém - PA: Gafisa, 1984.
- Lima-Jr, M. S. (2017). *Geologia, controle e regime de fluidos dos depósitos auríferos na região da fazenda Figueira Branca, SE da PAAF, Terra Nova do Norte / MT*. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá.
- Lobato, L. M., Costa, M. A., Hagemann, S. G., Martins, R. (2016). *Ouro no Brasil: principais depósitos, produção e perspectivas*. *Recursos minerais no Brasil: problemas e desafios*. Rio de Janeiro, Academia Brasileira de Ciências, 46-59.
- Ludwig, K. R. (2003). *User's manual for IsoPlot 3.0. A geochronological toolkit for Microsoft Excel*, 71.
- Macambira, J. B., Ramos, J. F. F., Assis, J. F. P., Figueiras, A. J. M. (1990). *Projeto Serra Norte, Projeto Pojuca: relatório final*. Belém, UFPA, DOCEGEO, SEPLAN, DNPM, 150.
- Machado, I. F., & Figueirôa, S. F. D. M. (2001). *500 years of mining in Brazil: a brief review*. *Resources Policy*, 27(1), 9-24.

- Martins, A. L. (1984). *Breve história dos garimpos de ouro no Brasil. Em busca do ouro: Garimpos e garimpeiros no Brasil*. Rio de Janeiro. Editora Marco Zero.
- Massonne, H.J., Schreyer, W. (1987). *Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz*. Contributions to Mineralogy and Petrology 96, 212-224.
- Meteoric Resources (2019). *Juruena & Novo Rastro Projects Presentation*. Disponível em: <<http://www.meteoric.com.au>>. Acesso em: 15/03/2020.
- Miguel-Jr, E. (2011). *Controle Estrutural das mineralizações auríferas e idades U-Pb das rochas encaixantes ao longo do Lineamento Peru-Trairão: Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso*. Mato Grosso: Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil. 66p.
- Miranda, J. D. (1997). *A produção de ouro no Estado de Mato Grosso*. Dissertação (Mestrado em Administração e Política de Recursos Minerais), Universidade Estadual de Campinas, Campinas.
- Moreira, I. C. (2019). *Petrogênese dos granitoides e rochas ortoderivadas do Depósito Paraíba, Peixoto de Azevedo, Província Aurífera de Alta Floresta*. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brasil. 87p.
- Moreton, L. C., Martins, E. G. (2005). *Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta. Vila Guarita. Escala 1:250.000*. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, CPRM. 68p.
- Moura M.A. (1998). *O Maciço Granítico Matupá e o Depósito de Ouro Serrinha (MT): Petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. 238p.
- Moura, M. A., Botelho, N. F., Olívio, G. R., Kyser, T. K. (2006). *Granite-related Paleoproterozoic, Serrinha gold deposit, Southern Amazonia, Brazil: hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope constraints on genesis and evolution*. Economic Geology. pp.: 585-605.
- Paes de Barros, A. J. (1994). *Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas de Peixoto de Azevedo-MT*. Dissertação de Mestrado, IG/USP, 145p.
- Paes de Barros, A. J. (2007). *Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 154p.
- Passchier C.W. & Trouw R.A.J. (2005). *Microtectonics*. Springer Verlag (2ed), 366 p.
- Payolla, B. L., Bettencourt, J. S., Kozuch, M., Leite Jr, W. B., Fetter, A. H., Van Schmus, W. R. (2002). *Geological evolution of the basement rocks in the east-central part of the Rondônia Tin Province, SW Amazonian Craton, Brazil: U–Pb and Sm–Nd isotopic constraints*. Precambrian Research, 119(1-4), 141-169.

- Pessoa, M. R., Andrade, A. F., Nascimento, J. D., Santos, J. O. S., Oliveira, J. R., Lopes, R. C., Prazeres, W. V. (1977). *Projeto Jamanxim. Relatório Final*. Manaus: DNPM/CPRM, 8v.
- Pimenta, V. D. A. (2018). *Alteração hidrotermal e deformação no depósito do Peteca, Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), região de Peixoto de Azevedo-MT*. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual de Campinas. 152p.
- Pimentel, M. M. (2001). *Resultados geocronológicos do Projeto Promin Alta Floresta*. Brasília: UnB. Relatório Interno.
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A. (1992). *Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil*. *Geology*, 20(4), 375-379.
- Pinho, M. A. S. B., Chemale-Jr, F., Van Schumus, W. R., Pinho, F. E. C. (2003). *U-Pb and Sm-Nd evidence for 1.76-1.77 Ga magmatism in the Moriru region, Mato Grosso, Brazil: implications for province boundaries in the SW Amazon Craton*. *Precambrian Research*, 126(1) 1-25.
- Pinho, M. A. S. B., Lima, E. F., Fetter, A., Van Schmus, W. R., Chemele-Fr, F. (2001). *Caracterização petrográfica e dados geocronológicos preliminares das rochas vulcânicas da Formação Iriri – porção Centro-Sul do Cráton Amazônico, Arupuanã, Mato Grosso*. *Revista Brasileira de Geociências*, 31:1-5.
- Pinto, M. S. (1991). *Brasil: Desafios Geo-econômicos*. FGV, Rio de Janeiro.
- Pinto, V. N. (1979). *O ouro brasileiro e o comércio anglo-português: (uma contribuição aos estudos de economia atlântica no século XVIII)*. Brasiliana.
- Poggi, L. (2019). *The Au-Cu-Mo Paraíba deposit (MT): integration of spectral and conventional techniques for mineral exploration*. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual de Campinas. 136p.
- Porto, C. G., Palermo, N., Pires, F. R. M. (2002). *Panorama da exploração e produção do ouro no Brasil*. CETEM/MCT.
- Póvoa Neto, H. (1997). *Garimpo e mobilidade espacial do trabalho no Brasil*. 6º Encuentro de Geógrafos de América Latina, Buenos Aires: Universidad de Buenos Aires, 1997.
- Prado Junior, C. (1976). *História Econômica do Brasil*. São Paulo: Brasiliense.
- Quispe, P. E. (2016). *Geologia, Geoquímica e geocronologia dos granitóides foliados e rochas subvulcânicas da região de Peixoto de Azevedo, setor leste da AFGP, MT*. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual da Unicamp. 124p.
- RAISG - Rede Amazônica de Informação Socioambiental Georreferenciada. (2018). *Mapa de mineração ilegal da Amazônia Legal*. Disponível em: <<https://www.amazoniasocioambiental.org/>>. Acesso em: 20/03/2020.
- Reis, N. J. (2006). *O quadro estratigráfico da Bacia alto Tapajós na região do Apuí, Amazonas: implicações sobre seu status paleozóico*.

- Riker, S. R. L., Oliveira, M. A. (2001). *Enfoque Geológico-Geotectônico da Região do Domo do Sucunduri–Estado do Amazonas*. SGB–Núcleo Norte, Simp. Geol. Amazônia, 6, 15-18.
- Rios, F. S. (2019). *O depósito de Au (Cu-Ag) Serrinha de Guarantã, cráton Amazônico, Brasil: um depósito aurífero não-convencional associado ao sistema pórfiro-epitermal paleoproterozóico Juruena-Teles Pires*. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília. 138p.
- Rios, F. S., Alves, C. L., Rizzotto, G. J., Gonçalves, G. F. (2018). *Implicações na Gênese e controle estrutural das mineralizações auríferas nas rochas do Domínio Peixoto de Azevedo, Província Tapajós-Parima, Cráton Amazônico*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 49., 20 – 24 ago. 2018, Rio de Janeiro. Anais [...] Rio de Janeiro: SBG, 2018.
- Rizzotto, G. J., Quadros, M. L. E. S., Bahia, R. B. C., Cordeiro, A. V. (2004). *Folha SC.20- Porto Velho*. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A. de (Eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. Brasília: CPRM, 2004. 1 CD-Rom.
- Rizzotto, G. J., Alves, C. L., Rios, F. S., & Barros, M. A. D. S. A. (2019). *The Western Amazonia Igneous Belt*. Journal of South American Earth Sciences, 96, 102326.
- Robb, L. (2005). *Introduction to ore-forming processes*. Blackwell Publishing, Australia, p. 373.
- Rocha, M. L. B. P. (2016). *Estudos geoquímicos e geocronológicos aplicados às rochas graníticas do garimpo Trairão-MT*. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília.
- Rodrigues, R. M. (2012). *Caracterização geológica e metalogenética do Depósito XI – Província Aurífera de Alta Floresta, Região de Matupá (MT)*. Instituto de Geociências; Dissertação de Mestrado; 70p.
- Rodrigues, R. M., Mascarenhas, A. F., Ichihara, A. H., Souza, T. M. C., Bidone, E. D., Bellia, V., Stilianidi Filho, B. (1994). *Estudo dos impactos ambientais decorrentes do extrativismo mineral e poluição mercurial no Tapajós: pré-diagnóstico*. Rio de Janeiro. CETEM/CNPq.
- Rowe, R. R., Zhou, X. (2007). *Models and exploration methods for major gold deposit types*. In *Proceedings of exploration (Vol. 7, pp. 691-711)*.
- Saes, G. S., Leite, J. A. D. (2003). *Geocronologia Pb/Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico*. Geologia USP Série Científica, Revista do Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 3:113-127.
- Saes, G. S., Leite, J. A. D., Quadros, A. P. (2002). *Litocronoestratigrafia da sedimentação mesoproterozóica do sudoeste do cráton Amazônico*. In: SBG, 41º Congresso Brasileiro de Geologia, 41, Anais, João Pessoa, 332.
- Salomão, E. (1984). *O ofício e a condição de garimpar*. In: ROCHA, Gerônimo. Em busca do ouro: garimpos e garimpeiros no Brasil. Ed. Marco Zero, p. 35-86.

- Santiago, A. F., Santos, J. O. S., Maia, R. G. N. (1980). *Estratigrafia Preliminar da Bacia Sedimentar do Alto Tapajós*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31., 1980, Camboriú. Anais [...]. Camboriú: SBG, v. 2, p. 786-797
- Santos, J. O. S. (2003). *Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil-Central*. In: BIZZI, L. A. et al. (Eds). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM: Brasília, 2003. p.169-226.
- Santos, J. O. S., Groves, D. I., Hartmann, A., Moura, M. A., McNaughton, N. J. (2001). *Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil*. *Mineralium Deposita*. pp.: 278-299.
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Faria, M. S. G., Riker, S. R., Souza, M. M., Almeida, M. E., McNaughton, N. J. (2006). *A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006*. In: SBGNO, Simp. Geol. Amaz., 9, Belém, CD-Rom.
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D. I., McNaughton, N. J., Fletcher, I. R. (2000). *A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology*. *Gondwana Research*, 3(4): 453-488.
- Santos, J. O. S., Silva, L. C., Faria, M. S. G., Macambira M. (1997). *Pb-Pb single crystal evaporation isotopic study of the post-tectonic, sub-alkaline, A-type moderna granite (Mapuera Intrusive Granite), State of Roraima, northern Brazil*. In: International Symposium on granites and associated mineralizations (ISGAM), 2, Salvador, Bahia, Extended abstracts and program, 273-275.
- Santos, B. A. D. (1981). *Amazônia: potencial mineral e perspectivas de desenvolvimento*. São Paulo, Brazil: TA Queiroz.
- Santos, J. O. S., Van Breemen, O. B., Groves, D. I., Hartmann, L. A., Almeida, M. E., McNaughton, N. J., Fletcher, I. R. (2004). *Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology*. *Precambrian Research*, 131(1-2), 73-109.
- Sassine, V. (2019). *Nova corrida pelo ouro na maior reserva indígena do país cria tensão e rastro de destruição*. O GLOBO. Disponível em: <<https://oglobo.globo.com/brasil/nova-corrída-pelo-ouro-na-maior-reserva-indigena-do-pais-cria-tensao-rastro-de-destruicao-23853619>>. Acesso em: 20/03/2020.
- Sato, K., Tassinari, C. C. G. (1996). *Idades dos principais eventos de diferenciação manto-crosta do cráton Amazônico, com base em idade modelo Sm-Nd*. Boletim de Resumos Expandidos e Guia de Excursões.
- Sato, K., Tassinari, C. C. G., Basei, M. A. S., Siga Jr, O., Onoe, A. T., & Souza, M. (2014). *Sensitive high resolution ion microprobe (SHRIMP IIe/MC) of the Institute of Geosciences*

- of the University of São Paulo, Brazil: analytical method and first results. *Geologia USP, Série Científica*, 14(3), 3-18.
- Scandolaro, J. E. (2006). *Geologia e Evolução do terreno Jamari, embasamento da faixa Sunsas/Aguapeí, centro-leste de Rondônia, sudoeste do Cráton Amazônico*. Tese de Doutorado. Universidade de Brasília. 457p.
- Scandolaro, J. E., Correa, R. T., Fuck, R. A., Souza, V. S., Rodrigues, J. B., Ribeiro, P. S. E., Lacerda Filho, J. V. (2017). *Paleo-Mesoproterozoic arc-accretion along the southwestern margin of the Amazonian craton: The Juruena accretionary orogen and possible implications for Columbia supercontinent*. *Journal of South American Earth Sciences*, 73, 223-247.
- Scandolaro, J. E., Ribeiro, P. S., Frasca, A. A., Fuck, R. A., Rodrigues, J. B. (2014). *Geochemistry and geochronology of mafic rocks from the Vespors suite in the Juruena arc, Roosevelt-Juruena terrain, Brazil: Implications for Proterozoic crustal growth and geodynamic setting of the SW Amazonian craton*. *Journal of South American Earth Sciences*, 53, 20-49.
- Scandolaro, J., da Silva, L. C., Armstrong, R., Pimentel, M. M., Ramgrab, G., Wildner, W., Sander, A. (2016). *Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena*. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(4), 529-544.
- Sillitoe, R. H. (2010). *Porphyry copper systems*. *Economic geology*, 105(1), 3-41.
- Sillitoe, R.H. & Thompson, J.F.H. (1998). *Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits*. *Resource Geology*, v. 48, p. 237-250.
- Silva, A. (2012). *A indústria mineral no Pará*. Belém-PA.
- Silva, G. H., Leal, J. W. L., Montalvão, R. M. G., Bezerra, P. E. L., Pimenta, O. N. S., Tassinari, C. C. G., Fernandes, C. A. C. (1980). *Folha SC.21. Juruena: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, 1980. p. 21-116. (Levantamento de Recursos Naturais, 20).
- Silva, M. G., Abram, M. B. (2008). *Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso*. Goiânia, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM. 212p.
- Silva, M. L. T. D. (2017). *Geologia, petrologia e metalogenia do depósito de ouro Santa Helena, Mato Grosso*. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília, 115p.
- Silva Junior, C. A. S., Klein, E. L., Galarza, M. A., Moore, D. J. (2012). *Petrografia e geocronologia das hospedeiras e do minério aurífero sulfetado no depósito Central (Cuiú-Cuiú), Província Aurífera de Tapajós, Pará*. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 46. SBG, Santos – São Paulo. Anais.

- Siqueira, A. J. B. (1997). *Geologia da mina de ouro Filão do Paraíba, região de Peixoto de Azevedo, norte de Mato Grosso*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 98p.
- Siqueira, L. D. C. (2018). *Geotermobarometria da clorita e mica branca hidrotermais do depósito filonar de Au±Cu do Edu, Província Aurífera de Alta Floresta (MT)*. Trabalho de Conclusão de Curso, UNESP.
- Souza, A. M. M, Faria, C. A. S., Landim, J. P. P., Leal, J. W. L. (1979). *Projeto Mauel: Relatório de progresso*. Belém, DNPM-CPRM, 46p.
- Souza, J. P., Frasca, A. A. S., Oliveira, C. C. (2005). *Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta*. Relatório Integrado. Brasília, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM. 164p.
- Tappert, M. C., Rivard, B., Giles, D., Tappert, R., & Mauger, A. (2013). *The mineral chemistry, near-infrared, and mid-infrared reflectance spectroscopy of phengite from the Olympic Dam IOCG deposit, South Australia*. *Ore Geology Reviews*, 53, 26-38.
- Tassinari, C. C. G., Macambira, M. J. B. (1999). *Geochronological Provinces of the Amazonian Craton*. *Episodes*, 22(3):174-182.
- Tassinari, C. C. G., Macambira, M. J. B. (2004). *A evolução tectônica do Cráton Amazônico*. In: 44° Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá, Minas Gerais, Anais, SBG-Núcleo Minas Gerais, CD-Rom.
- Tassinari, C. C. G. (1981). *A evolução geotectônica da Província Rio Negro-Juruena na região Amazônica*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de São Paulo, São Paulo, Brasil, 101p.
- Tassinari, C. C. G., Cordani, U. G., Nutman, A. P., Van Shmus, W. R., Betternocourt, J. S., Taylor P. N. (1996). *Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro – Juruena Province (Amazonian Craton), and tectonic implications*. *Int. Geol. Rev.*, 38(2):161-175.
- Tassinari, C. C. G., Teixeira, W., Siga-Jr, O. (1978). *Considerações cronoestratigráficas da região da Chapada do Cachimbo e Dardanelos*. In: SBG, 30° Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, Anais, v1., p.477-490.
- Tassinari, C. C. G. (1996). *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos*. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.
- Taylor, B. E. (2007). *Epithermal gold deposits*. *Mineral Deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods*: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5, 113-139.
- Teixeira, R. V. (2015). *Rochas hospedeiras e controle estrutural da mineralização aurífera do depósito Peteca, região de Flor da Serra – MT, na Província Aurífera de Alta Floresta*.

- Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. 107p.
- Teixeira, L. B. (2001). *Evidência geofísica de rifts precursores nas bacias paleozoicas do Amazonas, Paraná, Parecis, Parnaíba, Solimões e Alto Tapajós*. In PETROBRÁS-CENPES, Workshop Correlação de Sequências Paleozóicas Sul-Americanas, Atas (pp. 1-8).
- Teixeira, W., Tassinari, C. C. G., Cordani, U. G., Kawashita, K. (1989). *A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications*. *Precambrian Research*, 42(3-4), 213-227.
- Thompson, R. N. (1982). *Magmatism of the British Tertiary volcanic province*. *Scottish Journal of Geology*, 18(1), 49-107.
- Toledo, C. L. B. (1997). *Controle estrutural da mineralização aurífera na mina de Cuiabá, setor noroeste do Greenstone Belt, Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG*. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual de Campinas. 181p.
- Trevisan, V.G. (2015). *Estudo comparativo entre mineralizações filonares de Au ± Cu e Au + metais de base do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. 129p.
- Trevisan, V. G. (2012). *Metalogênese do ouro no granito Novo Mundo, setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico: alteração hidrotermal e petrografia do minério*. Instituto de Geociências; Trabalho de Conclusão de Curso, 110p.
- Trevisan, V. G., Hagemann, S. G., Loucks, R. R., Xavier, R. P., Motta, J. G., Parra-Avila, L. A., Assis, R. R. (2021). *Tectonic switches recorded in a Paleoproterozoic accretionary orogen in the Alta Floresta Mineral Province, southern Amazonian Craton*. *Precambrian Research*, 364, 106324.
- Vasquez, M.L., Klein, E. L. (2000). *Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo (SB.21-Z-C)*. Estado do Pará, Escala 1:250.000. PROMIM Tapajós, CPRM, Brasília, Brazil (CD-ROM).
- Vasquez, M. L., Rosa-Costa, L. T. (2008). *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas–SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Escala 1:1.000.000*. Relatório Técnico, CPRM, Belém, Brasil.
- Vasquez, M. L., Chaves, C. L., Melo, E. M., Oliveira, J. K. M. D. (2017). *Geologia e recursos minerais das folhas São Domingos, SB. 21-ZA-II e Jardim do Ouro, SB. 21-ZA-III: estado do Pará*. CPRM.
- Vasquez, M. L., Klein, E. L., Quadros, M. L. E. S., Bahia, R. B. C., Santos, A., Ricci, P. S. F., Macambira, M. J. B. (1999). *Magmatismo Uatumã na Província Tapajós – novos dados geocronológicos*. *SBG, Simp. Geol. Amazônia*, 6, 471-474.

- Vasquez, M. L., Ricci, P. D. S. F., Klein, E. L. (2002). *Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós*. Contribuições à geologia da Amazônia, 3, 67-84.
- Veiga, M., Silva, A., Hinton, J. (2002). *O garimpo de ouro na Amazônia: Aspectos tecnológicos, Ambientais e Sociais*. In: TRINDADE, Roberto; BARBOSA FILHO, Olavo. Extração de ouro – Princípios, tecnologia e Meio Ambiente. Rio de Janeiro: CETEM, 2002. p. 267-295.
- Vernon R.H. (2004). *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge, 592pp.
- Vial, D. S. (1980). *Mapeamento Geológico do Nível 03 da Mina de Cuiabá*. Mineração Morro Velho SA Internal Report.
- Vieira, F. W. R., Oliveira, G. A. I. (1988). *Geologia do Distrito Aurífero de Nova Lima, Minas Gerais*. In: C. Schobbenhaus & C.E.S. Coelho (coord.) Principais Depósitos Minerais do Brasil. Brasília, DNPM/CVRD, 3:377-391
- Wanderley, L. J. D. M. (2015). *Geografia do Ouro na Amazônia Brasileira: uma análise a partir da porção meridional*. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio de Janeiro. 315p.
- Williams, I. S. (1998). *U-Th-Pb geochronology by ion microprobe*. Reviews in economic geology, 7, 1-35.
- Xavier, R. P., Assis, R. R., Miguel-Jr, E., Santos, T. J. S., Paes de Barros, A. J. (2011). *Gold ± copper and gold-base metal deposits associated with granitic systems in the eastern sector of the Alta Floresta Province*. In: 12° Simpósio de Geologia da Amazônia, Boa Vista, Roraima. CD-ROM.
- Zane, A., & Weiss, Z. (1998). *A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data*. Rendiconti Lincei, 9(1), 51-56.
- Zang, W., & Fyfe, W. S. (1995). *Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil*. Mineralium Deposita, 30(1), 30-38.
- Yavuz, F., Kumral, M., Karakaya, N., Karakaya, M. Ç., & Yıldırım, D. K. (2015). *A Windows program for chlorite calculation and classification*. Computers & Geosciences, 81, 101-113.

ANEXO I - ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL DE MICA BRANCA

Amostra Grupo Análise nº	5B													
	Muscovita grossa													
	Mus1-1	Mus1-3	Mus1-5	Mus1-6	Mus1-7	Mus1-8	Mus1-9	Mus2-3	Mus3-2	Mus3-3	Mus3-4	Mus3-10	Mus4-2	Mus4-3
SiO₂	46.65	46.68	46.47	47.22	46.96	48.90	46.85	47.87	46.59	47.87	47.58	47.00	48.66	46.69
TiO₂	0.45	0.55	0.42	0.30	0.43	0.09	0.56	0.22	0.26	0.44	0.15	0.24	0.28	0.22
Al₂O₃	30.60	30.19	30.88	29.70	31.01	32.24	30.03	30.28	29.69	28.28	29.27	28.88	30.11	29.31
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00
Fe₂O₃	5.47	5.42	5.15	4.82	4.86	3.58	5.04	4.40	4.75	5.15	4.73	4.41	5.11	6.09
MnO	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01
MgO	2.08	2.08	2.09	2.03	1.82	1.66	2.05	2.04	1.37	2.48	1.65	2.17	1.58	1.56
CaO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.07	0.02	0.00	0.03	0.01	0.02	0.04	0.03	0.13
Na₂O	0.18	0.22	0.22	0.16	0.18	0.19	0.11	0.16	0.22	0.09	0.16	0.13	0.16	0.16
K₂O	8.74	9.48	9.56	9.91	9.54	9.61	9.62	9.85	9.67	9.69	9.93	9.51	9.74	9.59
Total	94.17	94.65	94.81	94.14	94.84	96.35	94.28	94.81	92.60	94.04	93.50	92.42	95.67	93.76
Si	3.146	3.149	3.128	3.199	3.152	3.205	3.168	3.210	3.205	3.246	3.241	3.233	3.234	3.187
Ti	0.023	0.028	0.021	0.015	0.022	0.005	0.029	0.011	0.014	0.023	0.008	0.013	0.014	0.011
Al	2.433	2.400	2.450	2.372	2.453	2.490	2.394	2.394	2.408	2.261	2.351	2.342	2.359	2.358
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.001	0.00	0.00
Fe²⁺	0.278	0.275	0.261	0.246	0.246	0.177	0.256	0.222	0.246	0.263	0.242	0.229	0.255	0.313
Mn	0.00	0.001	0.00	0.00	0.001	0.00	0.00	0.00	0.00	0.001	0.00	0.001	0.001	0.00
Mg	0.209	0.209	0.21	0.205	0.182	0.162	0.206	0.204	0.141	0.251	0.167	0.222	0.156	0.159
Ca	0.00	0.001	0.001	0.00	0.002	0.005	0.002	0.00	0.002	0.001	0.002	0.003	0.002	0.009

Na	0.023	0.028	0.029	0.021	0.023	0.024	0.014	0.02	0.03	0.012	0.021	0.017	0.021	0.021
K	0.752	0.816	0.821	0.856	0.817	0.804	0.83	0.843	0.849	0.838	0.863	0.835	0.826	0.835
Soma	6.864	6.908	6.921	6.916	6.897	6.872	6.900	6.904	6.894	6.895	6.897	6.895	6.869	6.895

**Amostra
Grupo
Análise nº**

**5B
Muscovita em massa**

	Mus1-10	Mus1-11	Mus1-12	Mus1-13	Mus1-14	Mus1-15	Mus1-16	Mus2-4	Mus2-5	Mus2-6	Mus2-7	Mus2-8	Mus2-9
SiO₂	46.02	47.29	47.61	49.14	48.75	49.19	47.87	48.38	48.48	48.84	48.07	48.75	48.00
TiO₂	0.31	0.52	0.48	0.23	0.27	0.26	0.22	0.19	0.21	0.24	0.08	0.07	0.34
Al₂O₃	30.36	30.73	30.49	30.14	30.67	30.85	31.27	30.50	30.22	29.83	30.69	30.21	29.55
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe₂O₃	4.82	5.16	5.28	3.68	3.45	3.77	3.41	4.45	4.60	4.26	3.58	5.49	4.88
MnO	0.00	0.00	0.01	0.05	0.01	0.01	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02
MgO	1.88	1.89	2.19	2.31	2.05	2.13	1.74	2.03	2.19	2.37	1.87	1.73	2.19
CaO	0.00	0.01	0.01	0.04	0.00	0.02	0.05	0.00	0.01	0.01	0.03	0.05	0.04
Na₂O	0.11	0.15	0.15	0.18	0.13	0.15	0.20	0.17	0.13	0.13	0.22	0.20	0.17
K₂O	9.75	9.34	9.11	9.43	10.02	9.11	9.97	9.26	9.72	9.17	9.90	9.70	9.84
Total	93.25	95.09	95.32	95.18	95.37	95.48	94.76	94.98	95.57	94.86	94.43	96.23	95.02
Si	3.149	3.163	3.173	3.261	3.238	3.245	3.202	3.223	3.222	3.253	3.226	3.225	3.219
Ti	0.016	0.026	0.024	0.011	0.014	0.013	0.011	0.009	0.01	0.012	0.004	0.004	0.017
Al	2.449	2.423	2.396	2.358	2.401	2.400	2.466	2.396	2.368	2.343	2.428	2.356	2.336
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.001	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe²⁺	0.248	0.26	0.265	0.184	0.173	0.187	0.172	0.223	0.23	0.214	0.181	0.273	0.246
Mn	0.00	0.00	0.00	0.003	0.00	0.00	0.002	0.00	0.001	0.00	0.00	0.001	0.001
Mg	0.192	0.189	0.217	0.228	0.203	0.209	0.174	0.202	0.217	0.235	0.187	0.171	0.219

Ca	0.00	0.001	0.001	0.003	0.00	0.001	0.004	0.00	0.001	0.001	0.002	0.003	0.003
Na	0.015	0.02	0.019	0.023	0.017	0.019	0.025	0.022	0.017	0.017	0.028	0.026	0.022
K	0.851	0.797	0.775	0.798	0.849	0.766	0.851	0.787	0.824	0.779	0.847	0.819	0.841
Soma	6.920	6.879	6.870	6.868	6.896	6.842	6.907	6.863	6.890	6.855	6.904	6.879	6.905

Amostra Grupo Análise nº	5B Muscovita em massa											
	Mus2-10	Mus2-11	Mus2-12	Mus3-5	Mus3-6	Mus3-7	Mus3-8	Mus3-9	Mus3-11	Mus4-4	Mus4-5	Mus4-6
SiO₂	47.83	48.20	47.33	48.37	43.30	48.18	48.05	48.05	46.84	49.46	49.32	48.26
TiO₂	0.04	0.27	0.19	0.35	9.98	0.34	0.16	0.25	0.68	0.08	0.04	0.25
Al₂O₃	29.16	31.08	30.41	30.03	26.67	29.58	31.28	29.73	29.07	30.54	30.87	31.34
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe₂O₃	4.83	3.30	3.28	3.56	3.93	4.28	3.71	4.10	5.15	3.04	2.80	3.65
MnO	0.02	0.04	0.02	0.02	0.04	0.01	0.02	0.03	0.00	0.02	0.02	0.01
MgO	1.80	1.87	1.69	2.08	2.15	2.29	1.82	2.12	2.20	1.91	1.75	1.73
CaO	0.13	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Na₂O	0.21	0.12	0.16	0.14	0.17	0.13	0.17	0.15	0.11	0.13	0.13	0.15
K₂O	9.54	9.97	10.19	9.58	8.96	9.59	9.90	9.65	10.00	9.96	10.21	10.08
Total	93.55	94.86	93.29	94.15	95.21	94.43	95.13	94.08	94.07	95.16	95.14	95.49
Si	3.250	3.217	3.221	3.249	2.934	3.238	3.202	3.239	3.186	3.281	3.274	3.205
Ti	0.002	0.014	0.01	0.018	0.508	0.017	0.008	0.013	0.035	0.004	0.002	0.012
Al	2.337	2.446	2.440	2.378	2.131	2.343	2.457	2.363	2.331	2.388	2.415	2.454
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe²⁺	0.247	0.166	0.168	0.18	0.201	0.217	0.186	0.208	0.264	0.152	0.14	0.182
Mn	0.001	0.002	0.001	0.001	0.002	0.00	0.001	0.001	0.00	0.001	0.001	0.001
Mg	0.182	0.186	0.171	0.208	0.217	0.23	0.181	0.213	0.223	0.189	0.173	0.172

Ca	0.01	0.00	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.00	0.001	0.00	0.001	0.001
Na	0.027	0.016	0.022	0.019	0.022	0.018	0.022	0.02	0.02	0.014	0.017	0.016	0.019
K	0.827	0.849	0.885	0.821	0.775	0.822	0.842	0.83	0.868	0.868	0.843	0.864	0.854
Soma	6.883	6.896	6.919	6.875	6.791	6.886	6.901	6.888	6.923	6.876	6.887	6.887	6.901

Amostra

Grupo

Análise n°

5B

Sericita em massa

	Mus1-17	Mus1-18	Mus1-19	Mus1-20	Mus2-13	Mus2-14	Mus2-15	Mus2-16	Mus2-17	Mus3-13	Mus3-14	Mus3-15	Mus3-16
SiO₂	47.05	47.82	48.79	46.89	47.94	49.59	49.55	47.87	48.41	47.55	48.41	48.50	48.38
TiO₂	0.19	0.18	0.04	0.12	0.12	0.23	0.21	0.28	0.14	0.36	0.32	0.25	0.33
Al₂O₃	29.71	29.91	31.58	30.93	29.65	30.48	30.19	30.08	31.84	28.82	29.65	30.97	29.90
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe₂O₃	4.34	4.03	3.10	4.40	4.08	3.95	3.77	5.77	2.92	5.47	3.95	3.27	4.44
MnO	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.03	0.00	0.04	0.02	0.00	0.04	0.00	0.03
MgO	2.11	2.13	1.98	1.75	2.28	2.28	2.27	2.39	1.73	2.53	2.17	1.90	2.20
CaO	0.04	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.05	0.01	0.08	0.01	0.00	0.06
Na₂O	0.16	0.18	0.18	0.14	0.18	0.20	0.22	0.13	0.20	0.12	0.12	0.15	0.14
K₂O	9.72	9.25	9.90	10.10	9.50	9.81	9.65	9.40	9.48	9.70	9.86	9.92	9.62
Total	93.34	93.53	95.62	94.32	93.77	96.59	95.86	96.01	94.77	94.62	94.53	94.96	95.10
Si	3.207	3.234	3.224	3.168	3.240	3.251	3.267	3.179	3.218	3.210	3.249	3.230	3.229
Ti	0.01	0.009	0.002	0.006	0.006	0.011	0.011	0.014	0.007	0.018	0.016	0.013	0.017
Al	2.387	2.385	2.460	2.463	2.363	2.356	2.347	2.355	2.495	2.294	2.346	2.432	2.353
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.001	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe²⁺	0.223	0.205	0.154	0.224	0.208	0.195	0.187	0.288	0.146	0.278	0.2	0.164	0.223
Mn	0.001	0.001	0.001	0.00	0.001	0.002	0.00	0.002	0.001	0.00	0.002	0.00	0.002

Mg	0.214	0.215	0.195	0.177	0.229	0.222	0.223	0.236	0.172	0.255	0.217	0.188	0.218
Ca	0.003	0.001	0.001	0.00	0.00	0.001	0.001	0.004	0.001	0.006	0.001	0.00	0.004
Na	0.022	0.023	0.023	0.018	0.024	0.025	0.028	0.017	0.025	0.015	0.015	0.02	0.019
K	0.845	0.798	0.835	0.871	0.819	0.821	0.812	0.797	0.804	0.836	0.844	0.843	0.819
Soma	6.912	6.872	6.897	6.927	6.891	6.886	6.876	6.893	6.870	6.912	6.891	6.891	6.885

Amostra Grupo Análise nº	5B				BROBH								
	Sericita em massa				Fibro-muscovita			Muscovita subeudral			Muscovita grossa		
	Mus4-8	Mus4-9	Mus4-10	Mus4-11	Mus2-1	Mus2-2	Mus3-1	Mus3-12	Mus4-1	Mus1-1	Mus1-2	Mus1-6	Mus1-7
SiO₂	49.07	48.65	47.37	47.81	48.42	47.78	48.16	48.82	47.58	49.68	49.47	49.22	48.52
TiO₂	0.10	0.1	0.29	0.15	0.05	0.15	0.33	0.22	0.12	0.13	0.17	0.18	0.26
Al₂O₃	32.57	30.68	29.57	31.17	30.5	30.54	29.21	30.36	30.79	32.7	31.63	31.41	30.95
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.02
Fe₂O₃	2.70	3.58	4.47	3.99	4.56	4.19	5.52	4.54	4.49	2.7	3.99	3.36	3.99
MnO	0.03	0.01	0.02	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.01
MgO	1.46	1.58	1.81	1.44	1.83	1.89	1.84	1.93	1.28	1.81	2.86	2.09	2.36
CaO	0.03	0	0.02	0.04	0.02	0.01	0.03	0.02	0	0.01	0.04	0.04	0.01
Na₂O	0.17	0.14	0.17	0.13	0.18	0.17	0.21	0.15	0.23	0.21	0.19	0.24	0.15
K₂O	9.73	10.28	9.64	9.89	10.06	10.1	9.42	9.84	9.72	9.61	9.53	9.53	9.96
Total	95.85	95.01	93.37	94.66	95.65	94.83	94.72	95.87	94.24	96.84	97.94	96.07	96.24
Si	3.222	3.248	3.225	3.204	3.221	3.206	3.237	3.233	3.207	3.225	3.196	3.232	3.201
Ti	0.005	0.005	0.015	0.008	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.006	0.008	0.009	0.013
Al	2.521	2.414	2.373	2.463	2.392	2.415	2.314	2.371	2.446	2.502	2.409	2.432	2.407
Cr	0.00	0.00	0.00	0.001	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.002	0.001	0.001
Fe²⁺	0.133	0.18	0.229	0.201	0.228	0.211	0.279	0.226	0.228	0.132	0.194	0.166	0.198

Mn	0.002	0.001	0.001	0.001	0.002	0.00	0.00	0.00	0.001	0.00	0.001	0.00	0.001
Mg	0.143	0.157	0.184	0.144	0.182	0.189	0.184	0.19	0.129	0.175	0.276	0.204	0.232
Ca	0.002	0.00	0.002	0.003	0.002	0.00	0.002	0.001	0.00	0.001	0.003	0.003	0.00
Na	0.022	0.018	0.022	0.017	0.023	0.023	0.028	0.019	0.031	0.027	0.023	0.031	0.02
K	0.815	0.875	0.837	0.846	0.853	0.864	0.808	0.832	0.836	0.796	0.785	0.798	0.838
Soma	6.865	6.897	6.889	6.888	6.906	6.917	6.869	6.884	6.884	6.864	6.898	6.875	6.912

Amostra

BROBH

Grupo Análise n°	Muscovita grossa			Muscovita subeudral	Muscovita intrafoliar					
	Mus2-1	Mus2-2	Mus3-3	Mus2-9	Mus1-3	Mus1-4	Mus1-5	Mus2-7	Mus2-8	Mus3-2
SiO₂	48.41	49.3	49.42	48.4	48.26	49.55	49.81	34.41	47.37	48.56
TiO₂	0.44	0.32	0.28	0.43	0.1	0.14	0.2	0.08	0.29	0.5
Al₂O₃	29.6	30.46	30.81	30.42	31.87	32.56	31.42	23.33	31.28	29.07
Cr₂O₃	0.01	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03
Fe₂O₃	3.96	3.38	4.1	4.54	2.73	2.81	3.11	16.63	3.57	4.85
MnO	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.08	0.01	0.00
MgO	2.32	2.25	2.3	2.42	1.77	1.83	2.23	11.29	2.49	2.69
CaO	0.00	0.01	0.03	0.02	0.03	0.03	0.1	0.03	0.00	0.00
Na₂O	0.19	0.24	0.23	0.16	0.17	0.21	0.16	0.1	0.18	0.17
K₂O	10.23	9.83	9.55	9.47	10.18	9.53	9.57	3.17	9.58	10.05
Total	95.2	95.78	96.79	95.87	95.1	96.68	96.63	89.13	94.78	95.93
Si	3.237	3.255	3.232	3.203	3.209	3.223	3.247	2.557	3.167	3.230
Ti	0.022	0.016	0.014	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.03
Al	2.333	2.371	2.375	2.374	2.498	2.496	2.415	2.044	2.465	2.280

Cr	0.001	0.00	0.002	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe²⁺	0.199	0.168	0.202	0.226	0.136	0.138	0.153	0.93	0.18	0.243	
Mn	0.002	0.00	0.001	0.00	0.00	0.001	0.001	0.005	0.001	0.00	
Mg	0.231	0.221	0.224	0.239	0.175	0.178	0.217	1.250	0.248	0.267	
Ca	0.00	0.00	0.002	0.001	0.002	0.002	0.007	0.003	0.00	0.00	
Na	0.024	0.031	0.029	0.02	0.022	0.027	0.02	0.015	0.024	0.021	
K	0.873	0.828	0.797	0.8	0.863	0.791	0.796	0.301	0.817	0.853	
Soma	6.924	6.890	6.879	6.886	6.912	6.862	6.868	7.109	6.917	6.921	

Amostra	BROBH			BRO3BHP									
	Sericita pseudomórfica	Muscovita grossa		Muscovita subeudral									
		Mus3-1	Mus2-6	Mus2-8	Mus1-1	Mus1-2	Mus1-3	Mus2-1	Mus2-2	Mus2-3	Mus2-4	Mus2-5	Mus2-7
SiO₂	48.82	48.62	49.13	47.16	47.29	47.05	47.98	48.05	48.57	48.67	48.11	48.49	48.36
TiO₂	0.05	0.43	0.41	0.55	0.38	0.47	0.55	0.52	0.39	0.46	0.4	0.46	0.36
Al₂O₃	30.16	28.59	29.89	28.58	28.59	28.54	29.49	28.86	28.79	28.29	28.86	29.04	28.94
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00
Fe₂O₃	3.56	5.54	5.51	6.4	5.46	6.03	5.67	5.8	5.56	5.35	5.61	5.24	5.49
MnO	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02
MgO	2.31	2.58	2.27	2.29	2.22	2.31	2.26	2.39	2.38	2.65	2.52	2.4	2.14
CaO	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00
Na₂O	0.12	0.11	0.15	0.14	0.16	0.16	0.16	0.1	0.15	0.17	0.19	0.11	0.2
K₂O	10	9.61	9.51	9.43	9.78	9.89	9.85	10.07	9.49	9.72	9.9	10.09	9.76
Total	95.04	95.52	96.87	94.55	93.87	94.49	95.96	95.82	95.38	95.34	95.66	95.83	95.27
Si	3.254	3.245	3.225	3.193	3.220	3.194	3.196	3.211	3.244	3.256	3.217	3.232	3.238
Ti	0.00	0.022	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.026	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02

Al	2.370	2.250	2.314	2.281	2.295	2.285	2.316	2.274	2.266	2.231	2.275	2.281	2.285
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe²⁺	0.179	0.278	0.272	0.326	0.28	0.308	0.284	0.292	0.28	0.269	0.282	0.263	0.277
Mn	0.00	0.001	0.00	0.00	0.00	0.002	0.00	0.001	0.001	0.00	0.002	0.001	0.001
Mg	0.229	0.257	0.222	0.231	0.225	0.234	0.225	0.239	0.237	0.264	0.251	0.238	0.213
Ca	0.001	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.001	0.00	0.001	0.00	0.00
Na	0.016	0.014	0.019	0.019	0.021	0.021	0.02	0.013	0.019	0.022	0.025	0.014	0.026
K	0.85	0.818	0.797	0.814	0.849	0.857	0.837	0.859	0.809	0.83	0.844	0.858	0.834
Soma	6.903	6.886	6.870	6.893	6.910	6.925	6.906	6.916	6.878	6.897	6.919	6.910	6.893

Amostra

BRO3BVC

Grupo Análise nº	Fibro-muscovita				Muscovita subeudral	Muscovita confinada à vênula							
	Mus3-1	Mus3-2	Mus4-14	Mus4-15	Mus4-16	Mus2-1	Mus2-2	Mus2-3	Mus2-4	Mus2-5	Mus2-6	Mus2-7	Mus2-8
SiO₂	49.8	47.87	49.84	49.18	48.41	49.2	49.34	46.36	49.86	47.48	49.61	48.98	48.99
TiO₂	0.22	0.18	0.28	0.25	0.29	0.24	0.25	0.22	0.27	0.18	0.19	0.16	0.18
Al₂O₃	31.01	30.64	30.62	30.33	32.86	30.76	30.52	28.66	31.12	31.12	32.65	32.23	32.42
Cr₂O₃	0.1	0.02	0.15	0.35	0.19	0.28	0.29	0.28	0.28	0.54	0.5	0.77	0.66
Fe₂O₃	2.89	2.24	2.94	3.22	2.53	3.01	3.52	4.8	2.97	3.41	2.58	2.71	2.38
MnO	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.04	0.06	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01
MgO	2.25	2.05	2.65	2.22	1.67	2.25	3.18	4.94	2.35	2.79	1.88	2.15	1.87
CaO	0.02	0.08	0.01	0.00	0.05	0.02	0.01	0.00	0.06	0.00	0.01	0.01	0.03
Na₂O	0.24	0.16	0.18	0.24	0.18	0.2	0.23	0.2	0.22	0.19	0.25	0.2	0.17
K₂O	9.6	10.04	9.66	9.64	9.64	9.64	9.24	8.06	10.04	9.03	9.87	9	9.71
Total	96.13	93.27	96.35	95.45	95.86	95.62	96.63	93.6	97.21	94.75	97.55	96.23	96.41
Si	3.263	3.242	3.262	3.257	3.182	3.248	3.226	3.143	3.244	3.168	3.208	3.201	3.203

Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.009
Al	2.395	2.446	2.363	2.368	2.546	2.394	2.352	2.291	2.387	2.448	2.489	2.483	2.499
Cr	0.005	0.001	0.008	0.018	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03	0.04	0.034
Fe²⁺	0.142	0.114	0.145	0.16	0.125	0.149	0.173	0.245	0.145	0.171	0.126	0.133	0.117
Mn	0.001	0.00	0.00	0.001	0.002	0.001	0.002	0.003	0.003	0.001	0.001	0.001	0.00
Mg	0.22	0.207	0.259	0.219	0.163	0.221	0.31	0.499	0.23	0.278	0.181	0.21	0.182
Ca	0.001	0.006	0.001	0.00	0.004	0.002	0.001	0.00	0.004	0.00	0.00	0.001	0.002
Na	0.03	0.021	0.023	0.031	0.023	0.026	0.029	0.027	0.027	0.024	0.031	0.025	0.021
K	0.802	0.867	0.807	0.814	0.809	0.812	0.77	0.697	0.833	0.769	0.814	0.75	0.81
Soma	6.872	6.913	6.882	6.881	6.879	6.880	6.892	6.933	6.900	6.897	6.886	6.852	6.879

Amostra

BRO3BVC

Grupo

Muscovita confinada à vênula

Análise n°

Mus4-4 Mus4-5 Mus4-6 Mus4-7 Mus4-8 Mus4-9 Mus4-10 Mus4-11

SiO₂	48.66	44.29	48.41	48.68	43.89	48.61	48.87	48.65
TiO₂	0.18	0.27	0.19	0.15	10.01	0.67	0.18	0.27
Al₂O₃	32.01	28.4	33.38	32.29	28.52	31.21	31.85	32.75
Cr₂O₃	0.45	0.63	0.41	0.49	0.28	0.34	0.39	0.51
Fe₂O₃	2.13	5.98	1.99	2.31	2.53	2.43	2.45	1.89
MnO	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0	0.01	0.01
MgO	1.77	5.33	1.59	1.8	1.8	1.94	1.89	1.68
CaO	0.02	0.03	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02
Na₂O	0.19	0.14	0.23	0.19	0.17	0.22	0.19	0.18
K₂O	9.78	7.66	10	9.73	8.98	9.86	9.59	9.22
Total	95.2	92.75	96.22	95.66	96.2	95.28	95.43	95.18

Si	3.220	3.050	3.172	3.207	2.925	3.222	3.225	3.205
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.50	0.03	0.01	0.013
Al	2.497	2.306	2.579	2.508	2.241	2.439	2.478	2.544
Cr	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.026
Fe²⁺	0.106	0.31	0.098	0.114	0.127	0.121	0.122	0.094
Mn	0.001	0.002	0.00	0.00	0.001	0.00	0.001	0.001
Mg	0.174	0.547	0.155	0.18	0.179	0.191	0.186	0.165
Ca	0.002	0.002	0.001	0.001	0.00	0.00	0.00	0.002
Na	0.025	0.018	0.029	0.025	0.022	0.028	0.025	0.023
K	0.825	0.673	0.836	0.818	0.764	0.834	0.807	0.775
Soma	6.883	6.957	6.902	6.883	6.775	6.887	6.873	6.849

ANEXO II - ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL DE CLORITA

Amostra Grupo Análise nº	7A-SULA Clorita intrafoliar										
	Chl1-2	Chl1-3	Chl1-4	Chl1-5	Chl1-6	Chl1-7	Chl1-9	Chl1-10	Chl1-11	Chl1-12	Chl1-13
SiO₂	48.88	48.99	48.81	48.89	48.77	27.34	26.41	25.05	25.51	25.74	25.78
TiO₂	0.23	0.07	0.32	0.43	0.35	0.02	0.03	0.02	0.02	0.09	0.02
Al₂O₃	29.35	30.12	29.38	29.35	28.91	21.08	20.44	19.88	20.07	19.81	19.91
Cr₂O₃	0.02	0.03	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01
Fe₂O₃	4.85	5.31	5.11	5.61	5.52	29.92	29.12	29.82	29.67	30.24	28.86
MnO	0.04	0.02	0.00	0.04	0.01	0.16	0.17	0.18	0.16	0.14	0.16
NiO	0.00	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.04	0.02	0.00	0.04	0.05
MgO	2.41	2.11	2.18	2.27	2.33	12.60	12.97	13.32	14.05	13.13	14.32
CaO	0.06	0.00	0.00	0.03	0.05	0.04	0.04	0.02	0.02	0.02	0.01
BaO	0.61	0.81	0.67	0.57	0.53	0.02	0.01	0.00	0.05	0.00	0.01
Na₂O	0.09	0.13	0.10	0.10	0.10	0.06	0.05	0.04	0.03	0.06	0.00
K₂O	8.73	9.19	8.93	9.00	8.60	0.57	0.39	0.03	0.01	0.38	0.02
Total	95.27	96.78	95.52	96.32	95.19	91.83	89.67	88.38	89.60	89.64	89.14
Si	4.06	4.02	4.04	4.02	4.04	2.28	2.26	2.17	2.18	2.20	2.22
Ti	0.01	0.00	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Al	2.87	2.91	2.87	2.84	2.82	2.07	2.06	2.03	2.03	2.00	2.02
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe³⁺	0.30	0.33	0.32	0.35	0.34	1.88	1.87	1.95	1.91	1.95	1.87

Fe²⁺	0.30	0.33	0.32	0.35	0.34	1.88	1.87	1.95	1.91	1.95	1.87
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.30	0.26	0.27	0.28	0.29	1.57	1.65	1.72	1.79	1.68	1.84
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
K	0.92	0.96	0.94	0.94	0.91	0.06	0.04	0.00	0.00	0.04	0.00
Al^(IV)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.72	1.74	1.83	1.82	1.80	1.78
Al^(V)	2.87	2.91	2.87	2.84	2.82	0.36	0.32	0.20	0.21	0.20	0.24

Amostra Grupo Análise nº	BR1A													
	Clorita em massa					Clorita intrafoliar								
	Ch1-1	Ch1-2	Ch1-7	Ch1-8	Ch1-9	Ch1-10	Ch1-11	Ch1-4	Ch1-5	Ch1-3	Ch1-4	Ch1-5	Ch1-6	Ch1-7
SiO₂	28.84	28.76	28.48	28.43	28.32	28.59	28.59	29.24	29.13	28.81	28.48	28.66	28.55	28.41
TiO₂	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.08	0.00	0.02
Al₂O₃	18.26	18.44	18.68	18.43	18.25	18.14	18.68	17.83	18.69	17.84	18.39	18.36	18.24	18.11
Cr₂O₃	0.05	0.03	0.14	0.08	0.10	0.21	0.03	0.04	0.06	0.16	0.26	0.16	0.12	0.10
Fe₂O₃	16.83	16.65	16.83	16.91	16.12	16.98	17.00	16.39	16.73	16.77	17.05	16.85	16.65	16.64
MnO	0.06	0.07	0.08	0.06	0.07	0.07	0.04	0.05	0.04	0.09	0.08	0.05	0.08	0.07
NiO	0.14	0.17	0.14	0.13	0.12	0.10	0.12	0.12	0.14	0.15	0.15	0.15	0.14	0.12
MgO	22.72	22.86	22.61	21.80	22.05	22.42	22.46	22.96	22.71	22.30	22.37	22.64	22.14	22.51
CaO	0.04	0.02	0.03	0.06	0.03	0.06	0.04	0.04	0.01	0.05	0.02	0.01	0.06	0.03
BaO	0.01	0.03	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.05	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
Na₂O	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.02	0.03	0.04	0.01	0.02	0.02	0.06	0.03
K₂O	0.01	0.02	0.03	0.04	0.04	0.03	0.05	0.05	0.03	0.01	0.04	0.04	0.06	0.03

Total	86.99	87.10	87.07	86.01	85.16	86.64	87.07	86.78	87.66	86.22	86.89	87.04	86.11	86.10
Si	2.59	2.58	2.56	2.58	2.60	2.58	2.57	2.63	2.60	2.61	2.56	2.58	2.59	2.58
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Al	1.93	1.95	1.98	1.97	1.97	1.93	1.98	1.89	1.96	1.90	1.95	1.95	1.95	1.94
Cr	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Fe³⁺	1.14	1.13	1.14	1.16	1.11	1.15	1.15	1.11	1.12	1.14	1.16	1.14	1.14	1.14
Fe²⁺	1.14	1.13	1.14	1.16	1.11	1.15	1.15	1.11	1.12	1.14	1.16	1.14	1.14	1.14
Mn	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	3.04	3.06	3.03	2.95	3.02	3.02	3.01	3.08	3.02	3.01	3.00	3.03	3.00	3.05
Ca	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Al^(IV)	1.41	1.42	1.44	1.42	1.40	1.42	1.43	1.37	1.40	1.39	1.44	1.42	1.41	1.42
Al^(V)	0.53	0.54	0.54	0.55	0.57	0.51	0.54	0.53	0.56	0.52	0.52	0.52	0.55	0.52

Amostra Grupo Análise nº	BR1A									BROBH					
										Clorita intrafoliar					
	Ch12-1	Ch12-2	Ch12-3	Ch12-4	Ch12-5	Ch12-6	Ch13-1	Ch13-2	Ch13-3	Ch11-8	Ch11-9	Ch12-3	Ch12-4	Ch12-5	Ch12-6
SiO₂	28.49	28.69	28.36	28.71	28.34	29.51	28.42	28.68	27.91	47.99	48.79	47.19	49.07	46.09	34.90
TiO₂	0.01	0.03	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.14	0.17	2.05	0.33	0.17	0.06
Al₂O₃	18.59	18.69	18.05	18.56	18.94	18.28	18.59	18.55	18.74	32.48	32.96	28.07	31.40	31.14	23.82
Cr₂O₃	0.06	0.06	0.14	0.21	0.10	0.15	0.03	0.05	0.03	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02
Fe₂O₃	16.79	16.78	16.73	16.83	17.20	16.73	16.65	16.79	16.77	2.50	2.54	3.47	3.72	5.75	16.04

MnO	0.08	0.05	0.06	0.07	0.07	0.07	0.05	0.07	0.07	0.04	0.02	0.00	0.01	0.03	0.06
NiO	0.10	0.11	0.10	0.14	0.12	0.13	0.13	0.11	0.12	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01
MgO	22.18	22.37	22.11	22.38	22.04	22.86	22.50	22.59	22.68	1.59	1.78	2.07	2.40	4.07	12.30
CaO	0.05	0.05	0.03	0.04	0.02	0.07	0.05	0.04	0.05	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	0.04
BaO	0.02	0.04	0.01	0.02	0.05	0.03	0.01	0.08	0.02	0.13	0.15	0.15	0.17	0.08	0.00
Na₂O	0.01	0.01	0.03	0.04	0.04	0.08	0.08	0.00	0.02	0.16	0.17	0.17	0.22	0.19	0.13
K₂O	0.02	0.04	0.01	0.01	0.03	0.07	0.07	0.04	0.05	9.99	9.89	9.91	9.63	7.97	3.38
Total	86.38	86.90	85.62	87.04	86.92	87.99	86.58	87.01	86.47	95.04	96.50	93.11	96.98	95.51	90.76
Si	2.58	2.58	2.59	2.58	2.55	2.62	2.57	2.58	2.53	4.02	4.02	4.05	4.01	3.80	3.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.13	0.02	0.01	0.00
Al	1.98	1.98	1.94	1.97	2.01	1.92	1.98	1.97	2.00	3.20	3.20	2.84	3.03	3.03	2.41
Cr	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe³⁺	1.14	1.14	1.15	1.14	1.16	1.12	1.13	1.14	1.14	0.16	0.16	0.22	0.23	0.36	1.04
Fe²⁺	1.14	1.14	1.15	1.14	1.16	1.12	1.13	1.14	1.14	0.16	0.16	0.22	0.23	0.36	1.04
Mn	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	2.99	3.00	3.01	3.00	2.95	3.03	3.03	3.03	3.06	0.20	0.22	0.26	0.29	0.50	1.58
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	1.07	1.04	1.08	1.00	0.84	0.37
Al^(IV)	1.42	1.42	1.41	1.42	1.45	1.38	1.43	1.42	1.47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	1.00
Al^(V)	0.56	0.56	0.53	0.55	0.55	0.54	0.55	0.54	0.53	3.20	3.20	2.84	3.03	2.83	1.41

Amostra Grupo Análise nº	BROBH Clorita em massa			BRO3BVC Clorita venular								
	Chl3-4	Chl3-5	Chl3-6	Chl2-11	Chl2-12	Chl2-13	Chl2-14	Chl2-15	Chl2-16	Chl2-17	Chl3-3	Chl3-4
SiO₂	49.79	48.32	49.42	28.63	26.65	28.29	28.43	27.13	27.31	27.25	28.24	28.69
TiO₂	0.15	0.16	0.08	0.09	0.05	0.05	0.00	0.03	0.02	0.01	0.01	0.04
Al₂O₃	32.43	32.52	32.66	19.33	18.40	19.47	17.33	18.07	19.50	19.83	18.89	20.26
Cr₂O₃	0.01	0.01	0.01	0.41	0.10	0.05	0.07	0.07	0.13	0.04	0.02	0.11
Fe₂O₃	2.19	1.71	2.52	19.87	19.80	19.94	18.43	19.21	19.78	20.09	20.70	20.00
MnO	0.02	0.01	0.02	0.16	0.14	0.14	0.16	0.12	0.16	0.13	0.17	0.15
NiO	0.00	0.00	0.00	0.17	0.21	0.21	0.21	0.19	0.19	0.20	0.08	0.22
MgO	1.89	1.52	1.98	21.41	19.71	21.14	21.67	20.27	20.15	20.37	20.82	21.45
CaO	0.02	0.03	0.00	0.04	0.05	0.01	0.01	0.05	0.05	0.02	0.07	0.06
BaO	0.17	0.04	0.06	0.01	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na₂O	0.24	0.17	0.17	0.08	0.08	0.04	0.04	0.06	0.06	0.03	0.03	0.09
K₂O	9.77	9.71	10.24	0.12	0.07	0.02	0.05	0.07	0.06	0.02	0.05	0.05
Total	96.67	94.19	97.16	90.32	85.24	89.36	86.45	85.27	87.40	88.00	89.09	91.11
Si	4.08	4.07	4.04	2.48	2.44	2.47	2.57	2.48	2.44	2.41	2.47	2.46
Ti	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	3.14	3.23	3.15	1.97	1.98	2.00	1.85	1.95	2.05	2.07	1.95	2.04
Cr	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Fe³⁺	0.14	0.11	0.16	1.29	1.36	1.31	1.25	1.32	1.33	1.34	1.36	1.29
Fe²⁺	0.14	0.11	0.16	1.29	1.36	1.31	1.25	1.32	1.33	1.34	1.36	1.29
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Mg	0.23	0.19	0.24	2.76	2.69	2.75	2.92	2.76	2.68	2.69	2.71	2.74
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01

Ba	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.04	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
K	1.02	1.04	1.07	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Al^(IV)	0.00	0.00	0.00	1.52	1.56	1.53	1.43	1.52	1.56	1.59	1.53	1.54
Al^(V)	3.14	3.23	3.15	0.45	0.42	0.47	0.41	0.43	0.49	0.48	0.41	0.50

Amostra Grupo Análise nº	BRO3BVC												
	Clorita venular						Clorita em massa						
	Chl4-17	Chl4-18	Chl4-19	Chl4-20	Chl4-21	Chl4-22	Chl4-23	Chl4-24	Chl4-25	Chl4-26	Chl4-27	Chl4-28	Chl4-29
SiO₂	27.78	27.67	27.82	28.06	26.84	27.36	27.08	28.12	27.33	27.83	26.80	26.22	28.04
TiO₂	0.03	0.04	0.04	0.00	0.05	0.08	0.06	0.02	0.05	0.01	0.03	0.04	0.02
Al₂O₃	18.50	19.28	19.06	19.25	18.38	17.60	20.31	18.73	17.77	17.96	20.06	17.78	18.88
Cr₂O₃	0.10	0.05	0.07	0.04	0.56	0.67	0.08	0.40	0.23	0.23	0.15	0.16	0.41
Fe₂O₃	19.25	19.65	19.54	19.62	19.31	19.33	19.35	19.10	19.64	19.36	20.13	19.42	19.38
MnO	0.16	0.17	0.15	0.17	0.14	0.14	0.13	0.18	0.15	0.14	0.14	0.20	0.16
NiO	0.20	0.18	0.18	0.16	0.20	0.20	0.28	0.22	0.19	0.13	0.18	0.20	0.20
MgO	20.73	20.50	20.57	21.04	19.67	20.00	20.19	20.91	20.17	20.77	19.46	19.11	20.68
CaO	0.04	0.03	0.01	0.00	0.07	0.00	0.02	0.08	0.04	0.03	0.05	0.09	0.05
BaO	0.05	0.04	0.00	0.05	0.06	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04	0.00	0.00
Na₂O	0.03	0.04	0.04	0.03	0.11	0.04	0.06	0.12	0.08	0.04	0.07	0.12	0.05
K₂O	0.03	0.05	0.04	0.03	0.11	0.07	0.04	0.11	0.10	0.04	0.08	0.07	0.05
Total	86.90	87.71	87.51	88.43	85.49	85.52	87.59	87.97	85.76	86.55	87.18	83.40	87.93
Si	2.49	2.46	2.48	2.47	2.45	2.50	2.41	2.50	2.49	2.51	2.40	2.45	2.49
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Al	1.96	2.02	2.00	2.00	1.98	1.89	2.13	1.96	1.91	1.91	2.11	1.96	1.98
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.05	0.00	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03
Fe³⁺	1.30	1.31	1.31	1.30	1.33	1.33	1.30	1.28	1.34	1.31	1.35	1.37	1.29
Fe²⁺	1.30	1.31	1.31	1.30	1.33	1.33	1.30	1.28	1.34	1.31	1.35	1.37	1.29
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Ni	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Mg	2.77	2.72	2.73	2.77	2.68	2.72	2.68	2.77	2.73	2.79	2.59	2.66	2.74
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
K	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Al^(IV)	1.51	1.54	1.52	1.53	1.55	1.50	1.59	1.50	1.51	1.49	1.60	1.55	1.51
Al^(V)	0.45	0.48	0.48	0.47	0.43	0.39	0.54	0.46	0.39	0.41	0.51	0.41	0.46

ANEXO III - ANÁLISES DE GEOCRONOLOGIA U-Pb

Amostra	Concentrações			Razões isotópicas								Idades (Ma)						
	Zircão <i>Spot</i>	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U (ppm)	C-Pb ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (%)	err (corr.)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (204 corr.)	1σ (±Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ (±Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (208 corr.)	1σ (±Ma)
AGRB15-1.1	102	80	0,81	15,44	0,1239	0,62	5,88	1,4	0,353	1,2	0,83	1948	20	1970	14	1959	22	+1
AGRB15-2.1	228	122	0,55	15,27	0,1232	0,36	6,13	1,2	0,364	1,1	0,94	2001	19	1987	7	2010	20	-1
AGRB15-3.1	180	148	0,85	15,26	0,1231	0,44	5,95	1,2	0,355	1,1	0,90	1958	19	1980	9	1964	21	+1
AGRB15-4.1	234	171	0,76	15,25	0,1220	0,39	6,01	1,2	0,361	1,1	0,92	1986	19	1967	8	1989	20	-1
AGRB15-5.1	228	159	0,72	15,23	0,1235	0,37	6,16	1,2	0,365	1,1	0,93	2004	19	1994	7	2010	21	-1
AGRB15-5.2	406	391	1,00	15,23	0,1239	0,28	6,04	1,1	0,357	1,0	0,95	1967	18	1995	6	1977	20	+2
AGRB15-6.1	167	117	0,72	15,23	0,1234	0,45	6,16	1,2	0,364	1,1	0,92	2000	19	1999	9	2009	21	-0
AGRB15-6.2	126	186	1,53	15,23	0,1239	0,49	6,04	1,3	0,357	1,1	0,90	1966	19	1996	10	1977	24	+2
AGRB15-7.1	158	96	0,63	15,23	0,1226	0,46	6,02	1,2	0,358	1,1	0,92	1973	19	1986	9	1973	21	+1
AGRB15-8.1	107	51	0,49	15,22	0,1246	0,54	5,95	1,4	0,353	1,2	0,86	1951	20	1986	12	1957	21	+2
AGRB15-9.1	143	133	0,96	15,20	0,1217	0,50	5,94	1,2	0,356	1,1	0,90	1964	19	1971	10	1977	22	+0
AGRB15-10.1	157	159	1,05	15,20	0,1237	0,45	6,00	1,2	0,357	1,1	0,90	1967	19	1986	10	1977	22	+1
AGRB15-11.1	142	139	1,01	15,19	0,1266	0,46	6,13	1,3	0,360	1,1	0,86	1981	19	2009	12	1990	22	+2

AGRB15-12.1	163	168	1,07	15,19	0,1230	0,43	6,04	1,2	0,359	1,1	0,92	1979	19	1984	9	1988	22	+0
AGRB15-13.1	211	148	0,72	15,18	0,1243	0,41	5,66	1,2	0,335	1,1	0,89	1865	18	1992	10	1869	19	+7
AGRB15-14.1	202	142	0,72	15,16	0,1242	0,38	6,03	1,2	0,360	1,1	0,90	1984	19	1977	9	1996	21	-0
AGRB15-15.1	87	75	0,89	15,16	0,1256	0,58	5,99	1,5	0,357	1,2	0,82	1968	20	1982	15	1978	23	+1
AGRB15-16.1	136	117	0,88	15,15	0,1254	0,48	6,16	1,3	0,364	1,1	0,87	2003	20	1995	11	2006	22	-0
AGRB15-17.1	191	139	0,75	15,15	0,1244	0,63	6,07	1,3	0,362	1,1	0,82	1990	19	1981	14	1995	21	-0