



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
Instituto de Geociências - IG
Departamento de Geologia e Recursos Naturais - DGRN



- TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO -

***METALOGÊNESE DO OURO NO GRANITO NOVO MUNDO,
SETOR LESTE DA PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA
FLORESTA (MT), CRÁTON AMAZÔNICO: ALTERAÇÃO
HIDROTHERMAL E PETROGRAFIA DO MINÉRIO***

Verônica Godinho Trevisan

Orientador: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

Co-orientador: Ms Rafael Rodrigues de Assis*

- Campinas –

Dezembro de 2012

*Doutorando pelo Programa de Pós-Graduação em Geociências do IG/UNICAMP

DEDICO...

*Aos meus pais Olair e Lúcia, ao meu irmão Rodrigo,
aos meus avós Irineu (in memoriam) e Maria José
e às minhas tias Regina e Beatriz.
Obrigado pelo amor e união incondicionais!*

Um homem precisa viajar. Por sua conta, não por meio de histórias, imagens, livros ou TV. Precisa viajar por si, com seus olhos e pés, para entender o que é seu. Para um dia plantar as suas árvores e dar-lhes valor. Conhecer o frio para desfrutar o calor. E o oposto. Sentir a distância e o desabrigo para estar bem sob o próprio teto. Um homem precisa viajar para lugares que não conhece para quebrar essa arrogância que nos faz ver o mundo como o imaginamos, e não simplesmente como é ou pode ser; que nos faz professores e doutores do que não vimos, quando deveríamos ser alunos, e simplesmente ir ver.

- Amyr Klink -

A mente que se abre a uma nova ideia jamais voltará ao seu tamanho original.

- Albert Einstein -

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus por me guiar até aqui, sempre abrindo portas e colocando pessoas boas em minha vida. Agradeço por ter me dado coragem, paciência e sabedoria nos momentos em que mais precisei.

Agradeço com grande carinho a toda a família Godinho Trevisan, em especial aos meus pais Olair e Lúcia, ao meu irmão Rodrigo, aos meus avós Irineu (*in memoriam*) e Maria José e, às minhas tias Regina e Beatriz. Obrigado por me amar, por dividir comigo as conquistas e os momentos mais felizes da minha vida, e me apoiar nos momentos em que mais precisei e nos que menos mereci. Obrigado por tudo!!!

Ao grande professor e orientador, Roberto Perez Xavier, por ter me dado à oportunidade de ingressar na vida acadêmica com a iniciação científica. Obrigado pela confiança, paciência, amizade e por dividir seus conhecimentos geológicos.

Ao meu grande amigo, Rafael Rodrigues de Assis, por partilhar sua amizade e toda a sua paixão pela Geologia. Obrigado pelas inúmeras vezes que lhe pedi ajuda, pelas dúvidas esclarecidas e pelas explicações elaboradas (ou melhor, pelas mentiras bem contadas!).

À empresa Gráben Mineração S/A pelo grande apoio logístico e financeiro na atividade de campo para que esse trabalho se tornasse viável. Ao geólogo Ricardo Spreafico pela disponibilidade em ajudar e pelo acompanhamento no trabalho de campo.

Agradeço ao Antônio João Paes de Barros e aos demais funcionários da METAMAT em Peixoto de Azevedo pelo constante suporte, pelas experiências divididas e pelo acolhimento. Em especial, agradeço ao Elimar pelo seu bom humor e pela companhia na etapa de campo.

A todos os professores do IG por ter dividido seus conhecimentos e sabedoria nesses 5 anos, pelos campos e por ensinar o quão bela é essa ciência chamada Geologia. Em especial, ao Prof. Dr. Alfonso Schrank por ter me convidado para ser sua monitadora de Mineralogia. Obrigado por dividir seu imenso conhecimento em Geologia e sua amizade! Também agradeço ao professor Ticiano por passar a diante seus conhecimentos estruturalistas, por tornar as aulas e os trabalhos de campo mais divertidos, pela amizade e por dividir um pouco da sua vida fora da Unicamp. Além de grandes professores são grandes amigos!

A todos os colegas da sala 08 por terem sido minha família em Campinas ao longo desde 2008! Obrigado por tornarem as aulas e os campos mais proveitosos, engraçados e produtivos! Não me esquecerei de vocês (sejam geólogos/as ou geógrafos/as). Em especial, à Robs (meu baby!), Mika, Julinha, Mindinho, Pira, Júlio, Pé, Pedrinha, Creysson, Bianca, Taís, Dção, Melão e Arthur pela amizade sincera e por dividirem a vida universitária comigo!

Aos amigos e veteranos: Giseli, Cebola, Marco, Carolina Moreto, Aline, Luana, Dani, Buneco, Carolzinha, Carol Athayde, Frango e Jozias!

Às Renegadas por ter dividido comigo toda a sua experiência futebolística no último campeonato de futsal do IG!

Ao SEG Student Chapter Unicamp por dividir a amizade, os esforços e doação nos eventos de Geologia Econômica que organizamos e pelas várias reuniões. Ao Prof. Dr. Alvaro Crósta e ao geólogo Chico Azevedo por sempre apoiar e acreditar no grupo.

Aos professores e alunos do Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Metalogênese do IG/UNICAMP pelos ensinamentos, pelo convívio e pelos esforços individuais e em grupo.

À Dra. Érica Tonetto pela amizade e pelo auxílio nas análises no MEV. Ao Ms. Dailto Silva pela grande ajuda e suporte no Laboratório de Microtermometria. Ao Cristiano pela confecção das lâminas.

A todos os funcionários do IG que contribuíram direta ou indiretamente para minha formação. Em especial, ao senhor Guerreiro e às secretárias da Graduação (Jô, Zézé, Adriana e Joselita) pela grande ajuda em diversos momentos na graduação.

Às minhas amigas e amigos de Andradás e de outras cidades, que apesar da distância estarão sempre no meu coração: Nê, Ana Cláudia, Bruna, Marília, Lívia, Bella, Isadora, Renata, Lara, Raíssa's, Laís, Vitor e Squee.

Agradeço também as pessoas que provavelmente devo estar esquecendo.

MUITO OBRIGADO A TODOS !!!

Sumário

CAPÍTULO 1. APRESENTAÇÃO	1
1.1 INTRODUÇÃO	1
1.2 JUSTIFICATIVAS E OBJETIVOS	4
1.3 LOCALIZAÇÃO e VIAS DE ACESSO	5
CAPÍTULO 2. MATERIAIS e MÉTODOS	7
2.1 TRABALHO DE CAMPO	7
2.1.1 Descrição de furos de sondagem	7
2.1.2 Amostragem sistemática	9
2.2 ESTUDOS PETROGRÁFICOS	9
2.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA	10
CAPÍTULO 3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	11
3.1 CRÁTON AMAZÔNICO	11
3.2 PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA	13
3.2.1 Embasamento	13
3.2.2 Suíte Pé Quente	13
3.2.3 Granito Novo Mundo	14
3.2.4 Granito Flor da Mata	15
3.2.5 Granito Aragão	15
3.2.6 Granito Nhandu	16
3.2.7 Suíte Intrusiva Matupá	16
3.2.8 Granito Peixoto	17
3.2.9 Suíte Intrusiva Teles Pires	17
3.2.10 Sequências sedimentares	17
3.2 GRANITO NOVO MUNDO	21
3.2 DEPÓSITO LUIZÃO	23

CAPÍTULO 4. CONTEXTO GEOLÓGICO DO ALVO DIONISSIO	26
4.1 LITOTIPOS.....	26
4.1.1 <i>HORNBLENDA MONZOGRANITO-TONALITO</i>	<i>26</i>
4.1.2 <i>DIQUES DE VULCÂNICA MÁFICA.....</i>	<i>31</i>
4.1.3 <i>APLITO</i>	<i>31</i>
4.2 ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL.....	33
4.2.1 <i>ALTERAÇÃO POTÁSSICA</i>	<i>33</i>
4.2.2 <i>VÊNULAS DE CALCITA E CLORITA.....</i>	<i>33</i>
4.2.3 <i>SILICIFICAÇÃO</i>	<i>34</i>
4.2.4 <i>ALTERAÇÃO SERICÍTICA.....</i>	<i>34</i>
4.2.5 <i>CARBONATAÇÃO</i>	<i>37</i>
4.2.6 <i>ALTERAÇÃO CLORÍTICA</i>	<i>38</i>
4.2.7 <i>ALTERAÇÃO PROPILÍTICA.....</i>	<i>39</i>
4.2.8 <i>VÊNULAS TARDIAS</i>	<i>39</i>
4.3 MINERALIZAÇÃO AURÍFERA.....	44
4.3.1 <i>MINÉRIO DISSEMINADO</i>	<i>44</i>
4.3.2 <i>MINÉRIO VENULAR.....</i>	<i>49</i>
CAPÍTULO 5. CONTEXTO GEOLÓGICO DO ALVO BASÍLIO	52
5.1 LITOTIPOS.....	52
5.1.1 <i>BIOTITA-HORNBLENDA GRANODIORITO-TONALITO</i>	<i>52</i>
5.1.3 <i>DIQUES DE VULCÂNICA INTERMEDIÁRIA.....</i>	<i>56</i>
5.1.4 <i>APLITO</i>	<i>57</i>
5.2 ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL.....	59
5.2.1 <i>ALTERAÇÃO POTÁSSICA</i>	<i>59</i>
5.2.2 <i>CARBONATAÇÃO</i>	<i>61</i>
5.2.3 <i>ALTERAÇÃO SERICÍTICA.....</i>	<i>62</i>
5.2.4 <i>ALTERAÇÃO CLORÍTICA</i>	<i>65</i>
5.2.5 <i>ALTERAÇÃO PROPILÍTICA.....</i>	<i>65</i>

5.2.6	<i>VÊNULAS PRECOCES</i>	66
5.2.7	<i>SILICIFICAÇÃO</i>	66
5.2.8	<i>VÊNULAS TARDIAS</i>	67
5.3	<i>MINERALIZAÇÃO AURÍFERA</i>	73
5.3.1	<i>MINÉRIO DISSEMINADO</i>	73
5.3.2	<i>MINÉRIO VENULAR</i>	77
CAPÍTULO 6. DISCUSSÕES		81
CAPÍTULO 7. CONCLUSÕES		90
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS		92

RESUMO

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), centro-sul do Cráton Amazônico, corresponde a uma unidade tectônica composta por sequências plutônio-vulcânicas que hospeda, em especial na sua porção leste, mais de uma centena de depósitos auríferos concentrados ao longo do Cinturão Peru-Trairão (NW-SE). As mineralizações que ocorrem na província podem ser subdivididas em dois grupos principais: (1) depósitos de $\text{Au} \pm \text{Cu}$; e (2) depósitos de $\text{Au} +$ sulfetos de metais de base. No contexto dos depósitos de $\text{Au} \pm \text{Cu}$ inserem-se os Alvos Dionissio e Basílio, representantes de algumas das inúmeras mineralizações hospedadas no Granito Novo Mundo. Descrições de furos de sondagem e estudos petrográficos nos Alvos Dionissio e Basílio revelaram que a mineralização aurífera está hospedada, respectivamente, em hornblenda monzogranito-tonalito e biotita-hornblenda granodiorito-tonalito. Tais litotipos encontram-se afetados por alterações hidrotermais abrangentes, a exemplo das alterações potássica, sericítica, clorítica, propilítica, carbonatação e silicificação, bem como por alterações com ocorrência subordinada, representadas por venulações precoces e tardias com composições bastante diversificadas. As zonas mineralizadas desses prospectos encontram-se espacial e geneticamente relacionadas a alterações representativas de condições ácidas e de temperaturas baixas (alterações sericítica e clorítica), bem como associadas a estágios de alteração hidrotermal saturados em sílica e de temperaturas inferiores (silicificação e veios tardios de quartzo). O minério é caracterizado por concentrações significativas de pirita disseminada e venular ainda que de forma subordinada, as quais são frequentemente acompanhada por calcopirita, galena, esfalerita, bornita, covelita e concentrações menores de hematita, ilmenita, barita, matildita (AgBiS_2) e hessita (Ag_2Te). O ouro apresenta concentrações de Ag entre 10,57 e 45,41%. Em relação aos mecanismos de precipitação do ouro, sugere-se que tais mecanismos poderiam estar relacionados a uma diminuição da temperatura (mistura de fluidos?), a um aumento da $f\text{O}_2$ (hematita e barita estáveis), concomitante a uma diminuição no pH do fluido mineralizante. O processo de mistura entre fluidos quentes e salinos (magmáticos?) e fluidos externos mais frios, oxidados e com menor salinidade (meteóricos?) pode ter sido essencial para a precipitação do ouro em ambos os prospectos. Além disso, as relações entre a alteração hidrotermal e a mineralização aurífera sugere que nos dois alvos as mineralizações podem ter sido geradas por pulsos

mineralizantes distintos. As informações reunidas aqui indicam que os alvos estudados apresentam semelhanças e diferenças com duas classes mundiais de depósitos: Cu-Au-Mo do tipo pórfiro e *IRGS (Intrusion-Related Gold Systems)*. Apesar disso, as mineralizações de Au ($\pm$ Cu) associadas a esses prospectos não se enquadram em modelo genético específico e, portanto, pode-se concluir que mostram associação espacial e genética com plútons graníticos.

C APÍTULO 1. APRESENTAÇÃO

1.1 INTRODUÇÃO

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF) localiza-se na porção centro-sul do Cráton Amazônico, setor centro-norte do Estado do Mato Grosso, onde configura uma área alongada de direção noroeste-sudeste, que se estende por mais de 500 km entre as nascentes do Rio Peixoto de Azevedo, a leste e o rio Aripuanã, a oeste (Souza *et al.*, 2005; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008). Esta província encontra-se limitada a norte pelo Gráben do Cachimbo, que a separa da Província Aurífera do Tapajós (PAT), e a sul pelo Gráben dos Caiabis e a Chapada dos Dardanelos (Fig. 1.1), englobando, portanto, as folhas 1:250.000 de Rio São João da Barra (SC.21-V-D), Alta Floresta (SC.21-X-C), Ilha 24 de Maio (SC.21-Z-A) e Vila Guarita (SC.21-Z-B) (Souza *et al.*, 2005; Paes de Barros, 2007; Assis *et al.*, *in press*).

Em relação à compartimentação geotectônica do Cráton Amazônico, a PAAF insere-se em diferentes províncias geocronológicas, cujos limites temporais e espaciais diferem a depender do modelo geotectônico adotado. Nesse sentido, na concepção de Tassinari & Macambira (1999), a província está enquadrada entre as Províncias Ventuari-Tapajós (1.95-1.8 Ga) e Rio Negro-Juruena (1.8-1.55 Ga), ou entre as Províncias Tapajós-Parima (2.03-1.88 Ga) e Rondônia-Juruena (1.82-1.54 Ga) de acordo com o modelo de Santos *et al.*, (2000). No entanto, independentemente do modelo adotado, dados geológicos, geoquímicos e isotópicos indicam que as unidades plutônio-vulcânicas que compõem essas províncias foram geradas em ambiente de arcos magmáticos que se desenvolveram e se agregaram, no decorrer do Paleo- e Mesoproterozóico, ao proto-cráton formado pela Província Amazônica Central (PAC) (Tassinari & Macambira 1999; Souza *et al.*, 2005; Santos *et al.*, 2006; Silva & Abram 2008; Assis, 2011).

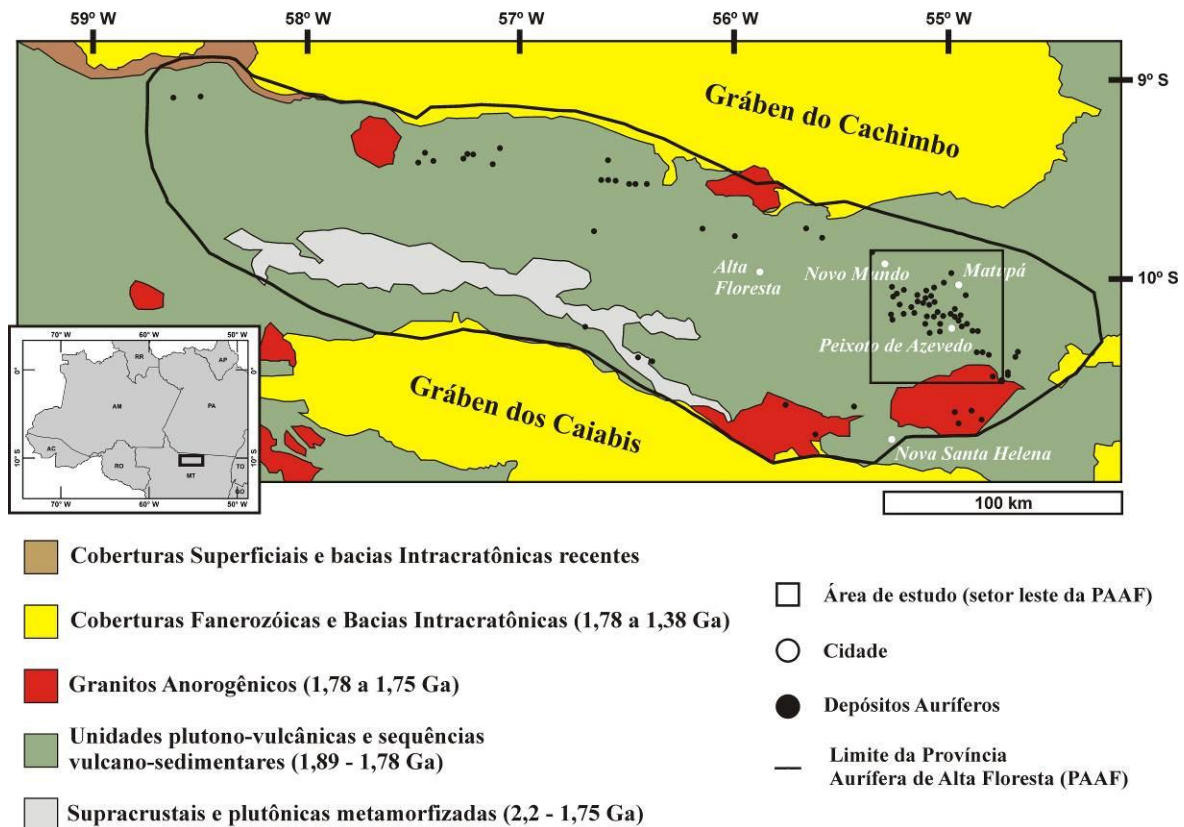


Figura 1.1 Mapa de localização da Província Aurífera de Alta Floresta e de alguns dos depósitos de ouro primário e secundário (Modificado de [Paes de Barros, 2007](#)). A área delimitada à direita da figura corresponde ao setor leste da província, região onde se concentram os estudos do grupo de pesquisa (Extraído de [Assis et al., in press](#)).

Segundo [Dardenne & Schobbenhaus \(2003\)](#), entre as décadas de 1970 e 1990, a PAAF apresentou uma produção estimada de 200 a 300 t de ouro, responsável por transformá-la em uma das principais regiões auríferas do país. Essa produção proveio inicialmente da exploração das concentrações aluvionares e coluvionares. Contudo, após a sua exaustão, iniciou-se a exploração de ouro primário disseminado e em filões, os quais passaram a constituir o novo alvo das atividades garimpeiras na região ([Moura, 1998](#); [Moreton & Martins, 2005](#); [Paes de Barros, 2007](#)). Essa atividade garimpeira, que se estende até o presente, tem envolvido a exploração de mais de uma centena de depósitos primários de alto teor e pequeno porte (< 5t Au), em sua maioria concentrados ao longo do alinhamento Peru-Trairão de direção NW-SE ([Paes de Barros, 2007](#); [Assis, 2011](#)). No entanto, mesmo após esse pico aurífero, a província ainda exhibe potencial metalogenético para mineralizações auríferas. Isso pode ser atestado por sua produção

acumulada da ordem de 160 t, gerada no período entre 1980 e 1999 (METAMAT 2003, dados não publicados).

No setor leste da PAAF, mais especificamente nos municípios de Nova Santa Helena, Peixoto de Azevedo, Matupá, Guarantã do Norte e Novo Mundo (Fig. 1.1), concentra-se uma parcela considerável de depósitos auríferos ao longo do cinturão Peru-Trairão de direção NW-SE. Nessa região, esses depósitos ocorrem como veios, sistemas de veios em *stockworks* ou disseminados associados predominantemente a suítes graníticas e, mais subordinadamente, a sequências vulcânicas, ambas de idade paleoproterozóicas (Assis, 2011; Assis *et al.*, *in press*). Os trabalhos acadêmicos desenvolvidos de forma mais sistemática neste setor da província (Abreu, 2004; Paes de Barros, 2007; Assis, 2008, 2011; Miguel-Jr, 2011; Ramos, 2011; Stabile-Jr, 2011; Rodrigues, 2012; entre outros) sugerem, com base na paragênese do minério e assinatura geoquímica, a presença de dois tipos de mineralizações auríferas: (i) Au $\pm$ Cu ($\pm$ As $\pm$ Bi $\pm$ Te), representada essencialmente por pirita, além de concentrações subordinadas de calcopirita e hematita (e.g. Luizão, Edu, Paraíba, Serrinha, Pombo e Pé Quente); e (ii) Au + Zn + Pb ($\pm$ Cu), ilustrada pela dominância de pirita, esfalerita, galena e, subordinadamente, digenita e calcopirita (e.g. Bigode e Francisco). Em suma, esses trabalhos têm demonstrado que essas mineralizações estão espacial e temporalmente associadas a suítes graníticas paleoproterozóicas do tipo I, cálcio-alcalinas a sub-alcalinas, metaluminosas a peraluminosas, de médio a alto potássio, magnesianas a ligeiramente ferrosas, que variam em composição de tonalito-granodiorito a sieno-monzogranito-monzonito. Essas suítes teriam se alojado em ambiente de margem continental ativa a partir de magmas que interagiram com crosta arqueana a paleoproterozóica (Moura 1998, Paes de Barros, 2007; Assis, 2008; Silva & Abram 2008). Em adicional, esses trabalhos também têm sugerido que a colocação desses corpos graníticos tenha sido essencial na formação de um sistema magmático-hidrotermal que teria servido como fonte de calor, de fluidos e metais, essenciais à formação dos depósitos (Moura, 1998; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008; Silva *et al.*, 2008).

Como parte desse cenário ocorre o Granito Novo Mundo (1.970 ± 3 Ma – 1.964 ± 1 Ma; Paes de Barros, 2007), um corpo intrusivo com dimensões aproximadas de 12 x

5 Km composto essencialmente por sieno-monzogranito, além de granodiorito, quartzo monzonito e monzonito subordinados e que hospeda mineralizações disseminadas de $\text{Au} \pm \text{Cu}$. (Abreu, 2004; Paes de Barros, 2007). Dentre as inúmeras mineralizações hospedadas nesse corpo granítico apenas o Depósito Luizão foi estudado de forma sistemática (Abreu, 2004; Paes de Barros, 2007). Contudo, diversas outras mineralizações com diferentes atributos geológicos ocorrem hospedadas nessa unidade geológica, porém que ainda não foram estudadas.

Nesse sentido, esse trabalho corresponde a um estudo da hospedeira, tipos e estilos da alteração hidrotermal e paragênese do minério das mineralizações hospedadas no Granito Novo Mundo. Como estudos de caso serão abordados os alvos Dionissio (e.g. corpos Júlio, Raimunda e Valdeci) e Basílio (região garimpeira de Boca Fria), localizados, respectivamente, na porção norte e extremo leste desse corpo granítico, (Fig. 3.3), e que hospedam mineralizações do tipo $\text{Au} \pm \text{Cu}$ disseminada e com estilo venular em rocha granítica de composição monzogranítica a tonalítica. Atualmente, os Alvos Dionissio e Basílio encontram-se em exploração e avaliação econômica pela Gráben Mineração Ltda.

1.2 JUSTIFICATIVAS E OBJETIVOS

O entendimento da evolução de sistemas graníticos que possuem relação espacial e/ou temporal com mineralizações auríferas, em especial no setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta, tem sido a temática de estudo de pesquisadores e alunos de graduação e pós-graduação do grupo de pesquisa em Evolução Crustal e Metalogênese do IG/UNICAMP desde 2003.

Nesse cenário, embora o Depósito Luizão tenha sido objeto de estudo de trabalhos mais sistemáticos (Abreu, 2004; Paes de Barros, 2007), ele corresponde apenas a uma das dezenas de sistemas mineralizados centrados no Granito Novo Mundo. Diversas outras mineralizações, com paragênese do minério, padrões da alteração hidrotermal e controles da mineralização diferentes são hospedados por essa unidade granítica,

contudo, que ainda não foram estudados. Portanto, um estudo sistemático de algumas dessas mineralizações mostra-se essencial na compreensão da história metalogenética do Granito Novo Mundo, além de fornecer informações que se adicionarão ao quadro metalogenético regional da província, o que permitirá uma abordagem mais crítica quanto aos modelos genéticos sugeridos às diversas mineralizações da PAAF, em particular, ao proposto por [Paes de Barros \(2007\)](#) para o depósito Luizão. Adicionalmente, esse estudo poderá auxiliar na definição e/ou reavaliação dos controles que possam ser potencialmente utilizados na prospecção desses depósitos, ampliando, portanto, o potencial exploratório de ouro na província.

Esse estudo tem por objetivos principais (1) a compreensão do contexto geológico/metalogenético do Granito Novo Mundo; e (2) a comparação entre os seus diferentes estilos e tipos de mineralizações. Esses objetivos serão alcançados por meio do reconhecimento:

- a) das hospedeiras das mineralizações estudadas;
- b) dos tipos, estilos, padrões e distribuição das zonas de alteração hidrotermal (evolução paragenética do sistema hidrotermal);
- c) das paragêneses minerais nas zonas mineralizadas;
- d) das relações temporal e espacial das mineralizações com as hospedeiras;
- e) da integração com dados documentados na literatura referentes ao Granito Novo Mundo;
- f) da avaliação e discussão do modelo genético para os prospectos estudados no quadro regional da província.

1.3 LOCALIZAÇÃO e VIAS DE ACESSO

O setor leste da PAAF localiza-se na porção centro-norte do Estado do Mato Grosso e abrange, principalmente, os municípios de Nova Santa Helena, Terra Nova do Norte, Nova Guarita, Peixoto de Azevedo, Matupá, Novo Mundo e Guarantã do Norte (Fig. 1.2), a aproximados 680 km de Cuiabá, capital do Estado do Mato Grosso. O acesso a estas cidades é feito pela BR-163 (Cuiabá-Santarém), que intercepta a área estudada.

O Granito Novo Mundo está localizado a noroeste da cidade de Novo Mundo, cujo acesso realiza-se no sentido norte à partir de Cuiabá pela BR-163 até o município de Guarantã do Norte e, posteriormente a oeste pela MT-419. O acesso às áreas mineralizadas (alvos Dionissio e Basílio) é feito por estradas vicinais que partem da MT-419.

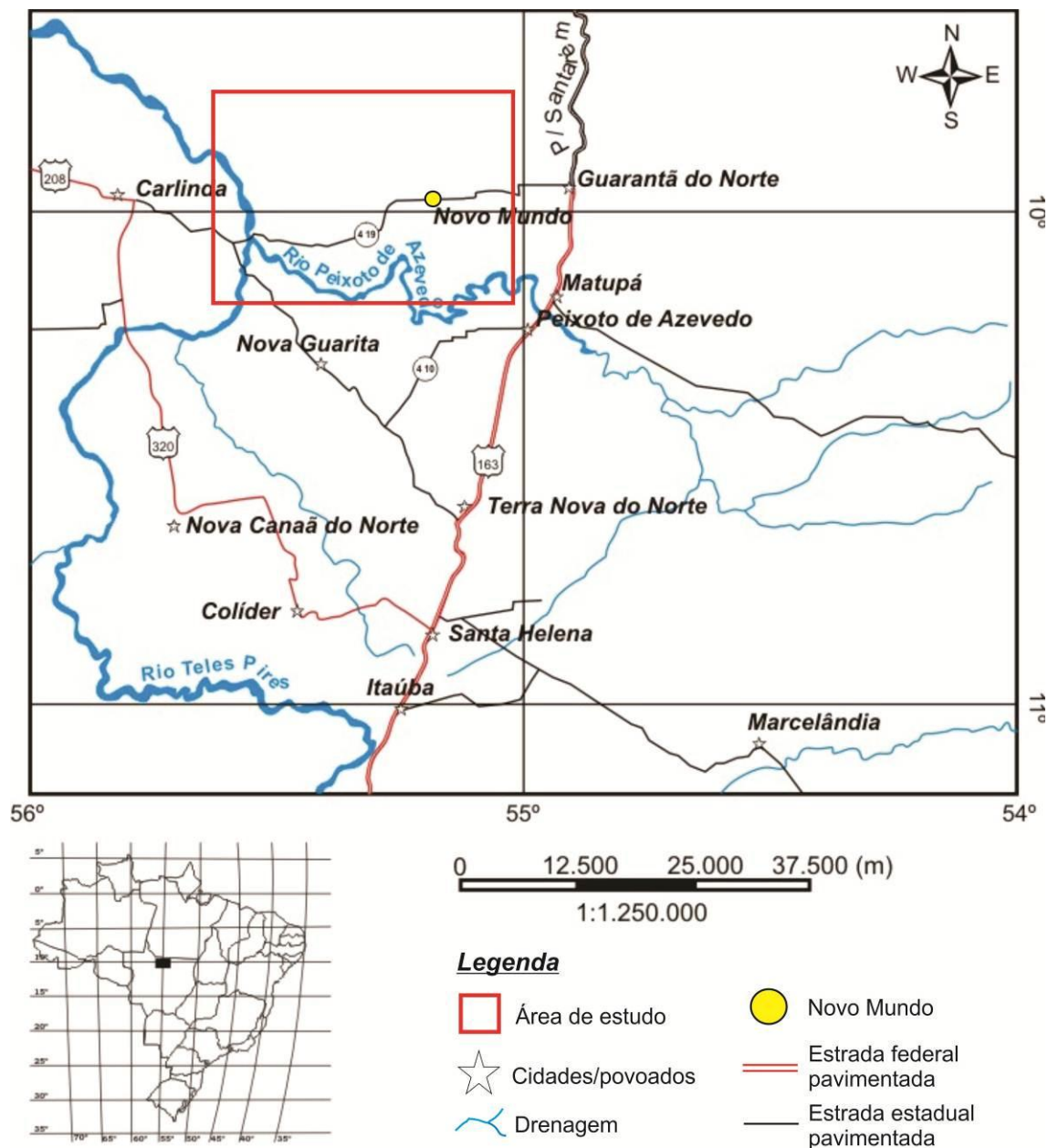


Figura 1.2 Mapa de localização e vias de acesso à região de Peixoto de Azevedo – Matupá – Guarantã do Norte - Novo Mundo. A região delimitada em vermelho refere-se à área investigada neste trabalho, e engloba, portanto, os alvos Dionissio e Basílio (Modificado de [Abreu, 2004](#)).

C APÍTULO 2. MATERIAIS e MÉTODOS

2.1 TRABALHO DE CAMPO

Uma etapa de trabalho de campo foi realizada no período de 23 a 31 de julho de 2012 na região de Peixoto de Azevedo – Matupá e envolveu as seguintes atividades:

2.1.1 Descrição de furos de sondagem

Consistiu na descrição e documentação detalhada de furos de sondagem mineralizados e estéreis dos alvos Dionissio e Basílio, totalizando seis furos de sondagem (Tabela 2.1 e Fig. 2.1). Tal etapa enfocou no reconhecimento dos principais litotipos hospedeiros da mineralização, dos tipos e distribuição da alteração hidrotermal e as mineralizações associadas.

Tabela 2.1 Dados dos furos de sondagem descritos para os alvos Dionissio e Basílio.

<i>Nome</i>	<i>Corpo</i>	<i>Coordenada N</i>	<i>Coordenada E</i>	<i>Azimute</i>	<i>Ângulo de mergulho (°)</i>	<i>Profundidade total (m)</i>
<i>Alvo Dionissio</i>						
DN-FD-06	Raimunda	8899925	695406	15	60	154,30
DN-FD-11	Júlio	8900155	695025	205	60	149,30
DN-FD-14	Valdeci	8899403	693738	15	52	147,30
<i>Alvo Basílio</i>						
BS-FD-07	Raimundo	8898420	700542	20	60	148,10
BS-FD-08	Raimundo	8898394	700597	20	60	141,40
BD-FD-10	Raimundo	8898320	700728	20	60	160,95

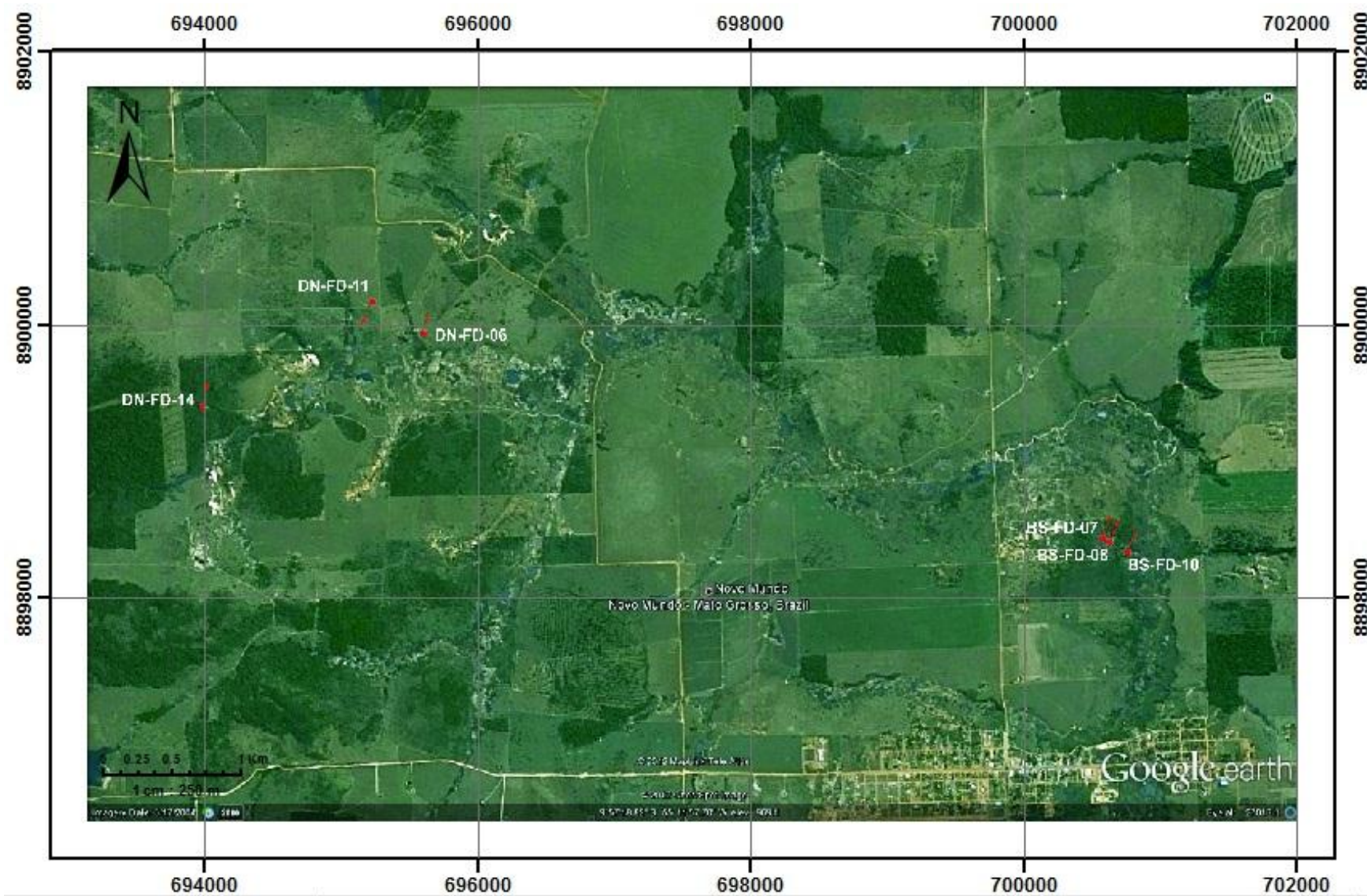


Figura 2.1 Imagem de satélite SPOT mostrando a localização dos furos de sondagem dos Alvos Dionissio (à direita) e Alvo Basílio (à esquerda).

2.1.2 Amostragem sistemática

Correspondeu à coleta sistemática de amostras dos furos de sondagem que fossem representativas das rochas hospedeiras do minério, das zonas mineralizadas e da alteração hidrotermal. Tais amostras foram utilizadas posteriormente na confecção de lâminas petrográficas.

2.2 ESTUDOS PETROGRÁFICOS

Esta fase foi realizada nos Laboratórios de Microscopia e Microtermometria do Instituto de Geociências (IG-UNICAMP) em microscópio petrográfico convencional (Microscópio Óptico *Zeiss Axiophot*) utilizando-se de luz transmitida e refletida. A estes equipamentos foi acoplado um dispositivo de obtenção de imagens (câmera Sony Cybershot) utilizado na captura de fotomicrografias.

O estudo petrográfico foi conduzido em quarenta lâminas delgadas-polidas de amostras dos litotipos hospedeiros da mineralização com diferentes tipos e graus de alteração hidrotermal, assim como em amostras representativas das zonas mineralizadas.

Realizou-se a caracterização das rochas hospedeiras do minério através da descrição dos furos de sondagem nas amostras que se apresentavam menos alteradas hidrotermalmente, com a finalidade de quantificar as fases minerais presentes. Adicionalmente, efetuou-se a caracterização petrográfica e textural da alteração hidrotermal e do minério nos diferentes litotipos, das relações texturais entre os minerais de minério e de ganga, das relações entre paragêneses e microestruturas, além das sobreposições de feições tectônicas e de eventos hidrotermais.

A abreviação dos minerais utilizada neste trabalho seguiu as recomendações da USGS, Subcomissão de Sistemática de Rochas Metamórficas ([Siivola & Schmid, 2007](#)). As abreviações, em ordem alfabética, constam a seguir:

Ap = apatita	Chl = clorita	Hs= hessita	Pl = plagioclásio
Ag = prata	Cpy = calcopirita	Ilm=ilmenita	Py = pirita
Au = ouro	Cv = covelita	Mag = magnetita	Qtz = quartzo
Bi = bismuto	Czo = clinozoisita	Md=matildita	Rt = rutilo
Brt = barita	Ep = epídoto	Mc = microclínio	Ser = sericita
Bn=bornita	Gn = galena	Mnz = monazita	Sph = esfalerita
Bt = biotita	Hbl = hornblenda	Ms = muscovita	Te = telúrio
Cal = calcita	Hem = hematita	Or = ortoclásio	Ttn = titanita

2.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA

Esta fase foi realizada no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Instituto de Geociências (IG-UNICAMP) em microscópio eletrônico de varredura (MEV) Leo 430i Zeiss com varredura digital acoplado a um espectrômetro de energia dispersiva (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer, EDS – Oxford Instruments*). O equipamento opera com uma voltagem de aceleração de 20 kV, distância focal de 19 mm, e corrente de fluxo de aproximadamente $3,0 \times 10^{-9}$ A.

Os estudos petrográficos foram refinados com o auxílio do MEV visando: (i) a determinação de fases minerais, particularmente as associadas à paragênese sulfetada, não reconhecidas na petrografia convencional; (ii) a verificação da presença de possíveis zoneamentos nos sulfetos e silicatos; (iii) a verificação da presença de elementos traços em sulfetos (e.g. Ag, Bi, Te, etc); (iv) a complementação dos dados referentes aos modos de ocorrência do ouro, assim como a obtenção de sua composição química aproximada; e (v) relações texturais (e.g. intercrescimento e exsoluções).

C APÍTULO 3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1 CRÁTON AMAZÔNICO

A Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), também denominada de Província Aurífera Juruena-Teles Pires (Silva & Abram, 2008), Domínio Alta Floresta (Santos *et al.*, 2001), ou Província Mineral de Alta Floresta (Souza *et al.*, 2005), insere-se no contexto centro-sul do Cráton Amazônico (região centro-norte do Estado do Mato Grosso). Embora a evolução Cráton Amazônico seja ainda bastante controversa, a hipótese mais aceita atualmente seria de que durante o Arqueano, Paleo e Mesoproterozóico, teriam ocorrido processos de subducção com geração de sucessivos arcos magmáticos e consequente formação de material juvenil, além de processos de retrabalhamento crustal (Cordani *et al.*, 1979; Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari *et al.*, 1996; Tassinari & Macambira, 1999).

Segundo Tassinari & Macambira (1999), o Cráton Amazônico (CA) corresponde a um segmento crustal relativamente estabilizado por volta de 1.0 Ga e limitado pelas Faixas Móveis neoproterozóicas de Tucavaca na Bolívia, Araguaia-Cuaibá no Brasil Central, e Tocantins no norte do país. Ainda de acordo com esses autores, o Cráton Amazônico pode ser dividido em seis províncias geocronológicas principais (Fig. 3.1): Amazônia Central (> 2.3 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2.2-1.95 Ga), Ventuari-Tapajós (1.95-1.8 Ga), Rio Negro-Juruena (1.8-1.55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1.55-1.3 Ga) e Sunsás (1.3-1.0 Ga).

Neste contexto, apesar de diferentes modelos terem sido propostos para a evolução e compartimentação geotectônica do Cráton Amazônico (*e.g.* Santos *et al.*, 2000), a hipótese adotada neste trabalho considera a PAAF como contida nas Províncias Geocronológicas Ventuari-Tapajós (PVT) e Rio Negro-Juruena (PRNJ), de acordo com a concepção de Tassinari & Macambira (1999). Segundo esses autores, ambas as províncias correspondem a cinturões orogenéticos neoproterozóicos que teriam se

amalgamado à Província Amazônia Central (PAC), a qual é representada pelas rochas mais antigas do cráton e que não foram afetadas pela Orogênese Transamazônica em 2.2-1.9 Ga.

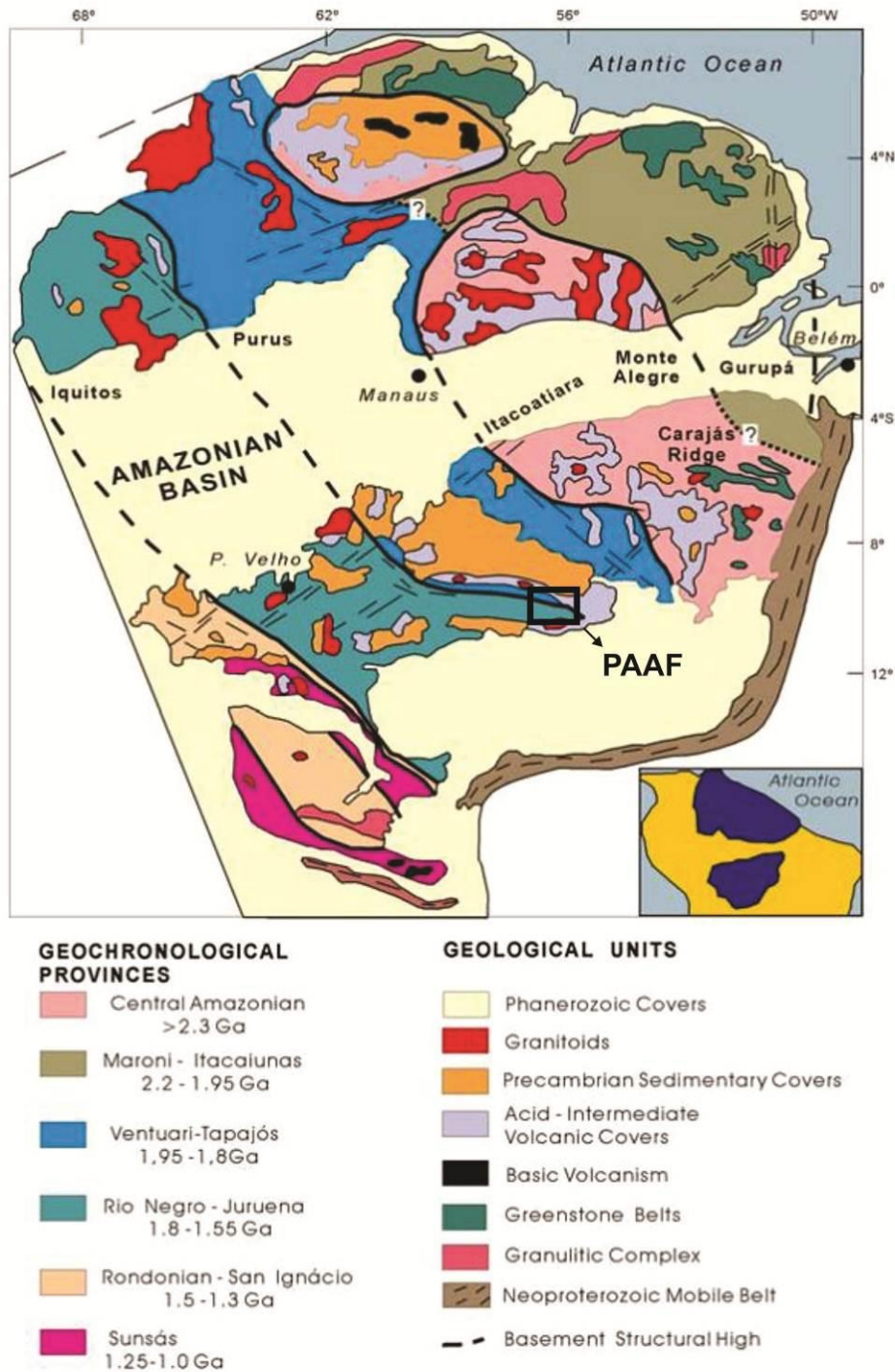


Figura 3.1 Compartimentação geocronológica do Cráton Amazônico segundo Tassinari & Macambira (1999). Notar que a PAAF insere-se entre os limites geográficos das Províncias Ventuari-Tapajós e Rio Negro-Juruena (Modificado de Tassinari & Macambira, 1999).

3.2 PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA

As principais unidades geológicas do setor leste da PAAF estão representadas na Figura 3.2, em mapa geológico na escala 1:25.000 e, organizadas temporalmente em função das relações de campo e dados geocronológicos na Tabela 3.1 (Rodrigues, 2012; Assis *et al.*, *in press*).

3.2.1 Embasamento

O embasamento pobremente representado na PAAF em função da escassez de afloramentos, consequência do aplainamento do relevo e desenvolvimento de solo espesso, consiste de gnaisses graníticos a tonalíticos e migmatitos intrudidos por granitóides foliados (denominados granitóides do embasamento) cálcio-alcalinos de composição tonalítica a monzogranítica, além de xistos, rochas máficas e ultramáficas, e BIFs (Dardenne & Schobbenhaus, 2001; Paes de Barros, 2007). Datações U-Pb pelo método SHRIMP em zircão de gnaiss granítico a tonalítico revelam idades entre 1.992 ± 7 Ma (Alta Floresta; Souza *et al.*, 2005) e 1.984 ± 7 Ma (Alto Alegre; Paes de Barros, 2007), semelhantes às idades obtidas por Santos *et al* (1997) para o Complexo Cuiú-Cuiú na Província do Tapajós (*circa* 2.0 Ga). Adicionalmente, idade Pb-Pb por evaporação de monocristal de zircão obtida por Paes de Barros (2007) para rochas do embasamento (2.816 ± 4 Ma) sinalizam a presença de embasamento heterogêneo, correlacionável, portanto, ao Complexo Xingu.

3.2.2 Suíte Pé Quente

A Suíte Pé Quente, definida por Assis (2011), representa uma série magmática composta por leucomonzonito médio, quartzo monzodiorito médio, monzodiorito, albitito fino, diques de granodiorito aplítico e biotita tonalito médio (Assis, 2011; Stabile-Jr, 2012). Truncando essas unidades ocorrem diques de basalto e diabásio, além de outros plútons mais jovens do tipo I, oxidados e de composição tonalítica a monzogranítica, correlacionáveis a Suíte Intrusiva Matupá (1.872 ± 12 Ma), na concepção de Assis *et al* (*in press*). Segundo esses autores, as relações de contato entre

as diferentes litofácies ainda não foram estabelecidas devido ao elevado grau de intemperismo e falta de afloramentos contínuos.

Conforme [Assis \(2011\)](#) e [Ramos \(2011\)](#), essa suíte apresenta afinidade geoquímica com séries levemente reduzidas a altamente oxidadas, cálcio-alcálinas de médio K, meta- a peraluminosas e magnesianas, semelhantes aos granitos de tipo I. Idade U-Pb SHRIMP obtida por [Miguel-Jr \(2011\)](#) em zircão proveniente de leucomonzonito revela idade de cristalização em 1.979 ± 31 Ma.

3.2.3 *Granito Novo Mundo*

O Granito Novo Mundo, onde estão inseridos os estudos de caso deste trabalho, foi definido por [Paes de Barros \(2007\)](#) como um corpo intrusivo com dimensões aproximadas de 12 x 5 km, alongado segundo a direção W-NW, coincidente com os principais lineamentos regionais e zonas de cisalhamento dúcteis que afetam as rochas mais antigas da região. Tal intrusão é composta por sienogranito e monzogranito, além de granodiorito, quartzo monzonito e monzonito, subordinados. Truncando esses litotipos ocorrem rochas máficas, representadas por múltiplos e espessos diques de gabro e diorito, além de diques basálticos e andesíticos balizando os corpos de minério hospedados no granito.

O formato alongado do corpo intrusivo e orientações na matriz, representada por cristais de quartzo azulado recristalizados e estirados, principalmente associados a principal fácies do Granito Novo Mundo (sienogranito), sugere alojamento com controle estrutural, sob regime de tensões, provavelmente relacionado a estágios tardios ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento que delimitam as bordas NE e SW da intrusão. A deformação presente nas rochas do Granito Novo Mundo é aparentemente homogênea, de carácter rúptil-dúctil, sem presença de zonas com maior deformação (*e.g.* milonitização), e caracteriza-se pela presença de quartzo poligonizado e recristalizado em sub-grãos, plagioclásio arqueado com lamelas de geminação falhadas e/ou formando *kink bands*, clorita verde com clivagem arqueada, plagioclásio reliquiar assemelhando-se a porfiroclastos, *quartz-ribbon*, além de plagioclásio e feldspato potássico fraturados e com bordas fragmentadas ([Paes de Barros, 2007](#)).

Os dados litogeoquímicos sugerem que o Granito Novo Mundo correspondeu a um magmatismo oxidado do tipo I, altamente evoluído e fracionado, cálcio-alcálico a sub-alcálico de médio a alto K, peraluminoso, magnésiano a ligeiramente ferroso. Datações Pb-Pb (evaporação de zircão) em monzogranito da borda sul da intrusão e em sienogranito da porção central revelaram idades, respectivamente, de 1.970 ± 3 Ma e 1.964 ± 1 Ma, representativas do intervalo de cristalização desse granito. O sienogranito exibe idade $T_{DM} = 2,76$ Ga e $\epsilon_{Nd}(1.964) = -7,62$, enquanto que o monzogranito apresenta idade $T_{DM} = 2,55$ Ga e $\epsilon_{Nd} = -4,48$ (Paes de Barros, 2007). Na concepção de Assis *et al* (*in press*), essas idades indicam tanto a presença de uma fonte arqueana como a participação de crosta continental na geração do magma.

3.2.4 Granito Flor da Mata

O Granito Flor da Mata, anteriormente enquadrado como pertencente a Suíte Intrusiva Teles Pires (TP1 de Paes de Barros, 2007), corresponde a um corpo intrusivo isolado a nordeste da cidade de Novo Mundo composto essencialmente por álcali-feldspato granito a monzogranito com cristais de quartzo leve a fortemente orientados. Essas rochas exibem afinidade geoquímica com granito do tipo I, levemente evoluídos, cálcio-alcálicos a álcali-cálcicos, meta- a peraluminosos (Ramos, 2011). Esta mesma autora propõe que o Granito Flor da Mata, apesar de apresentar idade ainda indeterminada, seja temporalmente equivalente ao Granito Novo Mundo (1.970 ± 3 Ma a 1.964 ± 1 Ma) devido às similaridades petrográficas e geoquímicas.

3.2.5 Granito Aragão

Sienogranito a monzogranito de granulação fina a média, isotrópica, equigranular com fácies porfírica, fanerítica média e microgranular, compõem o Granito Aragão. Esta unidade corresponde a um corpo granítico com dimensões aproximadas de 19 x 5 km, alongado segundo a direção NE-SW e que aflora a sudoeste da cidade de Novo Mundo. Os dados litogeoquímicos sugerem um magmatismo granítico alcalino oxidado, de alto K, ferroso, meta- a peraluminoso (Vitório, 2010).

Datações U-Pb em zircão pelo método SHRIMP revelam idade de cristalização em 1.931 ± 12 Ma (Miguel-Jr, 2011).

3.2.6 Granito Nhandu

O Granito Nhandu é constituído por magnetita-biotita monzogranito e sienogranito de afinidade cálcio-alcálica, com enclaves de diorito a quartzo-monzodiorito e, subordinadamente, fácies sub-vulcânicas representadas microgranitos e quartzo sienitos finos e granófiros (Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005). Tratam-se de rochas meta- a peraluminosas, álcali-cálcicas a cálcio-alcálicas, subalcálicas, de médio K e enriquecidas em FeO^t (Souza *et al.*, 2005; Paes de Barros, 2007). Silva & Abram (2008) interpretam o ambiente tectônico como pós-colisional a intraplaca, no entanto, Paes de Barros (2007) relata ainda uma tendência geoquímica de granitóides de arcos magmáticos a granitos intra-placa. Datação U-Pb em zircão revela idade do Granito Nhandu entre 1.889 ± 17 Ma e 1.879 ± 5.5 Ma, idades modelo entre 2.14 e 2.17 Ga e $\epsilon_{\text{Nd}(t)} = -0.91$ (Silva & Abram, 2008).

3.2.7 Suíte Intrusiva Matupá

A Suíte Intrusiva Matupá compreende quatro litofácies graníticas a saber: biotita granito e biotita monzogranito porfiríticos (*fácies 1*); hornblenda monzogranito, biotita-hornblenda monzonito e hornblenda monzodiorito (*fácies 2*); clinopiroxênio-hornblenda monzogranito e clinopiroxênio-hornblenda monzodiorito magnético (*fácies 3*); granito, biotita granito e monzogranito com microgranito e granófiros subordinados (*fácies 4*) (Moura, 1998; Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005). Trata-se de uma suíte com afinidade geoquímica com granitos orogênicos do tipo I, pouco fracionados, cálcio-alcálicos de médio a alto K, metaluminosos a ligeiramente peraluminosos, magnesianos, além de ETR com forte padrão de fracionamento e anomalia negativa de Eu (Moura, 1998; Souza *et al.*, 2005). Idade Pb-Pb em zircão de 1.872 ± 12 Ma foi obtida em rochas da *fácies 1*, além de idade T_{DM} entre 2.34 e 2.47 Ga e $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ entre -2.7 e -4.3 (Moura, 1998). Souza *et al.* (2005) obtiveram idades T_{DM} similares (2.15 – 2.24 Ga), porém valores de $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ entre -0.98 e +3.04.

3.2.8 Granito Peixoto

Biotita monzogranito, biotita granodiorito com hornblenda e biotita tonalito, leucocráticos, isotrópicos, equigranulares a porfiríticos, com cristais de plagioclásio zonado, além de enclaves alongados de diorito, compõem o Granito Peixoto. Esse corpo definido por [Paes de Barros \(2007\)](#), também denominado de Granito Juruena ([Paes de Barros, 1994](#)) ou considerado pertencente à Suíte Intrusiva Matupá ([Lacerda Filho et al., 2004](#)), aflora nas proximidades da cidade de Peixoto de Azevedo e correspondem a rochas metaluminosas a levemente peraluminosas, álcali-cálcicas a cálcio-alcalinas de médio K e magnesianas. Datação Pb-Pb em zircão de biotita monzogranito revela idade de cristalização em 1.792 ± 2 Ma ([Paes de Barros, 2007](#)).

3.2.9 Suíte Intrusiva Teles Pires

A Suíte Intrusiva Teles Pires corresponde a corpos intrusivos em todas as unidades citadas anteriormente, representados por batólitos e *stocks* constituídos essencialmente por biotita granito a álcali-feldspato granito isotrópico, de coloração avermelhada, granulação média a grossa e, mais subordinadamente, granitos porfirítico, microgranito, granito gráfico, granófiro, riebeckita granito, granito *rapakivi* e *anti-rapakivi* ([Souza et al., 1979](#); [Silva et al., 1980](#); [Tassinari & Moreton, 2004](#); [Souza et al., 2005](#)). Essas rochas possuem características geoquímicas de granitos do tipo A, cálcio-alcalinos de médio a alto K, meta- a peraluminosos, correspondentes a intrusões pós-colisionais. Idades U-Pb em zircão de 1.757 ± 16 Ma e 1.782 ± 17 Ma, além de idade T_{DM} de 1.94 a 2.88 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ entre -3.4 e +3.0, indicam magmas mantélicos com forte contribuição de material crustal ([Santos, 2000](#); [Pinho et al., 2003](#); [Silva & Abram, 2008](#)).

3.2.10 Sequências sedimentares

Recobrando as unidades plutônio-vulcânicas ocorrem rochas mesoproterozóicas do Grupo Caiabis (Formação Dardanelos), representadas por sequências de arenito e arenito arcoseano de granulometria média, com frequentes níveis conglomeráticos e que

exibem estratificações plano-paralelas e cruzadas acanaladas, interpretada como um sistema de leques aluviais de rios entrelaçados (Moreton & Martins, 2005). Souza et al (2005) interpretam esta unidade como uma bacia do tipo *pull-apart*, ou do tipo *strike-slip* onde as principais zonas de transcorrências sinistrais NW-SE foram responsáveis pela sua geração. Idades U-Pb em zircão detrítico estão entre 1.987 ± 4 Ma e 1.377 ± 13 Ma (Saes & Leite, 2003), sugerindo a idade máxima de 1.44 Ga como representativa para o início da sedimentação da Formação Dardanelos (Souza et al., 2005).

O Cenozóico é representado pelas Coberturas Tércio-Quaternárias e Depósitos Aluvionares, constituídas por sedimentos clásticos e pelitos inconsolidados (Souza et al., 2005).

Tabela 3.1. Principais unidades geológicas do setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (Extraído de Assis *et al.*, 2012).

DOMÍNIOS GEOLÓGICOS	UNIDADES GEOLÓGICAS	IDADES	REFERÊNCIAS
Sequências sedimentares	Depósitos Aluvionares Cascalho, areia, silte e argila.	Quaternário	Souza <i>et al.</i> (2005)
	Coberturas Detrito-Lateríticas (Formação Dardanelos) Sedimentos areno-siltico-argiloso mal selecionados e imaturos, laterizado e/ou ferruginosos.	Quaternário	Souza <i>et al.</i> (2005)
Unidades vulcânicas	Suíte Intrusiva Teles-Pires Álcali-feldspato granito, granito porfirítico, granófiros, riolito, riolacito, dacito, andesito, tufos, brechas e ignimbrito.	1.782 ±17 Ma a 1.757 Ma (U-Pb)	Santos (2000), Pinho <i>et al.</i> (2003), Silva & Abram (2008)
	Granito Peixoto Biotita monzogranito, biotita granodiorito e biotita tonalito.	1.792 ±2 Ma (Pb-Pb)	Paes de Barros (2007)
Unidades plutônicas com vulcânicas subordinadas	Suíte Intrusiva Matupá Biotita-granito, biotita-monzogranito, hornblenda-monzogranito, biotita-hornblenda monzonito, hornblenda-monzodiorito, biotita-hornblenda monzogranito, biotita monzogranito porfirítico sieno-monzogranito porfirítico- <i>rapakivi</i> , biotita-hornblenda granodiorito; biotita-hornblenda tonalito.	1.872 ±12 Ma (Pb-Pb) e 1.853 ±23 Ma (U-Pb)	Moura (1998), Miguel-Jr (2011); Assis (2011).
	Granito Nhandu Sienogranito, monzogranito com sub-vulcânicas subordinadas.	1.889 ±17 Ma, 1.879 ±5,5 Ma (U-Pb) e 1.848 ±17 Ma	Silva & Abram (2008), JICA/MMAJ (2000)
	Granito Aragão Sienogranito, monzogranito com fácies porfirítica e microgranítica.	1.931 ±12 Ma (U-Pb)	Vitório (2010), Miguel-Jr (2011)
	Granito Flor da Mata Álcali-feldspato granito, sienogranito e rochas monzoníticas a granodioríticas.	Indeterminada (correlacionada ao Granito Novo Mundo)	Ramos (2011)
	Granito Novo Mundo Sienogranito, monzogranito, granodiorito, quartzo monzonito e monzonito.	1.970 a 1.964 Ma (U-Pb e Pb-Pb)	Paes de Barros (2007)
	Suíte Pé Quente Monzonito, quartzo monzonito, quartzo monzodiorito, monzodiorito, albitito fino, granodiorito aplítico e biotita tonalito.	1.979 ±31 Ma (U-Pb)	Assis (2011), Miguel-Jr (2011)
	Granitóides Quartzo diorito, tonalito e granodiorito geralmente foliados.	1.998 Ma (Pb-Pb)	Paes de Barros (não publicado)
Embasamento	Gnaisses e migmatitos Anfibolito e ortogneisse de composição monzonítica, tonalítica e granítica, parcialmente migmatizados.	1.992 a 2.816 Ma (U-Pb)	Paes de Barros (2007)

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

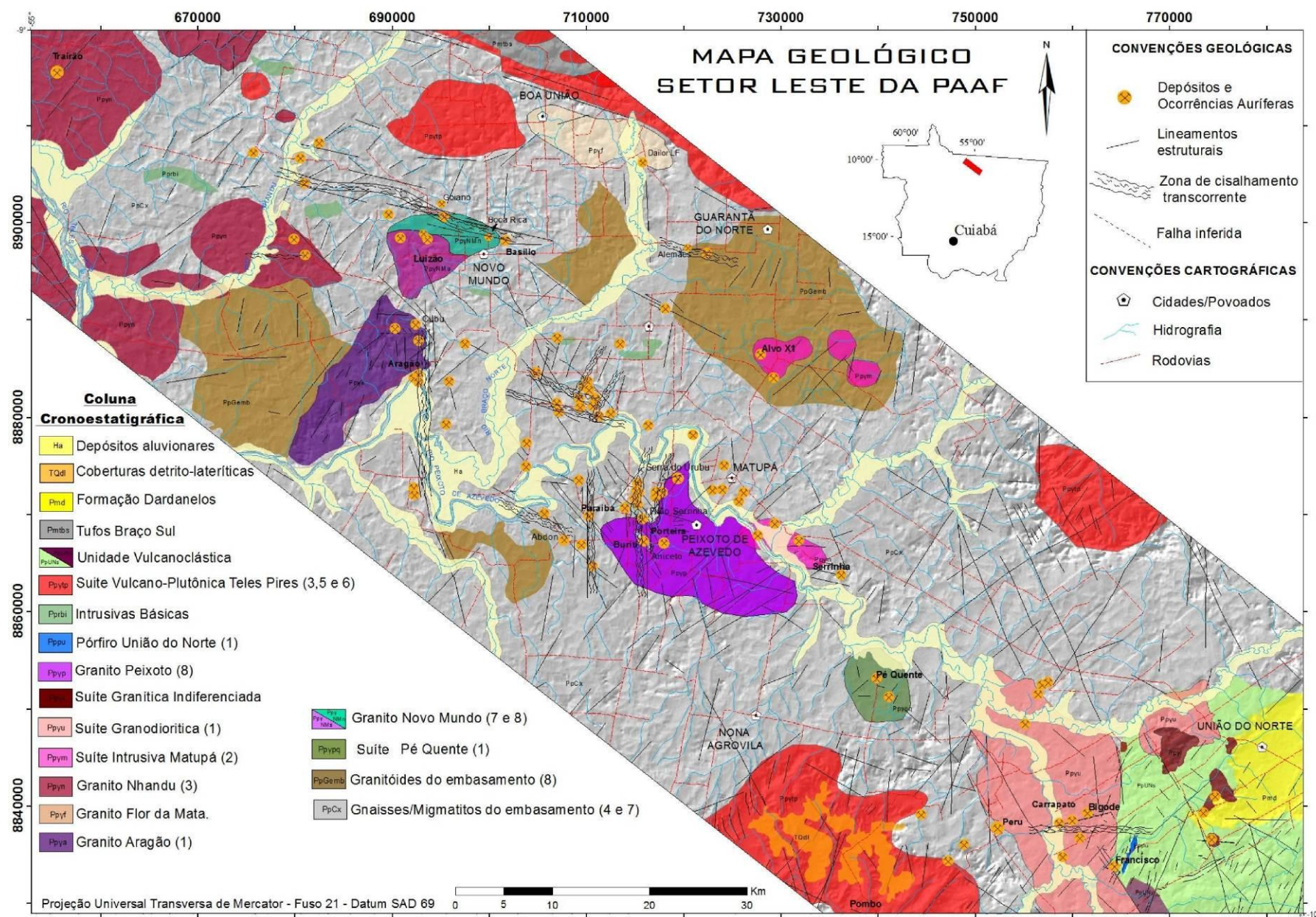


Figura 3.2 Mapa geológico do setor E da PAAF com destaque na localização dos principais depósitos de ouro primário (Extraído de Miguel-Jr, 2011). Referências: (1) Miguel-Jr (2011); (2) Moura (1998); (3) Silva & Abram (2008); (4) Saes & Leite (2003); (5) Santos (2000); (6) Pinho et al. (2003); (7-8) Paes de Barros (2007).

3.2 GRANITO NOVO MUNDO

O Granito Novo Mundo (1.970 ± 3 Ma – 1.964 ± 1 Ma; [Paes de Barros, 2007](#)), abordado anteriormente, localiza-se na porção centro-sul do Cráton Amazônico, norte do Estado do Mato Grosso, em um interflúvio entre o rio Braço Norte, afluente do Rio Peixoto de Azevedo, e o rio Nhandu, afluente da margem direita do rio Teles Pires (Fig. 3.3) ([Paes de Barros, 2007](#)). Historicamente, cerca de uma dezena de ocorrências de ouro foram lavradas por garimpeiros, entre os anos 1990 e 1993. Dentre essas mineralizações auríferas alojadas no Granito Novo Mundo, os Alvos Luizão e Cláudio foram objetos de campanhas de exploração, nos anos 1997 e 2001, pelas empresas RJK e RTDM, respectivamente.

Segundo [Abreu \(2004\)](#) e [Paes de Barros \(2007\)](#), tal intrusão é caracterizada como um corpo intrusivo em rochas do Complexo Xingu, representadas por granitóides, gnaisses granodioríticos a tonalíticos (Fig. 3.3). Relações de campo e estudos petrográficos permitiram [Paes de Barros \(2007\)](#) distinguir três fácies principais para o Granito Novo Mundo: (i) *fácies sienogranítica*, predominante; (ii) *fácies monzogranítica*; e (iii) *fácies monzonítica*. Este mesmo autor ainda propõe a compartimentação do Granito Novo Mundo em duas porções (centro-sul e norte) a partir da compilação de dados de mapeamento geológico, testemunhos de sondagem, petrografia e análises químicas. A porção centro-sul, hospedeira das mineralizações auríferas, é composta predominantemente por sienogranito e, subordinadamente, por monzogranito, quartzo monzonito e monzonito, além de enxames de diques de composição basáltica e andesítica. Por outro lado, predominam na porção norte monzogranito, com granodiorito e sienogranito subordinados, além de múltiplos e espessos diques de gabro e diorito.

[Paes de Barros \(2007\)](#) define quatro estágios de formação de minerais no Granito Novo Mundo à partir das associações minerais das alterações hidrotermais e paragênese do minério. Esses estágios compreendem as paragêneses magmáticas, e outras superimpostas, relacionadas a processos deformacionais, metassomáticos e hidrotermais.

O estágio magmático representa os termos menos alterados da porção centro-sul do Granito Novo Mundo e é definido pela associação feldspato potássico, plagioclásio e quartzo, além de mineralogia acessória representada por titanita, biotita, zircão, apatita, monazita e thorita.

O estágio protomilonítico reflete a deformação impressa nas rochas graníticas, concebida como gerada durante o resfriamento da intrusão, sendo caracterizada pela associação: plagioclásios arqueados, com lamelas de geminação falhadas e/ou formando *kink bands*; quartzo recristalizado e poligonizado em subgrãos, com extinção ondulante; grãos reliquiais de plagioclásio assemelhando-se a porfiroclastos; clorita com clivagem arqueada; *quartz-ribbon*; cristais de plagioclásio e feldspato potássico fraturados e com bordas fragmentadas. Atribui-se ainda a esse estágio intensa sericitização e silicificação fissural e penetrativa.

O estágio metassomático representa uma fase precoce de alteração sódica (albitização) observada nos termos monzoníticos, além da ocorrência de feldspato pertítico em condições tardi-magmáticas e sem evidências de deformação, seguida pelo início do processo de circulação de fluidos hidrotermais, os quais promoveram a substituição da albita e feldspato pertítico por microclínio (potassificação).

O estágio hidrotermal corresponde à transformação da paragênese magmática por fluidos hidrotermais, marcada inicialmente pela potassificação dos termos albíticos e pertíticos. Na sequência ocorrem seguindo a evolução temporal: sericitização em rochas proximais à mineralização, representada em termos petrográficos como granito a sericita e, granito a sericita e clorita, quando da ocorrência deste último mineral na paragênese; a associação quartzo, sericita, clorita, pirita e ouro, constituindo uma rocha de coloração esverdeada (hidrotermalito), hospedeira dos corpos de minério; epidoto, apatita e carbonato de cálcio e manganês, de estilo fissural e caráter restrito, correspondendo a um evento certamente relacionado ao rebaixamento da temperatura; e, por fim, vênulas de calcita truncando todos os demais minerais.

A mineralização aurífera no Granito Novo Mundo, identificada por [Paes de Barros \(2007\)](#) como disseminada e relacionada genética e espacialmente à rochas graníticas intensamente hidrotermalizadas (hidrotermalito), sem veios de quartzo,

permitiu distinguir este corpo granítico da maioria dos depósitos eminentemente filoneanos na região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo. De acordo com esse mesmo autor, a precipitação do ouro está relacionada ao aparecimento de clorita, sericita, quartzo e pirita no estágio hidrotermal. O ouro ocorre incluso na pirita, como micro pepitas isoladas, em fraturas associadas à clorita ou disseminado em clorita que cimenta micro brechas de fluxo.

3.2 DEPÓSITO LUIZÃO

O Depósito Luizão, localizado na borda sul do Gráben do Cachimbo, porção centro-sul do Granito Novo Mundo (Fig. 3.3), corresponde a uma das dezenas de sistemas mineralizados centrados do Granito Novo Mundo e constituiu objeto de estudo de trabalhos mais sistemáticos ([Abreu, 2004](#); [Paes de Barros, 2007](#)).

A mineralização ocorre de forma disseminada em rocha granítica fortemente hidrotermalizada, possivelmente de composição sienogranítica a monzonítica. A hospedeira do minério apresenta coloração cinza-esverdeada, é granular, isótropa e preserva a estrutura de uma rocha granítica, porém não possui feldspatos e tem pouco quartzo de natureza hidrotermal (5-20%), associado à sericita (40-50%), clorita (5-20%) e pirita (5-35%). Os corpos de minério configuram blocos em forma de romboedros, que se estendem por cerca de 2000 metros segundo a direção N75-85W, são descontínuos e fragmentados por uma tectônica rúptil representada por sistemas de fraturas sub-horizontais, N-S e NE subverticais. Além disso, são geralmente balizados por diques andesíticos a basálticos hidrotermalizados e não apresentam feições deformacionais, ou mesmo orientações, que evidencie fluxo cataclástico ([Paes de Barros, 2007](#)).

A alteração hidrotermal do Depósito do Luizão é representada por uma alteração sódica (albitização) precoce e restrita, seguida em direção à mineralização por uma alteração potássica (microclinização), que confere à rocha uma coloração avermelhada. O sistema evolui para uma alteração sericítica intersticial constituída por clorita, sericita

fibro-radial e quartzo. Nas porções onde essa alteração fílica é intensa, a rocha exibe uma tonalidade esverdeada escura e é denominada de hidrotermalito. O estágio mais tardio do sistema hidrotermal é representado por vênulas de calcita e epidoto ([Abreu, 2004](#); [Paes de Barros, 2007](#)).

O minério ocorre espacialmente associado às zonas com intensa alteração sericítica-clorítica (hidrotermalito), sendo dominado por pirita euédrica a subédrica, com dimensões de até 6 mm e teores de As de 0,74 a 1,13%. Pirita também ocorre associada ao quartzo ao longo de veios (estilo fissural). O ouro ocorre associado à pirita e, subordinadamente, disseminado na clorita, como inclusões com formas irregulares a arredondadas, com dimensões de até 10 μm e concentrações de Ag de 4 a 22%. Além disso, fazem parte da associação do minério quantidades subordinadas de calcopirita, rutilo, hematita, esfalerita, galena e traços de monazita, thorita e teluretos de Ag ([Abreu, 2004](#); [Paes de Barros, 2007](#)).

Estudos de inclusões fluidas efetuados por [Assis \(2006\)](#) em quartzo da zona mineralizada do Depósito do Luizão revelam a presença de dois tipos de fluidos: (1) aquoso de salinidade elevada (33,6 a 37% peso eq. NaCl) representado por inclusões com cristais de saturação de halita e temperaturas de homogeneização total entre 200 e 280°C; e (2) aquosos de salinidade baixa a moderada (2,5 a 15% peso eq. NaCl) e temperaturas de homogeneização total entre 95 e 180°C. Ambos os tipos de inclusões fluidas ocorrem dispersas no cristal de quartzo, porém há predominância do segundo tipo. Valores de pressão entre 0,9 a 1,2 kbares foram estimados como mínimos para a formação do depósito. O autor sugere a interação entre um fluido magmático de alta salinidade com um fluido externo (meteórico?) essencialmente aquoso de baixa a moderada salinidade e mais frio. A mistura entre esse dois fluidos teria causado a progressiva diluição e rebaixamento da temperatura do sistema, assim como um aumento na fugacidade de oxigênio ($f\text{O}_2$), o que teria culminado na redução da solubilidade do Au e demais metais, com a consequente precipitação dos mesmos.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

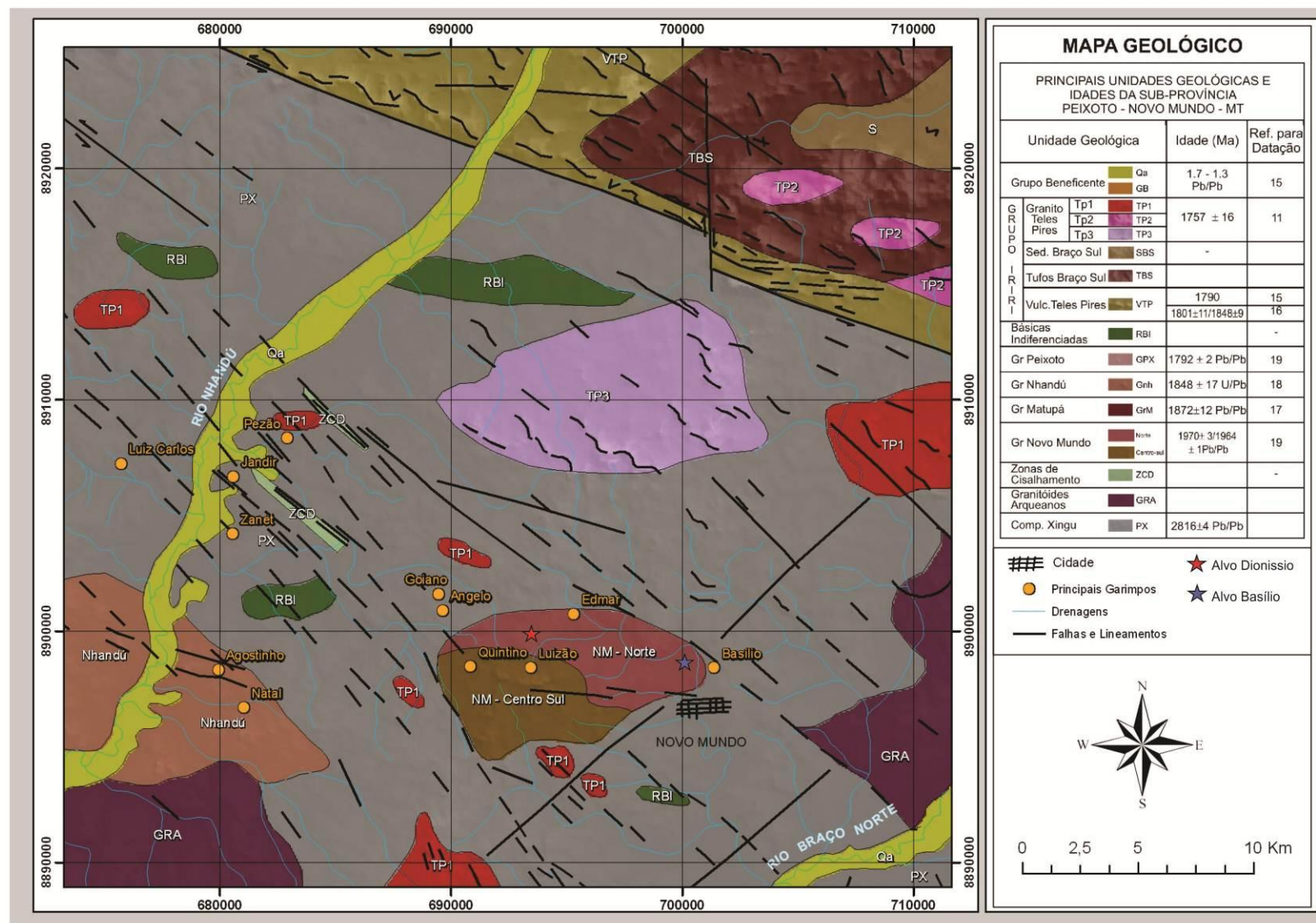


Figura 3.3 Mapa geológico da região do Granito Novo Mundo (Extraído de [Paes de Barros, 2007](#)).

C APÍTULO 4. CONTEXTO GEOLÓGICO DO ALVO DIONISSIO ---

4.1 LITOTIPOS

A partir de descrições de furos de sondagem e estudos petrográficos caracterizou-se três litotipos constituintes do Alvo Dionissio: (i) hornblenda monzogranito-tonalito, (ii) diques de vulcânica máfica e (iii) aplito. Esses dois últimos litotipos truncam o hornblenda monzogranito-tonalito. Apesar disso, a ordem cronológica entre os litotipos intrusivos no hornblenda monzogranito-tonalito não foi possível de ser estabelecida de forma clara e, sendo assim, sabe-se apenas que o hornblenda monzogranito-tonalito representa o litotipo mais antigo.

4.1.1 HORNBLENDA MONZOGRANITO-TONALITO

Representa o litotipo ao qual a mineralização aurífera está associada e corresponde a rocha dominante ao longo dos furos de sondagem. Em virtude da intensa alteração hidrotermal imposta a esse litotipo, a determinação da composição granítica do protólito torna-se bastante difícil. Dessa forma, estima-se uma composição monzogranítica-tonalítica para esse litotipo, sendo que essa estimativa leva em conta diferenças na razão plagioclásio/feldspato alcalino nos diferentes intervalos dos furos de sondagem.

O hornblenda monzogranito-tonalito corresponde a uma rocha fanerítica rósea-avermelhada, por vezes esverdeada, leucocrática, holocristalina, não magnética, isotrópica a anisotrópica, de granulação fina a grossa e com textura equigranular a inequigranular (Figs. 4.1A, B). É constituído por feldspato alcalino (5-60%), plagioclásio (30-65%), quartzo (20-50%) e hornblenda (5-10%). Titanita pode ocorrer tanto como fase acessória primária (2-5%) quanto como mineral secundário juntamente com a apatita (3-5%) (Fig. 4.2E).

Microclínio primário (Fig. 4.3D) e ortoclásio hidrotermal representam os feldspatos alcalinos do hornblenda monzogranito-tonalito. Esses minerais ocorrem geralmente como cristais anédricos a subédricos de granulação fina a grossa. O microclínio pode estar ou não afetado pela alteração hidrotermal, enquanto que o ortoclásio ocorre muito frequentemente substituindo o plagioclásio ígneo. De forma restrita, observa-se textura mirmequítica entre microclínio, plagioclásio e/ou ortoclásio e quartzo (Fig. 4.3B).

O plagioclásio é representado por cristais de granulação fina a grossa com formato subédrico a anédrico (Fig. 4.3F). Esse mineral é afetado por diversos tipos de alteração hidrotermal com graus de intensidade variável e, em alguns casos, torna-se difícil reconhecer o plagioclásio primário da rocha.

O quartzo ocorre como cristais subédricos a anédricos de granulação média a grossa e que exibem, frequentemente, texturas de desequilíbrio, tais como extinção ondulante. Esses cristais apresentam contatos sinuosos, lobulados e, mais raramente, retilíneos entre si.

A hornblenda é representada por cristais de granulação média a grossa com formato anédrico a subédrico (Fig. 4.2B; 4.3C). Biotita, clorita e carbonato hidrotermal podem estar substituindo a hornblenda (Fig. 4.2C, D).

Nos intervalos restritos onde ocorre a rocha anisotrópica, observa-se forte orientação dos minerais evidenciada por uma foliação milonítica e representada pela alternância entre setores de intensa alteração potássica e forte silicificação (Fig. 4.1C, D; Fig. 4.3A). Em curtos intervalos dos furos de sondagem observa-se uma textura porfírica. Os fenocristais são representados por cristais anédricos de granulação grossa (dimensões entre 1,5 e 2,0 cm), possivelmente de plagioclásio primário e estão intensamente afetados pela alteração potássica. Esses fenocristais não ultrapassam 20% do volume da rocha. Alguns exemplos de feições deformacionais que ocorrem nessas rochas correspondem a sombras de pressão ao redor dos fenocristais de feldspato hidrotermal (Fig. 4.1D), *quartz-ribbon*, *mica-fish* (Fig. 4.3E) e lamelas de geminação deslocadas e arqueadas no plagioclásio ígneo (Fig. 4.3F).



▲**Figura 4.1 Hornblenda monzogranito-tonalito:** (A) Aspecto geral da rocha intensamente afetada pela alteração hidrotermal; (B) Textura ígnea fracamente preservada em rocha intensamente alterada; (C) Aspecto geral da rocha anisotrópica; (D) Rocha marcada por uma foliação milonítica e exibindo sombra de pressão ao redor do fenocristal de feldspato potássico hidrotermal.



Figura 4.2 Hornblenda monzogranito-tonalito: (A) Feição geral do litotipo. As porções avermelhadas correspondem à alteração potássica, enquanto que as porções esverdeadas correspondem às alterações sericítica e clorítica (B) Hornblenda ígnea; (C) Hornblenda substituída por clorita hidrotermal; (D) Hornblenda substituída por biotita hidrotermal; (E) Titanita ígnea. FOTOMICROGRAFIAS: B, D e E: luz natural; C: polarizadores cruzados.

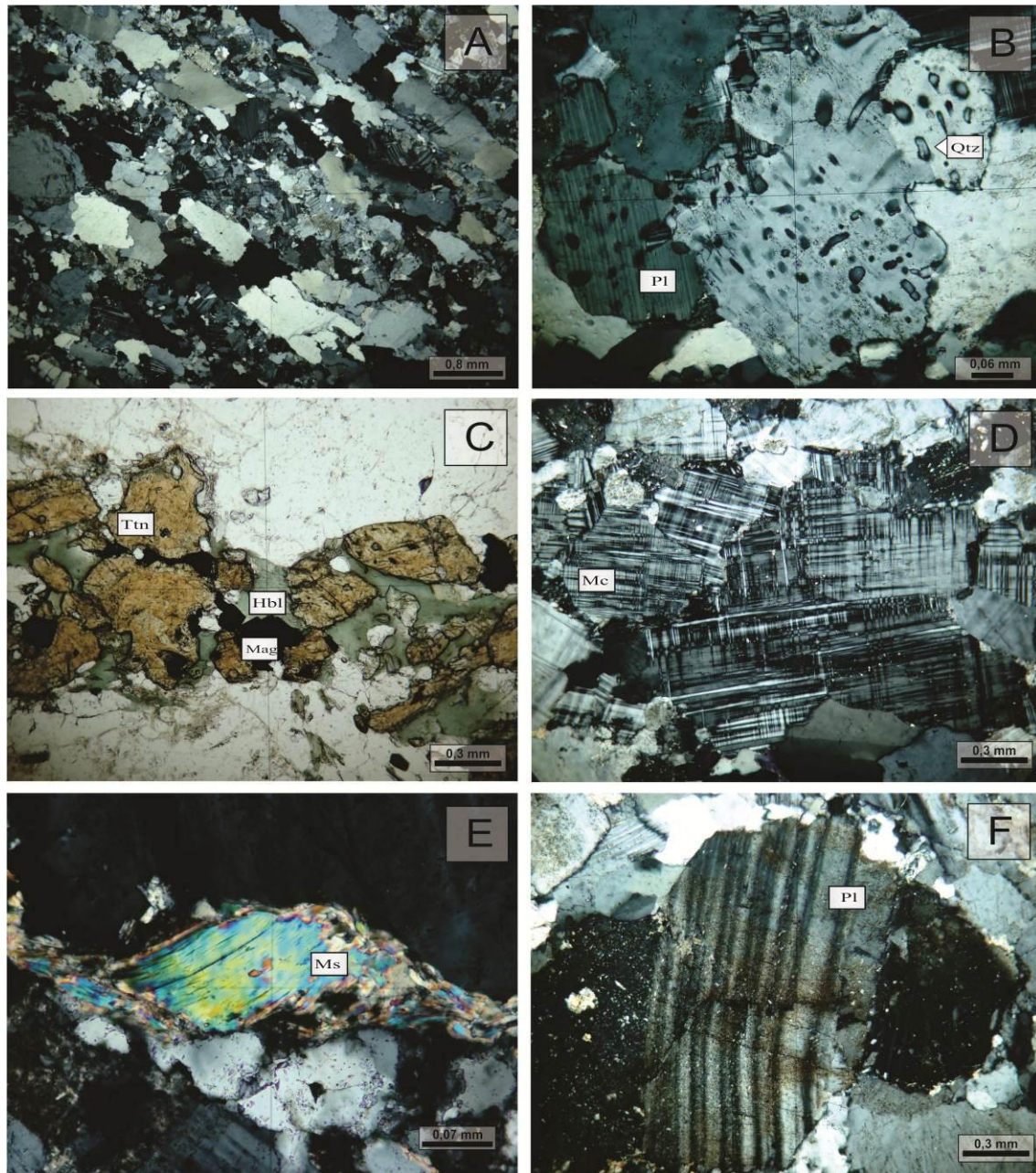


Figura 4.3 Hornblenda monzogranito-tonalito: (A) Aspecto microscópico da rocha orientada. Notar alternância entre setores enriquecidos em quartzo (silicificação) e setores com feldspato hidrotermal (alteração potássica); (B) Textura mirmequítica entre quartzo e plagioclásio; (C) Hornblenda ígnea ao lado de titanita e magnetita hidrotermais. (D) Microclínio ígneo não afetado pela alteração hidrotermal; (E) Mica-fish em muscovita; (F) Plagioclásio ígneo com lamelas de geminação deslocadas e arqueadas. FOTOMICROGRAFIAS: A-B e D-F: polarizadores cruzados; C: luz natural.

4.1.2 DIQUES DE VULCÂNICA MÁFICA

Correspondem a corpos vulcânicos intrusivos no hornblenda monzogranito-tonalito e apresentam abrangência relativamente ampla, ou seja, alguns intervalos chegam a apresentar até 67 m de comprimento. Pelo fato de estarem hidrotermalmente afetados pelas alterações clorítica e sericítica a composição real não é identificada de forma clara. Apesar disso, estima-se que correspondam a diques de diabásio.

O diabásio corresponde a uma rocha fanerítica preta-acinzentada, isotrópica, com magnetismo moderado, de granulação fina e possivelmente holocristalina. É constituído segundo amostras macroscópicas por plagioclásio (65-70%), quartzo (5-10%) e minerais máficos, os quais não foram possíveis de ser distinguidos de forma clara (Fig. 4.4). Magnetita possivelmente ocorre como fase acessória primária, sendo responsável pelo caráter magnético desse litotipo.

Observam-se variações da granulação no corpo de diabásio, representando a passagem gradual de um diabásio muito fino, localizado nas bordas da intrusão, para um diabásio de granulação fina presente nas partes internas do corpo intrusivo (Fig. 4.4).

4.1.3 APLITO

Representado por diques pouco frequentes de no máximo 25 cm de comprimento que truncam o hornblenda monzogranito-tonalito (Fig. 4.5A). O contato entre esses litotipos é brusco e, por vezes, marcado por zonas com plagioclásio e quartzo exsolvidos que formam uma textura gráfica (Fig. 4.5B).

O aplito corresponde a uma rocha fanerítica de coloração rósea-avermelhada, leucocrática, isotrópica, holocristalina, não magnética, de granulação muito fina a fina e textura sacaroidal equigranular (Fig. 4.5A, B). A partir da análise de amostras macroscópicas, verificou-se que esse litotipo é constituído feldspato alcalino hidrotermal (60-70%), plagioclásio (30-40%) e quartzo (20-30%).

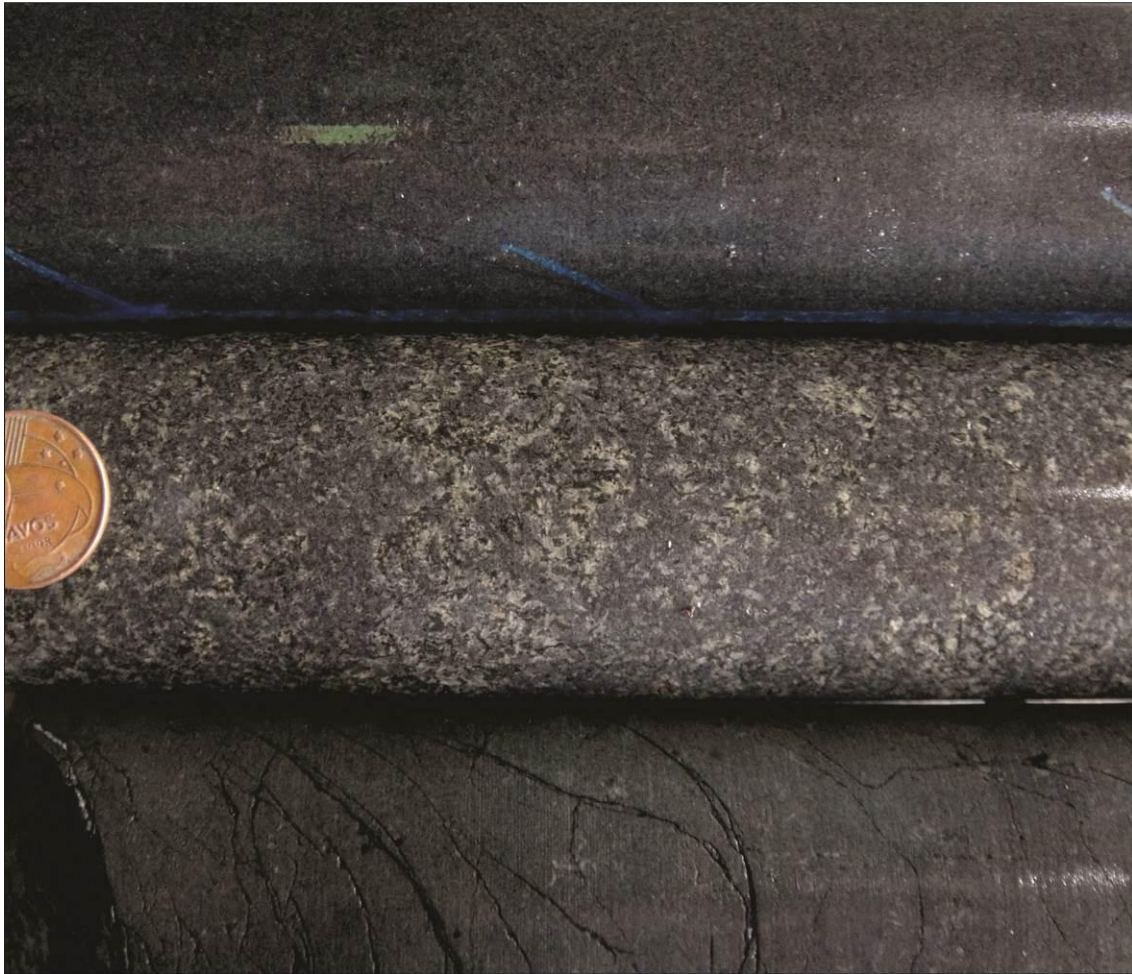


Figura 4.4 Diques de vulcânica máfica: Notar a diferença de granulação no dique de diabásio. Os intervalos com granulação fina correspondem à borda do corpo intrusivo (bordas de resfriamento), enquanto que os intervalos de granulação grossa correspondem às porções mais centrais do dique.

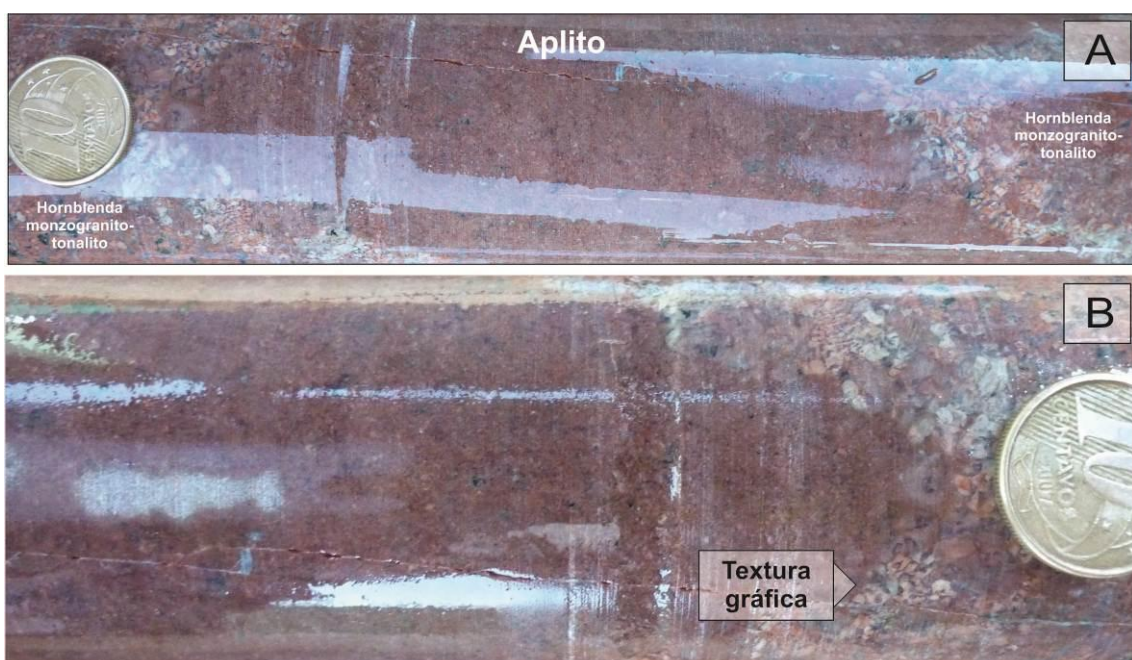


Figura 4.5 Aplito: (A) Caráter intrusivo do aplito no hornblenda monzogranito-tonalito; (B) Contato entre os litotipos marcado por textura gráfica entre quartzo e plagioclásio.

4.2 ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

No Alvo Dionissio, os diferentes litotipos apresentam-se afetados por diversos tipos, estilos e intensidades de alteração hidrotermal. Com base na descrição sistemática dos furos de sondagem, posteriormente refinada com os estudos petrográficos, estabeleceu-se a evolução temporal do sistema hidrotermal desse prospecto (Fig. 4.6).

4.2.1 ALTERAÇÃO POTÁSSICA

Representa o primeiro estágio hidrotermal do Alvo Dionissio. De estilo pervasivo, essa alteração ocorre de forma abrangente ao longo dos furos de sondagem, apresenta-se bem desenvolvida e confere tonalidades rósea-avermelhadas às rochas (Fig. 4.7A). A associação mineral é representada por ortoclásio $\pm$ biotita $\pm$ hematita. Com exceção do dique de diabásio, todos os litotipos são afetados por essa alteração, porém de forma seletiva, ou seja, somente o microclínio e o plagioclásio ígneos são substituídos parcial e/ou totalmente pelo ortoclásio hidrotermal (Fig. 4.7 B, C). Essa substituição ocorre em alguns cristais segundo um zoneamento, ou seja, partindo do centro em direção à borda do mineral.

O ortoclásio é representado por cristais anédricos de granulação média a grossa (dimensões de até 2 cm). A biotita ocorre como cristais subédricos a anédricos de granulação média e substitui a horblenda ígnea no horblenda monzogranito-tonalito (Fig. 4.7D). A hematita ocorre como micro-inclusões no ortoclásio. Além disso, quando observados em luz transmitida, os feldspatos ígneos originais da rocha exibem aspecto turvo.

4.2.2 VÊNULAS DE CALCITA E CLORITA

Corresponde a um estágio precoce de venulação representado por vênulas de clorita $\pm$ quartzo e vênulas de calcita (Fig. 4.8A). A clorita ocorre como cristais anédricos a subédricos de granulação média e, por vezes, exhibe hábito fibro-radial (Fig. 4.8B). O quartzo é representado por cristais de granulação fina a média com formato

subédrico a anédrico e com extinção ondulante. A calcita ocorre como cristais euédricos a subédricos de granulação média (Fig. 4.8C).

4.2.3 SILICIFICAÇÃO

A silicificação ocorre de forma ampla com intensidades variáveis e afeta o hornblenda monzogranito-tonalito e o aplito (Fig. 4.9A). Essa alteração é representada por quartzo policristalino e, mais subordinadamente, quartzo recristalizado (Fig. 4.9B). O quartzo ocorre formando agregados (Fig. 4.9C) e/ou preenchendo os interstícios como cristais anédricos a euédricos de granulação fina a média (dimensões de até 4mm). Os contatos entre os cristais são lobulado, sinuoso, retilíneo e, por vezes, engrenado. Feições deformacionais observadas nesse mineral são representadas por *quartz-ribbon* e extinção ondulante.

4.2.4 ALTERAÇÃO SERICÍTICA

A alteração sericítica ocorre de forma pervasiva e é cogenética ao minério aurífero e confere tonalidades esverdeadas claras às rochas (Fig. 4.10A). Apresenta-se bem desenvolvida (Fig. 4.10B) e ocorre de forma ampla ao longo dos furos de sondagem afetando quase todos os litotipos, com exceção do aplito. A associação mineral é representada por sericita + muscovita $\pm$ clorita $\pm$ quartzo $\pm$ hematita. A muscovita ocorre na forma de agregados (bolsões) e/ou cristais isolados, com formato subédrico a anédrico de granulação fina, podendo exibir ou não hábito fibro-radial. A clorita é representada pelas variedades magnesiana (clinocloro) e ferrosa (chamosita), de granulação fina e formato subédrico a anédrico. O quartzo ocorre como cristais anédricos de granulação fina. A hematita quando presente é representada por cristais aciculares de granulação fina. As rochas são afetadas de forma seletiva por essa alteração, ou seja, o microclínio e o plagioclásio ígneos são substituídos parcial e/ou totalmente (Fig. 4.10C, D). Adicionalmente, observa-se um zoneamento oscilatório da alteração sericítica em relação aos feldspatos ígneos, ou seja, alguns cristais são alterados partindo da borda em direção ao centro, enquanto que em outros cristais ocorre o inverso.

CONTEXTO GEOLÓGICO DO ALVO DIONISSIO

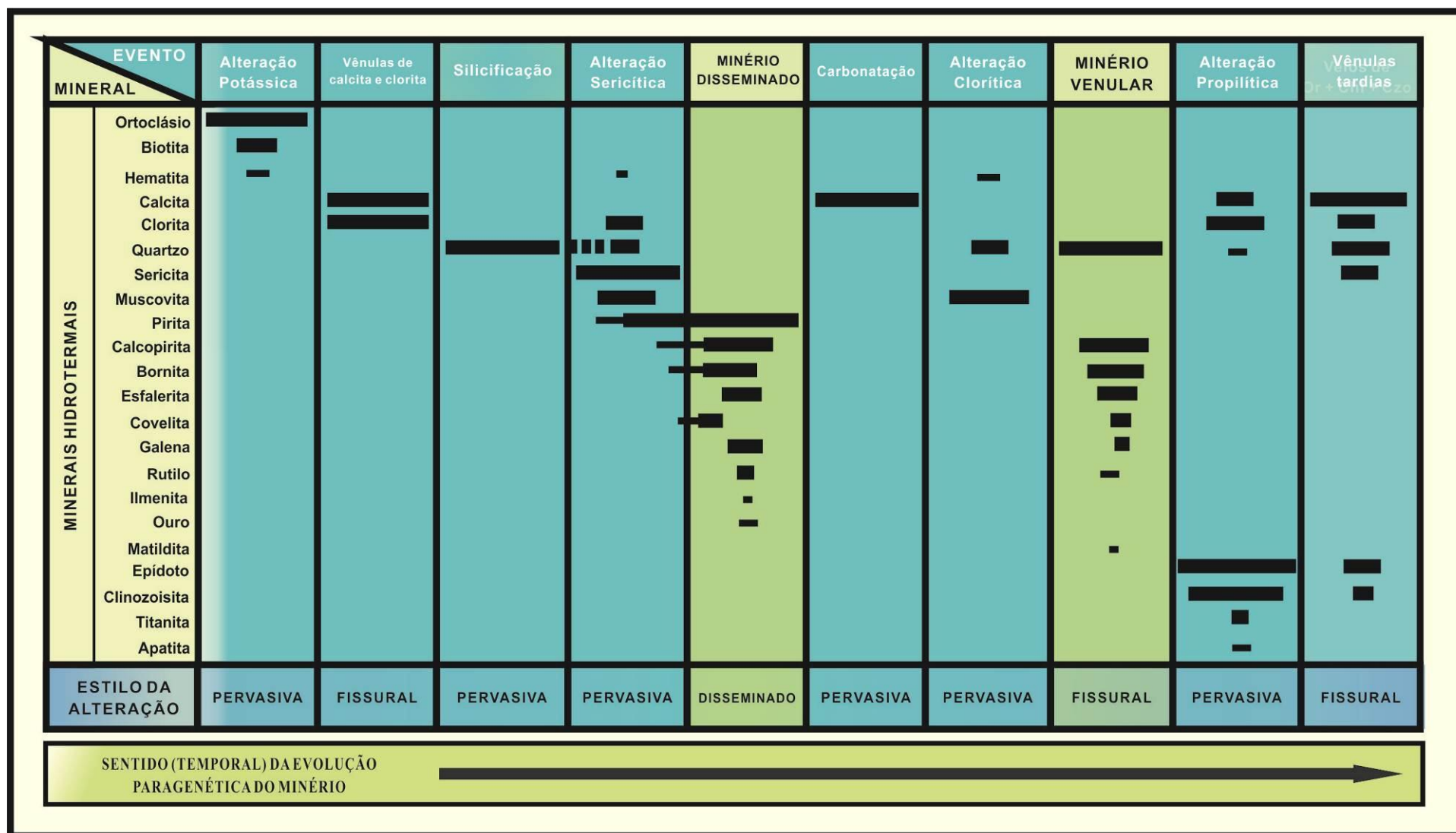


Figura 4.6 Quadro paragenético do paleo-sistema hidrotermal do Alvo Dionissio.

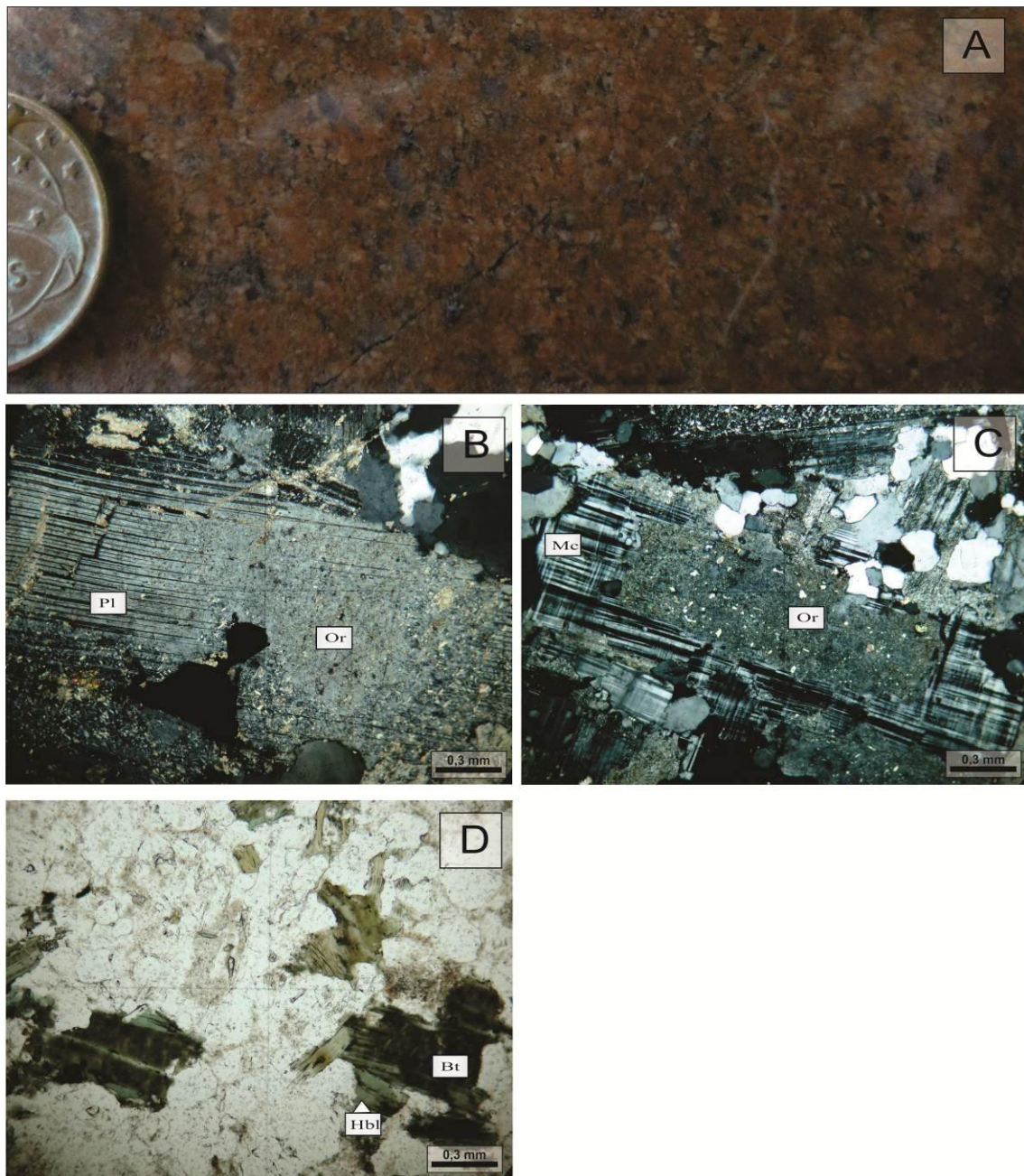


Figura 4.7 Alteração potássica: (A) Modo de ocorrência da alteração potássica nas rochas. As tonalidades avermelhadas são devido ao feldspato potássico hidrotermal e às micro-inclusões de hematita, enquanto que as porções esbranquiçadas são devido à presença de quartzo hidrotermal; (B) Plagioclásio ígneo parcialmente substituído por ortoclásio; (C) Microclínio primário afetado pela alteração potássica; (D) Biotita hidrotermal substituindo hornblenda ígnea. FOTOMICROGRAFIAS: B-D: polarizadores cruzados; D: luz natural.

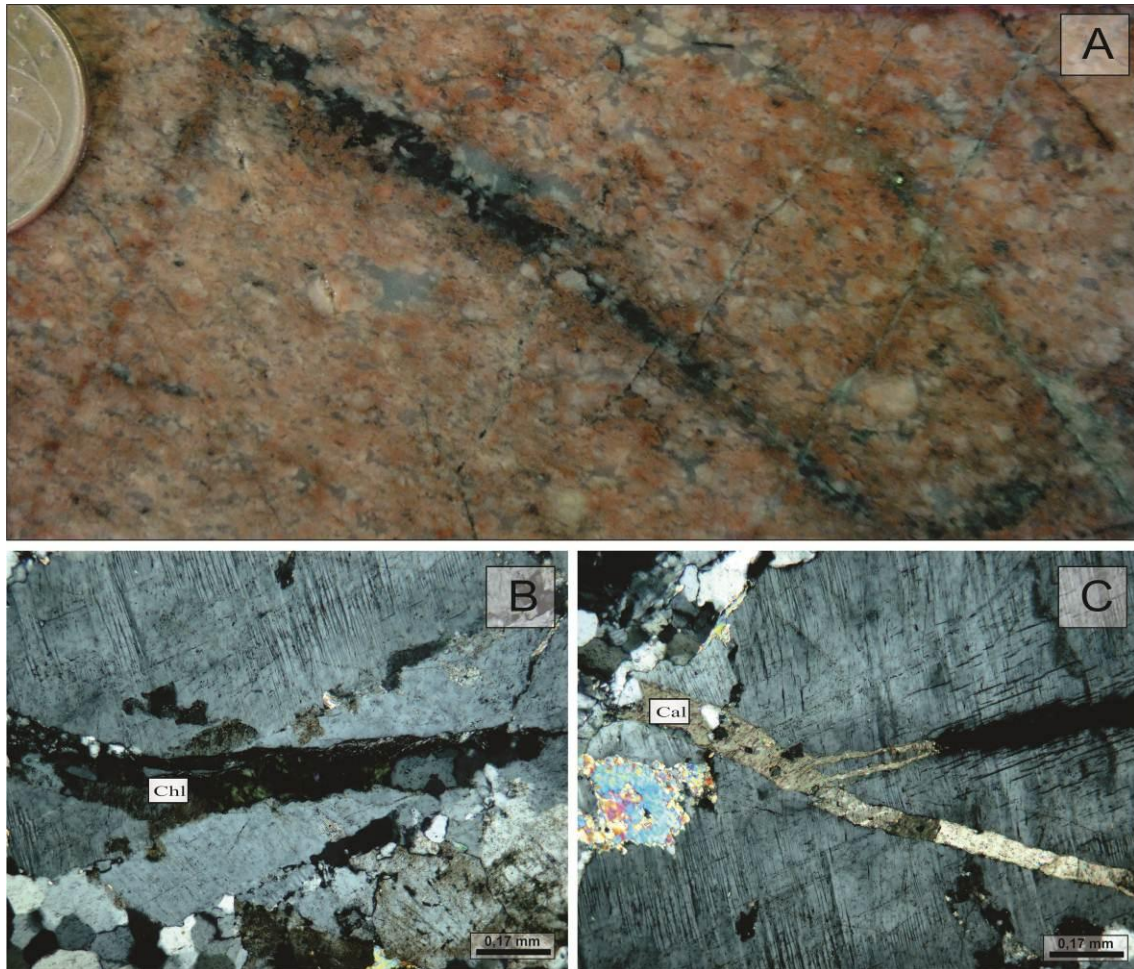


Figura 4.8 Vênulas de clorita e calcita: (A) Vênula de calcita e clorita em rocha afetada por alteração potássica; (B) Vênulas de calcita $\pm$ quartzo; (C) Vênula de calcita. FOTOMICROGRAFIAS: B-C: polarizadores cruzados.

4.2.5 CARBONATAÇÃO

A carbonatação apresenta estilo pervasivo e/ou formando agregados (Fig. 4.11 B), ocorre de forma restrita quando comparada aos demais tipos de alteração hidrotermal e confere tonalidades esbranquiçadas às rochas. O litotipo afetado por essa alteração é representado essencialmente pelo hornblenda monzogranito-tonalito. A associação mineral é simples e representada essencialmente por calcita de granulação fina a grossa com formato anédrico a subédrico (Fig. 4.11A).

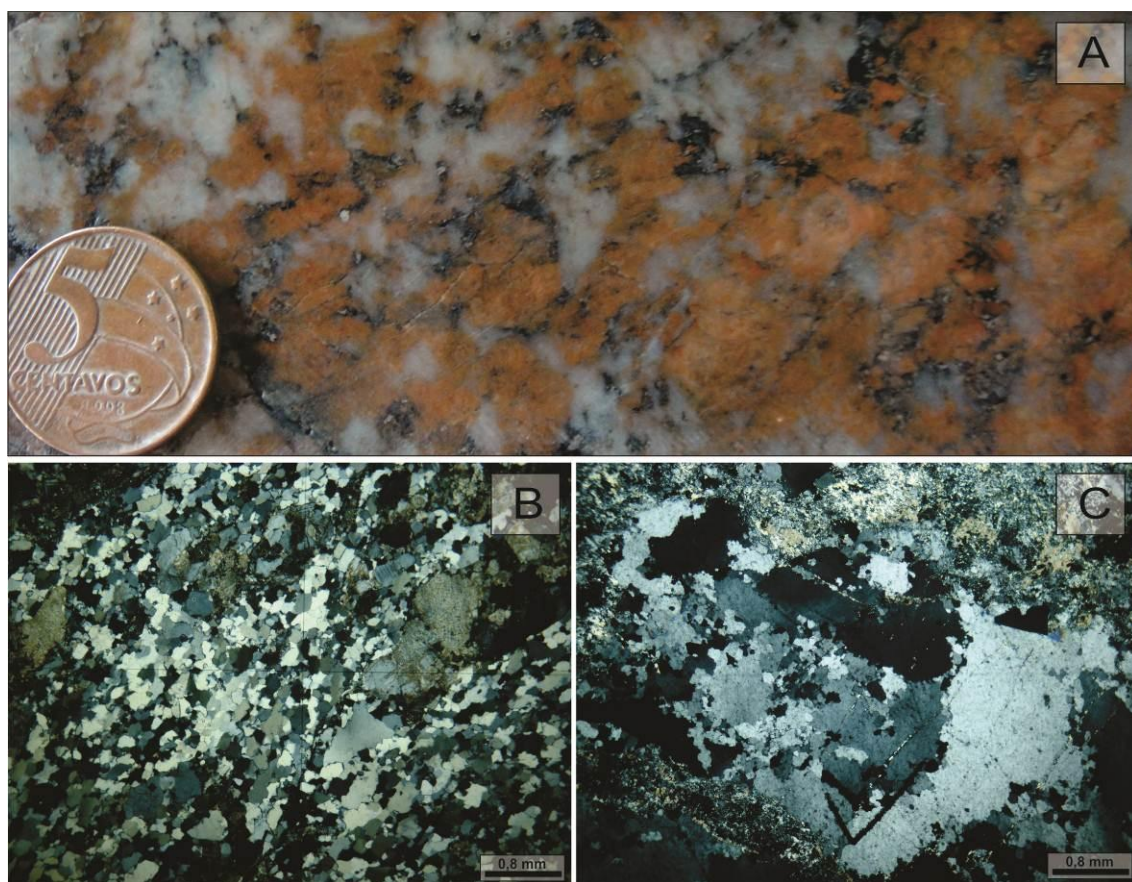


Figura 4.9 Silicificação: (A) Rocha granítica afetada pela silicificação. Notar que além da silicificação (porções esbranquiçadas) ocorre também a alteração potássica (porções avermelhadas); (B) Aspecto microscópico da silicificação representada por quartzo policristalino e recrystalizado; (C) Forma de ocorrência da silicificação em agregados (bolsões). FOTOMICROGRAFIAS: B-C: polarizadores cruzados.

4.2.6 ALTERAÇÃO CLORÍTICA

Corresponde a uma alteração que ocorre de forma intersticial (Fig. 4.12.B) e/ou formando agregados (Fig. 4.12C). Essa alteração afeta todos os litotipos, com exceção do aplito, e confere colorações verde-escuras às rochas (Fig. 4.12A). A associação mineral é definida por clorita + muscovita $\pm$ quartzo $\pm$ hematita. A clorita é representada pelas variedades com composição rica em Fe (chamosita) e em Mg (clinocloro), de granulação fina a média e formato subédrico a anédrico, apresentando hábito fibro-radial em algumas porções. Esse mineral ocorre substituindo a muscovita (Fig. 4.12E)

da alteração sericítica e a biotita da alteração potássica (Fig. 4.12D). A muscovita ocorre como cristais subédricos de granulação média. O quartzo é representado por cristais subédricos a anédricos de granulação média e exibe frequentemente extinção ondulante. A hematita ocorre como cristais de granulação média e com formato anédrico inclusos e/ou presente nas bordas da clorita.

4.2.7 ALTERAÇÃO PROPILÍTICA

A alteração propilítica ocorre de forma pervasiva, por vezes formando ou não agregados (bolsões), e afeta apenas o hornblenda monzogranito-tonalito. Essa alteração confere tonalidades verdes claras (Fig. 4.13A) às rochas e é representada pela associação mineral epidoto + clinozoisita + clorita + calcita $\pm$ titanita $\pm$ apatita $\pm$ quartzo. O epidoto ocorre como cristais anédricos a euédricos de granulação fina a média (dimensões de até 3mm). A clinozoisita é representada por cristais de granulação fina a média (dimensões de até 2mm) e cristais anédricos a subédricos. A clorita é representada pelas variedades magnesiana (clinocloro) e ferrosa (chamosita), com formato subédrico a anédrico e granulação fina a média (Fig. 4.13B). A calcita ocorre como cristais de granulação fina e formato anédrico. A titanita ocorre como cristais anédricos a subédricos de granulação fina. A apatita é representada por cristais subédricos a euédricos de granulação fina a média (dimensões de até 2mm) (Fig. 4.13C).

4.2.8 VÊNULAS TARDIAS

Correspondem a vênulas que truncam os estágios hidrotermais anteriores. Essas vênulas são compostas por quartzo + calcita; quartzo (Fig. 4.14C); calcita (Fig. 4.14D); epidoto + clinozoisita $\pm$ clorita (Fig. 4.14B); clorita $\pm$ calcita $\pm$ quartzo (Fig. 4.14A); sericita. O quartzo apresenta granulação fina e formato anédrico. O epidoto e a clinozoisita ocorrem como cristais subédricos a anédricos de granulação fina a média (dimensões de até 2mm). A clorita é representada por cristais de granulação fina e

formato anédrico. A calcita ocorre como cristais de granulação fina a grossa com formato subédrico.

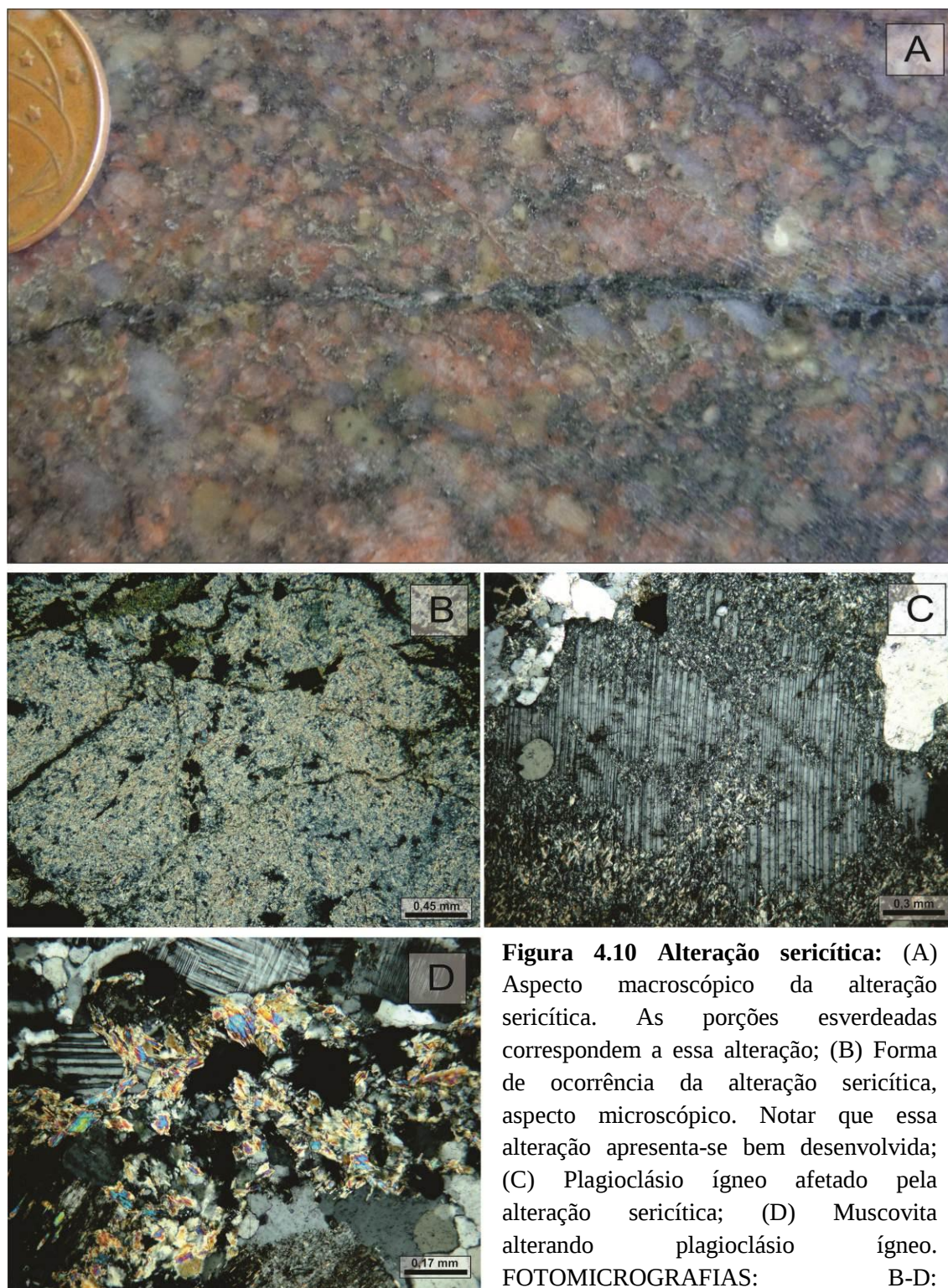


Figura 4.10 Alteração sericítica: (A) Aspecto macroscópico da alteração sericítica. As porções esverdeadas correspondem a essa alteração; (B) Forma de ocorrência da alteração sericítica, aspecto microscópico. Notar que essa alteração apresenta-se bem desenvolvida; (C) Plagioclásio ígneo afetado pela alteração sericítica; (D) Muscovita alterando plagioclásio ígneo. FOTOMICROGRAFIAS: B-D: polarizadores cruzados.

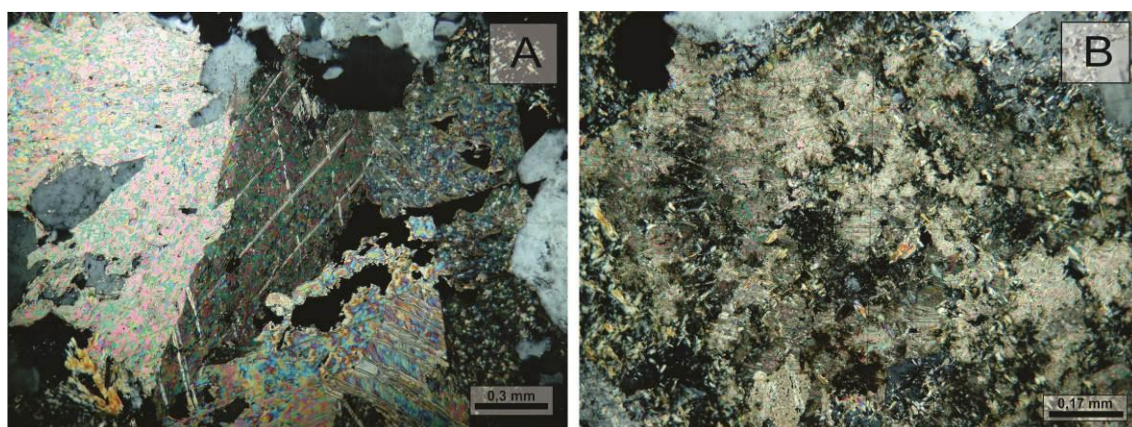
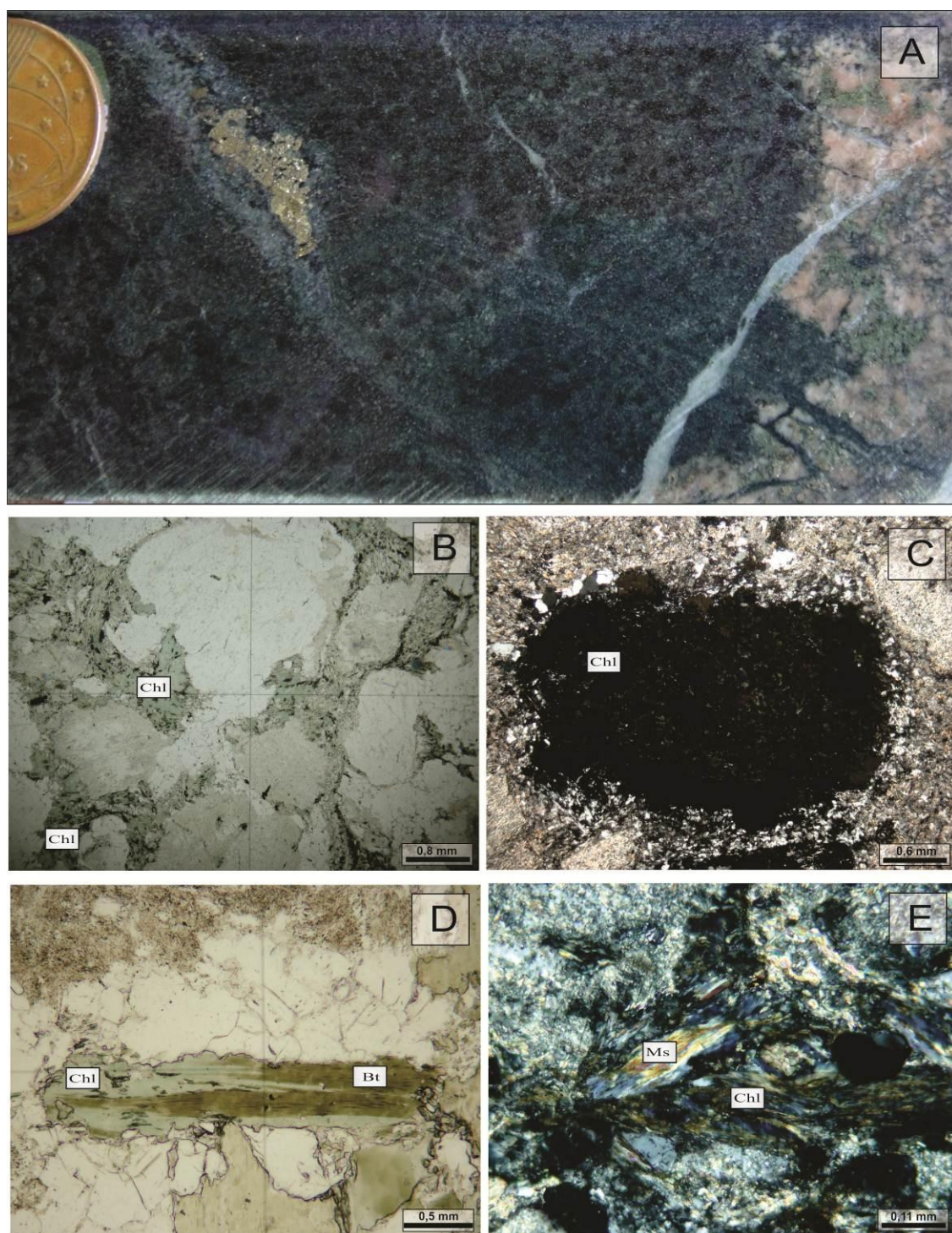


Figura 4.11 Carbonatação: (A) Cristais de calcita de granulação fina a média; (B) Forma de ocorrência da carbonatação formando agregados (bolsões). FOTOMICROGRAFIAS: A-B: polarizadores cruzados.



▲ **Figura 4.12 Alteração clorítica:** (A) Feição geral da alteração clorítica no hornblenda monzogranito-tonalito; (B) Forma de ocorrência intersticial da alteração clorítica; (C) Alteração clorítica formando bolsões; (D) Biotita ígnea substituída por clorita hidrotermal; (D) Clorita ferrosa (chamosita) substituindo muscovita da alteração sericítica. FOTOMICROGRAFIAS: A e D: luz natural; B e E: polarizadores cruzados.

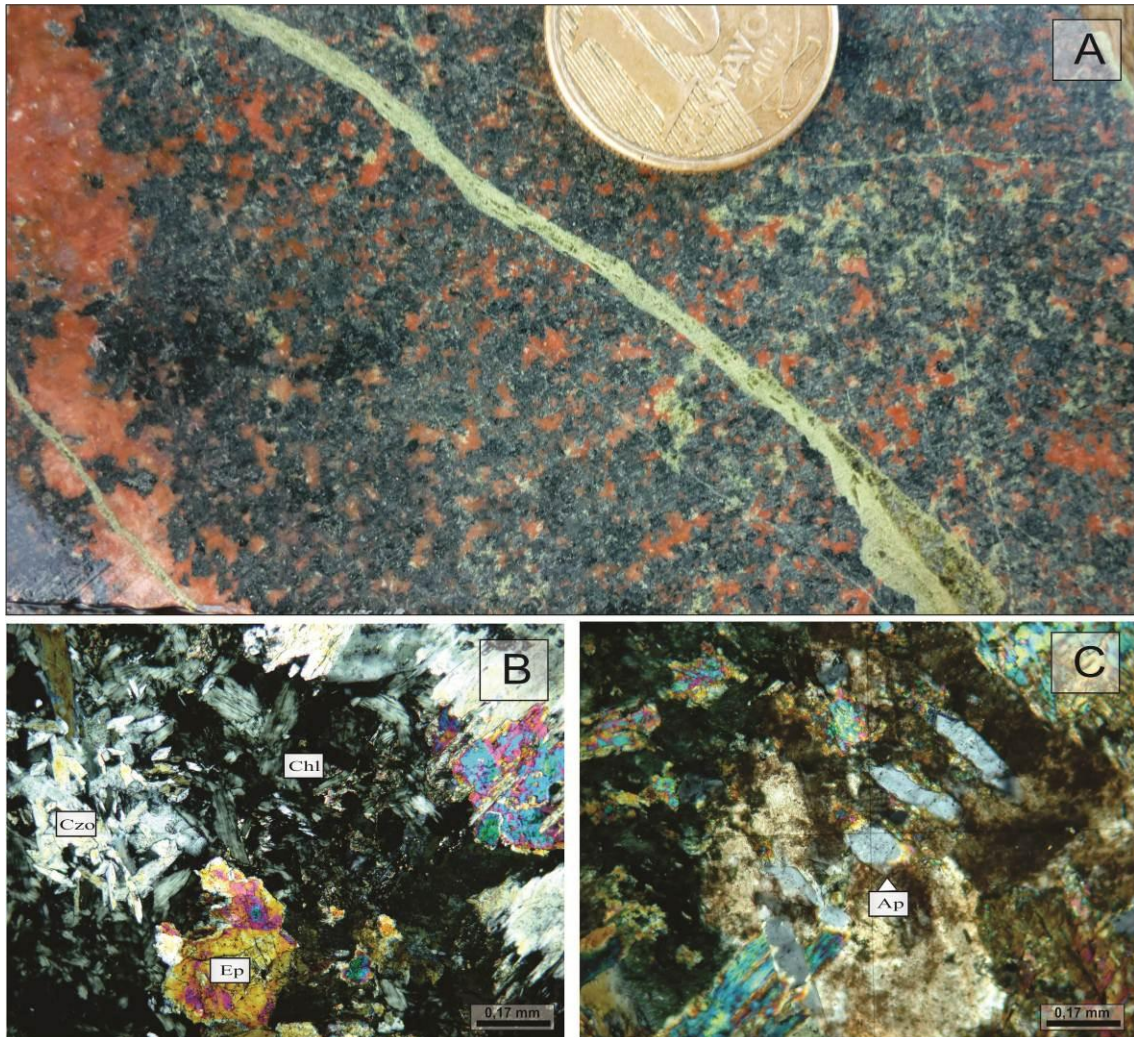


Figura 4.13 Alteração propilítica: (A) Aspecto geral da alteração propilítica. Notar que além das porções verde-claras representativas dessa alteração, ocorre também vênula tardia de epidoto; (B) Aspecto microscópico de parte da associação mineral constituinte da alteração propilítica; (C) Apatita com formato subédrico associada à alteração propilítica; FOTOMICROGRAFIAS: B-C: polarizadores cruzados.

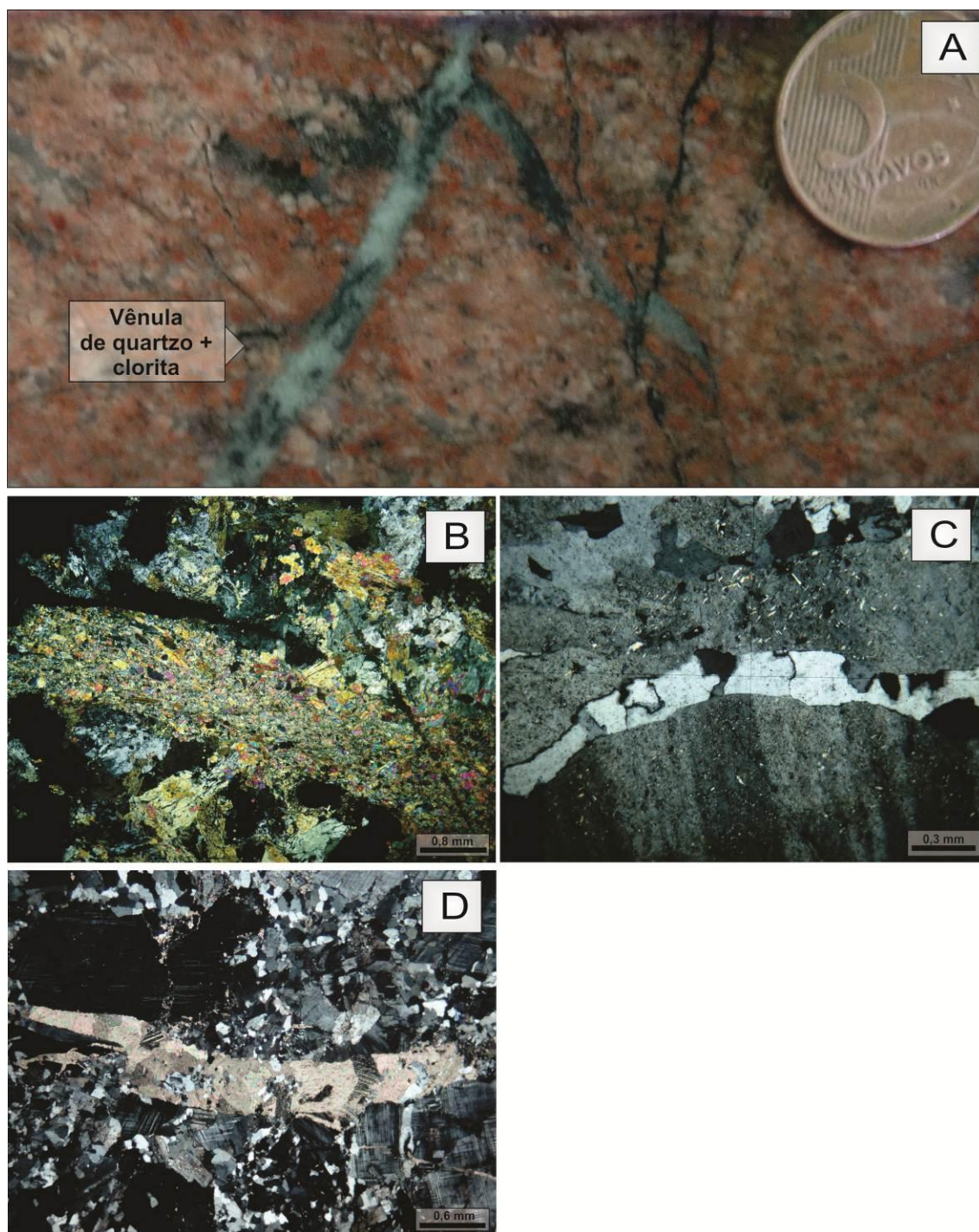


Figura 4.14 Vênulas tardias: (A) Vênula de clorita $\pm$ calcita $\pm$ quartzo em rocha granítica afetada por alteração potássica; (B) Vênula de epidoto + clinozoisita $\pm$ clorita; (C) Vênula de quartzo; (D) Vênula de calcita. FOTOMICROGRAFIAS: B-D: polarizadores cruzados.

4.3 MINERALIZAÇÃO AURÍFERA

No Alvo Dionissio o minério aurífero ocorre de forma disseminada associado à alteração sericítica e em estilo venular associado a veios de quartzo tardios. Essa mineralização encontra-se hospedada no hornblenda monzogranito-tonalito, sendo que o ouro ocorre sempre associado à pirita.

4.3.1 MINÉRIO DISSEMINADO

A mineralização disseminada é essencialmente representada pela paragênese pirita $\pm$ calcopirita $\pm$ bornita $\pm$ esfalerita $\pm$ covelita $\pm$ hematita $\pm$ ouro e está intimamente relacionada à alteração sericítica (Fig. 4.15A).

O minério aurífero é essencialmente representado por pirita de granulação fina a grossa e formato euédrico a anédrico. Alguns cristais apresentam fraturas preenchidas por sericita e, por vezes, hematita.

A calcopirita ocorre de forma disseminada e venular como inclusões anédricas de granulação fina na pirita (Fig. 4.15B). Ocorrem comumente associados à calcopirita outros dois sulfetos de cobre: bornita (Fig. 4.15E) e covelita (Fig. 4.15D). Esses dois minerais ocorrem como inclusões de granulação fina e formato anédrico na calcopirita e, frequentemente, estão substituindo esse mineral. Além disso, a covelita ocorre também associada à hematita, porém de forma bastante restrita. A hematita é representada por inclusões subédricas na pirita. A esfalerita é representada por inclusões subédricas a anédricas de granulação fina na pirita (Fig. 4.15C).

Com o auxílio do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) foi possível identificar a presença de outros minerais inclusos na pirita de forma disseminada e venular tais como galena (Fig. 4.16A), illmenita (Fig. 4.16B), rutilo (Fig. 4.16C) e ouro (Fig. 4.16D). A galena é representada por inclusões subédricas na pirita e também ocorre como inclusões e nas bordas da calcopirita (Fig. 4.16A), enquanto que a illmenita é representada por cristais tabulares (Fig. 4.16B). O rutilo é representado por inclusões com formato essencialmente anédrico (Fig. 4.16C).

O ouro ocorre como inclusões subédricas a anédricas em estilo venular e disseminado (Fig. 4.16D; 4.17A). Calcopirita e covelita ocorrem associadas a esse mineral. Concentrações de Ag entre 12,01 e 31,44 % foram identificadas no Au. Dados geoquímicos de furos de sondagem revelam teores de Au de até 42,6 ppm. Adicionalmente, observou-se com as análises no MEV que o ouro está associado tanto a pirita arsenífera, quanto aquelas que não apresentam esse elemento.

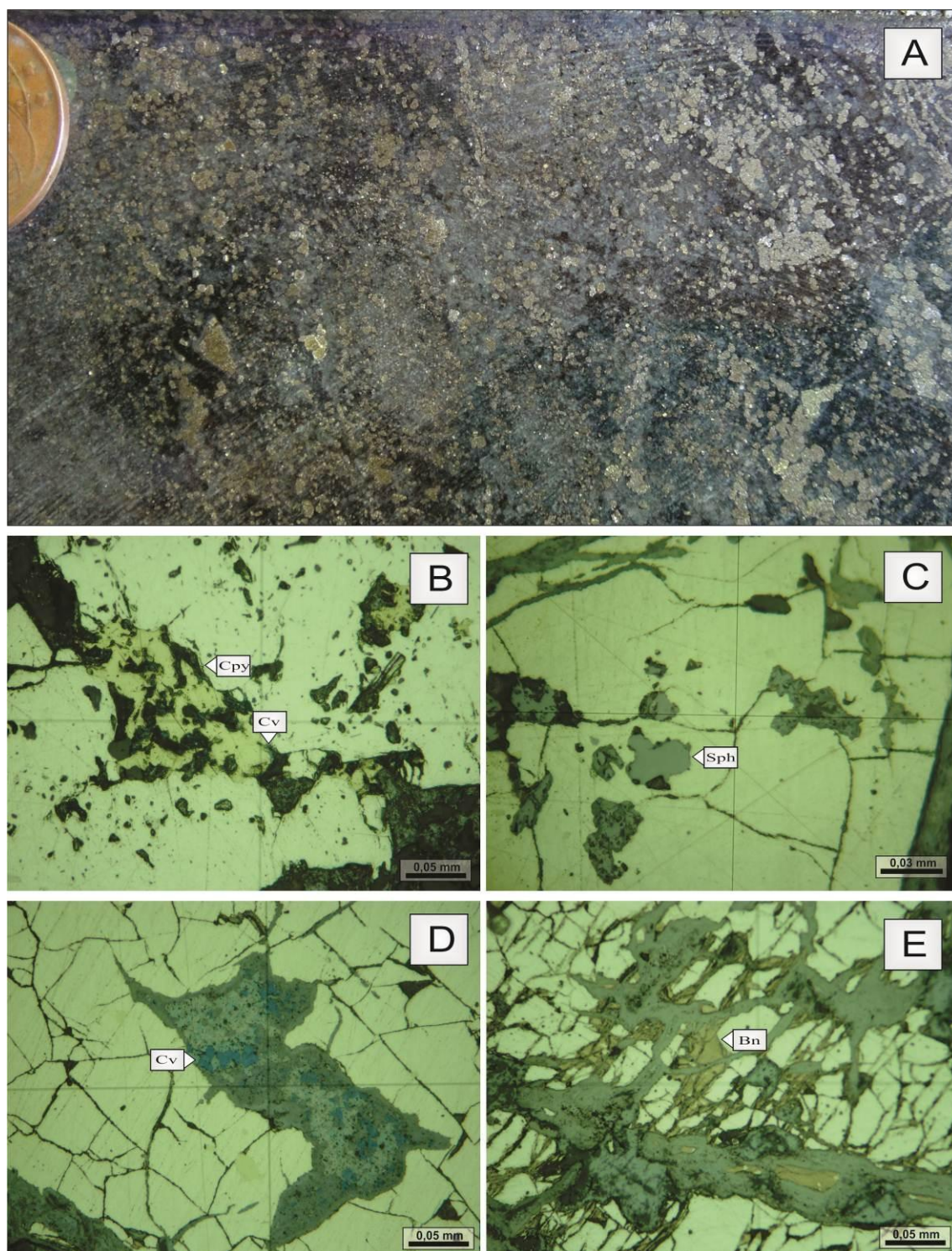


Figura 4.15 Minério disseminado: (A) Pirita disseminada associada a alteração sericítica. Notar que intensa alteração clorítica também afeta a rocha; (B) Inclusões de calcopirita e covelita na pirita; (C) Esfalerita incluída na pirita; (D) Covelita associada a hematita incluída em pirita; (E) Bornita venular associada a pirita; FOTOMICROGRAFIAS: B-E: luz refletida.

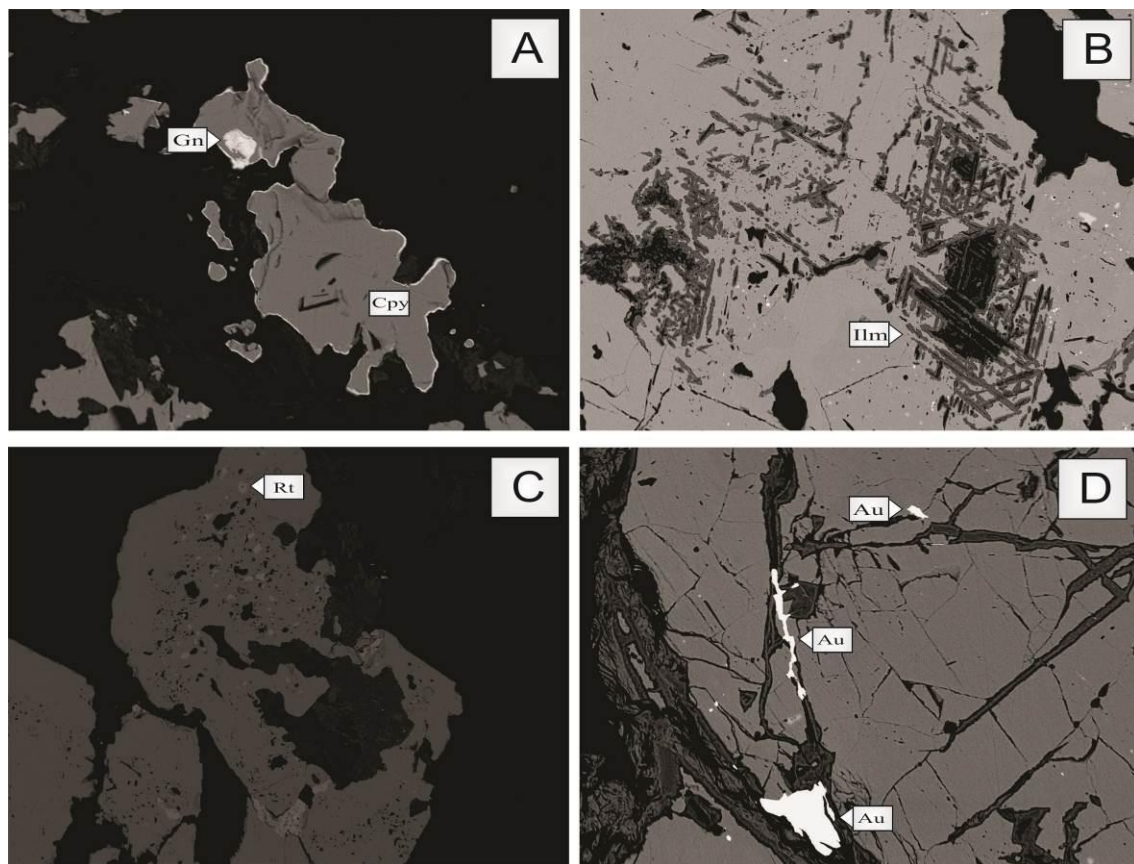


Figura 4.16 Minério disseminado: (A) Galena inclusa e nas bordas da calcopirita; (B) Cristais tabulares de ilmenita na pirita; (C) Inclusões anédricas de rutilo em pirita; (D) Inclusões subédricas a anédricas de ouro em pirita. Notar estilo venular de ocorrência do minério. FOTOMICROGRAFIAS: A-D (imagens de elétrons retro-espalhados – MEV).

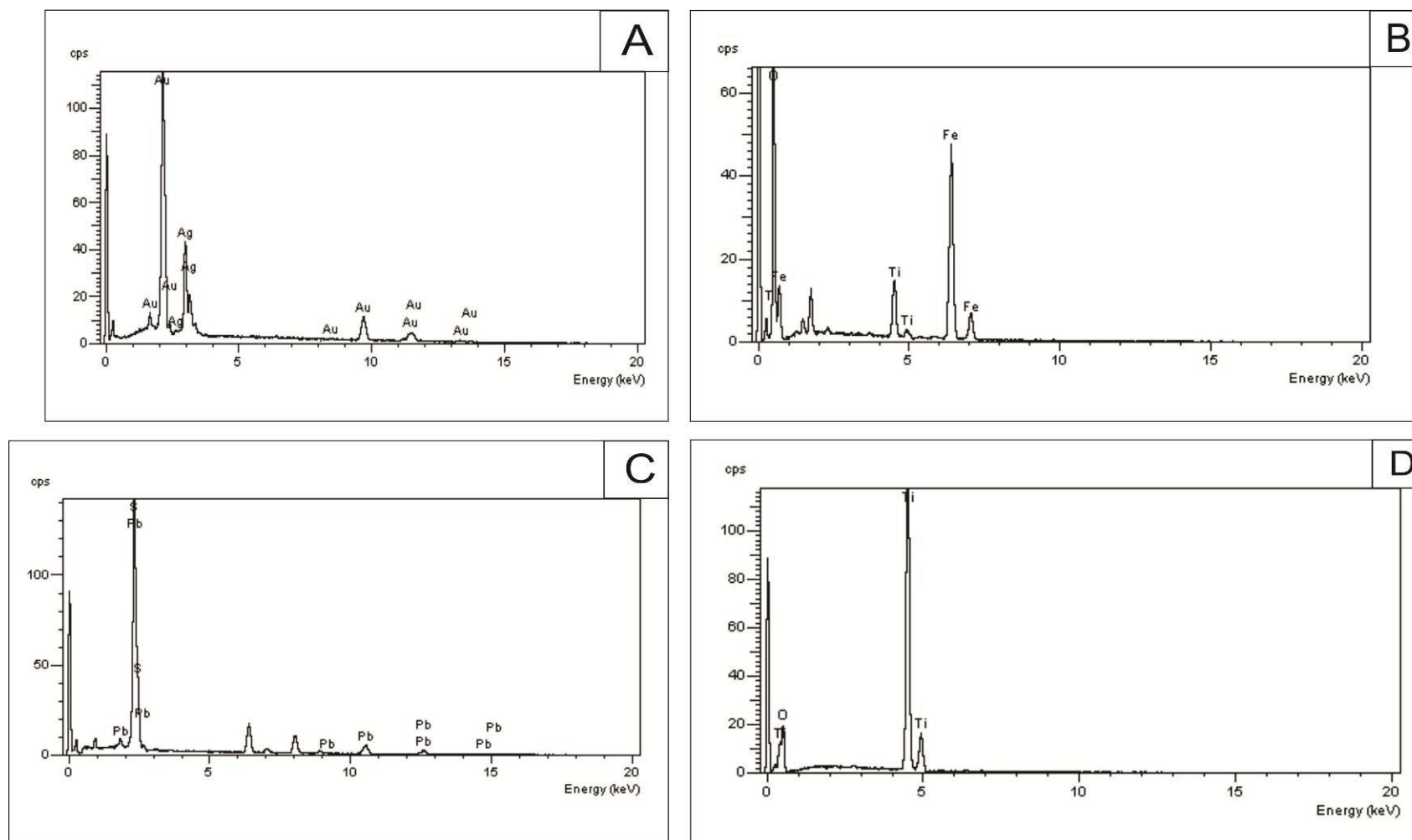


Figura 4.17 Espectros (EDS) de fases minerais presentes no minério disseminado: (A) Au com concentrações de Ag de 31,44% ; (B) Ilmenita; (C) Galena; (D) Rutilo.

4.3.2 **MINÉRIO VENULAR**

Esse estilo de mineralização ocorre associado a veios de quartzo tardios (Fig. 4.18A) e é representada pela paragênese de minério pirita $\pm$ calcopirita $\pm$ bornita $\pm$ esfalerita $\pm$ covelita.

A pirita ocorre como cristais anédricos a euédricos com dimensões de até 3mm. Alguns cristais apresentam-se fraturados, sendo as fraturas preenchidas por quartzo, e podem formar agregados.

A calcopirita ocorre de forma venular e disseminada na pirita como inclusões anédricas de granulação fina (Fig. 4.18 B, C). Minerais como bornita (Fig. 4.18B) e covelita ocorrem como inclusões na calcopirita venular e comumente substituem a mesma. A covelita e a bornita são representadas por inclusões de granulação fina com formato anédrico. Além disso, a covelita ocorre associada à hematita. A esfalerita ocorre de forma disseminada na pirita como inclusões subédricas de granulação fina (Fig. 4.18C).

De forma análoga ao minério disseminado, foi identificada ao MEV a presença de minerais inclusos na pirita de forma disseminada como, por exemplo, galena (Fig. 4.18D,E), matildita (AgBiS_2) (Fig. 4.18E) e rutilo. A galena é representada por inclusões anédricas e exibe concentrações de Ag entre 4,16 e 38,85 % (Fig. 4.19B). A matildita ocorre como inclusões subédricas (Fig. 4.19A) e o rutilo forma inclusões anédricas na pirita.

Apesar não ter sido identificado ouro nos estudos petrográficos convencionais e no MEV, dados geoquímicos de furos de sondagem revelam teores de Au entre 1,2 e 42,6 ppm.

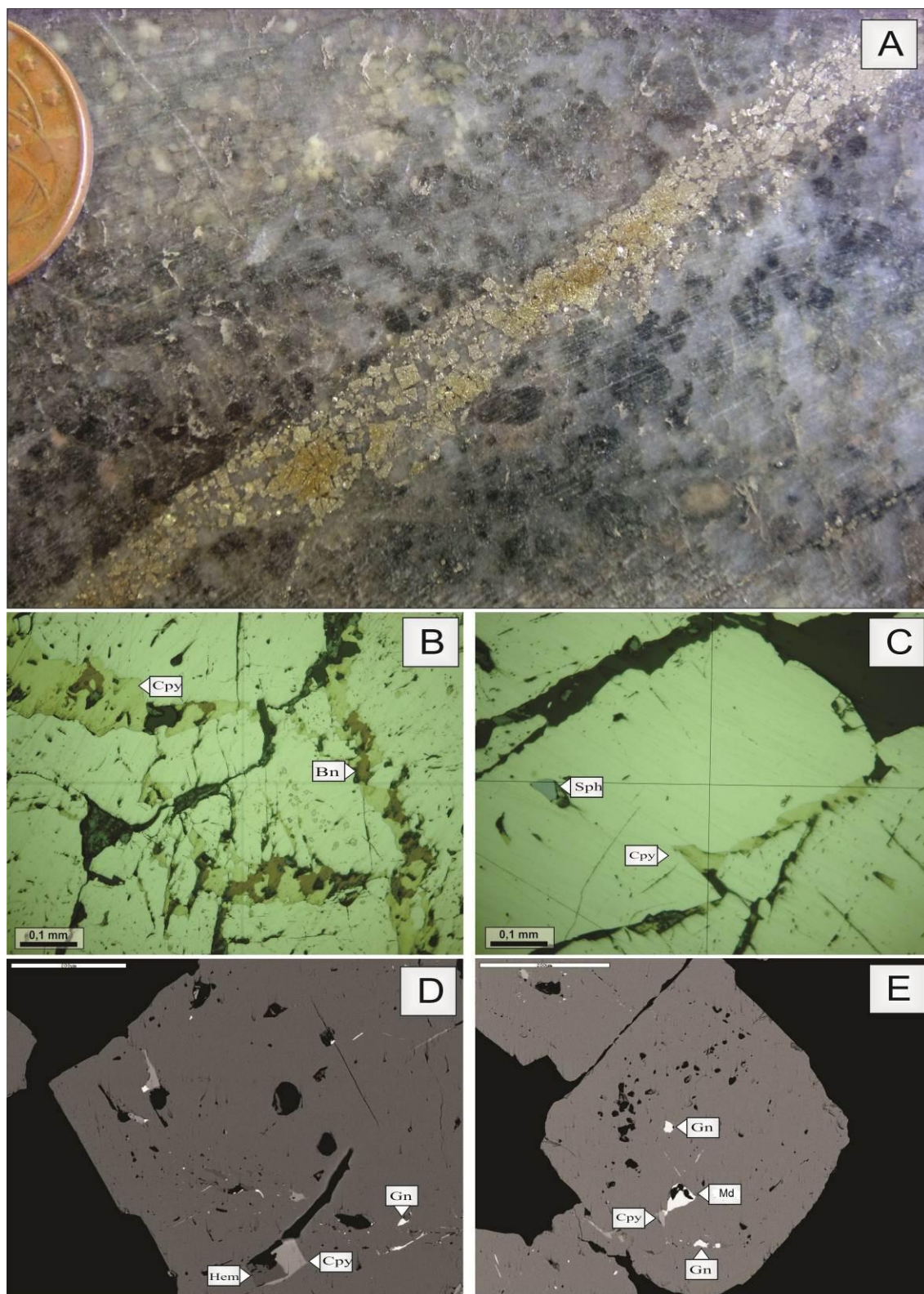


Figura 4.18. Minério venular: (A) Pirita associada a veios de quartzo tardios; (B) Calcopirita inclusa na pirita. Notar que a bornita ocorre substituindo a calcopirita; (C) Calcopirita venular e

esfalerita inclusas na pirita; (D) Inclusões de galena, calcopirita e hematita na pirita; (E) Galena, matildita e calcopirita inclusas em pirita; FOTOMICROGRAFIAS: B-C: luz refletida; D-E: imagens de elétrons retro-espalhados (MEV).

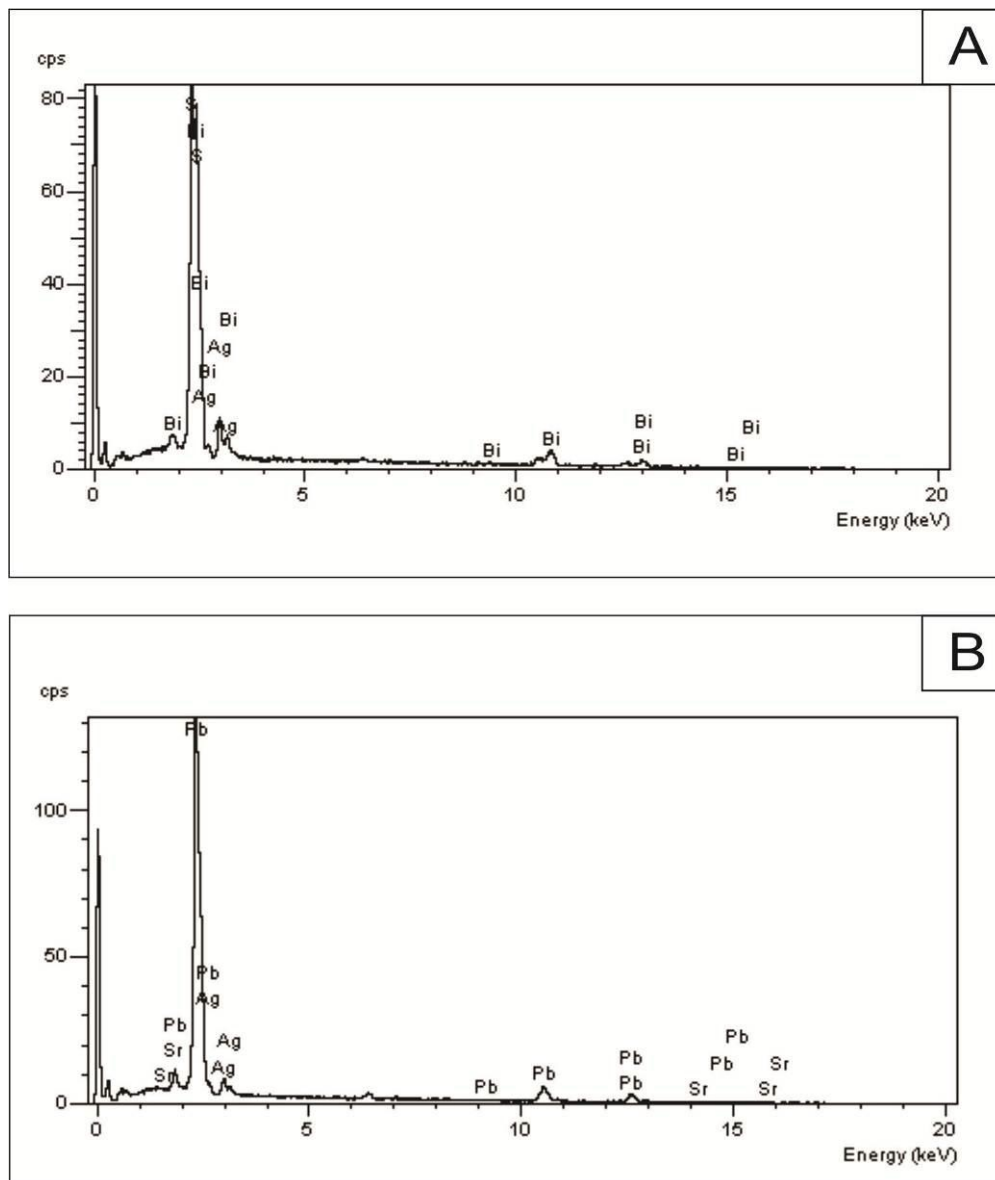


Figura 4.19. Espectros (EDS) de fases minerais presentes no minério venular: (A) Matildita; (B) Galena com Ag.

C APÍTULO 5. CONTEXTO GEOLÓGICO DO ALVO BASÍLIO

5.1 LITOTIPOS

Assim como para o Alvo Dionissio, identificaram-se três litotipos no Alvo Basílio com base na descrição de furos de sondagem e estudos petrográficos: (i) biotita-hornblenda granodiorito-tonalito, (ii) diques de vulcânica intermediária e (iii) aplito. Os diques de vulcânica intermediária e o aplito ocorrem truncando o biotita-hornblenda granodiorito-tonalito. Apesar disso, a ordem cronológica entre os diques e o aplito não foi possível de ser identificada, evidenciando que esses dois litotipos são posteriores ao biotita-hornblenda granodiorito-tonalito.

5.1.1 BIOTITA-HORNBLENDA GRANODIORITO-TONALITO

Corresponde ao litotipo mais abrangente no Alvo Basílio e ao qual a mineralização aurífera está associada. Devido ao fato de apresentar diferentes tipos de alteração hidrotermal superimpostas, com graus de intensidade variável, e que, portanto, obliteram a composição e textura ígneas originais, sua composição modal verdadeira é de difícil determinação. Nesse sentido, em função das variações na razão plagioclásio/feldspato alcalino estima-se que corresponda a uma rocha granítica com composição possivelmente granodiorítica a tonalítica.

O biotita-hornblenda granodiorito-tonalito corresponde a uma rocha fanerítica de coloração esverdeada-avermelhada a cinza-esbranquiçada com pontuações pretas, leucocrática, holocristalina, não magnética, isotrópica a anisotrópica, de granulação média a grossa e com textura inequigranular (Fig. 5.1A). De forma subordinada e pouco desenvolvida ocorre a textura porfirítica, a qual é representada por fenocristais subédricos de feldspato potássico e plagioclásio com até 4,0 cm de comprimento, com predomínio dos que possuem 1-1,5 cm. Os fenocristais não ultrapassam 10-20% do

volume da rocha (Fig. 5.1B). O litotipo é constituído por plagioclásio (50-75%), quartzo (20-25%), feldspato potássico (10-25%), biotita (7-25%) e hornblenda (5-10%). Zircão ocorre como fase acessória primária, enquanto que apatita (Fig. 5.2E), magnetita e titanita (Fig. 5.2D) podem ocorrer tanto como fases acessórias primárias quanto secundárias.

A rocha anisotrópica é marcada por forte orientação (foliação milonítica) representada pela alternância entre setores com matriz fina definida por sericita e clorita e setores com quartzo e feldspato potássico de granulação média a grossa (Fig. 5.1C).

O plagioclásio é representado por cristais subédricos a euédricos, de hábito tabular, granulação média a grossa, com predomínio da granulação média, normalmente afetados pelas alterações potássica e sericítica. Feições deformacionais observadas nesse mineral podem ser exemplificadas por deslocamento (Fig. 5.2A), arqueamento e formação de *kink bands* nas lamelas de geminação (Fig. 5.2B).

O quartzo ocorre como cristais anédricos a euédricos de granulação média a grossa, com predomínio do primeiro tipo. Quartzo policristalino e recrystalizado ocorrem em alguns setores da rocha e exibem extinção ondulante.

O feldspato potássico é representado essencialmente por microclínio primário e ortoclásio de alteração hidrotermal. Esses minerais ocorrem como cristais de granulação média a grossa, com predomínio da granulação média, formato subédrico a euédrico, e, podem encontrar-se afetados ou não pela alteração hidrotermal. Os fenocristais de feldspato potássico nos setores porfiríticos possuem até 3,0 cm de comprimento.

A biotita ocorre como cristais subédricos a anédricos de granulação fina a grossa e encontra-se parcial e/ou totalmente substituída por clorita hidrotermal. (Fig. 5.2C).

A hornblenda ocorre como cristais subédricos a anédricos de granulação média e é substituída por calcita e clorita secundárias (Fig. 5.2G, I). Esse mineral ainda forma com o quartzo uma textura tipo mirmequítica (Fig. 5.2F).

A magnetita primária ocorre como cristais anédricos de granulação fina a média e é substituída por hematita hidrotermal (Fig. 5.2J). Titanita ocorre envolvendo a magnetita e é representada por cristais anédricos de granulação média (Fig. 5.2H).

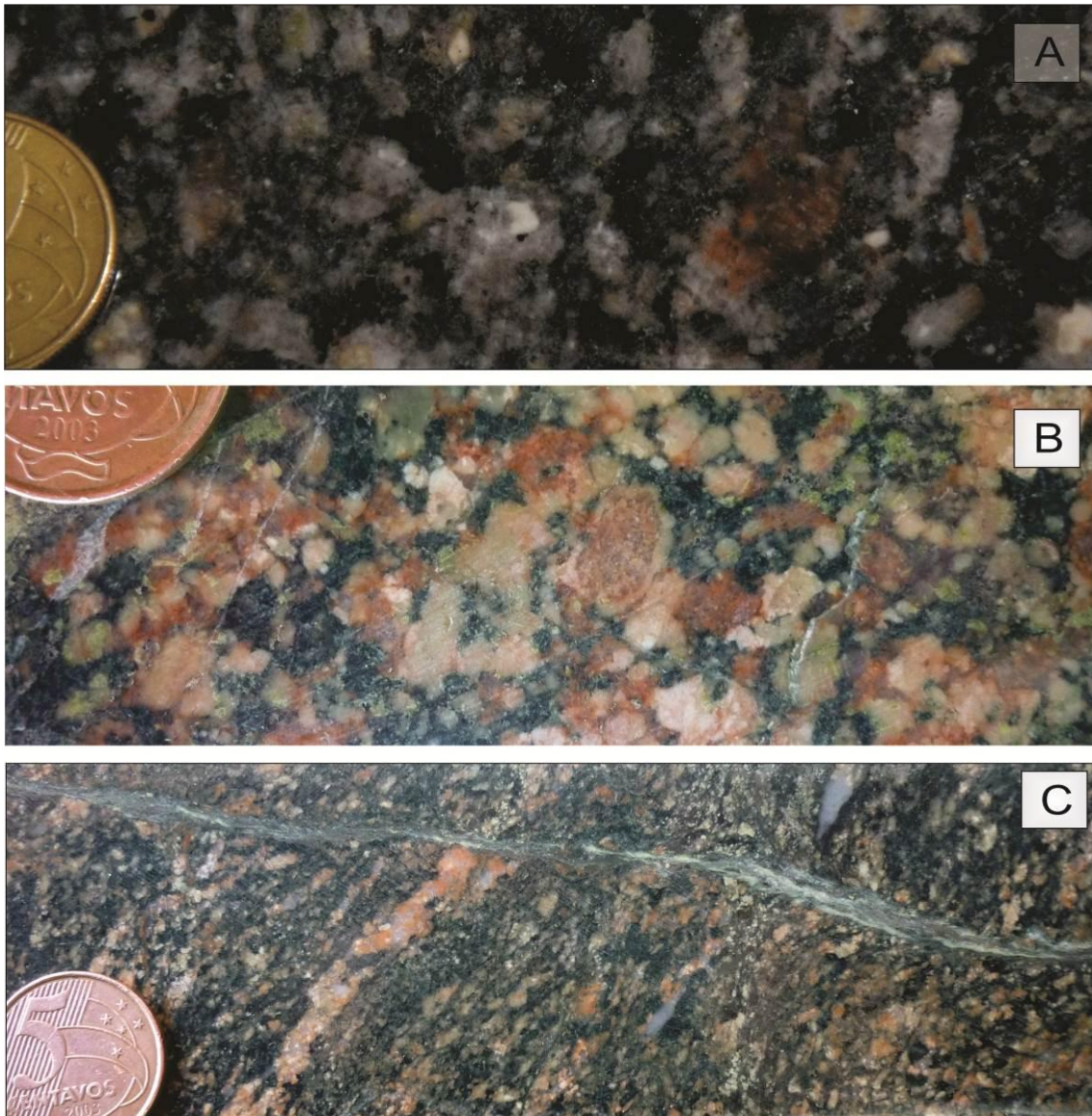
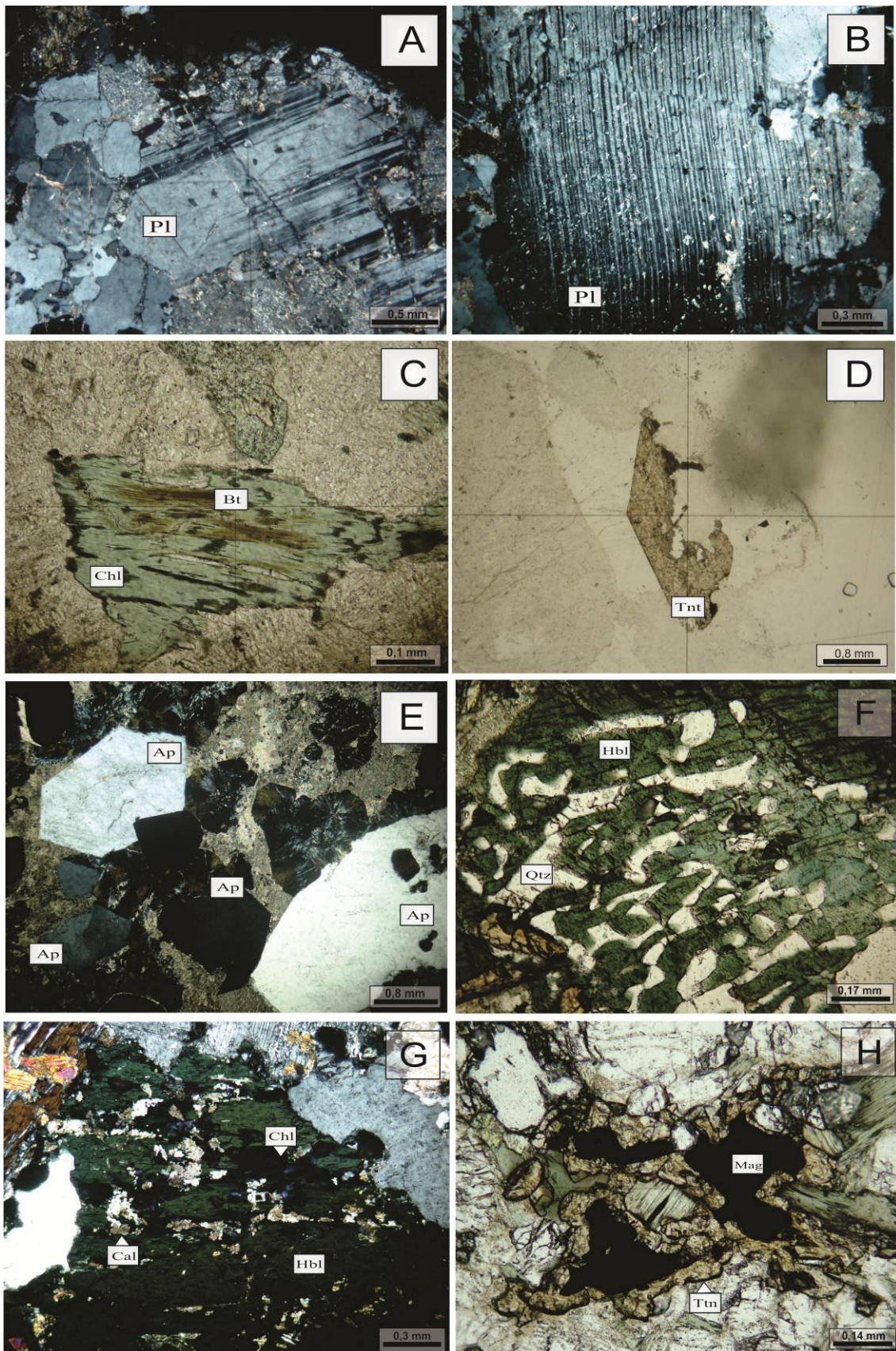


Figura 5.1. Biotita-hornblenda granodiorito-tonalito: (A) Feição geral da rocha; (B) A tonalidade esverdeada é conferida pela sericita e clorita (alterações sericítica e clorítica), enquanto que as porções avermelhadas são devido à presença de feldspato hidrotermal e hematita (alteração potássica). Notar fenocristais de plagioclásio e feldspato potássico; (C) Rocha anisotrópica marcada por foliação milonítica.



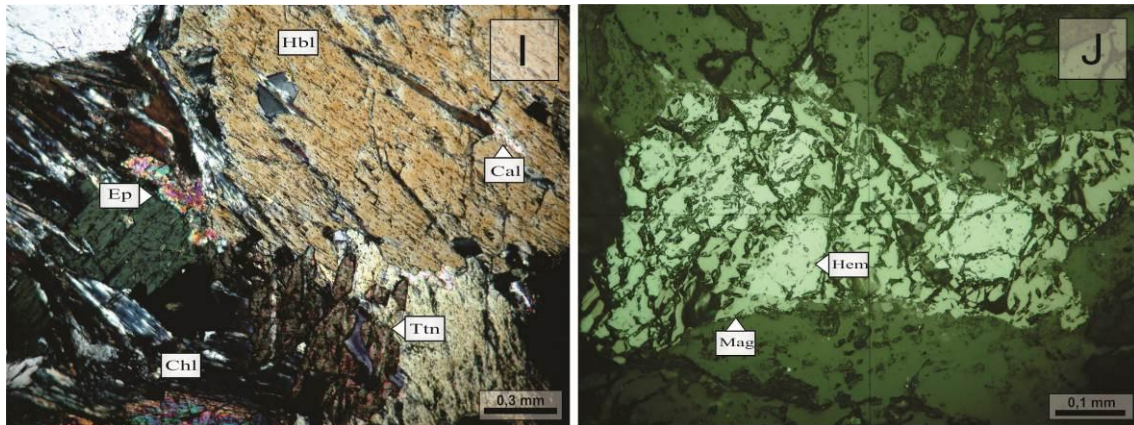


Figura 5.2. Biotita-hornblenda granodiorito-tonalito: (A) Cristal de plagioclásio ígneo com lamelas de geminação deslocadas (microfalhas); (B) Macla polissintética deslocada, arqueada e formando *kink bands* em plagioclásio; (C) Biotita ígnea substituída por clorita hidrotermal; (D) Titanita ígnea; (E) Apatita ígnea de granulação média; (F) Textura tipo mirmequítica entre hornblenda e quartzo; (G) Clorita e carbonato hidrotermais substituindo a hornblenda ígnea; (H) Titanita hidrotermal envolvendo a magnetita; (I) Hornblenda ígnea afetada pela alteração clorítica. Notar principais minerais constituintes da assembléia mineral dessa alteração; (J) Magnetita ígnea substituída por hematita hidrotermal. FOTOMICROGRAFIAS: A, B, E, G e I: polarizadores cruzados; C, D, F, H: luz natural; J: luz refletida.

5.1.3 DIQUES DE VULCÂNICA INTERMEDIÁRIA

Correspondem a rochas vulcânicas que ocorrem como corpos intrusivos de no máximo 5,25 m de comprimento no biotita-hornblenda granodiorito-tonalito (Fig. 5.3C). Além de exibirem contato brusco com o esse litotipo, os diques encontram-se afetados pelas alterações sericítica e clorítica (Fig. 5.3B). Em virtude da sobreposição dessas alterações em relação aos diques, estima-se que essa rocha apresente composição andesítica.

Esse litotipo é caracterizado como uma rocha afanítica (afírica) de coloração preta-acinzentada com pontuações esverdeadas, isotrópica, não magnética e com textura aparentemente equigranular (Fig. 5.3A).

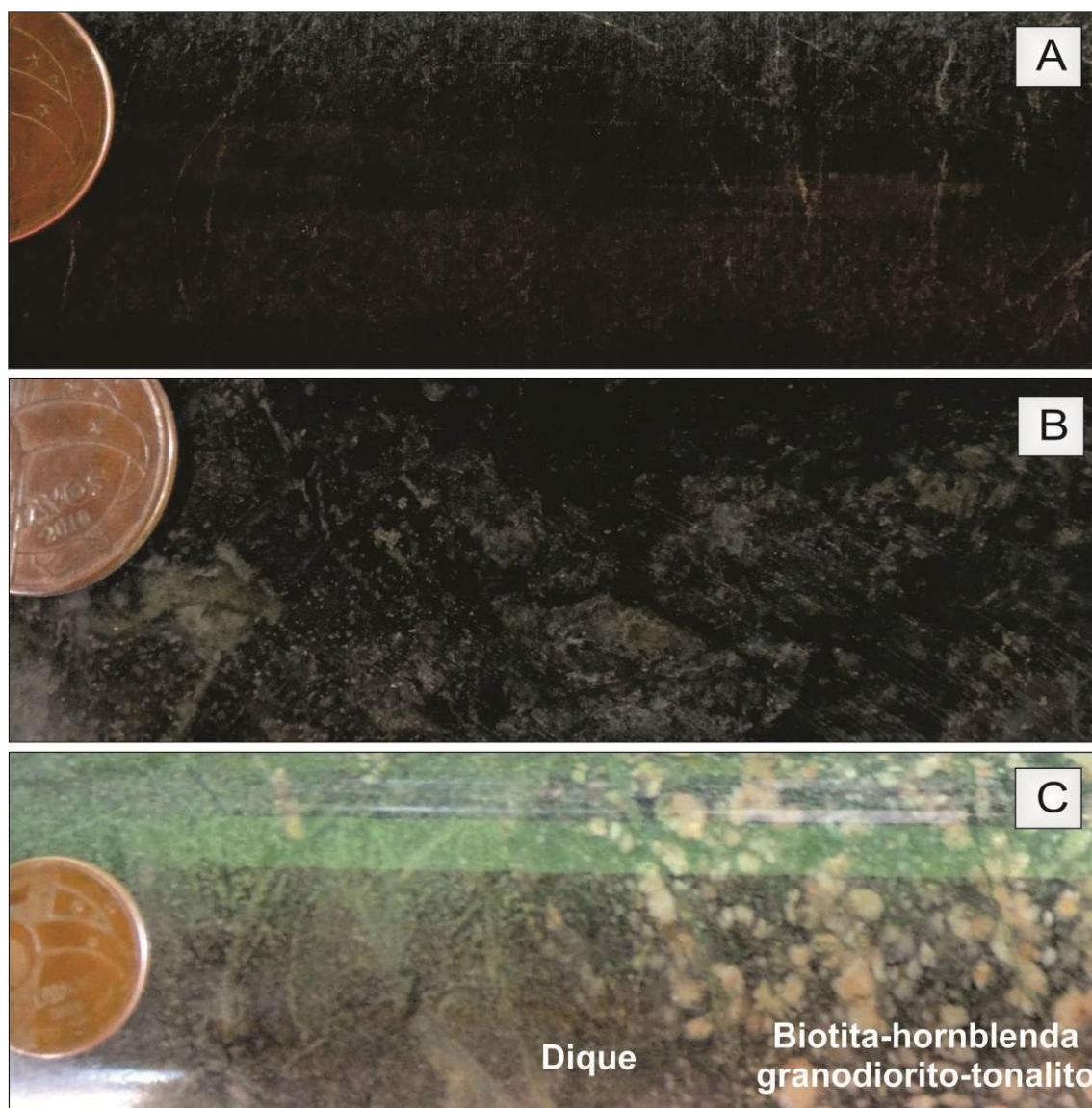


Figura 5.3 Diques de vulcânica intermediária: (A) Feição geral da rocha; (B) Andesito afetado pelas alterações sericítica e clorítica; (C) Dique truncando o biotita-hornblenda granodiorito-tonalito.

5.1.4 APLITO

Ocorre como corpos intrusivos com no máximo 25 cm de comprimento no biotita-hornblenda granodiorito-tonalito (Fig. 5.4A, B). Além disso, ocorre de forma

bastante restrita no Alvo Basílio e, em termos de alteração hidrotermal, é afetado somente pela alteração potássica.

Corresponde a uma rocha fanerítica rósea-avermelhada, leucocrática, holocristalina, não magnética, isotrópica, de granulação fina e com textura sacaroidal equigranular a levemente inequigranular. É constituída por feldspato alcalino (30-60%), plagioclásio (20-45%) e quartzo (10-30%).

O feldspato alcalino ocorre como cristais anédricos de granulação fina. O plagioclásio é representado por cristais de granulação fina e com formato anédrico e, o quartzo ocorre como cristais subédricos a anédricos também de granulação fina.

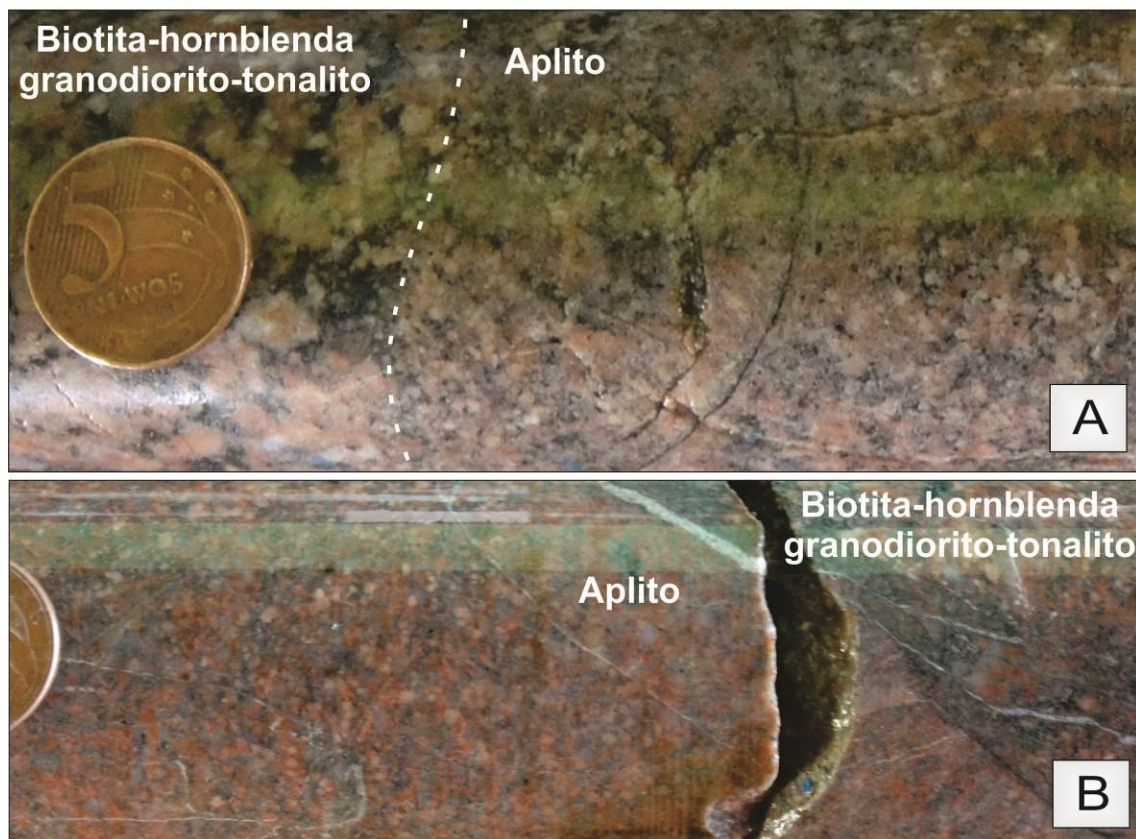


Figura 5.4 Aplito: (A) Aplito intrusivo em biotita-hornblenda granodiorito-tonalito; (B) Contato brusco entre aplito e biotita-hornblenda granodiorito-tonalito.

5.2 ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

Diferentes tipos de alteração hidrotermal com intensidades variáveis afetam os litotipos reconhecidos no Alvo Basílio. A seguir são apresentadas em ordem cronológica, partindo do estágio inicial em direção ao estágio mais tardio, as alterações hidrotermais que afetam as rochas desse prospecto (Fig. 5.5).

5.2.1 ALTERAÇÃO POTÁSSICA

Corresponde à alteração hidrotermal mais abrangente e melhor desenvolvida no Alvo Basílio, sendo quase todos os litotipos afetados por essa alteração, com exceção dos diques de vulcânica intermediária (Fig. 5.6A). Apresenta estilo pervasivo e é seletiva, ou seja, plagioclásio (Fig. 5.6B) e microclínio ígneos (Fig. 5.6C) são parcial e/ou totalmente substituídos pelo feldspato hidrotermal. A associação mineral é representada por ortoclásio $\pm$ hematita, os quais conferem tonalidade rósea-avermelhada às rochas, sendo de fácil identificação em amostras macroscópicas. A hematita ocorre como micro-inclusões no ortoclásio e os feldspatos ígneos exibem aspecto turvo em luz transmitida. Em algumas porções observa-se a ocorrência de textura pertítica, além de maclas e formato (pseudomorfose) reliquias dos minerais primários.

CONTEXTO GEOLÓGICO DO ALVO BASÍLIO

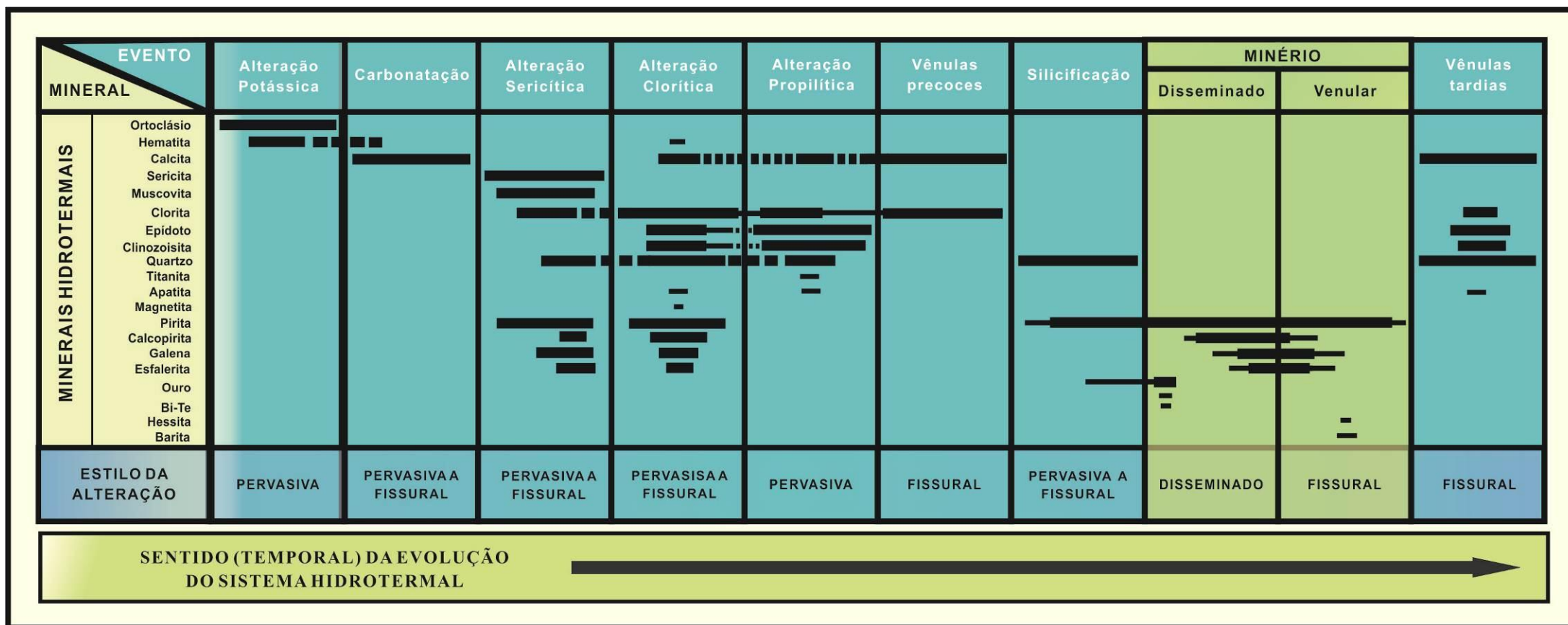


Figura 5.5 Quadro paragenético do paleo-sistema hidrotermal do Alvo Basílio.

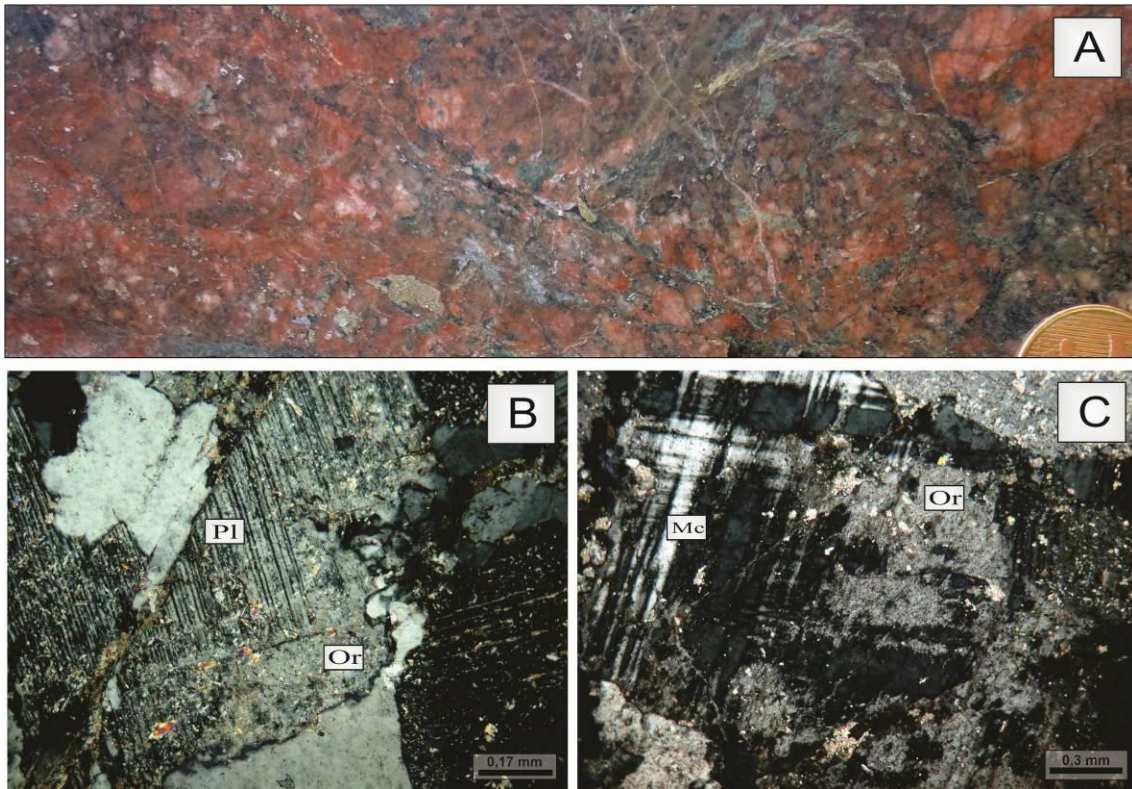


Figura 5.6 Alteração potássica: (A) Aspecto macroscópico da alteração potássica; (B) Plagioclásio ígneo substituído parcialmente por ortoclásio da alteração potássica; (C) Ortoclásio hidrotermal substituindo cristal de microclínio primário. FOTOMICROGRAFIAS: B-C: polarizadores cruzados.

5.2.2 CARBONATAÇÃO

Essa alteração hidrotermal ocorre como cristais de carbonato preenchendo os interstícios interminerais e/ou fraturas intracristalinas e também na forma de agregados (bolsões) (Fig. 5.7A). Assim como a alteração potássica, a carbonatação apenas não afeta os diques de vulcânica intermediária. A associação mineral é simples e é representada por calcita anédrica de granulação fina à média, com dimensões de até 4mm e que exibem contato retilíneo entre si (Fig. 5.7B,C). Além disso, feições deformacionais como arqueamento da clivagem são observadas nos cristais de calcita (Fig. 5.7D).

5.2.3 ALTERAÇÃO SERICÍTICA

A alteração sericítica apresenta-se bem desenvolvida (Fig. 5.8D), afeta todos os litotipos do Alvo Basílio e encontra-se em paragênese com a mineralização. Esse tipo de alteração ocorre de forma intersticial e pode sobrepor-se ou não à alteração potássica. No primeiro caso, altera o ortoclásio da alteração potássica e, no segundo caso, substitui diretamente o plagioclásio (Fig. 5.8B) e microclínio (Fig. 5.8C) primários da rocha. A alteração sericítica confere às rochas tonalidades esverdeadas, além de um aspecto sedoso (Fig. 5.8A). A associação mineral é representada por sericita + muscovita + clorita $\pm$ quartzo e, assim como na alteração potássica, os feldspatos ígneos podem estar parcial e/ou totalmente alterados. A muscovita ocorre como cristais anédricos a subédricos de granulação fina e que por vezes exhibe hábito fibro-radial. A clorita é representada pela variedade magnésiana (clinocloro) e ocorre como cristais de granulação fina com formato anédrico. O quartzo é representado por cristais anédricos a subédricos de granulação fina à média e frequentemente exhibe extinção ondulante.

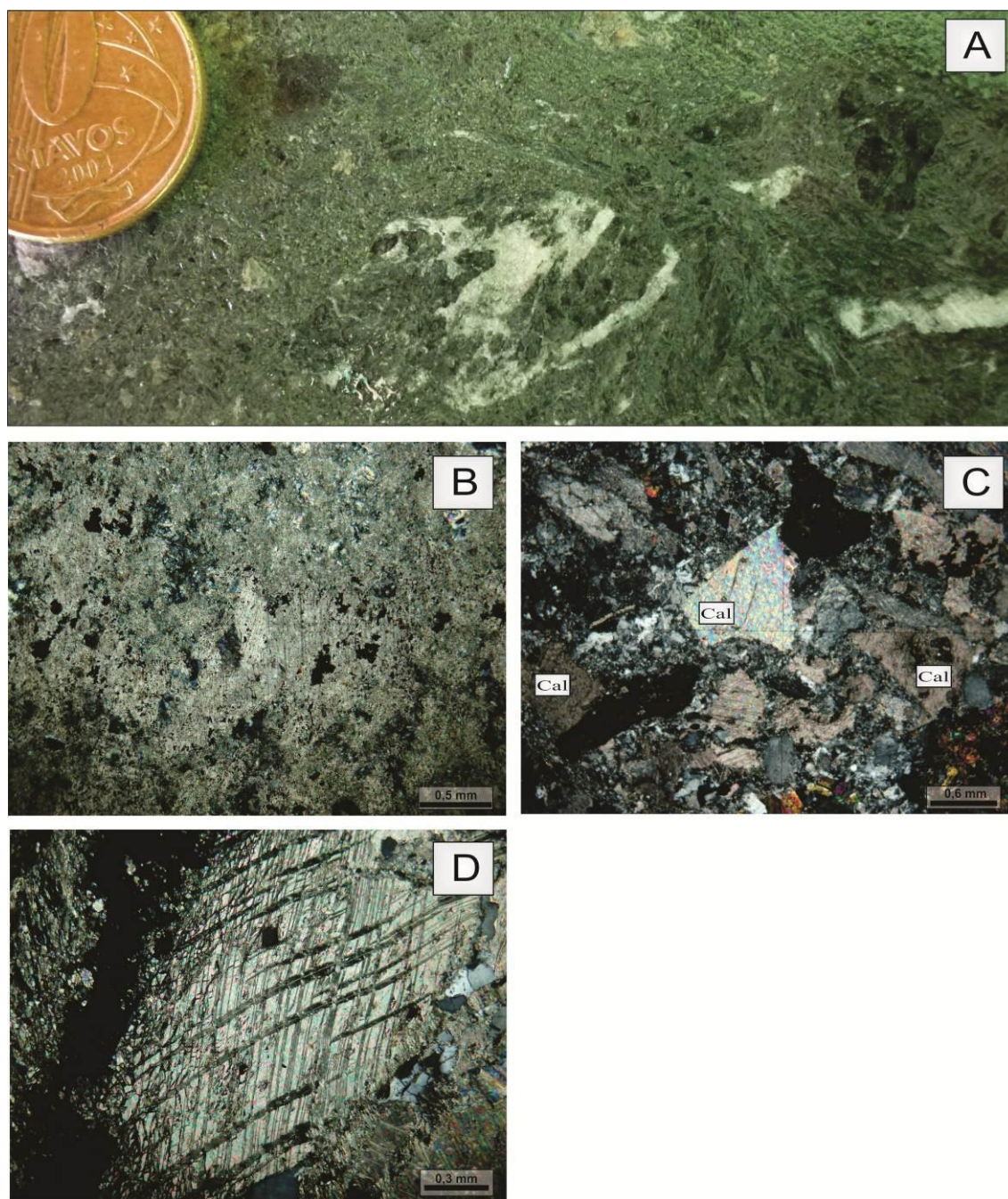


Figura 5.7 Carbonatação: (A) Carbonatação na forma de bolsões em rocha intensamente afetada por alteração sericítica e clorítica; (B) Carbonatação pervasiva e bastante avançada; (C) Cristais de calcita com formato subédrico e de granulação fina; (D) Clivagem arqueada em carbonato. FOTOMICROGRAFIAS: B-D: polarizadores cruzados.

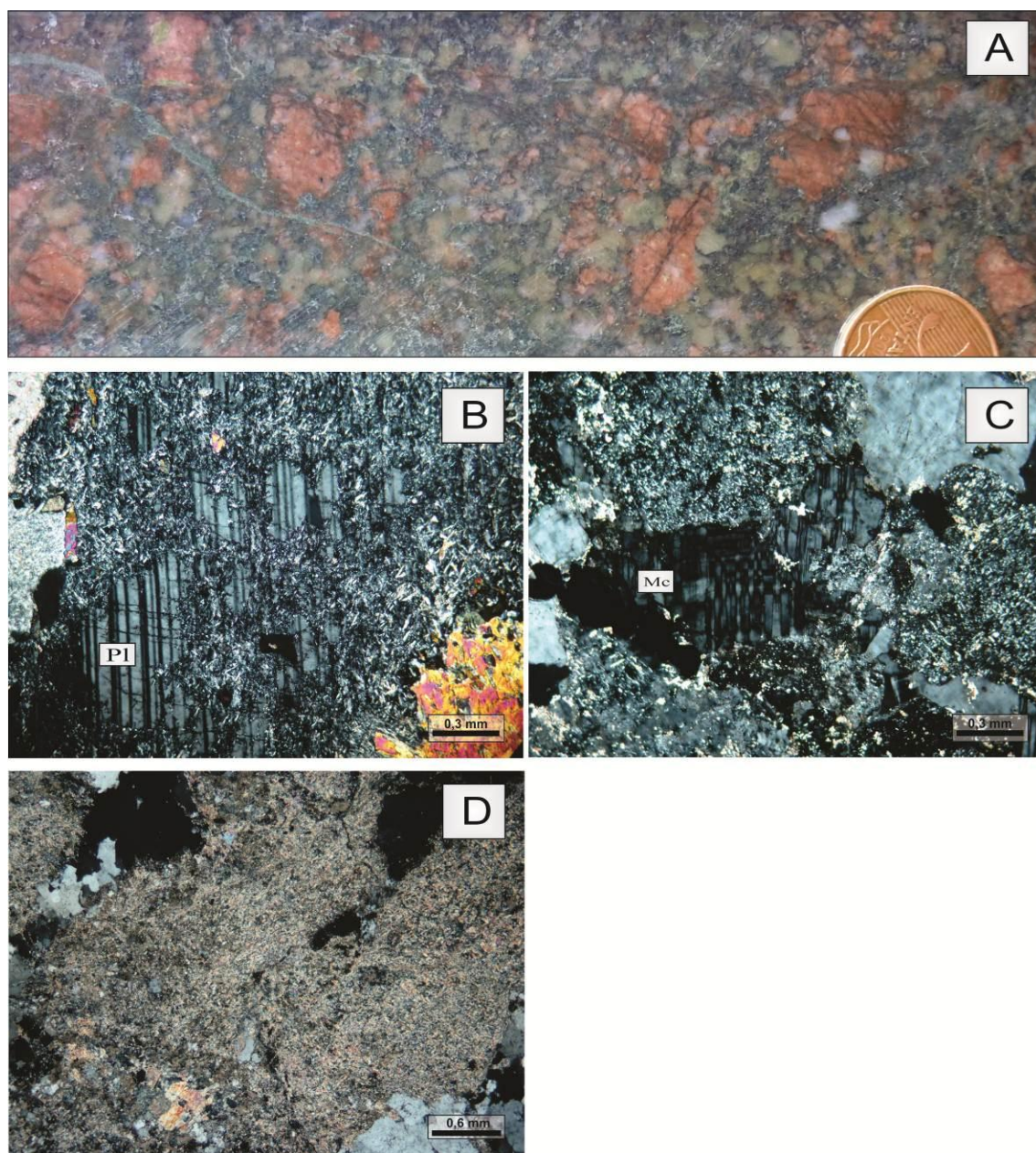


Figura 5.8 Alteração sericítica: (A) Aspecto macroscópico da alteração sericítica. As porções esverdeadas na rocha correspondem a essa alteração; (B) Plagioclásio ígneo parcialmente substituído pela alteração sericítica; (C) Cristal de microclínio primário substituído parcialmente pela alteração potássica; (D) Alteração sericítica bastante avançada sobre feldspato ígneo. FOTOMICROGRAFIAS: B-D: polarizadores cruzados.

5.2.4 ALTERAÇÃO CLORÍTICA

Corresponde ao principal padrão de alteração hidrotermal cogenética ao minério aurífero no Alvo Basílio. A alteração clorítica afeta todos os litotipos e apresenta-se bem desenvolvida, conferindo às rochas tonalidades verde-escuras (Fig. 5.9A). O estilo de ocorrência é caracterizado pela formação de agregados (bolsões) e/ou pelo preenchimento dos interstícios interminerais (Fig. 5.9B). A assembléia mineral é representada por clorita $\pm$ epidoto $\pm$ clinozoisita $\pm$ calcita $\pm$ quartzo $\pm$ apatita $\pm$ hematita $\pm$ magnetita. A clorita substitui a biotita ígnea (pseudomorfose) e/ou a muscovita da alteração sericítica (Fig. 5.9D) e é representada pelas variedades magnesiânica (clinocloro) e ferrosa (chamosita) na forma de cristais anédricos a subédricos de granulação fina a média, com ou sem hábito fibro-radial (Fig. 5.9E). É comum a presença de hematita inclusa ou mesmo nas bordas da clorita (Fig. 5.9G), além de feições deformacionais como, por exemplo, arqueamento da clivagem (Fig. 5.9F). A calcita ocorre como cristais de granulação fina e formato anédrico (Fig. 5.9C). O epidoto e a clinozoisita são representados por cristais subédricos a anédricos de granulação média a grossa. O quartzo ocorre como cristais de granulação fina a grossa, geralmente apresenta extinção ondulante e o formato varia entre anédrico a subédrico. A apatita é representada por cristais euédrico de granulação fina a média. A hematita ocorre como cristais de granulação fina e exibe formato anédrico a euédrico. A magnetita é representada por cristais anédricos de granulação fina a média.

5.2.5 ALTERAÇÃO PROPILÍTICA

De estilo pervasivo e/ou formando agregados (Fig. 5.10B) com até 4 mm de dimensão, a alteração propilítica apresenta-se bem desenvolvida e ocorre de forma ampla no biotita-hornblenda granodiorito-tonalito. Essa alteração confere tonalidade verde-clara às rochas (Fig. 5.10A) e é representada pela associação epidoto + clinozoisita + clorita + calcita $\pm$ titanita $\pm$ apatita $\pm$ quartzo (Fig. 5.10C-E). O epidoto ocorre como cristais euédricos a anédricos de granulação fina a grossa. A clinozoisita é representada por cristais de granulação fina a média e formato variando entre subédrico e anédrico. A

clorita é representada pelas variedades de composição magnesiânica (clinocloro) e ferrosa (chamosita) de formato anédrico a subédrico e granulação média, podendo exibir ou não hábito fibro-radial. A calcita ocorre como cristais de granulação fina e formato anédricos. A titanita é representada por cristais com formato anédrico a euédrico de granulação fina. A apatita ocorre como cristais de granulação fina a média de formato euédrico. O quartzo é representado por cristais anédricos de granulação fina a média que exibem contatos sinuosos a lobulados entre si e apresentam extinção ondulante. A hematita ocorre como cristais de granulação fina de formato anédrico a subédrico. É frequente a presença desse óxido de ferro nas clivagens e/ou nas bordas de clorita, epidoto e clinozoisita, além da ocorrência pervasiva na rocha.

5.2.6 VÊNULAS PRECOCES

Correspondem a vênulas que truncam os estágios hidrotermais anteriores. As vênulas ocorrem no biotita-hornblenda granodiorito-tonalito e são constituídas por calcita anédrica a euédrica de granulação fina a média (Fig. 5.11A-C) e/ou clorita magnesiânica (clinocloro) de granulação média a grossa com formato subédrico a anédrico (Fig. 5.11D).

5.2.7 SILICIFICAÇÃO

A silicificação ocorre nos interstícios interminerais e/ou formando agregados (bolsões) de quartzo policristalino e, subordinadamente, quartzo recristalizado (Fig. 5.12B). Essa alteração é cogenética ao minério aurífero assim como as alterações sericítica e clorítica e afeta quase todos os litotipos, com exceção dos diques de vulcânica intermediária, com graus de intensidade variável (Fig. 5.12A). Os cristais de quartzo em geral possuem granulação fina a média (dimensões de até 1,4 mm), formato anédrico a subédrico, extinção ondulante e apresentam texturas do tipo quartzo zonado (Fig. 5.12E) e de intercrescimento (Fig. 5.12D), sendo esta última relativamente frequente nas bordas da pirita. Os contatos entre os cristais são sinuosos, lobulados e, por vezes, retilíneos. Feições deformacionais como *quartz-ribbon* (Fig. 5.12C) são

comuns no biotita-hornblenda granodiorito-tonalito anisotrópico. Adicionalmente, muscovita ocorre associada a bolsões de quartzo e é representada por cristais anédricos a subédricos de granulação fina.

5.2.8 VÊNULAS TARDIAS

Representam vênulas que truncam as alterações hidrotermais anteriormente descritas e são bastante comuns no biotita-hornblenda granodiorito-tonalito. Esse estilo de alteração é exemplificado por vênulas preenchidas por quartzo microcristalino (Fig. 5.13B,D); calcita $\pm$ apatita (Fig. 5.13E); calcita (Fig. 5.13C,F,G); epidoto + clinozoisita + quartzo (Fig. 5.13A); epidoto + clinozoisita + clorita $\pm$ quartzo $\pm$ carbonato.

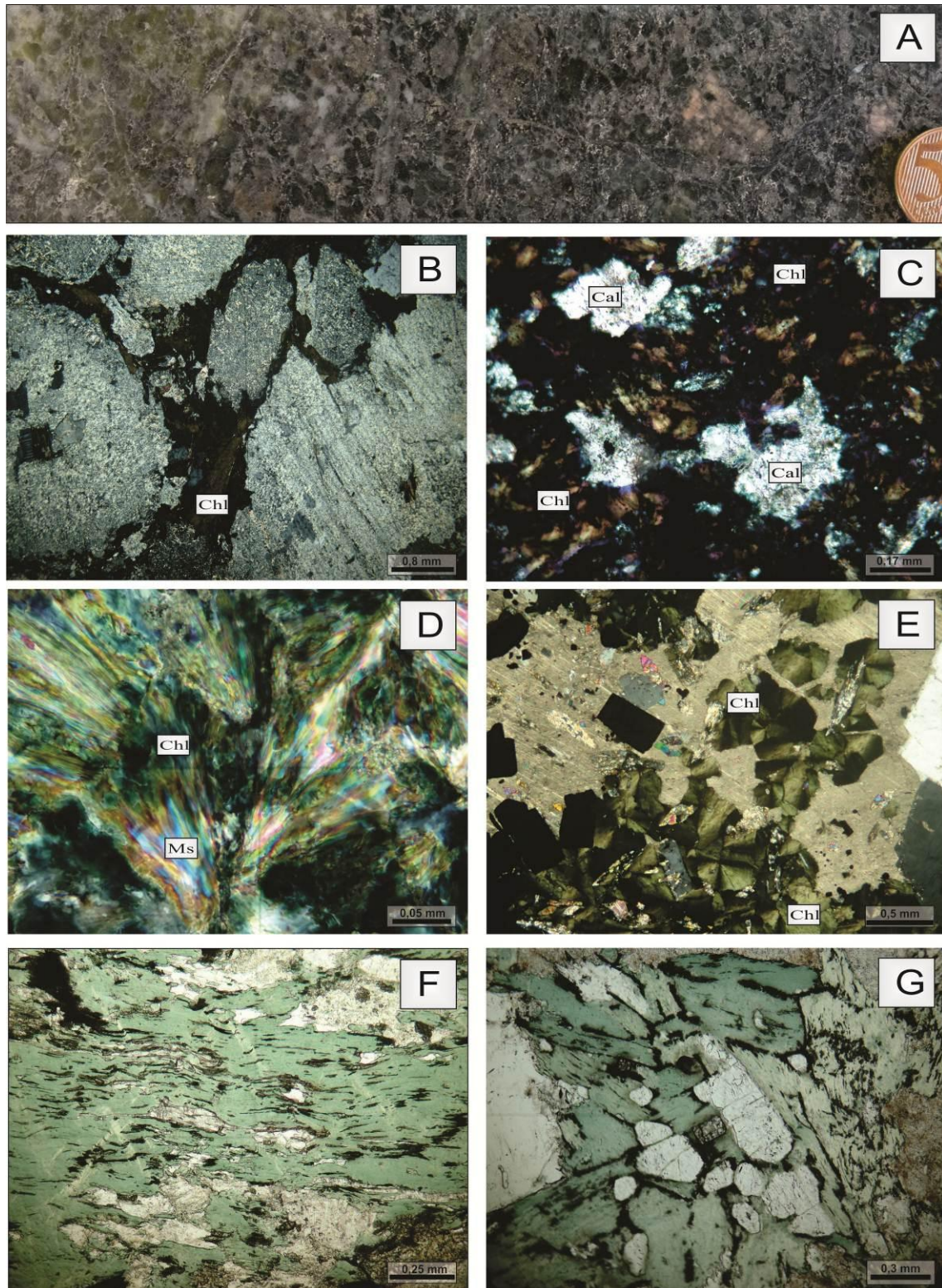


Figura 5.9 Alteração clorítica: (A) Tonalidade verde-escura na rocha conferida pela alteração clorítica; (B) Clorita preenchendo os interstícios; (C) Clorita e calcita representando parte da associação mineral da alteração clorítica; (D) Clorita substituindo muscovita fibro-radial da alteração sericítica; (E) Clorita fibro-radial; (F) Clorita com clivagem arqueada; (G) Mineral opaco (hematita) incluído e nas bordas da clorita. FOTOMICROGRAFIAS: B-E: polarizadores cruzados; F-G: luz natural.

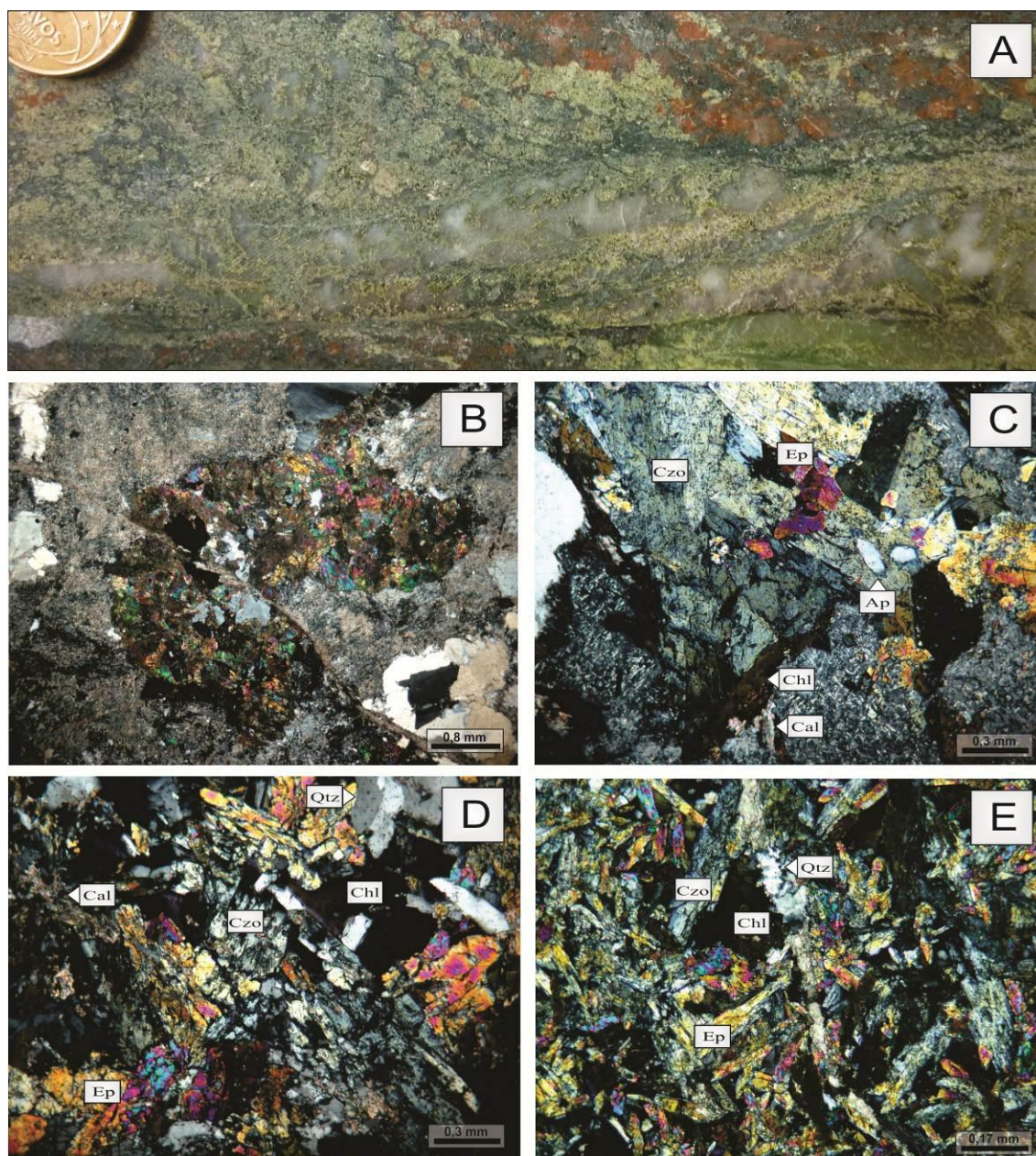


Figura 5.10 Alteração propilítica: (A) Feição geral da alteração propilítica. Notas tonalidade verde-clara conferida por essa alteração às rochas; (B) Alteração propilítica formando bolsões (agregados); (C-E) Diferentes exemplos dos minerais formadores da associação mineral da alteração propilítica. FOTOMICROGRAFIAS: B-E: polarizadores cruzados.

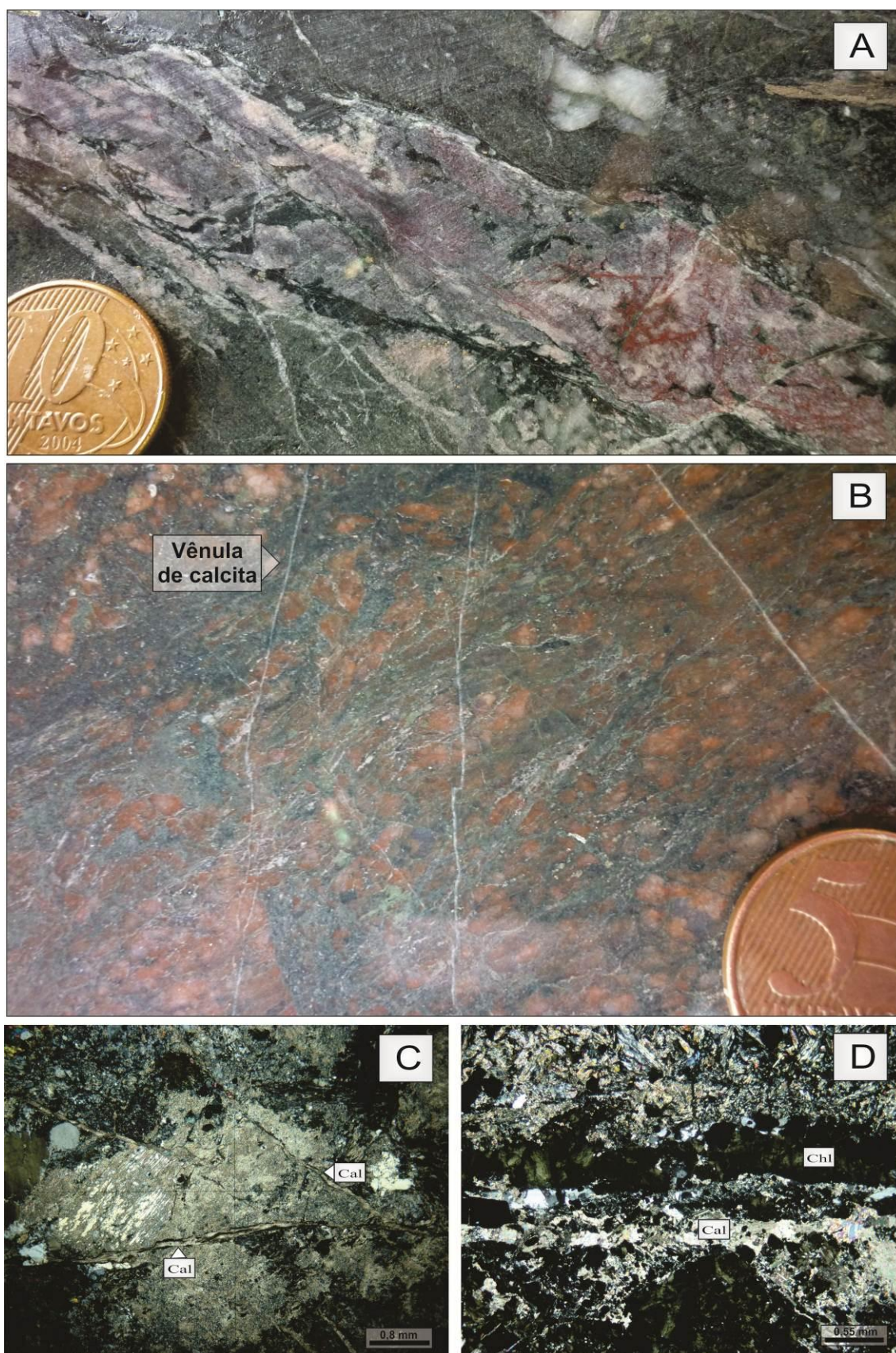


Figura 5.11 Vênulas precoces: (A) Vênulas de carbonato truncando a rocha intensamente afetada pela alteração clorítica; (B) Vênulas de calcita truncando rocha com alteração potássica

(C) Plagioclásio ígneo intensamente afetado pela carbonatação e recortado por vênulas de calcita; (D) Vênulas de calcita e clorita. FOTOMICROGRAFIAS: C-D: polarizadores cruzados.

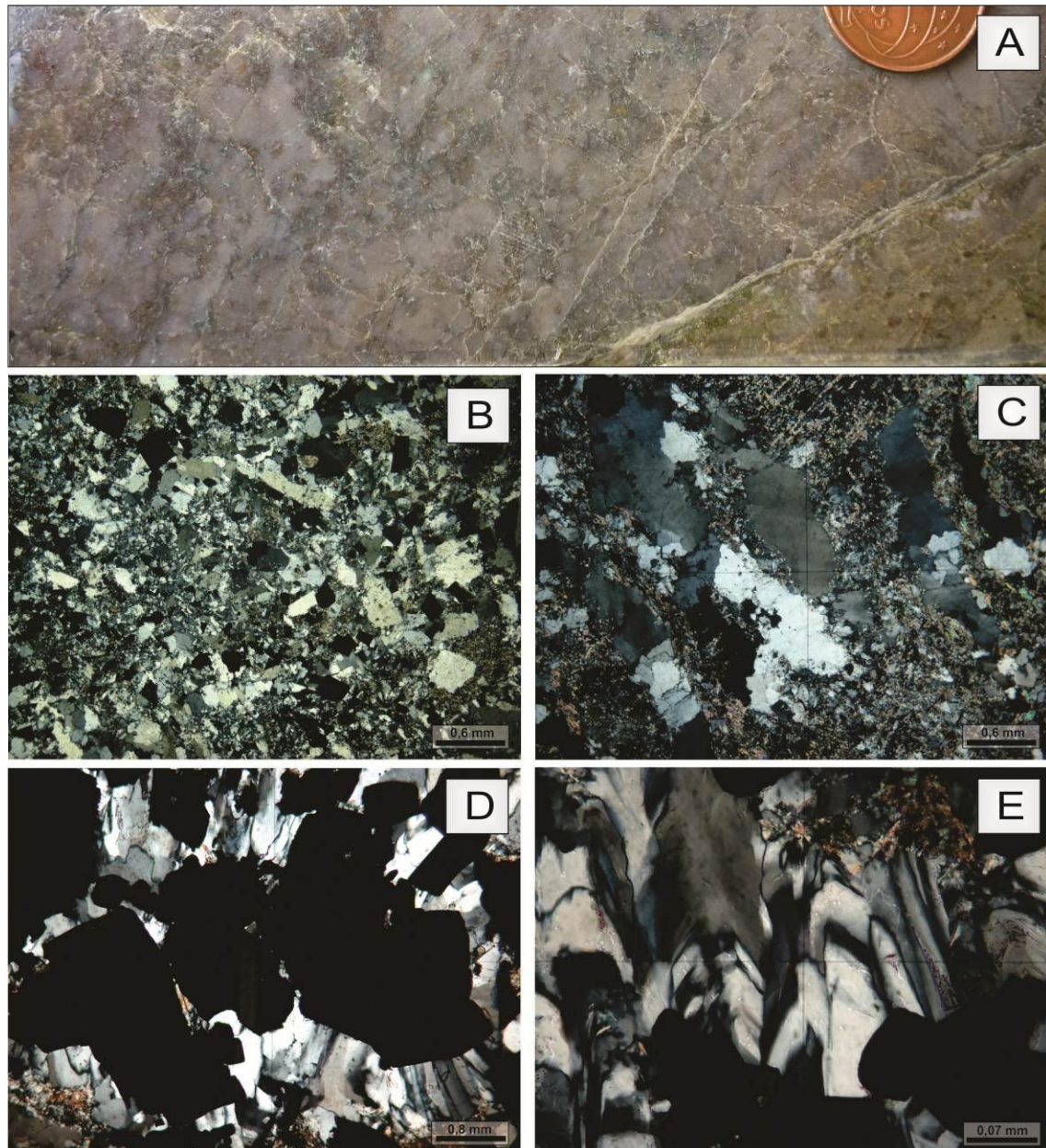
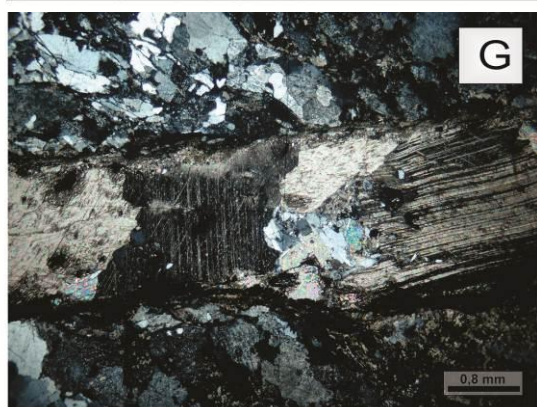
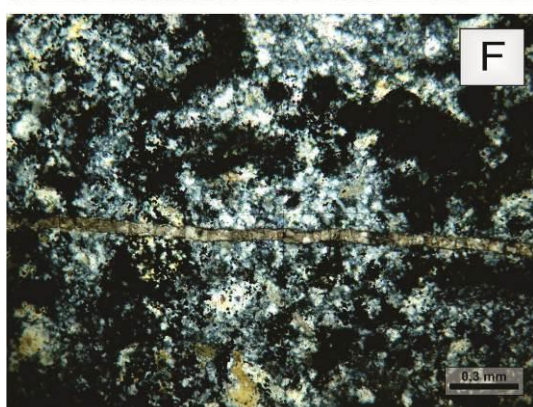
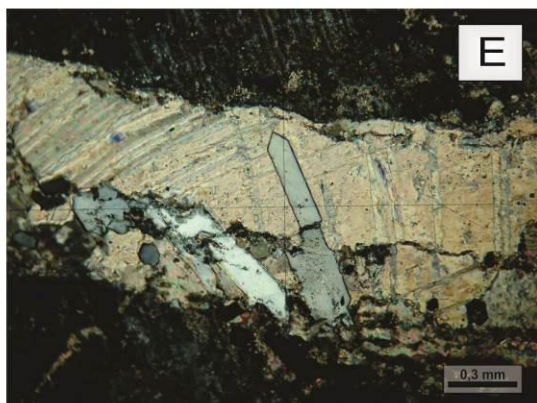
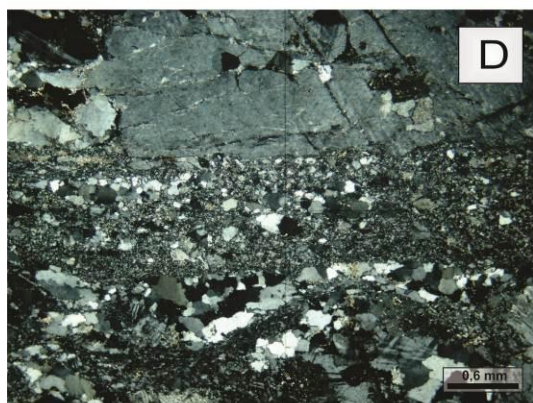


Figura 5.12 Silicificação: (A) Rocha intensamente afetada por silicificação; (B) Silicificação intensa, aspecto microscópico; (C) Feição de deformação exemplificada por *quartz-ribbon*; (D) Quartzo de intercrescimento nas bordas da pirita; (E) Quartzo zonado na borda da pirita. FOTOMICROGRAFIAS: B-E: polarizadores cruzados.



▲ **Figura 5.13 Vênulas tardias:** (A) Vênulas de epidoto, aspecto macroscópico; (B) Feição geral de vênula de quartzo; (C) Vênula de calcita cortando rocha intensamente alterada pela alteração clorítica com pirita associada; (D) Vênula de quartzo microcristalino; (E) Vênula de calcita $\pm$ apatita; (F) Vênula de calcita; (G) Calcita de granulação média preenchendo vênula. FOTOMICROGRAFIAS: D-G: polarizadores cruzados.

5.3 MINERALIZAÇÃO AURÍFERA

O minério aurífero do Alvo Basílio encontra-se hospedado no biotita-hornblenda granodiorito-tonalito e está associado principalmente à alteração clorítica, à silicificação e, subordinadamente, à alteração sericítica. O ouro ocorre associado a uma paragênese mineral simples, representada principalmente por pirita disseminada e venular.

5.3.1 MINÉRIO DISSEMINADO

O minério disseminado é representado pela paragênese pirita $\pm$ calcopirita $\pm$ galena $\pm$ esfalerita $\pm$ ouro. Essa mineralização associa-se primeiramente à alteração clorítica (Fig. 5.14A) e à silicificação (Fig. 5.14B), sendo essa última representativa do estágio hidrotermal mais tardio associado ao minério.

O minério é representado por pirita euédrica a anédrica de granulação fina a grossa com dimensões de até 7 mm. Esse mineral ocorre como cristais isolados e/ou formando agregados frequentemente fraturados (brechação), sendo as fraturas preenchidas por quartzo e, menos frequentemente, por sericita e/ou epidoto. Calcita e/ou epidoto + clinozoisita também podem ocorrer envolvendo a pirita.

Em luz refletida foi possível identificar inclusões de galena (Fig. 5.15A), calcopirita (Fig. 5.15B) e esfalerita na pirita (Fig. 5.15 A,C). A calcopirita e a galena ocorrem de forma disseminada na pirita como inclusões anédricas de granulação fina. Representada por inclusões com formato subédrico a anédrico de granulação fina, a esfalerita também apresenta estilo pervasivo assim como a galena e a calcopirita.

Com o auxílio do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) foram observadas concentrações significativas de galena (Fig. 5.15D; 5.16A), fases ricas em Bi $\pm$ Te (Fig. 5.15E; 5.16B) e ouro (Fig. 5.15D,F). A galena ocorre como inclusões

anédricas disseminada ou ao longo de fraturas na pirita. As fases ricas em Bi $\pm$ Te são representadas por inclusões anédricas que ocorrem ao longo de fraturas na pirita.

O ouro ocorre como inclusões submicroscópicas na pirita e apresenta formato sub-arredondado a ovalado. As concentrações de Ag presentes no ouro, indicadas através de análises por Microscopia Eletrônica de Varredura (EDS), variam entre 10,57 e 45,41% (Fig. 5.16C). Dados geoquímicos de furos de sondagem revelam valores de teor de Au de até 2,4 ppm.

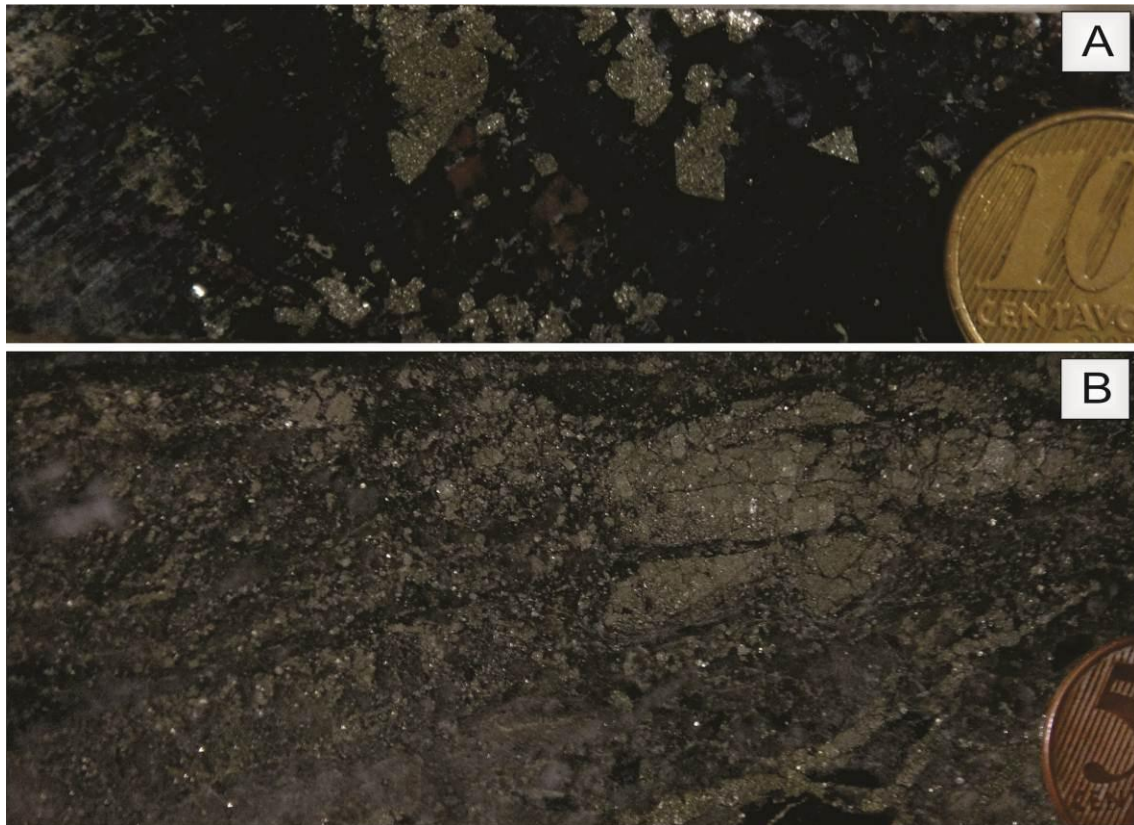


Figura 5.14 Minério disseminado: (A) Pirita associada à alteração clorítica; (B) Pirita associada à silicificação.

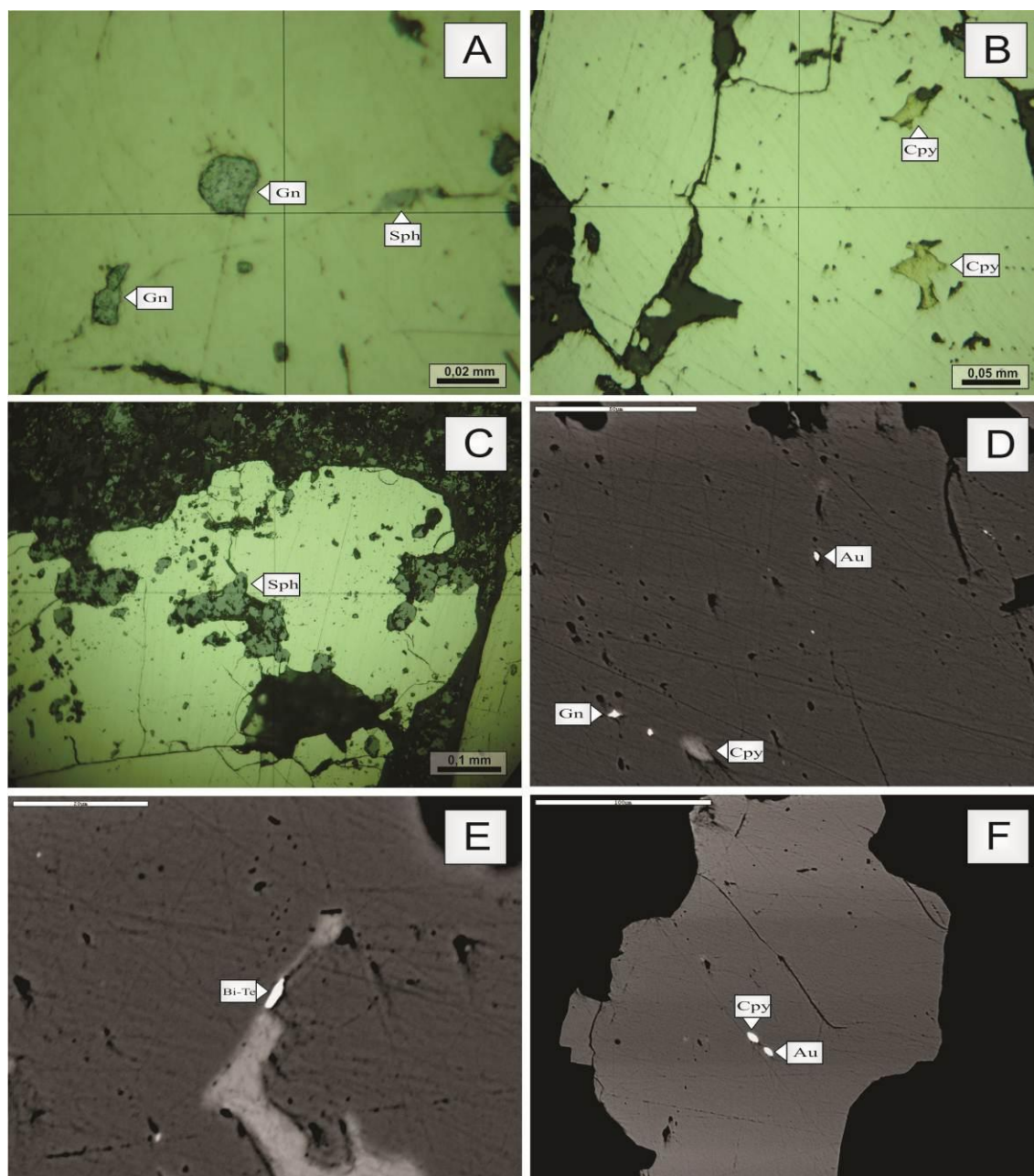


Figura 5.15 Minério disseminado: (A) Inclusões de galena e esfalerita na pirita; (B) Calcopirita inclusa na pirita; (C) Esfalerita anédrica (globular) inclusa na pirita; (D) Au, galena e calcopirita inclusos em pirita; (E) Fases ricas em Bi-Te associadas a calcopirita. Ambos estão inclusos na pirita; (F) Pirita com inclusões de calcopirita e ouro. FOTOMICROGRAFIAS: A-C: luz refletida; D-F: imagens de elétrons retro-espalhados (MEV).

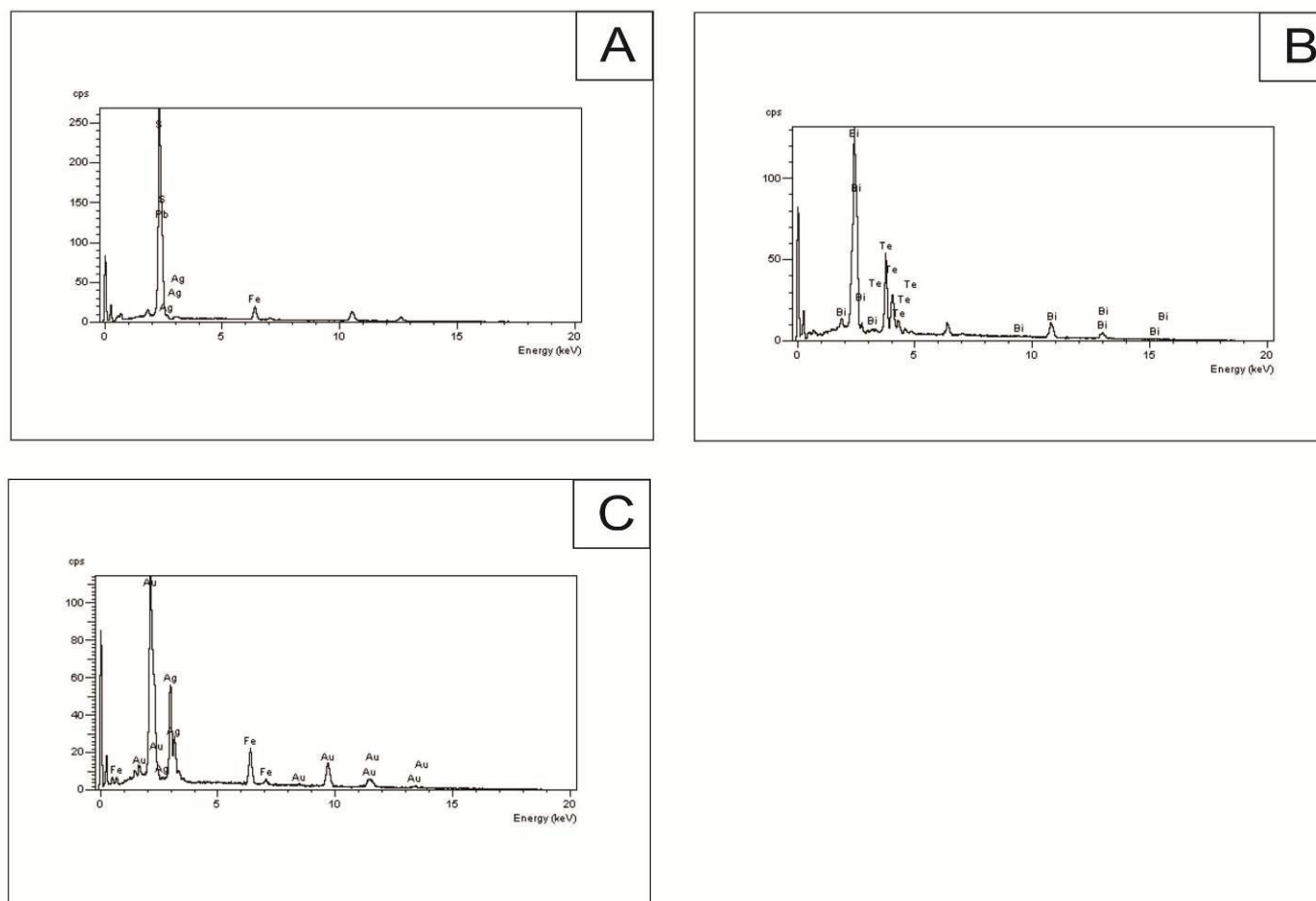


Figura 5.16 Espectros (EDS) de fases minerais presentes no minério disseminado:

(A) Galena; (B) Fases ricas em Bi-Te; (C) Au com concentrações de Ag de 44,10%.

5.3.2 MINÉRIO VENULAR

O minério venular é representado pela paragênese pirita $\pm$ galena $\pm$ esfalerita e está associado a veios ou vênulas afetados pela alteração clorítica (Fig. 5.17A, C), silicificação (Fig. 5.17B) e, de forma subordinada, pela alteração sericítica (Fig. 5.17C). Assim como na mineralização disseminada, a silicificação representa o estágio mais tardio do sistema hidrotermal ao qual o minério está associado. Apesar disso, não é possível definir de forma clara a relação temporal entre o minério disseminado e o venular, já que ambos os estilos de mineralização associam-se aos mesmos tipos de alteração hidrotermal.

A pirita ocorre como cristais fraturados isolados ou formando agregados de granulação fina a grossa e formato euédrico a anédrico, com predomínio dos subédricos. Quando da ocorrência de pirita brechada, as fraturas encontram-se preenchidas por calcita, hematita, sericita e muscovita. Calcita pode ocorrer também nas bordas da pirita, porém de forma subordinada. A galena forma inclusões anédricas (globular) de granulação fina dispersas nos cristais de pirita (Fig. 5.18A) e a esfalerita (Fig. 5.18B) ocorre como inclusões subédricas na pirita e apresenta granulação fina.

Da mesma forma que para o minério disseminado, identificou-se com o auxílio do MEV a presença de galena (Fig. 5.18C; 5.19A), calcopirita (Fig. 5.18C; 5.19B), hessita (Ag_2Te) (Fig. 5.18D; 5.19C), barita (Fig. 5.18F; 5.19E) e fases ricas em Bi $\pm$ Te (Fig. 5.18E; 5.19D) como inclusões na pirita. A galena e a calcopirita ocorrem como inclusões anédricas a subédricas dispersas ou ao longo de fraturas na pirita. A hessita, um telureto de prata, forma inclusões anédricas dispersas na pirita. A barita é representada por inclusões anédricas que ocorrem ao lado da pirita. As fases ricas em Bi $\pm$ Te, por sua vez, ocorrem como inclusões subédricas dispersas na pirita.

Apesar de não ter sido identificado na petrografia e no MEV, o ouro apresenta teores de até 0,86 ppm de acordo com as análises geoquímicas dos furos de sondagem.

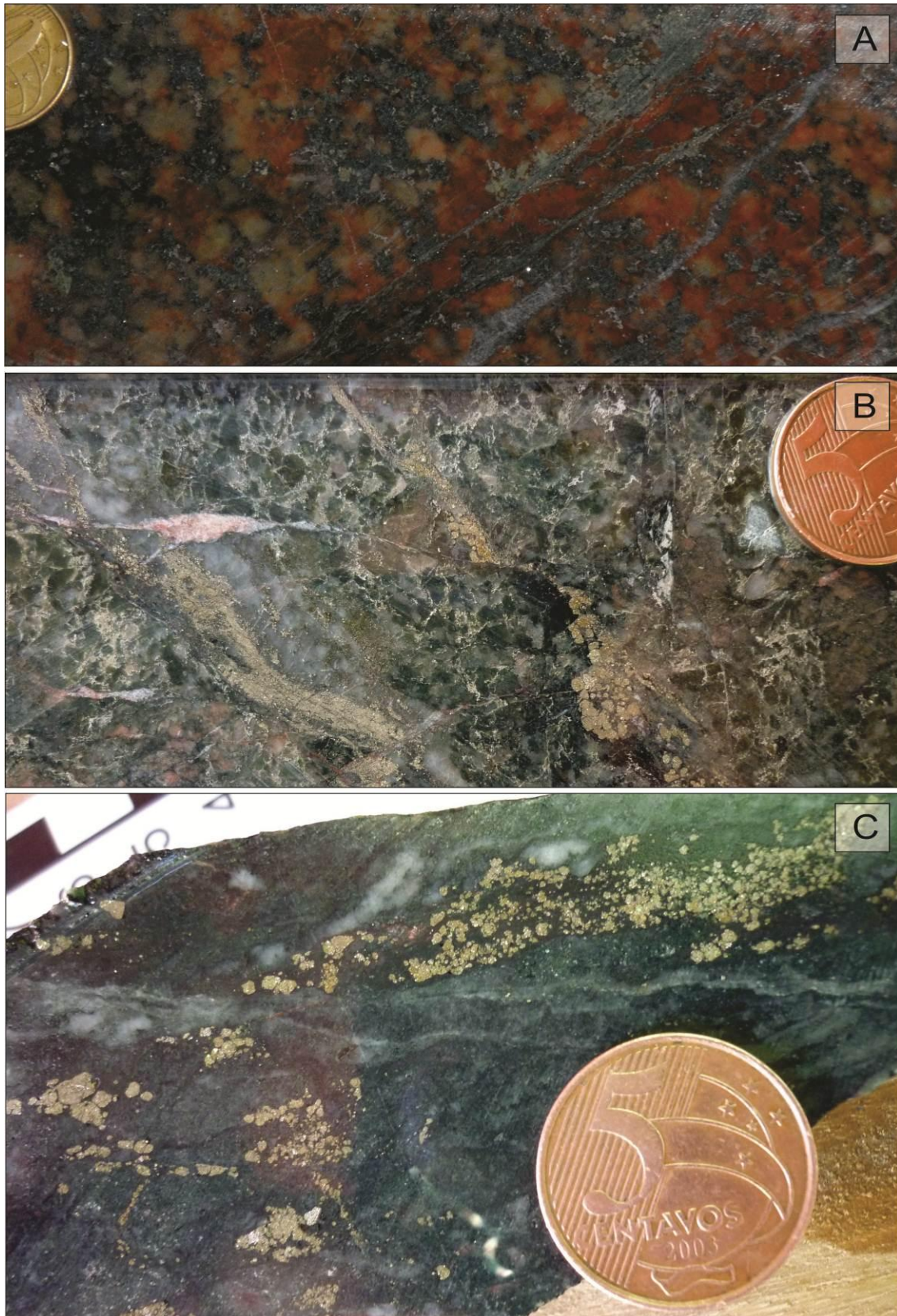


Figura 5.17 Minério venular: (A) Pirita associada à alteração clorítica; (B) Pirita associada à silicificação; (C) Pirita associada às alterações clorítica e sericítica.

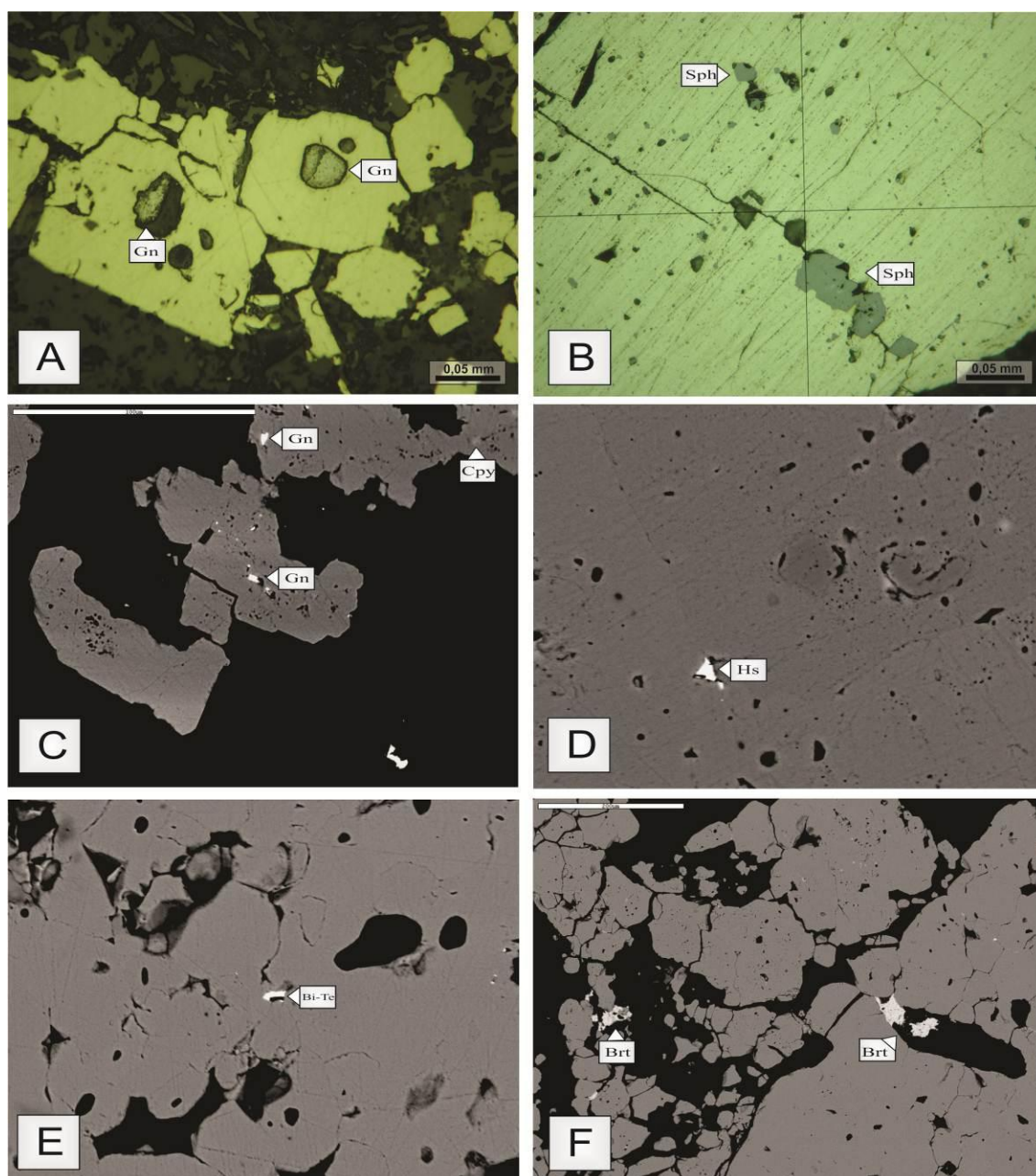


Figura 5.18 Minério venular: (A) Galena inclusa na pirita; (B) Pirita com inclusões de esfalerita; (C) Galena e calcopirita incluídas em pirita; (D) Pirita com inclusão anédrica de hessita; (E) Fases ricas em Bi-Te incluídas na pirita; (F) Barita anédrica ao lado da pirita. FOTOMICROGRAFIAS: A-B: luz refletida; C-F: imagens de elétrons retro-espalhados (MEV).

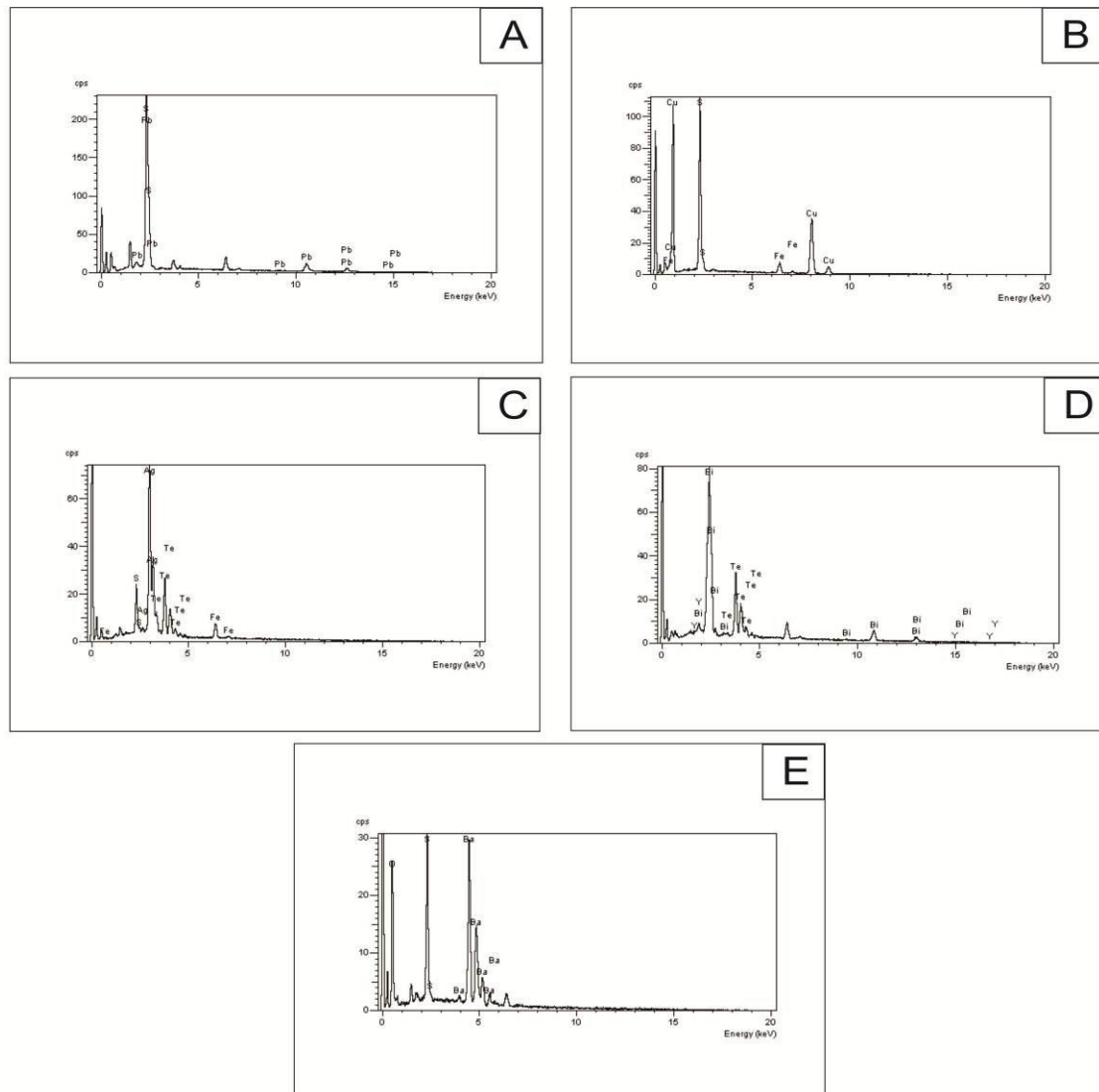


Figura 5.19 Espectros (EDS) de fases minerais presentes no minério venular: (A) Galena; (B) Calcopirita; (C) Hessita; (D) Fases ricas em Bi-Te; (E) Barita.

C APÍTULO 6. DISCUSSÕES

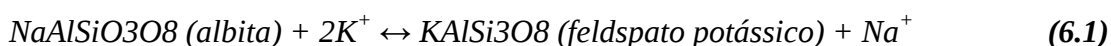
As relações espacial e temporal entre mineralizações auríferas disseminadas e plútons graníticos paleoproterozóicos do tipo I, de afinidade sub-alcalina a cálcio-alcalina, metaluminosa a levemente peraluminosa, de médio a alto K e composição variando de sienozonogranito a granodiorito-tonalito, com o minério aurífero associado a rochas intensamente hidrotermalizadas, sugerem uma forte correlação entre a metalogênese do ouro no setor leste da PAAF e o desenvolvimento de sistemas magmáticos-hidrotermais (Moura, 1998; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008; Assis, 2011; Xavier et al., 2011). Alguns exemplos de mineralizações auríferas disseminadas associadas a corpos de composição granítica no setor leste da província incluem os depósitos do Luizão no Granito Novo Mundo (1.970 ± 3 Ma – 1.964 ± 1 Ma ; Paes de Barros, 2007), Pé Quente na Suíte Pé Quente (1.979 ± 31 Ma; Assis, 2011; Stabile-Jr, 2011) e, Serrinha (Moura et al., 2006) e X1 (Rodrigues, 2012) na Suíte Intrusiva Matupá (1.872 ± 12 Ma). Neste mesmo cenário inserem-se os Alvos Dionísio e Basílio (Granito Novo Mundo) em função das relações geológicas entre mineralizações disseminadas e sistemas graníticos. Apesar disso, é necessário ressaltar o estilo venular da mineralização desses prospectos complementarmente ao estilo disseminado.

Nos Alvos Dionísio e Basílio são reconhecidos diferentes litotipos afetados por diversos tipos, estilos e intensidade de alteração hidrotermal. O Alvo Dionísio é constituído essencialmente por (i) hornblenda sienozonogranito-tonalito, (ii) diques de vulcânica máfica (diabásio) e (iii) aplito. O Alvo Basílio, por sua vez, é representado por (i) biotita-hornblenda granodiorito-tonalito, (ii) diques de vulcânica intermediária (andesito) e (iii) aplito. Em ambos os prospectos as rochas hospedeiras da mineralização apresentam composições ligeiramente distintas entre si (hornblenda sienozonogranito-tonalito e biotita-hornblenda granodiorito-tonalito) e podem sugerir: (i) a ocorrência de diferentes eventos de colocação de corpos intrusivos (múltiplas intrusões?) no Granito

Novo Mundo, porém com pouca variação nas composições entre si e/ou (ii) uma pequena diferenciação composicional associada a uma mesma *fácies*.

Em relação à evolução dos paleosistemas hidrotermais dos Alvos Dionissio e Basílio, não são observadas diferenças significativas entre si no que diz respeito aos tipos de alteração presentes. Em ambos os depósitos ocorrem alterações abrangentes (*e.g.* alteração potássica, sericítica, clorítica, propilítica, carbonatação e silicificação), bem como alterações restritas representadas por venulações precoces e tardias com composições bastante diversificadas. Apesar disso, o caminho evolutivo do sistema hidrotermal é diferente para cada prospecto. A evolução temporal do sistema hidrotermal do Alvo Dionissio é representada pela seguinte sequência de estágios hidrotermais: (i) alteração potássica, (ii) vênulas de calcita e clorita, (iii) silicificação, (iv) alteração sericítica, (v) carbonatação, (vi) alteração clorítica, (vii) alteração propilítica e (viii) vênulas tardias (Fig. 4.6). Já, o Alvo Basílio é representado pela seguinte ordem temporal de alterações hidrotermais: (i) alteração potássica, (ii) carbonatação, (iii) alteração sericítica, (iv) alteração clorítica, (v) alteração propilítica, (vi) vênulas precoces, (vii) silicificação e (viii) vênulas tardias (Fig. 5.5).

A alteração potássica representa a passagem de fluidos aquosos de temperaturas elevadas (500 e 600° C) e com pH neutro a alcalino, possibilitando que o feldspato potássico (ortoclásio) torne-se estável (Robb, 2006). Os feldspatos ígneos (microclínio e plagioclásio) da rocha são substituídos parcial e/ou totalmente por ortoclásio hidrotermal e, muito subordinadamente, ocorre a substituição de hornblenda primária por biotita. Especificamente no caso do plagioclásio, ocorre a substituição do Na^+ ou Ca^+ pelo K^+ do ortoclásio (Fig. 6.1). A equação 6.1 abaixo representa a reação envolvendo a substituição do plagioclásio ígneo (albita) pelo feldspato potássico hidrotermal:



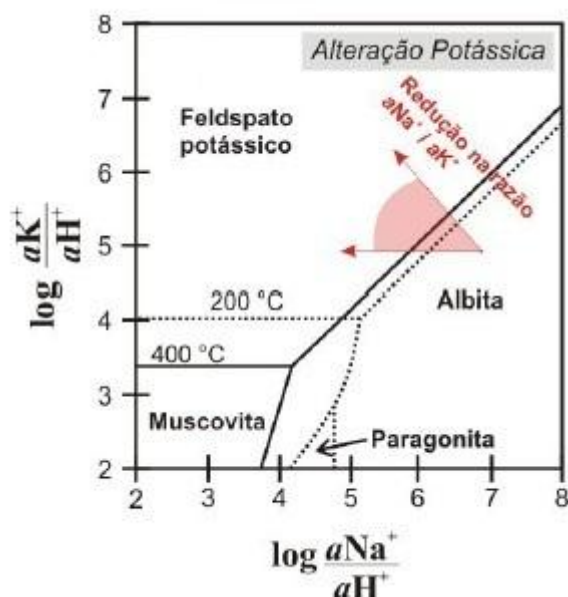


Figura 6.1 Diagrama de estabilidade das principais fases minerais na alteração potássica. Diagramas empíricos extraídos de [Burnham & Ohmoto \(1980\)](#); [Beane & Tittley \(1981\)](#).

A carbonatação representa a existência de fluidos com pH neutro a levemente alcalino e temperatura elevadas, possibilitando a diminuição da solubilidade do carbonato ([Barnes, 1997](#)), além de condições de alta pressão parcial de dióxido de carbono (P_{CO_2}) e baixa salinidade no fluido ([Robb, 2006](#)).

A silicificação representa a entrada de sílica no sistema durante a evolução do fluido e caracteriza-se pela formação de quartzo secundário em regime de decréscimo da temperatura, causando a diminuição na solubilidade desse mineral. A entrada de sílica no sistema pode estar relacionada a reações de hidrólise à partir das quais libera-se sílica e/ou ser decorrente da interação dos fluidos com as rochas hospedeiras.

A alteração sericitica é marcada pela hidrólise dos feldspatos para gerar sericita e quartzo ([Guilbert & Park, 1985](#)) sob condições de baixas temperaturas (200-250°C) e pH ácido (4 a 6), quando a sericita e a muscovita tornam-se estáveis ([Robb, 2006](#)). Com essa alteração ocorre uma lixiviação dos cátions presente nos feldspatos devido ao caráter relativamente ácido do fluido hidrotermal e, como consequência, ocorre uma diminuição das aNa^+ e aK^+ do fluido (Fig. 6.2). A equação 6.2 abaixo ilustra a substituição do feldspato potássico ígneo original por sericita/muscovita:

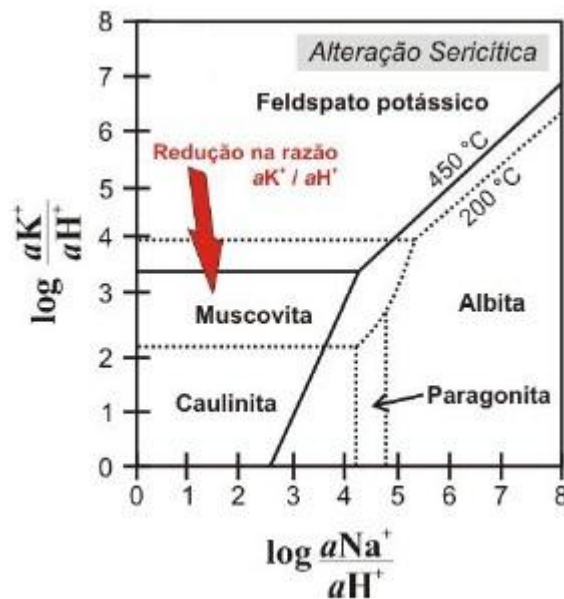
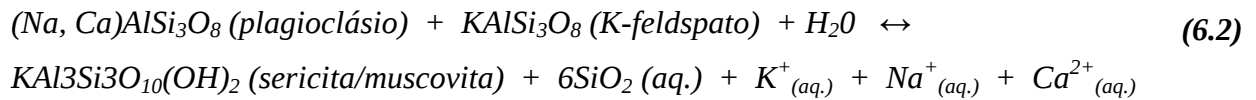
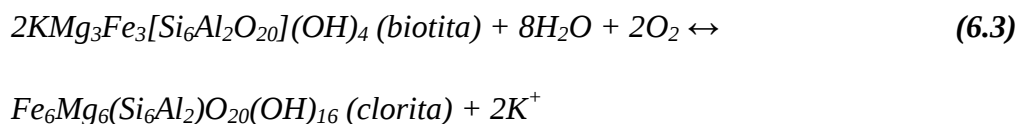


Figura 6.2. Diagrama de estabilidade das principais fases minerais na alteração sericítica. Diagramas empíricos extraídos de [Burnham & Ohmoto \(1980\)](#); [Beane & Titley \(1981\)](#).

A alteração clorítica representa condições físico-químicas com pH levemente ácido e temperaturas similares a da alteração sericítica, além de elevadas razões aMg^+/aH^+ e aFe^+/aH^+ . A clorita ferrosa (chamosita) e/ou magnésiana (clinocloro) pode ocorrer substituindo a biotita ígnea e/ou hidrotermal, além da muscovita presente na alteração sercítica. A equação 6.3 abaixo mostra essa reação de substituição:



A alteração propilítica representa condições de baixas a moderadas temperaturas (200-350°C), além de baixas razões fluido/rocha ([Robb, 2006](#)).

A geração de vênulas precoces e tardias pode estar associada à entrada de novos fluxos de fluido no sistema hidrotermal ou sugerir apenas uma continuidade na evolução da solução hidrotermal.

Neste cenário, o Alvo Dionissio caracteriza-se por apresentar oscilações na evolução do quadro paragenético das alterações hidrotermais, ou seja, ora apresenta condições de temperatura elevada e pH neutro a alcalino e ora possui condições de temperaturas baixas e pH ácido (Fig. 4.6). Por outro lado, o Alvo Basílio apresenta um caminho evolutivo melhor definido, pois o paleo-sistema hidrotermal evolui à partir de condições de temperatura elevadas e pH neutro a alcalino para condições de rebaixamento da temperatura e pH mais ácido (Fig. 5.5).

Em relação ao minério aurífero, ambos os alvos apresentam mineralização associada a alterações representativas de condições ácidas e de temperaturas baixas (alterações sericitica e clorítica), bem como associada a estágios de alteração saturados em sílica e também relacionados a um rebaixamento na temperatura (silicificação e veios tardios de quartzo). Além disso, os prospectos possuem paragénese do minério semelhantes, com a pirita sendo o sulfeto dominante, além de concentrações menores de outros sulfetos, a exemplo de calcopirita, bornita, galena, esfalerita, covelita. Estão também presentes na forma de inclusões na pirita óxidos como hematita, barita e ilmenita.

Considerando-se esses atributos, a precipitação do ouro nos Alvo Dionissio e Basílio deve ter ocorrido devido a uma redução na temperatura (mistura de fluidos?), a um aumento na fO_2 (hematita e barita estáveis), concomitante a uma diminuição no pH do fluido mineralizante. Em particular, o processo de mistura entre fluidos quentes e salinos (magmáticos?) e fluidos externos mais frios, oxidados e com menor salinidade (meteóricos?), a exemplo do proposto para o Depósito Luizão à partir de estudos de inclusões fluidas ([Assis, 2006](#)), pode ter sido essencial para a precipitação do ouro e também de outras fases minerais (e.g. sulfetos de cobre) em ambos os prospectos.

Adicionalmente, as relações entre a alteração hidrotermal e a mineralização aurífera sugerem que nos dois alvos as mineralizações podem ter sido geradas por pulsos mineralizantes distintos. Em particular, no Alvo Dionissio dois eventos mineralizantes podem ter ocorrido, sendo o primeiro representado pelo minério aurífero associado à alteração sericitica e um segundo associado a veios de quartzo com sulfetos.

Por sua vez, no Alvo Basílio os estágios precoces de mineralização seriam representados por fluidos relativamente ácidos que sofreram rebaixamento na temperatura e, estágios mais tardios do sistema hidrotermal representados pela silicificação (saturação do sistema em sílica). Além disso, os diferentes eventos mineralizantes em ambos os alvos podem ter contado com o auxílio de estruturas presentes no Granito Novo Mundo (e.g. zonas de cisalhamento nas bordas NE e SW da intrusão; Paes de Barros, 2007), as quais podem ter facilitado a ascensão do magma (Candela & Piccoli, 2005) e de fluxos de fluidos (Seedorf et al., 2005) à partir de níveis crustais mais profundos.

Nesse cenário, os atributos geológicos das mineralizações auríferas dos Alvos Dionissio e Basílio apresentam semelhanças e diferenças com duas classes de depósitos mundiais: Cu-Au-Mo do tipo pórfiro (Guilbert & Park, 1985; Pirajno, 1992; Sillitoe, 1991; Corbett & Leach, 1998; Seedorff et al., 2005; Candela & Piccoli, 2005; Robb, 2006; Sinclair, 2007; Sillitoe, 2010) e IRGS (*Intrusion-Related Gold Systems*) (Lang & Baker, 2001; Baker, 2002; Thompson et al., 1999; Hart, 2007).

Depósitos do tipo pórfiro são depósitos caracterizados por estarem distribuídos ao longo de extensos cinturões orogênicos fanerozóicos e/ou cenozóicos em diversas partes do mundo como, por exemplo, Cordilheira Andina (depósitos de Escondida, Ujina, Gaby, Spende e Toki, Chile; Antapaccay, Peru), Sudoeste Pacífico (Grasberg e Batu Hijau, Indonésia; Boyongan e Tampakan, Filipinas), Austrália (Cadia, New South Wales) e América do Norte (British Columbia, Alaska; Magma Porphyry, Arizona) (Seedorf et al., 2005). Segundo Sillitoe (2010), esses depósitos podem ocorrer, ainda que de forma restrita, como corpos isolados (Pebble, Alaska; Butte, Montana; Bingham, Utah).

Essa classe de depósito é subdividida em diferentes subclasses baseadas no metal economicamente dominante em cada depósito (Kirkham & Sinclair, 1995): Cu-Au ($\pm$ Ag, PGE), Cu-Mo-Au ($\pm$ Ag), e Au ($\pm$ Ag, Cu, Mo). A classe de depósitos classificada como Au pórfiro é representativa de sistemas ricos em Au e pobres em Cu. Apesar disso, não são uma classe muito comum de depósitos auríferos e apresentam teores de ouro de no mínimo 0,4 g/t (Sillitoe, 1979, 2000; Seedorff et al., 2005). Alguns exemplos incluem os depósitos de Lobo, Marte, Verde, Pancho e Cavanha do Maricunga Belt no Chile (Vila & Sillitoe, 1991; Vila et al., 1991), prospectos no oeste

dos Estados Unidos (Canby *et al.*, 1993) e o depósitos de La Colossa na Colômbia (Sillitoe, 2008; Rodriguez, 2010).

Os depósitos do tipo pórfiro apresentam relação genética, espacial e temporal com intrusões graníticas a dioríticas hipoabissais geralmente porfiríticas e que comumente apresentam aplitos associados. Os tipos de alteração hidrotermal associados à mineralização ocorrem geralmente de forma zonada e se estendem ao longo de grandes volumes de rocha. Esse zoneamento é representado por uma alteração potássica com biotita ou k-feldspato, seguida por uma alteração sericítica com muscovita $\pm$ clorita e, por fim, uma alteração argílica intermediária a avançada representativa do último estágio hidrotermal (Seedorf *et al.*, 2005). Além disso, a mineralização nos depósitos do tipo pórfiro são estruturalmente controladas e apresentam como exemplos veios, stockworks, fraturas e zonas brechadas (Sinclair, 2007). Segundo Sillitoe (2010), esses veios são geralmente preenchidos por quartzo, sendo que mineralizações com estilo disseminado também ocorrem ao longo das rochas intensamente alteradas e posicionadas entres os veios.

Nesse contexto, os atributos geológicos das mineralizações auríferas dos Alvos Dionissio e Basílio apresentam similaridades e diferenças com a classe de depósito do tipo Au pórfiro. As mineralizações nos Alvos Dionissio e Basílio estão hospedadas em rochas de composição monzogranítica-tonalítica, enquanto que depósitos como La Colossa (Colômbia) e depósitos localizados do Maricunga Belt no Chile encontram-se hospedados, respectivamente, em dioritos porfiríticos, microdioritos, etc e, em rochas menos evoluídas e pobres em sílica como dioritos, quartzo-dioritos e dacitos. Contudo, ambos os alvos apresentam aplitos associados às demais rochas de composição granítica, a exemplo do que ocorre nos depósitos do tipo pórfiro.

Nos Alvos Dionissio e Basílio, as mineralizações associam-se às alterações sericítica, clorítica e silicificação (disseminações e minério venular) e, subordinadamente, a veios tardios de quartzo. Essas associações diferem daquelas observadas em depósitos do Maricunga Belt (Chile) como Cavanha e Pancho e, La Colossa (Colômbia) nos quais a mineralização está associada à alteração potássica, além dos depósitos de Lobo e Marte (Maricunga Belt), nos quais a mineralização associa-se à alteração argílica intermediária. Apesar disso, o Alvo Basílio apresenta similaridades

com o depósito Verde (Maricunga Belt), no qual a mineralização aurífera está associada a sistemas de vênulas com clorita.

A paragênese do minério em depósitos do Maricunga Belt é constituída por pirita como sulfeto dominante e, subordinadamente, por calcopirita. Alguns depósitos desse cinturão como Lobo e Marte apresentam ainda magnetita, hematita, bornita e molibdenita. Os Alvos Dionissio e Basílio apresentam, portanto, similaridades com os depósitos do Maricunga Belt, já que também possuem paragênese do minério com pirita e calcopirita.

Depósitos do tipo *IRGS* representam complexos mineralizados relacionados a sistemas magmáticos-hidrotermais recentemente divididos em uma classe própria e que vêm sendo melhor investigados e explorados aproximadamente desde 1996 segundo [Lang & Baker \(2001\)](#). Alguns exemplos de depósitos dessa natureza incluem Fort Knox, Donlin Creek e Pogo no Alaska (Estados Unidos), Mokrsko (República Tcheca), Kidston (Austrália), etc.

Os atributos geológicos comuns aos depósitos do tipo *IRGS* incluem em linhas gerais: (i) caracterizam-se como intrusões sub-alcálicas e metaluminosas, de composição intermediária a félsica posicionadas na interface entre as séries da magnetita e ilmenita; (ii) apresentam fluidos hidrotermais carbônicos; (iii) possuem paragênese do minério com elevadas concentrações de Bi, W, As, Mo, Te e/ou Sb associados ao ouro, além de baixas concentrações de metais de base; (iv) apresentam baixa quantidade de sulfetos (<5%), representados essencialmente por uma assembléia mineral reduzida constituída por arsenopirita, pirrotita e pirita, além de reduzidas concentrações de magnetita e hematita; (v) possuem distribuição areal restrita com fraca alteração hidrotermal; (vi) posicionam-se em ambientes tectônicos relacionados a limites de placas convergentes; (vii) são comumente conhecidos por constituírem depósitos de W e Sn em províncias magmáticas; e, (viii) apresentam alterações sódica (com albita) e potássica (com feldspato alcalino) precedendo a silicificação e alteração com muscovita ([Thompson *et al.*, 1999](#); [Lang & Baker, 2001](#); [Hart, 2007](#));

À partir disso, verifica-se que os Alvos Dionissio e Basílio apresentam similaridades e diferenças com algumas das características dos depósitos do tipo *IRGS*. As características similares incluem: (i) alteração potássica precedendo a silicificação e alteração com muscovita (Alvos Dionissio e Basílio); (ii) presença de fases ricas em Ag

e Bi-Te (Alvo Basílio); e, (iii) correlação entre Bi-Te e ouro (Alvo Basílio). Apesar disso, os prospectos estudados não apresentam uma série de características que são importantes na identificação de depósitos auríferos associados a magmas félsicos reduzidos, a saber: (i) não estão em terrenos com mineralizações de W e Sn; (ii) as rochas hospedeiras apresentam caráter oxidado (magnetita e titanita como fases acessórias primárias); (iii) não apresentam alteração hidrotermal restrita e fraca; (iv) ausência de pirrotita, arsenopirita e magnetita nas paragêneses sulfetadas, porém apresentam hematita.

Nesse cenário, conclui-se que os Alvos Dionissio e Basílio apresentam similaridades e diferenças com os depósitos do tipo *IRGS* e ouro pórfiro. Sendo assim, pode-se afirmar que as mineralizações de Au ($\pm$ Cu) associadas a esses prospectos não se enquadram em único modelo genético de depósito e, portanto, pode-se dizer que as mineralizações mostram associação espacial e genética com plútons graníticos.

C APÍTULO 7. CONCLUSÕES

Esse trabalho permitiu a caracterização da evolução do paleossistema hidrotermal dos Alvos Dionissio e Basílio, centrados no Granito Novo Mundo, contribuindo, portanto, para o melhor entendimento da história metalogenética desse corpo ígneo em adição aos trabalhos desenvolvidos por [Abreu \(2004\)](#) e [Paes de Barros \(2007\)](#). Além disso, contribuiu na ampliação de informações que se adicionarão ao quadro metalogenético regional da PAAF e, que conseqüentemente, possibilitarão novas abordagens quanto aos modelos genéticos sugeridos às diversas mineralizações da província.

A aquisição de dados de sub-superfície, através das descrições de furos de sondagem, permitiu a identificação de novos litotipos no Granito Novo Mundo. A rocha hospedeira do Alvo Dionissio corresponde a hornblenda monzogranito-tonalito, enquanto que no Alvo Basílio é representada por biotita-hornblenda granodiorito-tonalito. Esses dados complementam a classificação regional baseada na existência de três *fácies* (sienogranítica, monzogranítica e monzonítica) para esse corpo ígneo, anteriormente proposta por [Paes de Barros \(2007\)](#), visto que nos alvos foram identificadas rochas de composição granodiorítica e tonalítica. Além disso, feições deformacionais documentadas por [Paes de Barros \(2007\)](#) no Granito Novo Mundo como resultantes do alojamento desse corpo ígneo com controle estrutural, sob regime de tensões e provavelmente relacionado a estágios tardios ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento que delimitam as bordas NE e SW desse corpo, correspondem às feições identificadas nos Alvos Dionissio e Basílio, as quais são posteriores ao desenvolvimento das alterações hidrotermais. Alguns exemplos podem ser representados pela presença de quartzo poligonizado e recristalizado em sub-grãos, plagioclásio com lamelas de geminação arqueadas, falhadas e/ou formando *kink bands*, clorita com clivagem arqueada, plagioclásio reliquiar assemelhando-se a porfiroclastos (pseudomorfose), *quartz-ribbon*, *mica-fish*, etc.

Em relação ao paleossistema hidrotermal, tanto o Alvo Dionissio como o Alvo Basílio encontram-se intensamente afetados por diversos estágios de alteração

hidrotermal. Os dados reunidos permitiram concluir que os dois prospectos apresentam os mesmos tipos de alteração hidrotermal, porém apresentam caminhos evolutivos diferentes. Em vista disso, a aquisição de novos dados sobre a evolução do sistema hidrotermal desses dois prospectos contribuiu para adicionar novas informações ao quadro de alteração hidrotermal até então proposto para o Granito Novo Mundo e, em particular, para o Depósito Luizão (Abreu, 2004; Paes de Barros, 2007), no que diz respeito aos tipos, estilos de alteração hidrotermal e assembleias constituintes, bem como permitiram organizar de forma mais clara o sequenciamento dos diferentes estágios hidrotermais.

As mineralizações presentes nos Alvos Dionissio e Basílio exibem paragênese do minério semelhante e refletem condições de precipitação do minério possivelmente comum. Sugere-se que tais mecanismos de precipitação do ouro poderiam estar relacionados a uma diminuição da temperatura (mistura de fluidos?), a um aumento da fO_2 (hematita e barita estáveis), concomitante a uma diminuição no pH do fluido mineralizante. Em ambos os prospectos o ouro ocorre como micro-inclusões de granulação muito fina na pirita e exibe concentrações de Ag entre 10,57 e 45,41%. Adicionalmente, as relações entre a alteração hidrotermal e a mineralização aurífera sugerem a existência de eventos distintos responsáveis pelas mineralizações auríferas nos prospectos estudados. Ambos os alvos seriam representados por dois pulsos mineralizantes distintos, ou seja, um associado a um estágio precoce e outro a um estágio tardio do sistema hidrotermal.

Avaliações quanto aos modelos metalogenéticos aos quais os Alvos Dionissio e Basílio podem estar relacionados mostram que esses prospectos possuem similaridades e diferenças com depósitos do tipo ouro pórfiro e tipo *IRGS* (*intrusion-related gold systems*). No entanto, não é possível enquadrar esses depósitos em um modelo específico e conclui-se que as mineralizações mostram associação espacial e genética com plútons graníticos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abreu M.C. 2004. *Alteração hidrotermal e mineralização aurífera do depósito de Novo Mundo, região de Teles Pires - Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT)*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 29p.
- Assis R.R. 2006. Estudo de inclusões fluidas nos depósitos auríferos de Novo Mundo e Santa Helena na região de Teles Pires - Peixoto de Azevedo (Mato Grosso), Província de Alta Floresta. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Relatório PIBIC/ CNPq; 18p.
- Assis R.R. 2008. *Contexto geológico e associação paragenética das mineralizações auríferas de União do Norte, região de Peixoto de Azevedo, Província de Alta Floresta (MT)*. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Trabalho de Conclusão de Curso; 81p.
- Assis R.R. 2011. *Depósitos auríferos associados ao magmatismo granítico do setor leste da Província de Alta Floresta (MT), Craton Amazônico: tipologia das mineralizações, modelos genéticos e implicações prospectivas*. Instituto de Geociências; Dissertação de Mestrado; 428p.
- Assis R.R., Xavier R.P., Paes de Barros A. J., Barbuena D., Trevisan V.G., Ramos G. S., Teixeira R.V., Miguel-Jr E., Rodrigues R. M., Stabile-Jr A., dos Santos T. J. S., Miranda G. M. T., Barros M. A., Pinho F. E. C. (*in press*. 2012). Depósitos de Au e Au+metais de base associados a sistemas graníticos Paleoproterozóicos do setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT), Cráton Amazônico. In: Jort H. & Silva M.G. (eds.). *Metagenia das Províncias Tectônicas Brasileiras: Província de Alta Floresta*. Serviço Geológico do Brasil, CPRM.
- Baker T. 2002. Emplacement depth and carbon dioxide-rich fluid inclusions in intrusion-related gold deposits. *Economic Geology*, 97:1111-1117.
- Barnes H.L. 1997. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd ed. United States, 972p.

- Beane R.E. & Titley S.R. 1981. Porphyry copper deposits. Part II. Hydrothermal alteration and mineralization. 75th Anniversary volume Economic Geology, Economic Geology, pp. 235-269.
- Burnham C.W. & Ohmoto H. 1980. Late-stage processes of felsic magmatism. Mining Geology, Special Issue, 8:1- 11.
- Canby V. M., Noble D. C., McKee E. H., 1993, Porphyry-type gold mineralization of late Neogene age at the Zule volcanic center, Sierra County, California [abs]: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 25, no. 5, p. 17.
- Candela P.A., Piccoli P.M. 2005. Magmatic Processes in the Development of Porphyry-type Ore Systems. Society of Economic Geologists 100 th Anniversary Volume, J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb, and J.P. Richards, p. 25-38.
- Corbett G.J. & Leach T.M. 1998. Southwest Pacific gold-copper systems: Structure, alteration and mineralization. Special Publication 6, Society of Economic Geologists, 238 p.
- Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Teixeira W., Basei M.A.S., Kawashita K., 1979, Evolução Tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. II Congresso Geológico Chileno. Arica. Chile, Actas, pp. 137-48.
- Dardenne M.A., Schobbenhaus C. 2001. O escudo do Brasil Central. *In*: Metalogênese do Brasil. Ed.Univ. Brasília/CPRM, Brasília, pp.: 46-105.
- Dardenne M.A., Schobbenhaus C. 2003. Depósitos minerais no tempo geológico e épocas metalogenéticas. *In*: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves (eds.). Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil (textos, mapas & SIG). CPRM, Brasília, p. 365-449.
- Figueiredo B.R. 2010. Minérios e Ambiente. Editora Unicamp, Brasil, p.399.
- Guilbert J.G., Park Jr C. F. 1985. The Geology of Ore Deposits. W. H. Freeman and Company, New York, p.985.

- Hart C.J.R. 2007. Reduced intrusion-related gold systems. *In: Goodfellow, W.D., ed., Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 95-112.*
- JICA/MMAJ. 2000. Metal Mining Agency of Japan / Japan International Cooperation Agency. Report on the Mineral Exploration in the Alta Floresta Area, Brazil, Final Report, Projeto Alta Floresta - MT, Japan, March, 137p.
- Lacerda-Filho J.V., Abreu Filho W., Valente C.R., Oliveira C.C., Albuquerque M.C., 2004. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Mato Grosso. Texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do Estado do Mato Grosso, Escala 1:1.000.000. Programa Geologia do Brasil Convênio CPRM e SICME-MT, 235 p.
- Lang J.R. & Baker T. 2001. Intrusion-related gold systems: The present level of understanding. *Mineralium Deposita*, 36:477-489.
- Miguel Jr E. 2011. Controle Estrutural das mineralizações auríferas e idades U-Pb das rochas encaixantes ao longo do Lineamento Peru-Trairão: Província Aurífera de Alta Floresta, Mato Grosso. Dissertation, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, Brazil.
- Moreton L.C. & Martins E.G. 2005. Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta. Vila Guarita. Escala 1:250.000. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 68 p.
- Moreton L.C. & Martins E.G. 2005. Geologia e Recursos Minerais de Alta Floresta. Vila Guarita. Escala 1:250.000. Brasília, Serviço Geológico do Brasil, CPRM, 68 p.
- Moura M.A. 1998. *O Maciço Granítico Matupá e o Depósito de Ouro Serrinha (MT): Petrologia, Alteração Hidrotermal e Metalogenia*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 238p.
- Moura M.A., Botelho N.F., Olívio G.R., Kyser T.K. 2006. Granite-related Paleoproterozoic, Serrinha gold deposit, Southern Amazonia, Brazil: hydrothermal alteration, fluid inclusion and stable isotope constraints on genesis and evolution. *Economic Geology*, 101:585-605.

- Paes de Barros A.J. 1994. *Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas de Peixoto de Azevedo - MT*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 145p.
- Paes de Barros A.J. 2007. Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 154p.
- Pinho M.A.S.B., Chemale-Jr F., Van Schumus W.R., Pinho F.E.C. 2003. U-Pb and Sm-Nd evidence for 1.76-1.77 Ga magmatism in the Moriru region, Mato Grosso, Brazil: implications for province boundaries in the SW Amazon Craton. *Precambrian Research*, 126(1) 1-25.
- Pirajno F. 1992. Hydrothermal mineral deposits. Principles and fundamental concepts for the exploration geologists. Berlin, Springer-Verlag, 709 p.
- Ramos G.S. 2011. *Características geoquímicas de plútons graníticos auríferos e estéreis da Província Aurífera de Alta Floresta (MT)*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 82p.
- Robb L. 2006. Introduction to ore-forming processes. Blackwel Publishing, Australia, p. 373.
- Rodrigues R.M. 2012. *Caracterização geológica e metalogenética do Depósito X1 – Província Aurífera de Alta Floresta, Região de Matupá (MT)*. Instituto de Geociências; Dissertação de Mestrado; 70p.
- Santos J.O.S., Silva L.C., Faria M.S.G., Macambira M. 1997. Pb-Pb single crystal evaporation isotopic study of the post-tectonic, sub-alkaline, A-type moderna granite (Mapuera Intrusive Granite), State of Roraima, northern Brazil. In: International Symposium on granites and associated mineralizations (ISGAM), 2, Salvador, Bahia, Extended abstracts and program, p. 273-275.

- Santos J.O.S. 2000. Os terrenos Paleoproterozóicos da Província do Tapajós e as mineralizações de ouro associadas. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, v.1, 208 p.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R., 2000, A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm- Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4): 453-488.
- Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann A., Moura M.A., McNaughton N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, 36:278-299.
- Santos J.O.S. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000 – 2006. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, 9, Belém, Anais, SBG Núcleo Norte, CD-ROM.
- Seedofortt E., Dilles J.H., Proffett Jr J.M., Einaudi M.T., Zurcher L., Stavast W.J.A., Johnson D.A., Barton M.D. 2005. Porphyry deposits: characteristics and origin of hypogene features. *Economic Geology 110th Anniversary volume*, p. 251-298.
- Siivola J. & Schmid R. 2007. Liste of mineral abbreviations. UGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks.
- Sillitoe R.H. 1979. Some thoughts on gold-rich porphyry copper deposits. *Mineralium Deposita*, vol. 14, pp. 161-174.
- Sillitoe R.H. 1991. Intrusion-related gold deposits. *In: Foster R.P. (ed.) Metalogeny and exploration of gold*. Ed. Blackie, London, pp. 164-209.
- Sillitoe R.H. 2000. Role of gold -rich porphyry models in exploration, *in S.G. Hagerman and P. H. Brown, eds. Gold in 2000, Reviews in Economic Geology*, 13: 311-346.
- Sillitoe R. H., 2008, Major gold deposits and belts of the North and South American Cordillera: Distribution, tectonomagmatic settings, and metallogenic considerations: *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 103, p. 663-687.

- Sillitoe R.H. 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, 105: 3–41.
- Silva G.H., Leal J.W.L., Montalvão R.M.G. 1980. Geologia. In: BRASIL.Ministério das Minas e Energia. Projeto RadamBrasil. Folha SC.21 – Juruena. Rio de Janeiro: RADAMBRASIL, 1980, p. 21-116. (Levantamento de Recursos Naturais, v. 20).
- Silva M.G. & Abram M.B. 2008. Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso. Goiânia, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 212p.
- Sinclair W.D. 2007. Porphyry deposits. In: Goodfellow, W.D. (ed.). *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 223-243.
- Souza A.M.M; Faria C.A.S.; Landim J.P.P.; Leal J.W.L. 1979. Projeto Mauel: Relatório de progresso. Belém, DNPM-CPRM, 46p.
- Souza J.P., Frasca A.A.S., Oliveira C.C. 2005. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta. Relatório Integrado. Brasília, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 164p.
- Stabile-Jr A. 2012. *Tipo e distribuição da alteração hidrotermal no depósito aurífero Pé Quente, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT)*. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 59p.
- Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Nutman A.P., Van Schmus W.R., Bettencourt J.S., Taylor, P.N. 1996. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro–Juruena Province (Amazonian Craton), and tectonic implications. *Intern. Geology Review*, v..38, n.2, pp. 1161-175.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3):174-182.

- Thompson J.F.H., Sillitoe R.H, Baker T., Lang J.R., Mortensen J.K., 1999, Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces: *Mineralium Deposita*, 34:323-334.
- Vila T. & Sillitoe, R.H., 1991. Gold-rich porphyry systems in the Maricunga belt, northern Chile. *Economic Geology*, vol. 86, p. 1238-1260.
- Vila T., Sillitoe R.H., Betzhold J., and Viteri E., 1991. The porphyry gold deposits at Marte, northern Chile. *Economic Geology*, vol. 86, p. 1271-1286.
- Vitório J.A. 2010. *A suíte granítica Teles Pires da Província Aurífera de Alta Floresta: Características petrográficas, geoquímicas e implicações metalogenéticas*. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Relatório PIBIC/CNPq; 20p.
- Wones D. R. (1989). Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks, *American Mineralogist*, 74, p. 744-749
- Xavier R.P. Assis R.R., Miguel-Jr E., Santos T.J.S., Paes de Barros A.J. 2011. Gold ± copper and gold-base metal deposits associated with granitic systems in the eastern sector of the Alta Floresta Province. In: 12º Simpósio de Geologia da Amazônia, Boa Vista, Roraima. CD-ROM.

