



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 605

**PETROGRAFIA, ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS E
EVENTOS MINERALIZANTES DO BLOCO NORTE DO
DEPÓSITO AURÍFERO VOLTA GRANDE, DOMÍNIO BACAJÁ
(PA), CRÁTON AMAZÔNICO**

Dissertação apresentada por:

HUGO PAIVA TAVARES DE SOUZA

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

Coorientador: Dr. Marcelo Lacerda Vasquez (CPRM–BELÉM)

**BELÉM - PARÁ
2021**

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

S719p Souza, Hugo Paiva Tavares de.
Petrografia, alterações hidrotermais e eventos mineralizantes do
Bloco Norte do depósito aurífero Volta Grande, Domínio Bacajá
(PA), Cráton Amazônico / Hugo Paiva Tavares de Souza. — 2021.
xiv, 64 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Carlos Marcello Dias Fernandes
Coorientador(a): Dr. Marcelo Lacerda Vasquez
Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Pará,
Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia
e Geoquímica, Belém, 2021.

1. Estratigrafia. 2. Hidrotermalismo. 3. Ouro orogênico. 4.
Vulcano-plutonismo. 5. Amazônia. I. Título.

CDD 553.410981



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

**PETROGRAFIA, ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS E
EVENTOS MINERALIZANTES DO BLOCO NORTE DO
DEPÓSITO AURÍFERO VOLTA GRANDE, DOMÍNIO BACAJÁ
(PA), CRÁTON AMAZÔNICO**


DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR:

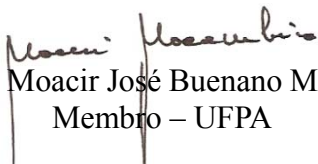
HUGO PAIVA TAVARES DE SOUZA

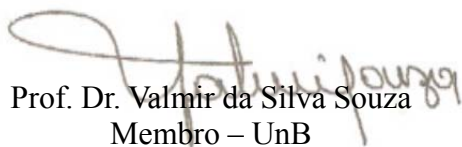
Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOQUÍMICA e Linha de pesquisa EVOLUÇÃO CRUSTAL E METALOGÊNESE

Data de Aprovação: 22 / 09 / 2021

Banca Examinadora:


Prof. Dr. Carlos Marcello Dias Fernandes
Orientador – UFPA


Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira
Membro – UFPA


Prof. Dr. Valmir da Silva Souza
Membro – UnB

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus por mias uma conquista e por todas as bênçãos proporcionadas em minha vida;

À minha família por todo o apoio e amor incondicional oferecido, mesmo que distantes, se fazem presentes em todos os momentos;

À minha namorada Bárbara por ser uma pessoa tão especial, tão dedicada e que sempre esteve ao meu lado independente das minhas escolhas;

Ao meu amigo e orientador Professor Carlos Marcello Dias Fernandes, por todos os ensinamentos, o apoio, a paciência, por ter acreditado na realização desse trabalho e por todas as cervejas e churrascos que saboreamos juntos; Ao seu irmão Cassio Murillo e sua mãe Dona Graça, pessoas que me acolheram desde o início como parte da família;

Ao apoio laboratorial do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, e ao seu pesquisador Dr. Marcelo Lacerda Vasquez pela coorientação do trabalho;

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

À empresa *Belo Sun Mining Corp.*, em especial aos seus Geólogos Ricardo de Freitas Lopes e Stéphane Amireault por todo o apoio logístico durante os trabalhos de campo e por ceder dados importantes para a pesquisa;

Aos meus amigos que dedicaram todo carinho e tempo em inúmeras conversas sobre diferentes assuntos geológicos, Vanisse Rodrigues, Renato Cantão, Davi Carvalho.

RESUMO

A região sudeste do Cráton Amazônico tem sido alvo de vários programas de pesquisa mineral ao longo dos últimos anos, que recentemente levaram à identificação do depósito de ouro de classe mundial Volta Grande, com reservas de ~3,8 Moz a 1,02 g/t, o que propicia expectativa de 17 anos de operação. O depósito se localiza no município de Senador José Porfírio no Pará e está hospedado em granitoides riacianos (2,15 Ga) que ocorrem associados à sequência vulcano-sedimentar sideriana (2,45 Ga) do Grupo Três Palmeiras. Estas unidades se situam no Domínio Bacajá, formado por cinturões de rochas para- e ortoderivadas de alto grau e supracrustais tipo *greenstone belt* com protólitos arqueanos a siderianos, retrabalhados durante as orogêneses do Ciclo Transamazônico (2,26–2,06 Ga). Granitoides e charnockitos seccionaram esse pacote no Riaciano. Parte da mineralização em Volta Grande é hospedada em granitoides metamorfisados em condições de médio a alto grau. Os indicadores cinemáticos locais sugerem um cavalgamento do *greenstone belt* em relação às rochas intrusivas. Descrições petrográficas realizadas neste trabalho revelaram: 1) granodiorito milonítico de cor cinza a esverdeado, com intensa deformação dos principais minerais que os constituem, tais como quartzo, biotita e feldspatos. A textura nesse litotipo é predominantemente porfiroclástica. A foliação metamórfica principal (S1) é definida por biotita e anfibólio, bem como revela veios e vênulas de quartzo concordantes. Os maiores teores de ouro estão distribuídos em zonas de fácies anfíbolito superior. Nessas, o minério ocorre principalmente como grãos isolados em vênulas e veios centimétricos de quartzo associados à alteração carbonática pervasiva que foi síncrona ao metamorfismo dinâmico, bem como em estilo fissural. Parte do ouro também está associada a baixo teor de sulfetos disseminados nos veios e rocha encaixante; 2) As rochas metamáficas compreendem anfíbolito e andesito foliados de cor verde-cinza escuro, granulação fina a média, e textura nematoblástica. Clorita, calcita, sericita e minerais opacos são as principais fases secundárias. Essas relações são compatíveis com sistemas de ouro do tipo orogênico (*lode-type*), comumente desenvolvido na transição entre as fácies metamórficas xisto verde e anfíbolito. Fluxos de lava e diques de riodacito, riolito e rochas plutônicas isotrópicas, como quartzo monzonito, granodiorito, monzodiorito e microgranito subordinado seccionam o evento mineralizante anteriormente descrito. As rochas plutônicas apresentam granulação média a grossa, cor cinza com porções avermelhadas e esverdeadas ao longo do perfil, textura inequigranular com quartzo, feldspatos, biotita e anfibólio. Apatita, zircão, calcita, epidoto e minerais opacos são acessórios primários. As vulcânicas tem cores cinza claro, preto ou

vermelho escuro, textura porfírica a afírica e matriz microlítica ou felsofírica. Revelam fenocristais de plagioclásio, anfibólio, feldspato potássico e quartzo. Esse sistema vulcano-plutonismo contém alterações hidrotermais potássica, propilítica, argílica intermediária e/ou carbonática em estilos seletivo, pervasivo ou fissural. Em zonas hidrotermalizadas, o ouro ocorre como grãos isolados disseminados ou associados aos sulfetos, bem como em veios centimétricos de quartzo em arranjo *stockwork*. Essas características são semelhantes às dos sistemas rasos epitermais de sulfidação intermediária a baixa, já identificados no Cráton Amazônico. Os dados do Volta Grande sugerem um segundo evento mineralizante superposto, fato comum em depósitos de ouro de alta tonelagem produtivos na China, Finlândia e outras áreas do planeta e representa um novo guia de exploração para o Domínio Bacajá. Vários eventos mineralizantes são fundamentais para a viabilidade econômica e longevidade dos depósitos auríferos de classe mundial. Assim, serão obtidos novos dados geoquímicos, geocronológicos, microtermométricos e de isótopos estáveis para a melhor definição da modelagem genética do depósito Volta Grande.

Palavras-chave: estratigrafia; hidrotermalismo; ouro orogênico; vulcano-plutonismo; Amazônia

ABSTRACT

The southeastern region of the Amazonian Craton has been the target of several mineral survey programs over the past few years, which have recently led to the identification of the world-class Volta Grande gold deposit, with reserves of ~3.8 Moz at 1.02 g/t, which provides an expectation of 17 years of operation. The deposit is in the municipality of Senador José Porfírio in Pará and is housed in Rhyacian granitoids (2.15 Ga) that occur associated with the volcano-sedimentary Siderian sequence (2.45 Ga) of the Três Palmeiras Group. These units are in the Bacajá Domain, which is formed by belts of high-grade para- and orthoderived rocks and greenstone belt of Archean to Siderian protoliths, reworked during the orogenesis of the Transamazonian Cycle (2.26–2.06 Ga). Granitoids and charnockites sectioned this set in Rhyacian. Part of the mineralization at the Volta Grande is housed in granitoids metamorphosed under medium to high-grade conditions. Local kinematic indicators suggest dip-slip movement in which the greenstone moves up relative to the intrusive rocks. Petrographic descriptions carried out in this work revealed: 1) gray to greenish mylonitic granodiorite, with intense deformation of the main minerals that make up them, such as quartz, biotite, and feldspars. The texture in this lithotype is mainly porphyroclastic. Main metamorphic foliation (S1) is defined by biotite and amphibole, as well as reveals concordant quartz veins and venules. The highest gold contents are distributed in upper amphibolite facies zones. In these, the ore occurs mainly as isolated grains in cm-sized quartz veins and venules associated with pervasive carbonatic alteration that was synchronous to dynamic metamorphism, as well as in a fracture-controlled style. Part of the gold is also associated with a low sulfides content disseminated in the veins and host rock; 2) The metamafic rocks comprise foliated fine- to medium-grained amphibolite and andesite with a dark grayish-green color and nematoblastic texture. Chlorite, calcite, sericite, and opaque minerals are the main secondary phases. These relationships are compatible with lode-type gold systems, usually developed in the transition between greenschist to amphibolite metamorphic facies. Lava flows and dykes of isotropic rhyodacite, rhyolite, and plutonic rocks such as quartz monzonite, granodiorite, monzodiorite, and minor microgranite cut the mineralizing event previously described. Plutonic rocks are medium- to coarse-grained, have a gray color with reddish and greenish portions throughout the profiles, inequigranular texture with quartz, feldspar, biotite, and amphibole. Apatite, zircon, calcite, epidote, and opaque minerals are primary accessories. In turn, volcanics have light gray, black or dark red colors, porphyritic to aphyric texture, and microlithic or felsophyric groundmass. They reveal phenocrysts of

plagioclase, amphibole, potassic feldspar, and quartz. This volcano-plutonic system contains potassic, propylitic, intermediate argillic, and/or carbonate hydrothermal alterations in selective, pervasive, or fracture-controlled styles. In hydrothermalized zones, gold occurs as isolated grains disseminated or associated with sulfides, as well as in cm-sized quartz veins in a stockwork arrangement. These characteristics are like those of shallow intermediate- to low-sulfidation epithermal systems already identified in the Amazonian Craton. The Volta Grande data suggest a second overprinted mineralizing event, common in high-tonnage productive gold deposits in China, Finland, and other areas of the planet and represents a new exploration guide for the Bacajá Domain. Several mineralizing events are critical to the economic feasibility and longevity of world-class gold deposits. Thus, new geochemical, geochronological, microthermometric, and stable isotope data will be obtained to better define the genetic modeling of the Volta Grande gold deposit.

Keywords: stratigraphy; hydrothermalism; orogenic gold; volcano-plutonism; Amazonian Craton

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Mapa de domínios, terrenos e blocos tectônicos do leste do Escudo Brasil Central do Cráton Amazônico (conforme Macambira *et al.* 2020a,b).....2
- Figura 2 - Mapa de localização da área de estudo em relação ao estado do Pará e ao Brasil.....4
- Figura 3 - Mapa de localização das áreas do Projeto Volta Grande e do Grupo Três Palmeiras. Dados da pesquisa e de reservas são da empresa Belo Sun Mining Corp. (2021).....5
- Figura 4 - Esboço do Cráton Amazônico com destaque às suas Províncias geocronológicas (conforme Santos 2002, Tassinari & Macambira 2004, Macambira *et al.* 2020a)....11
- Figura 5 - Contextos tectônicos e geológico de algumas províncias minerais do Cráton Amazônico (Juliani *et al.* 2021). Os dados são de Santos *et al.* (2000), Tassinari & Macambira (2004), Fernandes & Juliani (2019) e Carneiro *et al.* (2018).....12
- Figura 6 - A) mapa geológico das principais unidades do Domínio Bacajá; e B) mapa geológico de detalhe das unidades encaixantes do depósito Volta Grande (modificado de Vasquez & Rosa-Costa 2008).....14
- Figura 7 - Mapa geológico de serviço cedido pela mineradora Belo Sun Mining Corp. Os furos de sondagem renomeados estão plotados para referência.....24
- Figura 8 - Modelo digital de terreno (SRTM – Shuttle Radar Topographic Mission) da região de depósito Volta Grande. Notar estruturas circulares, possivelmente associadas às centros vulcânicos, que comumente se mostram na interseção de lineamentos quilométricos regionais de orientação E-W.....25
- Figura 9 - Aspectos representativos dos principais litotipos identificados nos testemunhos de sondagem estudados do Bloco Norte do depósito Volta Grande. A) granodiorito com foliação milonítica e veio de quartzo discordante formado em regime rúptil tardio; B) riolito não deformado com alteração potássica nos estilos pervasivo e fissural; C) alterações potássica e propilítica pós-metamórficas em milonito; D) dique de riodacito porfírico invadindo granodiorito milonítico; e E) exemplos de discordância litológica e brecha hidrotermal na região de contato entre milonito e diorito isotrópico.....26

- Figura 10 - Feições texturais de granodiorito milonítico. A) linhas tracejadas delineando a foliação metamórfica (S1); B) e C) intensa alteração carbonática em milonitos (Cal=Calcita) síncrona à foliação S1; e D) partícula de ouro visível (V.G.=Visible Gold) em veio de quartzo concordante à foliação metamórfica em milonito.....28
- Figura 11 - A) bandas composicionais em milonito. Porções máficas formadas por biotita (Bt) e hornblenda (Hbl) e porções félsicas formadas por matriz de porfiroclastos de feldspatos; B) alteração carbonática pervasiva representada por calcita (Cal). Porfiroclasto de plagioclásio (Pl) rotacionado e deflexão da foliação marcada por biotita (Bt); C) porfiroclastos de plagioclásio (Pl) e minerais opacos (Op) disseminados ao longo da foliação metamórfica (S1); e D) Cristais isotrópicos hidrotermais de calcita (Cal) bem desenvolvidos em contato com actinolita (Act).
.....29
- Figura 12 - A) meta-andesito porfírico com textura porfiroclástica definida por plagioclásios (Pl) e matriz constituída por plagioclásio, biotita (Bt) e actinolita; B) meta-andesito porfírico anterior em nicóis paralelos; C) anfibolito com nematoblasto de hornblenda (Hbl) em matriz composta principalmente por hornblenda, actinolita, biotita e plagioclásio; e D) anfibolito apresentando alteração carbonática fissural com minerais opacos associados.....31
- Figura 13 - A) pirita (Py), calcopirita (Ccp) e arsenopirita (Apy) disseminadas ao longo da foliação S1; B) partículas de ouro (Au) e arsenopirita (Apy) em veio de quartzo; C) calcopirita (Ccp) e pirita (Py) em veio de quartzo concordante; e D) agregado de arsenopirita (Apy) em veio de quartzo.....32
- Figura 14 - Esquema ilustrando os tipos e estilos de alterações hidrotermais observadas nas rochas miloníticas e metamáficas associadas ao Grupo Três Palmeiras. Em amarelo, os principais minerais de minério e metal nativo associados ao tipo de alteração são indicados: ouro (Au), pirita (Py), arsenopirita (Apy) e calcopirita (Ccp).....33
- Figura 15 - Modelo geração de veio sigmoide relacionado à zona de cisalhamento dúctil que gera abertura de espaços, percolação de fluidos mineralizantes e deposição de minério e fases hidrotermais (Chauvet 2019).....34

- Figura 16 - Aspectos texturais e de alterações hidrotermais representativos da Sequência vulcano-plutônica do Bloco Norte do depósito Volta Grande. A) contato entre riodacito porfirítico (parte superior) e granodiorito milonítico (parte inferior); B) intenso metassomático potássico pervasivo em riolito porfirítico avermelhado; C) riodacito porfirítico (parte superior) com alteração potássica seletiva em contato com microgranito com metassomatismo potássico moderado (parte inferior). Alterações potássica e argílica fissurais também ocorrem nessa associação; D) riodacito porfirítico com alteração potássica seletiva e propilítica fissural; e E) partícula de ouro visível em riodacito com fraca alteração sericítica.....35
- Figura 17 - Aspectos texturais mesoscópicos representativos da Sequência vulcano-plutônica do Bloco Norte do depósito Volta Grande. A) diorito isotrópico preservado (esq.) e diorito apresentando metassomatismo potássico seletivo em feldspatos (dir.); B) alteração propilítica fissural em microgranito; C) dacito porfirítico com silicificação fissural; e D) discordância litológica entre riolito porfirítico e granodiorito milonítico (direita).....36
- Figura 18 - Diagramas Q–A–P com os dados de análises modais em granitoides isotrópicos representativos dos furos M01, M2 e M3 do Bloco Norte do depósito Volta Grande. Diagrama Q–(A+P)–M com a variação de minerais máficos nas rochas granitoides isotrópicas (conforme Streckeisen 1976, Le Maitre 2002).....37
- Figura 19 - Aspectos texturais microscópicos representativos da sequência vulcano-plutônica do Bloco Norte do depósito Volta Grande. A) microclina (Mc) hidrotermal desenvolvida em plagioclásio primário revelando ainda alteração argílica (Clay). Notar matriz microlítica quartzo-feldspática em riodacito porfirítico; B) biotita (Bt) hidrotermal com inclusão de rutilo e hornblenda (Hbl) em microgranito; C) silicificação fissural com associação de clorita (Chl) e epidoto (Ep); e D) alteração hidrotermal fissural com calcita (Cal) em riodacito porfirítico.....38
- Figura 20 - Aspectos texturais representativos da zona mineralizada na Sequência vulcano-plutônica do Bloco Norte do depósito Volta Grande. A) grãos de ouro (Au), calcopirita (Ccp) e arsenopirita (Apy) em veio de quartzo; B) agregado de cristais de pirita (Py) na borda de vênula de calcita (Cal) em riodacito; C) agregado de cristais de pirita (Py) ao longo de fissuras em monzodiorito; e D) cristal eudral de arsenopirita (Apy) na borda de vênula de calcita (Cal) em riodacito.....40

- Figura 21 - Aspectos texturais representativos da zona mineralizada na sequência vulcano-plutônica. De A) a F) ocorrem ouro (Au), pirita (Py), calcopirita (Ccp) e arsenopirita (Apy) disseminados ou agregados em matriz de quartzo em zona de stockwork; G) e H) Processo de silicificação em representado por vênulas de quartzo fissural em zona de stockwork.....41
- Figura 22 - A) Biotita hidrotermal (Bt2) substituindo biotita primária (Bt1); B) Cristais de plagioclásio (Pl) substituindo microclina (Mc) em zona de intensa alteração potássica que se destaca principalmente nas bordas dos cristais; C) Substituição da hornblenda (Hbl) por actinolita (Act) e cristal de biotita primária (Bt1) com possível núcleo de substituição hidrotermal por clorita e subordinada muscovita..42
- Figura 23 - Esquema ilustrando os tipos e estilos de alterações hidrotermais observadas nas rochas vulcano-plutônicas tardias. Em amarelo, os principais minerais de minério e metal nativo associados ao tipo de alteração são indicados: ouro (Au), pirita (Py), arsenopirita (Apy) e pirita (Py).....43
- Figura 24 - Integração dos perfis estratigráficos (M01–M05) dos furos de sondagem representativos dos principais alvos estudados no Bloco Norte do depósito Volta Grande. Observa-se em destaque nas seções as discordâncias litológicas entre a sequência metamórfica (milonitos e metamáficas) e a sequência vulcano-plutônica tardia. Os teores de minério são apresentados como referencial.....45
- Figura 25 - Metamorfismo, alterações hidrotermais e sequenciamento paragenético das rochas do Bloco Norte do depósito Volta Grande. São detalhados ao menos 5 (cinco) estágios de formação de minerais: 1 (um) pré-, 1 (um) sin- e 3 (três) pós-metamórficos. As mudanças físico-químicas são inferidas a partir dos campos de estabilidade mineral de Pirajno (2009).....46

SUMÁRIO

| | |
|---|-----|
| AGRADECIMENTOS | iv |
| RESUMO | v |
| ABSTRACT | vii |
| LISTA DE ILUSTRAÇÕES | ix |
| 1 INTRODUÇÃO | 1 |
| 2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO | 4 |
| 3 JUSTIFICATIVA | 5 |
| 4 OBJETIVOS | 7 |
| 5 MATERIAIS E MÉTODOS | 8 |
| 5.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA..... | 8 |
| 5.2 TRABALHOS DE CAMPO..... | 8 |
| 5.3 PETROGRAFIA..... | 8 |
| 6 CONTEXTO GEOTECTÔNICO | 10 |
| 7 GEOLOGIA REGIONAL | 13 |
| 7.1 UNIDADES GEOLÓGICAS DO DOMÍNIO BACAJÁ..... | 15 |
| 7.1.1 Fragmentos arqueanos e siderianos retrabalhados durante o Riáciano..... | 15 |
| 7.1.2 <i>Greenstone belts</i> | 16 |
| 7.1.3 Orógenos riácianos formados durante o Ciclo Transamazônico..... | 18 |
| 7.1.4 Magmatismo riáciano sin- a tardi-colisional..... | 19 |
| 7.1.5 Magmatismo orogênico tardi e pós-colisional..... | 20 |
| 7.1.6 Magmatismo pós-colisional..... | 21 |
| 7.1.7 Coberturas Fanerozoicas..... | 21 |
| 8 GEOLOGIA LOCAL E PETROGRAFIA DO DEPÓSITO VOLTA GRANDE | 24 |
| 8.1 ROCHAS MILONÍTICAS ASSOCIADAS AO GRUPO TRÊS PALMEIRAS..... | 27 |
| 8.1.1 Granodiorito milonítico..... | 27 |
| 8.1.2 Metamáficas..... | 30 |
| 8.1.3 Microscopia de minério..... | 31 |
| 8.2 SEQUÊNCIA VULCANO-PLUTÔNICA TARDIA..... | 35 |
| 8.2.1 Plutônicas..... | 36 |
| 8.2.2 Vulcânicas..... | 38 |
| 8.2.3 Microscopia de minério..... | 39 |
| 8.2.4 Alterações hidrotermais..... | 42 |

| | |
|--|-----------|
| 8.3 METAMORFISMO, SEQUÊNCIA PARAGENÉTICA E A RELAÇÃO COM OS EVENTOS MINERALIZANTES..... | 46 |
| 9 DISCUSSÕES..... | 49 |
| 9.1 EVOLUÇÃO FLUIDAL E ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS..... | 49 |
| 9.2 CONTRIBUIÇÃO À MODELAGEM GENÉTICA DO DEPÓSITO VOLTA GRANDE..... | 51 |
| 9.3 RELAÇÕES DOS EVENTOS MINERALIZANTES COM AS ASSOCIAÇÕES MAGMÁTICAS DO DOMÍNIO BACAJÁ..... | 53 |
| 10 CONCLUSÕES..... | 55 |
| REFERÊNCIAS..... | 57 |

1 INTRODUÇÃO

A borda oriental do Cráton Amazônico (Almeida *et al.* 1981) tem sido alvo de vários estudos correlacionados às diferentes fases de evolução dos domínios tectônicos inseridos nessa porção do cráton. Essa expressiva faixa orogênica, consolidada no Paleoproterozoico, é dividida em dois domínios estruturais que foram separados pela cobertura fanerozoica da Bacia do Amazonas, denominados de Domínio Amapá ao norte, e Bacajá ao sul, ambos compostos por terrenos granito-*greenstone* e granulíticos. Os autores atribuem a construção desse segmento cratônico ao Ciclo Transamazônico (Hurley *et al.* 1967).

O Domínio Bacajá (Fig. 1) tem sua evolução associada a Província Transamazonas (Santos 2003), constituída em sua maior parte por terrenos do tipo granito-*greenstone* formados durante o Ciclo Transamazônico. Esse domínio é considerado como a zona de transição (Tassinari & Macambira 1999, Santos 2003, Vasquez 2006) entre as províncias Transamazonas, a norte, e Carajás, a sul, e se situa na porção centro-leste do estado do Pará. Nele ocorrem sequências de rochas paleoproterozoicas e arqueanas, tais como litotipos de alto grau metamórfico, granitoides de arcos magmáticos e charnockitos relacionados aos estágios finais da colisão continental riaciana (Vasquez *et al.* 2008).

Na região Volta Grande do rio Xingu, os primeiros indícios de ouro são de 1920 (Agnerian 2005), ao passo que as primeiras atividades de garimpagem de ouro aluvionar são de 1950. Estudos recentes (Agnerian 2005, Klein *et al.* 2014, Chubb 2015) interpretam que mineralização primária é hospedada em litotipos que constituem um *greenstone belt*, que é uma sequência de rochas meta-vulcanossedimentares sideriana (2,45 Ga) de orientação WNW-ESSE (Jorge João *et al.* 1987, Vasquez & Rosa-Costa 2008). Outros pesquisadores sugerem que as mineralizações auríferas às margens do rio Xingu se desenvolveram ao longo de uma zona de cisalhamento regional em ambiente mesotermal hospedado em um conjunto de gnaisses, milonitos ou no Granodiorito Oca (Agnerian 2005, Klein *et al.* 2014), de idade 2,16 Ga (Vasquez *et al.* 2008).

Jorge João *et al.* (1987) descreveram depósitos de Au em veios na Oca Mineração e nos garimpos aluvionares da área da Volta Grande, bem como ocorrências de scheelita (W) nos veios e aluviões e de cassiterita (Sn) exclusivamente aluvionar. Esses mesmo autores identificaram anomalias geoquímicas de Cu, Pb, Zn e Ni associados aos cinturões de rochas meta-vulcanossedimentares da unidade Três Palmeiras. Mais recentemente, algumas gemas e ocorrências minerais foram identificadas ao longo do Domínio Bacajá, tais como Au, Mn, Ni, além de potencial para Cu, Zn e platinoides (Klein & Carvalho 2008, Klein *et al.* 2014).

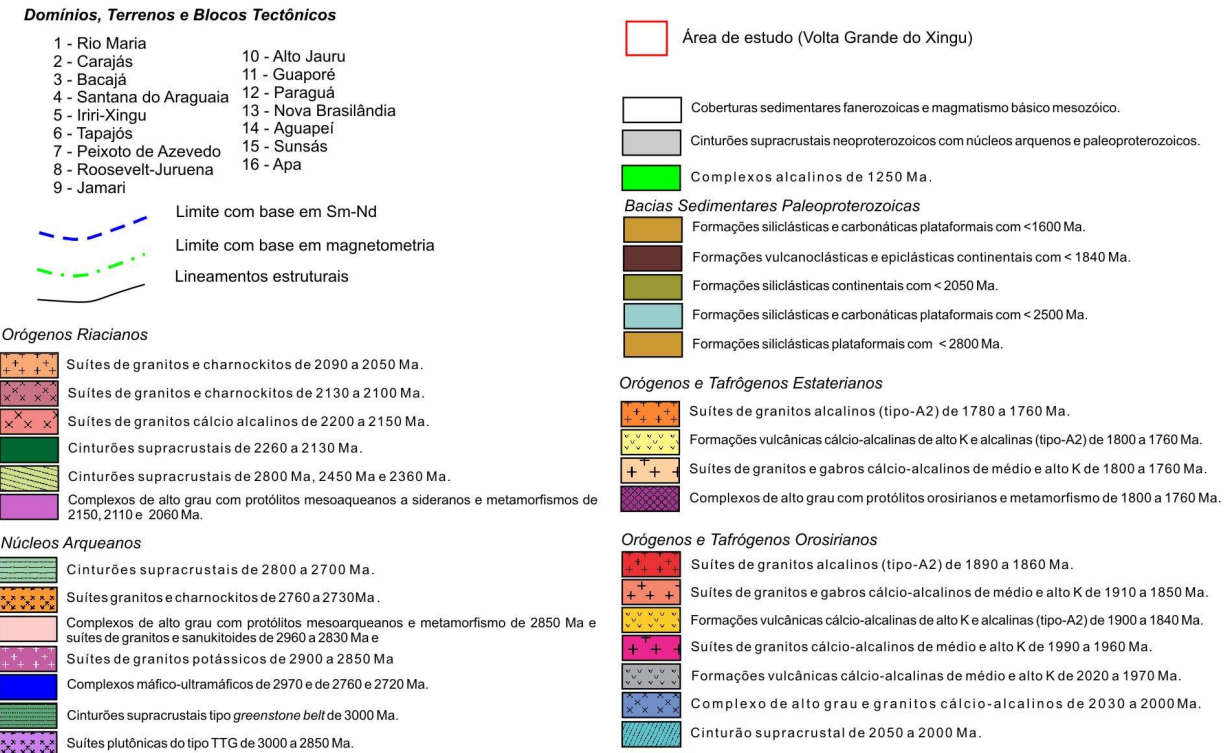
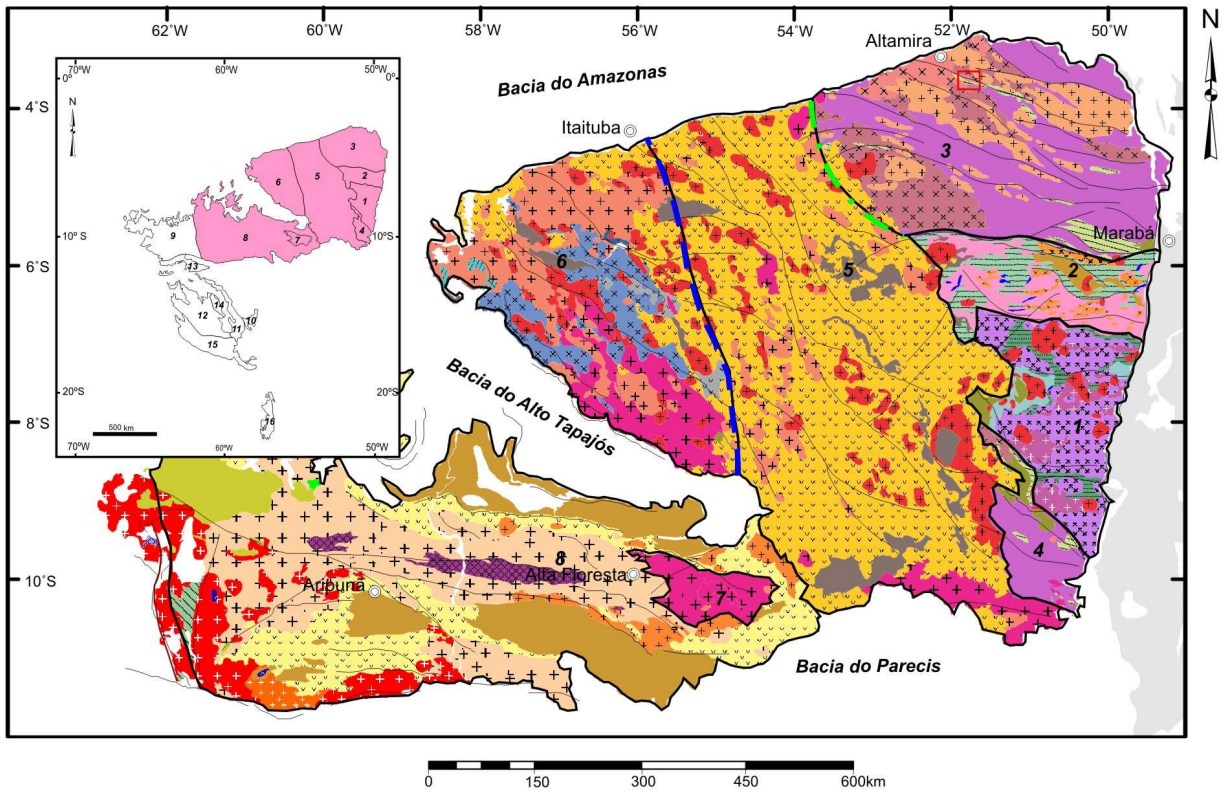


Figura 1 - Mapa de domínios, terrenos e blocos tectônicos do leste do Escudo Brasil Central do Cráton Amazônico (conforme Macambira *et al.* 2020a,b).

Após anos de pesquisas prospectivas sistemáticas desenvolvidas por diversas empresas ao longo da Volta Grande do rio Xingu, a mineradora canadense *Belo Sun Mining Corp.*, atual detentora dos direitos de pesquisa exploração em uma vasta área na região, adquiriu o

depósito denominado “Volta Grande”, com recursos medidos de ~3,8 Moz a 1,02 g/t (Chubb *et al.* 2015), posicionando essa ocorrência no seletivo grupo de depósitos auríferos de classe mundial e interpretado como do tipo orogênico (*lode-type*). Esses autores atribuem este fato ao forte controle da mineralização pelas zonas de cisalhamento WNW-ESE que se desenvolveram em terrenos metamorfisados regionalmente, com rochas metassedimentares e metavulcânicas do *greenstone belt* Três Palmeiras e a dioritos sintectônicos associados. Esses números quando contrapostos ao atual aquecimento do mercado da *commodities* propiciam uma estimativa inicial de 17 anos de vida útil do depósito Volta Grande, dividido nos blocos Norte e Sul, o que gera um novo olhar na perspectiva econômica do estado do Pará, principalmente para os municípios de Altamira e Senador José Porfírio.

Apesar da clara evolução do conhecimento a respeito do depósito Volta Grande nos últimos anos com o desenvolvimento de trabalhos com diferentes enfoques (Agnerian 2005, Klein *et al.* 2014, Chubb 2015, Cristo 2018), ainda são necessários estudos de estratigrafia, alteração hidrotermal e mineralogia que contribuam para a sua modelagem genética. No presente estudo são apresentadas análises petrográficas detalhadas de amostras de testemunhos de sondagem, minério e minerais que permitiram a definição de vários tipos, estilos e a sequência de formação de alterações hidrotermais vinculadas a uma sequência vulcano-plutônica texturalmente isotrópica que secciona o pacote de rochas metamórficas e que também revela mineralização aurífera.

A relação de litotipos metamórficos profundos de fácies anfíbolito médio e vulcano-plutônicas tardias sugere a existência de, ao menos, dois importantes eventos de mineralização, fato comum em depósitos de ouro de alta tonelagem (Goldfarb *et al.* 2005), mas ainda não discutido no Volta Grande. Estes resultados podem representar uma nova abordagem prospectiva relacionada às associações vulcano-plutônicas do Domínio Bacajá. Paralelamente, as características dessa segunda fase de mineralização possibilitam ainda a sua comparação com sistemas hidrotermais dos tipos pórfiro e epitermal de metais raros e metais de base, já identificados em rochas paleoproterozoicas que ocorrem em diversas áreas do Cráton Amazônico (Juliani *et al.* 2005, Lagler *et al.* 2011, Cruz *et al.* 2015, Tokashiki 2015, Cruz *et al.* 2016, Juliani *et al.* 2021).

2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada no município de Senador José Porfírio, centro-norte do Pará (Fig. 2). Contudo, o melhor acesso se dá a partir do município de Altamira por via fluvial, distante aproximadamente 60 km a sudeste. O deslocamento de Belém para Altamira pode ser terrestre pelas rodovia PA-150 e BR-230 e por via aérea em voo comercial. O acesso aos alvos do Bloco Norte do Projeto Volta Grande, localizado na margens direita do rio Xingu, é realizado por estradas e vias secundárias de fazendas e povoados.

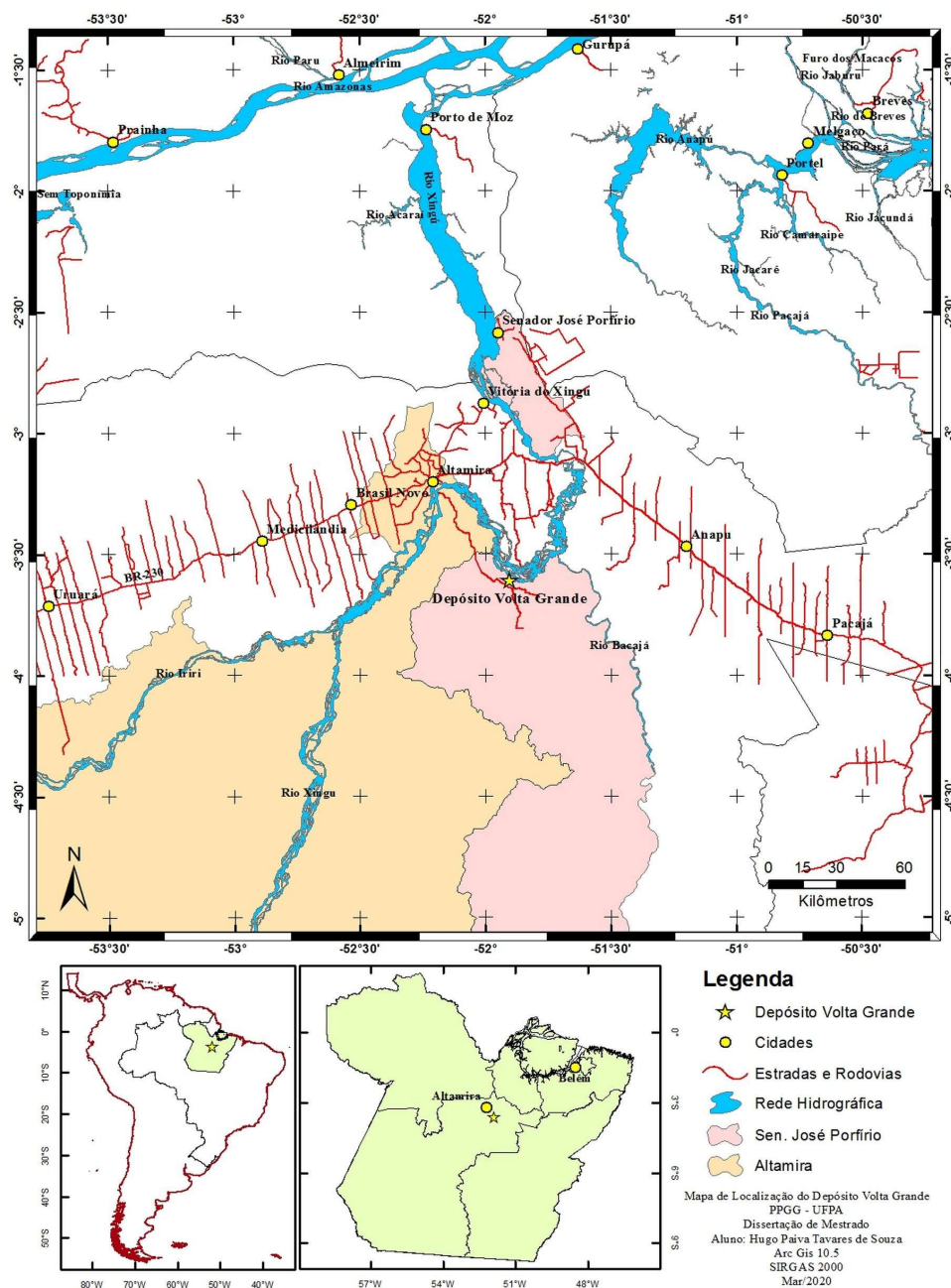


Figura 2 - Mapa de localização da área de estudo em relação ao estado do Pará e ao Brasil.

3 JUSTIFICATIVA

O projeto Volta Grande é dividido em dois blocos exploratórios principais: 1) Bloco Norte com seus alvos Gameleira, Ouro Verde, Junção, Galo e Grota Seca; e 2) Bloco Sul, com os alvos Pequi, Grande e Itatá. Ambos são localizados na região da volta grande, distantes aproximadamente 10 km um do outro (Fig. 3). As pesquisas nesse trabalho se concentraram no Bloco Norte, em função do volume de dados disponibilizados pela empresa.

Mineral Resources

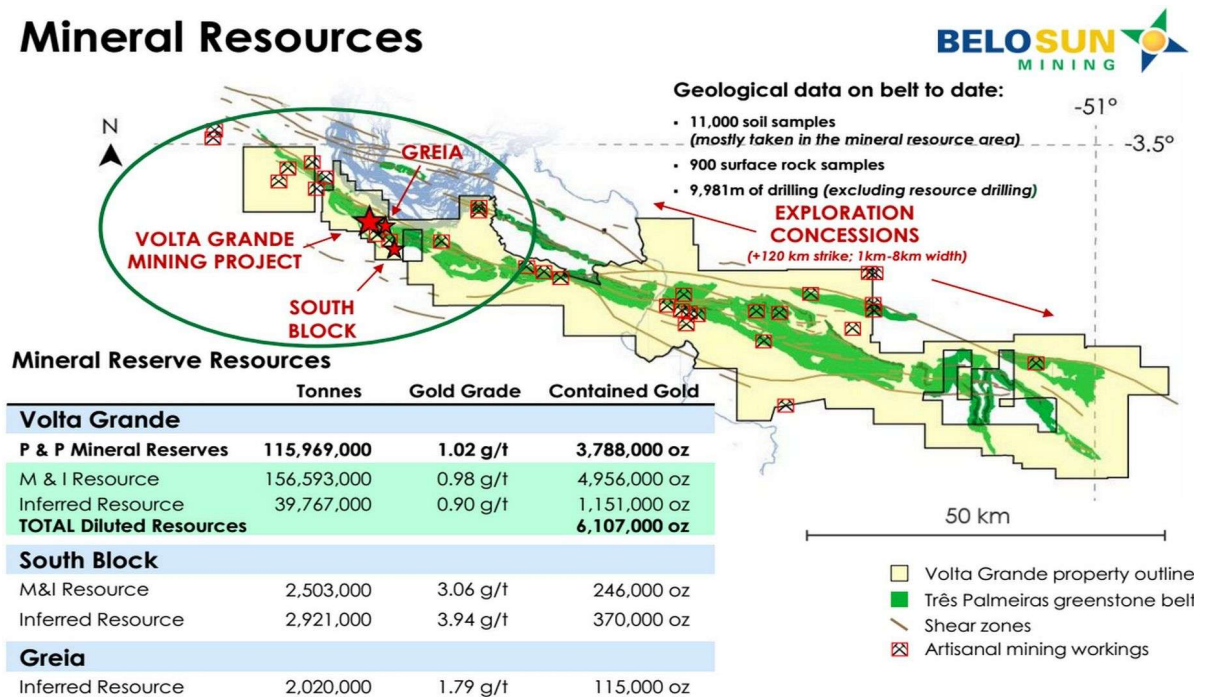


Figura 3 - Mapa de localização das áreas do Projeto Volta Grande e do Grupo Três Palmeiras. Dados da pesquisa e de reservas são da empresa Belo Sun Mining Corp. (2021).

Os trabalhos desenvolvidos até o momento pela Belo Sun Mining Corp. (Agnerian 2005, Vasquez 2006, Chubb 2015, Klein *et al.* 2014) sugerem que a mineralização primária do depósito Volta Grande está hospedada em rochas metamórficas de fácies xisto verde a anfíbolito, oriundos de protólitos ígneos e vulcanossedimentares, e que estão orientadas segundo a direção N70°W. No geral, essas rochas são genericamente agrupadas no Grupo Três Palmeiras. Contudo, é urgente a redefinição dessa unidade litoestratigráfica com base em litogeoquímica, já que engloba em um mesmo nível estratigráfico rochas metamorfasadas em diferentes fácies, bem como incorpora granitoides máficos e félsicos isotrópicos ou foliados que foram formados em diferentes fases de evolução do Domínio Bacajá. Diante desse quadro, nesse trabalho as rochas metamórficas mineralizadas descritas são provisoriamente associadas ao Grupo Três Palmeiras.

Os primeiros registros de ouro na região foram em granitoides milonitizados com abundância de veios de quartzo associados a sulfetos e ouro livre em fácies metamórficas de xisto verde a anfibolito (Jorge João *et al.* 1987). As porções com maiores teores possuem relação direta com o aumento do gradiente metamórfico, bem como com alteração carbonática pervasiva síncrona o metamorfismo. Esse histórico das ocorrências, somadas aos dados coletados durante a etapa de campo, mostram que os principais litotipos prospectados e de maior interesse econômico no Bloco Norte possuem características similares às mineralizações observadas em outros depósitos onde a mineralização é controlada por cisalhamento dúctil e estruturas de segunda ordem, a exemplo dos orogênicos do tipo *lode* (Goldfarb *et al.* 2005).

Contudo, amostras de testemunhos de sondagem revelaram que ao longo dos perfis estratigráficos existe uma sequência de rochas vulcânicas, subvulcânicas e plutônicas isotrópicas que seccionavam as rochas metamórficas, caracterizando claramente uma discordância litológica. Esse sistema vulcano-plutônico apresenta superposição de vários tipos e estilos de alterações hidrotermais geneticamente relacionadas, além de um sistema de veios e vênulas de quartzo mineralizados com ouro (\pm sulfetos), apontando para um evento mineralizante pós-metamórfico. Esse conjunto pode representar parte de um *stockwork* comumente encontrado em depósitos epitermais de intermediária a baixa sulfidação (Arribas Jr 1995), já discutidos em outras regiões do Cráton Amazônico (Juliani *et al.* 2021). Diante desse quadro, o Bloco Norte do depósito Volta Grande representa uma oportunidade muito interessante para discussão da atuação de fluídos mineralizantes profundos oriundos de devolatilização metamórfica, bem como a superposição de um sistema vulcano-plutônico parcialmente hidrotermalizado que também atuou como eficiente mineralizador. Portanto, o melhoramento do conhecimento a respeito das fases de mineralização do depósito implicará em uma modelagem genética mais robusta, bem como contribuirá para o desenvolvimento de novos modelos prospectivos para o Domínio Bacajá.

4 OBJETIVOS

Com base no que foi exposto anteriormente, se pretendeu com este trabalho aprofundar o conhecimento geológico do depósito Volta Grande, especialmente sobre as relações entre as suas rochas hospedeiras metamórficas mais antigas e os litotipos do sistema vulcano-plutônico pós-metamórfico agora identificados. Em razão disso, os objetivos específicos desta pesquisa foram:

- ✓ Contribuir com a estratigrafia das rochas do depósito; buscando-se separar os litotipos metamórficos mineralizados do conjunto vulcano-plutônico preservado e que também hospeda parte da mineralização aurífera;
- ✓ Definir os tipos, estilos e ordem de formação das alterações hidrotermais associadas às rochas metamórficas, vulcânicas e plutônicas que ocorrem associadas;
- ✓ Caracterização petrográfica das rochas encaixantes e de minério, bem como sua relação com as rochas hidrotermalizadas;
- ✓ Integrar os resultados deste trabalho ao modelamento genético do depósito, contribuindo assim com o guia exploratório e fornecendo subsídios para novas pesquisas e eventuais descobertas no Domínio Bacajá.

5 MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

Foram realizados levantamentos bibliográficos sobre a geologia da região proposta para os estudos, bem como em relação aos diversos temas abordados durante o desenvolvimento do trabalho por meio de consultas ao Portal de periódicos da CAPES e bibliotecas da UFPA.

5.2 TRABALHOS DE CAMPO

Duas etapas de campo foram realizadas para este projeto. A primeira ocorreu nos dias 4 e 5 de dezembro de 2017 e contou somente com a participação do Prof. Carlos Marcello Dias Fernandes, em uma visita técnica guiada pelos geólogos da empresa. A segunda etapa já envolveu a participação do Mestrando e foi realizada entre os dias 05 e 13 de agosto de 2019.

A partir das campanhas de sondagem já realizadas pela empresas que atuaram no projeto e pela *Belo Sun Mining Corp.*, foram selecionados de 05 testemunhos sondagem mais representativos dos principais alvos do Bloco Norte. A seleção contempla as seções de rocha mais representativas de cada furo e que apresentaram o maior conteúdo de alterações hidrotermais visíveis nas descrições mesoscópicas. Os testemunhos de rocha foram cedidos pela empresa especialmente para o desenvolvimento dessa pesquisa. A visita a sede do projeto Volta Grande foi acompanhada pelos geólogos Ricardo de Freitas Lopes e Stéphane Amireault, geólogos e representantes da empresa. Os anfitriões forneceram mapas geológicos, fotos de testemunhos de sondagem, *logs* com teores das amostras representativas de cara furo, além de participarem ativamente nas discussões dos principais alvos do projeto.

5.3 PETROGRAFIA

A petrografia se baseou inicialmente na coleta de amostras representativas dos principais alvos do Bloco Norte do projeto: Ouro Verde, Junção, Grotta Seca e Galo. Ao todo foram coletadas 121 amostras dos intervalos mais mineralizados e com maior intensidade de processos hidrotermais, as quais foram descritas mesoscopicamente. A partir dessas observações, foram selecionadas e confeccionadas 37 lâminas delgadas e analisadas sob luz transmitida, bem como 18 seções polidas para o estudo sob luz refletida. Nos granitoides

foram realizados contagem volumétrica modal de 1500 pontos por lâmina com o passo 2 em contador de pontos analógico da fabricante *Swift*, fornecido pelo Laboratório de Petrografia da Pós-Graduação do IG-UFPA. As demais análises petrográficas foram realizadas no Laboratório de Inclusões Fluídas do mesmo instituto e o equipamento utilizado para tais análises em luz transmitida e refletida foi o microscópio petrográfico Olympus Bx51.

O estudo de lâminas delgadas envolveu descrições mineralógicas detalhadas de rocha, minério e análises texturais de amostras metamorfisadas, preservadas e/ou hidrotermalizadas objetivando-se: (a) o reconhecimento das fases minerais, suas relações de contato, formas e dimensões, presença de inclusões, estruturas, bem como suas relações de equilíbrio com outras fases presentes; (b) caracterização de paragêneses (magmáticas e hidrotermais); (c) ordem de cristalização, quando possível; (d) identificação de cristais, fragmentos de cristais; e (e) tipologia e cronologia dos diferentes tipos de alterações hidrotermais.

6 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

As propostas modernas de compartimentação do Cráton Amazônico em províncias geocronológicas dos pesquisadores da USP e UFPA (Tassinari & Macambira 1999, 2004) e da CPRM (Santos *et al.* 2000) a partir de Santos (2003) subdividiram essas províncias em domínios tectônicos (Vasquez & Rosa-Costa 2008, Macambira *et al.* 2020a).

O Domínio Bacajá se localiza na parte sul da Província Maroni-Itacaúnas, que bordej a porção norte do Domínio Carajás da Província Amazônia Central (Fig. 4). Este domínio tectônico de orientação WNW-ESE (Fig. 1) é composto de cinturões de rochas paraderivadas e ortoderivadas de alto grau, bem como rochas supracrustais tipo *greenstone belt* arqueanas (3,0 a 2,5) e siderianas (2,45 a 2,31 Ga) retrabalhados durante às orogêneses acrecionárias e colisionais do Ciclo Transamazônico, e intrudidos por granitoides e charnockitos de 2,21 a 2,06 Ga (Vasquez *et al.* 2008, Vasquez & Rosa-Costa 2008, Macambira *et al.* 2009, 2020a,b).

O Domínio Tapajós, que corresponde a Província Mineral do Tapajós, apresenta orientação NW-SE (Fig. 1) e compreendem formações vulcânicas e granitos de arcos magmáticos de margem continental acrescidos entre 2,03 e 1,87 Ga e formações vulcânica ácidas e granitos do tipo A de 1,89 a 1,86 Ga (Santos *et al.* 2000, 2004, Lamarão *et al.* 2002, Juliani *et al.* 2014, 2021, Vasquez & Rosa-Costa 2008, 2017).

O Domínio Irixi-Xingu consiste de uma extensa cobertura vulcânica ácida, localmente intermediária, de orientação NNW-SSE (Fig. 1) que foi intrudida por granitos tipo I e A. Além do evento vulcano-plutônico de ca. 1,88 Ga (Fernandes *et al.* 2011, Fernandes & Juliani 2019) também foram mapeadas formações vulcânicas e granitos de ca. 1,98 Ga (Alves *et al.* 2010, Semblano *et al.* 2016). Klein *et al.* (2012) propuseram que o extenso vulcano-plutonismo de ca. 1,88 Ga (Uatumã) ocorrente na parte central do Cráton Amazônico foi materializado a partir de uma pluma mantélica, definida como uma *Silicic Large Igneous Province (SLIP)* no Domínio Tapajós. Fraga *et al.* (2017) estenderam este modelo *SLIP* para o arco formado entre 2,03 e 1,97 Ga do mesmo domínio.

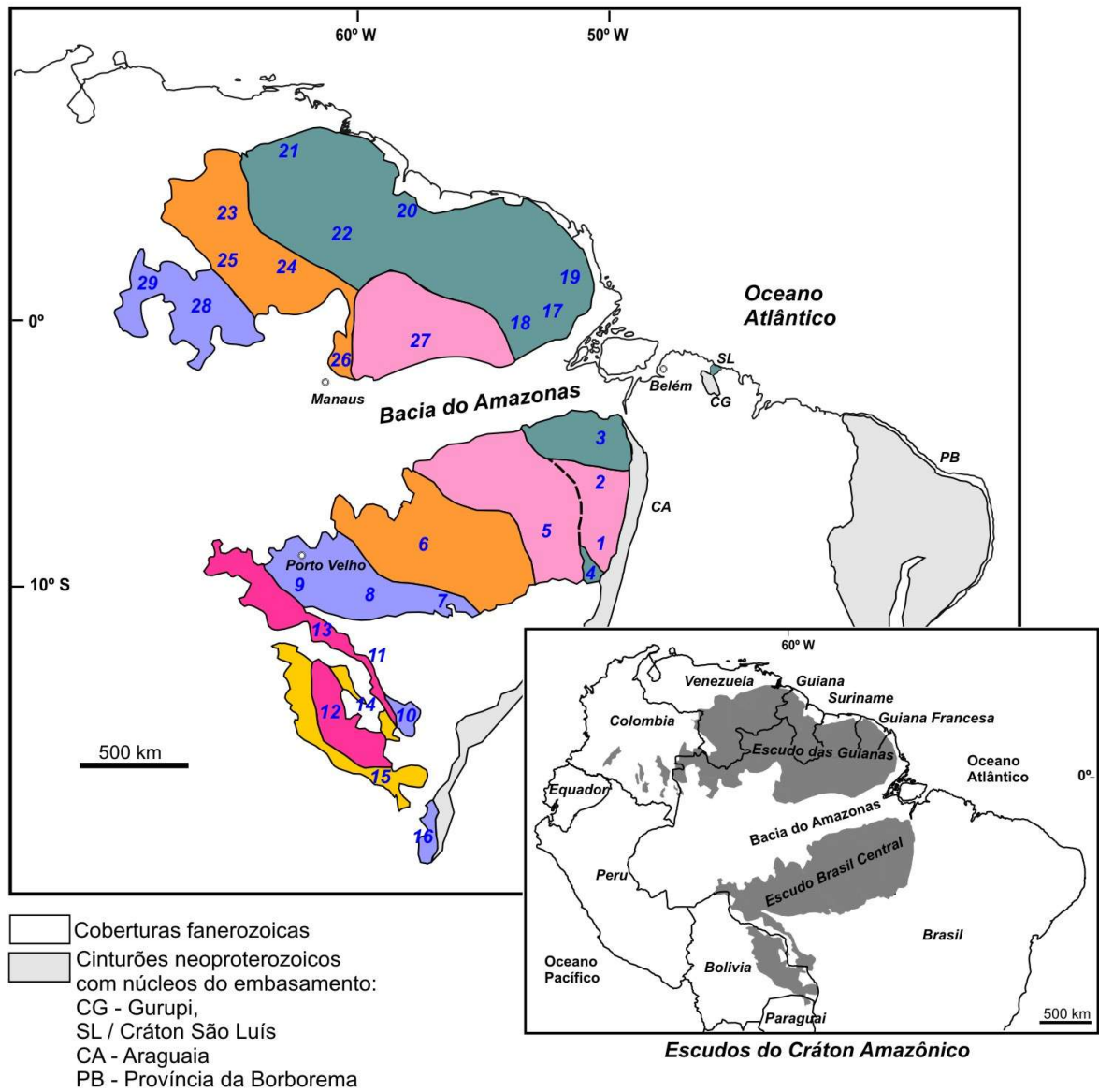


Figura 4 - Esboço do Cráton Amazônico com destaque às suas Províncias geocronológicas (conforme Santos 2002, Tassinari & Macambira 2004, Macambira *et al.* 2020a).

Modelo alternativo (Fig. 5) foi desenvolvido para a parte sul desta unidade tectônica com base em dados geológicos, geocronológicos e metalogenéticos (Fernandes *et al.* 2011, Carneiro *et al.* 2013, 2018, Fernandes & Juliani 2019, Juliani *et al.* 2021), que sugere a existência de possível zonamento entre 2,0 e 1,88 Ga das mineralizações de Au–Cu–Mo do tipo pórfiro, epitermais de Au–Ag, e metais de base relacionados a granitoides do tipo-A. Este zonamento se estende desde a Província Mineral do Tapajós até São Félix do Xingu (PA) e pode estar relacionado à zona de subducção do tipo andina aproximadamente E–W com a geração inicial de magmatismo cálcio-alcálico de alto potássio. Nesse contexto a ocorrência das associações cálcio-alcálicas mais jovens na região de São Félix do Xingu pode ser explicada pela diminuição no ângulo da placa subductada, evento esse conhecido como *flat subduction* (Sacks 1983), como descrito no Cinturão Vulcânico Trans-Mexicano (Ferrari *et al.* 1999) e no Cinturão Andino (Kay *et al.* 2005).

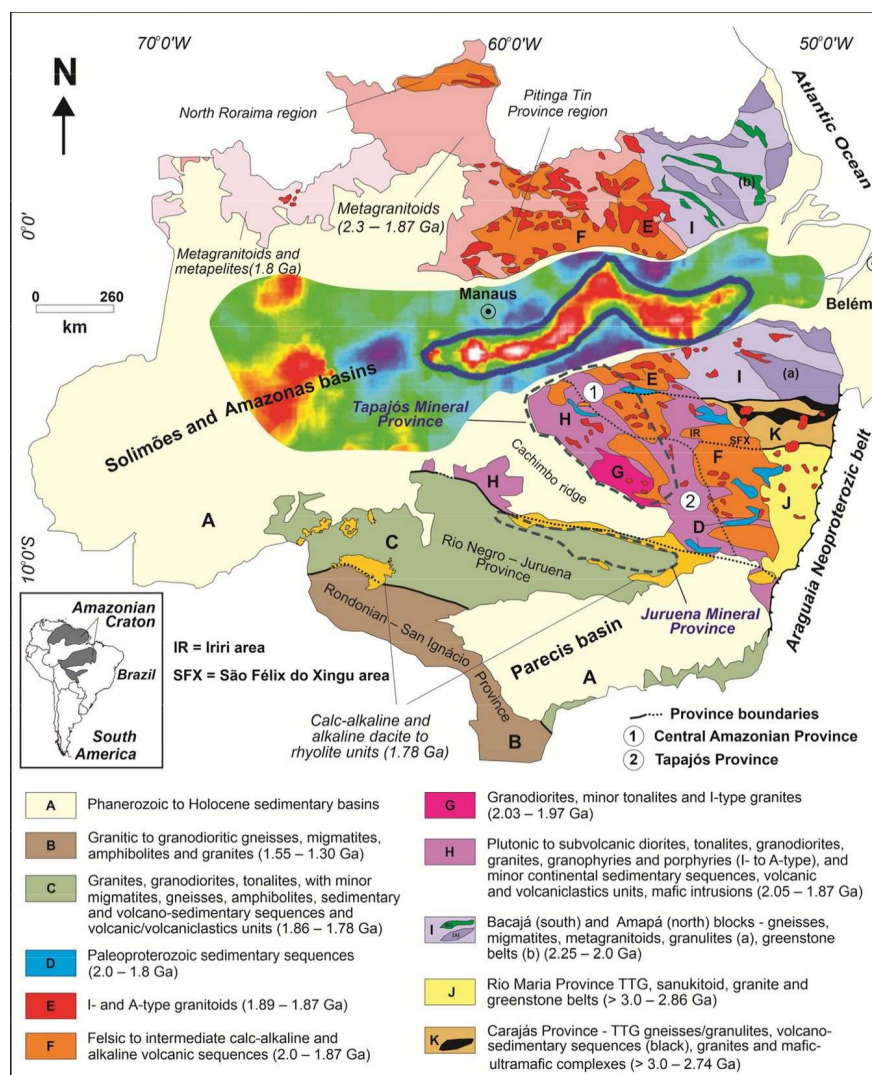


Figura 5 - Contextos tectônicos e geológico de algumas províncias minerais do Cráton Amazônico (Juliani *et al.* 2021). Os dados são de Santos *et al.* (2000), Tassinari & Macambira (2004), Fernandes & Juliani (2019) e Carneiro *et al.* (2018).

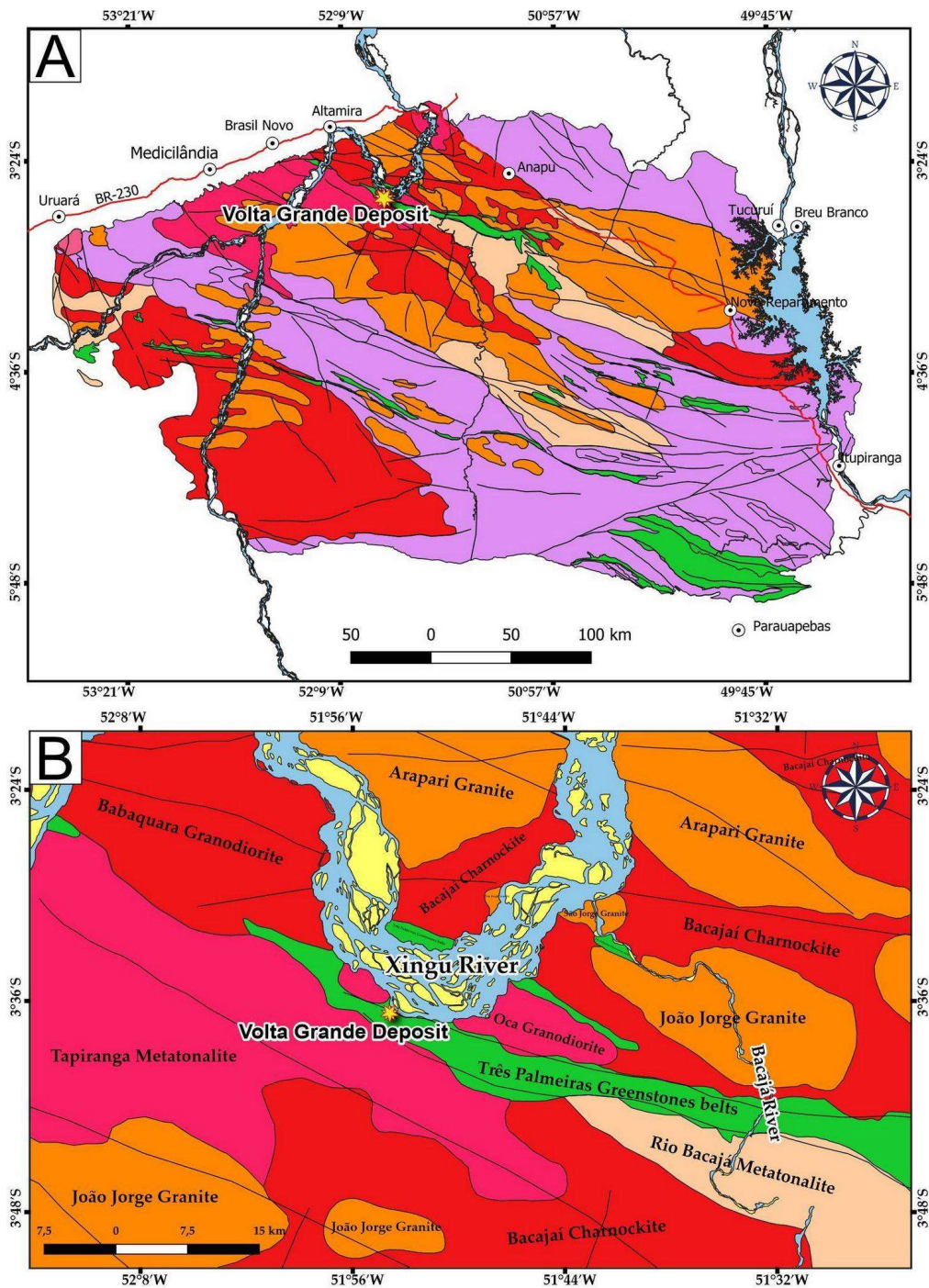
7 GEOLOGIA REGIONAL

Os dados geocronológicos K-Ar e Rb-Sr das décadas de 1970 e 1980 (Issler *et al.* 1974, Cordani *et al.* 1984) mostram que a região do rio Xingu e seu afluente rio Bacajá (Domínio Bacajá) revelam rochas supracrustais, migmatitos, gnaisses e granitoides arqueanos retrabalhados durante o Ciclo Transamazônico. Contudo, Santos *et al.* (1988) sugeriram que além de retrabalhamento de rochas do embasamento também houve acreção de rochas metamáficas com $> 2,3$ Ga. Durante a década de 2000 as datações por U-Pb e Pb-Pb em zircão e monazita, somadas aos dados isotópicos de Sm-Nd das rochas do Domínio Bacajá (Tab. 1), confirmaram o retrabalhamento de crosta arqueana de ca. 3,0 Ga (Carajás) e mostraram sucessivos episódios de acreção entre 2,7 e 2,2 Ga (Santos 2003, Vasquez *et al.* 2005, Vasquez 2006, Vasquez *et al.* 2008, Macambira *et al.* 2009).

O embasamento do Domínio Bacajá (Figs. 1 e 6) é constituído por cinturões de rochas paraderivadas e ortoderivadas de alto grau metamórfico (gnaisses, migmatitos e granulitos) e rochas meta-vulcanossedimentares de baixo a médio (*greenstone belts*) de orientação WNW-ESE. Essas rochas do embasamento têm protólitos mesoarqueanos (ca. 3,01 a 2,94 Ga), neoarqueanos (ca. 2,67 a 2,5 Ga) e siderianos (ca. 2,45 a 2,31 Ga) e foram afetados por metamorfismo granulítico há ca. 2,10 e ca. 2,07 Ga durante a colisão dos crátons Amazônico e Oeste Africano (Vasquez 2006, Macambira *et al.* 2007, Vasquez *et al.* 2014).

Os granitoides de 2,21 a 2,15 Ga são relacionados a arcos magmáticos riacianos acrescidos a uma margem continental de crosta mesoarqueana a sideriana (Vasquez *et al.* 2005, Vasquez 2006, Vasquez *et al.* 2008, Macambira *et al.* 2009). Esses granitoides pré-colisionais foram posicionados durante uma orogênese acrecionária do Ciclo Transamazônico (sin-orogênicos), mas entre 2,11 e 2,07 Ga foram posicionados granitos e charnockitos sin- a pós-colisionais orientados segundo NW-SE e WNW-ESE.

No noroeste do Domínio Bacajá, próximo do limite com o Domínio Irixi-Xingu, ocorre um granodiorito de ca. 1,99 Ga (pós-orogênico). Contudo, este corpo está relacionado as rochas vulcânicas ácidas e granitoides de ca. 1,99 Ga que Semblano *et al.* (2016) identificaram no norte do Domínio Irixi-Xingu. Perico *et al.* (2017) dataram por Ar-Ar em muscovita de ca. 1,97 Ga de falhas transcorrentes rúpteis de orientação N30°E que cortam a orientação regional WNW-ESE e NW-SE das rochas riacianas do oeste e leste do Domínio Bacajá. Tavares *et al.* (2018) reconheceram dobras abertas, clivagens de crenulação, falhas reversas oblíquas e sedimentação (Grupo Paredão e Formação Caninana) relacionada este evento (Evento Sereno 2,00–1,98 Ga) no sudoeste do Domínio Bacajá.



Cenozoic Deposits

□ Alluvial deposits

Tectonic Association of the Bacajá Domain

□ Post-orogenic plutonic suite

Rhyacian Orogen of the Transamazonic Cycle

□ Post to late-collisional plutonic suites

□ Syn to late-collisional plutonic suites

□ Pre-collisional plutonic suites

Archean and Siderian re-worked fragments during Rhyacian

□ Archean to Paleoproterozoic granite-gneiss-migmatitic association

□ Archean to Paleoproterozoic Greenstone Belts

□ Archean to Paleoproterozoic Granulitic Association

— Fracture, faults and shear zones

— Water bodies

— Roads

☀ Volta Grande Deposit

● City

Figura 6 - A) mapa geológico das principais unidades do Domínio Bacajá; e B) mapa geológico de detalhe das unidades encaixantes do depósito Volta Grande (modificado de Vasquez & Rosa-Costa 2008).

7.1 UNIDADES GEOLÓGICAS DO DOMÍNIO BACAJÁ

7.1.1 Fragmentos arqueanos e siderianos retrabalhados durante o Riáciano

7.1.1.1 Complexo Cajazeiras

São granulitos reidratados de composição tonalítica, além de milonitos. Esse conjunto de rochas foi observado aflorando entre as bacias dos rios Bacajá e Tocantins (Oliveira *et al.* 1994, Faraco *et al.* 1996a,b, 2005, Ricci 2006). Vasquez *et al.* (2008) obtiveram idade Pb-Pb em zircão (*TIMS*) de 2942 ± 4 Ma, a qual foi atribuída como sendo a mínima de cristalização do protólito dessas rochas. Macambira *et al.* (2007) obtiveram duas idades U-Pb em zircão (*SHRIMP*), a primeira de 3009 ± 27 Ma foi atribuída ao Complexo Xingu e representaria a idade de cristalização do protólito, ao passo que a segunda de 2074 ± 8 Ma é resultado da análise nas bordas dos zircões analisados e de maneira direta representa a idade de metamorfismo das rochas do complexo.

7.1.1.2 Ortognaisse Pacajá

Corpos restritos dispostos nas direções WNW-ESE. As rochas atribuídas a essa unidade são ortognaises e migmatitos afetados por metamorfismo em fácies anfibolito, justapostos por granulitos do embasamento. O embasamento dessa unidade apresenta uma possível idade de metamorfismo de 2195 ± 3 Ma (Pb-Pb em zircão por *TIMS*) obtida por (Vasquez *et al.* 2008) em gnaisse tonalítico.

7.1.1.3 Ortogranulito máfico Rio Preto

São corpos estreitos e alongados dispostos segundo WNW-ESSE com marcante anomalia magnetométrica que afloram na região sudeste do Domínio Bacajá. Essas rochas foram descritas hospedadas no Complexo Cajazeiras ou alojadas nos paragrulitos do Granulito Novolândia. Esses ortogranulitos possuem paragênese e textura compatível com fácies granulito e são marcadas por feições de migmatização. A provável idade Pb-Pb em zircão (*TIMS*) de formação do protólito ígneo é de 2628 ± 3 Ma, ao passo que da anatexia é de 2072 ± 3 Ma (Vasquez *et al.* 2008).

7.1.1.4 Complexo Aruanã

As rochas representantes dessa unidade afloram em uma extensa e larga faixa WNW-ESSE na porção norte do Domínio Bacajá. Os principais litotipos observados por Vasquez *et al.* (2008) são ortognaisses tonalíticos a graníticos com forte reidratação. Os mesmos autores obtiveram idade Pb-Pb em zircão (*TIMS*) de 2606 ± 4 Ma em um granulito intensamente metamorfisado e reequilibrado, interpretada com a idade mínima de cristalização do protólito.

7.1.1.5 Granulito Novolândia

Segundo Vasquez *et al.* (2008), essa unidade é composta por kinzigitos, granulitos máficos, paragnaisses potássicos arcoseanos com ortopiroxênio, granada, cordierita e biotita, além de paragnaisses quartzosos com cordierita, biotita e granada. O corpo que expõe esse conjunto de rochas está orientado segundo a direção E-W, com eventual mudança para NW-SE e feições que caracterizam uma movimentação dextral. Ortogranulitos estão presentes na forma de enclaves e foram associados as rochas do Complexo Cajazeiras e ao Ortogranulito máfico Rio Preto. Análises U-Pb em zircão (*SHRIMP*) em paragnaisse forneceram idade de 2064 ± 4 Ma, que foram interpretadas como correspondente ao metamorfismo regional (Macambira *et al.* 2007). Além disso, Vasquez (2006) datou fontes detríticas arqueanas e siderianas (3,13–2,47 Ga) e eventos granulíticos entre 2,11 e 2,07 Ga, o que sugere idades de fontes similares para o Granulito Novolândia.

7.1.1.6 Metatonalito Rio Bacajá

Seguindo uma direção NW-SE, essa unidade agrupa granitoides bandados que afloram a sul do Grupo Três Palmeiras. Essas rochas foram classificadas como metatonalitos a metamonzogranitos com biotita, hornblenda, textura porfiroclástica e granulação média a grossa. Hospedam com frequência lentes de rochas máficas, quartzo-dioríticas a tonalíticas e xenólitos de rochas supracrustais migmatizadas. Análises U-Pb em zircão (*SHRIMP*) de um metatonalito porfiroclástico sugere a idade de 2338 ± 5 Ma (Vasquez *et al.* 2008).

7.1.2 *Greenstone belts*

7.1.2.1 Formação Tapirapé

Consistem em uma faixa de rochas metamórficas de direção WNW-ESSE. São metabasaltos (ortoanfíbólito, plagioclásio-actinolita xisto e plagioclásio-clorita xisto) e talco xisto foliados em fácies xisto verde a anfíbólito (Oliveira 1994).

7.1.2.2 Formação Buritirama

Segundo Jorge João *et al.* (2001), as rochas pertencentes à essa formação foram afetadas por metamorfismo de fácies xisto verde a anfíbólito, materializando sericita e muscovita quartzitos, hematita quartzitos, mica xistos carbonatados, quartzos xistos, rochas carbonáticas, cálcio-silicáticas e níveis de mármore (DOCEGEO 1988). Vasquez *et al.* (2008) compilaram os antigos grupos Buritirama (DOCEGEO 1988) e Tapirapé (Oliveira *et al.* 1994), dando origem ao Grupo Vila União. Essas rochas estão dispostas seguindo um formato elíptico que fora moldado pela mesma tectônica sinistral (Vasquez & Rosa-Costa 2008).

7.1.2.3 Grupo Três Palmeiras

A Sequência Três Palmeiras fora observada primeiramente por Silva *et al.* (1974) quando descreveram metassedimentos em áreas próximas ao rio Xingu e que se deu nome de Xisto Três Palmeiras. Posteriormente, esse conjunto de rochas passou a ser denominado de Suíte metamórfica Três Palmeiras (Jorge João *et al.* 2001), e foi sugerida a sua divisão nas unidades Anfíbólito Itatá e Micaxisto Bacajá. A primeira é composta predominantemente por rochas metavulcânicas máficas, ao passo que a segunda revela metavulcanoclásticas, metavulcânicas félsicas a intermediárias, além de metassedimentares químicas e clásticas, da base para o topo, respectivamente. Vasquez *et al.* (2008) assinalaram que a nomenclatura suíte metamórfica não seria apropriada para rochas de baixo grau metamórfico, e denominaram a unidade de Grupo Três Palmeiras.

Cristo (2018) definiu três unidades geológicas principais para o Grupo Três Palmeiras. Uma unidade de rochas metavulcânicas máficas com metabasaltos, xistos máficos e corpos de metagabro; outra com meta-andesitos porfiríticos, além de rochas metavulcanoclásticas; e uma terceira unidade de corpos quartzo-dioríticos e granodioríticos que invadem as unidades anteriores. Vasquez (2006) quando datou o Granodiorito Oca de Jorge João *et al.* (2001) revelou idade U-Pb em zircão (*SHRIMP*) de 2160 ± 3 Ma. Macambira *et al.* (2009) obtiveram

idade de cristalização de Pb-Pb em zircão (*TIMS*) de 2359 ± 3 Ma para um meta-andesito dessa sequência.

Ao longo dessa unidade foram identificados três diferentes tipos de mineralização aurífera. Klein *et al.* (2014) observaram o minério ao longo de uma zona de cisalhamento ao longo do contato entre um corpo granitoide e a base de uma sequência *greenstone belt*. Mineralizações filonianas associadas a veios de quartzo auríferos encaixados em rochas meta-andesíticas com antofilita também fazem parte dos tipos observados e associados com pirita, calcopirita e arsenopirita, além de zonas fortemente sericitizadas, cloritizadas e carbonatadas (Jorge João *et al.* 2001). O terceiro tipo de ocorrência foi observado na porção sul da Serra Três Palmeiras e ocorre em planos sub-paralelos ($N70^\circ W$) à estruturação do Grupo Três Palmeiras (Vasquez & Rosa-Costa 2008).

7.1.3 Orógenos riacianos formados durante o Ciclo Transamazônico

7.1.3.1 Tonalito Brasil Novo

Compreende tonalito e granodiorito ricos em biotita e hornblenda, além de monzo- e sienogranito subordinados com deformação dúctil (Vasquez *et al.* 2008), anteriormente agrupados como Granodiorito Anapu (Jorge João *et al.* 2001). Esse magmatismo pré-colisional revelou idade Pb-Pb em zircão (*TIMS*) de 2191 ± 2 Ma (Macambira *et al.* 2009), além de 2209 ± 2 Ma (Vasquez *et al.* 2008) e 2215 ± 2 Ma (Vasquez *et al.* 2005). Santos (2003) obteve idade Pb-Pb em zircão (*TIMS*) de 2182 ± 6 Ma para essa unidade. Esses autores consideraram esse conjunto de idades como as de cristalização das rochas.

7.1.3.2 Granodiorito Oca

Jorge João *et al.* (2001) descreveram nesta unidade granodiorito, tonalito porfiroclástico e quartzos monzodiorito inequigranular com textura ígnea preservada nas porções centrais e faixas miloníticas nas bordas, mas que também seccionam o interior desses plútons (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Essas rochas afloram na região da Volta Grande do Xingu e invadem o Grupo Três Palmeiras. Datações U-Pb em zircão (*SHRIMP*) revelaram idade 2160 ± 3 Ma (Vasquez 2006), interpretada como a idade de cristalização dessas rochas. Dados isotópicos de Nd do mesmo autor nessa unidade apontam para fonte juvenil com possível contaminação de crosta arqueana.

7.1.3.3 Granodiorito Belo Monte

Ao exemplo da primeira unidade pré-colisional descrita acima, essa unidade também foi separada do Granodiorito Anapu de Jorge João *et al.* (2001), por não apresentar continuidade na região homônima, aflorando apenas nas proximidades da localidade de Belo Monte (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Composta por granodiorito e monzogranito com biotita, inequigranulares, leuco- a mesocráticos, com foliação que segue o *trend* regional E-W e mergulho subvertical. Macambira *et al.* (2001) obtiveram idade Pb-Pb em zircão (*TIMS*) de 2154 ± 3 Ma em granodiorito e interpretada como a de cristalização.

7.1.3.4 Metatonalito Tapiranga

Segundo Vasquez & Rosa-Costa (2008), essa unidade aflora como um corpo intrusivo irregular batolítico com orientação NW-SE nas proximidades do rio Iriri. Os principais litotipos são metatonalito e metagranodiorito porfiroclásticos médios a finos, bem como xenólitos centimétricos a métricos de metavulcânica máfica. Esse conjunto é seccionado por veios leucograníticos concordantes ou discordantes da foliação. Datações U-Pb em zircão (*SHRIMP*) foi de 2133 ± 10 Ma (Vasquez 2006). Outra datação de 2055 ± 5 Ma representa possível evento de migmatização. Dados de isótopos de Nd ($\epsilon\text{Nd}_{2,13\text{ Ga}} = -0,71$ e $T_{\text{DM}} = 2,45$ Ga) sugerem fonte juvenil com alguma contribuição crustal possivelmente relacionada a ambiente de arco magmático.

7.1.4 Magmatismo riaciano sin- a tardi-colisional

7.1.4.1 Complexo Bacajaí

Granulito Bacajaí e Charnoquito Bacajaí foram previamente denominados por Jorge João *et al.* (2001) e Ricci & Costa (2004), respectivamente. No entanto, as definições propostas por Vasquez & Rosa-Costa (2008) agrupam predominantemente enderbitos, charnoenderbitos, jotunitos e mangeritos. São granitoides orogênicos isotrópicos com textura ígnea preservada, porém, feições gnáissicas são observadas. As rochas charnockíticas encontram-se reequilibradas Vasquez *et al.* (2008). Faraco *et al.* (2005) obtiveram idades U-Pb em zircão (*SHRIMP*) de $2113 \pm 35/-33$ Ma, e Monteiro (2006) relata idades Pb-Pb em

zircão (*TIMS*) de 2094 ± 4 e 2114 ± 3 Ma. Todas essas idades foram interpretadas como a de cristalização.

7.1.4.2 Granodiorito Babaquara

Correspondente ao Granodiorito Anapu (Jorge João *et al.* 2001), essa unidade é constituída por biotita-hornblenda granodiorito leucocrático inequigranular a porfiroclástico. As rochas observadas apresentam sobreposição de foliação milonítica à trama original com direção NW-SE, além de feições rúpteis e alterações hidrotermais (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Essas rochas foram mapeadas nos interflúvios dos rios Xingu e Bacajá e se trata de corpos alongados na direção regional NW-SE, distinto das encaixantes Metatonalito Tapiranga e Complexo Bacajaí. Datação Pb-Pb em zircão (*TIMS*) revelou idade 2102 ± 3 Ma para um granodiorito porfiroclástico.

7.1.5 Magmatismo orogênico tardi e pós-colisional

7.1.5.1 Suíte Intrusiva Arapari

São batólitos e *stocks de charnockitos* a charno-enderbitos. Ricci & Costa (2004) descreveram rochas catazonais reequilibradas com cristais reliquiares de orto- e clinopiroxênio pseudomorfizados substituídos por clorita, talco, bastita e/ou actinolita. Outra possibilidade observada foi reequilíbrio desses pseudomorfos para anfibólios cálcicos de diferentes gerações. Segundo estes autores, a ideia de se trabalhar com rochas de um nível crustal profundo é corroborada pela presença de xenólitos granulíticos máficos e ortognaisses de alto grau metamórfico, demonstrando que o magmatismo foi gerado dividindo espaço com essas rochas encaixantes. Idades Pb-Pb em zircão (*TIMS*) de 2070 ± 3 Ma (Vasquez *et al.* 2008) e U-Pb em zircão (*SHRIMP*) de 2086 ± 5 Ma (Santos 2003) justificam de antemão, a separação desta unidade em relação ao Complexo Bacajaí. Vasquez (2006) ressalta, a partir de análises em isótopos de Nd, a contribuição crustal ao magmatismo que originou estas rochas.

7.1.5.2 Suíte Intrusiva Jorge João

Integrada à Suíte Metamórfica Xingu, Jorge João *et al.* (2001) descreveram corpos graníticos de granulação fina e os denominaram de Granito Jorge João. Esses mesmos

batólitos alongados foram descritos por Faraco *et al.* (2005), denominados de Monzogranito João Jorge. Por apresentar altos valores radiométricos, esses batólitos foram individualizados na proposta de Vasquez & Rosa-Costa (2008) em Suíte Intrusiva João Jorge e Granito Felício Turvo. Idade Pb-Pb em zircão (*TIMS*) de 2077 ± 2 Ma foi obtida por Vasquez *et al.* (2005), além de 2076 ± 6 Ma obtida por Barros *et al.* (2007) pelo mesmo método.

7.1.5.3 Granito Felício Turvo

Apresenta discreta foliação magmática, às vezes superposta por foliação milonítica ligada às estruturas de cisalhamento transcorrente. Revela monzogranito, sienogranito e granodiorito leucocráticos com granulação média a fina, bem como porções com maior conteúdo de biotita. Algumas zonas cataclásticas também foram observadas, além de alteração hidrotermal, acompanhando as fases de reativação da tectônica transcorrente (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Souza *et al.* (2003) obtiveram idade Pb-Pb em zircão (*TIMS*) de 2069 ± 6 Ma. Os autores atribuíram essa idade à cristalização dessas rochas.

7.1.6 Magmatismo pós-colisional

7.1.6.1 Granodiorito Sant'Ana

Revela granodiorito, tonalito e leucomonzogranito pertencentes a um corpo denominado de Granodiorito Sant'Ana (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Esse conjunto apresenta granulação média a fina, foliação magmática incipiente e localmente diques. Essa unidade é a mais nova do Domínio Bacajá, revelando idade Pb-Pb em zircão (*TIMS*) de 1986 ± 5 Ma (Vasquez *et al.* 2005).

7.1.7 Coberturas Fanerozoicas

7.1.7.1 Formação Alter do Chão

As rochas Fanerozoicas do Domínio Bacajá, indicam o limite superior das unidades que ali ocorrem. As rochas pertencentes à Formação Alter do Chão afloram principalmente na porção central desse domínio e recobrem todo o pacote de rochas Pré-Cambrianas (Caputo *et al.* 1971, Daemon 1975, Rossetti & Neto 2006).

7.1.7.2 Diabásio Penatecaua

Corpos de diabásio com alta expressividade em dados magnetométricos, orientados preferencialmente segundo ENE-WSW a N-S seccionam as rochas Fanerozoicas da Bacia do Amazonas. Essas rochas ocorrem sob a forma de soleiras, diques e *stocks* (Issler *et al.* 1974, Vasquez & Rosa-Costa 2008). Sedimentos inconsolidados também recobrem as drenagens e planícies de inundação da região.

A Tabela 1 apresenta a compilação de dados geocronológicos representativos do Domínio Bacajá.

Tabela 1 - Compilação de dados geocronológicos representativos do Domínio Bacajá.

| Unidades litoestratigráfica | Idade de Formação/ Fontes Detríticas (Ma) | Método | Referência | Idade de Metamorfismo (Ma) | Método | T _{DM} (Ga) | εNd (t) |
|-------------------------------|---|------------|--------------------------------|-------------------------------------|-----------|----------------------|---------------|
| Granodiorito Sant'Ana | 1986 ±5 | Pb-Pb zr | Vasquez <i>et al.</i> (2005) | | | 2,83 | -8,89 |
| Granito Felício Turvo | 2069 ±6 | Pb-Pb zr | Souza <i>et al.</i> (2003) | | | | |
| Suíte Intrusiva Jorge João | 2076 ±6 | Pb-Pb zr | Barros <i>et al.</i> (2007) | | | 2,57 e 2,33 | -4,12 e -0,60 |
| | 2077 ±2 | Pb-Pb zr | Vasquez <i>et al.</i> (2005) | | | 2,73 e 2,65 | -5,80 e -6,49 |
| Suíte Intrusiva Amapari | 2070 ±3 | Pb-Pb zr | Vasquez & Rosa-Costa (2008) | | | 2,47 e 2,46 | -3,12 e -2,40 |
| | 2086 ±5 | U-Pb zr | Santos (2003) | | | | |
| Granito Canaã | 2104 ±5 | Pb-Pb zr | Vasquez <i>et al.</i> (2005) | | | 2,54 | -3,40 |
| Complexo Bacajá | 2094 ±4 e 2114 ±3 | Pb-Pb zr | Monteiro (2006) | | | | |
| | 2113 +35/-33 | U-Pb S zr | Faraco <i>et al.</i> (2005) | | | | |
| Metatonalito Tapiranga | 2133 ±10 | U-Pb S zr | Vasquez (2006) | | | 2,45 | -0,71 |
| Monzogranito Piranhaquara | 2147 ±5 | U-Pb S zr | Vasquez <i>et al.</i> (2008) | | | 2,74 | -4,29 |
| Granodiorito Belo Monte | 2154 ±4 | Pb-Pb zr | Macambira <i>et al.</i> (2001) | | | | |
| Granodiorito Oca | 2160 ±3 | U-Pb S zr | Vasquez (2006) | | | 2,52 | -1,59 |
| | 2182 ±6 | U-Pb S zr | Santos (2003) | | | | |
| Tonalito Brasil Novo | 2191 ±2 | Pb-Pb zr | Macambira <i>et al.</i> (2009) | | | | |
| | 2209 ±2 | Pb-Pb zr | Vasquez <i>et al.</i> (2008) | | | 2,93 e 2,71 | -4,35 e -6,37 |
| | 2215 ±2 | Pb-Pb zr | Vasquez <i>et al.</i> (2005) | | | | |
| Grupo Três Palmeiras | 2359 ±3 | Pb-Pb zr | Macambira <i>et al.</i> (2004) | | | 2,49 e 2,47 | +1,64 e +173 |
| Metatonalito Rio Bacajá | 2338 ±5 | U-Pb S zr | Vasquez & Rosa-Costa (2008) | | | 3,10 | -10,84 |
| Complexo Jacaré | 2313 ±9 | U-Pb S zr | Faraco <i>et al.</i> (2005) | | | | |
| Granulito Novolândia | | | Macambira <i>et al.</i> (2007) | 2064 ±4 | U-Pb S mz | | |
| | | | Vasquez <i>et al.</i> (2008) | 2109 ±9 | U-Pb S zr | | |
| | | | Vasquez (2006) | 2073 ±2, 2071 ±3 | U-Pb S mz | | |
| Paragnaisse Ipiaçava | 3,14 - 2,56 | Pb-Pb zrd | Vasquez (2006) | | | | |
| | 3,12 - 2,47 | U-Pb S zrd | Vasquez (2006) | 2074 ±3 | Pb-Pb zr | | |
| Ortognaisse Uruará | 2439 ±4 | Pb-Pb zr | Macambira <i>et al.</i> (2009) | | | | |
| | 2440 ±7 | Pb-Pb zr | Vasquez <i>et al.</i> (2005) | | | | |
| | 2487 ±13 | U-Pb S zr | Vasquez <i>et al.</i> (2008) | | | 2,98 e 2,64 | -4,68 e +0,46 |
| | 2503 ±10 | U-Pb S zr | Santos (2003) | | | | |
| Complexo Aruanã | 2606 ±4 | Pb-Pb zr | Vasquez & Rosa-Costa (2008) | | | | |
| Ortgranulito máfico Rio Preto | 2628 ±3 | Pb-Pb zr | Vasquez & Rosa-Costa (2008) | 2072 ±3 | | | |
| Ortognaisse Pacajá | 2671 ±3 | Pb-Pb zr | Macambira <i>et al.</i> (2009) | 2195 ±3 (Vasquez & Rosa-Costa 2008) | | 2,67 | +2,7 |
| Complexos Cajazeiras | 2942 ±4 | U-Pb S zr | Vasquez & Rosa-Costa (2008) | | | | |
| | 3009 ±27 | Pb-Pb zr | Macambira <i>et al.</i> (2007) | 2074 ±8 | | | |

Abreviaturas: S=SHRIMP; mz=monazita; zr=zircão; zrd=zircão detrítico; εNd (t) calculado para idade de cristalização.

8 GEOLOGIA LOCAL E PETROGRAFIA DO DEPÓSITO VOLTA GRANDE

Durante as etapas de campo para este trabalho questões operacionais e de conflitos de terra com garimpeiros impossibilitaram a realização de mapeamento geológico em escala adequada que permitisse a cartografia da sequência vulcano-plutônica agora identificada, ou ao menos parte dela. Assim, essa pesquisa é baseada exclusivamente na utilização de mapas e amostras coletadas em campo pela empresa e de testemunhos de sondagem (Fig. 7).

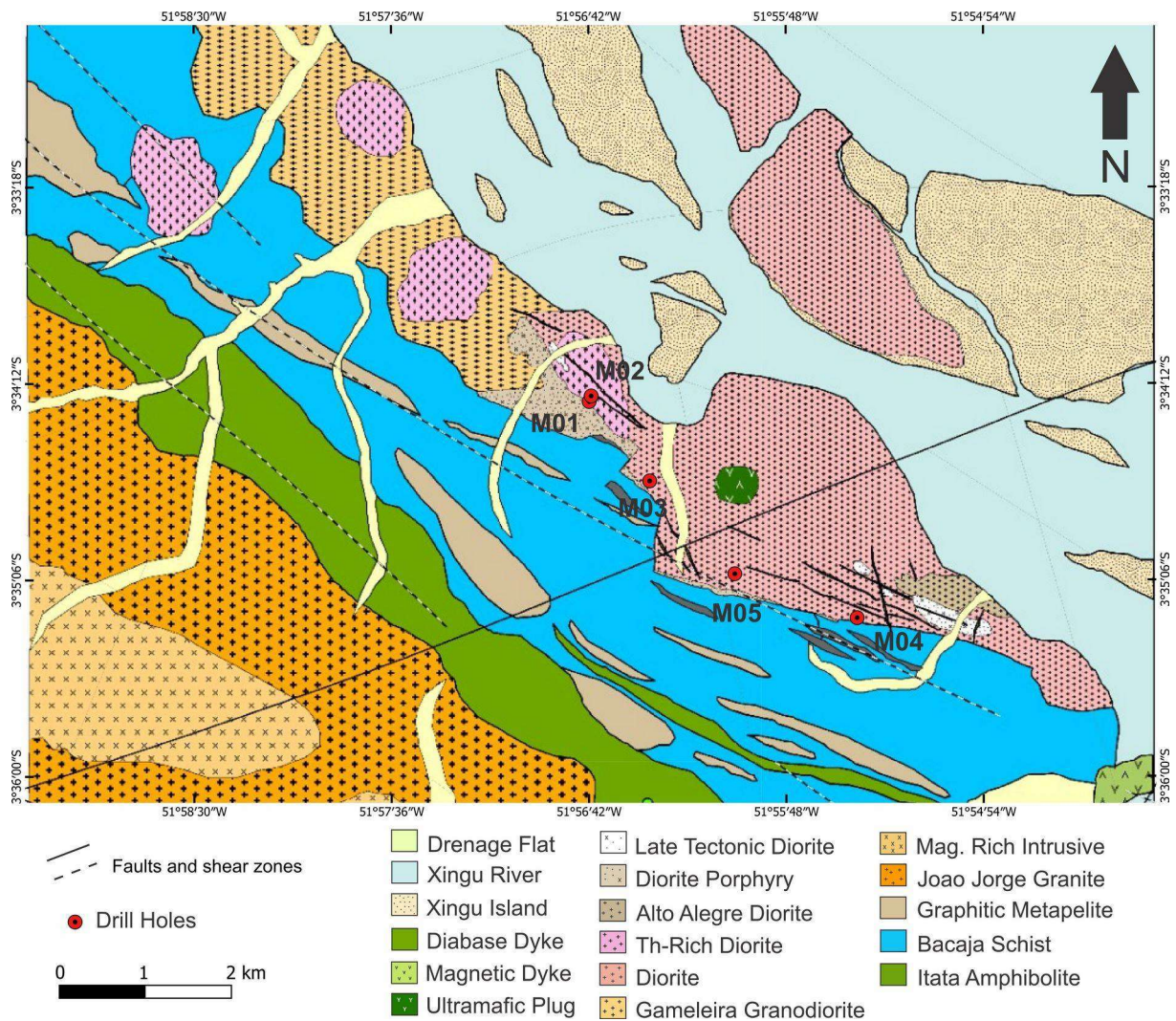


Figura 7 - Mapa geológico de serviço cedido pela mineradora *Belo Sun Mining Corp.* Os furos de sondagem renomeados estão plotados para referência.

O uso de imagens de radar, satélites multiespectrais e de aerogeofísica combinados revela a existência de várias estruturas circulares e semicirculares (Fig. 8) que comumente ocorrem próximas e seccionam os grandes lineamentos regionais quilométricos orientados aproximadamente na direção E-W. Esses lineamentos afetam as principais rochas encaixantes e controlam o *trend* principal de parte da mineralização de alto teor no depósito Volta Grande.

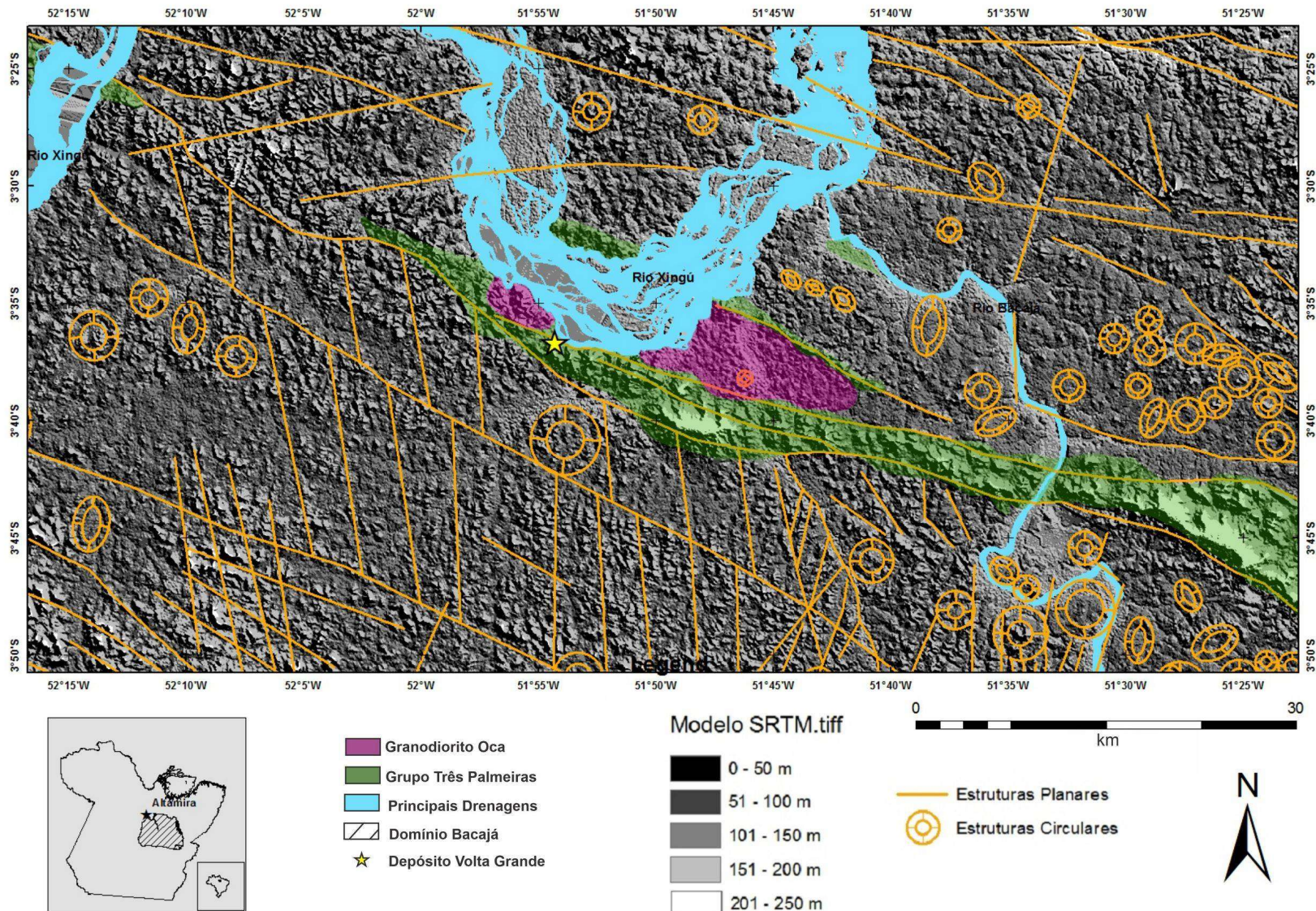


Figura 8 - Modelo digital de terreno (*SRTM – Shuttle Radar Topographic Mission*) da região de depósito Volta Grande. Notar estruturas circulares, possivelmente associadas às centros vulcânicos, que comumente se mostram na interseção de lineamentos quilométricos regionais de orientação E-W.

Nessa Dissertação, observações mesoscópicas das amostras de furo de sondagem apontam para superposição em vários estilos de alterações hidrotermais, as quais abrangem os tipos: propilítica, potássica, sericítica, hematítica e importante silicificação. Parte dessas alterações são geneticamente associadas a esse sistema vulcano-plutônico isotrópico tardio ainda pobremente detalhado ou classificado que se encontra controlado por essas estruturas circulares (Fig. 9). Esse sistema hospeda também parte do minério do depósito em sistemas de veios centimétricos e vênulas de quartzo e carbonato (\pm sulfetos).

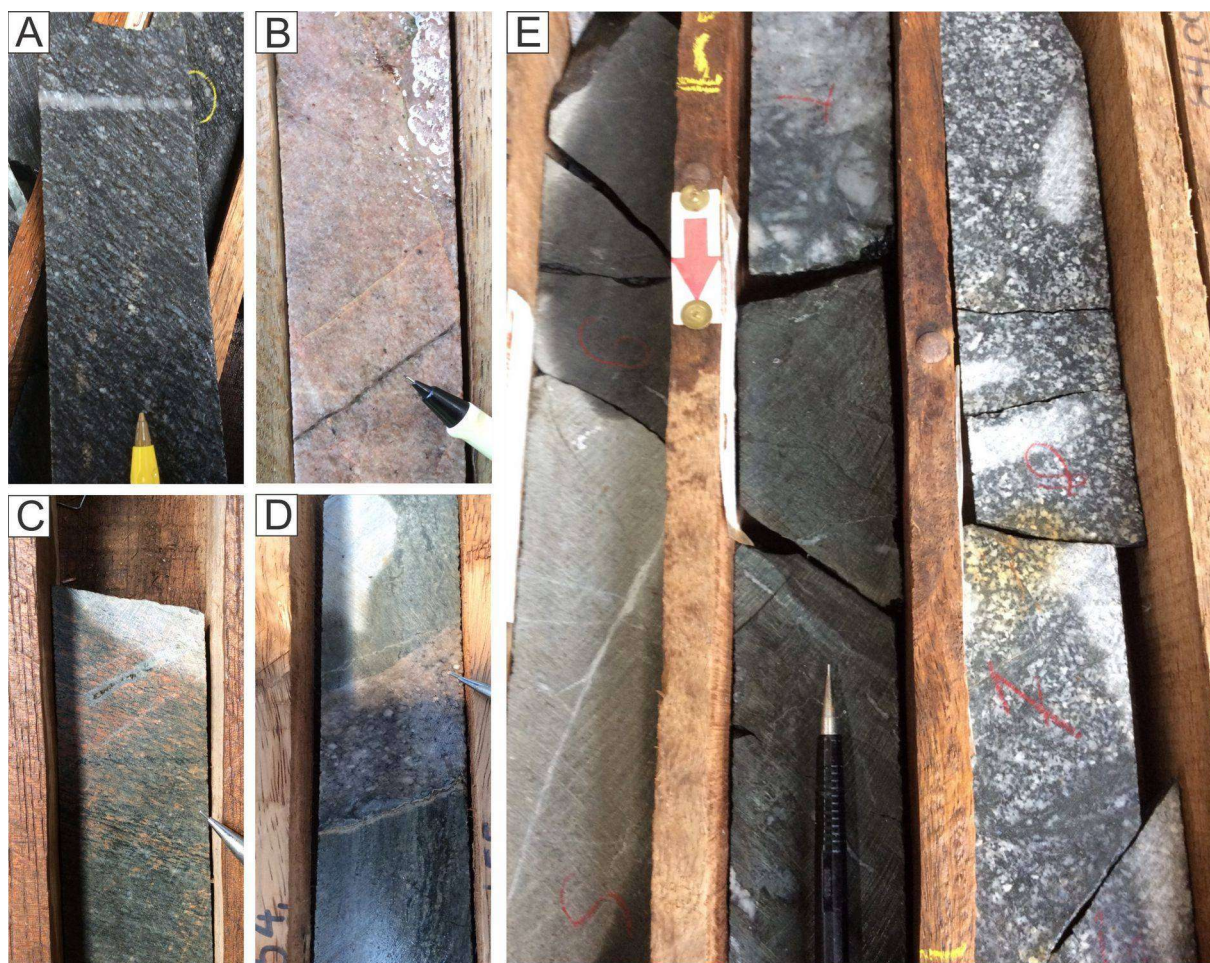


Figura 9 - Aspectos representativos dos principais litotipos identificados nos testemunhos de sondagem estudados do Bloco Norte do depósito Volta Grande. A) granodiorito com foliação milonítica e veio de quartzo discordante formado em regime rúptil tardio; B) riolito não deformado com alteração potássica nos estilos pervasivo e fissural; C) alterações potássica e propilítica pós-metamórficas em milonito; D) dique de riódacito porfirítico invadindo granodiorito milonítico; e E) exemplos de discordância litológica e brecha hidrotermal na região de contato entre milonito e diorito isotrópico.

Essas estruturas circulares são discutidas em detalhe nos depósitos epitermais e do tipo pórfiro de metais raros e de base nas regiões das províncias minerais do Tapajós e Juruena (Alta Floresta) e são comumente associadas à caldeiras vulcânicas ou *caldrões* do Proterozoico (Juliani *et al.* 2005, Sillitoe 2010, Juliani *et al.* 2021), ou a sistemas fissurais, a exemplo daqueles identificados na região de São Félix do Xingu (Fernandes & Juliani 2019,

Lagler *et al.* 2019). Além disso, formam comumente *stockworks* associados à amplas zonas de alterações hidrotermais que usualmente representam os sítios de deposição de minério.

O forte controle estrutural em grande parte do depósito e em suas rochas encaixantes metamórficas de fácies xisto verde a anfibolito, bem como a presença feições dúcteis com superposição de estruturas rúpteis-dúcteis, representam uma interessante oportunidade para o estudo da atuação de fluídos mineralizantes profundos oriundos da devolatilização metamórfica que foi atuante nos protólitos granitoides, máficos e sedimentares. Assim, isso mostra que a clara relação de rochas metamórficas profundas mineralizadas (ouro do tipo lode orogênico) e vulcano-plutônicas preservadas potencialmente representam a existência de, ao menos, dois importantes eventos mineralizantes no depósito Volta Grande, fato comum em depósitos de ouro de alta tonelagem.

A seguir são apresentadas as descrições petrográficas detalhadas dos litotipos metamórficos intermediários e máficos mais representativos que foram se mostram associados ao Grupo Três Palmeiras, bem como das rochas vulcânicas e plutônicas isotrópicas agora identificadas.

8.1 ROCHAS MILONÍTICAS ASSOCIADAS AO GRUPO TRÊS PALMEIRAS

8.1.1 Granodiorito milonítico

Esse grupo de rochas é produto de recristalização dinâmica que afetou predominantemente gnaisses granodioríticos a monzograníticos ao longo de zonas de cisalhamento dúcteis em fácies anfibolito de grau médio. Sibson (1977) denominou rochas cataclásticas para redução de matriz variável entre 50 a 90 %, o que permitem classificá-la tectonicamente como milonito (Fig. 10). Essa rocha possui cor cinza claro a escuro, com tons levemente esverdeados e apresenta intensa deformação dos principais minerais que os constituem, como quartzo, biotita e feldspatos. A principal textura observada nesse litotipo é a granoblástica. O arranjo de minerais como plagioclásio, quartzo e feldspato potássico tende a ser poligonizado a lenticulado, oriundo da foliação milonítica que também gera o achatamento e estiramento de biotita e anfibólio. No entanto, textura porfiroclástica associada a quebra e rotação em feldspatos e recristalização de quartzo também é comum nessas rochas. Zircão, apatita e calcita figuram como os principais acessórios primários, ao passo que epidoto, clorita e argilominerais são secundários.

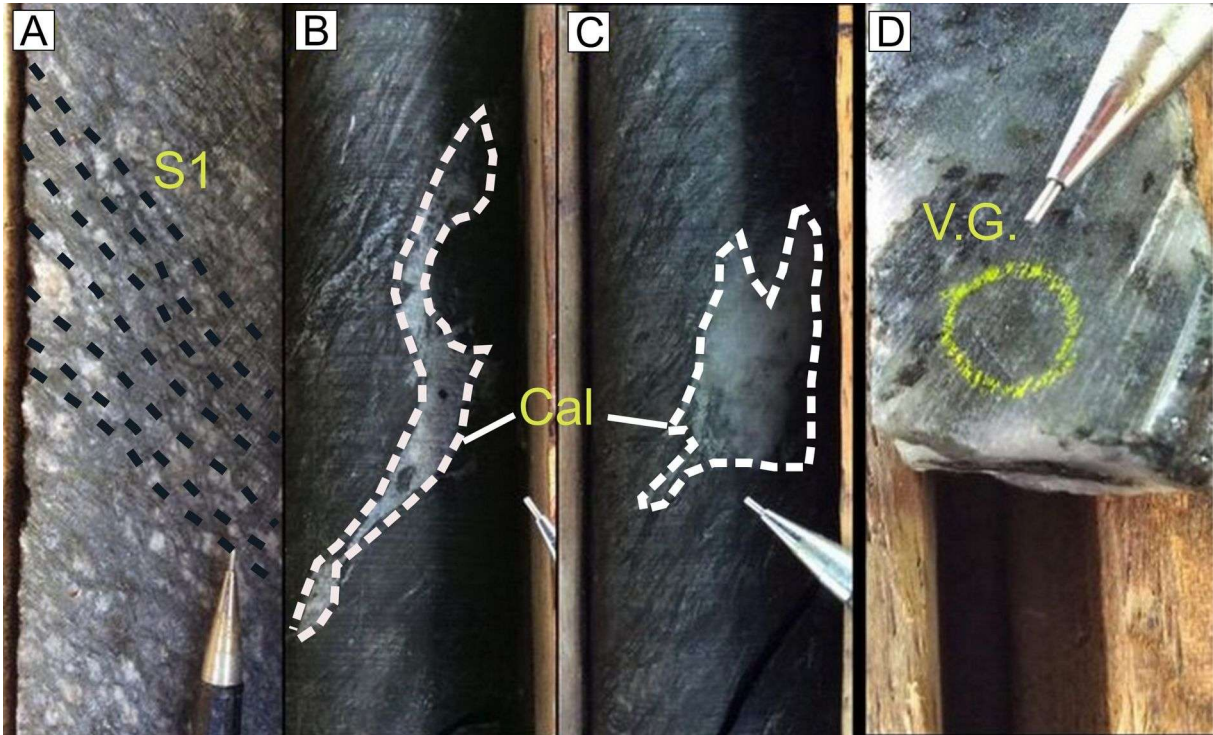


Figura 10 - Feições texturais de granodiorito milonítico. A) linhas tracejadas delineando a foliação metamórfica (S1); B) e C) intensa alteração carbonática em milonitos (Cal=Calcita) síncrona à foliação S1; e D) partícula de ouro visível (V.G.= *Visible Gold*) em veio de quartzo concordante à foliação metamórfica em milonito.

A foliação metamórfica principal (S1) é definida pela biotita (Bt1) e anfibólio, que são oriundos do protólito ígneo. Veios e vênulas de quartzo concordantes também são evidências marcantes do metamorfismo dinâmico (Fig. 11). A primeira geração de biotita (Bt1) é representada por diminutos cristais de forma anédrica a subédrica, lamelar, com pleocroísmo moderado e cores que variam entre castanho escuro a amarelo pálido. São comumente alterados para clorita, possuem bordas corroídas e estão acompanhados de minerais opacos. A segunda geração de biotita (Bt2), formada por processos hidrotermais, é representada por cristais anédricos, com baixo pleocroísmo e cor que varia de castanho escuro a marrom avermelhado e representam a foliação (S2). Nos cristais de biotita da segunda geração (Bt2) inclusões de acículas de rutilo são comuns.

O anfibólio ocorre em duas gerações: a) hornblenda como cristais grossos (0,1–0,6 mm) com pleocroísmo verde a verde amarelado; e b) lamelas de actinolita fina subédrica, em prismas alongados finos disseminados são observados na matriz, com pleocroísmo variando de amarelo pálido a verde claro. Em nicóis cruzados a extinção é reta e sua a cor de interferência varia entre roxo azulado e amarelo alaranjado. Localmente, ocorre em biotita e hornblendas a textura *mica fish*, a exemplo daquelas caracterizadas por Passchier & Trouw (1996) em milonitos.

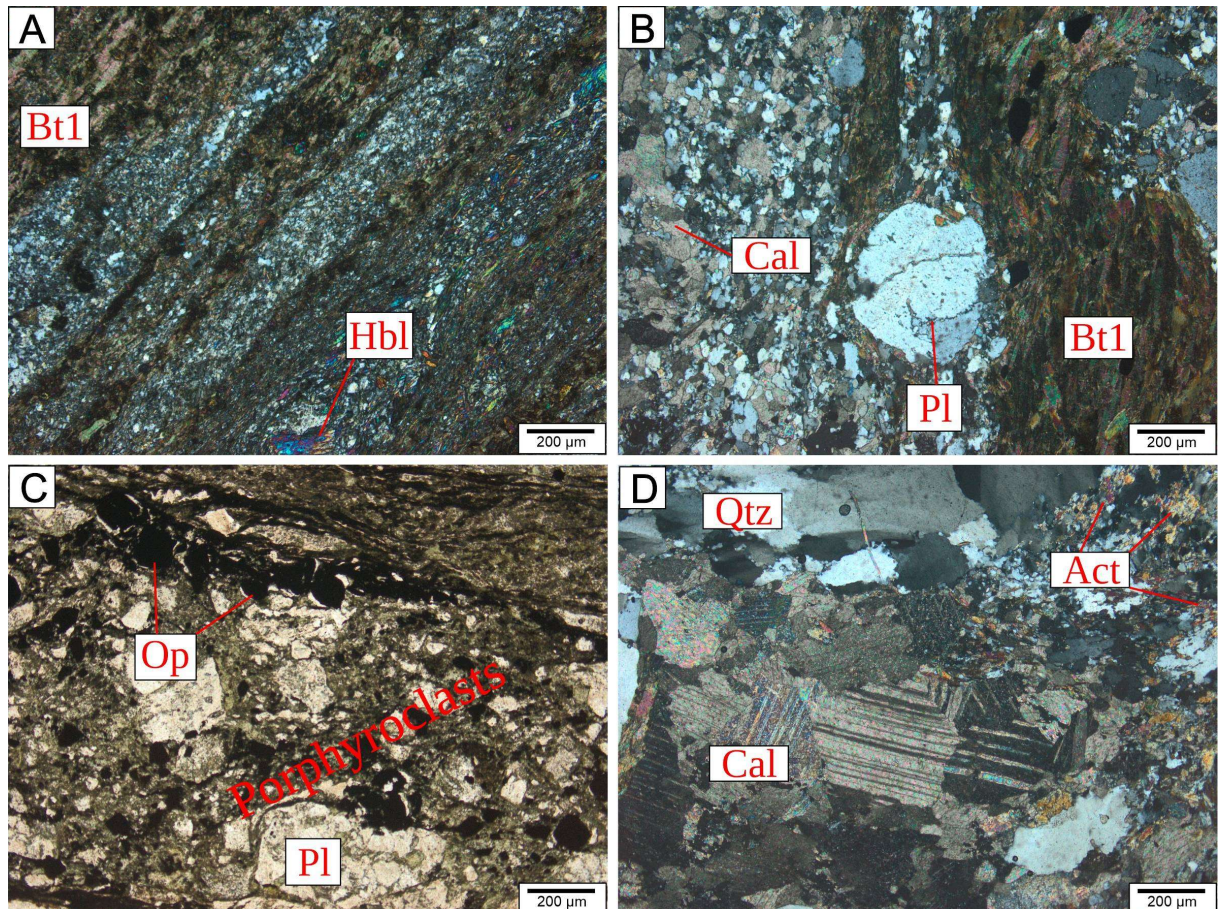


Figura 11 - A) bandas composicionais em milonito. Porções máficas formadas por biotita (Bt) e hornblenda (Hbl) e porções félsicas formadas por matriz de porfiroclastos de feldspatos; B) alteração carbonática pervasiva representada por calcita (Cal). Porfiroclasto de plagioclásio (Pl) rotacionado e deflexão da foliação marcada por biotita (Bt); C) porfiroclastos de plagioclásio (Pl) e minerais opacos (Op) disseminados ao longo da foliação metamórfica (S1); e D) Cristais isotrópicos hidrotermais de calcita (Cal) bem desenvolvidos em contato com actinolita (Act).

O plagioclásio forma porfiroclastos (2–10 mm) subédricos com bordas arredondadas e corroídas. Apresentam feições de estiramento que acompanham o sentido da foliação. Cristais muito finos (< 1 mm) dessa fase estão distribuídos na matriz quartzo-feldspática juntamente com biotita e anfibólio. Nas porções félsicas, esse mineral comumente possui forma anédrica e contato predominantemente serrilhado, constituindo assim porfiroclastos amendoados (0,2–1,2 mm) com eixo principal na mesma direção da foliação (S1) e comumente possuem contato interdigitado com cristais de quartzo recristalizado.

O feldspato potássico (0,2–1 mm) é a microclina e constitui porfiroclastos que acompanham as trilhas impostas pela foliação metamórfica e apresentam forma subédrica prismática, com contatos retos ou serrilhado com as outras fases. Na porção máfica esse mineral é diminuto e disperso na matriz ou ocorre como porfiroclastos (0,1–0,3 mm). Revela alteração argílica do centro pra borda, bem como geminação xadrez incipiente.

O quartzo tem forma subédrica ou anédrica e varia entre 0,05 e 0,6 mm. Esse cristal apresenta extinção ondulante, bordas irregulares e contato predominantemente serrilhado ou

côncavo-convexo com os demais cristais de quartzo, feldspatos ou máficos. Os cristais menores que 1 mm podem ser observados como componentes da matriz milonítica. Em ambas gerações, esse mineral apresenta sinais de recristalização e ocorre em agregados de cristais concordantes à foliação metamórfica.

Os minerais opacos observados nas rochas miloníticas possuem três formas principais de ocorrências: a) acompanham a biotita ao longo da foliação metamórfica; b) ocorrem disseminados em veios e vênulas de quartzo e calcita ou na borda desses no contato com a encaixante; e c) também podem ocorrer longo de microfraturas preenchidas.

8.1.2 Metamáficas

Esse grupo é formado predominantemente por meta-andesito e anfíbolito de cor cinza escuro esverdeado, de granulação fina a média e textura nematoblástica a porfiroclástica (Fig. 12). Essas rochas contêm essencialmente porfiroclastos de plagioclásio, bem como nematoblastos de hornblenda, biotita e actinolita ao longo da foliação. Clorita, calcita, sericita, argilo minerais, diminutos bolsões quartzo-feldspáticos e opacos são as principais fases secundárias.

A hornblenda nematoblástica (0,2–0,6 mm) é prismática e forma cristais subédricos, revela pleocroísmo verde claro a amarelo esverdeado e ocorre dispersa em matriz de plagioclásio, actinolita e biotita. A biotita é marrom e ocorre como finos cristais isolados ou agregados de cristais. Tem forma subédrico, lamelar a prismático, com pleocroísmo médio variando de marrom amarelado pálido, amarelo pálido a marrom escuro. As mesmas características ópticas também podem ser observadas nos porfiroclastos desse mineral (0,1–0,3 mm). O conteúdo de plagioclásio define a mudança litológica entre andesito e anfíbolito. No primeiro a matriz contém cristais prismáticos de plagioclásio em formato de ripas, anédricos a subédricos, e raramente tabulares. Ao passo que no segundo, o conteúdo da matriz não apresenta quantidades significativas desse mineral, e a rocha é composta basicamente por actinolita e biotita. Os porfiroclastos de plagioclásio (0,2–0,4 mm) apresentam forma anedral a subedral e geminação polissintética incipiente, fortemente mascarada pela deformação ou alteração hidrotermal. Este fato impossibilitou a estimativa do teor da molécula de anortita

Esse conjunto está metamorfisado em fácies xisto verde a anfíbolito. A alteração propilítica nos estilos seletivo e fissural aponta para processo de hidrotermalismo vinculado a retrometamorfismo. A principal alteração observada é provocada pela diminuição do alumínio e álcalis com a queda da temperatura do sistema e reidratação, dessa forma, a actinolita é

gerada a partir de hornblenda. Paralelamente, ocorre ainda a formação de clorita, epídoto e opacos a partir de biotita magmática marrom.

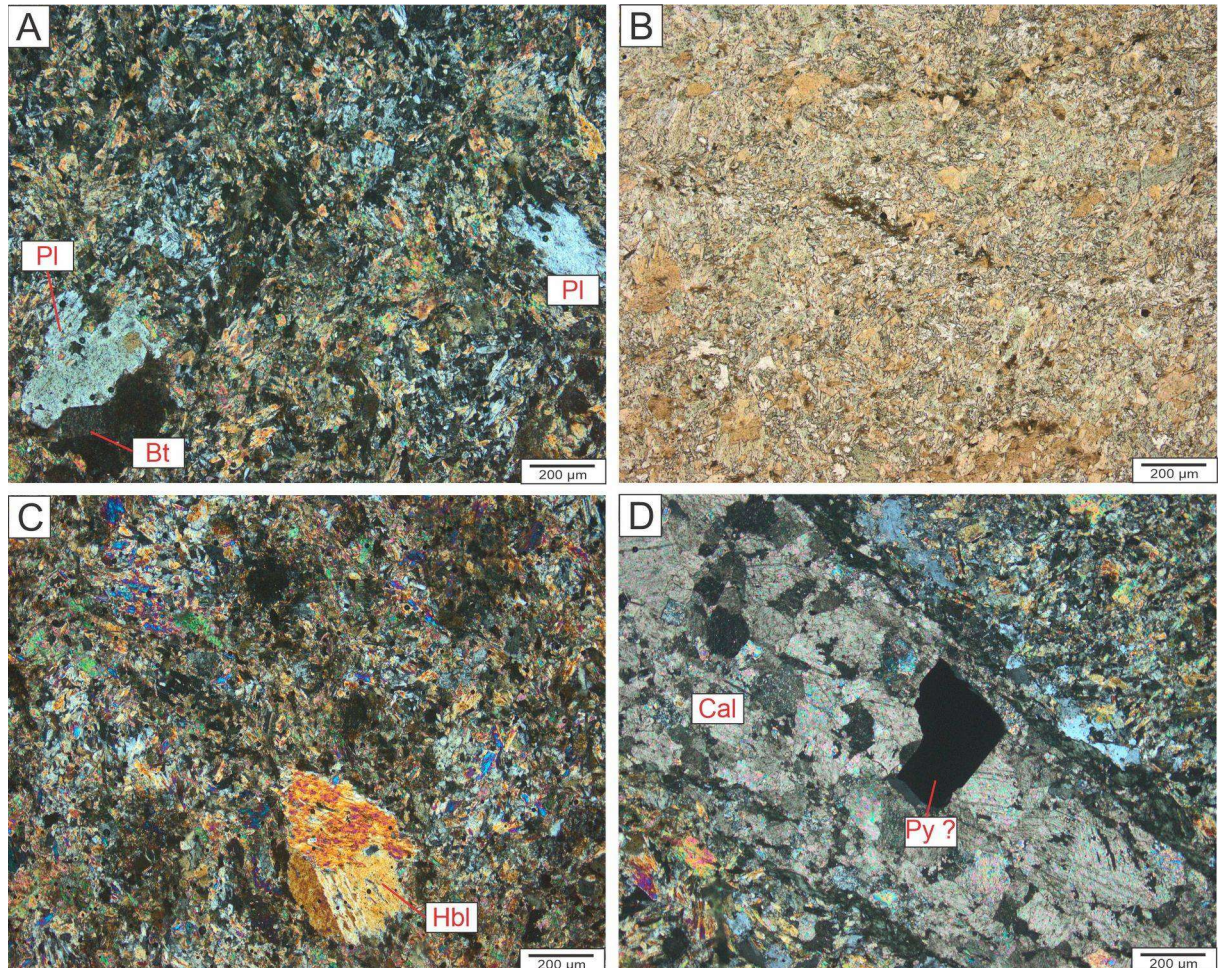


Figura 12 - A) meta-andesito porfírico com textura porfiroclástica definida por plagioclásios (Pl) e matriz constituída por plagioclásio, biotita (Bt) e actinolita; B) meta-andesito porfírico anterior em nicóis paralelos; C) anfibolito com nematoblasto de hornblenda (Hbl) em matriz composta principalmente por hornblenda, actinolita, biotita e plagioclásio; e D) anfibolito apresentando alteração carbonática fissural com minerais opacos associados.

8.1.3 Microscopia de minério

Os maiores teores de ouro presentes nessas rochas são identificados em, ao menos, três estilos nas zonas com mineralização. As partículas desse metal ocorrem disseminadas ao longo da foliação metamórfica S1, são hospedadas em veios e vênulas de quartzo ou nas bordas de contato com a rocha milonitizada (Fig. 13). Essas partículas usualmente estão associadas aos sulfetos e a alteração carbonática pervasiva ou fissural controlada pela foliação S1. Contudo, o ouro também ocorre em zonas desprovidas de alteração hidrotermal ao longo do perfil estratigráfico. Em todas as seções polidas observadas, além do ouro, ocorrem ainda pirita, calcopirita e arsenopirita.

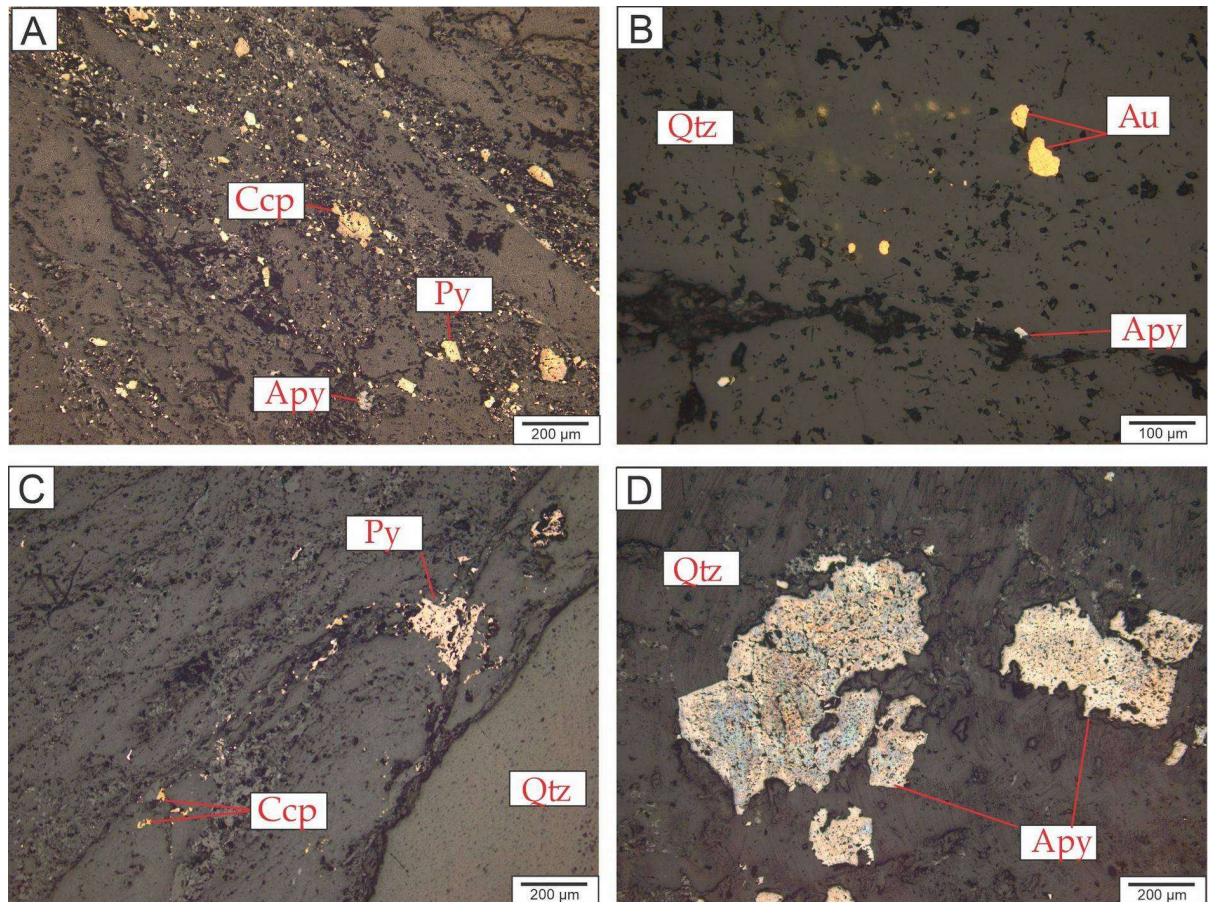


Figura 13 - A) pirita (Py), calcopirita (Ccp) e arsenopirita (Apy) disseminadas ao longo da foliação S1; B) partículas de ouro (Au) e arsenopirita (Apy) em veio de quartzo; C) calcopirita (Ccp) e pirita (Py) em veio de quartzo concordante; e D) agregado de arsenopirita (Apy) em veio de quartzo.

Em luz refletida (Fig. 13) a pirita apresenta cor amarelo claro a cinza creme, é predominantemente anédrica a subédrica e submilimétrica (0,1–0,5 mm). Arsenopirita (0,7–0,1 mm) em cristais esbranquiçados subédricos a anédricos, clivagem visível e ocorrência em agregado de cristais de mesma composição ou em associações aos demais sulfetos. A calcopirita (0,1–0,5 mm) tem cor amarelo latão, é subédrica a arredondada e ocorre sempre acompanhada dos outros sulfetos. Complementarmente, uma segunda geração de sulfetos também ocorre associada à alteração carbonática fissural tardia que secciona as rochas metamáficas, sugerindo possivelmente um novo evento mineralizante em regime rúptil-dúctil ou de remobilização de metais após o metamorfismo dinâmico.

8.1.4 Alteração hidrotermal

Os granitoides milonitizados, meta-andesitos e anfibolitos possuem tipos e estilos de alterações hidrotermais distintos (Fig. 14). Nos granodioritos miloníticos a alteração potássica revela os minerais-índice desse hidrotermalismo pós-metamorfismo, tais como biotita (Bt2)

anédrica de cor castanho avermelhado com inclusão de rutilo. Nesse caso, o hidrotermalismo atua de modo seletivo na geração de biotita sobreposta aquela ígnea metamorfisada. Em temperaturas mais baixas, a alteração propilitica pervasiva é materializada com a formação de epidoto, carbonato e silicificação fissural. Além dessas fases, clorita com forte birrefringência e cores anômalas azuladas substitui a biotita de ambas gerações. Localmente ocorrem ainda relíquias de biotita com bordas de clorita.

Metamorphic rocks

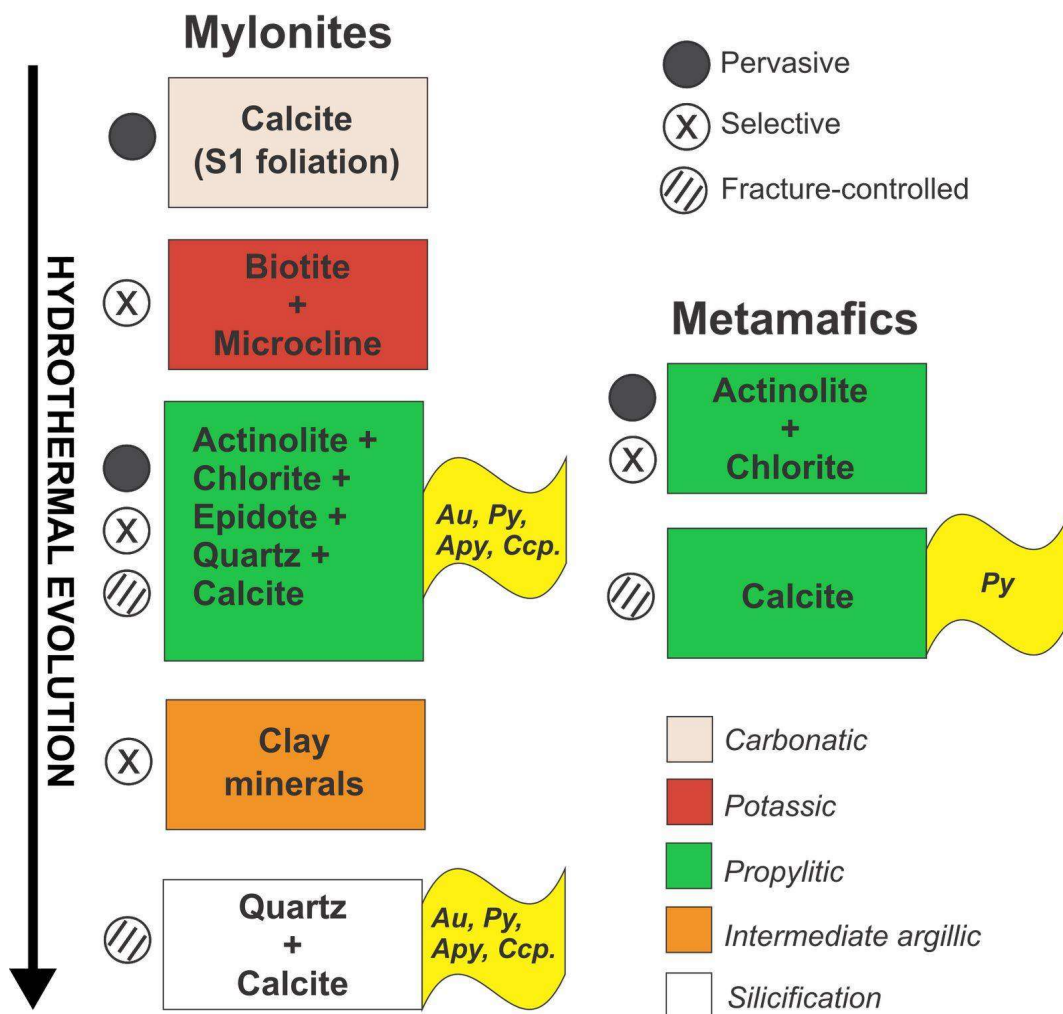


Figura 14 - Esquema ilustrando os tipos e estilos de alterações hidrotermais observadas nas rochas miloníticas e metamáficas associadas ao Grupo Três Palmeiras. Em amarelo, os principais minerais de minério e metal nativo associados ao tipo de alteração são indicados: ouro (Au), pirita (Py), arsenopirita (Apy) e calcopirita (Ccp).

O desenvolvimento de moderada a intensa alteração argílica intermediária é observado predominantemente nos feldspatos, principalmente nos porfiroclastos de plagioclásio e microclina, impondo-lhes um aspecto de “sujo”. Nesses minerais a germinação é raramente preservada em função da atuação desse hidrotermalismo.

Evento de retrometamorfismo em fácies xisto verde, sugerido pela presença de actinolita, pode ser observada tanto nos granodioritos miloníticos quanto nas rochas metamáficas. Nessas últimas, o estilo fissural de alteração hidrotermal pode ser observado em vênulas de calcita com minerais opacos disseminados, aparentemente pirita subédrica com tamanho aproximado de 0,3 mm. Vênulas contendo fases amorfas também fazem parte do conjunto de alterações observadas nessas rochas, onde as mais bem desenvolvidas apresentam aproximadamente 0,1 mm de espessura. A alteração carbonática pervasiva síncrona ao metamorfismo dinâmico ocorre comumente em todos os litotipos deste grupo, sugerindo afinidade com o ápice do metamorfismo progressivo dinâmico, oriundo da devolatilização metamórfica.

A Figura 15 ilustra um modelo real de geração de estruturas de alívio (*dilatant jogs*) em zonas de cisalhamento que propiciam aumento de permeabilidade e de circulação de fluidos mineralizantes. Esse quadro pode ser aplicado ao primeiro evento mineralizante.

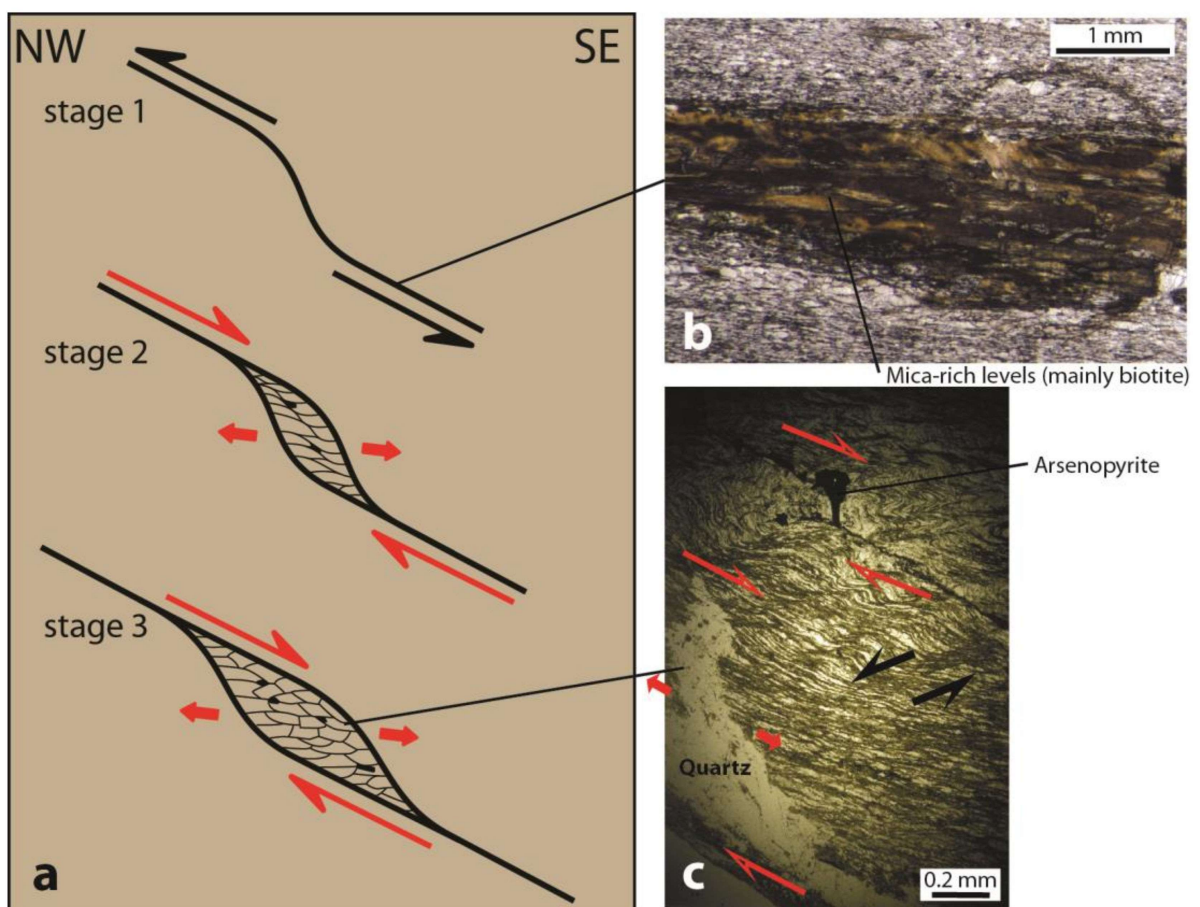


Figura 15 - Modelo geração de veio sigmoide relacionado à zona de cisalhamento dúctil que gera abertura de espaços, percolação de fluidos mineralizantes e deposição de minério e fases hidrotermais (Chauvet 2019).

8.2 SEQUÊNCIA VULCANO-PLUTÔNICA TARDIA

Estudos petrográficos mesoscópicos e microscópicos revelaram a presença de um conjunto de rochas isotrópicas, tais como fluxos de lava e diques de dacito, riódacito, riólito associados a rochas plutônicas como quartzo monzonito, granodiorito, monzodiorito e subordinados microgranito seccionando o evento mineralizante anteriormente descrito e que está intimamente associado às rochas do Grupo Três Palmeiras.

Essa sequência vulcano-plutônica revela tipos e estilos de alteração hidrotermal (Fig. 16) que tem algumas características semelhantes aquelas do conjunto de rochas metamórficas, embora ambos os conjuntos de rochas revelem algumas diferenças marcantes em relação à intensidade, associação de minério e estilo da mineralização. Diante desse quadro, essas relações estratigráficas e texturais sugerem que parte das alterações hidrotermais materializadas no pacote de rochas metamórficas, bem como parte da mineralização, são produtos da atuação de fluidos oriundos da consolidação dos magmas que produziram essas rochas vulcânicas e plutônicas isotrópicas.

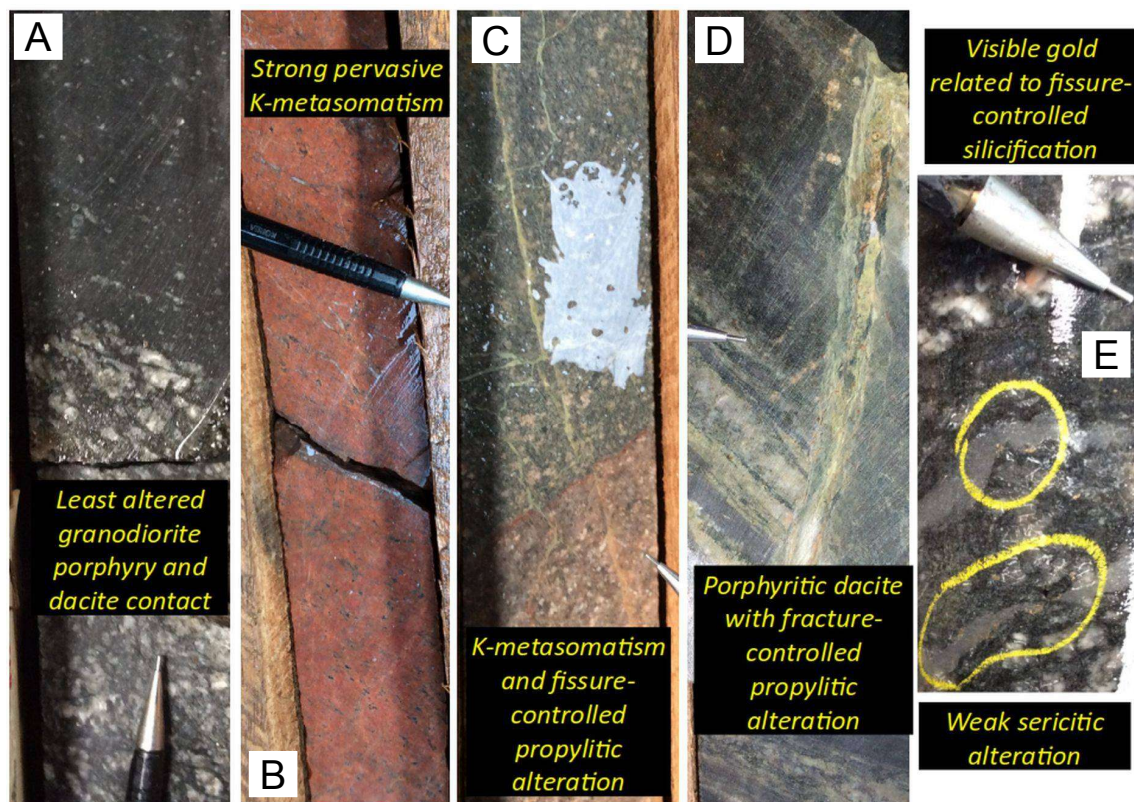


Figura 16 - Aspectos texturais e de alterações hidrotermais representativos da Sequência vulcano-plutônica do Bloco Norte do depósito Volta Grande. A) contato entre riódacito porfirítico (parte superior) e granodiorito milonítico (parte inferior); B) intenso metassomático potássico pervasivo em riólito porfirítico avermelhado; C) riódacito porfirítico (parte superior) com alteração potássica seletiva em contato com microgranito com metassomatismo potássico moderado (parte inferior). Alterações potássica e argílica fissurais também ocorrem nessa associação; D) riódacito porfirítico com alteração potássica seletiva e propilítica fissural; e E) partícula de ouro visível em riódacito com fraca alteração sericitica.

8.2.1 Plutônicas

Os granitoides formam um grupo restrito de rochas de granulação média a grossa, localmente porfiríticos, com cor variável entre cinza médio a cinza escuro, e zonas com tonalidades avermelhadas, esverdeadas e rosadas (Fig. 17). Mesmo com características texturais bem semelhantes, essas rochas possuem variação no conteúdo de minerais máficos e no volume de minerais neoformados por alterações hidrotermais.

Esses granitoides são holocristalinos e apresentam no diagrama triangular Q–A–P (Streckeisen 1976) variações composicionais que permitem a sua separação em 4 (quatro) litotipos (Fig. 17): quartzo monzodiorito, quartzo monzonito, monzodiorito e granodiorito subordinado. Revelam ainda variação no conteúdo de minerais máficos (15–27 %). No geral, contem predominantemente feldspatos e quartzo. Hornblenda (2,9–29,4 %) e biotita (0,2–9 %) como fases primárias varietais de granulação média. Diques e fácies de fluxos de lava com marcante foliação de fluxo de riolito e riodacito porfiríticos e afíricos ocorrem associados.

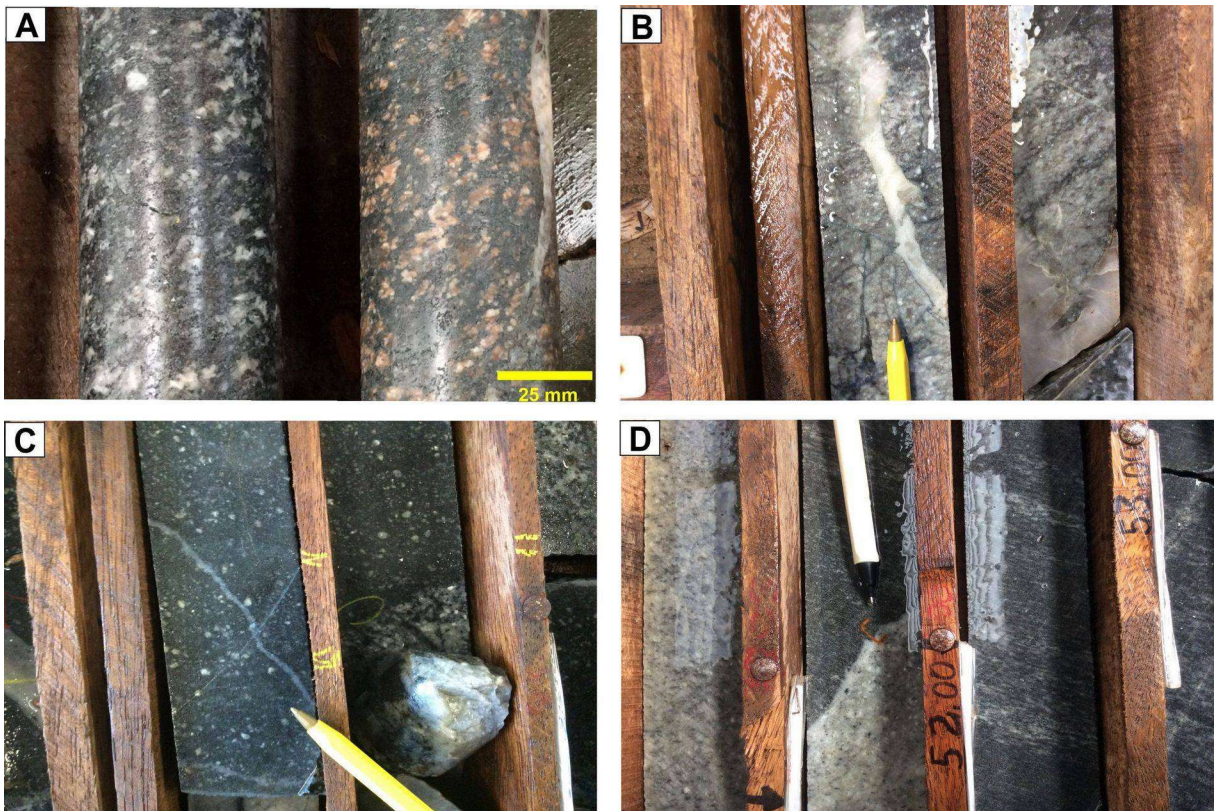


Figura 17 - Aspectos texturais mesoscópicos representativos da Sequência vulcano-plutônica do Bloco Norte do depósito Volta Grande. A) diorito isotrópico preservado (esq.) e diorito apresentando metassomatismo potássico seletivo em feldspatos (dir.); B) alteração propilítica fissural em microgranito; C) dacito porfirítico com silicificação fissural; e D) discordância litológica entre riolito porfirítico e granodiorito milonítico (direita).

O metassomatismo potássico é o principal tipo de alteração hidrotermal evidenciada pelo desenvolvimento de microclina e biotita formados como segunda geração em estilos pervasivo e pervasivo seletivo. Actinolita, clorita, calcita e epidoto são produtos de alteração propilítica em estilo fissural que comumente secciona a alteração potássica. Localmente ocorre alteração argílica intermediária seletiva atuante nos feldspatos primários e hidrotermais, impondo-lhes um aspecto de “sujo”.

As análises modais volumétricas desenvolvidas em algumas amostras coletadas ao longo dos perfis de sondagem M01, M02 e M03 mostraram variações significativas no conteúdo de minerais secundários que foram produzidos pelas alterações hidrotermais propilítica e potássica. Os resultados obtidos para o perfil M02 mostram que 7,4 % de biotita (Bt) e 24,8 % de microclina (Mc) originados durante o evento de metassomatismo potássico resultam em 32,2 % de minerais secundários. Para o perfil M02 essa somatória alcança 7,1 % de minerais secundários, ao passo que para o perfil M01 revela conteúdo mais discreto de 5,1 %. Esse fato revela a intensidade e importância de alterações hidrotermais na mudança da composição mineralógica primária desses granitoides, haja vista que no diagrama Q-(A+P)-M' essas rochas possuem índice de cor variável entre 20 e 30 % (Fig. 18).

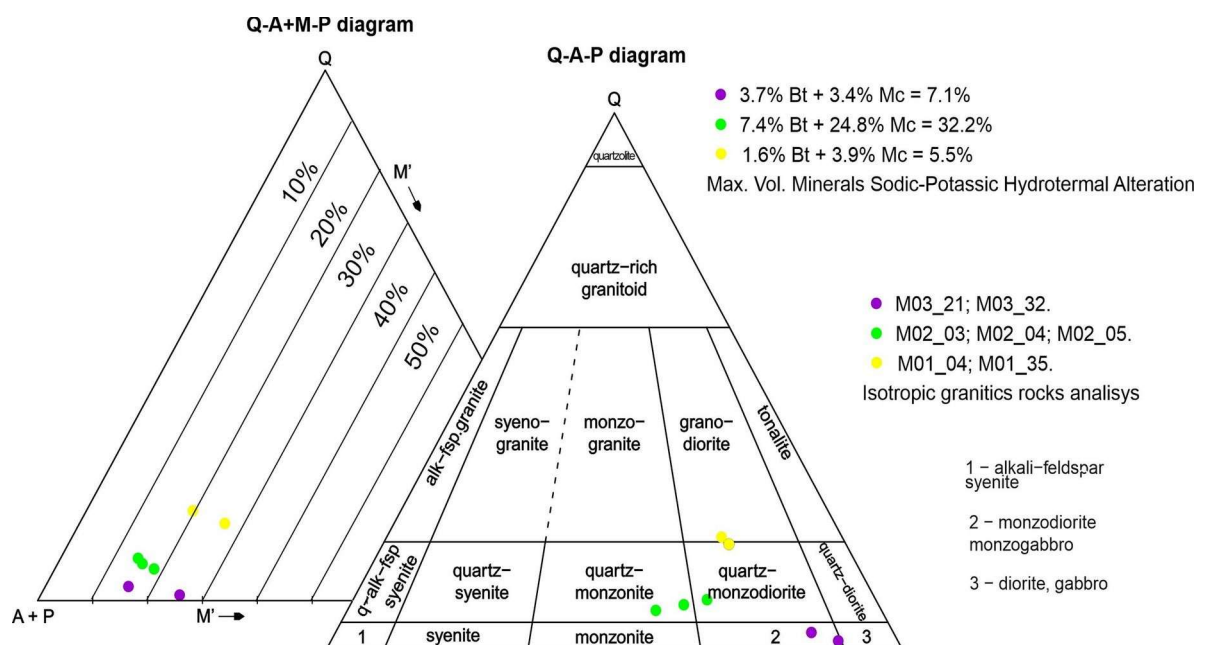


Figura 18 - Diagramas Q-A-P com os dados de análises modais em granitoides isotrópicos representativos dos furos M01, M2 e M3 do Bloco Norte do depósito Volta Grande. Diagrama Q-(A+P)-M com a variação de minerais máficos nas rochas granitoides isotrópicas (conforme Streckeisen 1976, Le Maitre 2002).

8.2.2 Vulcânicas

Esse conjunto contém rochas hipocrystalinas com cor variável entre cinza claro, preto a vermelho claro que foram formadas por fluxos de lava de composições dacítica, riódacítica e riolítica. Revelam textura porfírica ou afírica e matriz microlítica formada por finos cristais tabulares de plagioclásio; ou felsofírica, oriunda do intercrescimento de finos cristais anedrais de feldspato potássico e quartzo (Fig. 19). Localmente ocorre foliação de fluxo magmática evidenciada pelas orientações desses fenocristais e da matriz. Os fenocristais dessas rochas são de plagioclásio, microclina hidrotermal, anfibólio (hornblenda e actinolita), biotita e subordinado quartzo. Zircão, turmalina, apatita e, localmente, fluorita, figuram como os principais acessórios primários. Microclina, biotita (Bt2), clorita, argilominerais, calcita, epidoto e minerais opacos são os principais minerais secundários.

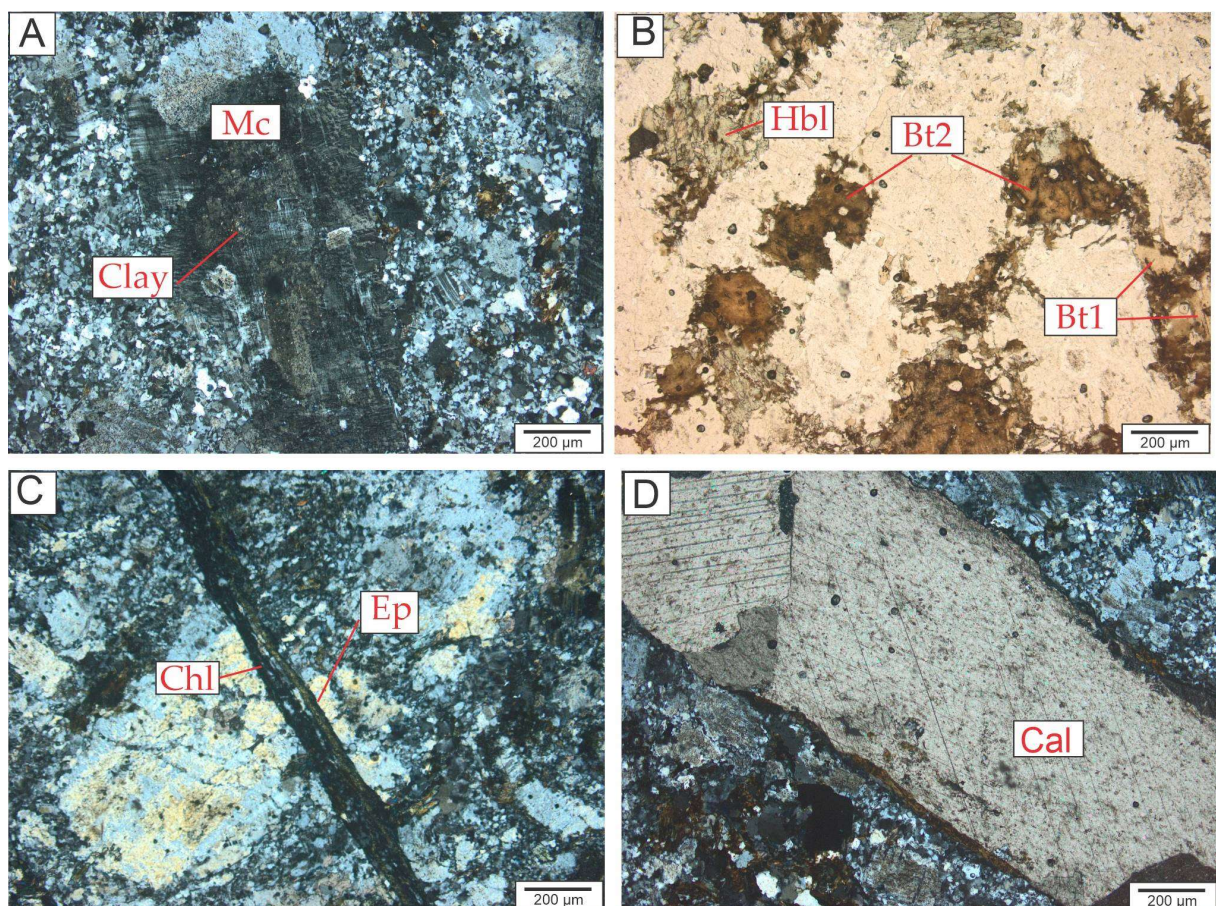


Figura 19 - Aspectos texturais microscópicos representativos da sequência vulcano-plutônica do Bloco Norte do depósito Volta Grande. A) microclina (Mc) hidrotermal desenvolvida em plagioclásio primário revelando ainda alteração argílica (Clay). Notar matriz microlítica quartzo-feldspática em riódacito porfírico; B) biotita (Bt) hidrotermal com inclusão de rutilo e hornblenda (Hbl) em microgranito; C) silicificação fissural com associação de clorita (Chl) e epidoto (Ep); e D) alteração hidrotermal fissural com calcita (Cal) em riódacito porfírico.

O fenocristal de plagioclásio (0,3–1,0 mm) se apresenta como cristais subédricos a anédricos, incolores e relevo baixo. Em nicóis cruzados exibem cores de interferência cinza de 1ª ordem, e possuem incipiente geminação polissindética devido à forte alteração para argilominerais, impondo-lhes aspecto de “sujo” e o que impede a estimativa teor da molécula de anortita nessa fase. Os fenocristais cristais de feldspato potássico ocorrem em tamanho médio a grosso, comumente com hábito subédrico. Mostram extinção ondulante, textura pertítica e alteração para argilominerais, com aspecto sujo no centro dos grãos e geminação do tipo xadrez reliquiar de microclina. Grande parte da microclina tem origem hidrotermal, evidenciado pelo fato de que geminação em xadrez está sobreposta aquela polissintética do plagioclásio. Localmente ainda é possível a identificação da geminação deste último.

O anfibólio ocorre em dois tipos, hornblenda e actinolita. Os cristais de hornblenda são verde, tem granulação média a grossa, e mostram pleocroísmo médio verde claro amarelado a verde oliva. A actinolita ocorre como cristais finos a médios pleocróicos, incolores a levemente esverdeados, lamelares, e mostram cores de interferência de terceira ordem azul, vermelha e lilás.

A biotita magmática (Bt1) possui dimensão variável entre fino a médio (0,1–0,8 mm). Esses minerais apresentam forma anédricas a subédricas, lamelares, com pleocroísmo forte variando de marrom castanho a amarelo pálido, relevo médio, clivagem visível e bordas corroídas. Em nicóis cruzados possui extinção reta mosqueada, cor de interferência alta de 2ª ordem, localmente alterada para clorita. A biotita hidrotermal (Bt2) apresenta forma predominantemente anedral e cor marrom escuro a castanho avermelhado, ocorre sobreposta à biotita magmática ou no contato entre os fenocristais, bem como comumente mostra inclusão de rutilo acicular.

Clorita ocorre como cristais verde claro com pleocroísmo fraco, forte birrefringência em cores fortes de azul escuro. Comumente ocorre substituindo a biotita magmática e, em alguns casos, nota-se relíquias de biotita nas borda da clorita.

8.2.3 Microscopia de minério

O ouro na sequência vulcano-plutônica está hospedado em veios e vênulas de quartzo com espessura aproximada de 1 cm (Fig. 20). Comumente calcopirita, pirita e arsenopirita estão associadas. Esses minerais precipitam no quartzo hidrotermal de forma livre ou em agregado de cristais, embora os sulfetos também ocorram disseminados em vênulas de calcita.

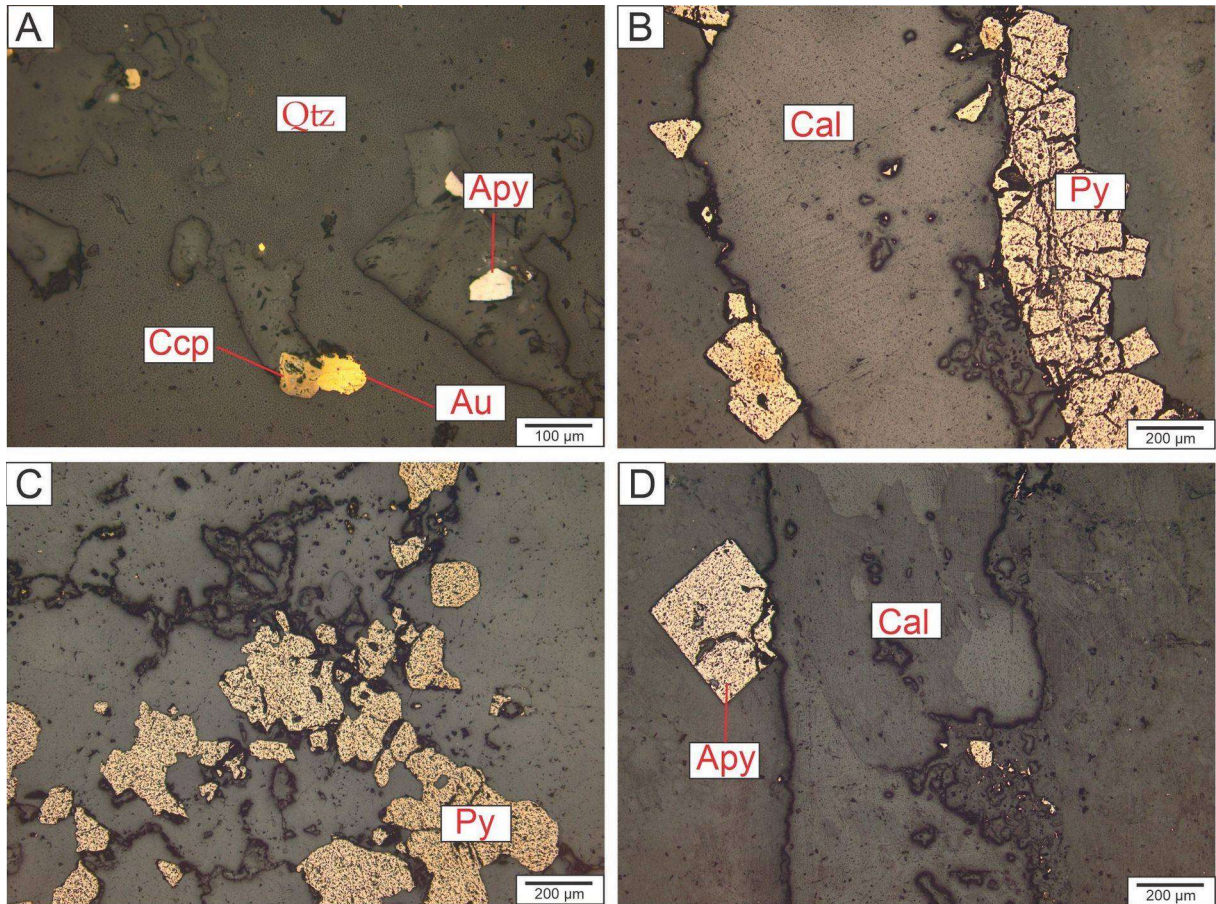


Figura 20 - Aspectos texturais representativos da zona mineralizada na Sequência vulcano-plutônica do Bloco Norte do depósito Volta Grande. A) grãos de ouro (Au), calcopirita (Ccp) e arsenopirita (Apy) em veio de quartzo; B) agregado de cristais de pirita (Py) na borda de vênula de calcita (Cal) em riodacito; C) agregado de cristais de pirita (Py) ao longo de fissuras em monzodiorito; e D) cristal eudral de arsenopirita (Apy) na borda de vênula de calcita (Cal) em riodacito.

O hábito dos cristais varia entre euédrico na pirita a anédrico ou arredondado no ouro, em dimensões milimétricas. As zonas de maiores teores nessa sequência estão associadas a processos de silicificação em veios, vênulas e *stockworks* (Fig. 21). Contudo, teores significativos também foram observados de forma disseminada ao longo de intervalos centimétricos de alteração propilítica em dacito porfírico. Nas rochas plutônicas este metal ocorre de forma disseminada ou precipitado em trilhas ao longo de microfraturas.

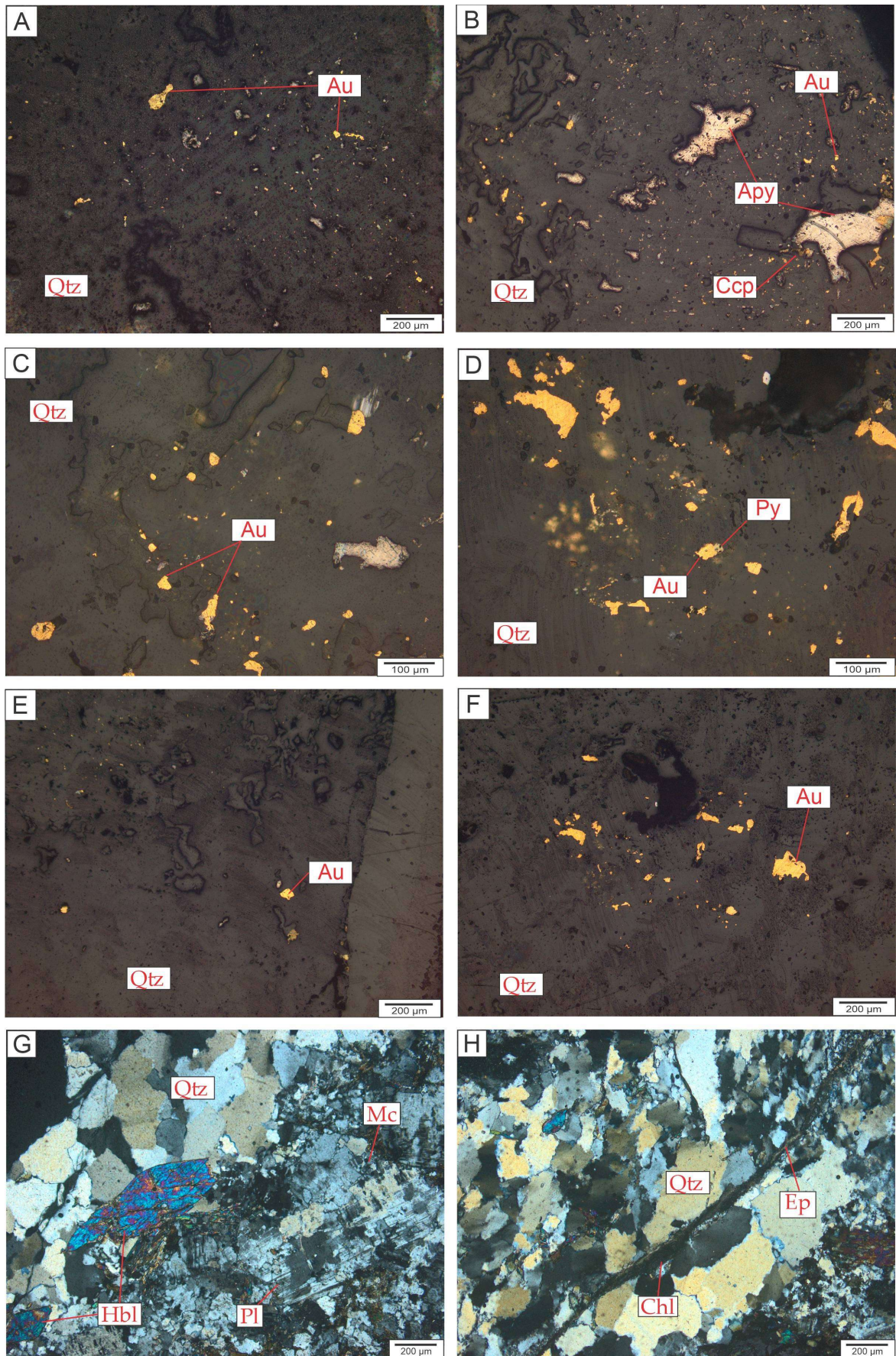


Figura 21 - Aspectos texturais representativos da zona mineralizada na sequência vulcano-plutônica. De A) a F) ocorrem ouro (Au), pirita (Py), calcopirita (Ccp) e arsenopirita (Apy) disseminados ou agregados em matriz de quartzo em zona de *stockwork*; G) e H) Processo de silicificação em representado por vênulas de quartzo fissural em zona de *stockwork*.

8.2.4 Alterações hidrotermais

Na fase de alteração potássica seletiva, a microclina é gerada a partir do plagioclásio primário e a biotita hidrotermal (Bt2) pela alteração das biotita magmática (Bt1) ou precipitada ao longo dos contatos dos cristais. A microclina hidrotermal representa aproximadamente 88 % de todo o feldspato potássico observado nessas rochas; ao passo que 35,8 % dos cristais de biotita são hidrotermais (Fig. 22).

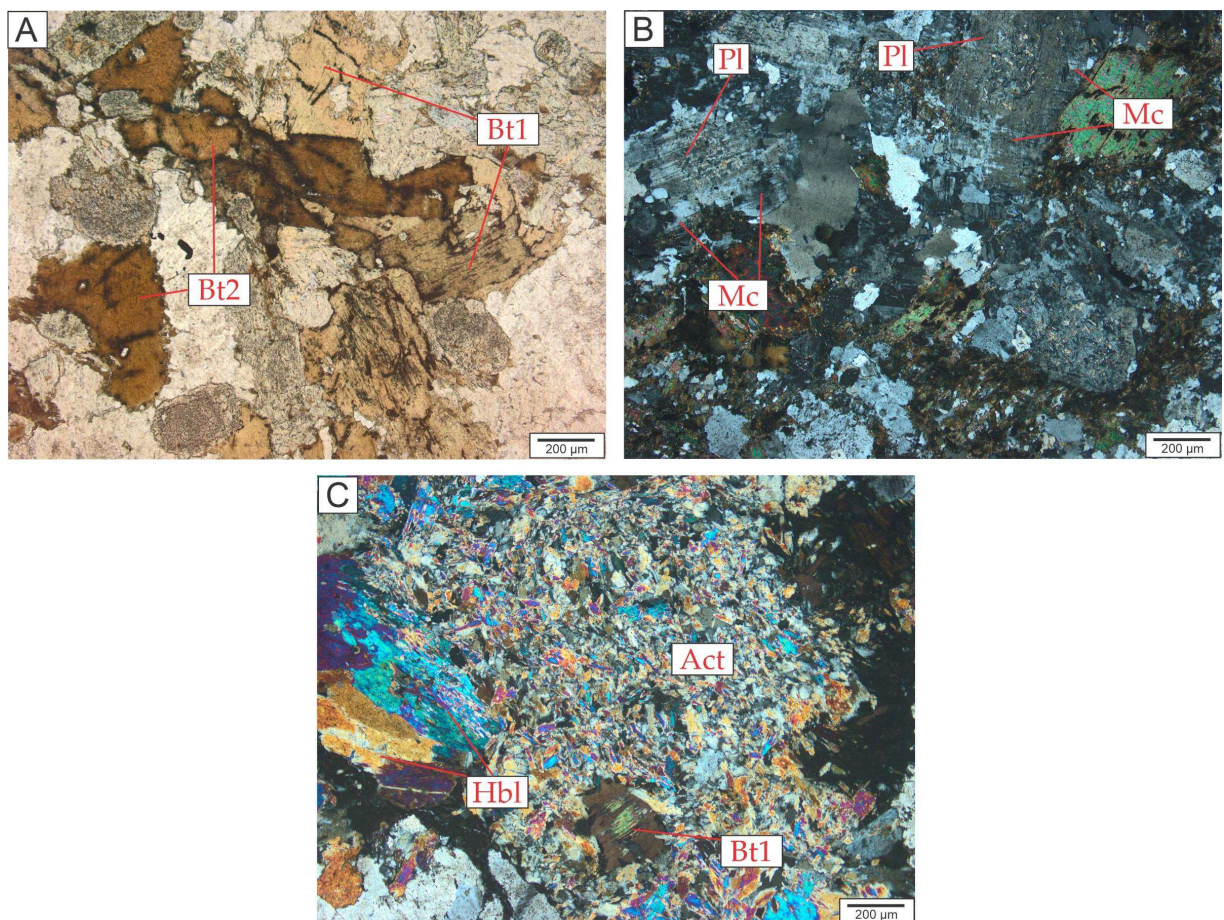


Figura 22 - A) Biotita hidrotermal (Bt2) substituindo biotita primária (Bt1); B) Cristais de plagioclásio (Pl) substituindo microclina (Mc) em zona de intensa alteração potássica que se destaca principalmente nas bordas dos cristais; C) Substituição da hornblenda (Hbl) por actinolita (Act) e cristal de biotita primária (Bt1) com possível núcleo de substituição hidrotermal por clorita e subordinada muscovita.

As alterações hidrotermais descritas no conjunto vulcano-plutônico são dos tipos potássica, propilítica e argílica com intensidade moderada a alta em estilos seletivo, fissural ou pervasivo (Fig. 23). Entre os intervalos identificados de rochas plutônicas, o monzodiorito apresentou o maior incremento volumétrico de minerais hidrotermais neoformados.

Late volcano-plutonic sequence

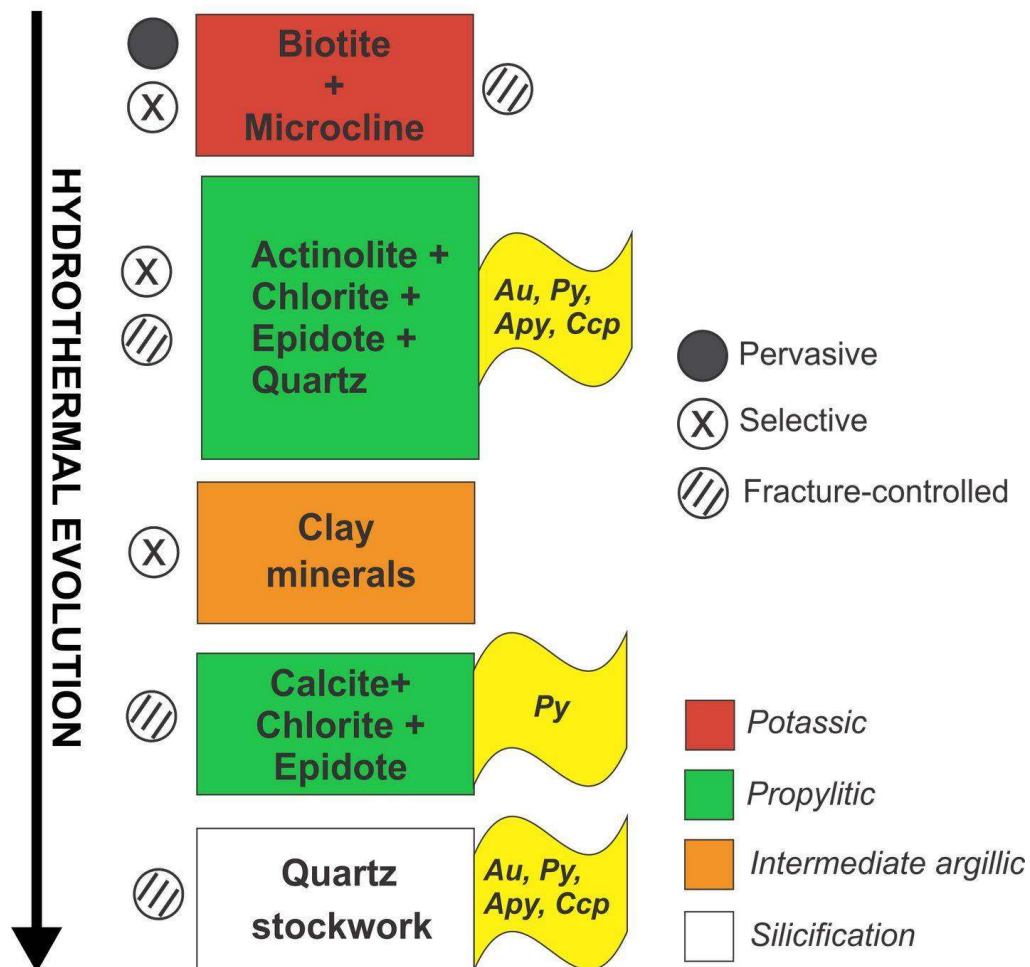


Figura 23 - Esquema ilustrando os tipos e estilos de alterações hidrotermais observadas nas rochas vulcano-plutônicas tardias. Em amarelo, os principais minerais de minério e metal nativo associados ao tipo de alteração são indicados: ouro (Au), pirita (Py), arsenopirita (Apy) e pirita (Py).

O desenvolvimento de alteração propilítica é mais intenso no monzodiorito, representada nessa rocha pela formação seletiva a pervasiva de epidoto, carbonato e, localmente, actinolita a partir de hornblenda, além de substituição de clorita em biotita magmáticas (Bt1). O estilo fissural de alteração pode ser observado pelo preenchimento de vênulas por calcita e epidoto. A alteração argílica atuante nos feldspatos, evidenciada pelo desenvolvimento de argilominerais em estilos seletivo a pervasivo, completa os principais tipos de alterações hidrotermais dos litotipos plutônicos.

As rochas vulcânicas apresentam tipos e estilos de alterações hidrotermais muito semelhantes ao conjunto plutônico, tais como fase de alteração potássica seletiva com geração de feldspato potássico a partir do plagioclásio e de biotita hidrotermal (Bt2) a partir da magmática (Bt1). Na fase de alteração propilítica se observa clorita se desenvolvendo a partir

de biotita magmática (Bt1), actinolita gerada a partir de hornblenda e formação de epidoto e carbonato em estilo seletivo substituindo fenocristal de plagioclásio e, localmente, a matriz. No entanto, no estilo de alteração fissural, além dos vênulas de calcita e epidoto, o conjunto vulcânico também apresenta veios preenchidos por quartzo hidrotermal relacionado à forte silicificação.

A Figura 24 apresenta um desenho esquemático dos perfis estratigráficos das amostras de testemunhos de sondagem das rochas que ocorrem associadas ao Grupo Três Palmeiras e da Sequência vulcano-plutônica, bem como suas relações.

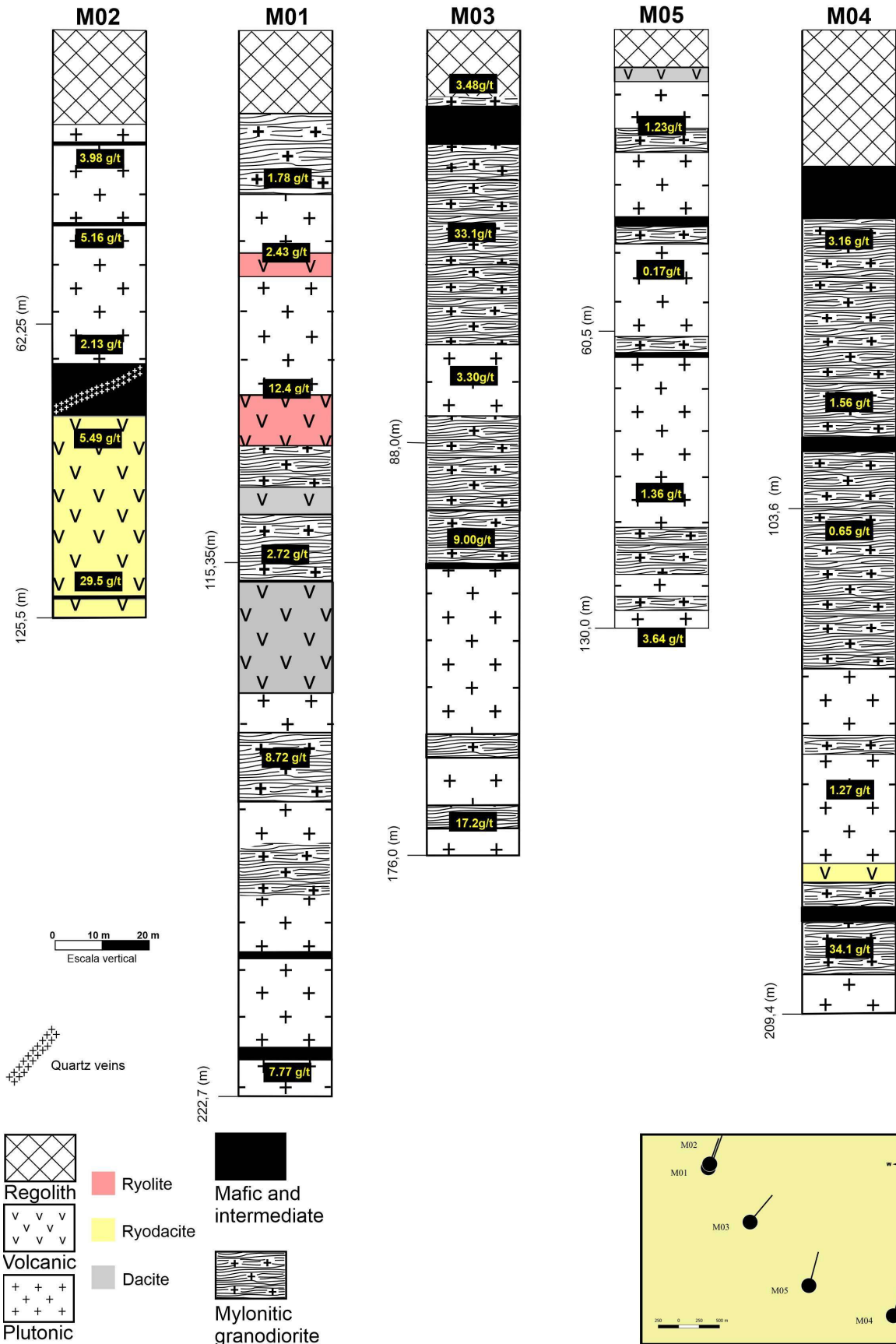


Figura 24 - Integração dos perfis estratigráficos (M01–M05) dos furos de sondagem representativos dos principais alvos estudados no Bloco Norte do depósito Volta Grande. Observa-se em destaque nas seções as discordâncias litológicas entre a sequência metamórfica (milonitos e metamáficas) e a sequência vulcano-plutônica tardia. Os teores de minério são apresentados como referencial.

8.3 METAMORFISMO, SEQUÊNCIA PARAGENÉTICA E A RELAÇÃO COM OS EVENTOS MINERALIZANTES

Com base na estratigrafia e feições texturais mesoscópicas e microscópicas é apresentado na Figura 25 um sumário da evolução temporal interpretada para 5 estágios de geração de minerais das zonas de alterações hidrotermais e eventos mineralizantes relacionadas aos litotipos originalmente ígneos que foram posteriormente metamorfisados, bem como aqueles vulcano-plutônicos isotrópicos formados por um evento magmático posterior.

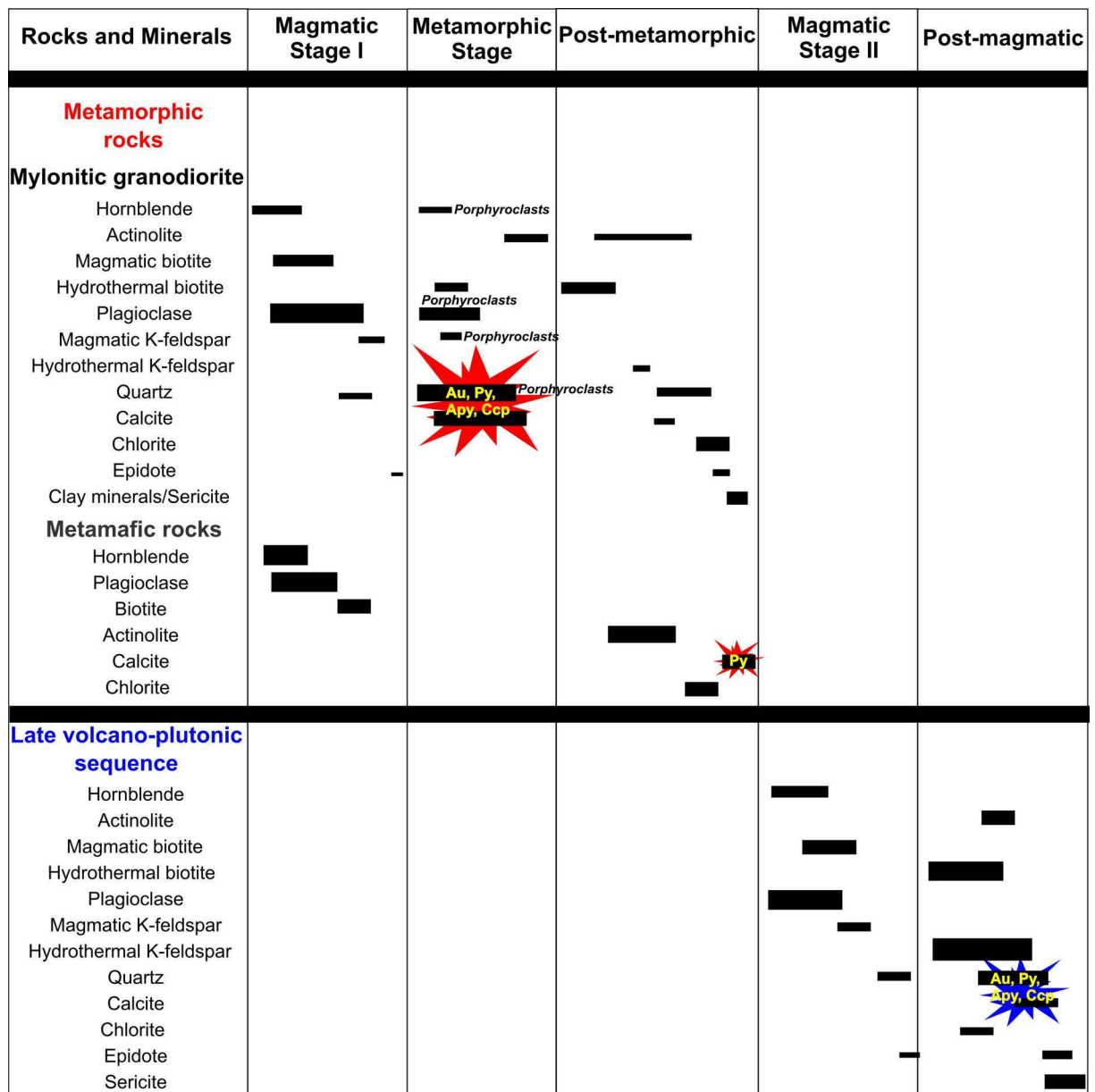


Figura 25 - Metamorfismo, alterações hidrotermais e sequenciamento paragenético das rochas do Bloco Norte do depósito Volta Grande. São detalhados ao menos 5 (cinco) estágios de formação de minerais: 1 (um) pré-, 1 (um) sin- e 3 (três) pós-metamórficos. As mudanças físico-químicas são inferidas a partir dos campos de estabilidade mineral de Pirajno (2009).

Após o estágio magmático e de sedimentações química e clástica, que materializaram os protólitos das rochas que compõem hoje as rochas metamórficas estudadas e aquelas do Grupo Três Palmeiras, processos metamórficos em fácies anfibolito médio marcam o primeiro estágio de modificação textural e mineralógica. Inicialmente houve a geração de gnaisses vinculada ao metamorfismo regional e posteriormente, ao longo das zonas de cisalhamento dúcteis, a superimposição de metamorfismo dinâmico que ocasionou a recristalização em fácies anfibolito médio dos feldspatos, ferro-magnesianos e quartzo em porfiroclastos e nematoblastos, além de cominuição da matriz, obliteração do bandamento gnáissico e geração de foliação milonítica. O progressivo aumento do grau metamórfico coincidiu com a devolatilização e remobilização de fluidos mineralizantes a partir de níveis profundos, que vigoraram até o pico do grau metamórfico em fácies anfibolito superior, resultado no início da alteração carbonática pervasiva que é controlada pela foliação milonítica, bem como com a formação dos veios de quartzo e deposição de ouro, além de pirita, arsenopirita e calcopirita em menor conteúdo. O metassomatismo potássico materializado nos granitoides, que está relacionado à formação de biotita e feldspato potássico hidrotermais, aponta para a interação com fluidos em condições de fácies anfibolito inferior (> 500 °C, Goldfarb *et al.* 2005), embora seja mais restrito em comparação às alterações desenvolvidas em condições de fácies verde.

No estágio pós-metamórfico, onde havia grande volume de fluidos hidrotermais e mineralizantes, duas etapas são interpretadas. A primeira seria uma fase inicial de retrometamorfismo com o desenvolvimento de actinolita a partir da modificação composicional da hornblenda temperaturas e pressões mais baixas, no retorno para o fácies xisto verde superior e possível hidratação do sistema (Pirajno 2009). Uma segunda etapa envolveria o início dos processos hidrotermais com a geração de epidoto, calcita e clorita relacionadas à alteração propilítica, tanto nos milonitos quanto nas metamáficas, ao passo que em menor volume sericita associada a quartzo e argilominerais representariam alterações sericítica e argílica intermediária, respectivamente.

O sistema vulcano-plutônico revela similaridades, mas também importantes diferenças na sequência paragenética. Essas feições estão relacionadas à história de evolução desse sistema em ambiente subvulcânico à superficial, onde o influxo de fluidos meteóricos é mais intenso e efetivo em função do regime tectônico transicional entre rúptil-dúctil a rúptil. A produção de fluidos em estágio tardi a pós-magmático ocasionou o desenvolvimento de importante alteração potássica em estilos pervasivo, fissural e seletivo, que é marcada pela geração de biotita e feldspato potássicos secundários. A diminuição da temperatura e entrada

de água permitiram então o desenvolvimento de alteração propilítica fissural com epidoto, clorita e calcita, bem como a formação de actinolita a partir da hornblenda. O desenvolvimento de *stockwork* com quartzo, sericita, ouro e sulfetos marca a fase de mineralização mais importante na sequência, apesar da alteração propilítica também hospedar minério disseminado. Alteração argílica intermediária ocorre intimamente associada nesta última fase.

No geral, as alterações hidrotermais geneticamente vinculada ao sistema vulcano-plutônico também podem ter afetado o pacote de rochas metamórficas, o que ocasiona obliterações parcial ou total das texturas metamórficas e superposição de alterações hidrotermais, como observado nas petrografias mesoscópica e microscópica. Nesse cenário, parte do ouro e sulfetos formados no primeiro estágio mineralizante pode ter sido remobilizado e depositado durante o segundo evento de mineralização.

9 DISCUSSÕES

9.1 EVOLUÇÃO FLUIDAL E ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS

As relações estratigráficas e texturas mesoscópicas e microscópicas de rochas e minério mostram que os granodioritos miloníticos, anfíbolito e meta-andesito associados ao Grupo Três Palmeiras, bem como aqueles isotrópicos pertencentes à Sequência vulcano-plutônica agora individualizada, foram hidrotermalmente alterados em distintos graus, extensão e momento, apesar de apresentarem em comum alguns tipos e estilos de alteração hidrotermal. Em geral, as rochas plutônicas e vulcânicas isotrópicas mostram efeitos mais intensos dos processos hidrotermais tardi a pós-magmáticos, bem como possivelmente afetaram também as rochas metamórficas, tanto na mudança mineralógica quanto na remobilização e deposição de minério. Em conjunto, se interpreta que os sistemas hidrotermais envolvidos na construção do depósito Volta Grande foram controlados por eventos tecno-metamórficos (Fig. 14), magmatismo, fluxo termal, influência da composição das rochas e provável mistura com fluídos de origem meteórica (Fig. 21).

As características petrográficas dos litotipos metamórficos sugerem um nível crustal mesotermal com profundidade em torno de 10 km, temperaturas variáveis entre 300 e 475 °C e pressão aproximada de 3 kbar (Spear 1995, Ridley & Diamond 2000, Goldfarb *et al.* 2005). A presença de actinolita em substituição à hornblenda, mesmo que retrometamórfica, aponta para temperatura do fluido acima de 350 °C e fortalece essas estimativas (Laird 1988). Durante a fase prógrada do metamorfismo, especificamente na transição do fácies xisto verde para anfíbolito, as rochas profundas são afetadas por devolatilização e os fluídos provenientes desse evento são responsáveis pela lixiviação do ouro e destabilização dos demais sulfetos que são enriquecidos nas rochas afetadas por metamorfismo regional (*greenstone belt* ou orógenos sin-colisionais). Por se tratar de um modelo genético metamórfico controlado estruturalmente, os fluidos ricos em metais são canalizados nas zonas de cisalhamento e brechas mecânicas, onde as principais estruturas e zonas mineralizadas “*lodes*” são concordantes com a foliação metamórfica (S1). Complementarmente, veios oblíquos extensionais também podem representar alguma fase de mineralização nesse tipo de depósito (Groves *et al.* 1998, Groves *et al.* 2003). Além da mineralização concordante e restrita às zonas miloníticas desses sistemas, os intervalos com maiores teores apresentaram marcante alteração carbonática pervasiva, com porfiroblastos bem desenvolvidos em zonas de alteração proximal (Bierlein *et al.* 1998). No Brasil, é descrita alteração carbonática pervasiva em

rochas ricas em quartzo da zona mineralizada do depósito aurífero Morro Velho (Lobato *et al.* 2001), estado de Minas Gerais. Assim, essas características são similares aquelas das rochas metamórficas do depósito Volta Grande.

O desenvolvimento de parte da alteração potássica nas rochas metamórficas ocorreu em profundidade e temperatura relativamente altas, resultante muito provavelmente da interação dessas rochas com fluidos residuais exsolvidos de magmas com altas razões a_{K^+}/a_{H^+} que, por associação, tem relação com o evento magmático que gerou a Sequência vulcano-plutônica tardia. Os estilos identificados desse tipo de alteração, que comumente obliteram as texturas de algumas rochas metamórficas, fortalecem esta interpretação. Com a diminuição da temperatura e das razões a_{K^+}/a_{H^+} em função da precipitação de feldspato potássico e biotita, a alteração propilítica foi iniciada, muito provavelmente em função da reatividade elevada dos granodioritos miloníticos e metamáficas e da interação de fluidos magmáticos misturados aqueles meteóricos. A infiltração de um grande volume de águas meteóricas causou a diluição e pode ter baixado a temperatura do fluido ainda mais, favorecendo a formação de epidoto, carbonato e clorita a partir da substituição de feldspatos e minerais máficos, bem como deposição de ouro e sulfetos. Na fase final, em paralelo ao contínuo abaixamento da temperatura, as soluções aquosas de tornaram progressivamente menos ácidas em função do alto consumo de H^+ durante os estágios de alterações anteriores. Porém, essas soluções ainda eram capazes de destruir minerais preexistentes, principalmente feldspatos, levando à parcial lixiviação de álcalis do sistema e consequente formação de argilominerais. Como resultado, as rochas atribuídas ao Grupo Três Palmeiras foram submetidas à alteração argílica intermediária, comumente desenvolvida entre 100 e 300 °C com pH próximo da neutralidade (Gifkins *et al.* 2005, Pirajno 2009).

No geral, a Sequência vulcano-plutônica isotrópica mostra os mesmos tipos de alterações identificadas nas rochas metamórficas, bem como a clara relação de mineralização aurífera e sulfetos associados às zonas de alteração propilítica ou zonas de *stockwork* de quartzo próximo à superfície. Contudo, as alterações desenvolvidas aqui são mais intensas e cobrem relativamente um maior volume de rocha, apontando para maior interação fluido/rocha. Por se tratar de um sistema raso a superficial em regime predominantemente rúptil, ocorre a interação com grande quantidade de águas meteóricas que favorece a maior efetividade do hidrotermalismo. As zonas mais enriquecidas em ouro nessa unidade coincidem com veios e vênulas de quartzo que formam um sistema de *stockwork* associados à alteração argílica intermediária, além de alteração carbonática subordinada. Assim, essas

condições são muito similares aquelas descritas em depósitos epitermais de baixa e intermediária sulfidação com ouro e prata (Hedenquist *et al.* 2000, Sillitoe 2010).

Os sistemas hidrotermais epitermais são formados em temperaturas que variam de 200 a 300 °C e em ambientes relativamente rasos de no máximo 2 km de profundidade (Simmons *et al.* 2005). A composição dos fluidos formadores desses sistemas está em função da natureza oxidada ou reduzida do enxofre (sulfidação ou *sulfidation*), onde a acidez é indicada pela presença do ácido sulfúrico (H₂SO₄). Com base nessa distinção, esse sistema pode ser classificado como baixa-, intermediária- ou alta-sulfidação. Nos casos onde o fluido possui baixo conteúdo de enxofre, a acidez é controlada e potencializada pela presença de ácido clorídrico (HCl) e fluorídrico (HF) exsolvidos de fluidos hidrotermais de origem magmática ao interagirem com águas subterrânea e meteórica em níveis crustais rasos a superficiais (Hedenquist *et al.* 2000; Sillitoe 2010).

Entre todos os alvos estudados no Bloco Norte do depósito Volta Grande, o Ouro Verde (seções M01 e M02 na Figura 19) apresentou um maior volume de rochas vulcânicas e plutônicas isotrópicas em relação às metamórficas. As feições petrográficas, estruturais, hidrotermais, bem como de mineralização com ouro visível são mais bem desenvolvidas em todos os litotipos e são diagnósticas desse alvo. Quando integrados, esses dados apontam para uma possível associação com sistema hidrotermal formado em ambiente raso, com características compatíveis com sistemas epitermais de sulfidação intermediária a baixa, a exemplo daquelas identificadas em várias regiões do Cráton Amazônico, como na Província Mineral do Tapajós (Tokashiki *et al.* 2015, Gómez-Gutiérrez 2018, Juliani *et al.* 2021), Província Aurífera de Alta Floresta (Assis *et al.* 2008, Assis *et al.* 2017) ou região de São Félix do Xingu (Cruz *et al.* 2015, Cruz *et al.* 2016). Contudo, são necessários dados de microscopia eletrônica de varredura, espectroscopia de infravermelho e de microtermometria para melhor avaliação dessa hipótese e formulação de um modelo genético mais robusto.

9.2 CONTRIBUIÇÃO À MODELAGEM GENÉTICA DO DEPÓSITO VOLTA GRANDE

A sobreposição de eventos de mineralização em depósitos de alta tonelagem (classe mundial) de ouro e metais associados é considerado um fator comum e fundamental em vários exemplos explorados no planeta. O depósito aurífero Dongyaozhuang, situado na montanha Wutai, região norte-central da China, está hospedado em uma sequência vulcano-sedimentar (*greenstone belt*) do Arqueano (Liu *et al.* 2020). Feições geológicas e assembleias mineralógicas revelam, ao menos, dois episódios de mineralização de ouro nesse depósito. O

primeiro está relacionado a veios de quartzo e pirita (+ carbonato + calcopirita + turmalina) deformados que são síncronos à foliação regional paleoproterozoica. Por sua vez, o segundo evento engloba veios, vênulas e stockwork não-deformados com quartzo + carbonato + pirita + calcopirita + arsenopirita e ouro nativo que invadem o primeiro evento mineralizante. A integração desses dados com a história de evolução tectônica da região sugere a existência de episódios de mineralização superpostos cíclicos, bem como exclui a possibilidade de apenas um evento metalogenético no depósito Dongyaozhuang.

O *greenstone belt* Lapland Central (1.92–1.77 Ga) contém depósitos de ouro orogênico ao longo de importantes zonas de cisalhamento e lineamentos estruturais. Na porção norte desse cinturão, região da Finlândia, ocorre o depósito aurífero Suurikuusikko (Mina Kittilä), atualmente o maior produtor desse metal na Europa (Molnár *et al.* 2016, Molnár *et al.* 2018). Distante aproximadamente 10 km a norte de Suurikuusikko, outro depósito denominado Iso-Kuotko está hospedado ao longo da mesma zona de cisalhamento. A mineralização aurífera neste último foi formada em dois principais estágios: 1) um inicial de mineralização de ouro refratário associado a arsenopirita, similar aquele ocorrente no depósito Suurikuusikko; e 2) e um estágio tardio principal com ouro livre em veios de quartzo e carbonato, além de abundantes pirrotita, bismuto nativo e outros sulfetos. Esse último evento é ausente no depósito Suurikuusikko. A integração de dados geológicos, mineralógicos e geocronológicos em minerais e rocha (U-Pb, Re-Os e Pb) apontam para múltiplos episódios de atividade hidrotermal ao longo das zonas de cisalhamento que controlam esses depósitos. Esse hidrotermalismo é coincidente com eventos de magmatismo félsico controlado por falhas N-S desenvolvidas durante a orogenia Svecofenniana.

Diante de exemplos de depósitos bem estudados e similares na literatura, os dados disponíveis até o momento para o depósito Volta Grande mostram o grande potencial que tem a região do Domínio Bacajá para a pesquisa e exploração de ouro e metais intimamente associados. Mostrando a sua importância para o estado do Pará e para o Brasil, como todo. Os principais litotipos no Volta Grande portadores de ouro revelam diferenças ao longo da estratigrafia que permitem separá-los em um conjunto de rochas metamorfisadas em fácies xisto verde a anfíbolito, bem como em outro isotrópico vulcano-plutônico. Em ambos os grupos, os teores de minério são significativamente elevados para a economicidade na jazida da *Belo Sun Mining Corp.*

Contudo, a atual modelagem genética não contempla as implicações geológicas e metalogenéticas do sistema vulcano-plutônico tardio agora descrito. As texturas metamórficas dos milonitos, o estilo de mineralização controlado por veios centimétricos de quartzo e

vênulas, e a associação de alteração carbonática pervasiva concomitante com foliação metamórfica que também hospedam parte do ouro, de fato, leva à interpretação de um modelo genético tipo “*lode*” orogênico (Goldfarb *et al.* 1998, Goldfarb *et al.* 2005), que é considerado pela empresa e serve como um guia exploratório (Agnierian 2005, Chubb *et al.* 2015). Porém, a existência de veios e vêmulas de quartzo mineralizados controlados por um sistema fissural raso tipo *stockwork* e alterações hidrotermais de intensidade moderada a alta dos tipos potássica, propilitica e argílica apontam para momentos distintos de construção do depósito.

Assim, esses achados podem ser úteis na elaboração e designação de novos modelos de exploração e guias, o que podem levar às novas descobertas significativas de depósitos de ouro e metais associados em outras regiões do Domínio Bacajá, sobretudo aquelas que foram afetadas por eventos tectono-metamórficos no Paleoproterozoico e que experimentaram a ocorrência cíclica de atividades magmáticas pós-tectônicas e alterações hidrotermais produzidas por fluidos profundos ou rasos.

9.3 RELAÇÕES DOS EVENTOS MINERALIZANTES COM AS ASSOCIAÇÕES MAGMÁTICAS DO DOMÍNIO BACAJÁ

Nesse tópico será realizada a tentativa de correlação das rochas descritas ao longo dos perfis estratigráficos (Figura 23) do depósito Volta Grande e seus eventos mineralizantes com as atividades magmáticas orogênicas do Ciclo Transamazônico no Domínio Bacajá. Na região denominada Iriri-Xingu, leste do Domínio Bacajá, são identificaram ao menos quatro fases de formação de granitoides do Paleoproterozoico, com idades de 2,22, 2,10, 2,08 e 1,99 Ga (Vasquez *et al.* 2008). A deformação dúctil impressa nos granitoides de 2,22 e 2,10 Ga indica que esses corpos foram posicionados em períodos puramente orogênicos. Por sua vez, a deformação que atuou nos granitoides 2,08 e 1,99 Ga aponta para colocação em condições bem mais amenas de temperatura e pressão, típicas de períodos orogênicos mais tardios. Isso sugere que a formação dessas rochas está relacionada a diferentes estágios de uma ou mais fases da orogênese Transamazônica nessa região. Esses ciclos provavelmente estão relacionadas à evolução do primeiro evento mineralizante do depósito Volta Grande, que se deu regime polifásico.

Essa mesma ideia também é defendida para as diferentes fases de colocação dos granitoides Riacionos (Macambira *et al.* 2009). Esses autores separam as rochas em subgrupos, que podem corresponder a diferentes estágios da evolução tectono-magmática do Ciclo Transamazônico, conforme sugerido para a parte norte da província (Santos 2003).

Granitoides Riaccianos são comuns na parte norte do Domínio Bacajá e são representados por diferentes tipos de rochas. Tonalito, granodiorito e monzogranito foram colocados aproximadamente nesta sequência durante um evento ígneo que durou por aproximadamente 140 Ma. Poucas caracterizações petrográficas e estudos estruturais foram realizados no Domínio Bacajá (Vasquez *et al.* 2005, Barros *et al.* 2007) e a observação que as rochas mais velhas são mais deformadas que as mais novas precisa de confirmação. Apesar dessa escassez de dados, é possível traçar um paralelo com outros domínios mais bem estudados da Província Maroni-Itacaiúnas (Tassinari & Macambira 1999). Monzogranito, tonalito e quartzo monzodiorito com textura hipidiomórfica granular a porfiroclástica e foliação milonítica moderada a incipiente, localmente bandada, são reconhecidos nas regiões de Brasil Novo e Belomonte (Vasquez & Rosa-Costa 2008). Eles foram invadidos entre 2,22 e 2,18 Ga na crosta continental mais velha, conforme indicado por suas composições Nd isotópico (idades Nd TDM = 2,9 e 2,8 Ga; $\epsilon_{Nd}(T) = 5,0$ e 8.3) e pela presença de grãos de zircão herdados (2491 ± 7 Ma e 2524 ± 5 Ma). As evidências corroboram o cenário técnico como um arco continental à margem de um continente arqueano, representando, portanto, o primeiro estágio do Ciclo Transamazônico. O período entre 2,16 e 2,13 Ga é caracterizado pela colocação de tonalito, quartzo monzodiorito e granodiorito na parte noroeste da região.

As atividades magmáticas pós-metamórficas, a exemplo da sequência vulcano-plutônica e o segundo evento mineralizante descrito no depósito Volta Grande, representam eventos pós-orogênicos. Vasquez *et al.* (2005) obtiveram idade de 1986 ± 5 Ma Pb-Pb em zircão (TIMS) para o Granodiorito Sant'Ana, sendo, portanto, o granitoide mais jovem do Domínio Bacajá. Trata-se de um plúton granítico intrusivo encaixado nos Ortognaisse Rio Preto e Paragnaisse Ipiaçava observado na proximidade da fazenda Sant'Ana, oeste da cidade de Uruará (PA). Vasquez & Rosa-costa (2008) descreveram nesse corpo feições de mistura de magmas tipo *mingling*, encraves e diques rompidos de composição diorítica, microgranulares e glomeroporfiríticos. Essas rochas apresentam uma incipiente foliação magmática, marcada pelo alinhamento de fenocristais de feldspato e de agregados de minerais máficos. Essa atividade magmática pós-orogênica pode várias contribuições na região da volta grande do Xingu, tais como: a) pela colocação de diques facilitados pelo regime tectônico rúptil, b) pelo efeito geotermal que ocasionou fusão parcial de rochas tardi e/ou sin-orogênicas, e c) pela adição fluidos hidrotermais capazes de remobilizar as mineralizações de sistemas minerais já consolidados.

10 CONCLUSÕES

Os dados apresentados neste trabalho a respeito do depósito de classe mundial Volta Grande apontam para a existência de, pelo menos, dois eventos mineralizantes auríferos que foram eficientes na geração, transporte, preparação das hospedeiras e deposição de metais ao longo da evolução dessa ocorrência mineral, formada no Paleoproterozoico do Domínio Bacajá. Ao fim dessa investigação, as seguintes conclusões e considerações podem ser estabelecidas:

1. O primeiro evento de mineralização foi controlado pelo desenvolvimento de ortognaisses, milonitos e veios de quartzo, localmente com carbonatos. Essas rochas são produtos da atuação de múltiplos processos tectono-metamórficos em fácies xisto verde a anfibolito que causaram a devolatilização de protólitos que compunham *greenstone belts* e granitoides associados e que eram ricos em sulfetos e ouro. Nesse contexto, foram produzidos fluidos mineralizantes possivelmente bissulfetados profundos que ascenderam ao longo das zonas de cisalhamento quilométricas de 1ª ordem que ocorrem na região, ocasionando grande interação fluido/rocha, geração de alterações hidrotermais e deposição do ouro ao longo da foliação metamórfica S1, com ou sem alteração carbonática, e em veios de quartzo que são síncronos ao metamorfismo dinâmico;
2. Por sua vez, o segundo momento de mineralização está relacionado à formação de um conjunto de rochas plutônicas e vulcânicas félsicas e intermediárias isotrópicas que secciona o pacote metamórfico. Esses litotipos mostram zonas mais amplas de alterações hidrotermais de variados tipos e estilos, veios e vênulas auríferos com quartzo e sulfetos e feições geológicas desenvolvidas em regime rúptil, típicas de *stockwork* que caracterizam sistemas hidrotermais epitermais de baixa e intermediária sulfidação. Esse segundo evento pode ter remobilizado parte do ouro presente no pacote metamórfico, bem como pode ter sua origem vinculada a processos magmático-hidrotermais que usualmente geram fluidos ricos em metais diretamente a partir de magmas em cristalização de origem mantélica ou de crosta inferior;
3. A ocorrência de sistemas vulcano-plutônicos tardios no Domínio Bacajá, como sugerido pela proliferação de estruturas circulares impressas nas rochas encaixantes do depósito Volta Grande, abre boas possibilidades para a pesquisa e identificação de mineralizações polimetálicas na região, a exemplo de outras áreas com terrenos proterozoicos do Cráton

Amazônico. O sistema hidrotermal do tipo pórfiro de metais raros e de base, comumente desenvolvido em ambientes de arco magmático ou retro-arco, representa a raiz dos sistemas epitermais de alta sulfidação, bem como influenciam indiretamente o desenvolvimento daqueles de baixa e intermediária sulfidação com participação de água meteórica. Nesse contexto, os litotipos subvulcânicos e plutônicos;

4. Apesar das hipóteses aqui externadas revelarem um potencial até então não descrito na região, é urgente a obtenção de novos dados geoquímicos, geocronológicos, microtermométricos e de isótopos estáveis para a melhorar a contribuição à modelagem genética do depósito Volta Grande e ao conhecimento geológico do Domínio Bacajá. Em depósitos de classe mundial, os eventos de mineralização são comumente superimpostos e cíclicos e se tornam mais interessantes para o aumento de teor, tonelagem, viabilidade econômica e longevidade das jazidas. Certamente a combinação desses fatores ocorreram ao longo da construção e consolidação do depósito Volta Grande.

REFERÊNCIAS

- Agnerian H. 2005. *Technical Report on the Volta Grande Gold Property, Brazil*. Vancouver, Verena Minerals Corporation.
- Almeida F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Science Reviews*, **17** (1-2):1-29.
- Alves C.L., Sabóia A.M., Martins E.G., Stropper J.L. 2010. *Folhas São José do Xingu e Comandante Fontoura, Escala 1:250.000*. Projeto Noroeste-Nordeste de Mato Grosso. CPRM, Goiânia. 120 p. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/11197>. Acesso em: 28 jul 2021.
- Arribas Jr A. 1995. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluids. In: Thompson J.F.H. (ed.). *Magmas, fluids, and ore deposits*. Mineralogical Association of Canada Short Course Vol. 23, p. 419-454.
- 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**: 1937-1957.
- Assis R.R., Xavier R.P., Paes de Barros A.J., Souza-Filho R. 2008. Trace Element Geochemistry and Fluid Regimes in Gold Deposits of the Alta Floresta Province. In: SBG, Proceedings of the 44th Congresso Brasileiro de Geologia, Curitiba.
- Barros C.E.M., Macambira M.J.B., Santos M.C.C., Silva D.C.C., Palmeira L.C.M., Souza M.M. 2007. Estruturas sinmagmáticas e idade de zircão de granitos (evaporação de Pb) paleoproterozóicos da parte leste do Domínio Bacajá, Província Maroni-Itacaiúnas. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(2): 293-304.
- Belo Sun Mining Corp. 2021. *Volta Grande Gold Project. Precious Metals Summit Presentation*. Disponível em: https://www.belosun.com/_resources/presentations/Corporate-Belo-Sun-Presentation-2021.pdf
- Bierlein F.P. & McNaughton, N.J. 1998. Pb isotope fingerprinting of mesothermal gold deposits from central Victoria, Australia: Implications for ore genesis. *Mineralium Deposita*, **33**(6): 633-638.
- Carneiro C.C., Carreiro-Araújo S.A., Juliani C., Crosta A.P., Monteiro L.V.S., Fernandes C.M.D. 2013. Estruturação Profunda na Província Mineral do Tapajós Evidenciada por Magnetometria: Implicações para a Evolução Tectônica do Cráton Amazonas. *Boletim SBGf*, **86**: 29-31.
- Carneiro C.D.C., Juliani C., Carreiro-Araújo S.A., Monteiro L.V S., Crósta A.P., Fernandes C.M.D. 2018. New Crustal Framework in the Amazon Craton Based on Geophysical Data: Evidences of Deep East-West Trending Suture Zones. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, **99**: 1-5.

Caputo M.V., Rodrigues R.D.N.N., Vasconcelos D.D. 1971. *Litoestratigrafia da bacia do Amazonas*. RENOR-PETROBRAS, 92 p.

Chauvet A. 2019. Structural control of ore deposits: The role of pre-existing structures on the formation of mineralised vein systems. *Minerals*, **9**: 1-22.

Chubb D., Cleugh A., Couture J-F., Franca P., Gueorguiev S., Leuangthong O., Luz A., Wahl G., Weierhäuser L., Zurowski G. 2015. *Feasibility Study on Volta Grande Project, Pará Brazil*. Altamira, NI 43-101.

Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Kawashita K.A. 1984. Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*, **9**: 6-11.

Cristo L.C.F. 2018. *Estudo petrográfico e isotópico (Pb-Pb, U-Pb e Sm-Nd) de rochas metavulcânicas, mineralizações auríferas e rochas granitoides relacionadas ao greenstone belt Três Palmeiras, volta grande, Domínio Bacajá, Pará*. Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 52 p.

Cruz R.S., Fernandes C.M.D., Villas R.N.N., Juliani C., Monteiro L.V.S., Almeida T.I.R., Lagler B., Carneiro C.C., Misas C.M.E. 2015. A study of the hydrothermal alteration in Paleoproterozoic volcanic centers, São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil, using short-wave infrared spectroscopy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **304**: 324-335.

Cruz R.S., Fernandes C.M.D., Villas R.N.N., Juliani C., Monteiro L.V.S., Lagler B., Misas C.M.E. 2016. Paleoproterozoic volcanic centers of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Hydrothermal alteration and metallogenetic potential. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **320**: 75-87.

Daemon R.F. 1975. Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, bacia do Amazonas. *Revista Brasileira de Geociências*, **5**(2): 58-84.

DOCEGEO (Rio Doce Geologia e Mineração S.A). 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. *In*: CVRD/SBG, 35º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém.

Faraco M.T.L., Carvalho J.M.A., Klein E.L. 1996a. *Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós: escala 1:500.000. Nota explicativa*. Belem: CPRM, 13 p.

Faraco M.T.L., Carvalho J.M. de A., Klein E.L. 1996b. *Carta Metalogenética da Província de Carajás - SE do Pará. Folha Araguaia (SB.22). Nota Explicativa*. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM, 28 p.

Faraco M.T.L., Vale A.G., Santos J.O.S., Luzardo R., Ferreira A.L., Oliveira M., Marinho, P.A.C. 2005. Levantamento geológico da região ao norte da província Carajás. *In*: Horbe A., Souza W. (eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia v. 4*. Belém, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte, p. 32-43.

Fernandes C.M.D., Juliani C., Monteiro L.V.S., Lagler B., Misas C.M.E. 2011. High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Exclusively crustal sources or only mixed Nd model ages? *Journal of South American Earth Sciences*, **32**(4): 351-368.

Fernandes C.M.D. & Juliani C. 2019. The tectonic controls on the Paleoproterozoic volcanism and the associated metallogeny in the South Amazonian craton, Brazil: Sr–Nd–Pb isotope constraints. *Precambrian Research*, **331**: 105354. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105354>

Ferrari L., Lopez-Martinez M., Aguirre-Diaz G., Carrasco-Nunez G. 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, **27**(4): 303-306.

Fraga L.M., Vasquez M.L., Almeida M.E., Dreher A.M., Reis N.J. 2017. A influência da orogenia Eo-Orosiriana na formação da SLIP Uatumã, parte central do Cráton Amazônico. In: SBG-NO, 15º Simpósio de Geologia da Amazônia, p. 405-408.

Gifkins C., Herrmann W., Large R.R. 2005. Altered volcanic rocks: a guide to description and interpretation, 1st ed. Centre for Ore Deposit Research, University of Tasmania, 275 p.

Goldfarb R.J., Baker T., Dube B., Groves D.I., Hart C.J.R., Gosselin P. 2005. Distribution, character and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. In: Hendequist J.W., Thompson J.F.H., Goldfarb R.G., Richards J.P. (eds.). *One Hundredth Anniv. Vol.* Littleton, Society of Economic Geology, p. 407-450.

Gómez-Gutiérrez D.F. 2018. *Petrogênese e Metalogenia do Magmatismo Paleoproterozoico na Porção Sul da Província Mineral do Tapajós, Cráton Amazônico*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 229 p.

Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, **13**: 7-27.

Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart C.J.R. 2003. Gold Deposits in Metamorphic Belts: Overview of Current Understanding, Outstanding Problems, Future Research, and Exploration Significance. *Economic Geology*, **98**: 1-29.

Hedenquist J.W., Arribas Jr. A., Gonzalez-Urien E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits, In: Hagemann S.G., Brown P.E. (eds.), *Gold in 2000, Reviews in Economic Geology*. Society of Economic Geologists, Boulder, p. 245-277.

Hurley P.M., Almeida F.F.M., Melcher G.E., Cordani U.G., Rand J.R., Kawashita K., Vadoros P., Pinson Jr. W. H., Fairbairn H. W. 1967. Test of continental drift by means of radiometric ages. *Science*, **157**(3788): 495-500.

Issler R.S., Andrade A.R.F., Montalvão R.M.G., Guimarães G., Silva G.D., Lima M.I.C. 1974. *Geologia da Folha SA.22-Belém. Brasil. DNPM. Projeto RADAMBRASIL (Relatório Técnico)*, **5**: 1-71.

Jorge João X.S., Vale A.G., Lobato T.A.M. 1987. *Folha SA.22- Y-D, Altamira. Projeto especial mapas de recursos minerais de solos e de vegetação para a área do programam Grande Carajás*. Subprojeto Recursos Minerais, Brasília, DNPM/CPRM, 31 p.

Jorge João X.S., Vale A.G., Lobato T.A.M. 2001. *Altamira – Folha SB.22-Y-D, Estado do Pará. Escala 1:250.000*. Brasília, DF, DNPM/CPRM. 48 p. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB)

Juliani C., Assis R.R., Monteiro L.V.S., Fernandes C.M.D., Martins J.E.Z.S., Costa J.R.C. 2021. Gold in Paleoproterozoic (2.1 to 1.77 Ga) Continental Magmatic Arcs at the Tapajós and Juruena Mineral Provinces (Amazonian Craton, Brazil): A New Frontier for the Exploration of Epithermal–Porphyry and Related Deposits. *Minerals*. <https://doi.org/10.3390/min11070714>

Juliani C., Rye R.O., Nunes C.M.D., Snee L.W., Correa Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., 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., Vasquez M.L., Klein E.L., Villas R.N.N., Echeverri Misas C.M., Santiago E.S.B., Monteiro L.V., Carneiro C.C., Fernandes C.M.D., Usero G. 2014. Metalogênese da Província Tapajós. In: Silva M.G., Rocha Neto M.B., Jost, H., Kuyumjan, R.M. (eds.). *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras*. CPRM, Belo Horizonte, p. 229-268. Disponível em: <https://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/19389>. Acesso em: 27 jul 2021.

Kay S.M., Godoy E., Kurtz A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, **117**(1-2): 67-88.

Klein E.L., Almeida M.E., Rosa-Costa L.T., 2012. The 1.89-1.87 Ga Uatumã Silicic Large Igneous Province, northern South America: *Large Igneous Provinces Commission*. Disponível em: <http://www.largeigneousprovinces.org/12nov>. Acesso em: 28 jul 2021.

Klein E.L. & Carvalho J.M.A. 2008. Recursos Minerais. In: Vasquez M. L., Rosa-Costa L.T. (eds). *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. 328p + CD-ROM.

Klein E.L., Rosa-Costa L.T., Vasquez M.L. 2014. Metalogênese da Borda Oriental do Cráton Amazônico. In: Silva M.G., Rocha Neto M.G., Jost H., Kuyumajian R.M. (eds.) *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras*. Belo Horizonte, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, p. 171-194.

Lagler B., Juliani C., Pessoa F.F., Fernandes C.M.D. 2011. Petrografia e geoquímica das sequências vulcânicas Paleoproterozóicas na região de Vila Tancredo, São Félix do Xingu (PA). In: *SBGQ*, 13º Congresso Brasileiro de Geoquímica. Gramado, v. p. [CD-ROM].

- Lagler B., Juliani C., Fernandes C.M.D., Cruz R.S., Vieira D.A.S. 2019. Paleoproterozoic volcanic caldera in the Amazonian craton, northern Brazil: Stratigraphy, lithofacies characterization, and lithogeochemical constraints. *Journal of South American Earth Sciences*, **95**: 102252. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102252>
- Laird J. 1988. Chlorites: Metamorphic Petrology. In: Bailey S.W. (ed.), *Hydrous Phyllosilicates*. De Gruyter, Boston, p. 405-454.
- Lamarão C.N., Dall'Agnol R., Lafon J.M., Lima E.F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. *Precambrian Research*, **119**: 189-223.
- Le Maitre R.W. 2002. A classification of igneous rocks and glossary of terms. 2nd Edition, London, 193 p.
- Liu Y-P, Zhang H-F, Wang C-L. 2020. Overprinting by episodic mineralization in the Dongyaozhuang gold deposit, Wutai Mountain, China: Constraints from geology, mineralogy, and fluid inclusions. *Geological Journal*; **55**: 5934-5952.
- Lobato L.M., Rodrigues L.C.R., Costa M.N., Martins R., Lehne E., Alves J.V., Tassinari C.C.G., Vieira F.W.R., Biasi E.E., Silva R.C.F, Pereira V.C.A., Noce C.M. Depósito de ouro Cuiabá, quadrilátero ferrífero, Minas Gerais. 2001. In: Caracterização de depósitos auríferos em distritos mineiros brasileiros: Mina de Cuiabá - Quadrilátero Ferrífero/MG, Depósito de Gameleira - Serra dos Carajás/PA, Mina Fazenda Brasileiro - *Greenstone Belt* Rio Itapicuru/BA, Depósito Igarapé Bahia/Alemão - Serra dos Carajás/PA, Mina III e Mina Nova - *Greenstone Belt* Crixás/GO. Brasília: DNPM, p. 3-77.
- Macambira M.J.B., Barros C.E.M., Silva D.C.C., Santos M.C.C. 2001. Novos dados geológicos e geocronológicos para a região ao norte da Província Carajás: Evidências para o estabelecimento do limite Arqueano-paleoproterozóico no sudeste do Cráton Amazônico. In: SBG-NO, 16º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém.
- Macambira M.J.B., Pinheiro R.V.L., Armstrong R.A. 2007. A fronteira Arqueano-Paleoproterozóica no SE do Cráton Amazônico; abrupta no tempo, suave na tectônica. In: SBG, 10º Simpósio de Geologia da Amazônia, Porto Velho.
- Macambira M.J.B., Silva D.C., Vasquez M.L., Barros C.E.M. 2004. Investigação do limite Arqueano-Paleoproterozóico ao norte da Província de Carajás, Amazônia Oriental. In: 42º Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá, CD-ROM.
- Macambira M.J.B, Teixeira W., Vasquez M.L. 2020a. O Cráton Amazônico e suas províncias geocronológicas: o legado de Umberto Cordani. In: Bartorelli A., Teixeira W., Brito Neves B.B. (eds.) *Geocronologia e Evolução Tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani*. Solaris Edições Culturais, São Paulo, p. 47-62.
- Macambira M.J.B., Vasquez M.L., Silva D.C.C., Galarza M.A., Barros C.E., Camelo J.F. 2009. Crustal growth of the central-eastern Paleoproterozoic domain, SW Amazonian craton: Juvenile accretion vs. reworking. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**: 235-246.

Macambira M.J.B., Vasquez M.L., Rizzotto G.J. 2020b. O sudeste do Cráton Amazônico e seu significado como embrião cratônico. *In: Bartorelli A., Teixeira W., Brito Neves B.B. (eds.) Geocronologia e Evolução Tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani.* Solaris Edições Culturais, São Paulo, p. 63-91.

Molnár F., Middleton A., Stein H., O'Brien H., Lahaye Y., Huhma H., Pakkanen L., Johanson B. 2018. Repeated syn- and post-orogenic gold mineralization events between 1.92 and 1.76 Ga along the Kiistala Shear Zone in the Central Lapland Greenstone Belt, northern Finland. *Ore Geology Reviews*, **101**: 936-959.

Molnár F., O'Brien H., Lahaye Y., Käpyaho A., Sorjonen-Ward P., Hyodo H., Sakellaris G. 2016. Signatures of Multiple Mineralization Processes in the Archean Orogenic Gold Deposit of the Pampalo Mine, Hattu Schist Belt, Eastern Finland. *Economic Geology*, **111**: 1659-1703.

Monteiro P.C. 2006. Investigação do limite entre domínios geocronológicos da região do médio Rio Xingu, sudeste do Cráton Amazônico. Dissertation, Centro de Geociências - Universidade Federal do Pará, Belém, 104 p.

Oliveira J.R., Silva Neto C.S., Costa E.J.S. 1994. *Carta geológica, Carta metalogenética, Escala 1:250.000, Folha SB. 22-XC, Serra Pelada, Estado do Pará.* Brasília, DF, DNPM/CPRM. 220 p. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB).

Passchier C.W. & Trouw R.A.J. 1996. *Microtectonics.* Berlin, Springer-Verlag, 289 p.

Perico E., Barros C.E.M., Mancini F., Rostirolla S.P. 2017. Protracted deformation during cooling of the Paleoproterozoic arc system as constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of muscovite from brittle faults: the Transamazonian Bacajá Terrane, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*. **47**: 427-440.

Pirajno F. 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems.* Springer-Verlag, 1250 p.

Ricci P.S.F. & Costa E.J.S. 2004. Orogenic charnockitoids previously mapped as granulitic basement of the Bacajá Terrane (Eastern-Central Pará). *In: SBG, 42º Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá.*

Ricci P.S.F. 2006. Most of the "Xingu complex" previously mapped in the Bacajá high-grade block (Pará) comprises retrograded granulites as yet unsuspected from a petrological standpoint. *In: SBG, 43º Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju.*

Ridley J.R. & Diamond L.W. 2000. Fluid Chemistry of Orogenic Lode Gold Deposits and Implications for Genetic Models. *In: Hagemann S.G., Brown P.E. (eds.), Gold in 2000, Reviews in Economic Geology.* Society of Economic Geologists, Boulder, p. 141-162.

Rossetti D.F. & Guimarães Netto R. 2006. First evidence of marine influence in the Cretaceous of the Amazonas Basin, Brazil. *Cretaceous Research*, **27**(4): 513-528.

Sacks I.S. 1983. The subduction of young lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, **88**(B4): 3355-3366.

- 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 M.V., Tassinari C.C.G., Souza Filho E.E., Teixeira W., Ribeiro A.C.O., Payolla B., Vasconi A. 1988. Litoestratigrafia das rochas precambrianas na Bacia do Médio Rio Xingu, Altamira, Pará. *In: SBG, 7º Congresso Latino-Americano de Geologia*, Belém, p. 363-367.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos da Guiana e Brasil Central. *In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (ed.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Texto, mapas e SIG*. Brasília, CPRM, p. 169-226.
- Santos J.O.S., Van Breemen O.B., Groves D.I., Hartmann L.A., M.E., A., 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*, **13**: 73-109.
- Semblano F.R.D., Pereira N.C.S., Vasquez M.L., Macambira M.J.B. 2016. Novos dados geológicos e isotópicos para o Domínio Iriri-Xingu, Província Amazônia Central; implicações para a idade do Grupo Iriri. *Revista do Instituto de Geociências - USP, Série Científica*, **16** (3): 19-38.
- Sibson R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society*, **133**(3): 191-213
- Sillitoe R.H. 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, **105**: 3-41.
- Silva G.G., Lima M.I.C., Andrade A.R.F., Issler R.S., Guimarães, G. 1974. Geologia: *Folha SB.22 Araguaia e parte da Folha SC.22 Tocantins*. Projeto RADAM (Levantamento de Recursos Naturais), v. 4, DNPM, Rio de Janeiro.
- Simmons S.F., White N.C., John D.A. 2005. Geological Characteristics of Epithermal Precious and Base Metal Deposits, *In: Hedenquist J.W., Thompson J.F.H., Goldfarb R.J., Richards J.P. (eds.), One Hundredth Anniversary Volume*. Society of Economic Geologists, Littleton, pp. 485-522.
- Souza V.S., Macambira M.J.B., Koutchoubey B. 2003. Idade de zircão do granito Felício Turvo, garimpo de ouro do Manelão, região do Bacajá (PA): implicações tectônicas. *In: SBG-NO, 8º Simpósio de Geologia da Amazônia*, Manaus.
- Spear F.S. 1995. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths, 2nd ed, Monograph. Mineralogical Society of America, Washington, 799 p.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, **12**: 1-33.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**: 174-182.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Craton Amazônico. *In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (eds.). Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques Almeida.* São Paulo, BECA, p. 471-486.

Tavares F.M., Trouw R.A.J., da Silva C.M.G., Justo A.P., Oliveira J.K.M. 2018. The multistage tectonic evolution of the northeastern Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil: Revealing complex structural patterns. *Journal of South American Earth Sciences.* **88**: 238-252.

Tokashiki C.C. 2015. *Mineralizações Low- e Intermediate-sulfidation de ouro e de metais de base em domos de riolito paleoproterozoicos na porção sul da Província Mineral do Tapajós.* PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 197 p.

Tokashiki C.C., Juliani C., Monteiro L.V.S., Misas C.M.E., Aguja M.A., Arrais L.B. 2015. Eventos vulcânicos de 1,97 Ga com mineralizações de ouro epitermais low- e intermediate-sulfidation na porção sul da Província Mineral do Tapajós (PA). *In: Gorayeb P.S.S., Lima A.M.M. (eds.). Contribuição à Geologia da Amazônia.* Belém, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte, p. 119-138.

Vasquez M.L., Macambira M.J.B., Galarza M.A. 2005. Granitóides transamazônicos da região Iriri-Xingu, Estado do Pará: novos dados geológicos e geocronológicos. *In: Horbe A., Souza W. (eds.). Contribuições à Geologia da Amazônia v. 4.* Belém, Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Norte, p. 16-31.

Vasquez M.L. 2006. *Geocronologia em zircão, monazita e granada e isótopos de Nd das associações litológicas da porção oeste do Domínio Bacajá: evolução crustal da porção meridional da província Maroni-Itacaiúnas, sudeste do Cráton Amazônico.* PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 212 p.

Vasquez M.L., Macambira M.J.B., Armstrong R.A. 2014. High grade metamorphism constrained by U-Pb SHRIMP ages: an example of the Bacajá Domain, Amazonian Craton, Brazil. *In: 9th South-American symposium on isotope geology.* São Paulo, Abstracts.

Vasquez M.L., Macambira M.J.B., Armstrong R. 2008. Zircon geochronology of granitoids from the western Bacajá domain, southeastern Amazonian craton, Brazil: Neoproterozoic to Orosirian evolution. *Precambrian Research,* **161**: 279-302.

Vasquez M.L., Chaves C.L., Moura E.L., Oliveira J.K.M. 2017. *Geologia e Recursos Minerais das Folhas São Domingos – SB.21-Z-A-II e Jardim do Ouro – SB.21-Z-A-III, Estado do Pará, Escala: 1:100.000.* CPRM, Belém, Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/17997>. Acesso em: 27 jul 2021.

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.* Belém, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 328 p.