



NÚMERO: 449/2012
UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ROSANA MARA RODRIGUES

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E METALOGENÉTICA DO DEPÓSITO X1 –
PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA, REGIÃO DE MATUPÁ (MT).**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO APRESENTADA AO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA UNICAMP PARA
OBTENÇÃO DO TÍTULO DE MESTRE EM GEOCIÊNCIAS,
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS.

ORIENTADOR: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

CO-ORIENTADORA: Prof^a. Dra. Rúbia Ribeiro Viana

Este exemplar corresponde à versão final da dissertação
defendida pelo aluno, e orientado pelo
Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

Campinas / SP - 2012

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA POR
CÁSSIA RAQUEL DA SILVA – CRB8/5752 – BIBLIOTECA “CONRADO PASCHOALE” DO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
UNICAMP

R618c Rodrigues, Rosana Mara, 1983-
 Caracterização geológica e metalogenética do
depósito X1 – Província Aurífera de Alta Floresta, região
de Matupá (MT) / Rosana Mara Rodrigues--
Campinas,SP.: [s.n.], 2012.

 Orientador: Roberto Perez Xavier
 Coorientador: Rúbia Ribeiro Viana.
 Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual de
Campinas, Instituto de Geociências.

 1. Metalogenia. 2. Cratons. 3. Ouro – Minas e
Mineração – Alta Floresta (MT) 4. Alteração hidrotermal .
I. Xavier, Roberto Perez, 1958- II. Viana, Rúbia Ribeiro.
III. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de
Geociências. IV. Título.

Informações para a Biblioteca Digital

Título em ingles: Geological and metallogenic characterization of deposit X1 – alta floresta gold province, region Matupá (MT).

Palavras-chaves em ingles:

Metallogeny

Amazon cratons

Gold – Mines and mining – Alta Floresta (MT)

Hidrothermal alteration

Área de concentração: Metalogênese

Titulação: Mestre em Geociências.

Banca examinadora:

Roberto Perez Xavier (Presidente)

Jorge Silva Bettencourt

Lena Virginia Soares Monteiro

Data da defesa: 03-04-2012

Programa de Pós-graduação em Geociências



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS NA
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

AUTORA: Rosana Mara Rodrigues

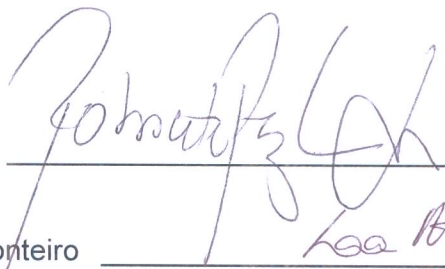
“Caracterização Geológica e Metalogenética do Depósito X1 – Província Aurífera de Alta Floresta, Região de Matupá (MT)”.

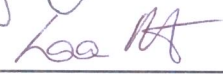
ORIENTADOR: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

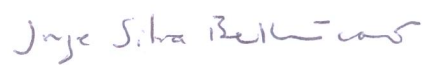
CO-ORIENTADORA: Profa. Dra. Rúbia Ribeiro Viana

Aprovada em: 03 / 04 / 2012

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Roberto Perez Xavier  - Presidente

Profa. Dra. Lena Virginia Soares Monteiro 

Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt 

Campinas, 03 de abril de 2012.

DEDICO...

À minha família (pais, irmãs e marido), que me apoiou, me incentivou e teve muita paciência quando eu já não tinha.

Em especial ao meu marido Fabio, que acompanhou tudo de perto e cedeu muito do nosso tempo juntos em prol deste trabalho.

À Rúbia por ter sempre me incentivado e acreditado em mim.

*"São nossas escolhas que revelam quem realmente
somos, muito mais que nossas qualidades".
(Alvo Dumbledore – J.K. Rowling)*

*“A alegria está na luta, na tentativa,
no sofrimento envolvido.
Não na vitória propriamente dita”.
(Mahatma Gandhi)*

AGRADECIMENTOS

Agradeço aqui a todos que, de forma direta ou indireta, me ajudaram a concluir este trabalho.

Primeiramente, agradeço a Deus sobre todas as coisas, sempre! Por ter iluminado meu caminho e ter me dado paciência, força e sabedoria para conseguir chegar ao fim de mais esta etapa da minha vida. Agradeço imensamente ao meu pai, Paulo Roberto Rodrigues; minha mãe, Vera Lúcia Stefano Rodrigues; minhas irmãs Allê Rodrigues e Letícia Rodriguez e meu sobrinho Adriano Marcelo V. Corbelino II, pois sem o apoio e o carinho destes não teria sido possível alcançar essa vitória. Em especial, ao meu marido Fabio José Longhi, que mesmo antes de eu saber o que queria, me incentivou e me deu coragem para prosseguir, me apoiando e dando todo o suporte necessário. Não deixo de agradecer também a minha prima Andreia Cristina Tavares de Mello que acreditou em minha capacidade, mesmo quando eu pensei que não conseguiria. Amo muito todos vocês, que sempre foram e continuam sendo, meu porto seguro para todos os momentos da minha vida.

Agradeço sinceramente ao meu grande orientador Prof. Dr. Roberto Perez Xavier, por ter acreditado em mim e neste projeto, pela enorme paciência e dedicação que teve em me mostrar de um novo ângulo “o que é a geologia”, e por todo o seu conhecimento e sabedoria divididos comigo durante o período deste trabalho.

Com carinho muito especial agradeço minha grande amiga, mãe de coração e co-orientadora, Prof^ª. Dra. Rúbia Ribeiro Viana, por todo apoio, incentivo, confiança e dedicação, dentro e, principalmente, fora da vida acadêmica. Lembrando que sem a sua insistência e indicação, eu não teria chegado até aqui. Com todo respeito e carinho devido, agradeço também ao meu amigo e tutor de muitas horas, Prof. PhD. Élvio Luiz Schelle, pela indicação e imensurável apoio, por sua constante disponibilidade em me ajudar e ensinar com muito bom humor e amizade, não somente durante esta dissertação, mas desde quando iniciei esta vida geológica, dividindo comigo seus enormes conhecimentos e experiências, com a humildade dos que sabem muito.

Meus agradecimentos à Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da Bolsa de Mestrado (Processo nº 132217/2010-4) e à Rio Novo

Mineração Ltda, em especial aos geólogos Júlio César Liz e Eduardo Henrique Rodrigues Pereira pelo acesso ao Depósito X1e pela disponibilidade de mão de obra que facilitaram os trabalhos de descrição de testemunho de sondagem e coleta de amostras, além da liberação de alguns dados referentes ao depósito X1.

Agradeço também a Jean A. Strapasson, pela paciência e esforço em me manter na equipe durante todo o período do mestrado, valorizando sempre meu trabalho profissional, demonstrando ser mais que uma líder, uma amiga.

Meus queridos amigos e companheiros do IG: José Henrique S. N. de Matos, Carolina Penteadto Natividade Moreto, Renan Leonel, Lucas Silva, Danilo Barbuena, Rafael Vasconcelos Teixeira, Matheus Fernando Ancelmi, Emanuel Amorer, Dailto Silva, Alice Bosco, Geraldo Sampaio, Rebeca Scaffuto, Sam W. Murphy e Marcos Alberto R. Vasconcelos; em especial, Rafael Rodrigues de Assis por toda a ajuda, suporte, revisões e esclarecimentos prestados; Emílio Miguel Júnior, Ethiane Agnoletto e Marcelo Galé, colegas antigos da geologia na UFMT que se tornaram bons amigos na UNICAMP; Carol Stolfi, pela cumplicidade e amizade, dia após dia, nos momentos de alegria e de angustia. Giseli Silva Ramos, pela disponibilização dos dados geoquímicos do seu TCC e Vêronica Godinho Trevisan, pela paciência e dedicação nos trabalhos de inclusões fluidas do depósito X1, agradeço a todos vocês de coração, por serem a minha família em Campinas.

Sou muito grata a toda equipe da Secretaria da Pós-Graduação, principalmente à Valdirene Pinitti e à Maria Gorete S.S. Bernardelli, por sempre terem solucionado minhas dúvidas e impasses durante o período deste trabalho, com total profissionalismo, dedicação e, principalmente, carinho e amizade, transformando o IG, em um ambiente harmônico e familiar.

Agradeço aos professores, Dr. Bernardino Ribeiro Figueiredo (IG-UNICAMP), Dra. Lena Virgínia Soares Monteiro (IG-UNICAMP) e Dr. Jorge Silva Betterncourt (IGc-USP) pelas sugestões e críticas, sempre construtivas, de suma importância para o melhoramento desta dissertação durante seu período de Qualificação e Defesa.

E finalmente, deixo um grande obrigado à Dra. Érica Tonetto pelo incentivo e paciência durante as análises no laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura - MEV.

Muito obrigada a todos.

BIOGRAFIA

Rosana Mara Rodrigues possui graduação em Geologia pela Universidade Federal de Mato Grosso (2006). Tem experiência com pesquisa e prospecção mineral, em particular para minério aurífero.

Durante a graduação realizou estágio no *Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM*, através do Centro de Integração Empresa Escola. Além disto, participou como bolsista do Programa Institucional de Bolsas de Iniciação Científica Convênio UFMT/CNPq, dos projetos de pesquisa: “SISTEMATIZAÇÃO E PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS DE DIAMANTE PARA CARACTERIZAÇÃO GEMOLÓGICA” e “CARACTERIZAÇÃO GEMOLÓGICA DOS DIAMANTES DO ESTADO DE MATO GROSSO, COM ENFÂSE AOS DEPÓSITOS DE JUÍNA”, sob a orientação da Prof^a. Dr^a. Rúbia Ribeiro Viana do Departamento de Geologia Geral/ICET/UFMT. Neste período foi contemplada com bolsa de iniciação científica pelo PIBIC/CNPq.

1. FORMAÇÃO ACADÊMICA / TITULAÇÃO

2010 – 2012: Mestrado em Geociências.

Universidade Estadual de Campinas, UNICAMP, Campinas, Brasil.

Título: CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E METALOGENÉTICA DO DEPÓSITO X1 – PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA, REGIÃO DE MATUPÁ (MT).

Orientador: Prof. Dr. Roberto Perez Xavier

Bolsista do: Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq)

2001 – 2006: Graduação em Geologia.

Universidade Federal de Mato Grosso, UFMT, Cuiabá, Brasil.

Trabalho de Conclusão de Curso (TCC): “CONTRIBUIÇÃO À GEOLOGIA A REGIÃO DE JUÍNA: CARACTERIZAÇÃO DOS TERRENOS DIAMANTÍFEROS E ESTUDOS PRELIMINARES DAS ROCHAS ADJACENTES”.

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Rúbia Ribeiro Viana

2. PRODUÇÃO BIBLIOGRÁFICA

- Rodrigues, R. M., Xavier, R. P., Viana, R. R., Assis, R. R. 2011. Mineralizações Auríferas associadas a sistemas graníticos da Província Aurífera de Alta Floresta: O caso do depósito X1, região de Matupá (MT). XII Simpósio de Geologia da Amazônia – Boa Vista/RR – CD-ROM.
- Assis, R.R., Xavier, R.O., Paes de Barros, A. J., Miguel-Jr, E. Teixeira, R. V., Barbuena, D., Rodrigues, R. M., Santos, T. J. S. 2011. Paragenetic evolution of the gold rich porphyry and polymetallic epithermal deposits of the eastern and portion of the Alta Floresta Gold Province (MT) Amazon Craton. XII Simpósio de Geologia da Amazônia – Boa Vista/RR – CD-ROM.
- Teixeira, R. V., Xavier, R. P., Rodrigues, R. M., Assis, R. R. 2011. Mineralizações auríferas associadas a sistemas graníticos na Província de Alta Floresta: o caso do Depósito João Oficial. XII Simpósio de Geologia da Amazônia – Boa Vista/RR – CD-ROM.
- Rodrigues, R. M.; Viana, R. R. 2006. Caracterização Sedimentar dos Terrenos Diamantíferos da Região de Juína. XLIII Congresso Brasileiro De Geologia, Aracaju. Geociências e as Sociedades do Futuro - v. único. 100p.
- Rodrigues, R. M.; Viana, R. R.; Weska, R. K. 2005. Análise Morfológica e Espectroscopia Raman de Diamantes da Região de Juína – Mato Grosso. In: XII Encontro de Iniciação Científica. Cuiabá (MT), v. 13, 75p.
- Rodrigues, R. M.; Viana, R. R. 2005. Estudo Morfológico Dos Diamantes Da Região De Juína Estado De Mato Grosso. In: IX Simpósio De Geologia Do Centro-Oeste, 2005, Goiânia. IX Simpósio De Geologia Do Centro-Oeste, p. 213-214.
- Rodrigues, R. M.; Viana, R. R. 2004. Características Mineralógicas De Alguns Kimberlitos E Avaliação Gemológica Preliminar De Diamantes De Juína, Estado De Mato Grosso. In: XII Encontro De Iniciação Científica, Cuiabá. XII Encontro De Iniciação Científica. Cuiabá: Doccenter, v. 12. p. 65.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	iv
EPÍGRAFE.....	v
AGRADECIMENTOS.....	vi
BIOGRAFIA.....	viii
SUMÁRIO.....	x
LISTA DE FIGURAS.....	xii
LISTA DE TABELAS.....	xvii
RESUMO.....	xviii
ABSTRACT.....	xx
1. INTRODUÇÃO	1
2. AMOSTRAGEM E MÉTODOS ANALÍTICOS.....	4
2.1. Trabalho de Campo.....	4
2.2. Petrografia.....	4
2.3. Difração de Raio X.....	5
2.4. Geoquímica.....	6
2.5. Inclusões Fluidas por Microtermometria.....	7
3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL DO SETOR LESTE DA PAAF.....	9
4. HISTÓRICO DE EXPLORAÇÃO E GEOLOGIA DO DEPÓSITO AURÍFERO X1.....	18
5. PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS HOSPEDEIRAS DO DEPÓSITO X1.....	23
5.1. Petrografia.....	23
5.2. Geoquímica do Granodiorito.....	29
6. ALTERAÇÃO HIDROTERMAL.....	35
6.1. Alteração Potássica.....	35
6.2. Alteração com Muscovita + Quartzo + Pirita.....	38

6.3. Alteração Propilítica.....	40
6.4. Carbonatação e Cloritização.....	40
7. MINERALIZAÇÃO AURÍFERA.....	43
8. GEOQUÍMICA DO MINÉRIO.....	48
9. INCLUSÕES FLUIDAS.....	52
9.1. Petrografia.....	52
9.2. Microtermometria.....	54
10. DISCUSSÕES.....	57
11. CONCLUSÕES.....	65
12. REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA.....	67

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapa de localização do lineamento Peru-Trairão mostrando os limites dos Grabens Caiabis (sul) e Cachimbo (norte). Notar as ocorrências auríferas concentradas preferencialmente ao longo deste alinhamento e os limites (modificado de Paes de Barros 2007).....**2**

Figura 3.1: Limites aproximados da Província Aurífera de Alta Floresta contendo a distribuição simplificada dos grandes domínios geológicos e a localização da área de ocorrência do depósito X1 (modificado de Paes de Barros 2007).....**10**

Figura 3.2: Mapa geológico simplificado do setor leste da PAAF (modificado de Miguel-Jr, 2011).....**17**

Figura 4.1: Mapa de localização simplificado da área do depósito X1.....**20**

Figura 4.2: Mapa simplificado da área do depósito X1, dando ênfase as zonas de intensa alteração hidrotermal e mostrando a localização dos furos de sondagem investigados nesse trabalho (prefixos FD e SEX). Modificado de Ianhez (2008).....**21**

Figura 4.3: Mapa simplificado com os principais lineamentos estruturais da região do Depósito X1. Modificado de Ianhez 2008.....**22**

Figura 5.1: Conjunto de furos de sondagem ao longo da seção 8886600N no depósito X1 ilustrando a litologia do depósito e as zonas de intensa alteração hidrotermal.....**24**

Figura 5.2: Feições macroscópicas do granodiorito no depósito X1: (A) Granodiorito porfirítico com fenocristais de plagioclásio imersos em matriz de granulação grossa a média. (B) Granodiorito de coloração bege e com manchas levemente rosadas, em particular nos cristais de plagioclásio, indicando leve alteração potássica (SEX1-52 – 100,70m). (C) Granodiorito em avançado estágio de alteração potássica contendo enclave de rocha máfica. Notar halo de reação (epidoto) entre enclave e granodiorito (SEX1-51 – 218,00m).....**25**

Figura 5.3: Diagrama Q-A-P mostrando a distribuição composicional modal dos litotipos hospedeiros do depósito X1. Campos conforme Streckeisen (1976). Losango azul = granodiorito e círculo vermelho = QFP.....25

Figura 5.4: Fotomicrografias (polarizadores cruzados) do granodiorito. (A) Cristal tabular subédrico de plagioclásio fortemente sericitizado com cristais anédricos de quartzo com forte extinção ondulante. (B) Ortoclásio levemente sericitizado exibindo geminação Carlsbad cercado por cristais de quartzo com extinção ondulante. (C - D) Cristais de ortoclásio exibindo, respectivamente, texturas pertítica e mirmequítica; (E) Textura poiquilítica representada por inclusões de plagioclásio e raramente quartzo e muscovita em ortoclásio; (F) Zircão prismático e zonado em associação com magnetita, biotita cloritizada e plagioclásio. FOTOMICROGRAFIAS: (A) = SEX1-31 - 47,13m; (B-C-E-F) = SEX1-51 - 124,26m e (D) = SEX1-52 - 106,55m.....27

Figura 5.5: Características petrográficas do quartzo-feldspato pórfiro (QFP) no depósito X1. (A) QFP com alteração potássica exibindo fenocristais de quartzo, freqüentemente bi-terminados (SEX1-01 - 226,50m); (B) Fotomicrografia (polarizadores cruzados) do QFP mostrando fenocristais de quartzo, por vezes bi-terminados, em uma massa composta essencialmente de quartzo, muscovita, plagioclásio e pirita (SEX1-51 - 257,15m); (C) Fotomicrografia (polarizadores cruzados) mostrando detalhe de fenocristal de plagioclásio exibindo macla albita e leve sericitização (SEX1-51 - 257,15m) e (D) Enclave com feições angulosas de QFP em granodiorito. Notar contato brusco e ausência de reação entre esses dois litotipos (SEX1-51 - 164,75m).....28

Figura 5.6: Definição das afinidades geoquímicas do granodiorito hospedeiro do depósito X1: (A) Índice de MALI (modified alkaline-lime): com base no índice de alcalinidade modificado (modified alkali-lim index - MALI) proposto por Frost et al., (2001); (B) Diagrama de índice de saturação em alumina (Índice ASI - aluminum saturation index), proposto por Maniar & Piccoli (1989); (C) Com base na classificação sugerida por Frost et al., (2001), as amostras analisadas posicionam-se no campo de rochas magnesianas e (D) Diagrama proposto por Irvine & Baragar (1971) para a subdivisão das séries alcalinas e sub-alcalinas.....30

Figura 5.7: Diagramas multielementares (spidergrams) normalizados em relação ao manto primitivo de McDonough & Sun (1995) das amostras analisadas do depósito X1.....31

Figura 5.8: Diagrama de ambiência tectônica propostos por Pearce et al., (1984). Abreviações: granito cordilheira oceânica (ORG), granitos intra-placa (WPG), granito de arco vulcânico (VAG) granitos syn-colisionais (Syn-colg).....**32**

Figura 5.9: Diagramas de discriminação tectônica de Schandl & Gorton (2002). Abreviação: MCA: Margem Continental Ativa.....**32**

Figura 5.10: Diagramas de discriminação tectônica propostos por Whalen et al., (1987).....**33**

Figura 5.11: (A) Diagrama K/Rb vs. SiO₂ proposto por Blevin (2004) para definir o grau de evolução magmática de suítes graníticas. ABREVIACÕES: NE: não evoluído; ME: moderadamente evoluído; FE: fortemente evoluído. (B) Diagrama proposto por Blevin (2004), para determinação do estado redox, das rochas. FeO * refere-se a todos Fe na amostra relatada como FeO. ABREVIACÕES: VSO -: muito fortemente oxidados, SO: fortemente oxidados, MO: moderadamente oxidada, MR: moderadamente reduzida, SR: fortemente reduzido.....**34**

Figura 6.1: Distribuição dos principais tipos de alteração hidrotermal que afetam os litotipos hospedeiros da mineralização aurífera no depósito X1 esquematizada com base nas sondagens ao longo da seção 8886600N.....**36**

Figura 6.2: Quadro paragenético da evolução do paleo-sistema hidrotermal do Depósito X1.....**37**

Figura 6.3: Alteração hidrotermal nos litotipos hospedeiros do depósito X1. (A) Granodiorito porfirítico com fenocristais de plagioclásio potassificado (SEX1-24 – 72,80m); (B) QFP porfirítico exibindo forte coloração avermelhada devido à alteração potássica com feldspato potássico (SEX1-01 – 125,30m); (C) Granodiorito porfirítico com aspecto manchado (flames) devido à alteração potássica com fenocristal de plagioclásio parcialmente alterado para feldspato potássico (SEX1-24 – 51,78m); (D) Granodiorito com alteração potássica e silicificação contendo nódulo de pirita maciça, porém sem teores significativos de ouro (SEX1-50 – 161,86m). Fotomicrografias (luz natural) de plagioclásio (E) e de feldspato potássico ígneo (F), ambos em avançado estágio de alteração potássica (SEX1-31 – 69,52Am e SEX1-51 – 124,26m, respectivamente).....**38**

Figura 6.4: Alteração hidrotermal nos litotipos hospedeiros do depósito X1. (A) Granodiorito com forte alteração potássica e parcialmente alterado para muscovita/sericita e quartzo (SEX1-31 – 280,60m); (B) Passagem gradual de QFP com forte alteração potássica para zona de intensa alteração com muscovita-quartzo-pirita (SEX1-24 – 223,57m); (C) QFP com alteração com muscovita-quartzo-pirita e, subordinadamente, agregados de calcopirita (SEX1-32 – 117,25m); (D) Alteração com muscovita, quartzo e pirita em granodiorito porfirítico. Notar cristais grossos de muscovita em matriz quartzosa e agregados de pirita (SEX1-19 – 102,95m); (E) Vênula e/ou bolsões de quartzo com lamelas centimétricas de muscovita com pirita maciça associada (SEX1-24 – 56,00m); (F) Zona com predominância de muscovita ($\pm$ sericita) + quartzo com nódulos de pirita de até 2cm (SEX1-01 – 91,00m); (G) Fotomicrografia (polarizadores cruzados) bolsões de quartzo, mostrando agregados policristalinos em zona de intensa alteração muscovita + quartzo (SEX1-31 – 69,52Bm) e (H) Fotomicrografia (polarizadores cruzados) de QFP com intensa alteração exibindo placas de muscovita fibro-radiada (FD44 – 213,25m).....**39**

Figura 6.5: Alteração hidrotermal nos litotipos hospedeiros do depósito X1. (A) e (B) Alteração propilítica que geralmente substituí biotita, magnetita e plagioclásio do granodiorito. Notar em (A) que os cristais alongados são de biotita, agora alterados para a clorita (FD44 – 281,25m). Em (B) o plagioclásio da matriz da rocha é parcial e/ou totalmente substituído por epidoto (FD44 – 286,20m); (C) *Substituição da biotita com a formação de pseudomorfos de clorita + rutilo + magnetita* (FD44 – 286,20m); (D) Epidoto euédrico associado a veio de quartzo com muscovita e clorita que corta o ortoclásio com texturas pertítica e mirmequítica (SEX1-52 – 106,55m); (E) Biotita em avançado estágio de cloritização, alterando-se para a variedade mais rica em ferro, conferindo-lhe uma coloração arroxeadada (SEX1-51 – 124,26m); (F) Cristal de hematita produto de alteração da magnetita associado com rutilo e clorita (FD44 – 281,25m); (G) Cristal tabular de plagioclásio saussuritizado, em estágio inicial de carbonatação com a formação de calcita (SEX1-52 – 91,73m); e (H) calcita intersticial com muscovita cloritizada associada (SEX1-51 – 142,37m). FOTOMICROGRAFIAS: C-H: polarizadores cruzados.....**41**

Figura 7.1: Figura 7.1: Perfis geológicos de quatro furos de sondagem pertencentes à seção 8886600N, sendo estes o SEX1-15; SEX1-01; SEX1-32 e SEX1-19. VALORES: azul = teor médio de ouro em g/t no intervalo litológico; vermelho: teor de Au (g/t) da amostra analisada...**44**

Figura 7.2: Diferentes modos de ocorrência dos minerais de minério na mineralização aurífera do depósito X1. (A) Intensa alteração com muscovita + quartzo contendo agregados de pirita grossa (SEX1-01 – 60,15m); (B) Pirita maciça com calcopirita subordinada e placas grossas de muscovita (SEX1-01 – 77,20m); (C) Veio de quartzo com muscovita e agregados de pirita com calcopirita associada (SEX1-32 – 95,60m); (D) Veio de quartzo leitoso com pirita maciça hospedado no QFP com alteração potássica (SEX1-51 – 270,35m); (E) Ouro muito fino incluído em cristais de pirita (SEX1-32 – 78,23m); (F) Imagens de elétrons retro-espalhados em microscópio eletrônico de varredura onde se tem ouro muito fino incluído em cristais de pirita, com presença de monazita (SEX1-32 – 78,23m); (G) Agregado de calcopirita com pirita e hematita associada (SEX1-15 – 115,80Am) e (H) Substituição da calcopirita por covelita (SEX1-32 – 78,23m). FOTOMICROGRAFIAS: F-G-H: luz refletida; E: imagem de elétrons retro espalhados.....**45**

Figura 7.3: Imagens de elétrons retro-espalhados em microscópio eletrônico de varredura da paragéneses do minério do depósito X1. (A) Pirita com inclusões de galena, esfalerita e monazita; (B) Molibdenita incluída na matriz com muscovita e quartzo e associada à pirita. (C) Cristal de fase constituída por tsumoita em paragéneses com pirita. (D) Fases constituídas por tsumoita ocorrendo no contato entre pirita e matriz com muscovita – quartzo e como inclusões na pirita. ABREVIACÕES: Tsu = tsumoita e Hes = hessita. IMAGENS: (A) SEX1-32 – 68,15m; (B) SEX1-19 – 80,15m e (C - D) SEX1-32 – 78,23m.....**46**

Figura 7.4: Espectros obtidos em MEV de fases minerais menores encontrados nas zonas mineralizadas do Depósito X1: (A) e (B) Ouro com concentrações em Ag na ordem de 28,30 e 21,90, respectivamente; (C) Tsumoite (BiTe); (D) Hessita (Ag₂Te).....**47**

Figura 8.1: Perfil geológico do furo de sondagem SEX1-32 com histograma de comparação do Au com outros metais: Ag, Cu, Pb e Bi em ppm. Fotos: (A) Intervalo de intensa alteração quartzo + muscovita + pirita, com agregados de pirita grossa de até 5cm de diâmetro; (B) Granodiorito potassificados com fenocristais de plagioclásio <3cm em estágio de potassificação; (C) Granodiorito de granulação fina potassificado; (D) Zona de intensa alteração quartzo + muscovita, com presença de nódulos arredondados de pirita < 2cm; (E) Veio de quartzo tardio com muscovita e pirita associada; (F) QFP com forte alteração a quartzo + muscovita + pirita e subordinadamente agregados de calcopirita e (G) QFP mostrando alteração potássica pervasiva e alteração a quartzo + muscovita + pirita seletiva.....**50**

Figura 8.2: Assinatura geoquímica do depósito X1 (Valores em ppm). (A) Ag versus Au; (B) Cu versus Au; (C) Bi versus Au; (D) Pb versus Au; (E) Zn versus Au e (F) Bi versus Ag.....**51**

Figura 9.1: Zonas com intensa alteração quartzo + muscovita + pirita: (A) Bolsões de quartzo em granodiorito, alterado hidrotermalmente. Note presença de muscovita grossa nas bordas do quartzo e cristais centimétricos de pirita (SEX1-31 – 69,52m) e (B) Veio de quartzo com presença pirita como cristais centimétricos e preenchendo fraturas (SEX1-31 – 73,85m).....**52**

Figura 9.2: Fotomicrografias dos diferentes tipos e modos de ocorrências das inclusões fluidas no depósito X1: (A) Detalhe de inclusão aquo-carbônica (tipo I). São inclusões de natureza trifásica: duas fases líquidas (H_2O e CO_2) e outra gasosa (CO_2); (B) Detalhe de inclusão aquo-carbônica (tipo I) em coexistência com inclusões aquosas bifásicas (tipo II) e (C) Populações de inclusões fluidas dos tipos I e II ao longo de microfraturas que se entrecortam.....**53**

Figura 9.3: (A) Esquema representativo de uma assembleia de inclusões dos tipos I e II. Notar o padrão aleatório na distribuição destas inclusões no interior do cristal de quartzo; (B) Esquema representativo de uma assembleia de inclusões dos tipos I e II (pseudosecundárias?). Notar o padrão de distribuição ao longo de microfraturas que se entrecortam em cristal de quartzo.....**54**

Figura 9.4: (A) Histograma para a salinidade (% peso eq. NaCl) para as inclusões do tipo I e II. (B) Histograma para a temperatura de homogeneização total (T_{htotal}) para as inclusões de tipos I e II.....**55**

Figura 9.5: Salinidade vs temperatura de homogeneização total (T_{htotal}) para as inclusões aquo-carbônicas (tipo I) e aquosas pobres em CO_2 (tipo IIa) e aquosas (tipo IIb) ilustrando possíveis evolução do regime de fluidos durante o desenvolvimento da zona da muscovita – quartzo e mineralização aurífera no depósito X1. Veja texto para maiores discussões.....**56**

Figura 10.1: Diagrama de fase para o sistema $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-KCl-HCl$ (para $P_{H_2O} = 1$ kbar), $dolog (mKCl+K+)/ (mHCl+H+)$ em função da temperatura, em que se observa a trajetória evolutiva e simplificada do sistema hidrotermal do Depósito X1. O caminho () reflete, respectivamente, maiores e menores razões $(KCl+K+)/ (HCl+H+)$. Diagrama extraído de Seedorff et al., (2005).....**58**

Figura 10.2: Modelo proposto para o sistema de circulação de fluidos e padrões da alteração hidrotermal para o depósito X1, considerando o ambiente em raiz de sistemas do tipo ouro pórfiro: (A) representação esquemática do padrão de circulação de fluidos sugerida para o depósito, a partir de uma câmara magmática em processo de ascensão para níveis crustais mais rasos; (B-D): Evolução temporal dos principais tipos da alteração hidrotermal. Neste contexto, as zonas mineralizadas apresentam íntima relação com a alteração do tipo quartzo+muscovita+pirita (greisen).....**60**

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1: Dados dos testemunhos de sondagem descritas do depósito X1.....	4
Tabela 3.1: Principais unidades geológicas do setor leste da PAAF e suas respectivas idades, modificado de Miguel-Jr. (2011).....	15
Tabela 5.1: Dados das análises geoquímicas incluindo elementos maiores, menores e traços das amostras do granodiorito hospedeiro do depósito X1.....	29
Tabela 8.1: Valores em ppm das análises químicas de testemunhos de sondagem do furo SEX1-32.....	36
Tabela 9.1: Dados das inclusões fluidas das zonas mineralizadas do depósito X1(Trevisan, 2012).....	57
Tabela 10.1: Quadro comparativo entre características do depósito X1 com modelos genéticos propostos preliminarmente.....	62



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E METALOGENÉTICA DO DEPÓSITO X1 – PROVÍNCIA AURÍFERA DE ALTA FLORESTA, REGIÃO DE MATUPÁ (MT).

RESUMO

Rosana Mara Rodrigues

Depósitos auríferos na Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), localizada no centro-sul do Craton Amazônico, extremo norte do Estado de Mato Grosso, geralmente hospedam-se em suítes graníticas geradas em ambiente de arcos magmáticos que se desenvolveram e se agregaram progressivamente no decorrer do Paleoproterozóico (1,98 Ga – 1,87 Ga). A mineralização aurífera nesses depósitos está comumente associada a sulfetos (dominantemente pirita) que ocorrem tanto disseminados quanto em veios de quartzo. Em especial na sua porção leste, essa província contém mais de uma centena de depósitos e ocorrências auríferas que se concentram ao longo de um cinturão de direção NW-SE, denominado informalmente de Peru-Trairão, na região correspondente aos municípios de Nova Santa Helena, Peixoto de Azevedo, Matupá, Guarantã do Norte e Novo Mundo (MT). Neste contexto, o depósito X1 (alvo deste trabalho) representa um dos principais exemplos neste setor da PAAF de mineralização aurífera sulfetada e disseminada em rochas graníticas.

Descrições de testemunhos de sondagem e estudos petrográficos no depósito X1 revelaram que o minério está hospedado em dois litotipos: (i) granodiorito fino a grosso e (ii) quartzo-feldspato pórfiro (QFP). Dados litogeoquímicos mostram que o granodiorito do depósito X1 representa um magmatismo cálcio-alcálico, de médio K, peraluminoso, magnésiano, moderado a fortemente oxidado e evoluído (granito tipo I). Entretanto, estudos geoquímicos no QFP não foram realizados em virtude da escassez de amostras sem ou com pouca alteração hidrotermal.

Ambos litotipos mostram-se afetados por ampla alteração potássica com feldspato potássico que comumente baliza as zonas mineralizadas do depósito e alteração com muscovita + quartzo + sulfetos. De forma bastante restrita, ainda ocorrem alteração propilítica distal à mineralização, além de cloritização e carbonatação. Nesse cenário, as zonas mineralizadas encontram-se espacial e geneticamente relacionadas à intensa alteração com muscovita + quartzo que oblitera as zonas de alteração potássica. O minério é caracterizado por concentrações significativas de pirita disseminada, frequentemente acompanhada por calcopirita, rutilo e hematita, e mostra teores de ouro entre 0,5 e 10 ppm. De modo mais restrito, essa mesma associação paragenética também é encontrada em veios de quartzo sulfetados, porém com menores teores de ouro (~0,2 ppm).

O ouro, frequentemente associado a minerais de Bi, Te e Ag, como tsumoíta e hessita, além de galena, monazita, esfalerita e apatita, possui concentrações de Ag que variam de 20% a 30% e ocorre como inclusões de 20µm na pirita. Adicionalmente, as zonas mineralizadas do depósito X1 exibem assinatura geoquímica representada por $Au + Ag + Bi \pm Cu$.

Estudos de inclusões fluidas em amostras de veios de quartzo $\pm$ pirita $\pm$ calcopirita $\pm$ muscovita provenientes da zona mineralizada do depósito X1 revelam a existência de dois tipos de fluidos. O tipo I é representado por inclusões aquo-carbônicas trifásicas à temperatura ambiente. Essas inclusões mostram baixa salinidade (6 a 9% eq. NaCl) e temperaturas de homogeneização total entre 251,6 e 297,4°C. Esses fluidos exibem variação no grau de preenchimento (40% - 95%) indicando aprisionamento heterogêneo, possivelmente por meio de imiscibilidade. O tipo II é representado por inclusões fluidas aquosas bifásicas à temperatura ambiente. São geralmente pobres em CO₂, de salinidade baixa a elevada (0 a 25% eq. NaCl) e mostram temperaturas de homogeneização total entre 68,4°C e 126,5.

A forte relação da alteração hidrotermal e mineralização aurífera associada com dois pulsos magmáticos (granodiorito e QFP) sugerem que o depósito X1 tenha se originado a partir de um sistema magmático-hidrotermal. A presença de estruturas (e.g. lineamentos NW e NE observados na área do depósito X1) podem ter promovido ou auxiliado uma maior circulação de fluidos provenientes da cristalização magmática e/ou permitido o acesso de fluidos externos (e.g. meteóricos?). A mineralização aurífera pode estar relacionada tanto à imiscibilidade de fluidos como à interação de fluidos magmáticos quentes, aquo-carbônicos, provenientes da cristalização do sistema

magmático local, com fluidos externos, mais frios e oxidantes. Esse mecanismo teria causado o resfriamento do sistema, intensificação da zona de muscovita e quartzo através da substituição progressiva do feldspato potássico e aumento da fO_2 (hematita estável) causando a precipitação do ouro.

Neste contexto, a íntima associação espacial com plútons graníticos oxidados, do tipo I, alojados em ambiente de arcos vulcânicos, os tipos e padrões da alteração hidrotermal assim como a associação paragenética do minério, sugerem que o depósito X1 possa estar geneticamente relacionado a sistemas magmáticos-hidrotermais similares aos sistemas do tipo ouro pórfiro, ricos em ouro, porém, pobres em cobre, similar aos depósitos de Maricunga (Chile) e La Colosa (Colômbia). O depósito X1 também poderia ser enquadrado no modelo IRGS (*intrusion-related gold systems*), pela forte associação do Au com minerais de Bi e Te, contudo, a natureza oxidada das hospedeiras graníticas e dos fluidos mineralizantes, presença de hematita no minério, assim como o extenso e zonado padrão da alteração hidrotermal, não se mostram coerentes com essa classe de depósitos auríferos.

Palavras-chaves: Metalogenia, Craton Amazônico, Província Aurífera de Alta Floresta, depósito X1, alteração hidrotermal, ouro pórfiro.



UNIVERSITY OF CAMPINAS
INSTITUTE OF GEOSCIENCE

ABSTRACT

**GEOLOGICAL AND METALLOGENIC CHARACTERIZATION OF THE DEPOSIT X1
ALTA FLORESTA GOLD PROVINCE, REGION MATUPÁ (MT).**

The Alta Floresta Gold Province (PAAF) is located in the southern sector of the Amazon Craton, northern sector of Mato Grosso state, and contains a series of gold deposits hosted by granitic suites generated in continental arc settings during the Paleoproterozoic (1.98 Ga – 1.87 Ga). Gold mineralization in these deposits is commonly associated with sulfides (dominantly pyrite) that occur disseminated in the host rocks, as well in quartz veins. Particularly in the eastern portion of this province, in the Nova Santa Helena, Peixoto de Azevedo, Matupá, Guarantã do Norte and Novo Mundo (MT) region, the great majority of these gold occurrences and deposits concentrate along a NW-SE-striking belt informally named Peru-Trairão. In this context, the X1 deposit (case study of this work) represents a prime example in this sector of the PAAF of disseminated gold - sulfide mineralization in granitic rocks.

Descriptions of drill core samples and petrographic investigations reveal that the gold mineralization at the X1 deposit is hosted by two granitic rock types: (i) fine to coarse-grained granodiorite and (ii) quartz-feldspar porphyry (QFP). Lithogeochemical data show that the granodiorite represents a calc-alkaline, medium K, peraluminous, magnesium, moderate to strongly oxidized and I-type magmatism. No geochemical data could be obtained for the QFP due to the lack of samples without or with little hydrothermal alteration.

Both rocks have been affected by pervasive potassic alteration with K-feldspar, which usually envelope the main orebodies and by muscovite + quartz + sulfide alteration. Propylitic alteration, generally distal to the mineralized zones, chloritization and carbonation, are very restricted alteration types. In this scenario, the mineralized zones are spatially and genetically related to intense muscovite + quartz alteration that overprints the potassic alteration. The mineralization is marked by significant concentrations of disseminated pyrite, often accompanied by chalcopyrite, rutile and hematite, with gold grades ranging from 0.5 to 10 ppm. More subordinately, the same paragenetic association is also found in quartz veins, but with lower gold grades (~ 0.2 ppm).

Gold is frequently found as inclusions of up to 20 μm in pyrite, often in association with Bi, Te and Ag-bearing minerals, such as tsumoite (Bi = 60% + Te = 40%), Bi + Mo, hessita (Ag = 63% + Te = 37%), as well as galena, monazite, sphalerite and apatite. Gold also contains Ag concentrations in the 20% - 30% range. As a consequence, the X1 deposit exhibits a geochemical signature represented by $\text{Au} + \text{Ag} + \text{Bi} \pm \text{Pb} \pm \text{Cu}$.

Fluid inclusion studies in quartz $\pm$ pyrite $\pm$ chalcopyrite $\pm$ muscovite veins from the mineralized zones reveal the existence of two types of fluids. The type I is represented by three-phase inclusions with aqueous-carbonic fluids of low salinity (6-9% eq. NaCl) and total homogenization varying from 251.6 to 297.4°C. These aqueous-carbonic fluids exhibit variation in the degree of fill (40% - 95%) which indicates heterogeneous entrapment, possibly by means of immiscibility. The type II is represented by two-phase CO_2 -poor aqueous fluids of low to high salinity (0-25% eq. NaCl) and total homogenization between 68.4 °C to 126.5.

The strong spatial relationship between the hydrothermal alteration types and the gold mineralization with two magmatic pulses (granodiorite and QFP) suggest that the deposit X1 may have developed from a magmatic-hydrothermal system. The presence of structures, such as the NW and NE lineaments observed in the X1 deposit area may have promoted a higher flow rate of magmatic fluids and/or allowed access of external fluids (e.g. meteoric?). The gold mineralization may be related both to fluid immiscibility and the interaction of magmatic fluids with colder and oxidizing fluids. This mechanism likely caused the development of the muscovite - quartz zone with the progressive cooling of the system, as well as increase in $f\text{O}_2$ (hematite stable) which may have caused the gold precipitation.

Collectively, the close spatial relationship with relatively oxidized (magnetite-bearing) I-type granitic plutons emplaced in a volcanic arc setting, the types and distribution of the hydrothermal alteration and the ore mineral association, suggest that the X1 deposit may be genetically linked to magmatic-hydrothermal systems similar to gold-only, Cu-poor porphyry systems, as those from the Maricunga belt (Chile) and La Colosa (Colombia). Despite containing some features also encountered in intrusion-related gold deposit class, such as the correlation of

Au with Bi and Te, the oxidized nature of the granitic host rocks and the conspicuous occurrence of hematite in the gold ore, seem not to be consistent with this gold mineral system.

Keywords: Metallogeny, Amazon Craton, Alta Floresta Gold Province, deposit X1, hydrothermal alteration, gold porphyry.

1. INTRODUÇÃO

Metais como Cu, Au, Mo, Sn e W formam mineralizações importantes que se associam espacial e geneticamente à colocação de suítes intrusivas de composição intermediária a félsica na crosta média e superior. A saturação de fases fluidas durante a cristalização do magma após a colocação desses corpos intrusivos mobiliza e concentra metais em sistemas magmático-hidrotermais e pode, como resultado, gerar depósitos de Cu-Au-Mo e Sn-W do tipo pórfiro (Sillitoe, 2010), Cu-Au do tipo skarn (Meinert, 1992), Sn-W em greisens (Pirajno, 2009) e Au associado a sistemas intrusivos (*i.e. intrusion-related gold systems*; Thompson *et al.*, 1999). A metalogênese e a natureza do depósito formado nesses sistemas magmático-hidrotermais dependem essencialmente do ambiente tectônico, composição, estado de oxidação e grau de evolução do magma, assim como da profundidade de sua cristalização na crosta (Blevin, 1995).

Mineralizações auríferas hospedadas em suítes graníticas são comuns no centro-sul do Cráton Amazônico como, por exemplo, na Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF), norte do Estado do Mato Grosso. Essa província consiste de sequências plutono-vulcânicas do Paleoproterozóico, que produziu aproximadamente 125 toneladas de ouro por atividade garimpeira em depósitos aluvionares e primários no período entre 1980 a 1998 (Lacerda Filho *et al.*, 2004; Paes de Barros, 2007). Particularmente no setor leste da PAAF, em especial nas regiões que incluem as cidades de Novo Mundo, Matupá, Guarantã do Norte, Peixoto de Azevedo/União do Norte, concentra-se um conjunto expressivo desses depósitos ao longo de um cinturão de direção NW-SE, com 30 km de largura e 140 km de extensão, informalmente denominado Peru – Trairão (Fig. 1.1). Este lineamento tem caráter transcorrente, cinemática predominantemente sinistral e natureza dútil a rúptil-dútil (Paes de Barros, 2007; Miguel Jr., 2011). Ao longo desse cinturão, uma grande parcela dos depósitos auríferos hospeda-se ou mostra associação espacial com suítes graníticas e menos frequentemente com vulcânicas de idade Paleoproterozóica (1,98 Ga – 1,87 Ga; Moura, 1998; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008). As suítes graníticas hospedeiras dessas mineralizações são predominantemente do tipo I, de afinidade sub-alcálica a cálcio-alcálica, metaluminosa a levemente peraluminosa, de médio a alto potássio, magnésiana a ligeiramente ferrosa e que variam em composição de tonalito-granodiorito a sienito-monzogranito (Moura, 1998; Paes de Barros, 2007; Assis, 2008; Silva & Abram, 2008). Segundo esses autores,

essas suítes teriam se alojado em ambiente de margem continental ativa a partir de magmas que interagiram com crosta arqueana a paleoproterozóica.

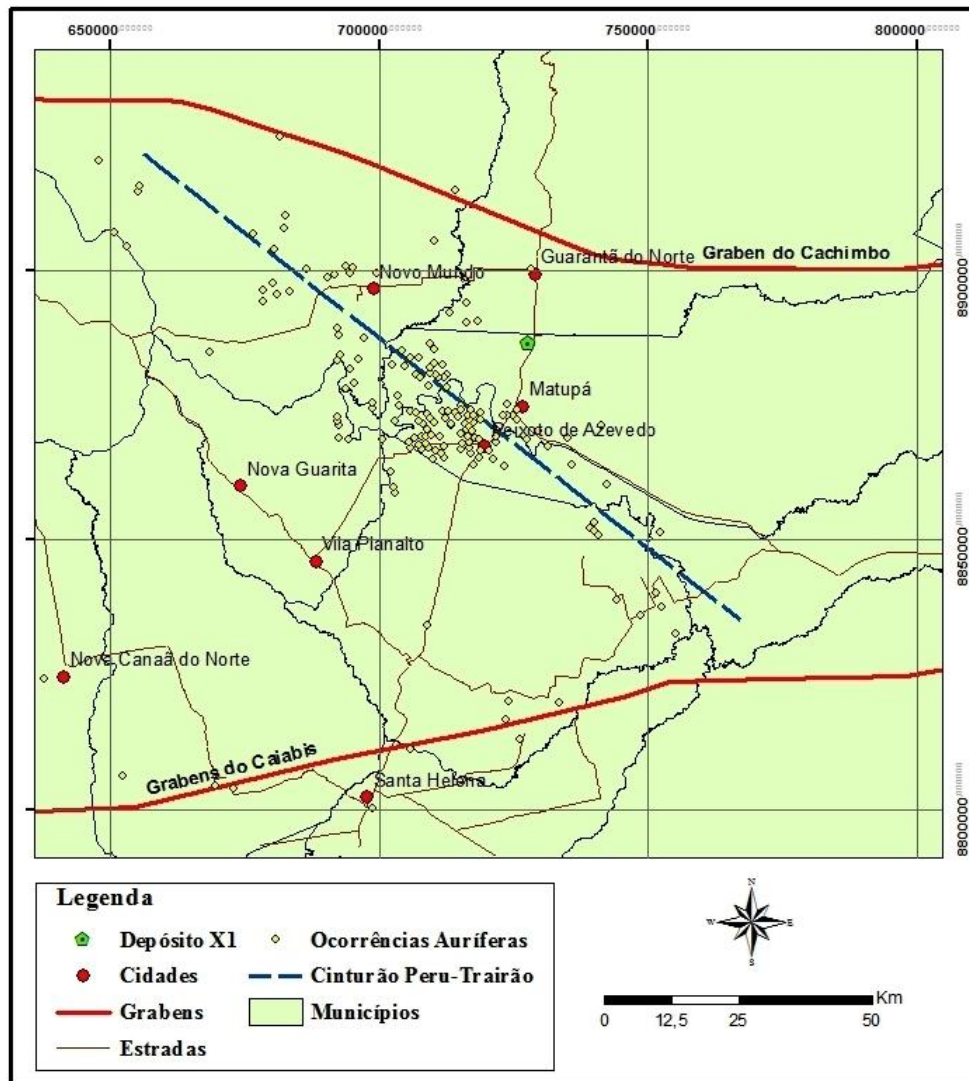


Figura 1.1: Mapa de localização do lineamento Peru-Trairão mostrando os limites dos Grabens Caiabis (sul) e Cachimbo (norte). Notar as ocorrências auríferas concentradas preferencialmente ao longo deste alinhamento e os limites (modificado de Paes de Barros, 2007).

Na grande maioria dos depósitos primários em rochas graníticas, as mineralizações auríferas ocorrem na forma de veio ou sistemas de veios sulfetados (*e.g.* Paraíba - Paes de Barros, 1994; Edú – Bizotto, 2004; Paes de Barros, 2007; Pombo - Biondi *et al.*, 2006), além dos depósitos: Buriti, Basílio, Dionísio, Luiz Bastos, Gringo, e etc, que possuem uma documentação geológica mais restrita. No entanto, um número mais reduzido de depósitos, a mineralização aurífera ocorre como disseminações de sulfetos na matriz de rochas graníticas fortemente

hidrotermalizadas, sendo representado principalmente pelos depósitos de Serrinha no plúton Matupá (Moura *et al.*, 2006), Luizão no plúton Novo Mundo (Abreu, 2004; Paes de Barros, 2007) e Pé Quente no plúton Pé Quente (Assis, 2011).

A associação espacial marcante com rochas graníticas sugere que a colocação desses corpos ígneos paleoproterozóicos foi essencial como fonte termal, de fluidos e possivelmente metais para a formação dos depósitos auríferos da PAAF, a partir do desenvolvimento de sistemas magmático-hidrotermais (Moura, 1998; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008; Assis, 2011). Nesse contexto, os depósitos auríferos no setor leste da PAAF, em particular os de natureza disseminada, têm sido comparados principalmente aos das classes dos depósitos do tipo ouro pórfiro (*i.e. porphyry gold*; Moura *et al.*, 2006; Assis, 2011) e ouro associado a sistemas intrusivos (*i.e. Intrusion-Related Gold Systems - IRGS*; Thompson *et al.*, 1999; Santos *et al.*, 2001; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008).

O presente trabalho tem como escopo contribuir para um melhor entendimento da gênese das mineralizações auríferas disseminadas, associadas a sistemas graníticos do setor leste da PAAF, subsídio essencial na elaboração de modelos genéticos e definição de controles que possam ser potencialmente utilizados na prospecção desses tipos de depósitos na província. Para isso, o depósito X1 localizado entre as cidades de Matupá e Guarantã do Norte e atualmente investigado pela empresa Rio Novo Mineração foi selecionado como estudo de caso. O depósito X1 constitui um dos principais exemplos no setor leste da PAAF de mineralização aurífera com sulfetos disseminados em rocha granítica. Nesse estudo ênfase é dado à petrografia das rochas graníticas hospedeiras, tipos e distribuição da alteração hidrotermal, paragênese do minério aurífero e inclusões fluidas do depósito X1. Coletivamente, esses dados permitem definir a evolução da alteração hidrotermal e do regime de fluidos na formação da mineralização aurífera, comparar com as características de outros depósitos similares da província (*e.g.* Serrinha, Moura, 1998 e Pé Quente, Assis, 2011), assim como avaliar e confrontar os modelos genéticos previamente propostos (ouro pórfiro *versus* IRGS).

2. AMOSTRAGEM E MÉTODOS ANALÍTICOS

2.1. Trabalho de Campo

Em trabalho de campo foram selecionados dez furos de sondagem rotativa diamantada para a descrição de testemunhos representantes dos principais litotipos hospedeiros da mineralização aurífera, dos tipos e distribuição da alteração hidrotermal e do minério aurífero do depósito X1. Desse conjunto, oito testemunhos de sondagens encontram-se ao longo do corpo principal, ao passo que outros dois cortam corpos secundários a sudoeste (SEX1-50) e sudeste (SEX1-52) do depósito (Tabela 2.1 e Fig. 4.2).

Tabela 2.1: Dados dos testemunhos de sondagem descritas do depósito X1.

Nome	Coordenada N	Coordenada E	Azimute	Ângulo	Prof. Total (m)
FD-44	8886618	727937	Vertical	90°	300,00
SEX1-01	8886597	727921	Vertical	90°	290,00
SEX1-15	8886600	727852	90°	55°	190,50
SEX1-19	8886599	728104	Vertical	90°	199,85
SEX1-24	8886578	728219	Vertical	90°	226,25
SEX1-31	8886503	728203	Vertical	90°	292,60
SEX1-32	8886593	727958	Vertical	90°	213,50
SEX1-50	8886010	727680	Vertical	90°	241,55
SEX1-51	8886600	727750	90°	55°	286,30
SEX1-52	8886100	728300	Vertical	90°	148,35

2.2. Petrografia

Foram selecionadas 29 amostras dos referidos testemunhos de sondagem em diversas profundidades, representantes dos litotipos, alteração hidrotermal e mineralização do depósito X1, para confecção de lâminas delgada-polidas.

O estudo petrográfico em microscópio ZEISS Axiphot e Leica DM-EP foi conduzido em vinte e nove lâminas delgadas - polidas de amostras das rochas graníticas hospedeiras com diversos graus de alteração hidrotermal, assim como em amostras representativas de setores mineralizados com altos e baixos teores de ouro. A petrografia foi complementada com o uso do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) Leo 430i com varredura digital e controlado por um programa de computador, fabricado pela Companhia Zeiss. Acoplado a ele há um espectrômetro de energia dispersiva (EDS) da Oxford Instruments para análises semi quantitativas. 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, do Laboratório de Microscopia Eletrônica do Instituto de Geociências (UNICAMP) que permitiu: (i) determinar fases minerais da paragénese

sulfetada não reconhecidas na petrografia convencional; (ii) ocorrência de possíveis zoneamentos composicionais nos sulfetos e silicatos (*e.g.* plagioclásio); (iii) presença de elementos-traço em sulfetos (*e.g.* Ag, As, Bi, Te e Ce); e (iv) definir os modos de ocorrência do ouro, assim como obter a sua composição química aproximada.

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

Ag = prata	Gn = galena	Py = pirita
Au = ouro	Hem = hematita	Qtz = quartzo
Bt = biotita	Mag = magnetita	Rt = rutilo
Cal = calcita	Mnz = monazita	Ser = sericita
Chl = clorita	Mo = molibdenita	Sp = esfalerita
Ccp = calcopirita	Ms = muscovita	Zrn = zircão
Cv = covelita	Or = ortoclásio	
Ep = epídoto	Pl = plagioclásio	

2.3. *Difração de Raio X*

Ainda para complementação do estudo petrográfico utilizou-se da difratometria de Raios X, com intuito de caracterizar as fases minerais (análises qualitativas) da rocha encaixante do depósito, buscando uma melhor classificação da mesma.

As análises de difração de raios X foram realizadas por Marcon (2010) no Laboratório de Preparação e Caracterização de Materiais do Instituto de Física Gleb Watagin–UNICAMP (LPCM – IFGW), por meio de um difratômetro Philips PW1050 na geometria Bragg-Brentano vertical, e um difratômetro X’Pert Philips MRD com geometria Brag-Brentano horizontal, ambos operando com tubos de Cobre ($\lambda=1,54\text{\AA}$). A caracterização das fases minerais (análises qualitativas) foi realizada utilizando-se do banco de dados do programa X’ Pert Highscore v1.0b, enquanto que o refinamento Rietveld, utilizado na quantificação das fases minerais identificadas, foi obtido a partir do programa de uso livre MAUD (*Materials Analysis Using Diffraction*), e dos arquivos de dados CIF (*Crystallographic Information File*) provenientes do COD (*Crystallography Open Database*). Maiores informações quanto à metodologia empregada nesta etapa podem ser encontradas em Marcon (2010).

2.4. Geoquímica

Para o desenvolvimento deste estudo geoquímico foram selecionadas cinco amostras representativas do granodiorito hospedeiro provenientes de testemunho de sondagem do depósito X1. Este método fora desenvolvidos apenas em amostras com pouca ou ausente alteração hidrotermal, e devido a este fato nenhuma amostra de QFP do depósito X1 foi analisada. O tratamento e análises destas amostras seguiram os padrões descritos a seguir:

Com o intuito de reduzir e/ou eliminar possíveis fontes de contaminação, realizou-se a remoção das porções intemperizadas das amostras. Em seguida essas amostras foram britadas em um triturador de mandíbula modelo *Pulverisette II*, da Fritsch e quarteadas. Este procedimento é repetido o número de vezes necessário para homogeneizar as amostras. Posteriormente, são encaminhadas para moagem em um moinho do tipo planetário. Estes procedimentos (britagem e moagem) foram realizados no Laboratório de Preparação de Amostras do IG/UNICAMP.

Após o término das etapas previamente descritas, as amostras foram enviadas para as análises no Laboratório ACME Labs no Canadá. O método analítico empregado foi ICPES (Espectrometria de Emissão por Plasma Indutivamente Acoplado) para elementos maiores e ICP-MS (Espectrometria de Massas com Fonte de Plasma Indutivamente Acoplado) para os elementos traço, a partir de alíquotas de 0,2 g de amostras previamente digeridas em solução nítrica diluída e fundidas com metaborato/tetraborato de lítio. Em posse dos resultados analíticos, os dados foram tratados utilizando o *software* Geochemical Data Toolkit (GCDKit).

Adicionalmente, análises geoquímicas disponibilizadas pela empresa Mineração Monte Alegre Ltda das zonas mineralizadas foram utilizadas para se verificar possíveis correlações do Au com outros metais (*e.g.* Ag, Cu, Pb, Bi) e a assinatura geoquímica do depósito. Essas análises foram efetuadas no laboratório ALS Chemex Brasil Ltda localizado no município de Vespasiano/MG.

A preparação das amostras para análises se deu em aproximadamente 600g de testemunho de sondagem pelo método PREP 31: registro da amostra no sistema de rastreamento, secagem, britagem de toda a amostra até 70% <2 mm (-10 mesh); quarteamento das amostras para obter aproximadamente 250 g; pulverização da subamostra a 85% < 75 microns (-200 mesh).

Depois de preparadas às amostras passam por dois procedimentos de análise química: (1) Au-AA26: Au por *fire assay* e análise de AAS, peso nominal da amostra de 50g, limites de

detecção 0,01 a 100 ppm e (2) ME-ICP61: Análise Multi-Elementar (35 elementos) por digestão ácida, lixiviação com HCL e análise por ICP-AES

2.5. *Inclusões Fluidas por Microtermometria*

Três amostras de testemunhos de sondagem (SEX1-31 = 198,30m; SEX1-51 = 270,36m e SEX1-19 = 80,15m) provenientes de veios de quartzo com muscovita e pirita que representam o estágio venular da mineralização aurífera no depósito X1, foram utilizadas para o estudo de inclusões fluidas neste depósito. A partir dessas amostras, três lâminas bipolidas (BP) foram confeccionadas para o estudo petrográfico com o objetivo de se identificar os principais tipos de inclusões fluidas no interior dos cristais de quartzo e suas formas de ocorrências. Nesse procedimento foram escolhidas para cada lâmina regiões com inclusões fluidas com dimensões adequadas e representativas do conjunto para posterior obtenção de dados microtermométricos. A petrografia foi realizada no Laboratório de Inclusões Fluidas do IG-UNICAMP em microscópio petrográfico convencional (Microscópio Óptico Zeiss – Modelo Axiophot) utilizando-se luz transmitida.

As medidas microtermométricas também foram efetuadas no Laboratório de Inclusões Fluidas do IG-UNICAMP em uma platina de aquecimento/resfriamento LINKAM THMSG 600 adaptada a um microscópio convencional LEICA® DMLP, no qual a calibração foi feita com inclusões fluidas sintéticas. O procedimento padrão foi congelar o fluido da inclusão seguido da elevação da temperatura a taxas controladas para a realização das medidas de temperaturas de mudanças de fases. Essa sistemática permitiu a definição da composição aproximada, salinidade, condições P-T e tendências evolutivas (*e.g.* ebulição, imiscibilidade ou mistura de fluidos) dos fluidos envolvidos na alteração hidrotermal e no processo mineralizante.

As temperaturas de mudanças de fase registradas foram:

a. Temperatura de Fusão do CO₂ (TfCO₂): indica presença de CO₂ no fluido, assim com a possível presença de outros voláteis (*e.g.* CH₄, N₂, H₂S, etc).

b. Temperatura do Eutético (Te): marca o aparecimento da primeira fase líquida aquosa após o congelamento completo do fluido da inclusão. Uma vez que cada sistema fluido possui uma Te característica, essas temperaturas fornecem indicação qualitativa sobre a composição da fase aquosa das inclusões no que se refere ao seu conteúdo de sais (Shepherd *et al.* 1985).

c. Temperatura de Fusão do Gelo ($T_{f_{\text{gelo}}}$): fornece a estimativa de salinidade em porcentagem em peso equivalente de NaCl em fluidos aquosos (Shepherd *et al.*, 1985). Os cálculos referentes à salinidade das inclusões do tipo II foram efetuados a partir da equação de Bodnar (2003):

- *Salinidade (% peso eq. NaCl) = $0,00 + 1,78x - 0,0442x^2 + 0,000557x^3$ (equação 01)*, onde x é a temperatura de fusão do gelo (negativa)

d. Temperatura de Fusão do Clatrato ($T_{f_{\text{clatrato}}}$): similar à $T_{f_{\text{gelo}}}$, também fornece estimativas da salinidade do fluido no caso de inclusões aquosas que contenham gases dissolvidos, como por exemplo, CO₂ (Diamond, 1990). Nesses casos, durante a etapa de congelamento da inclusão formam-se hidratos de gases ou clatratos (*e.g.* CO₂. nH₂O) que geralmente fundem a temperaturas mais elevadas que a do gelo. Dessa forma, valores de $T_{f_{\text{gelo}}}$ em inclusões aquosas com gases fornecem salinidades mais elevadas que a original devido a presença de clatratos que ainda retêm água após a fusão do gelo. Os cálculos referentes à salinidade desse tipo de inclusões foram efetuados a partir da equação de Diamond (1990):

- *Salinidade (% peso eq. NaCl) = $15,6151 - 0,03627x + 0,00164x^2 - 0,9491y - 0,00287xy - 0,00107xy^2 - 0,00222y^3$ (equação 02)*
(para inclusões que se homogeneízam para o estado gasoso).
- *Salinidade (% peso eq. NaCl) = $15,5131 + 0,065705x - 0,00778x^2 - 1,05135y + 0,02687xy - 0,04717y^2 + 0,00138xy^2 - 0,00411y^3$ (equação 03)*
(para inclusões que se homogeneízam para o estado líquido)
onde x é a corresponde a temperatura de homogeneização do CO₂ ($T_{h\text{CO}_2}$) e y a temperatura de fusão do clatrato ($T_{f_{\text{clatrato}}}$)

e. Temperatura de Homogeneização do CO₂ ($T_{h\text{CO}_2}$): esta temperatura foi obtida somente para inclusões fluidas contendo fase aquosa (H₂O líquida) e fases carbônicas (CO₂ líquido e CO₂ gás) denominadas de inclusões aquo-carbônicas. Marca o desaparecimento do CO₂ gás e fornece estimativas da densidade da fase carbônica das inclusões.

f. Temperatura de Homogeneização Total ($T_{h\text{total}}$): indica a temperatura mínima de aprisionamento do fluido e sua densidade total. Além disso, marca o momento em que a inclusão torna-se monofásica.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL DO SETOR LESTE DA PAAF

A Província Aurífera de Alta Floresta (Souza *et al.*, 2005), ou Província Aurífera Juruena-Teles Pires (Silva & Abram, 2008), consiste de uma área alongada de direção NW-SE no setor centro-sul do Cráton Amazônico. Este cráton corresponde a um segmento crustal estabilizado por volta de 1,0 Ga e limitado pelas Faixas Móveis neoproterozóicas de Tucavaca na Bolívia, Araguaia-Cuiabá e Tocantins, no Brasil (Tassinari & Macambira, 1999). Com aproximadamente 430.000 km² é considerado como uma das maiores áreas cratônicas do mundo, tendo como cobertura às bacias do Fanerozóico (Santos *et al.*, 2000), sendo dividido em dois escudos pré-cambrianos, o Escudo Guaporé e Escudo das Guianas, separados entre si pelas bacias do Solimões e Amazonas.

A PAAF se estende por mais de 500 km no norte do Estado de Mato Grosso, entre as nascentes do rio Peixoto de Azevedo, a leste e o rio Aripuanã, a oeste, constituída por uma sequência plutono-vulcânica de idade paleoproterozóica limitada a norte pelo gráben do Cachimbo, que a separa da Província Aurífera do Tapajós, e a sul pelo gráben dos Caiabis e pela Chapada Dardanelos (Fig. 3.1).

A depender do modelo geotectônico adotado, a PAAF é considerada como parte de diferentes províncias geocronológicas cujos limites temporais e espaciais diferem na compartimentação geotectônica do Cráton Amazônico. Nesse sentido, insere-se entre as Províncias Ventuari-Tapajós (1,95-1,8Ga) e Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga), na concepção de Tassinari & Macambira (1999), ou entre as Províncias Tapajós-Parima (2,03 Ga – 1,88 Ga) e Rondônia-Juruena (1,82 Ga – 1,54 Ga), no modelo de Santos *et al.*, (2000). Independente da compartimentação proposta, dados geológicos, geoquímicos e isotópicos indicam que as unidades plutono-vulcânicas que compõem essas províncias foram geradas em ambiente de arcos magmáticos que se desenvolveram e se agregaram progressivamente ao protocráton formado pela Província Amazônia Central no decorrer do Paleoproterozóico (Tassinari & Macambira, 1999; Souza *et al.*, 2005; Santos 2006; Silva & Abram, 2008).

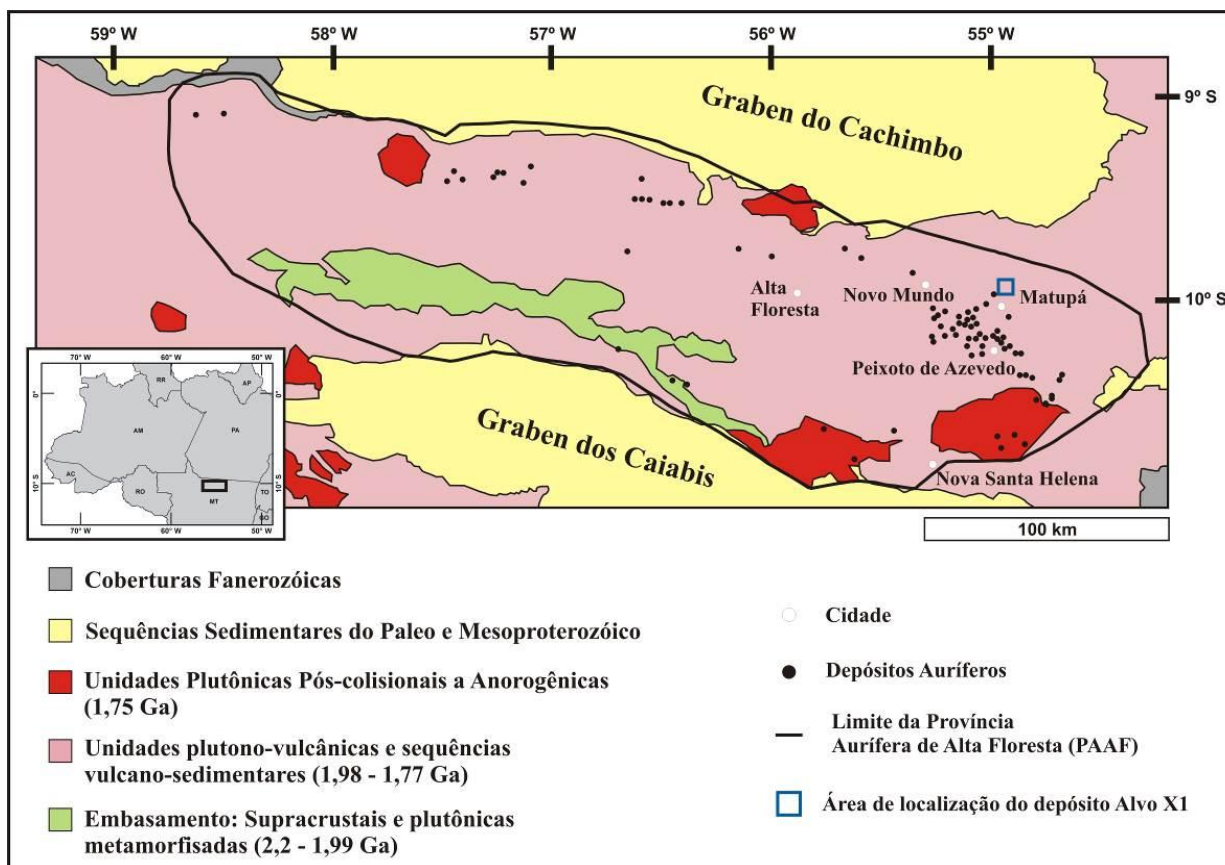


Figura 3.1: Limites aproximados da Província Aurífera de Alta Floresta contendo a distribuição simplificada dos grandes domínios geológicos e a localização da área de ocorrência do depósito X1 (modificado de Paes de Barros, 2007).

Apesar da CPRM no Projeto Metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires ter elaborado um mapa geológico para essa província na escala de 1:500.000, a geologia do setor leste da PAAF nesse trabalho será baseada em trabalhos de mapeamento geológico recentes na escala de 1:25.000 desenvolvido por Paes de Barros (2007) e Miguel-Jr (2011), onde reconhecem, neste setor, as unidades geológicas descritas a seguir (Tabela 3.1 e Fig. 3.2).

O embasamento no setor leste da PAAF geralmente corresponde a áreas fortemente arrasadas, sendo seus litotipos pobremente representados em função da escassez de afloramentos. O embasamento consiste essencialmente de gnaisses graníticos a tonalíticos, migmatitos, anfibibolitos e xistos cortados por granitóides de composição granítica a monzogranítica (Dardenne & Schobbenhaus, 2001; Pessoa *et al.*, 1977; Paes de Barros, 1994 e 2007; Moreton & Martins, 2005). Essas rochas ocorrem ao longo de estreitas, alongadas e descontínuas faixas associadas a zonas de cisalhamento transcorrente de direção geral NW-SE, zonas de falhamento N-S, ou englobadas por granitóides e rochas básicas (Moreton & Martins, 2005; Souza *et*

al., 2005). Datação U-Pb em zircão pelo método SHRIMP em ortogneisses graníticos revelou idade de 1.992 ± 7 Ma (Souza *et al.*, 2005), compatível com as idades U-Pb SHRIMP (2.005 ± 7 Ma) e U-Pb convencional (2.033 Ma), obtidas por Santos *et al.*, (1997) em rochas do Complexo Cuiú-Cuiú (1,99 Ga; Souza *et al.*, 2005) da Província do Tapajós. Paes de Barros (2007) distingue no embasamento ortogneisses tonalíticos que forneceram idades que variam de 2816 ± 4 Ma (Pb-Pb evaporação), em zircões de paleossoma, a 1984 ± 7 Ma (U-Pb zircão), além de TDM = 2,62 Ga e $\epsilon_{\text{Nd}}(1984) = -4,35$. Esses dados evidenciam de acordo com esse autor a presença de um embasamento heterogêneo e de caráter predominantemente crustal, com a idade arqueana correlacionável ao embasamento da Província Amazônia Central (*e.g.* Complexo Xingu) e a idade paleoproterozóica marcando um episódio de retrabalhamento.

A Suíte Intrusiva Pé Quente é caracterizada por uma suíte magmática, que inclui rochas de composição granítica equigranular a porfirítica, variando de diorito-monzodiorito a monzonito com magnetita, hornblenda e biotita. Estas unidades geralmente são truncadas por diques de vulcânicas básicas. O monzonito e o quartzo monzodiorito subordinado correspondem aos litotipos mais evoluídos estando diretamente associados às mineralizações auríferas no depósito Pé Quente. São rochas leucocráticas ($0,68\% < M < 9,3\%$), isotrópicas, cinza esbranquiçadas, não magnéticas e de granulação média a grossa. Pequenas cavidades (*vugs*) com diâmetro de até 0,5 cm e formato irregular são muito comuns e possivelmente correspondam a feições de escape de gases. Essas rochas apresentam matriz holocristalina e inequigranular, textura granular hipidiomórfica e são composta por plagioclásio, feldspato potássico e quartzo. Apatita e zircão ocorrem como fases acessórias, enquanto que rutilo e hematita como fases secundárias (Assis, 2011). Conforme Ramos (2011) esta suíte apresenta afinidade com granito do tipo I, metaluminoso à peraluminoso, magnésiano a levemente ferroso, moderadamente evoluído.

O Granito Novo Mundo foi definido por Paes de Barros (2007) como uma intrusão com dimensões aproximadas de 12 x 5 km, alongada segundo a direção W-NW, coincidente com a direção dos principais lineamentos regionais. Essa intrusão está subdividida em dois setores: (i) norte, onde predomina monzogranito, com granodiorito e sienogranito subordinados, e múltiplos diques de gabro e diorito; e (ii) sul, que hospeda mineralizações de ouro - sulfetos disseminados com sienogranito predominante e monzogranito, quartzo monzonito e monzonito subordinados. Em geral, esses litotipos possuem textura equigranular fina a média, leucocrática, não magnética. A forma alongada deste corpo, associado à presença de incipiente, mas persistente

orientação da matriz dada por cristais de quartzo recrystalizados e orientados sugere que seu alojamento deva ter ocorrido com controle estrutural, sob regime de tensões. Mostra similaridades com granitos do tipo I, calcio-alcálico, altamente fracionado, félsico, de médio a alto K, levemente reduzido a moderado oxidado (titanita). Apenas os litotipos do setor sul foram datados, fornecendo idade SHRIMP U-Pb em zircão de 1956 ± 12 Ma (monzonito) e idades Pb-Pb (evaporação de zircão) de 1970 ± 3 Ma (monzogranito) e 1964 ± 1 Ma (sienogranito) (Paes de Barros, 2007).

De idade ainda desconhecida, o Granito Flor da Mata corresponde a um corpo intrusivo isolado a nordeste da cidade de Novo Mundo/MT, definido anteriormente como pertencente a Suíte Intrusiva Teles Pires (TP1 de Paes de Barros, 2007). Essa intrusão consiste essencialmente de monzogranito com cristais de quartzo leve a fortemente orientados. Ramos (2011), de acordo com dados litogeoquímicos, define que esses granitos são do tipo I, cálcio-alcálico a álcali-cálcico, metaluminoso a peraluminoso, moderadamente evoluído. Esta autora, em função das características petrográficas e geoquímicas do Granito Flor da Mata serem similares ao do Granito Novo Mundo, propõe que este plúton seja considerado temporalmente equivalente ao Granito Novo Mundo (1970 ± 3 Ma e 1964 ± 1 Ma).

O Granito Aragon corresponde a um corpo granítico alongado (19 x 5 km) na direção NE-SW, aflorando a sudoeste da cidade de Novo Mundo, MT. É constituído por sienito a monzogranito, de granulação fina a média, isotrópico, equigranular e apresenta fácies que vão de porfirítica a fanerítica média a fácies microgranítica. Com relação ao caráter litogeoquímico, são granitos pós-colisionais cálcio-alcálicos de alto potássio, metaluminosos à levemente peraluminosos (Vitorio, 2010). Na porção norte e nordeste deste corpo granítico existem uma dezena de depósitos auríferos parcialmente explorados pela atividade garimpeira. As cavas estão dispostas segundo a direção NW (porção norte) e N-S (porção nordeste). Estes depósitos em sua maioria são do tipo filoneano e são controlados estruturalmente por zonas de cisalhamento transcorrentes de cinemática sinistral (Miguel-Jr, 2011).

O Granito Nhandu, tal como descrito por Moreton & Martins (2005) e Souza *et al.* (2005), consiste em magnetita-biotita monzogranito e sienogranito de afinidade cálcio-alcálica, com enclaves de diorito a quartzo-monzodiorito, além quartzo sienito fino e granofírico subordinado. São rochas metaluminosas a peraluminosas, álcali-cálcicas e cálcio-alcálicas, subalcálicas, de médio K e enriquecidas em FeO_t (Souza *et al.*, 2005; Paes de Barros, 2007). Segundo Silva &

Abram (2008), seu ambiente tectônico é interpretado como pós-colisional a intra-placa, porém Paes de Barros, (2007) ainda relata uma tendência geoquímica de granitoides de arcos magmáticos a granitos intra-placa. A idade do granito Nhandu foi estabelecida entre 1.889 ± 17 Ma e $1.879 \pm 5,5$ Ma (U-Pb em zircão), com idades modelo entre 2,14 e 2,17 Ga, e $\epsilon_{Nd(t)}$ de -0,91 (Silva & Abram, 2008). Esse plúton contém algumas mineralizações auríferas primárias associadas a sulfetos, principalmente pirita, a exemplo dos garimpos Natal e Trairão (Paes de Barros, 2007 e Miguel-Jr, 2011).

A Suíte Intrusiva Matupá, segundo Moura (1998), Moreton e Martins (2005) e Souza *et al.* (2005), apresenta quatro *fácies*: (1) biotita granito e biotita monzogranito; (2) monzogranito – monzodiorito com biotita e hornblenda; (3) monzogranito – monzodiorito com clinopiroxênio e hornblenda; e (4) granito, biotita granito e monzogranito com microgranito e granófiro subordinados, mostrando textura porfíritica, rapakivi e anti-rapakivi. As *fácies* 1 e 2 comumente hospedam mineralizações auríferas, sendo o Depósito de Serrinha o exemplo melhor investigado (Moura *et al.*, 2006). Os dados litogeoquímicos obtidos por Moura (1998) e Souza *et al.* (2005) sugerem que essa suíte representa uma manifestação plutônica de composição cálcio-alcalina, metaluminosa a peraluminosa semelhante aos granitos tipo I. Uma idade Pb-Pb em zircão de 1.872 ± 12 Ma foi obtida em rochas da *fácies* 1, além de idades modelo (T_{DM}) entre 2,34 e 2,47 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ que variam de -2,7 a -4,3 (Moura, 1998). Idades T_{DM} similares entre 2,15 e 2,34 Ga e intervalo distinto de $\epsilon_{Nd(t)}$ (-0,98 e +3,04) foram relatados por Souza *et al.*, (2005) e Silva & Abram (2008).

Aflorando nas proximidades da cidade de Peixoto de Azevedo/MT, ocorre o Granito Peixoto, que constitui um plúton granítico intrusivo em rochas do embasamento (Fig. 3.2), tendo sido denominado de Granito Juruena (Paes de Barros, 1994) ou considerado pertencente à Suíte Intrusiva Matupá (Lacerda Filho *et al.*, 2004). Segundo Paes de Barros (2007), essa unidade compreende biotita monzogranito, biotita granodiorito com hornblenda e biotita tonalito, leucocráticos, isotrópicos, equigranulares a porfíricos, com cristais centimétricos de plagioclásio zonado. Enclaves alongados de diorito são comuns. O Granito Peixoto é metaluminoso a levemente peraluminoso, álcali-cálcico a cálcio-alcalino de médio potássio e magnesiano. Datação Pb-Pb em zircão de biotita monzogranito resultou em idade de cristalização de 1792 ± 2 Ma (Paes de Barros, 2007).

A Suíte Intrusiva Teles Pires compreende uma associação de rochas plutônicas e subvulcânicas, constituída de biotita granito de coloração vermelho tijolo, de granulação média a grossa, equigranular a localmente porfirítica, sendo comum a presença de texturas *rapakivi* e anti-*rapakivi* (Souza *et al.*, 2005). É frequente a ocorrência de microgranito e granófiro. Dados geoquímicos e geocronológicos definem essa suíte intrusiva como formada em um episódio extensional, pós-colisional, entre 1,78 e 1,76 Ga (Silva & Abram, 2008). Além disso, dados isotópicos fornecem T_{DM} de 1,94 a 2,28 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ de -3,4 a +3,0 que indicam magmas de origem mantélica, com forte envolvimento de material crustal e fonte de idade paleoproterozóica (Santos, 2000; Pinho *et al.*, 2003; Silva & Abram, 2008).

Uma sequência sedimentar clástica, denominada Grupo Caiabis (Formação Dardanelos), de provável idade mesoproterozóica, recobre em discordância erosiva parte das unidades plutono-vulcânicas no setor leste da PAAF. Essa sequência é representada por arenito e arenito arcoseano, de granulometria média, com frequentes níveis conglomeráticos (Souza *et al.*, 2005, Moreton & Martins, 2005). Essas coberturas apresentam estratificações plano-paralelas e cruzadas acanaladas interpretadas como um sistema de leques aluviais de rios entrelaçados (Moreton e Martins, 2005). Leite & Saes (2003) efetuaram datações em zircão (U-Pb) extraído de conglomerados basais da margem do Rio do Peixe, atribuídas a esta unidade e encontraram idades entre 1.987 ± 4 Ma a 1.377 ± 13 Ma. Esta última é, portanto, a idade máxima para o início de deposição desta unidade.

Nesta região ainda há ocorrência de sedimentos de idade recente (Quaternário) ao longo dos principais canais de drenagem constituídos essencialmente de fragmentos de rochas, cascalhos, areias, siltes e argilas (Souza *et al.*, 2005). Esses autores ainda subdividem em dois tipos de depósitos formados por esses sedimentos: (i) depósitos relacionados à paleocanais que constituem verdadeiros paleoterraços e de pequena expressão areal; e (ii) aluvionares mais extensos e formados pelo rios Peixoto de Azevedo, Peixotinho I e II, Braço Norte, Braço Dois e Córrego Batistão. No geral ambos os tipos de depósitos são ou foram portadores de ouro (Souza *et al.*, 2005).

Tabela 3.1: Principais unidades geológicas do setor leste da PAAF e suas respectivas idades, modificado de Miguel-Jr. (2011).

DOMÍNIOS GEOLÓGICOS	UNIDADES GEOLÓGICAS	IDADES	REFERÊNCIAS
Sequências Sedimentares	Depósitos Aluvionares (areias, siltes, argilas e cascalhos)	Quaternário	-----
	Coberturas Detrito-Lateríticas (sedimentos areno-siltico-argiloso mal selecionados e imaturos, laterizado e/ou ferruginoso)	Quaternário	-----
Unidades Plutônicas Pós-Colisionais e Anorogênicas	Suíte Intrusiva Teles-Pires (álcali granitos, granitos porfiríticos e granófiros. Vulcânicas: riolitos, riodacitos, dacitos, andesitos, tufos, brechas e ignibritos)	1759 Ma (U/Pb)	Santos, 2000; Pinho <i>et al.</i> , 2003; Silva & Abram, 2008.
Unidades Plutono-Vulcânicas e Sequências Vulcano-Sedimentares	Granito Peixoto (biotita monzogranito e biotita granodiorito com hornblenda e biotita tonalito)	1792 Ma (Pb/Pb)	Paes de Barros, 2007
	Suíte Intrusiva Matupá (biotita-granito, biotita-monzogranito, hornblenda-monzogranito, biotita-hornblenda monzonito, hornblenda-monzodiorito, granito e monzogranito)	1872 ± 12 Ma (Pb/Pb)	Moura, 1998
	Granito Nhandú (vulcânicas e subvulcânicas ácidas e intermediárias)	1889 ± 17 Ma e 1879 ± 5,5 Ma (U/Pb)	Silva & Abram, 2008
	Granito Aragão (sienogranitos, monzogranitos de cor avermelhada com fácies granítica porfirítica a fanerítica média e fácies microgranítica)	1931 Ma (U/Pb)	Miguel-Jr, 2011
	Granito Flor da Mata (monzogranito, quartzo levemente orientados)	Indeterminada (correlacionada ao Granito Novo Mundo)	Ramos, 2011
	Granito Novo Mundo (NMn: monzogranitos, granodioritos e sienogranitos. NMs: sienogranitos)	1956 a 1970 Ma (U/Pb e Pb/Pb)	Paes de Barros, 2007
	Suíte Intrusiva Pé Quente (granitos, monzogranodioritos, tonalitos)	1979 Ma (U/Pb)	Miguel-Jr, 2011
Embasamento: Supracrustais e Plutônicas metamorfisadas	Granitóides (cálcio-alcalinos de composição quartzo diorítica, tonalítica a granodiorítica, incipiente orientação de biotita e hornblenda)	1998 Ma (Pb/Pb)	Paes de Barros (não publicado)
	Gnaisses e Migmatitos (anfíbolitos e ortogneisses de composição monzonítica, tonalítica e granítica, parcialmente migmatizados)	1992 a 2816 Ma (U-Pb)	Paes de Barros, 2007

Em termos tectono-estruturais Barros (1994) e Barros *et al.* (1999), em trabalhos de mapeamento na região de Peixoto de Azevedo/MT, descrevem a presença de zonas de cisalhamento, transcorrentes, com movimentação sinistral, anastomosadas, orientadas na direção N-NW, as quais foram interpretadas como subordinadas a estruturas regionais, alinhadas na direção E-W. Esses autores ainda verificaram que, importantes mineralizações auríferas da região estavam alojadas em bandas de cisalhamento e estruturas extensionais, geradas durante a evolução da deformação progressiva, ao longo de zonas de cisalhamentos, e registraram ainda a presença de um sistema NE-SW, de natureza rúptil.

Miguel-Jr (2011), em análise estrutural no setor leste da PAAF, particularmente em depósitos auríferos concentrados ao longo do lineamento Peru-Trairão (direção NW-SE), define quatro sistemas estruturais, que são: (i) Sistema Novo Mundo: regime dúctil (WNW-ESE e N-S) e rúptil (NW-SE); (ii) Sistema Flor da Serra: regime rúptil NNE-SSW e WNW-ESE; (iii) Sistema Peixoto: regime dúctil a rúptil N-S, NE-SW e NW-SE, onde as estruturas N-S aparentam ser as mais antigas e hospedam os depósitos Paraíba, Buriti, Gilmar, Aniceto e Luiz Bastos; (iv) Sistema União do Norte: regime dúctil E-W e rúptil NE-SW. Esse autor ainda propõem que nestes sistemas os principais depósitos do tipo filoneano são controlados por zonas de cisalhamento (*e.g.* Aragão, Buriti, Paraíba, Carrapato, Alemães, etc.), e concordantes com a foliação das encaixantes adjacentes, embora existam exceções (*e.g.* Chico, Aniceto, etc.).

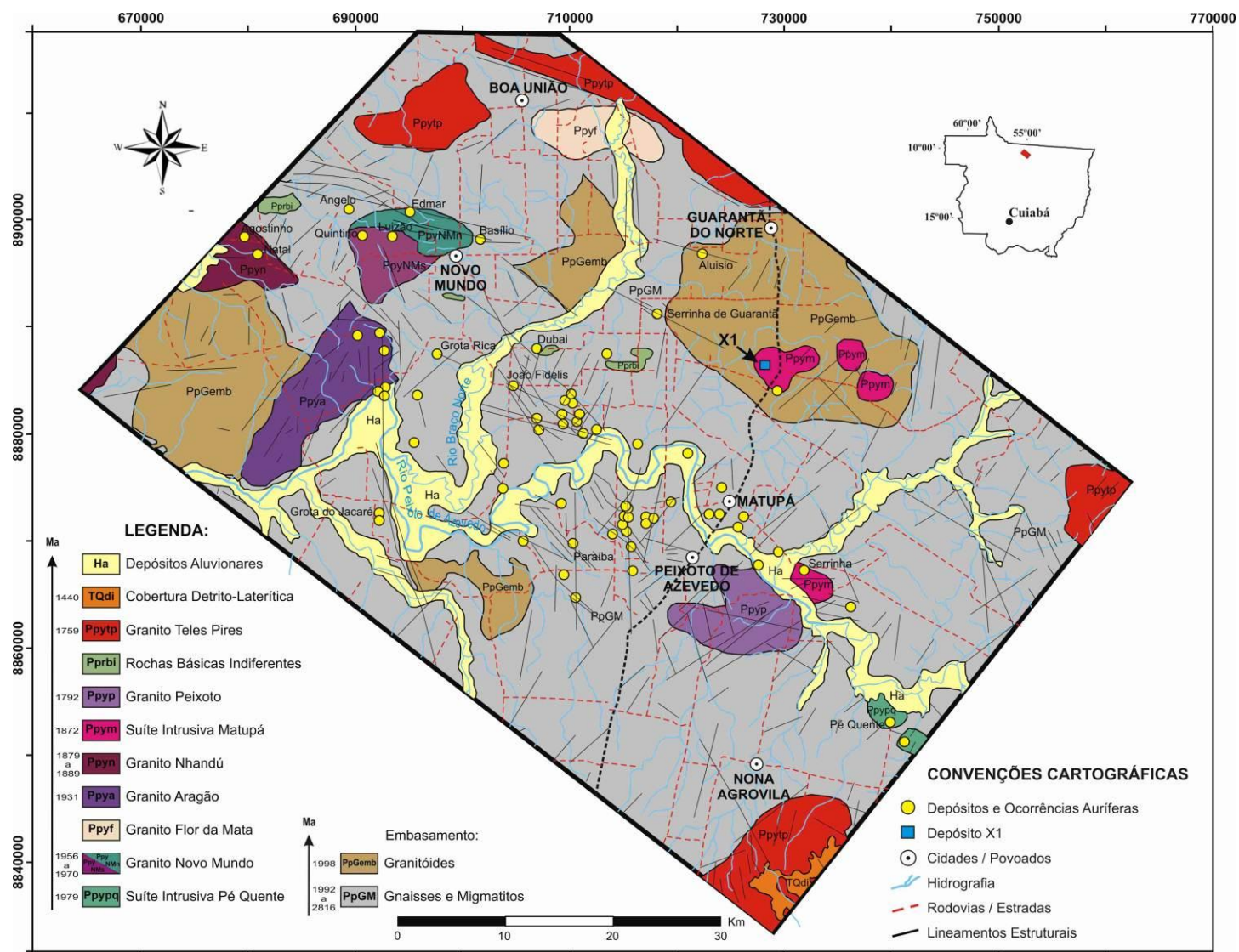


Figura 3.2: Mapa geológico simplificado do setor leste da PAAF (modificado de Miguel-Jr, 2011).

4. HISTÓRICO DE EXPLORAÇÃO E GEOLOGIA DO DEPÓSITO AURÍFERO X1

O depósito aurífero X1 localiza-se no norte do estado do Mato Grosso, entre as cidades de Matupá (~10 km para norte) e Guarantã do Norte (~13 km para sul), em domínios da Fazenda Simioni. Seu extremo leste é balizado pela BR163, rodovia Cuiabá-Santarém, com entrada nas proximidades do km 710, cerca de 70 km a sul da divisa com o estado do Pará (Fig. 4.1). A área deste depósito consiste de três morros intensamente afetados por processos hidrotermais, onde o morro principal com aproximadamente 60 m de desnível, apresenta a maior concentração de minério aurífero (Fig. 4.2).

A região que engloba este depósito começou a ser colonizada no início da década de setenta quando o governo federal, através da Superintendência de Desenvolvimento da Amazônia (SUDAM) e Superintendência de Desenvolvimento do Centro-Oeste (SUDECO), deram incentivos a grupos e pessoas para implantarem projetos de colonização. O resultado foi o surgimento de pequenas vilas e aglomerados que se transformaram em cidades com boa infraestrutura, tais como Alta Floresta, Peixoto de Azevedo, Matupá e Guarantã do Norte, dentre outras.

No final da década de setenta e até meados da década de 90 esta região foi palco de uma intensa corrida em busca do ouro, através principalmente da garimpagem do tipo aluvionar, com produção estimada no período de 125 t de ouro.

No ano de 2002, a VALE com base nos trabalhos realizados nos projetos “RADAMBRASIL” e “Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral de Alta Floresta”, e utilizando-se do mapa aerogamaespectrométrico (DNPM, 2001) iniciou pesquisa mineral na região do depósito X1, dentre várias outras áreas. Além dos trabalhos de geoquímica de solo, aerogeofísica e geofísica terrestre, em setembro de 2003, teve início a sondagem rotativa diamantada que se prolongou até janeiro de 2004, sendo perfurados 3.190 m, num total de 18 furos de sondagem concentrados principalmente nas bordas do morro principal do depósito X1, tendo como resultado somente rochas com mineralização incipiente (Ianhez, 2008).

Em 2007, a VALE passou a concessão desta área para a Mineração Monte Alegre, pertencente ao grupo Mineração Santa Elina Ltda, a qual inicia nova campanha de sondagem exploratória, tendo duração até setembro de 2008, onde foram efetuadas 61 sondagens rotativas,

totalizando 13.579,59m (Ianhez, 2008). Mais recentemente, a continuidade e expansão da pesquisa estão sendo efetuada pela empresa Rio Novo Mineração.

Segundo trabalhos realizados pela CPRM na escala 1:500.000 no âmbito do projeto Metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso (Moreton & Martins, 2005; Souza *et al.*, 2005; Silva & Abram, 2008) e com base no mapa geológico na escala 1:25.000 produzido por Miguel-Jr (2011) e adotado nesse trabalho (Fig. 3.2), o depósito X1 encontra-se inserido em rochas graníticas pertencentes à Suíte Intrusiva Matupá (1872 ± 12 Ma). Nessa suíte, o depósito X1 ainda está diretamente associado à *fácies* 4 definida por conter granito, biotita-granito e monzogranito, com microgranito e granófiro subordinados. Em contraste, o depósito aurífero Serrinha (Moura *et al.*, 2006) localizado nessa mesma suíte intrusiva hospeda-se em rochas graníticas da *fácies* 1 (biotita granito e biotita monzogranito) e 2 (monzogranito – monzodiorito com biotita e hornblenda). Adicionalmente, na área do depósito, Ianhez (2008) descreve leucogranito fanerítico a localmente porfirítico, com fenocristais tabulares de até 4 cm de feldspato, imersos numa matriz quartzo – feldspática, como o litotipo de maior distribuição areal. Sua composição varia de monzogranito a sienogranito, sendo que biotita não ultrapassa 5 %. A presença subordinada de intrusões de microgranito, microgranodiorito, microgranito e aplito, além de diques de diabásio, com espessuras raramente superiores a 5 metros também são reportadas.

A investigação dos raros afloramentos na área do depósito X1, combinada com descrições de testemunhos de sondagem e estudos petrográfico de detalhe, revelam que este depósito consiste essencialmente de uma suíte de composição granodiorítica – tonalítica.

Na região que engloba o depósito X1 tem-se o registro de dois lineamentos estruturais que coincidem com direções regionais reconhecidas no setor leste da PAAF (Ianhez, 2008). Esses lineamentos são denominados de Garantã e Peixoto de Azevedo (NW – SE) e Braço Norte e Braço Sul (NE – SW) (Fig. 4.3).

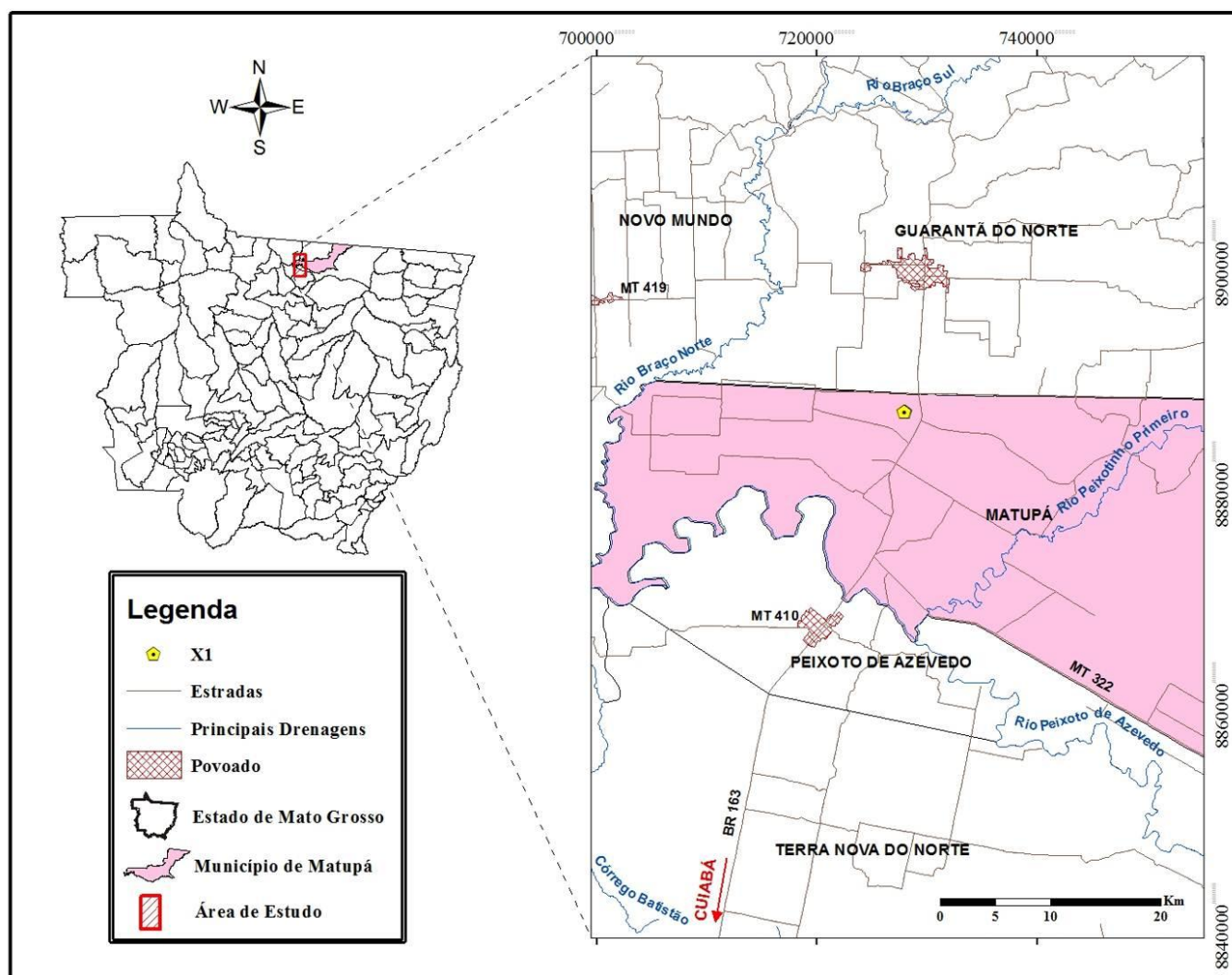


Figura 4.1: Mapa de localização simplificado da área do depósito X1.

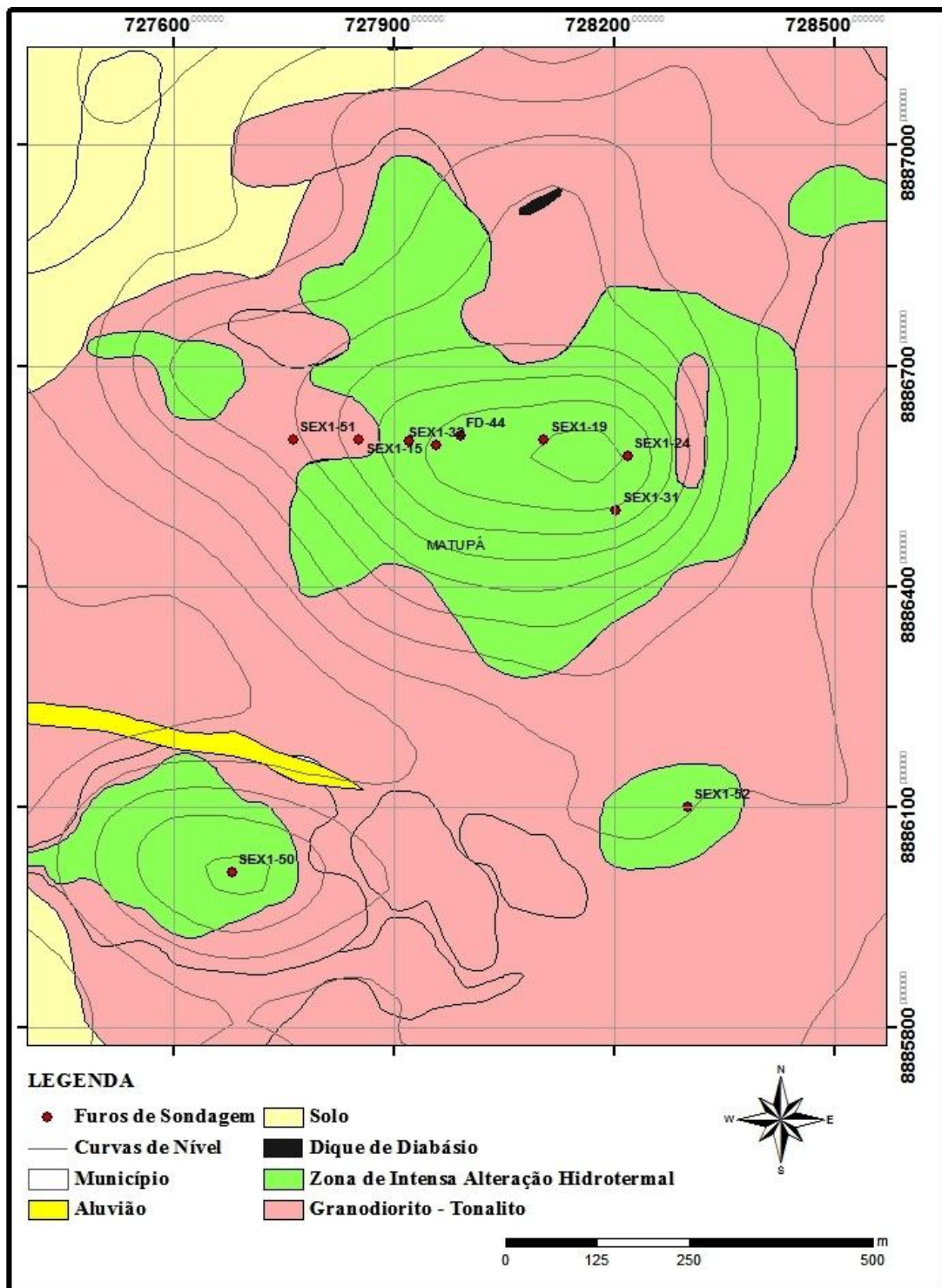


Figura 4.2: Mapa simplificado da área do depósito X1, dando ênfase às zonas de intensa alteração hidrotermal e mostrando a localização dos furos de sondagem investigados nesse trabalho (prefixos FD e SEX) e delimitação das zonas de alteração. Modificado de Ianhez (2008).

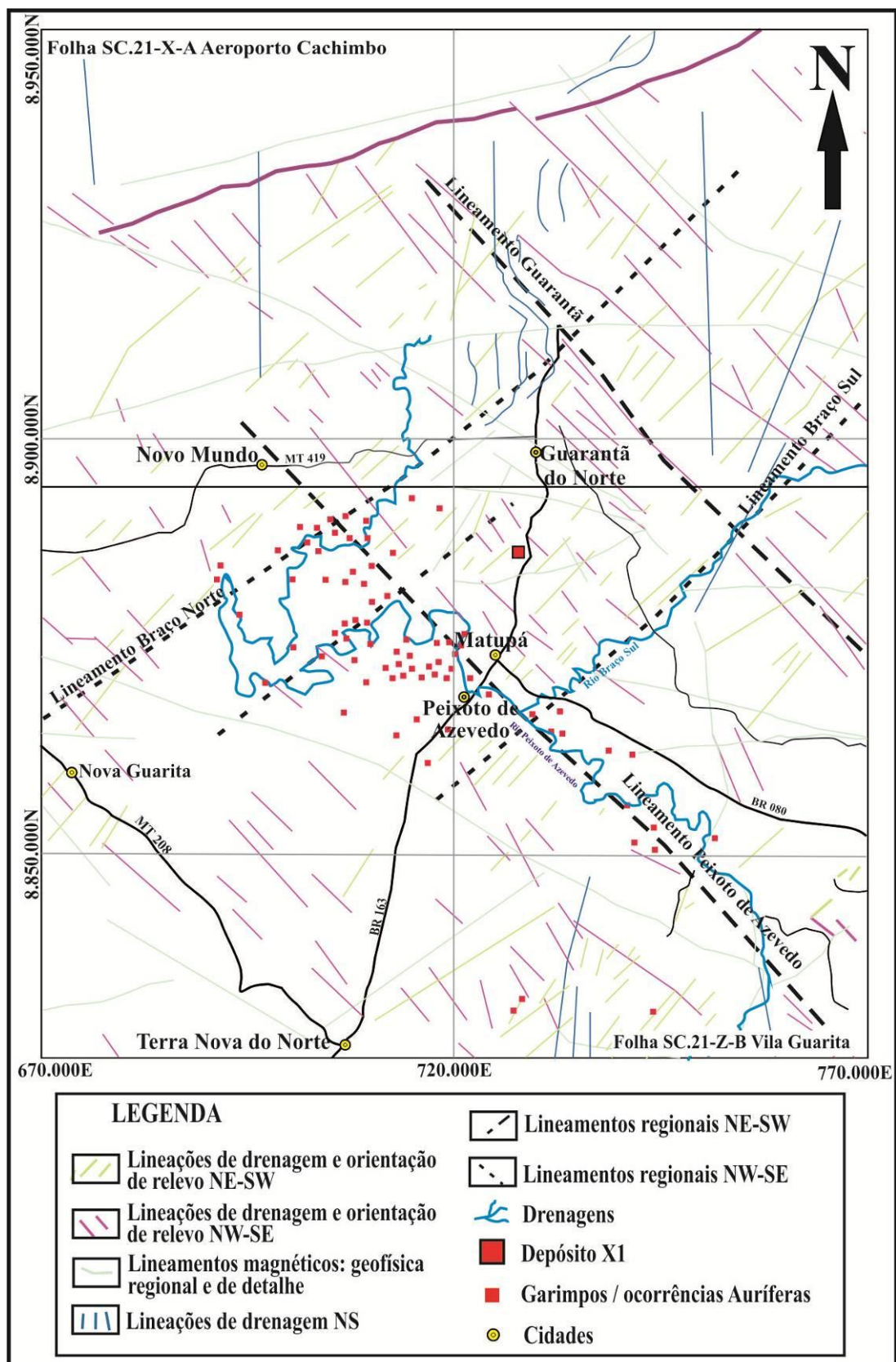


Figura 4.3: Mapa simplificado com os principais lineamentos estruturais da região do Depósito X1. Modificado de Ianhez (2008).

5. PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DAS ROCHAS HOSPEDEIRAS DO DEPÓSITO X1

5.1. Petrografia

A descrição de testemunhos de sondagem e petrografia de detalhe permitiram individualizar dois litotipos hospedeiros principais da mineralização aurífera do depósito X1 (Fig. 5.1): (i) granodiorito e (ii) quartzo-feldspato pórfiro (QFP).

O granodiorito é o litotipo dominante na área do depósito caracterizando-se pela coloração bege acinzentada, com tonalidade rósea avermelhada, e granulação média a grossa. Varia de equigranular a porfíritico com matriz não orientada e fenocristais euédricos de plagioclásio com dimensões de até 3 cm e subordinadamente quartzo e feldspato potássico (Figs. 5.2A-B). A composição modal desse litotipo consiste de quartzo (45 a 53%), plagioclásio (oligoclásio) (37 a 50%) e feldspato potássico (7 a 15%), que o classifica principalmente como de composição granodiorítica a tonalítica (Fig. 5.3). Biotita é o mineral máfico principal ocorrendo em concentrações < 3%.

Nas análises de difratometria de raio-X, realizadas através do método de Rietveld. Marcon (2010) obteve valores entre 30 a 35% de quartzo, 37 a 47% de plagioclásio (oligoclásio), 17 a 24% de feldspato potássico e 3,0 a 3,3% de muscovita hidrotermal, confirmando a classificação dessas rochas como sendo de composição granodiorítica.

Cristais de apatita, zircão e magnetita estão presentes como fases acessórias, juntamente com sericita, muscovita, clorita, calcita, rutilo, hematita, pirita e raro epidoto que representam fases hidrotermais. Enclaves de rochas máficas foram reconhecidos nesse litotipo embora não sejam frequentes (Fig. 5.2C).

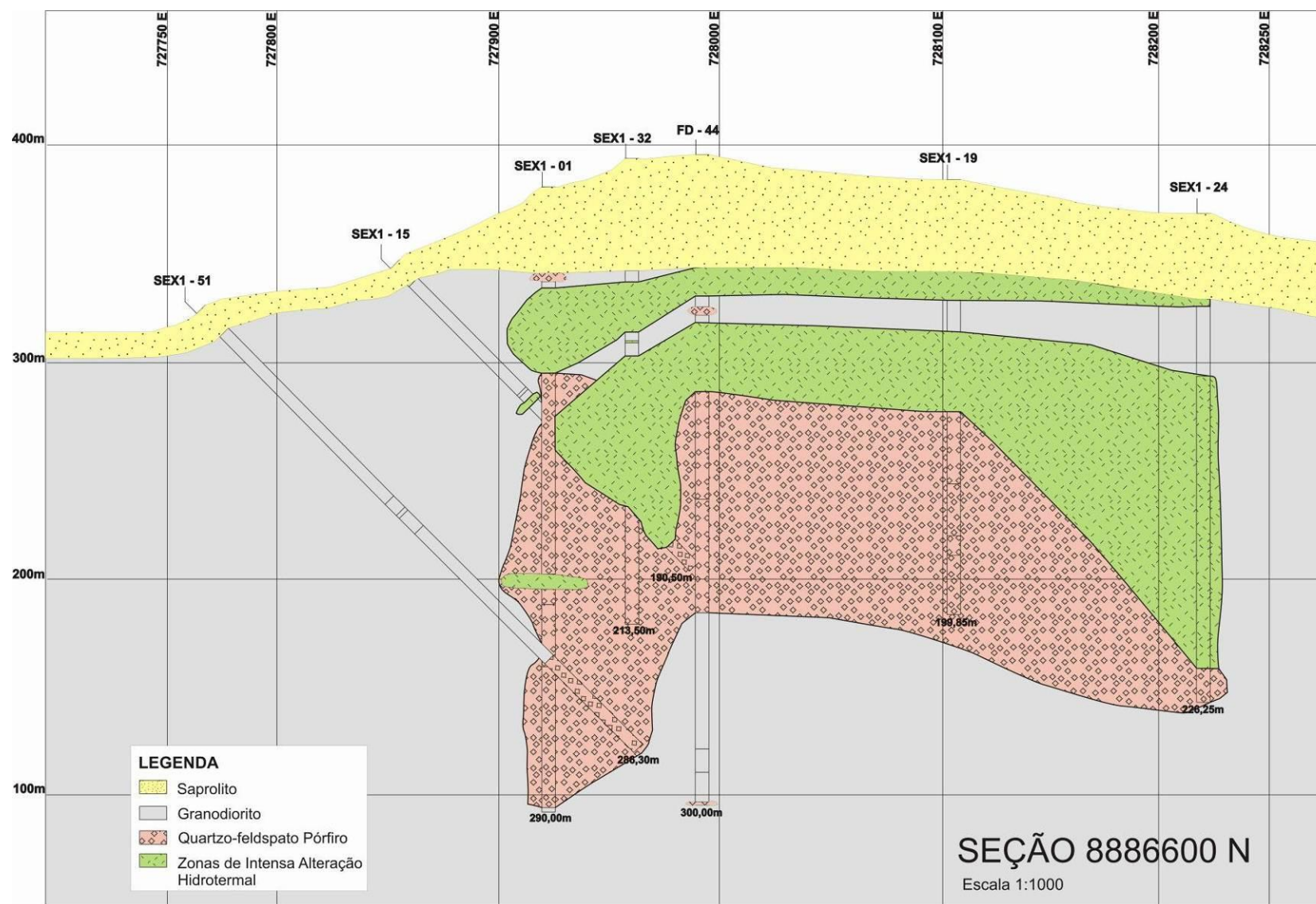


Figura 5.1: Conjunto de furos de sondagem ao longo da seção 8886600N no depósito X1 ilustrando a litologia do depósito e as zonas de intensa alteração hidrotermal.

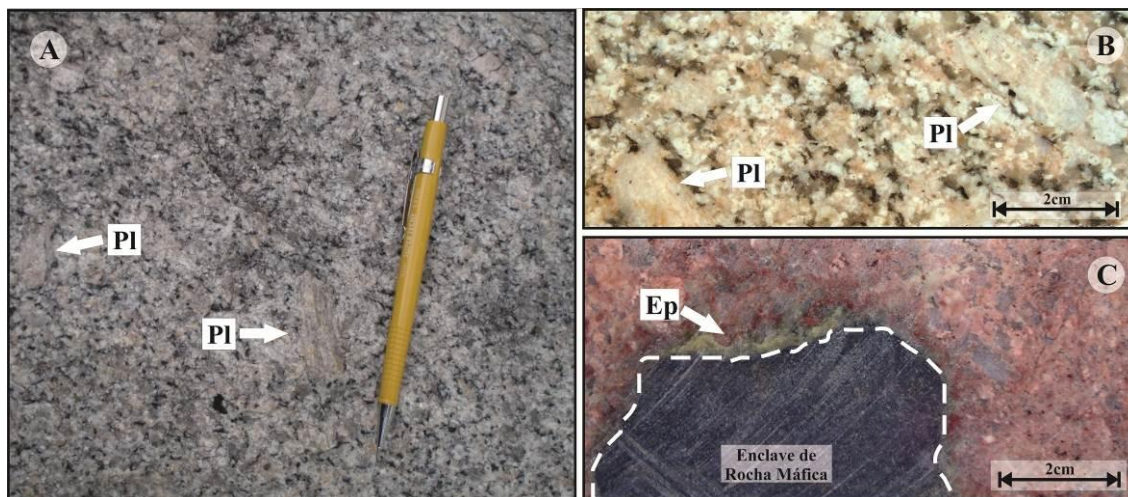


Figura 5.2: *Feições macroscópicas do granodiorito no depósito X1:* (A) Granodiorito porfírico com fenocristais de plagioclásio imersos em matriz de granulação grossa a média. (B) Granodiorito de coloração bege e com manchas levemente rosadas, em particular nos cristais de plagioclásio, indicando leve alteração potássica (SEX1-52 – 100,70m). (C) Granodiorito em avançado estágio de alteração potássica contendo enclave de rocha máfica. Notar halo de reação (epidoto) entre enclave e granodiorito (SEX1-51 – 218,00m).

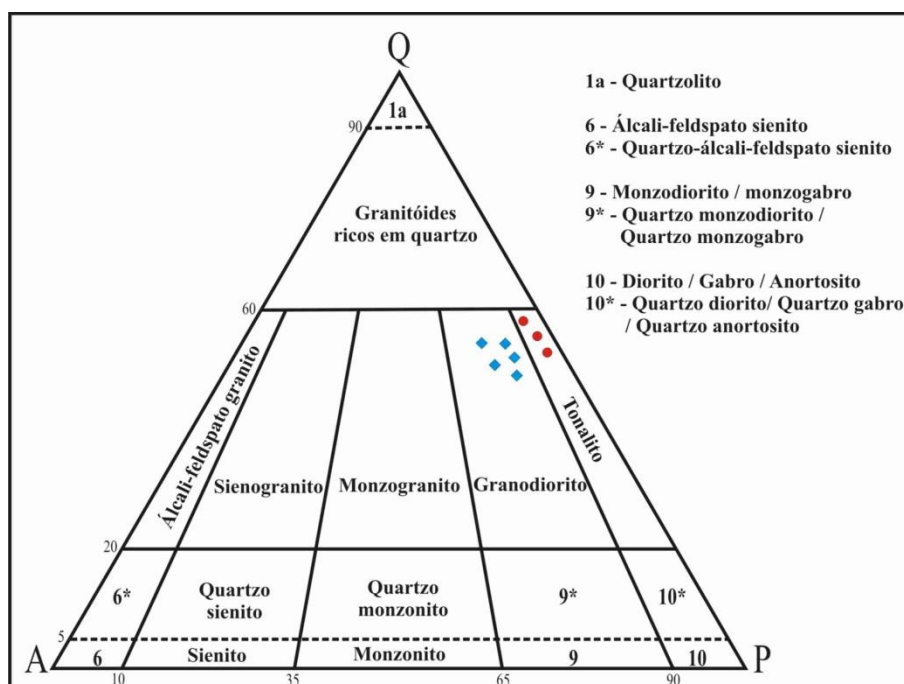


Figura 5.3: *Diagrama Q-A-P mostrando a distribuição composicional modal dos litotipos hospedeiros do depósito X1. Campos conforme Streckeisen (1976). Losango azul = granodiorito e círculo vermelho = QFP.*

O quartzo é anédrico e frequentemente mostra contato suturado entre grãos e textura intersticial, enquanto o plagioclásio representado pela variedade oligoclásio forma cristais subédricos e por vezes com zoneamento oscilatório. É comum os feldspatos mostrarem diversos estágios de sericitização (Fig. 5.4A). Feldspato potássico representado por cristais de ortoclásio anédrico a subédrico mostra textura pertítica e de forma mais restrita textura

mimerquítica ou poiquilítica, essa última com inclusões de plagioclásio e raramente de quartzo (Figs. 5.4B-E). A biotita é de granulação fina a média e normalmente encontra-se associada à magnetita e alterada para clorita. O zircão geralmente ocorre em associação com a magnetita + biotita/clorita + rutilo, como cristais eudrais e zonados (Fig. 5.4F). A magnetita é representada por cristais subédricos de granulação fina a média e comumente encontra-se substituída por hematita (martitização).

O quartzo-feldspato pórfiro (QFP) apresenta coloração rosa avermelhada, textura porfirítica com matriz fina a afanítica, holocristalina, sendo essencialmente composto por quartzo e plagioclásio. Fenocristais ocupam 5 a 10% da rocha e incluem cristais de quartzo, geralmente bi-terminados, e de plagioclásio com dimensões de até 3 mm (Fig. 5.5A). O QFP tem composição tonalítica, com grande concentração de quartzo (53-58%), menor de plagioclásio (37 a 55%), feldspato potássico ígneo entre 1% e 8% e ausência de minerais máficos (Figs. 5.3 e 5.5B). Devido a dificuldade de se encontrar amostras de QFP sem ou com pouca alteração hidrotermal, não foi realizado o método de difração de Raio-X para este litotipo, uma vez, que seus resultados não seriam confiáveis. Como minerais acessórios ocorrem apatita e zircão e como fases hidrotermais muscovita, epidoto, hematita, rutilo e calcita.

Como no primeiro litotipo, o quartzo é anédrico, porém de granulação fina e contato suturado entre grãos. O plagioclásio também é da variedade oligoclásio e encontra-se geralmente com diversos graus de sericitização (Fig. 5.5C). Enclaves com dimensões que variam de 3 a 8 cm e contornos angulosos do QFP são frequentemente reconhecidos no granodiorito, indicando ser de pulso magmático anterior (Fig. 5.5D). Entretanto, Pereira (Rio Novo, com. escrita, 2012) afirma que da mesma forma que enclaves do QFP ocorrem no granodiorito, enclaves de granodiorito são também descritos no QFP. Essa última relação não foi observada nos testemunhos de sondagem descritos nesse trabalho. Embora esses litotipos ainda não tenham sido datados para melhor identificar suas relações temporais, as relações geológicas observadas acima preliminarmente sugerem um sistema de múltiplas intrusões separadas por um curto intervalo de tempo nas suas colocações. Nesse contexto, as idades entre essas duas intrusões não deveriam ser tão distintas.

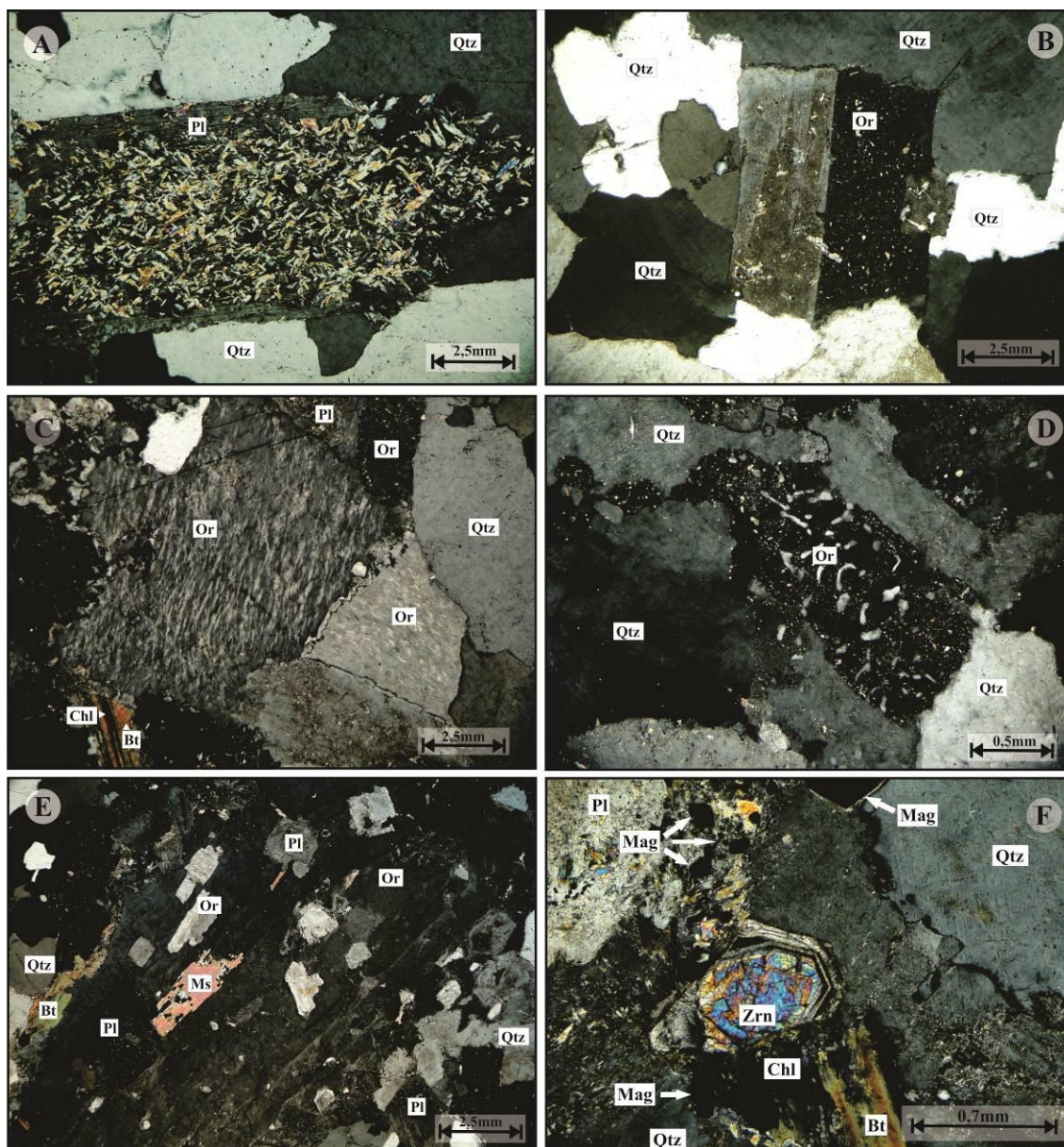


Figura 5.4: *Fotomicrografias (polarizadores cruzados) do granodiorito.* (A) Cristal tabular subédrico de plagioclásio fortemente sericitizado com cristais anédricos de quartzo com forte extinção ondulante. (B) Ortoclásio levemente sericitizado exibindo geminação Carlsbad cercado por cristais de quartzo com extinção ondulante. (C - D) Cristais de ortoclásio exibindo, respectivamente, texturas pertítica e mirmequítica; (E) Textura poiquilítica representada por inclusões de plagioclásio e raramente quartzo e muscovita em ortoclásio; (F) Zircão prismático e zonado em associação com magnetita, biotita cloritizada e plagioclásio. FOTOMICROGRAFIAS: (A) = SEX1-31 – 47,13m; (B-C-E-F) = SEX1-51 – 124,26m e (D) = SEX1-52 – 106,55m.

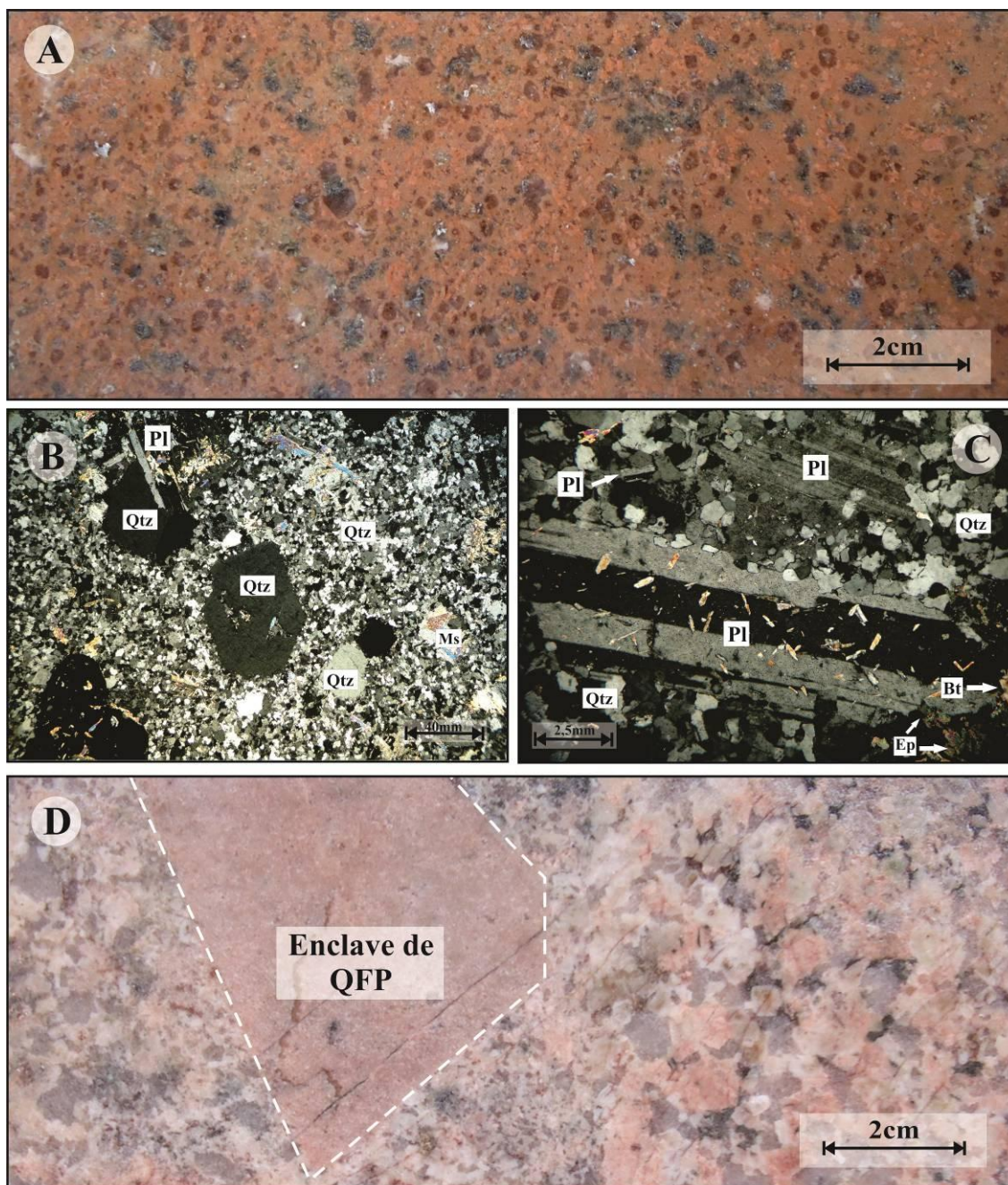


Figura 5.5: Características petrográficas do quartzo-feldspato pórfiro (QFP) no depósito XI. (A) QFP com alteração potássica exibindo fenocristais de quartzo, frequentemente bi-terminados (SEX1-01 – 226,50m); (B) Fotomicrografia (polarizadores cruzados) do QFP mostrando fenocristais de quartzo, por vezes bi-terminados, em uma massa composta essencialmente de quartzo, muscovita, plagioclásio e pirita (SEX1-51 – 257,15m); (C) Fotomicrografia (polarizadores cruzados) mostrando detalhe de fenocristal de plagioclásio exibindo macla albita e leve sericitização (SEX1-51 – 257,15m) e (D) Enclave com feições angulosas de QFP em granodiorito. Notar contato brusco e ausência de reação entre esses dois litotipos (SEX1-51 – 164,75m).

5.2.Geoquímica do Granodiorito

A composição química de cinco amostras do granodiorito hospedeiro do depósito X1, incluindo elementos maiores, elementos traço e terras raras são mostrados na Tabela 5.1. Não foi possível definir a geoquímica do QFP devido à dificuldade de se identificar amostras sem ou com pouca alteração hidrotermal.

Tabela 5.1: Dados das análises geoquímicas incluindo elementos maiores, menores e traços das amostras do granodiorito hospedeiro do depósito X1.

Elementos	Un.	Limite de Detecção	Amostras				
			SEX 1-51 106,55 m	SEX 1-51 124,26 m	SEX 1-51 149,15 m	SEX 1-52 89,30 m	SEX 1-52 100,70 m
SiO ₂	(%)	0,01	73,51	72,55	72,65	73,63	73,61
Al ₂ O ₃	(%)	0,01	14,64	15,17	14,90	14,59	14,44
Fe ₂ O ₃	(%)	0,04	0,86	1,15	1,12	1,18	1,13
CaO	(%)	0,01	1,37	1,71	1,75	1,09	1,50
MgO	(%)	0,01	0,25	0,39	0,33	0,32	0,29
MnO	(%)	0,01	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04
Na ₂ O	(%)	0,01	4,24	4,81	4,60	4,39	4,19
K ₂ O	(%)	0,01	4,11	3,22	3,40	3,63	3,65
P ₂ O ₅	(%)	0,01	0,03	0,04	0,05	0,03	0,04
TiO ₂	(%)	0,01	0,11	0,14	0,14	0,12	0,12
Cr ₂ O ₃	(%)	0,002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002
Ba	(ppm)	1	983	1071	1160	1206	1001
Be	(ppm)	1	<1	3	<1	2	<1
Ce	(ppm)	0,1	24,2	37,1	34,9	32,8	29,4
Co	(ppm)	0,2	0,7	1,0	0,9	0,7	0,4
Cs	(ppm)	0,1	1,3	1,1	0,9	1,5	1,9
Dy	(ppm)	0,05	1,18	1,32	1,37	1,53	1,64
Er	(ppm)	0,03	0,70	0,77	0,69	0,85	0,82
Eu	(ppm)	0,02	0,45	0,51	0,51	0,45	0,43
Ga	(ppm)	0,5	16,7	18,7	17,3	19,2	17,8
Gd	(ppm)	0,05	1,38	1,79	1,50	1,74	1,83
Hf	(ppm)	0,1	1,9	2,7	2,2	2,5	2,4
Ho	(ppm)	0,02	0,25	0,21	0,21	0,26	0,28
La	(ppm)	0,1	12,1	19,9	18,2	17,1	14,6
Lu	(ppm)	0,01	0,11	0,11	0,10	0,13	0,13
Nb	(ppm)	0,1	7,1	8,2	6,9	9,2	8,3
Nd	(ppm)	0,3	11,1	13,1	13,6	13,0	12,7
Ni	(ppm)	20	<20	<20	<20	<20	<20
Pr	(ppm)	0,02	2,70	4,18	3,76	3,74	3,48
Rb	(ppm)	0,1	126,2	101,8	100,3	120,5	126,0
Sc	(ppm)	1	2	2	2	2	2
Sm	(ppm)	0,05	1,72	2,32	2,09	2,20	2,18
Sn	(ppm)	1	<1	<1	<1	<1	<1
Sr	(ppm)	0,5	383,5	487,2	498,3	406,3	402,7
Ta	(ppm)	0,1	0,6	0,7	0,5	0,8	0,7
Tb	(ppm)	0,01	0,21	0,24	0,22	0,26	0,27
Th	(ppm)	0,2	5,3	6,9	6,1	7,1	6,2
Tm	(ppm)	0,01	0,12	0,11	0,10	0,12	0,12
U	(ppm)	0,1	2,0	0,9	2,1	1,9	3,8
V	(ppm)	8	11	15	12	10	12
W	(ppm)	0,5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Y	(ppm)	0,1	7,5	7,0	6,7	8,5	9,3
Yb	(ppm)	0,05	0,81	0,78	0,67	0,83	0,80

Continuação da tabela na próxima página (▼).

Continuação legenda anterior: (▲):

Zr	(ppm)	0,1	61,3	82,5	85,7	77,4	80,3
Ag	(ppm)	0,1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
As	(ppm)	0,5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Au	(ppm)	0,5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Bi	(ppm)	0,1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Cd	(ppm)	0,1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Cu	(ppm)	0,1	2,6	1,0	0,8	2,9	0,8
Hg	(ppm)	0,01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Mo	(ppm)	0,1	<0.1	<0.1	<0.1	0,8	<0.1
Ni	(ppm)	0,1	0,8	1,1	1,2	1,1	1,2
Pb	(ppm)	0,1	8,3	7,1	5,4	8,1	5,8
Sb	(ppm)	0,1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se	(ppm)	0,5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tl	(ppm)	0,1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Zn	(ppm)	1	10	24	22	10	13

Os dados litogeoquímicos mostram que o granodiorito incide no domínio dos granitóides cálcio-alcálicos e possuem caráter essencialmente peraluminoso e magnésiano (Figs. 5.6A-C). Além disso, com base na relação SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ no diagrama proposto por Irvine & Baragar (1971), o granodiorito mostra afinidade com as séries sub-alcálicas (Fig. 5.6 D).

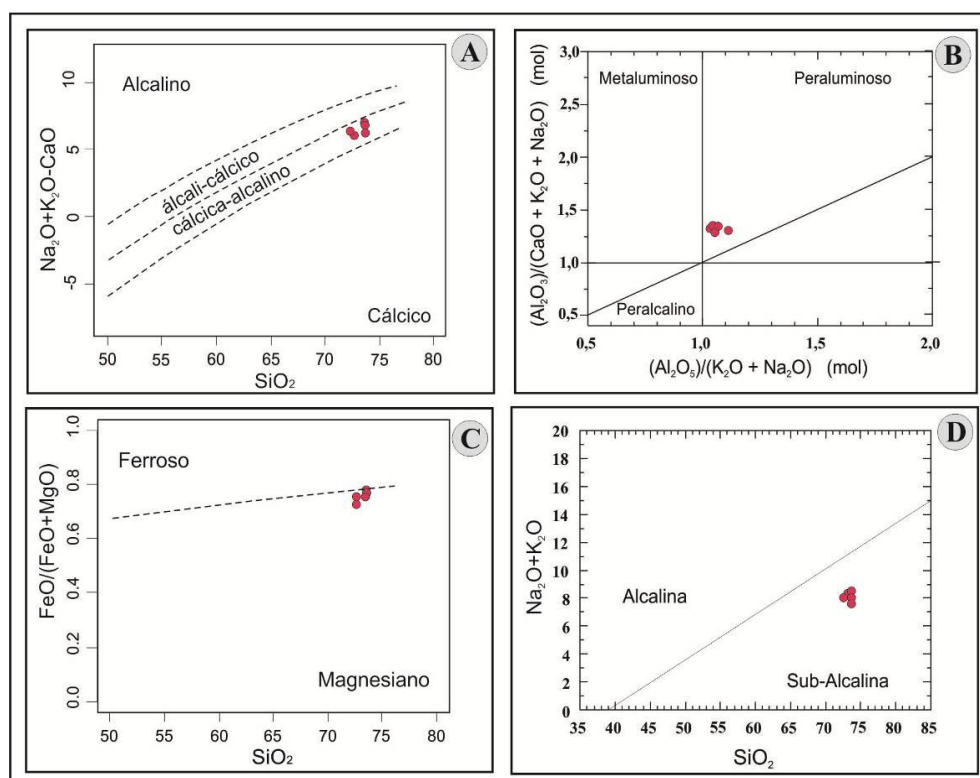


Figura 5.6: Definição das afinidades geoquímicas do granodiorito hospedeiro do depósito X1: (A) Índice de MALI (modified alkaline-lime): com base no índice de alcalinidade modificado, proposto por Frost et al., (2001); (B) Diagrama de índice de saturação em alumina (Índice ASI - aluminum saturation index), proposto por Maniar & Piccoli (1989); (C) Com base na classificação sugerida por Frost et al., (2001), as amostras analisadas posicionam-se no campo de rochas magnésiana e (D) Diagrama proposto por Irvine & Baragar (1971) para a subdivisão das séries alcalinas e sub-alcálicas.

No que se refere a elementos traço normalizados pelo manto primitivo de McDonough & Sun (1995) nota-se que o granodiorito do depósito X1 apresenta anomalias negativas de Nb, P, Ti, La e Ce, enriquecimento em K, U, Pb e Nd (Fig. 5.7A). O padrão de distribuição dos elementos terras raras (ETRs), mostrado na figura 5.7B, apresenta uma sutil anomalia negativa de Eu e reflete elevado enriquecimento em elementos terras raras leves (ETRL) e em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP) exibindo valores de $\Sigma\text{ETR} = 56,82\text{-}82,2$ ppm. Esse padrão no pluton é moderadamente fracionado, com razões $(\text{La/Lu})_N$ entre 11,45-18,96.

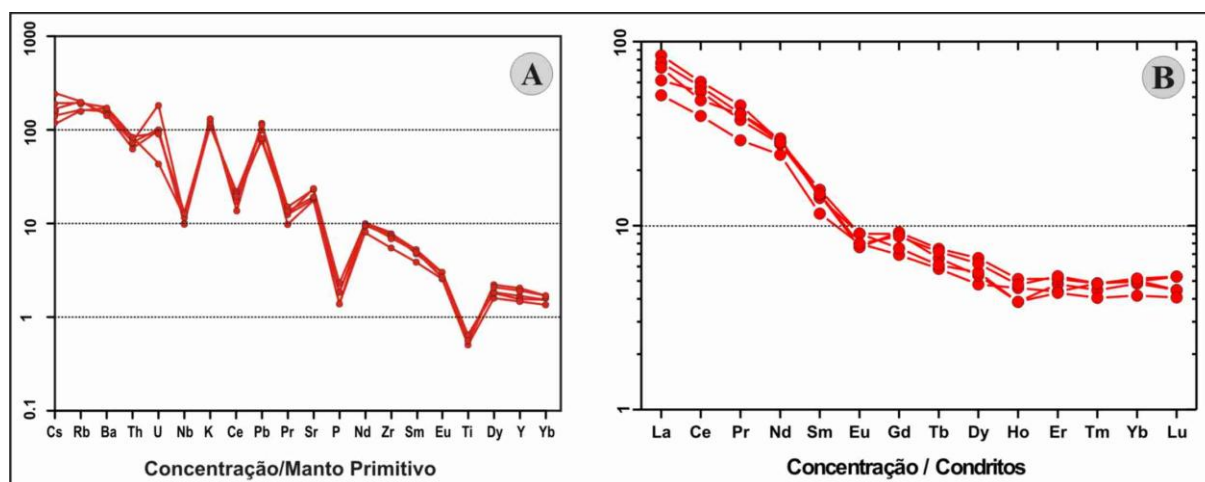


Figura 5.7: Diagramas multi-elementares (spidergrams) das amostras analisadas do depósito X1 proposto por McDonough & Sun (1995): (A) elementos traço normalizados em relação ao manto primitivo e (B) padrão de distribuição dos elementos terras raras, normalizados em relação ao condrito.

Como o objetivo de se definir o tipo de ambiente tectônico de colocação dos granodioritos do depósito X1, utilizou-se os diagramas propostos por Pearce *et al.*, (1984) e Schandl & Gorton (2002). A geoquímica de elementos litófilos, quando inseridos nos diagramas propostos pelos autores em epígrafe, indica mostra afinidade com ambiente de arcos vulcânicos (Fig. 5.8) de margem continental ativa (Fig. 5.9).

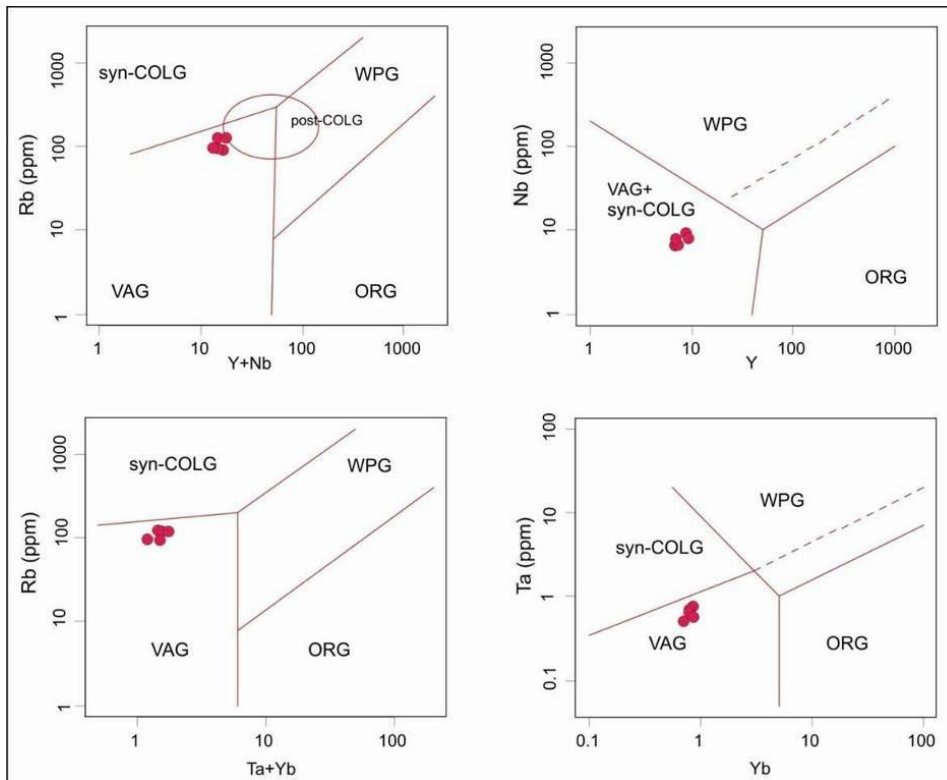


Figura 5.8: Diagrama de ambiência tectônica propostos por Pearce *et al.*, (1984). Abreviações: granito cordilheira oceânica (ORG), granitos intra-placa (WPG), granito de arco vulcânico (VAG,) granitos syn-colisionais (Syn-colg).

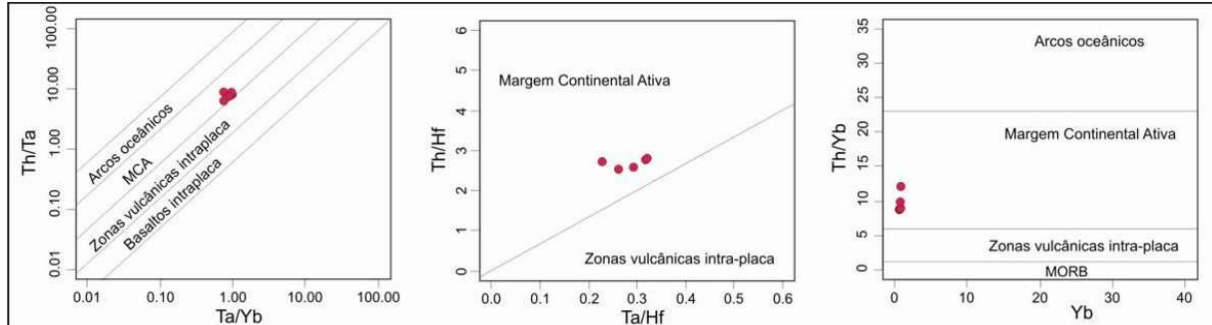


Figura 5.9: Diagramas de discriminação tectônica de Schandl & Gorton (2002). Abreviações: MCA: Margem Continental Ativa.

Com base na composição da fonte do magma, Chappell & White (2001), subdividem as rochas graníticas em duas classes: 1) aquelas formadas a partir da fusão parcial de metassedimentos, denominadas em Tipo S e, 2) aquelas formadas a partir da fusão parcial de metaígneas, denominadas em Tipo I. Entretanto, como observaram Loiselle & Wones (1979), uma terceira classe de granitos, denominada tipo A, foi admitida ao se constatar um padrão geoquímico distinto em granitos que sempre ocorriam em estágios finais de episódios magmáticos. Partindo deste preceito, Whalen *et al.*, (1987), sugeriram um diagrama para a discriminação tectônica dessas rochas. Utilizando-se deste diagrama proposto por Whalen *et*

al., (1987), nota-se que as rochas do depósito X1 estão relacionadas com os granitos do tipo I (Fig. 5.10).

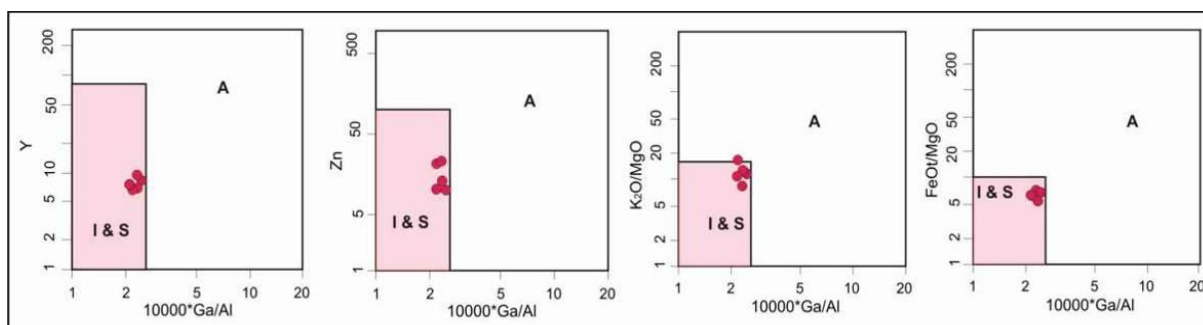


Figura 5.10: Diagramas de discriminação tectônica propostos por Whalen et al., (1987).

Usando a razão K/Rb em relação à sílica, conforme os parâmetros propostos por Blevin (2004) para determinar o padrão de evolução de magmas graníticos, observou-se que o granodiorito estudado apresenta valores no intervalo de 240,5 a 270,36 ppm, coincidindo com campo dos granitóides considerados moderadamente evoluídos (Fig. 5.11A).

Ramos (2011) com o objetivo de determinar o estado *redox* do granodiorito do depósito X1 utilizou-se do cálculo do parâmetro de oxidação (ΔOx) de Blevin (2004), o qual faz uso da seguinte relação: $\Delta\text{Ox} = \log_{10} (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}) + 0,3 + 0,03 \times \text{FeO}^*$

$$\text{FeO}^* = 0,9 \times \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} \text{ e } \text{Fe}_2\text{O}_3, \text{FeO e FeO}^*$$

Onde as fronteiras entre muito fortemente oxidados (VSO), fortemente oxidados (SO), moderadamente oxidada (MO), moderadamente reduzida (MR) e fortemente reduzido (SR) ocorrem em valores ΔOx de 0,8, 0,3 a e -0,7, respectivamente. A linha divisória entre níveis oxidados e níveis redução ocorre em um valor de $\Delta\text{Ox} = 0$. Os resultados obtidos para o granodiorito do depósito X1 indica caráter oxidado, uma vez que os valores da relação em epígrafe variaram entre 0,13 a 0,48, ou seja, acima da linha de $\Delta\text{Ox} = 0$. Em complemento, utilizou o diagrama binário do $\log (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO})$ vs FeO^* , proposto por Blevin (2004), o qual mostra que essas rochas incidem nos campos moderadamente a fortemente oxidado (Fig. 5.11B)

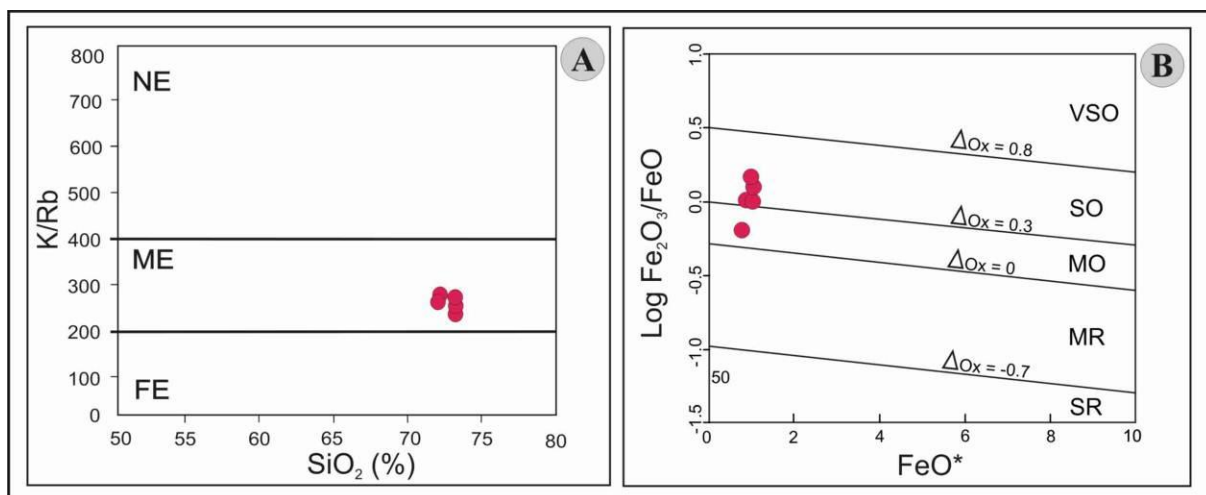


Figura 5.11: (A) Diagrama K/Rb vs. SiO₂ proposto por Blevin (2004) para definir o grau de evolução magmática de suítes graníticas. Abreviações: NE: não evoluído; ME: moderadamente evoluído; FE: fortemente evoluído. (B) Diagrama proposto por Blevin (2004), para determinação do estado redox, das rochas. FeO* refere-se a todos Fe na amostra relatada como FeO. Abreviações: VSO: muito fortemente oxidados, SO: fortemente oxidados, MO: moderadamente oxidada, MR: moderadamente reduzida, SR: fortemente reduzido.

6. ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

Os seguintes tipos de alteração hidrotermal foram reconhecidos no depósito aurífero X1: (1) potássica com feldspato potássico; (2) muscovita – quartzo – pirita e (3) propilítica; (4) clorítica; e (5) carbonática. Os dois primeiros tipos são os principais e que afetam de forma mais abrangente tanto o granodiorito como o QFP, hospedeiros da mineralização aurífera. As alterações propilítica, clorítica e carbonática são de ocorrência mais restrita. Com base em relações observadas nos testemunhos de sondagem e estudos petrográficos de detalhe buscou-se definir a distribuição espacial dos tipos de alteração hidrotermal dominantes no depósito, assim como estabelecer a sequência temporal de sua evolução, como ilustrado nas figuras 6.1 e 6.2, respectivamente.

6.1. *Alteração Potássica*

A alteração potássica afeta tanto o granodiorito porfirítico como o QFP, sendo dominada por feldspato potássico. Essa zona de alteração tem distribuição espacial ampla e geralmente posiciona-se ao redor das zonas mineralizadas, porém em setores mais distais (Fig. 6.1). Embora apresente algumas porções com disseminações ou mesmo nódulos centimétricos (~2cm) de sulfeto, principalmente pirita, geralmente não possuem teores significativos de ouro (< 0,1 ppm). Normalmente esta alteração ocorre na forma de manchas de tonalidades avermelhadas que afetam a matriz e fenocristais destas rochas (Figs. 6.3A-D). Nessa alteração, o feldspato potássico $\pm$ hematita substituem o plagioclásio e o feldspato potássico ígneo da matriz e fenocristais dessas rochas (Figs. 6.3E-F). Inclusões de hematita conferem ao feldspato potássico hidrotermal um aspecto turvo em luz transmitida, no geral com clorita associada e inclusões de rutilo.

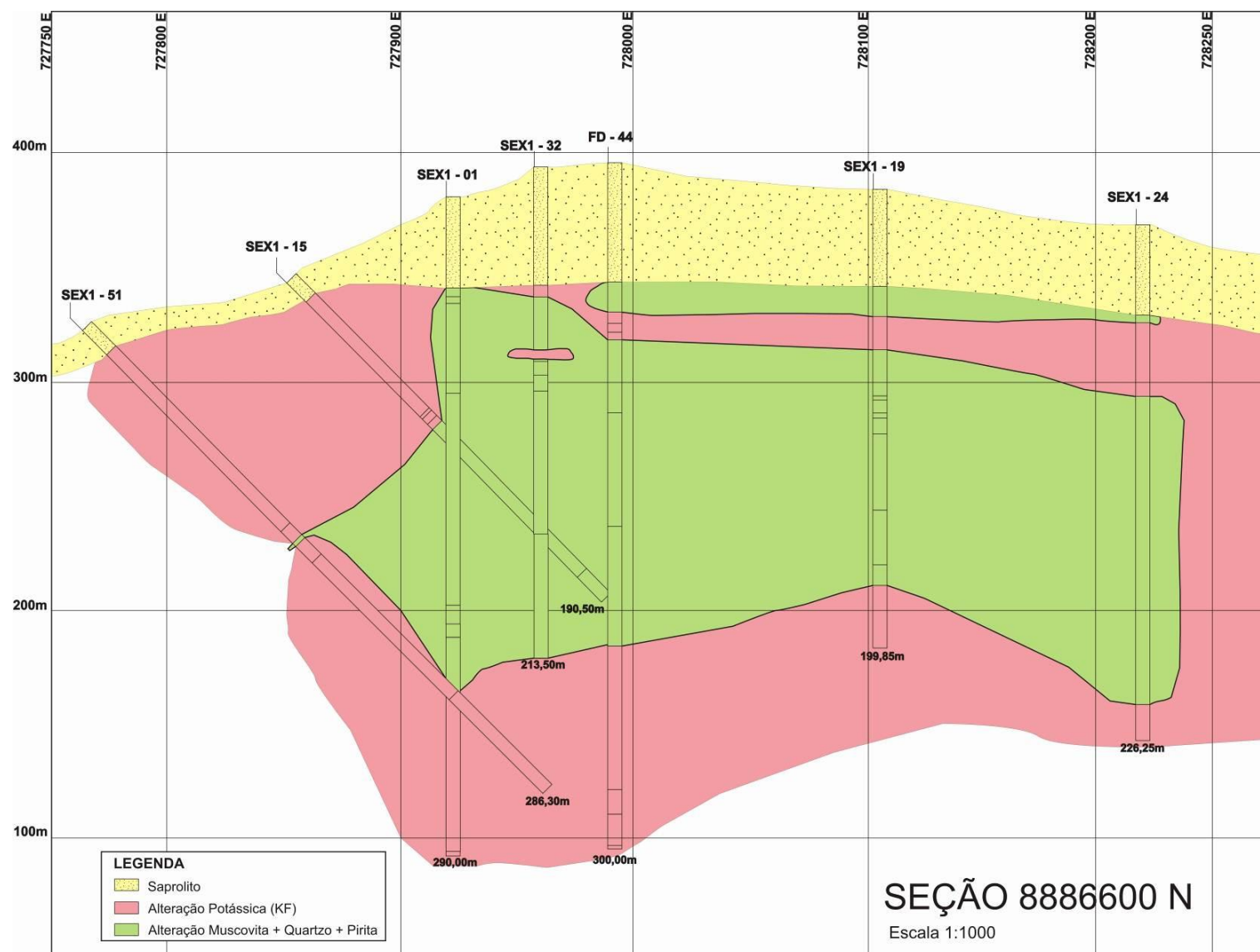


Figura 6.1: Distribuição dos principais tipos de alteração hidrotermal que afetam os litotipos hospedeiros da mineralização aurífera no depósito X1 esquematizada com base nos testemunhos de sondagens ao longo da seção 8886600N.

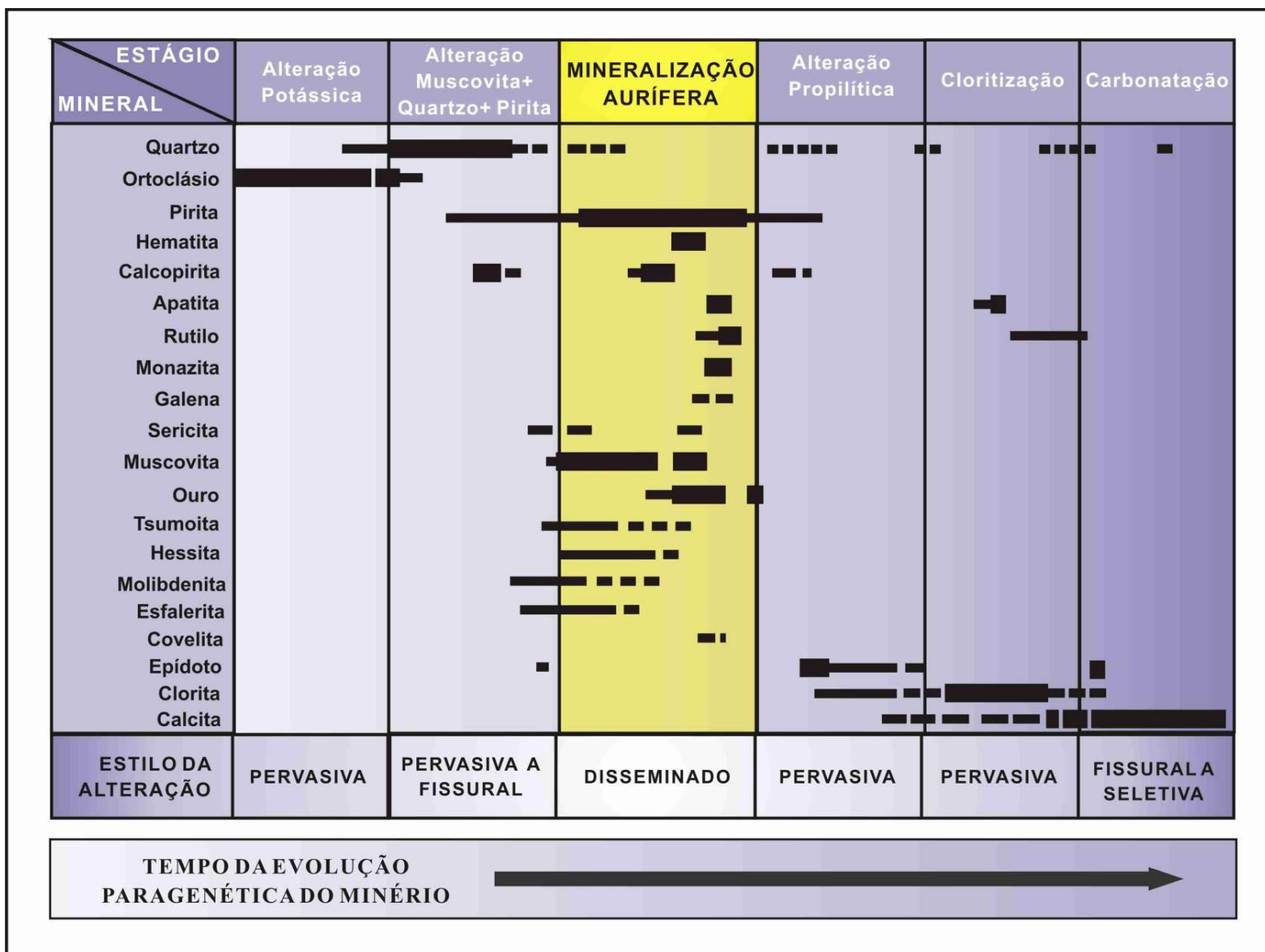


Figura 6.2: Quadro paragenético da evolução do paleo-sistema hidrotermal do Depósito X1.

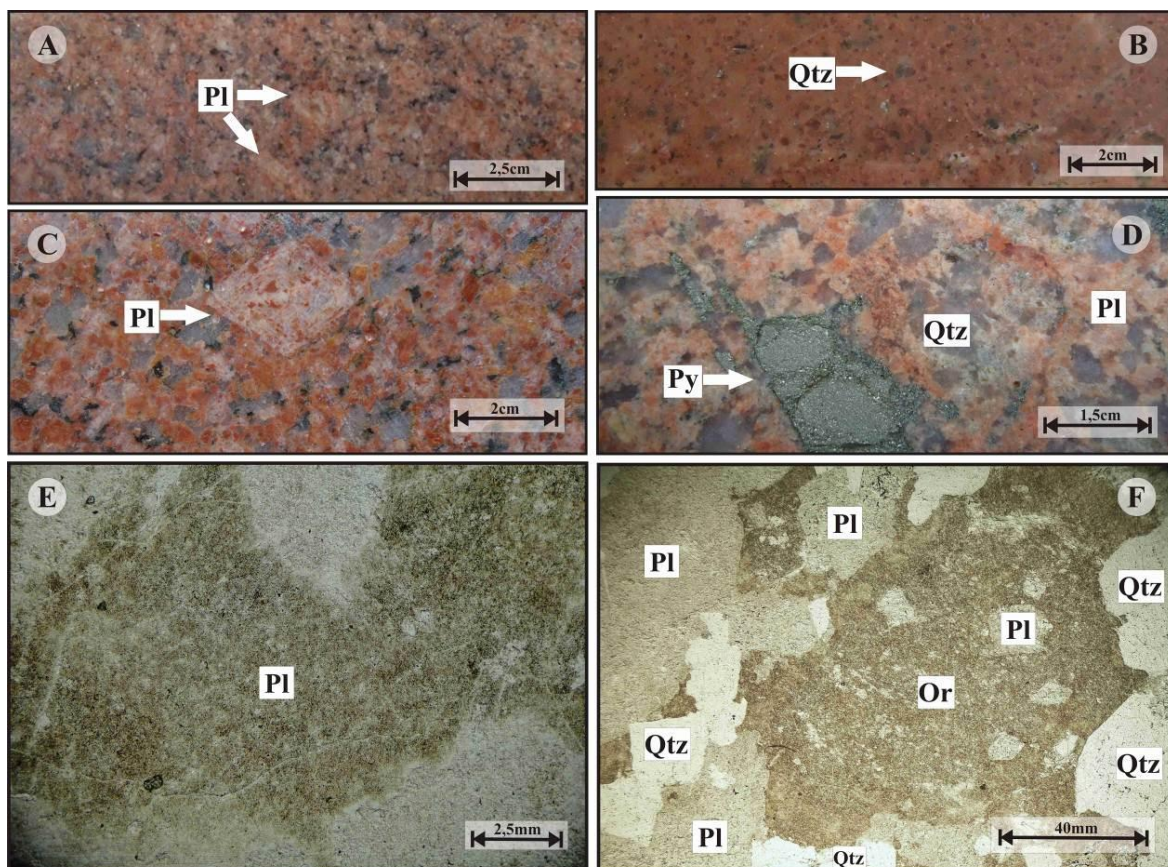


Figura 6.3: Alteração hidrotermal nos litotipos hospedeiros do depósito X1. (A) Granodiorito porfirítico com fenocristais de plagioclásio potassificado (SEX1-24 – 72,80m); (B) QFP porfirítico exibindo forte coloração avermelhada devido à alteração potássica com feldspato potássico (SEX1-01 – 125,30m); (C) Granodiorito porfirítico com aspecto manchado (flames) devido à alteração potássica com fenocristal de plagioclásio parcialmente alterado para feldspato potássico (SEX1-24 – 51,78m); (D) Granodiorito com alteração potássica e silicificação contendo nódulo de pirita maciça, porém sem teores significativos de ouro (SEX1-50 – 161,86m). Fotomicrografias (luz natural) de plagioclásio (E) e de feldspato potássico ígneo (F), ambos em avançado estágio de alteração potássica (SEX1-31 – 69,52Am e SEX1-51 – 124,26m, respectivamente).

6.2. Alteração com Muscovita + Quartzo + Pirita

Esta alteração mostra contato gradual com a alteração potássica no granodiorito e QFP (Fig. 6.4A), a qual substitui completamente e forma zonas com extensão que podem variar de 1 a 130 metros (Fig. 6.1). Essa alteração está representada pela associação de mica potássica (muscovita $\pm$ sericita) e quartzo (Figs. 6.4B-D).

A muscovita apresenta granulação fina a grossa, frequentemente fibro-radianda. Ocorre como produto de alteração do plagioclásio e do feldspato potássico, onde substitui parcial e/ou totalmente esses minerais, por vezes, de forma subordinada, encontra-se sericita associada (Figs. 6.4F-H). Nas zonas de transição entre as alterações nota-se que a muscovita apresenta-se de forma pontual ou em agregados milimétricos (<1cm).

Vênulas e/ou bolsões de quartzo com sulfetos, geralmente com cristais grossos de muscovita concentrados nas suas bordas ou no seu interior são frequentes neste tipo de alteração hidrotermal (Fig. 6.4E).

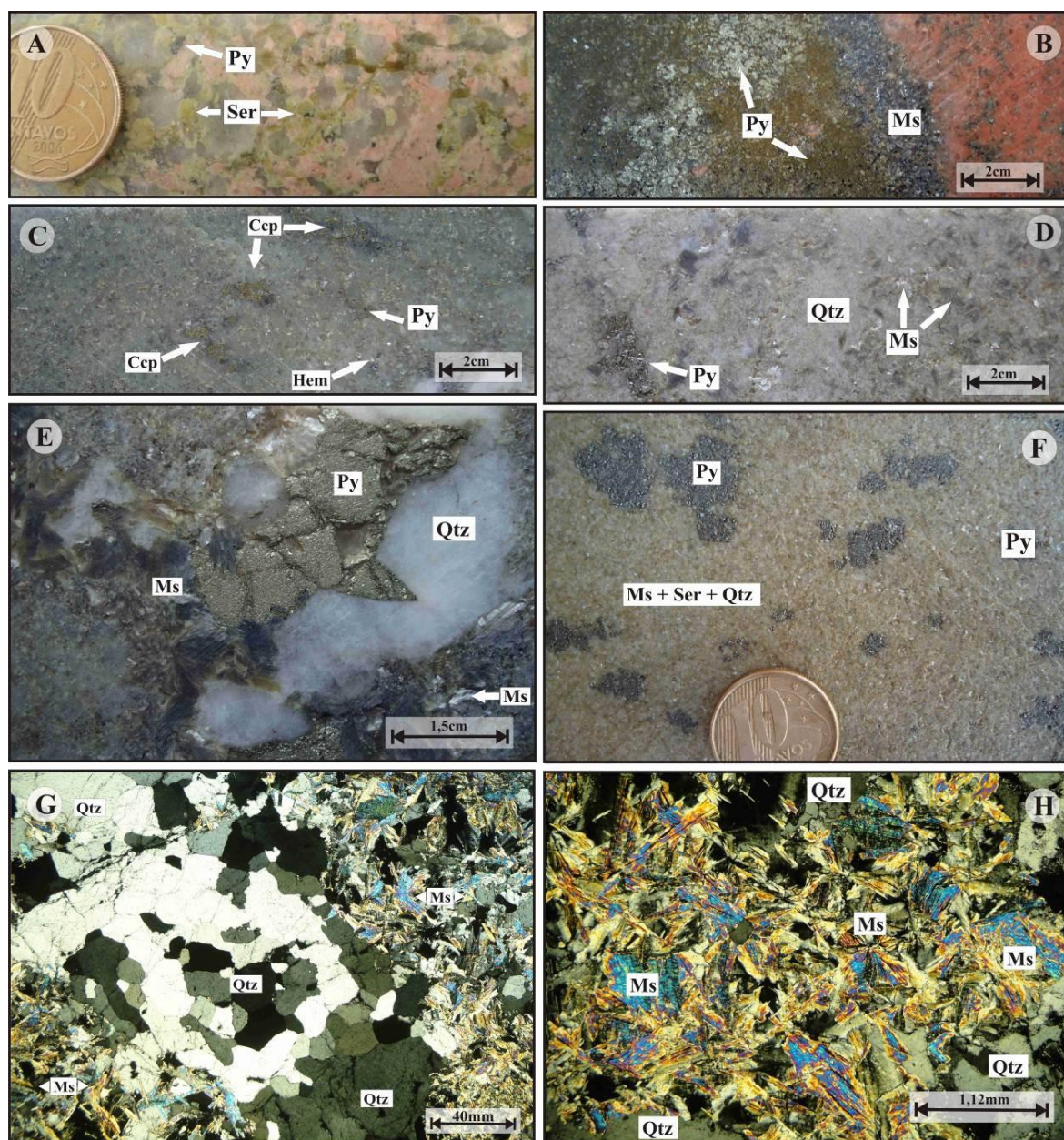


Figura 6.4: *Alteração hidrotermal nos litotipos hospedeiros do depósito X1. (A) Granodiorito com forte alteração potássica e parcialmente alterado para muscovita/sericita e quartzo (SEX1-31 – 280,60m); (B) Passagem gradual de QFP com forte alteração potássica para zona de intensa alteração com muscovita-quartzo-pirita (SEX1-24 – 223,57m); (C) QFP com alteração com muscovita-quartzo-pirita e, subordinadamente, agregados de calcopirita (SEX1-32 – 117,25m); (D) Alteração com muscovita, quartzo e pirita em granodiorito porfirítico. Notar cristais grossos de muscovita em matriz quartzosa e agregados de pirita (SEX1-19 – 102,95m); (E) Vênula e/ou bolsões de quartzo com lamelas centimétricas de muscovita com pirita maciça associada (SEX1-24 – 56,00m); (F) Zona com predominância de muscovita ($\pm$ sericita) + quartzo com nódulos de pirita de até 2cm (SEX1-01 – 91,00m); (G) Fotomicrografia (polarizadores cruzados) bolsões de quartzo, mostrando agregados policristalinos em zona de intensa alteração muscovita + quartzo (SEX1-31 – 69,52Bm) e (H) Fotomicrografia (polarizadores cruzados) de QFP com intensa alteração exibindo placas de muscovita fibro-radiada (FD44 – 213,25m).*

6.3. Alteração Propilítica

Comparado com as alterações potássica e com muscovita – quartzo, a alteração propilítica é de distribuição mais restrita e somente reconhecida em sondagens que atingiram as maiores profundidades no depósito. Quando reconhecida, essa alteração também é distal em relação às zonas mineralizadas e precede a alteração potássica.

Clorita, epidoto e calcita, juntamente com concentrações subordinadas de apatita, rutilo, hematita e pirita, representam a associação mineral da alteração propilítica que geralmente substitui biotita, magnetita e plagioclásio do granodiorito hospedeiro (Figs. 6.5A-B). A clorita, com frequentes inclusões de rutilo, é dominante nessa associação e forma-se pela substituição da biotita e subordinadamente da muscovita (Figs. 6.5C-E-F-H). O epidoto ocorre como cristais prismáticos a anédricos, de granulação fina a média (Fig. 6.5D). A apatita aparece na forma de finos prismas inclusos em cristais de quartzo, ao passo que a magnetita, frequentemente eudral e alterada para hematita (martitização) ocorre com rutilo e clorita (Fig. 6.5F). Vênulas tardias de calcita e/ou epidoto são comuns truncando a alteração propilítica.

6.4. Carbonatação e Cloritização

Essas duas alterações são pouco expressivas no depósito X1, sendo a primeira representada pela geração de calcita a partir da alteração do plagioclásio ígneo (Fig. 6.5G) embora também ocorra intersticial (Fig. 6.5H), enquanto a segunda, da alteração da biotita e subordinadamente da muscovita (Figs. 6.5E- H). A clorita associada à alteração de biotita + magnetita + plagioclásio possui cores de birrefringência arroxeadas (Fig. 6.5E), sugerindo ser da variedade mais rica em ferro (*chamosita*, clorita ferrífera), embora também ocorra clorita com birrefringência cinza esverdeada, correspondendo à variedade mais pobre em ferro, no geral, está última, encontra-se associada à magnetita (Fig. 6.5F).

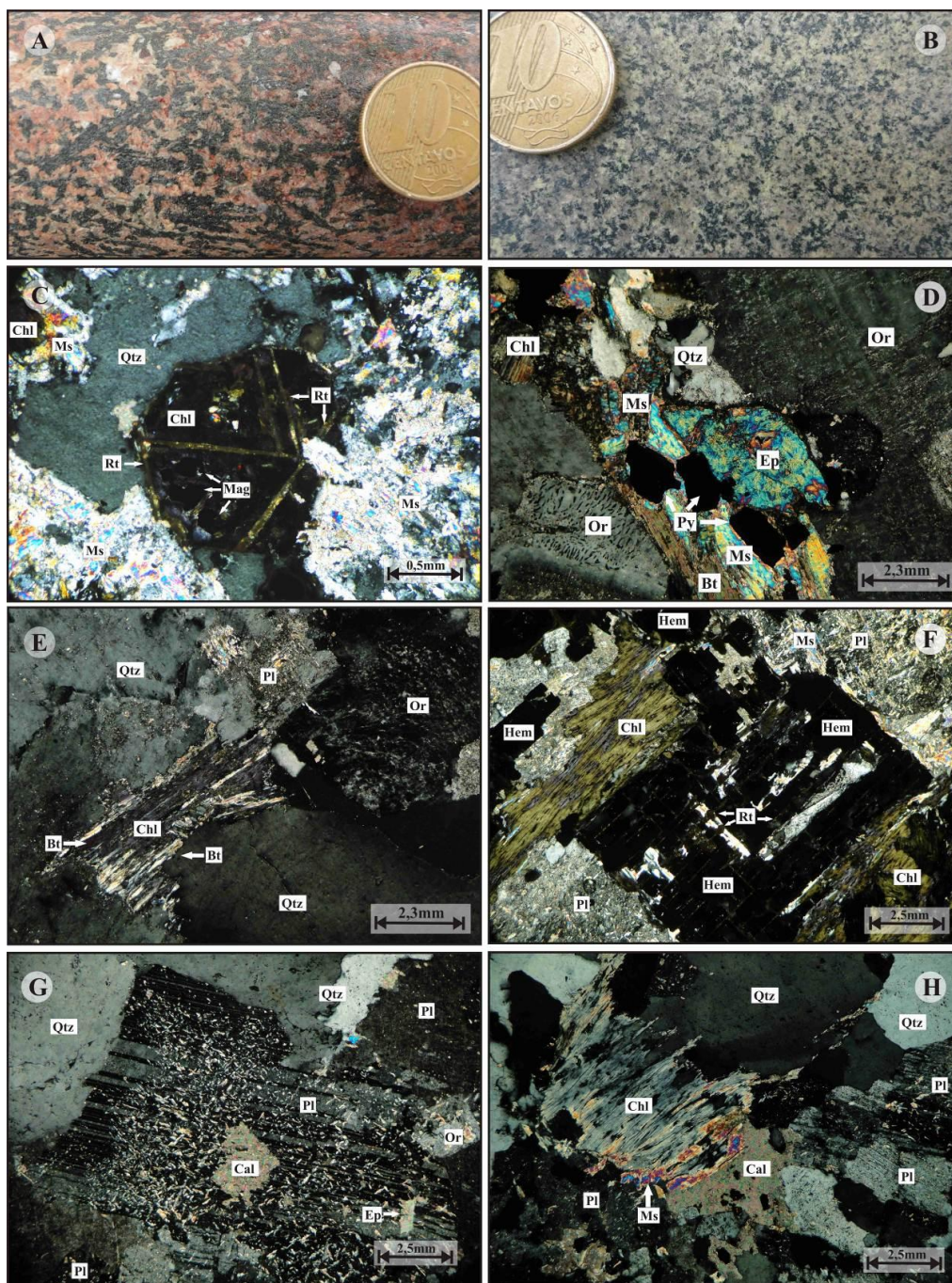


Figura 6.5: Alteração hidrotermal nos litotipos hospedeiros do depósito XI. (A) e (B) Alteração propilítica que geralmente substitui biotita, magnetita e plagioclásio do granodiorito. Notar em (A) que os cristais alongados são de biotita, agora alterados para a clorita (FD44 – 281,25m). Em (B) o plagioclásio da matriz da rocha é parcial e/ou totalmente substituído por epidoto (FD44 – 286,20m); (C) Substituição da biotita com a formação de pseudomorfos de clorita + rutilo + magnetita (FD44 – 286,20m); (D) Epidoto euédrico associado a veio de quartzo com muscovita e clorita que corta o ortoclásio com texturas pertítica e mirmequítica (SEX1-52 – 106,55m); (E) Biotita em avançado estágio de cloritização, alterando-se para a variedade mais rica em ferro, conferindo-lhe uma coloração arroxeada (SEX1-51 – 124,26m); (F) Cristal de hematita produto de alteração da magnetita associado com rutilo e clorita (FD44 – 281,25m); (G) Cristal tabular de plagioclásio saussuritizado, em estágio inicial de carbonatação com a formação de calcita (SEX1-52 – 91,73m); e (H) calcita intersticial com muscovita cloritizada associada (SEX1-51 – 142,37m). FOTOMICROGRAFIAS: C-H: polarizadores cruzados

7. MINERALIZAÇÃO AURÍFERA

No depósito X1 o minério aurífero ocorre principalmente disseminado em rochas com intensa alteração com muscovita+quartzo+pirita. De forma mais subordinada associa-se a veios de quartzo. A Figura 7.1 representa quatro furos de sondagem alinhados em uma mesma seção do depósito, sendo um do extremo leste (SEX-15) do corpo mineralizado, outro do extremo oeste (SEX-19) e dois da porção central (SEX-01 e SEX-32). A distribuição dos teores de ouro ao longo desses furos revela que os valores considerados anômalos restringem-se às zonas de intensa alteração com muscovita - quartzo e sulfetos associados, sendo abaixo do limite de detecção no granodiorito e QFP com alteração potássica.

Na mineralização disseminada os teores de ouro encontram-se entre 0,50 a 10 ppm e os minerais de minério estão representados por pirita $\pm$ calcopirita $\pm$ rutilo $\pm$ hematita. Nessa associação a pirita é dominante e ocorre principalmente na forma de cristais individuais euédricos a subédricos, finos a grossos, mas também forma agregados de até 5 cm de diâmetro na matriz com muscovita + quartzo (Fig. 7.2A). Nesse contexto, a pirita também pode às vezes ocorrer ao longo de fraturas.

A hematita exibe granulação fina a média e hábito acicular, por vezes com inclusões de rutilo. A calcopirita apresenta-se de forma bastante restrita, representada por cristais anédricos disseminados na matriz (Figs. 7.2B-G), ou como pequenas inclusões na pirita e/ou confinado em veios de quartzo (Fig. 7.2C). Por vezes, altera-se para covelita a partir de suas bordas (Fig. 7.2H). O rutilo encontra-se tanto incluso em muscovita quanto em hematita, geralmente subédrico, com granulação fina a média. A galena, monazita e molibdenita, de granulação fina, frequentemente ocorrem como inclusões na pirita ou dispersas na matriz da rocha.

Os veios de quartzo possuem espessuras e direções variáveis que cortam tanto o granodiorito quanto o QFP. Normalmente mostram associação de pirita $\pm$ calcopirita $\pm$ hematita, além de apresentarem vênulas de muscovita. Esses veios em geral contêm teores baixos de ouro ($\sim 0,2$ ppm) em comparação com o minério disseminado (Figs. 7.2C-D).

Com o auxílio do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) constatou-se que o ouro ocorre principalmente como inclusões de granulação muito fina ($\sim 20 \mu\text{m}$) em cristais de pirita (Figs. 7.2E-F). O Au exibe concentrações de Ag da ordem de 20 a 30% em peso (Figs. 7.4A-B). Frequentemente também é reconhecido em associação com a paragénese do minério uma série de fases com Bi, Te, Mo e Ag, como por exemplo, tsumoíta ($\text{Bi} = 60\% + \text{Te} = 40\%$), e

hessita (Ag = 63% + Te = 37%), além de galena, monazita, molibdenita, esfalerita e apatita (Fig. 7.3A-D e 7.4C-D).

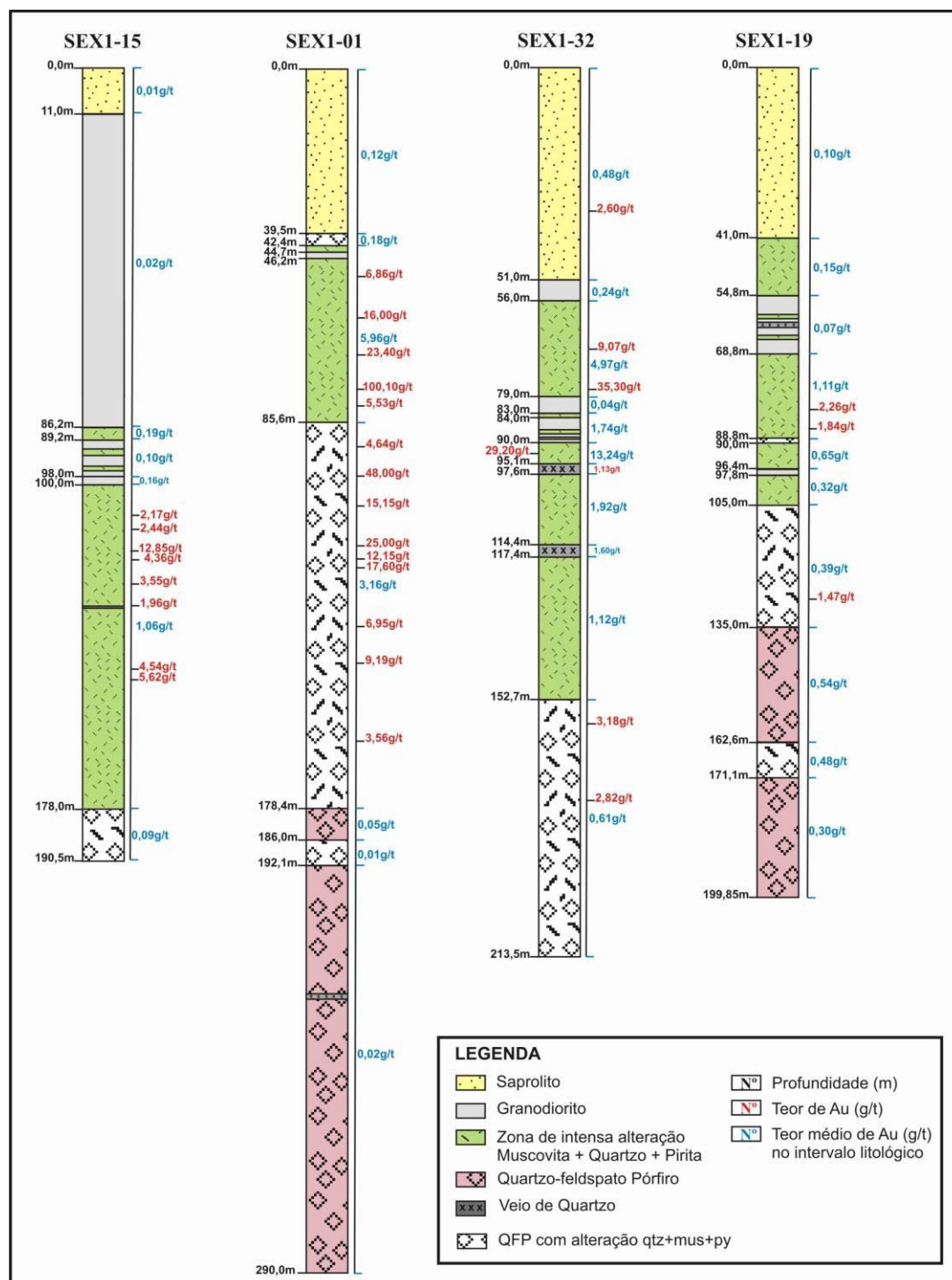


Figura 7.1: Perfis geológicos de quatro furos de sondagem pertencentes à seção 8886600N, sendo estes o SEX1-15; SEX1-01; SEX1-32 e SEX1-19. VALORES: azul = teor médio de ouro em g/t no intervalo litológico; vermelho: teor de Au (g/t) da amostra analisada.

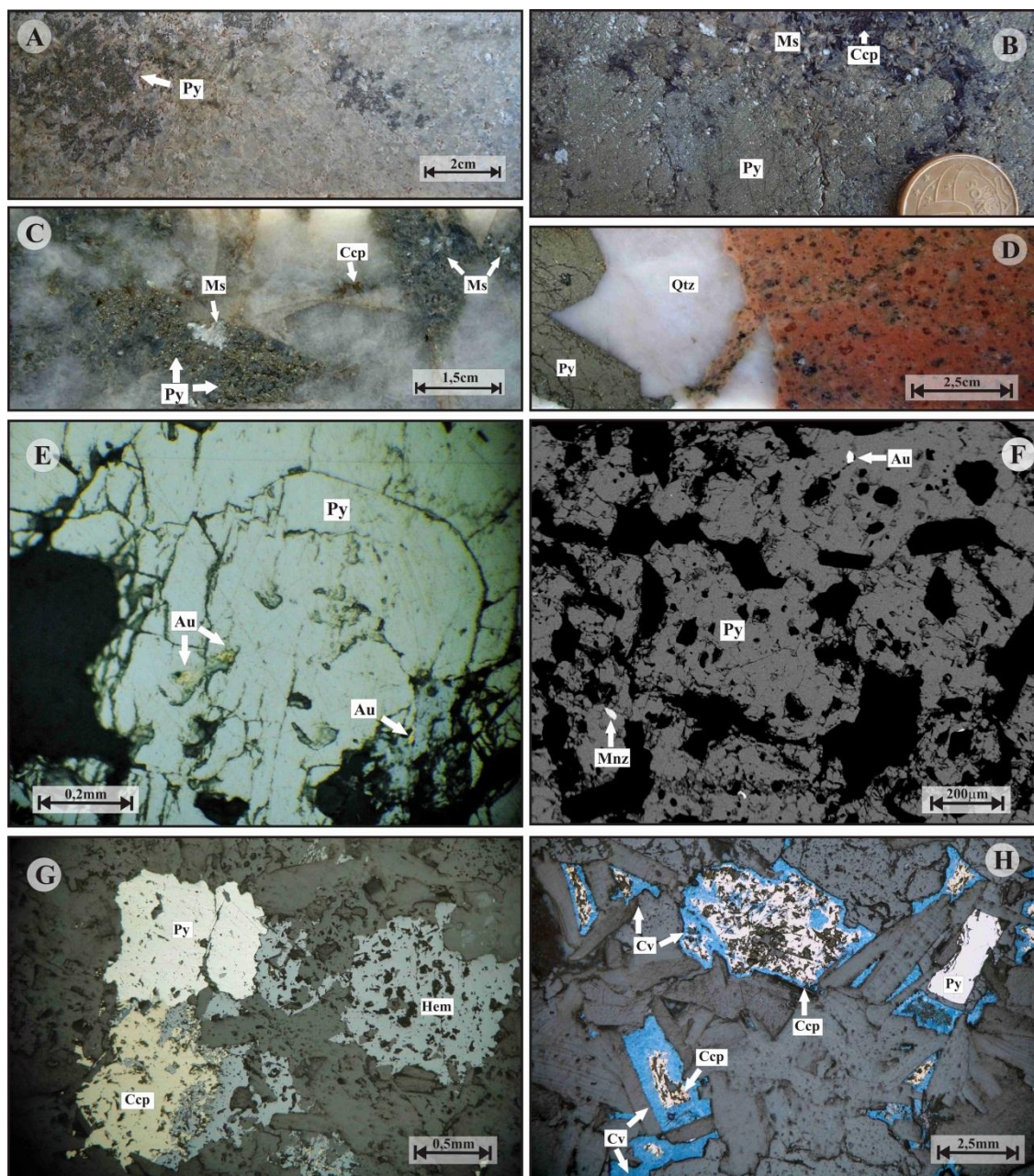


Figura 7.2: *Diferentes modos de ocorrência dos minerais de minério na mineralização aurífera do depósito X1. (A) Intensa alteração com muscovita + quartzo contendo agregados de pirita grossa (SEX1-01 – 60,15m); (B) Pirita maciça com calcopirita subordinada e placas grossas de muscovita (SEX1-01 – 77,20m); (C) Veio de quartzo com muscovita e agregados de pirita com calcopirita associada (SEX1-32 – 95,60m); (D) Veio de quartzo leitoso com pirita maciça hospedado no QFP com alteração potássica (SEX1-51 – 270,35m); (E) Ouro muito fino incluído em cristais de pirita (SEX1-32 – 78,23m); (F) Imagens de elétrons retro-espalhados em microscópio eletrônico de varredura onde se tem ouro muito fino incluído em cristais de pirita, com presença de monazita (SEX1-32 – 78,23m); (G) Agregado de calcopirita com pirita e hematita associada (SEX1-15 – 115,80Am) e (H) Substituição da calcopirita por covelita (SEX1-32 – 78,23m). FOTOMICROGRAFIAS: F-G-H: luz refletida; E: imagem de elétrons retro-espalhados.*

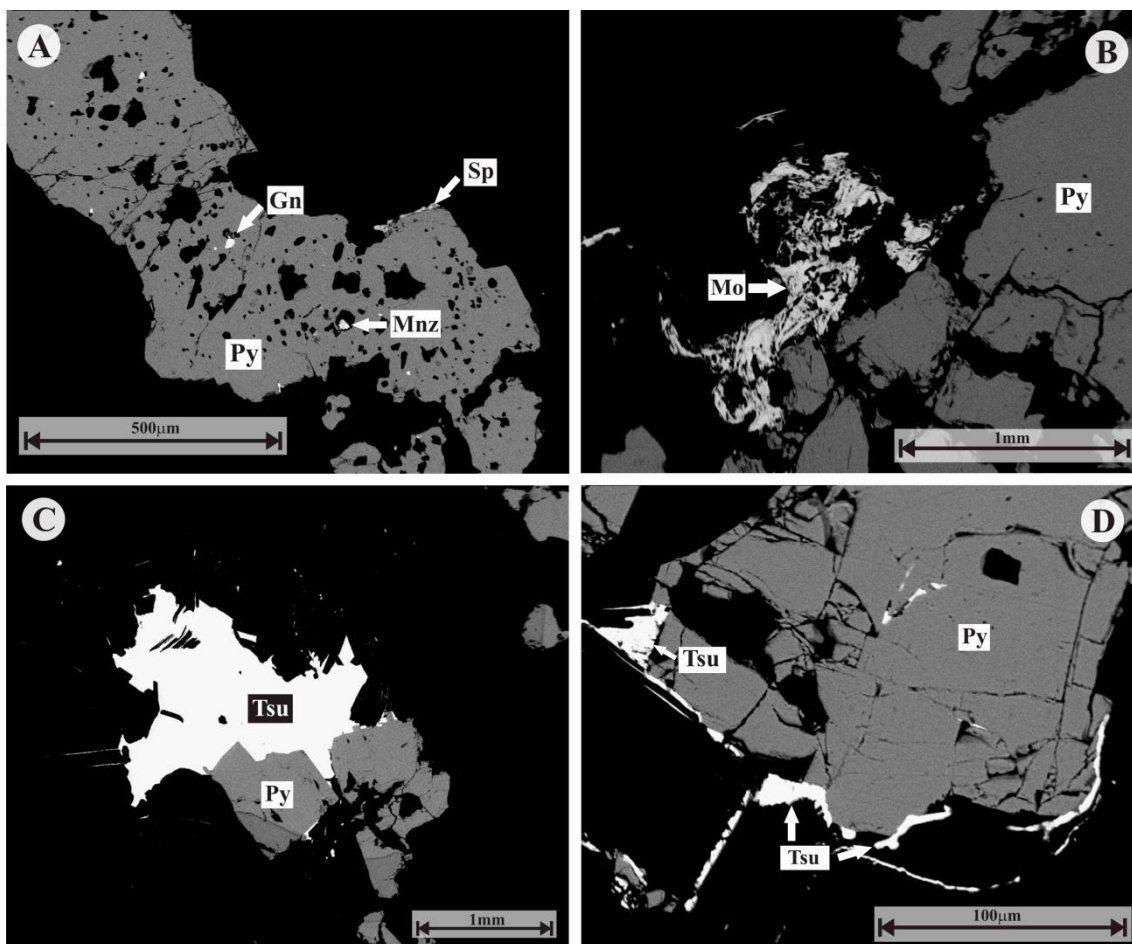


Figura 7.3: *Imagens de elétrons retro-espalhados em microscópio eletrônico de varredura da paragênese do minério do depósito X1. (A) Pirita com inclusões de galena, esfalerita e monazita; (B) Molibdenita inclusa na matriz com muscovita e quartzo e associada à pirita. (C) Cristal de fase constituída por tsumoita em paragênese com pirita. (D) Fases constituídas por tsumoita ocorrendo no contato entre pirita e matriz com muscovita – quartzo e como inclusões na pirita. ABREVIACÕES: Tsu = tsumoita e Hes = hessita. IMAGENS: (A) SEX1-32 – 68,15m; (B) SEX1-19 – 80,15m e (C - D) SEX1-32 – 78,23m.*

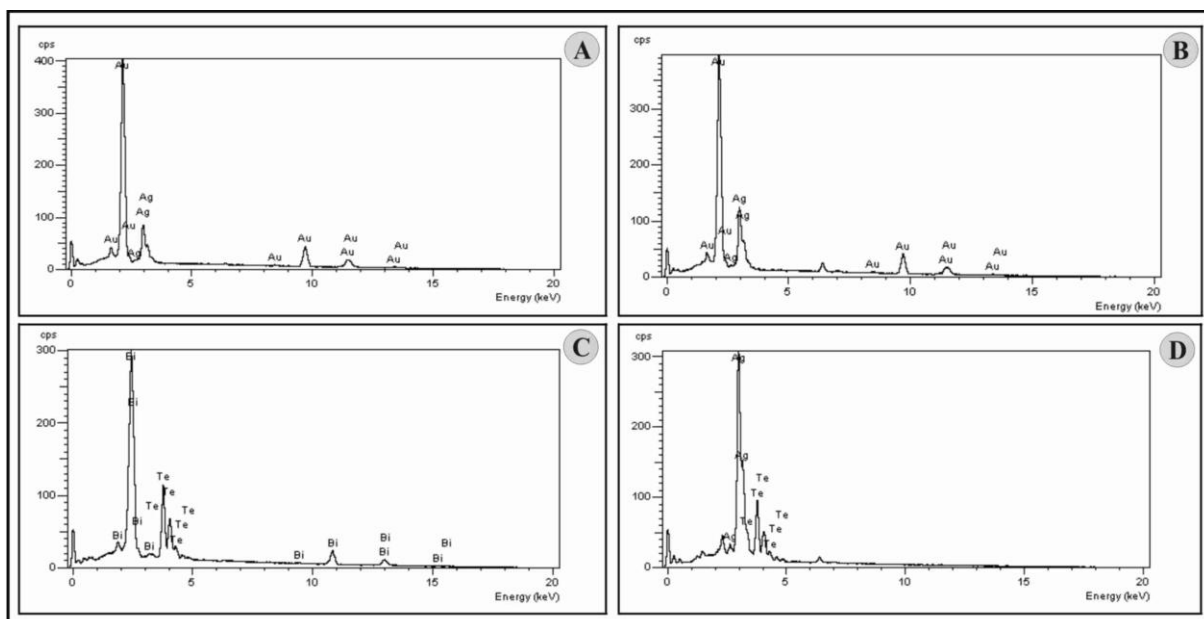


Figura 7.4: Espectros obtidos em MEV de fases minerais menores encontrados nas zonas mineralizadas do Depósito X1: (A) e (B) Ouro com concentrações em Ag na ordem de 28,30 e 21,90, respectivamente; (C) Tsumoite (BiTe); (D) Hessita (Ag_2Te).

8. GEOQUÍMICA DO MINÉRIO

Com o intuito de se obter uma assinatura geoquímica aproximada do minério no depósito X1, foram selecionados os resultados de análises químicas de testemunhos de sondagem do furo SEX1-32 (Tabela 8.1), por conterem bons teores de Au, a partir da profundidade 51,0 m desconsiderando-se assim, os resultados das análises de solo/saprolito.

A partir deste estudo constatou-se que, normalmente, nas porções onde os teores de Au são mais altos, há um enriquecimento significativo de alguns metais, tais como Ag, Bi, $\pm$ Pb e $\pm$ Cu, como apresentado na figura 8.1. Os valores de Bi, Cu e Pb, utilizados para a confecção do histograma contido na figura 8.2, e que estão presentes na tabela 8.1, foram divididos por 10, 100 e 100, respectivamente, com o intuito apenas de facilitar o manuseio dos dados para uma maior percepção das correlações desses elementos com o Au.

Nos diagramas da figura 8.2, foram correlacionados os elementos Ag, Bi, Pb, Cu e Zn com o Au, além de Ag com Bi. Com exceção dos diagramas de Pb *versus* Au e Zn *versus* Au, todos mostram uma correlação positiva entre esses metais, ou seja, a assinatura do depósito X1 consiste de Au, Ag, Bi, $\pm$ Cu.

Tabela 8.1: Valores em ppm das análises químicas de testemunhos de sondagem do furo SEX1-32.

Amostras	De	Até	Au	Ag	Bi	Cu	Pb	Zn	Amostras	De	Até	Au	Ag	Bi	Cu	Pb	Zn	Amostras	De	Até	Au	Ag	Bi	Cu	Pb	Zn
1	51,00	52,00	0,65	4,7	12	13	36	30	29	104,00	106,00	0,92	10,8	20	1110	72	1320	57	160,00	162,00	1,13	11,4	28	466	649	190
2	52,00	54,00	0,05	1,7	4	12	16	11	30	106,00	108,00	2,69	18,9	32	2460	120	2060	58	162,00	164,00	0,53	7,1	39	515	400	212
3	54,00	56,80	0,01	0,5	2	50	28	13	31	108,00	110,00	2,79	12,9	28	2200	101	2630	59	164,00	166,00	1,54	16,4	34	460	288	47
4	56,80	58,00	1,90	5,5	32	718	14	10	32	110,00	112,00	2,31	8,8	27	2190	154	101	60	166,00	168,00	1,33	7,6	29	621	64	40
5	58,00	60,00	0,36	0,8	20	122	21	13	33	112,00	114,00	2,06	9,4	40	2730	60	52	61	168,00	170,00	0,62	18,5	38	242	200	36
6	60,00	62,00	0,37	1,7	40	586	2	21	34	114,00	116,00	1,55	15,1	24	2390	284	1670	62	170,00	172,00	0,14	8,5	35	259	97	30
7	62,00	64,00	0,45	2,3	22	374	15	17	35	116,00	117,40	3,12	18,6	41	3450	669	8810	63	172,00	174,00	0,19	4	17	203	83	30
8	64,00	66,00	3,09	3,3	63	384	9	21	36	117,40	119,40	0,14	1	3	49	30	60	64	174,00	176,00	0,29	4,1	20	131	20	33
9	66,00	68,00	0,89	1,3	18	536	34	13	37	119,40	122,00	1,50	17,1	23	594	36	168	65	176,00	178,00	2,82	10	33	285	46	33
10	68,00	70,00	9,07	15,5	39	397	14	24	38	122,00	124,00	2,54	17	27	2610	48	222	66	178,00	180,00	0,59	2,6	17	386	2	29
11	70,00	72,00	0,66	2,2	50	460	29	34	39	124,00	126,00	1,75	14,8	47	1690	35	69	67	180,00	182,00	0,14	2	17	131	26	67
12	72,00	74,00	1,21	7,6	34	628	16	14	40	126,00	128,00	1,43	17,7	34	2450	57	496	68	182,00	184,00	0,13	2,7	10	52	22	29
13	74,00	76,00	3,15	18,9	57	4720	179	836	41	128,00	130,00	1,84	11,5	15	1545	86	654	69	184,00	186,00	0,14	2	9	49	6	23
14	76,00	78,80	3,14	14,2	106	2390	91	33	42	130,00	132,00	2,46	17,9	22	1560	198	1670	70	186,00	188,00	0,09	1,7	7	49	34	21
15	78,80	80,00	35,30	17,5	82	1100	172	81	43	132,00	134,00	1,10	5,8	11	1280	53	91	71	188,00	190,00	0,52	13,5	45	32	3	21
16	80,00	82,00	0,02	0,5	2	25	42	82	44	134,00	136,00	0,46	6,8	12	393	64	165	72	190,00	192,00	0,10	3,3	18	34	4	24
17	82,00	83,00	0,05	0,5	2	46	25	97	45	136,00	138,00	0,57	10,6	17	963	142	94	73	192,00	194,00	0,09	1,4	17	13	2	19
18	83,00	84,00	3,67	8,9	36	1790	76	197	46	138,00	140,00	1,68	5,5	27	1025	26	81	74	194,00	196,00	0,06	2,5	7	12	13	27
19	84,00	86,00	1,31	9,2	13	1690	281	2730	47	140,00	142,00	0,72	5,3	20	630	14	38	75	196,00	198,00	0,44	5,2	11	38	8	25
20	86,00	88,00	1,23	7,8	18	742	169	44	48	142,00	144,00	0,65	5,6	18	268	34	74	76	198,00	200,00	0,03	0,5	5	126	2	22
21	88,00	90,00	0,73	9,8	8	1120	114	412	49	144,00	146,00	0,64	8,7	30	291	79	154	77	200,00	202,00	0,02	0,9	2	52	20	32
22	90,00	92,00	7,77	12,3	32	2050	20	24	50	146,00	148,00	0,32	4,7	18	163	64	183	78	202,00	204,00	0,01	0,5	2	46	12	13
23	92,00	93,00	2,76	14,1	38	3740	31	70	51	148,00	150,00	0,15	3,5	11	1075	16	48	79	204,00	206,00	0,02	0,5	2	29	19	20
24	93,00	95,10	29,20	27,2	77	670	32	84	52	150,00	152,30	0,08	2,9	39	61	53	86	80	206,00	208,00	0,01	0,5	2	17	6	16
25	95,10	97,63	1,13	8,8	12	1150	16	25	53	152,30	154,00	1,37	8	38	366	249	153	81	208,00	210,00	0,05	0,5	2	83	10	15
26	97,63	99,40	0,55	6,1	9	350	33	85	54	154,00	156,00	1,44	13,1	40	154	386	325	82	210,00	212,00	0,03	0,5	2	15	10	22
27	99,40	101,20	2,16	11,8	53	992	25	27	55	156,00	158,00	1,98	21	56	907	419	191	83	212,00	213,50	0,03	0,5	2	41	9	17
28	101,20	104,00	1,91	9,7	27	972	38	62	56	158,00	160,00	3,18	25,7	56	997	790	432									

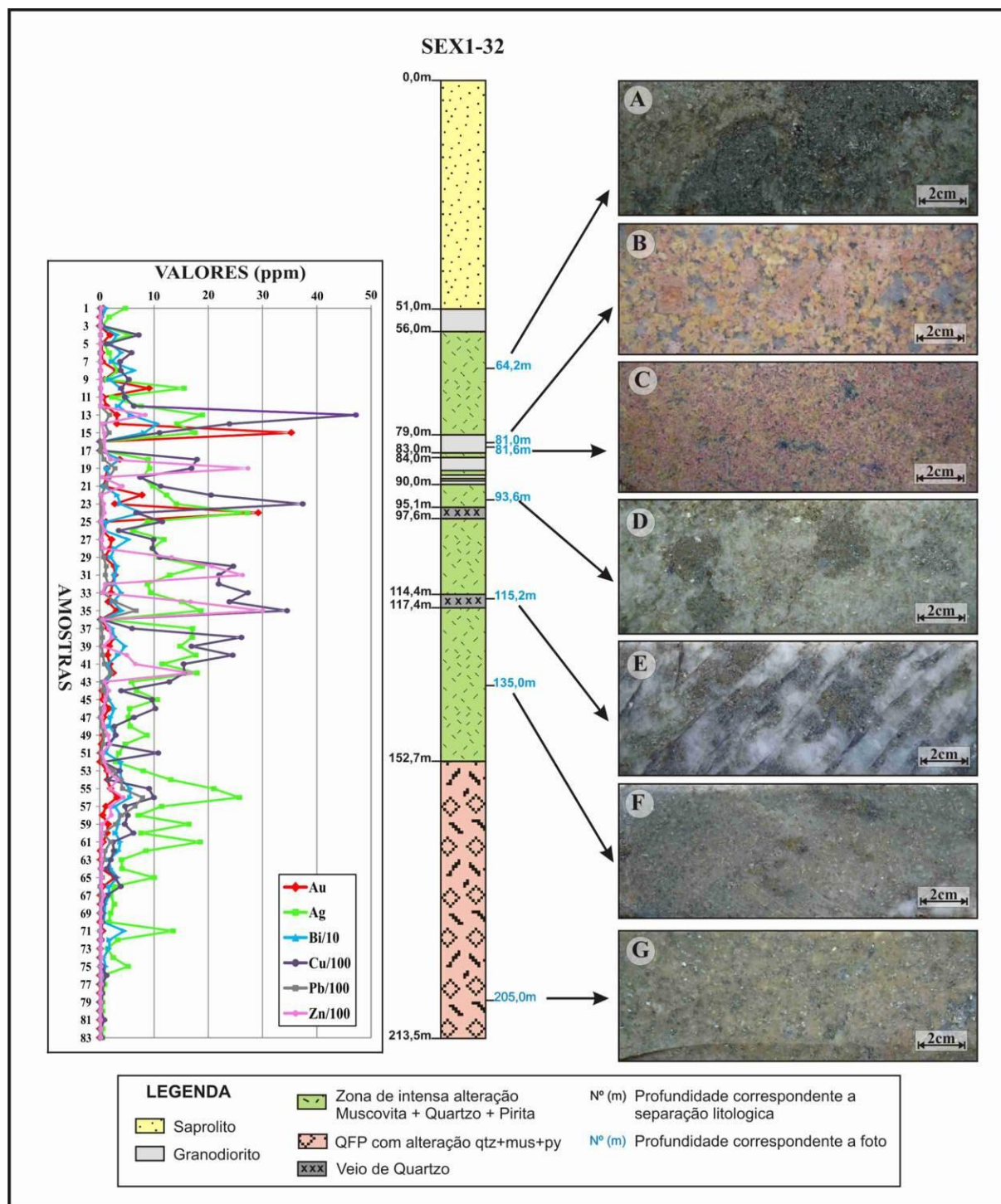


Figura 8.1: Perfil geológico do furo de sondagem SEX1-32 com histograma de comparação do Au com outros metais: Ag, Cu, Pb e Bi em ppm. Fotos: (A) Intervalo de intensa alteração quartzo + muscovita + pirita, com agregados de pirita grossa de até 5cm de diâmetro; (B) Granodiorito potassificados com fenocristais de plagioclásio <3cm em estágio de potassificação; (C) Granodiorito de granulação fina potassificado; (D) Zona de intensa alteração quartzo + muscovita, com presença de nódulos arredondados de pirita < 2cm; (E) Veio de quartzo tardio com muscovita e pirita associada; (F) QFP com forte alteração a quartzo + muscovita + pirita e subordinadamente agregados de calcopirita e (G) QFP mostrando alteração potássica pervasiva e alteração a quartzo + muscovita + pirita seletiva.

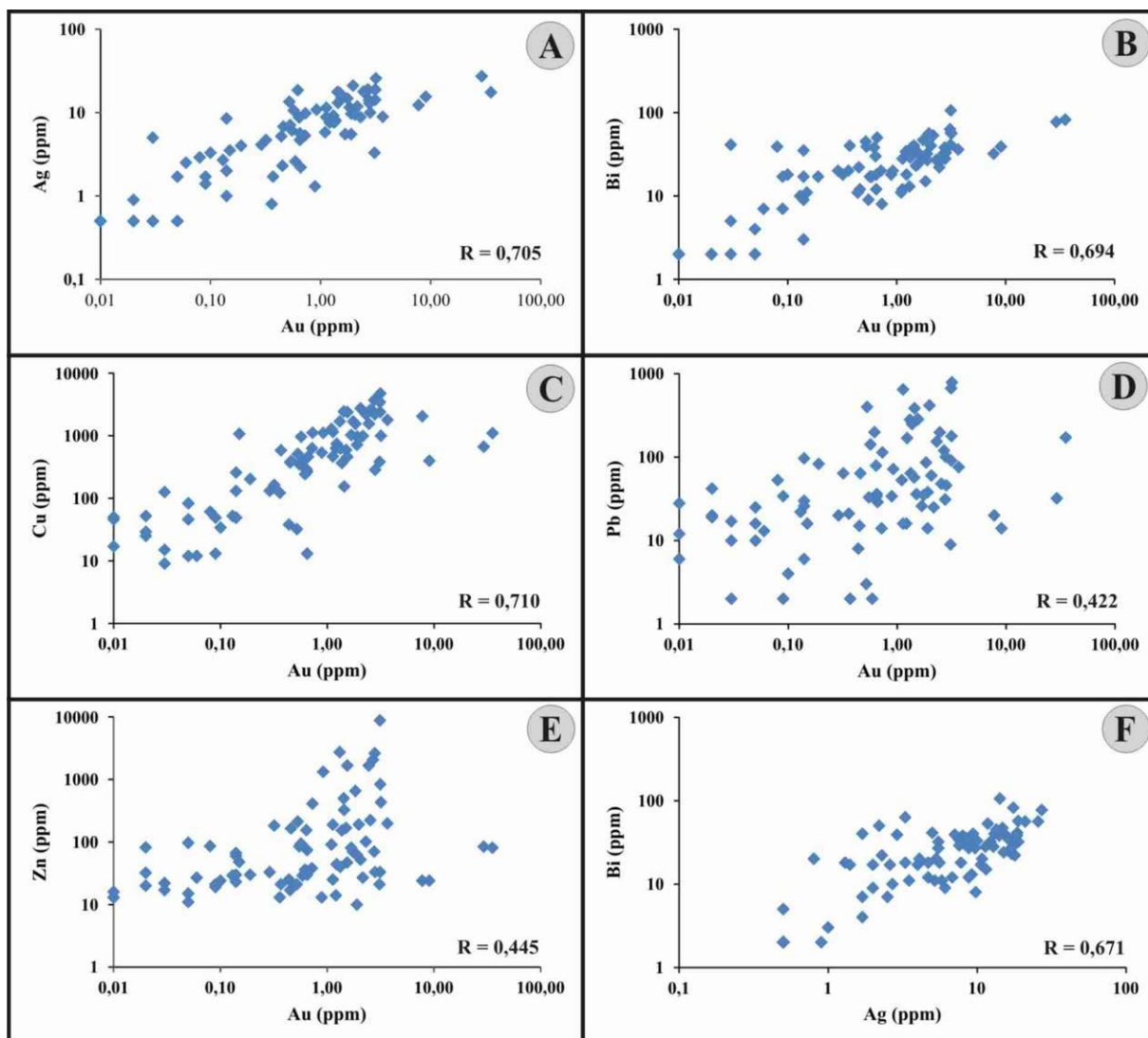


Figura 8.2: Assinatura geoquímica do depósito XI (Valores em ppm). (A) Ag versus Au; (B) Cu versus Au; (C) Bi versus Au; (D) Pb versus Au; (E) Zn versus Au e (F) Bi versus Ag.

9. INCLUSÕES FLUIDAS

9.1. Petrografia

Estudos preliminares de inclusões fluidas desenvolvidos nesse trabalho e em Trevisan (2012) em veios de quartzo $\pm$ pirita $\pm$ calcopirita $\pm$ muscovita, situados em zonas de intensa alteração com muscovita + quartzo, que afetam as hospedeiras granodioríticas e o QFP (Figs. 9.1A-B) do depósito X1, indicam a seguinte tipologia de fluidos mineralizantes com base no número e natureza das fases presentes à temperatura ambiente:

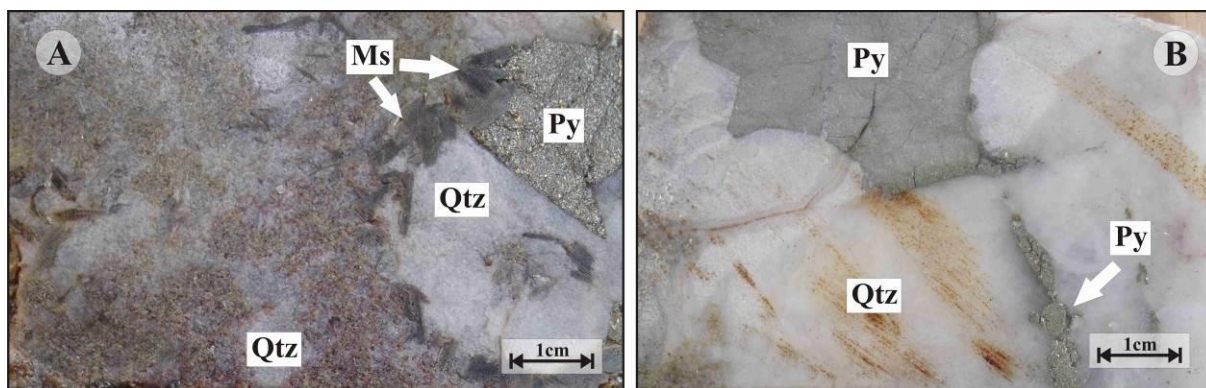


Figura 9.1: Zonas com intensa alteração quartzo + muscovita + pirita: (A) Bolsões de quartzo em granodiorito, alterado hidrotermalmente. Note presença de muscovita grossa nas bordas do quartzo e cristais centimétricos de pirita (SEX1-31 – 69,52m) e (B) Veio de quartzo com presença pirita como cristais centimétricos e preenchendo fraturas (SEX1-31 – 73,85m).

Tipo I: inclusões trifásicas aquo-carbônicas constituídas por H_2O líquido + CO_2 líquido + CO_2 gás (Figs. 9.2A-B). Suas dimensões variam de 8 – 16 μm , exibem geralmente formas sub-arredondadas a sub-angulosas e podem ocorrer tanto como populações no interior de cristais de quartzo onde se agregam de forma aleatória, sugerindo origem primária (Figs. 9.2B e 9.3A), quanto distribuída ao longo microfraturas que se entrecortam, mas não ultrapassam os limites dos grãos individuais de quartzo, sugestivas de possível origem pseudosecundária (Figs. 9.2C e 9.3B). O grau de preenchimento (GP) é variável e encontra-se entre 40 a 95%, indicativas de aprisionamento heterogêneo desses fluidos aquo-carbônicos por meio de imiscibilidade.

Tipo II: inclusões aquosas bifásicas que à temperatura ambiente (25°C) contêm água líquida (H_2O_l) e vapor de água (H_2O_v representada pela bolha) (Fig. 9.2B) e com GP entre 80 a 95%, indicando, portanto, aprisionamento de um fluido homogêneo (uma única fase). Exibem morfologias que variam de sub-arredondadas a muito angulosas e dimensões no intervalo 6 – 20 μm . Essas inclusões coexistem espacialmente com as do tipo I (Figs. 9.2B e 9.3A) em populações

no interior de cristais de quartzo ou ao longo de microfraturas intra-granulares (Figs. 9.2C e 9.3B) podendo, da mesma forma que as do tipo I, serem de origem primária e pseudosecundária, respectivamente.

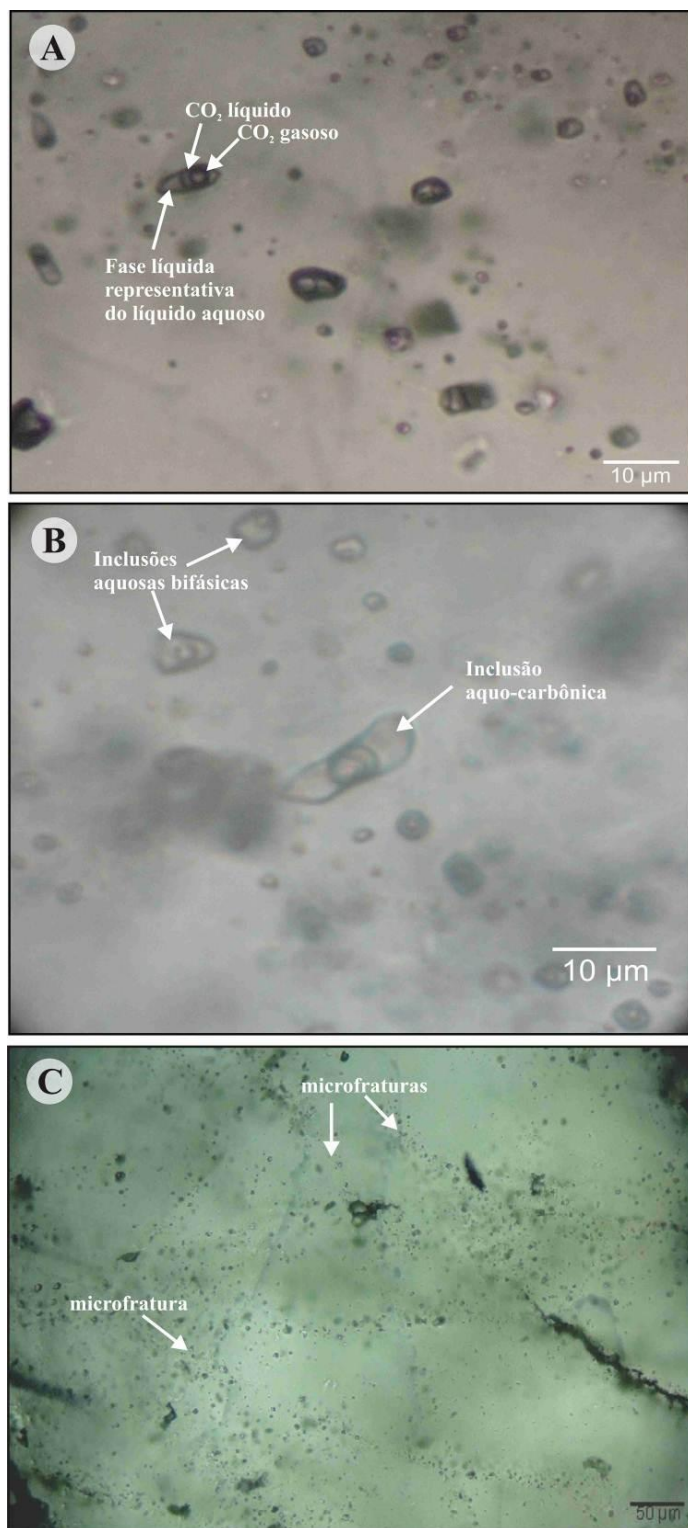


Figura 9.2: *Fotomicrografias dos diferentes tipos e modos de ocorrências das inclusões fluidas no depósito XI: (A) Detalhe de inclusão aquo-carbônica (tipo I). São inclusões de natureza trifásica: duas fases líquidas (H₂O e CO₂) e outra gasosa (CO₂); (B) Detalhe de inclusão aquo-carbônica (tipo I) em coexistência com inclusões aquosas bifásicas (tipo II) e (C) Populações de inclusões fluidas dos tipos I e II ao longo de microfraturas que se entrecortam.*

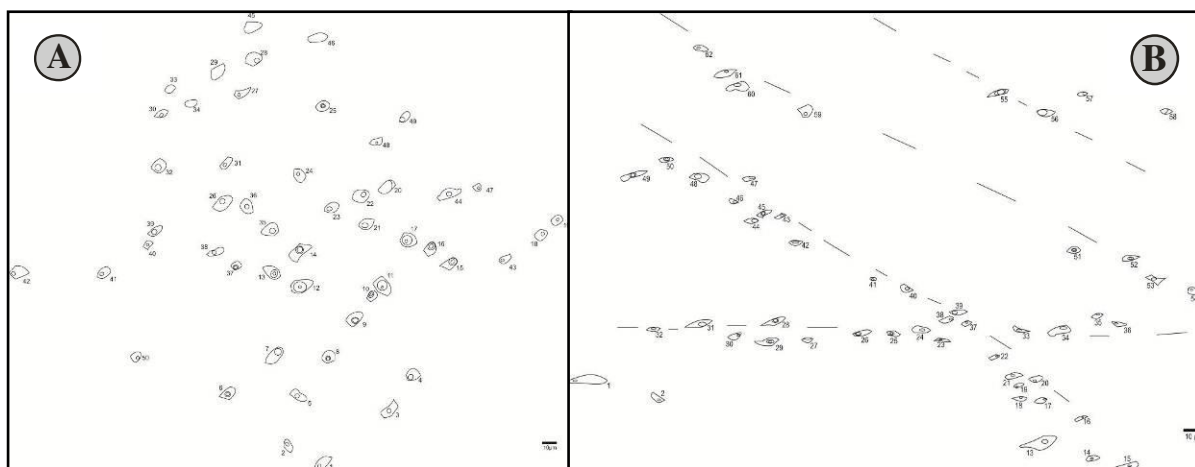


Figura 9.3: (A) Esquema representativo de uma assembleia de inclusões dos tipos I e II. Notar o padrão aleatório na distribuição destas inclusões no interior do cristal de quartzo; (B) Esquema representativo de uma assembleia de inclusões dos tipos I e II (pseudosecundárias?). Notar o padrão de distribuição ao longo de microfraturas que se entrecortam em cristal de quartzo.

9.2. Microtermometria

A fase carbônica das inclusões de tipo I mostram temperaturas de fusão do CO_2 ($T_{f\text{CO}_2}$) concentradas entre -55.8 e -58.1°C , com a maior frequência em 57.7°C , indicando corresponder a CO_2 puro, sem a presença de outros voláteis adicionais (e.g. CH_4 , N_2 , etc), os quais provocariam um rebaixamento do ponto triplo do CO_2 puro, que se encontra em -56.6°C . As temperaturas de fusão dos clatratos ($T_{f\text{clatrato}}$) formados durante o resfriamento dessas inclusões variam de 5.8 a 4.8°C , indicativas de salinidades entre 6.1 a 8.9% em peso equivalente de NaCl , com maior concentração em torno dos 7% (Figs. 9.4A e 9.5). A homogeneização do CO_2 líquido ($T_{h\text{CO}_2}$) ocorre entre 24.7 e 32.3°C , com maior concentração de valores em 31°C . Essa homogeneização se processa tanto para o estado crítico (e.c) como para o estado líquido, indicando valores de densidade para do CO_2 da fase carbônica entre 0.35 à 0.77 g/cm^3 . As temperaturas de homogeneização total ($T_{h\text{total}}$) registradas variam entre 251.6 e 334.6°C , com maior concentração de valores em 270 e 290°C (Figs. 9.4B e 9.5). Contudo, grande parte dessas inclusões crepitou antes de atingir a temperatura de homogeneização. Exceto por uma inclusão, a homogeneização total de todas as demais ocorreu para o estado líquido.

As temperaturas do eutético (T_e) registradas para inclusões de tipo II encontram-se entre -29.7 e -48.6°C , com maior concentração em torno de -45°C , sugerindo que, além de NaCl , tais fluidos devam conter quantidades variáveis de MgCl_2 , FeCl_2 e CaCl_2 (Davis *et al.*, 1990).

Com base nos dados microtermométricos, as inclusões aquosas bifásicas podem ser subdivididas em:

Tipo *Ila* = mostram a nucleação de clatrato durante o estágio de resfriamento indicando a presença de quantidades muito subordinadas de CO₂ dissolvido nesses fluidos. Para essas inclusões o clatrato se funde ($T_{f_{clatrato}}$) entre 6,5 e 7,9°C. Visto que essas inclusões não apresentam a nucleação de CO₂ gasoso, as suas salinidades não puderam ser estimadas a partir da $T_{f_{clatrato}}$, mas através da temperatura de fusão do gelo (vide equação 03). A fusão do gelo ($T_{f_{gelo}}$) para essas inclusões varia de 6,1 até -2,3°C, com maior concentração de valores em -4°C (salinidade: 3,8 – 9,3% eq. NaCl, com concentração preferencial ao redor de 8% (Figs. 9.4A e 9.5). As T_{hts} dessas inclusões ocorrem para o estado líquido e concentram-se entre 181,1°C e 268,4°C.

Tipo *Iib* = são essencialmente aquosas pois não formam clatratos durante o estágio de resfriamento. São as mais abundantes e exibem amplo intervalo de $T_{f_{gelo}}$, entre -25°C e 0°C, com predominância de valores entre -25,8°C a -19,4°C. A salinidade para estas inclusões está entre 2,1% e 26,1% eq. NaCl, com concentração preferencial em 24% eq. NaCl (Figs. 9.4A e 9.5). Essas inclusões apresentam T_{hts} , para o estado líquido, que variam de 126,5°C a 261,6°C (Figs. 9.4B e 9.5).

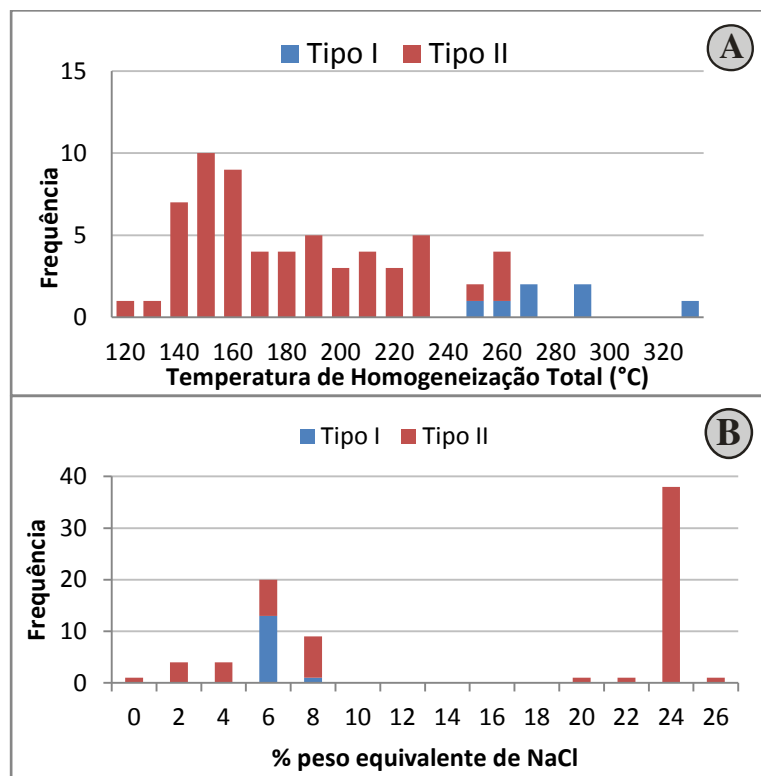


Figura 9.4: (A) Histograma para a salinidade (% peso eq. NaCl) para as inclusões do tipo I e II. (B) Histograma para a temperatura de homogeneização total (T_{htotal}) para as inclusões de tipos I e II.

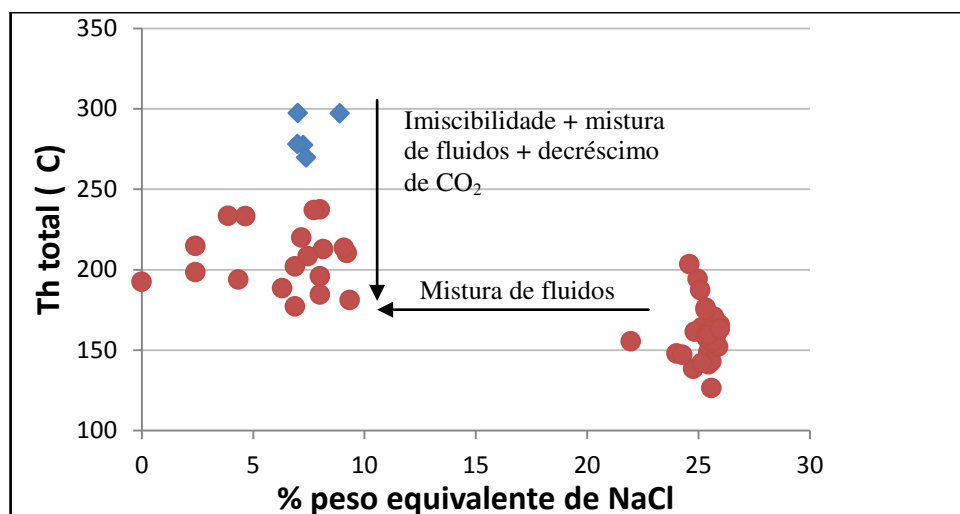


Figura 9.5: Salinidade vs temperatura de homogeneização total (Th_{total}) para as inclusões aquo-carbônicas (tipo I) e aquosas pobres em CO_2 (tipo IIa) e aquosas (tipo IIb) ilustrando possíveis evolução do regime de fluidos durante o desenvolvimento da zona da muscovita – quartzo e mineralização aurífera no depósito X1. Veja texto para maiores discussões.

Os dados das inclusões fluidas investigadas das zonas mineralizadas do depósito X1 (Trevisan, 2012) encontram-se na Tabela 9.1.

Tabela 9.1: Dados das inclusões fluidas das zonas mineralizadas do depósito X1 (Trevisan, 2012).

Tipos de Inclusões	Número fases	Características Petrográficas	GP (25°C)	Dados Microtermométricos
Tipo I (L + L + V) (n = 19)	03	Dimensões: 8-16µm; Formas: sub-arredondadas a sub angulosas; Ocorrência: aleatória e em microfraturas.	40 a 95%	Tf_{CO_2} : -58,1 a -55,8°C; $Tf_{clatrato}$: 5,8 a 7,8°C; Th_{CO_2} : 31,3 a 32,3°C (e.c) 24,7 a 31,1°C (L) Th_{total} : 251,6 a 297,4°C (L) e 334,6 (V) Salinidade: 6,11 a 8,90% eq. NaCl
Tipo II IIa (L + V) (n = 15)	02	Dimensões: 6-20µm; Formas: sub-arredondadas a muito angulosas; Ocorrência: aleatória e em microfraturas.	80 a 95%	Te : -29,7 a -25,6°C; $Tf_{clatrato}$: 6,5 a 7,9°C; Tf_{gelo} : -6,1 a -2,3°C; Th_{total} : 181,1 a 268,4°C (L) e Salinidade: 3,8 a 9,3% eq. NaCl
IIb (L + V) (n = 67)				Te : -48,6 a -31,2; $Tf_{clatrato}$: não fora calculado; Tf_{gelo} : -25 a 0°C; Th_{total} : 126,5 a 261,6°C (L) e Salinidade: 2,1 a 26,1% eq. NaCl

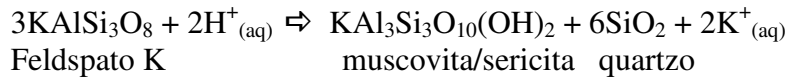
LEGENDA: (L + L + V): H_2O líquido + CO_2 líquido + CO_2 gás; (L + V): água líquida (H_2O_l) e vapor de água (H_2O_v); (n): número de medidas realizadas; Tf_{CO_2} : Temperatura de Fusão do CO_2 ; Te : Temperatura do Eutético; $Tf_{clatrato}$: temperatura de fusão do clatrato; Tf_{gelo} : Temperatura de fusão do gelo; Th_{CO_2} : Temperatura de Homogeneização da bolha de CO_2 ; Th_{total} : temperatura de homogeneização total; GP: Grau de Preenchimento da fase aquosa líquida; (L): homogeneização para o estado líquido; (V): homogeneização para o estado gasoso; (e.c): homogeneização para o estado crítico.

10. DISCUSSÕES

A estreita relação espacial entre mineralizações auríferas disseminadas e plutons graníticos paleoproterozóicos do tipo I, de afinidade sub-alcalina a cálcio-alcalina, metaluminosa a levemente peraluminosa, de médio a alto potássio e composição de tonalito-granodiorito a sienito-monzogranito, com a mineralização aurífera associada a zonas de intensas alterações hidrotermais, têm sido fortes evidências para vincular a metalogênese do ouro no setor leste da PAAF ao desenvolvimento de sistemas magmático-hidrotermais (Moura, 1998; Paes de Barros, 2007; Silva & Abram, 2008; Assis, 2011; Xavier *et al.*, 2011). Principais exemplos de mineralizações auríferas disseminadas em sistemas graníticos nesse setor da província incluem os depósitos auríferos Luizão (Paes de Barros, 2007), Pé Quente (Assis, 2011; Stábile-Jr, 2011) e Serrinha (Moura *et al.*, 2006). A mineralização aurífera do depósito X1 caracterizada nesse trabalho também se enquadra nesse contexto genético em função das relações geológicas que demonstram forte vínculo com pelo menos dois pulsos magmáticos, representados pelo granodiorito e o pelo quartzo-feldspato pórfiro, possivelmente com idades de colocação muito próximas. Além disso, esse sistema magmático-hidrotermal deve ter se desenvolvido em zonas de cúpula das intrusões graníticas com o auxílio de estruturas (*e.g.* lineamentos NW e NE observados na área do depósito X1) para promover uma maior circulação de fluidos provenientes da cristalização magmática e/ou permitir o acesso de fluidos externos.

O ambiente de arco magmático de colocação das rochas graníticas hospedeiras, o caráter relativamente oxidado desses magmas, os tipos e distribuição da alteração hidrotermal, com propilitica distal, marcante alteração potássica com feldspato potássico e alteração com muscovita – quartzo são características que conjuntamente aproximam o depósito X1 aos sistemas magmático-hidrotermais que originam depósitos de Cu-Au-Mo do tipo pórfiro. No caso, o depósito aurífero X1 poderia ser equivalente a sistemas ricos em ouro, porém, pobre em cobre, do tipo pórfiro (*e.g.* ouro pórfiro), a exemplo dos depósitos de Maricunga (Chile; Muntean & Einaudi, 2000), La Colosa (Colombia; Gil-Rodriguez, 2010) e Serrinha (Brasil; Moura, 1998). Nessa hipótese, a evolução do sistema hidrotermal teria iniciado com a saturação de uma fase fluida a partir da cristalização do granodiorito e QFP (composição de tonalito). Com o progresso da cristalização dessas intrusões fluidos aquosos de temperaturas elevadas ($> 450^{\circ}\text{C}$ e $< 600^{\circ}\text{C}$) e de pH neutro a levemente alcalino (feldspato potássico estável) teriam sido os responsáveis pelo

desenvolvimento da ampla alteração potássica observada no entorno das zonas mineralizadas (Fig. 10.1). A substituição progressiva do feldspato potássico da alteração potássica pela muscovita e quartzo nas zonas mineralizadas indica condições de alta razão fluido/rocha e que os fluidos no sistema hidrotermal tornaram-se mais frios e de pH mais ácido (<4; muscovita estável). Esse processo encontra-se ilustrado na figura 10.1 e por meio da reação:



Note que essa reação de hidrólise consome íons H^+ para formar muscovita/sericita e requer um fluido de pH relativamente ácido. Adicionalmente, sílica é liberada da reação e pode se precipitar como quartzo na zona de alteração com muscovita ou como veios.

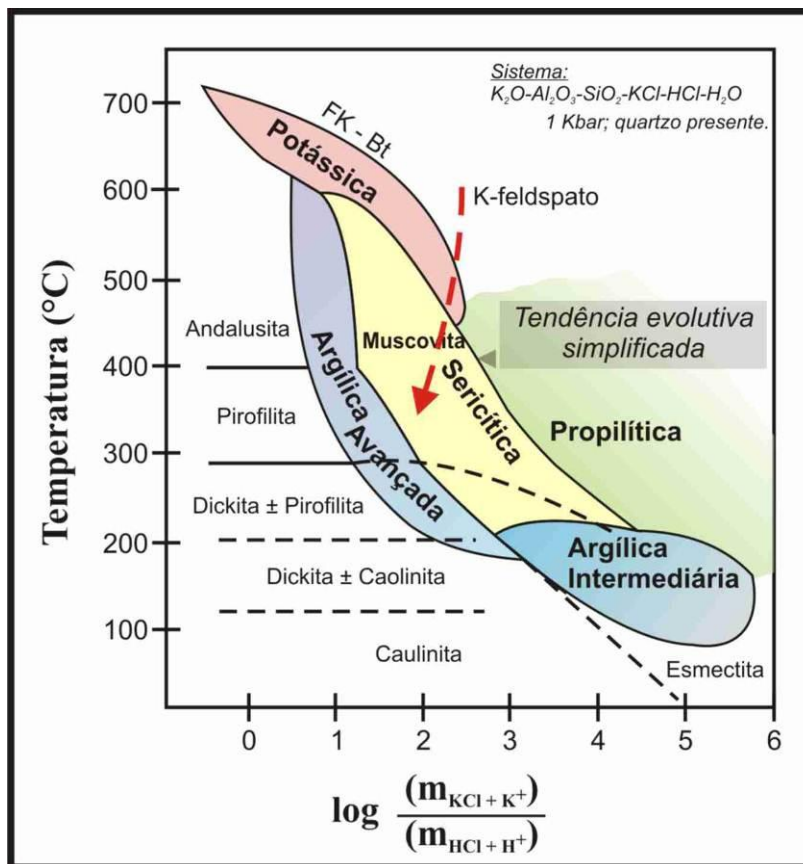


Figura 10.1: Diagrama de fase para o sistema $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{KCl}-\text{HCl}$ (para $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ kbar), dolog $(m_{\text{KCl}+\text{K}+})/(m_{\text{HCl}+\text{H}+})$ em função da temperatura, em que se observa a trajetória evolutiva e simplificada do sistema hidrotermal do Depósito X1. O caminho (— — — ►) reflete, respectivamente, maiores e menores razões $(\text{KCl}+\text{K}+)/(\text{HCl}+\text{H}+)$. Diagrama extraído de *Seedorff et al., (2005)*.

Dados de inclusões fluidas indicam que fluidos aquo-carbônicos de baixa salinidade (< 10 % eq. NaCl) e aquosos de salinidade variada (entre 0 a 25% eq. NaCl) teriam sido os principais componentes do regime de fluidos em atividade durante o desenvolvimento do estágio de alteração tipo muscovita + quartzo + pirita e da mineralização aurífera Além disso, a distribuição

espacial e as relações entre a temperatura de homogeneização total e salinidade das inclusões que representam esse regime de fluidos (Fig. 9.5) mostram que: (1) os fluidos aquo-carbônicos têm temperaturas mais elevadas que os fluidos aquosos e mostram que possivelmente representam um sistema em imiscibilidade devido ao fato de coexistirem simultaneamente em populações no interior de cristais de quartzo ou ao longo de microfraturas intra-granulares (ambas inclusões são de fontes primárias); (2) com o decréscimo gradual da temperatura, fluidos aquo-carbônicos aparentemente evoluem para fluidos aquosos pobres em CO₂, porém, sem mudanças da salinidade. Essa mudança possivelmente tenha ocorrido mediante a interação progressiva com fluidos externos mais frios e oxidantes (meteóricos?). Um terceiro tipo é representado por (3) fluidos aquosos de baixa temperatura e salinidade elevada (~ 25% em peso NaCl eq.), possivelmente representativos de pulsos tardiamente exsolvidos da cristalização magmática.

A mineralização aurífera pode estar relacionada a estágios de degaseificação da câmara magmática com imiscibilidade de fluidos, possível interação com fluidos externos (*e.g.* meteóricos?) que promove resfriamento adicional dos fluidos, intensifica a zona de mica potássica (muscovita), aumenta a fO_2 (hematita estável) e causa a precipitação do ouro. Nesse processo, se durante a separação de fases fluidas (imiscibilidade), o enxofre sai do sistema com a fase vapor (*e.g.* H₂S), a precipitação de sulfetos de Fe-Cu será inibida, resultando na deposição principalmente de magnetita/hematita. O ouro e ferro não necessitam de enxofre para precipitar, enquanto cobre, por ser calcófilo, requer esse elemento. Portanto, essa perda de enxofre pode ser a causa principal de certos depósitos do tipo pórfiro conterem teores elevados de ouro, porém, baixos em cobre (Muntean, 2001), como no caso do depósito X1 (Fig. 10.2).

Depósitos do tipo Au pórfiro não são muito comuns e constituem uma classificação que começou a ser utilizada a partir de 1990 (Vila *et al.*, 1991; Vila & Sillitoe, 1991), embora já tivesse sido definida por Sillitoe (1979) como sendo depósitos de cobre pórfiro que contém teores de ouro de no mínimo 0,4 g/t.

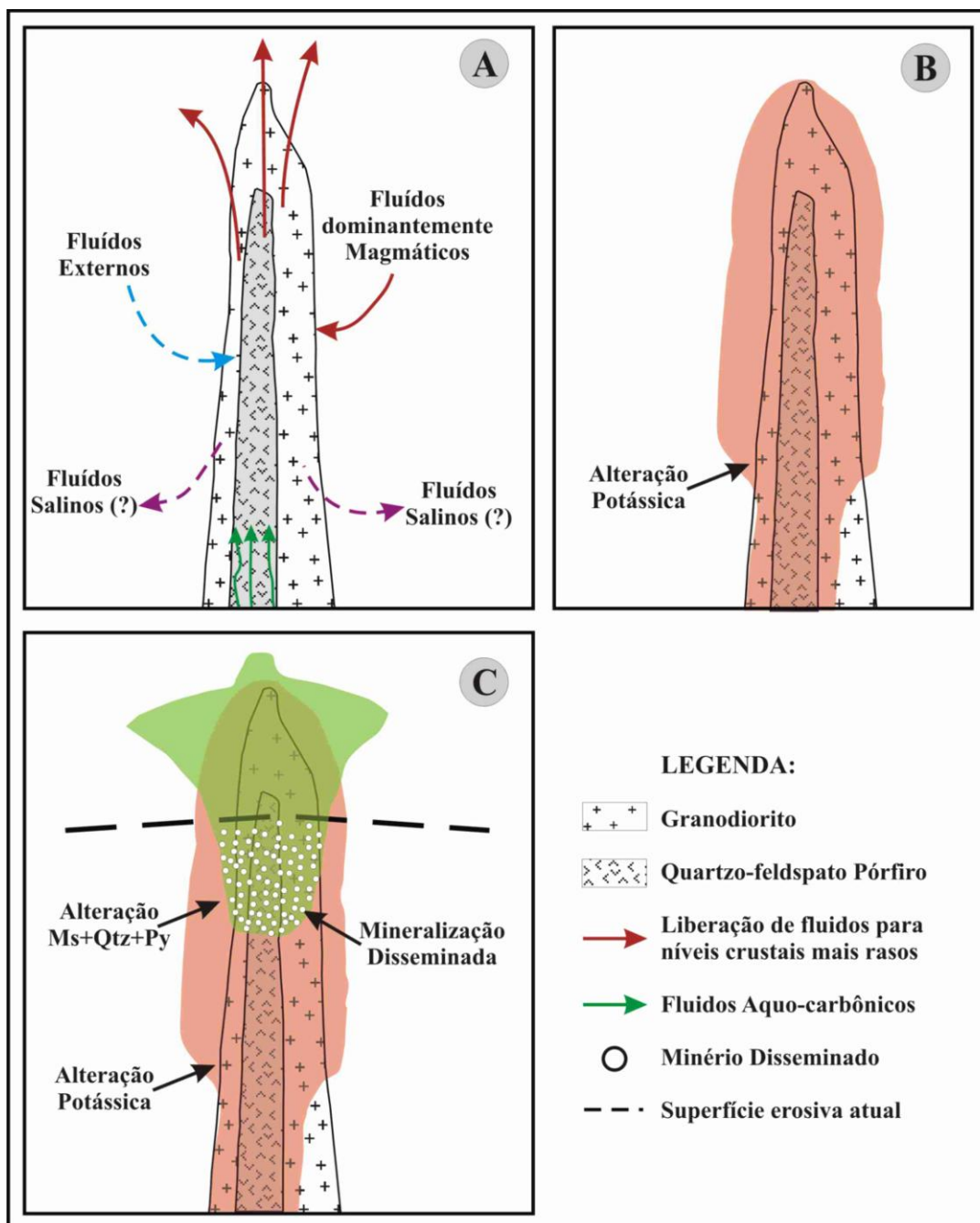


Figura 10.2: Modelo proposto para o sistema de circulação de fluidos e padrões da alteração hidrotermal para o depósito X1, considerando o ambiente em raiz de sistemas do tipo ouro pórfiro: (A) representação esquemática do padrão de circulação de fluidos sugerida para o depósito, a partir de uma câmara magmática em processo de ascensão para níveis crustais mais rasos; (B-C): Evolução temporal dos principais tipos das alterações hidrotermais. Neste contexto, as zonas mineralizadas apresentam íntima relação alteração do tipo quartzo + muscovita + pirita.

Neste cenário, o depósito X1, apresenta similaridades tanto com os depósitos do tipo Au pórfiro quanto com os *Intrusion-Related Gold System – IRGS*, como sumarizado na tabela 10.1:

Tabela 10.1: Quadro comparativo entre características do depósito X1 com modelos genéticos propostos preliminarmente.

Características do Depósito X1	Au Pórfiro	IRGS
Alteração Propilítica Distal	Comum	Ausente
Alteração Potássica com KF geralmente posicionada ao redor das zonas mineralizadas	Ampla	Restrita
Alteração com muscovita+quartzo+sulfetos bem desenvolvida associada à mineralização aurífera	Incomum	Comum
Paragênese do minério dominada por pirita	Comum	Comum
Ausência de arsenopirita e pirrotita	Comum	Incomum
Calcopirita, galena e esfalerita ocorrem subordinados	Comum	Comum
Correlação do ouro com Bi, Ag, Te e Cu	Incomum	Comum
Hospedeira granítica com magnetita como óxido acessório dominante (magma granítico relativamente oxidado)	Comum	Ausente
Presença de hematita associada à paragênese sulfetada	Comum	Ausente
Presença de veios multidirecionais (<i>stockworks</i>)	Comum	Ausente

A exemplo dessa classe de depósitos e que possuem características similares ao depósito X1, têm-se os depósitos de Cerro Casale – Maricunga Belt (Chile; Palacios *et al.*, 2001), La Colossa (Colômbia; Gil-Rodriguez, 2010) e Serrinha (Brasil; Moura, 1998).

Nesses depósitos, como no X1, a mineralização está restrita a amplas zonas de alteração hidrotermal com presença de Ag, Cu e minerais de Bi na assembleia paragenética do minério, além do ouro ocorrer principalmente incluso na pirita. No caso do depósito Serrinha o ouro está disseminado no monzogranito com intensa alteração K-silicática, clorítica e fílica/sericitica, com baixos teores de Ag e Cu (Moura, 1998). Já no depósito Cerro Casale, a mineralização aurífera hospeda-se em diorito e granodiorito pórfiro e subordinadamente em *stock* subvulcânicos e brechas hidrotermais, estando restrita a duas amplas zonas de alteração hidrotermal: (i) alteração potássica com concentração abundante de Ag (8 à 27%) e muito baixa de Cu (n.d. à 0,24%) associada a mineralização e (ii) alteração de mica branca que possui baixas concentrações de Ag (1 à 9%) e de Cu (0,06 à 0,34%), segundo Palacios *et al.*, 2001. Enquanto que, no depósito X1, a mineralização aurífera hospeda-se em rochas de composição granodiorítica e tonalítica (QFP) em zonas de intensa alteração com quartzo + muscovita + pirita. Neste caso, o ouro exhibe

concentrações em Ag que variam de 20 a 30% além de baixas concentrações de Cu.

Como mostrado na Tabela 10.1, apesar das similaridades do depósito X1 com sistemas IRGS (*intrusion-related gold system*), o ouro nestes depósitos não exibe associação paragenética com óxidos de ferro, a exemplo da hematita no depósito X1, mas sim a uma paragênese sulfetada de natureza mais reduzida, com pirita – pirrotita – arsenopirita. Além disso, nos IRGS, a alteração hidrotermal é representada pelas alterações sódica (com albita) e potássica (com feldspato alcalino) geralmente precoces, seguidas de alteração do tipo *greisen* (muscovita grossa) e silicificação. Embora, no geral, os tipos e gradação da alteração hidrotermal sejam semelhantes entre o depósito X1 e modelo IRGS, os estilos da alteração no X1 são intensos e predominantemente pervasivos, com a completa destruição da textura ígnea da rocha em alguns casos. Essa característica difere do padrão IRGS que está usualmente associado a fraturas (*fracture-controlled alteration*) com estreitos halos metassomáticos (Thompson *et al.*, 1999; Lang & Baker, 2001; Hart, 2007), o que vem a refletir em um menor fluxo de fluido no sistema.

A zona de alteração do tipo muscovita + quartzo + pirita no depósito X1, pode ser equivalente as zonas de alteração do tipo *greisen* definidas por Seedorff *et al.* (2005), apenas para designar uma alteração hidrotermal com agregados de muscovita grossa. Nesse sentido, o termo não remete, portanto, a denotação genética da clássica alteração do tipo *greisen*, que segundo Shcherba (1970) e Pirajno (1992) corresponde a assembleia hidrotermal de quartzo + muscovita com fluorita, topázio e turmalina subordinados, associada às porções apicais de granitos anorogênicos altamente fracionados e mineralizados a Sn-W-U.

Zonas de alteração do tipo *greisen* com pirita ocorrem com maior frequência em zonas mineralizadas de depósitos de Mo-Cu do tipo pórfiro (*e.g.* Climax e Henderson no Colorado, E.U.A.; Burt, 1981). Nesses depósitos, essa alteração geralmente forma vênulas com muscovita nas bordas e quartzo – pirita no centro, localmente envelopadas por alteração potássica com feldspato potássico (Seedorff *et al.* 2008). No entanto, essa alteração tipo *greisen* é relativamente rara em depósitos de Cu-Au ou Au do tipo pórfiro (Seedorff *et al.*, 2005 e 2008). Alguns exemplos incluem os depósitos de Cu pórfiro de Pinto Valley (Arizona – E.U.A.; Breitrack & Lenzi, 1987) e Valley Copper (British Columbia, Canada; Casselman *et al.*, 1995) que possuem zonas com muscovita grossa e quartzo com concentrações significativas de calcopirita e bornita (Seedorff *et al.*, 2008). Outros exemplos bem documentados da ocorrência marcante de alterações do tipo *greisen* em depósitos de Cu-Au do tipo pórfiro incluem os depósitos Miami Inspiration

(distrito Globe – Miami), Sierrita – Esperanza e El Ray, todos no Arizona, E.U.A. (Seedorff *et al.*, 2008). Porém, nesses casos, essa alteração representa níveis mais profundos localizados geralmente abaixo das zonas mineralizadas, sendo parte integrante da raiz de sistemas Cu-Au pórfiro (Seedorff *et al.*, 2008). Em geral, a alteração muscovita – quartzo tipo *greisen* quando presente na raiz de pórfiros contém pirita, mas é fracamente mineralizada em Cu e metais de base. Em sistemas pórfiros essas zonas são distintas das zonas de alteração com sericita-quartzo-pirita que geralmente posicionam-se acima das zonas de alteração potássica. A origem da alteração do tipo *greisen* e fatores que controlam sua presença ou ausência nas zonas mineralizadas e zonas de raiz de sistemas pórfiros ainda permanece uma questão pouco explorada. Adicionalmente, alteração do tipo *greisen* não tem sido reportada em depósitos de Au pórfiro.

Nesse contexto, como no depósito X1 as zonas de alteração do tipo *greisen* são constituídas por muscovita – quartzo e não sericita – quartzo sugerem que o sistema magmático-hidrotermal responsável pela mineralização aurífera do depósito X1 pode ter se desenvolvido em níveis mais profundos que sistemas do tipo pórfiro típicos. Grande parte dos depósitos do tipo pórfiro formam-se entre 1 e 6 km de profundidade na crosta, embora o ambiente de formação de alguns poucos, possa se estender até 10 km, como os depósitos localizados no Arizona, E.U.A: El Ray (6-7km), Miami Inspiration (7-10km) e Kelvin Riverside (6-8km) (Seedorff *et al.*, 2005). A presença de fluidos aquo-carbônicos associados a esse estágio de alteração também reforça essa interpretação: a solubilidade do CO₂ em magmas graníticos é dependente da pressão, esses magmas que se cristalizam em profundidade tende a gerar fluidos aquosos ricos em CO₂. Apesar da falta de cálculos termo-barométricos, propõe-se nesse trabalho que o sistema magmático-hidrotermal responsável pela formação do depósito X1 poderia ter se desenvolvido no intervalo de profundidade de 6 a 10 km.

Dados geocronológicos sugerem que a metalogênese do ouro no setor leste da PAAF deve ter ocorrido em pelo menos dois estágios: (1) 1,98 Ga – 1,95 Ga com a colocação dos plútons Novo Mundo e Pé Quente e formação dos depósitos Luizão e Pé Quente, respectivamente (Paes de Barros, 2007; Miguel-Jr, 2011); e (2) 1,89 – 1,87 Ga com a formação do depósito Serrinha hospedado pelo pluton Matupá (Moura, 1998). Neste cenário, como as rochas graníticas hospedeiras do depósito aurífero X1 encontram-se regionalmente inseridas em contexto da *Fácies 4* da Suíte Intrusiva Matupá (Silva e Abram, 2008), a mineralização poderia estar temporalmente

correlacionada ao intervalo de 1,89 a 1,87 Ga, similar à do monzogranito (1872 ± 12 Ma; Moura, 1998; Moura *et al.*, 2006) hospedeiro do depósito aurífero Serrinha. No entanto, os estudos petrográficos em testemunhos de sondagem revelam nesse trabalho que as rochas hospedeiras da mineralização aurífera do depósito X1 têm composição granodiorítica a tonalítica, distinta da *fácies* 4 da Suíte Intrusiva Matupá caracterizada por granito, biotita granito e monzogranito com microgranito e granófiro subordinados. Dessa forma, na ausência de dados geocronológicos, não se pode descartar que esses litotipos possam também ser pertencentes a suítes intrusivas mais antigas, o que automaticamente associaria o estágio mineralizante do depósito X1 ao evento aurífero de 1,98 Ga – 1,95 Ga.

11. CONCLUSÕES

O depósito aurífero X1 localiza-se no setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta. A investigação dos raros afloramentos na área do depósito, combinada com descrições de testemunhos de sondagem e estudos petrográficos de detalhe, revelam que a área do depósito X1 consiste essencialmente de uma suíte de composição granodiorítica – tonalítica, representada por (i) granodiorito inequigranular a porfirítico e (ii) quartzo-feldspato pórfiro, o que o difere, portanto, da classificação regional de granito, biotita-granito e monzogranito com microgranito e granófiro subordinados, pertencentes à fácies 4 da Suíte Intrusiva Matupá, anteriormente proposta por Souza *et al.* (2005).

Os dados litogeoquímicos permitem concluir que as hospedeiras do depósito teriam se originado, via cristalização fracionada, a partir de um magmatismo típico de margem continental ativa com a geração de múltiplas intrusões graníticas do tipo I, de afinidade geoquímica com as series cálcio-alcalinas, peraluminosas, de médio a alto K e natureza predominantemente magnesiânica.

Tanto o granodiorito quanto o quartzo-feldspato pórfiro, encontram-se intensamente afetadas por processos de alteração hidrotermal, temporalmente representados por: (1) alteração potássica pervasiva com feldspato potássico; (2) alteração quartzo + muscovita + pirita, a qual o minério está intimamente relacionado. Adicionalmente, tem-se a alteração propilítica de forma restrita e distal a mineralização e a cloritização e carbonatação, embora também restritas, podem estar associadas às proximidades das zonas mineralizadas.

As zonas mineralizadas estão disseminadas em ambos litotipos, estando restritas à regiões de intensa alteração quartzo + muscovita + pirita. O minério exibe paragênese representada por pirita $\pm$ calcopirita $\pm$ rutilo $\pm$ hematita, com teores de ouro entre 0,5 a 10 ppm, com pirita dominante. Adicionalmente, veios tardios de pirita $\pm$ calcopirita $\pm$ hematita também podem estar presentes, contudo, mostram concentrações mais baixas de ouro (~0,2 ppm) em comparação com o minério disseminado. O ouro ocorre como inclusões de granulação muito fina (~20 μ m) em cristais de pirita e exibe concentrações em Ag de 20 a 30%. Apresenta associação com minerais de tsumoita e hessita, que ocorrem tanto em fraturas intracristais na pirita quanto disseminados na ganga, além de galena, monazita, molibdenita, esfalerita e apatita.

Texturas de preenchimento, a exemplo de veios de quartzo/calcita, indicam o fraturamento da hospedeira e consequente entrada de fluidos externos (meteóricos) que promoveram o rebaixamento da temperatura do sistema.

Estudos de inclusões fluidas em quartzo revelam que fluidos aquo-carbônicos de baixa salinidade (6 a 9 % eq. NaCl), fluidos aquosos pobres em CO₂ de baixa salinidade (3 e 9 % eq. NaCl) e fluidos eminentemente aquosos de salinidade variável (0 - 25 % eq. NaCl) são coexistentes, e compõem o regime de fluidos envolvidos nas zonas mineralizadas do depósito, além de indicarem processos de imiscibilidade em um sistema de alta temperatura e de elevada fO_2 (hematita estável) que tipifica as zonas mais profundas de sistemas mineralizados do tipo Au pórfiro (*root zones of porphyry systems*).

12. REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

- 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. 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; 462p.
- Barros, A.J.P. 1994. Contribuição à Geologia e Controle das Mineralizações Auríferas da Região de Peixoto de Azevedo. 161 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Barros, A.J.P.; Laet, S.M.; Resende, W.M. de. 1999. Províncias auríferas do norte do Estado de Mato Grosso. In.: Simpósio de Geologia da Amazônia, 6., Manaus. Boletim de Resumos. Manaus: SBG.
- Biondi J.C., Franke N.D., Carvalho P.R.S., Villanova S.N. 2006. Petrografia e petroquímica das zonas de alteração hipogênicas do depósito de Au-Cu (Bi) Pombo, Terra Nova do Norte (MT). Revista Brasileira de Geociências, 37 (1):129-147.
- Bizotto A.C. 2004. Mineralizações auríferas na região de Teles Pires – Peixoto de Azevedo (Mato Grosso), Província de Alta Floresta: O Depósito de Santa Helena. Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 38p.
- Blevin P. L. & Chappell B. W. 1995. Chemistry, origin and evolution of mineralised granites in the Lachlan Fold Belt, Australia; the metallogeny of I- and S-type granites. *Economic Geology*, 90:1604-1619.
- Blevin, P.L. 2004. Redox and Compositional Parameters for Interpreting the Granitoid Metallogeny of Eastern Australia: Implications for Gold-rich Ore Systems. *Resource Geology*, vol. 54, no. 3, 241–252.
- Bodnar, R. J. 2003. Introduction to fluid inclusions. In: SAMSON, Iain; ANDERSON, Alan & MARSHALL, Dan (eds.) *Fluid Inclusions: Analysis and interpretation*, Canada, pp.: 1-53
- Breitrick, R.A., & Lenzi, G.W., 1987, Pinto Valley copper deposit: Arizona Bureau of Geology and Mineral Technology, Geological Survey Branch, Special Paper 5, p. 260–265.
- Burt, D.M., 1981. Acidity-salinity diagrams - application to greisen and porphyry deposits: *Economic Geology*, v. 76, p. 832–843.
- Casselman, M.J., McMillan, W.J., and Newman, K.M., 1995, Highland Valley porphyry copper deposits near Kamloops, British Columbia: A review and update with emphasis on the Valley deposit, *in*

- Schroeter, T.G., ed., Porphyry deposits of the northwestern Cordillera of North America: Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, Special Volume 46, p. 161–191.
- Chappell B.W. & White A.J.R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48:489-499.
- Dardenne M.A., Schobbenhaus C. 2001. O escudo do Brasil Central. *In: Metalogênese do Brasil*. Ed. Univ. Brasília/CPRM, Brasília, pp.: 46-105.
- Davis, D. W.; Lowenstein, T. K.; Spencer, R. J. 1990. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O and NaCl-CaCl₂-H₂O. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54: 591-601.
- Diamond, L. W. 1990. Stability of CO₂ clathrate hydrate + CO₂ liquid + CO₂ vapour + aqueous KCl-NaCl solutions: Experimental determination and application to salinity estimates of fluid inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* Vol 56, pp.: 273-280
- Frost, R.B.; Barnes, C.G.; Collins, W.J.; Arculus, R.J.; Ellis, D.J.; Frost, C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42:2033-2048.
- Gil-Rodriguez J. 2010. Igneous petrology of the Colosa gold-rich porphyry system (Tolima, Colombia). Professional Science Master, Department of Geosciences, The University of Arizona, 51p.
- 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.
- Ianhez, A. C. 2008. Relatório de Sondagem Alvo X1. Mineração Monte Alegre, Projeto Garantã. Relatório Interno, 39p.
- Irvine T.N. & Baragar W.R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8: 523-546.
- 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.
- Leite, J.A.D. & Saes, G.S. 2003. Geocronologia Pb/Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do Sudoeste do Cráton Amazônico. *Geologia USP: Série Científica*, v. 3, n. 1, p. 113-127.
- Loiselle, M. C.; Wones, D. R., 1979, *Characteristics and origin of anorogenic granites*. *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, 11: 468.
- Maniar P.D. & Poccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull*, 101(5):635-643.

- Marcon R. 2010. Aplicações de difratometria de Raios-X e método de Rietveld (RQXRD) na classificação de rochas e na caracterização de depósitos de ouro da Província Aurífera de Alta Floresta (PAAF). Trabalho de Conclusão de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 39p.
- McDonough W.F. & Sun, S.-S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120:223–253. Meschede, 1986.
- Meinert, L. D. 1992. Skarn and skarn deposit. *Geosci. Canada*, 19, 145-162.
- 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. Qualificação - Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 41p.
- Moura, M.A. 1998. O maciço granítico Matupá no depósito de ouro Serrinha (MT): petrologia, alteração hidrotermal e metalogênia. Instituto de Geociências, UNB. Brasília. Tese de Doutorado. 238 p.
- 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.
- 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, p. 68.
- Muntean J.L. 2001. Porphyry gold deposits: the result of high-temperature magmatic fluids flashing into the gas + salt field. Eleventh Annual V. M. Goldschmidt Conference, p.3082.
- Muntean J.L., Einaudi M.T. 2000. Porphyry Gold Deposits of the Refugio District, Maricunga Belt, Northern Chile. *Econ. Geol.*, 95: 1445–1472.
- Paes de Barros, A.J. 1994. Contribuição a geologia e controle das mineralizações auríferas de Peixoto de Azevedo - MT. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo. Dissertação (Mestrado em Geologia Econômica e Hidrogeologia), 145 p.
- Paes de Barros, A.J. 2007. Granitos da região de Peixoto de Azevedo – Novo Mundo e mineralizações auríferas relacionadas – Província Aurífera Alta Floresta (MT). Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Tese de Doutorado, 154p.
- Palacios C., Hérial G., Townley B., Makshev V., Sepúlveda F., Parseval P., Rivas P., Lahsen A., Parada M. A. 2001. The composition of gold in the Cerro Casale Gold-rich Porphyry Deposit, Maricunga Belt, northern Chile. *The Canadian Mineralogist*, vol. 39, pp. 907-915.
- Pessoa, M.R.; Andrade, A.F.; Nascimento, J.D.; Santos, J.O.S.; Oliveira, J.R.; Lopes R.C.; Prazeres W.V. 1977. Projeto Jamanxim. Relatório Final. Manaus: DNPM/CPRM, 8v.
- Pearce J.A.; Harris N.B.W.; Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Pinho M.A.S., Schmus W.R., Chemale JR. F. 2003. Nd isotopic composition, U-Pb age and geochemistry of paleoproterozoic magmatism of the Southwestern Amazonian Craton – Mato Grosso, Brazil. *In:*

- Bettencourt J. S. et al. Workshop Geology of the SW Amazonian Craton: State-of the art. Extended abstract, p. 83-85.
- Pirajno F. 1992. Hydrothermal mineral deposits. Principles and fundamental concepts for the exploration geologists. Berlin, Springer-Verlag, 709 p.
- Pirajno, F. 2009. Hydrothermal Processes and Mineral Systems. Springer. 1250p.
- Ramos G.S., 2011. Características geoquímicas de plutons graníticos auríferos e estéreis da Província Aurífera de Alta Floresta (MT). Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Trabalho de Conclusão de Curso; 84p.
- Santos, R.A. 2000. Contribuição à análise estrutural de mineralizações auríferas do Norte de Mato Grosso. Salvador: CPRM. Relatório Consultoria Interna. Projeto Promin-Alta Floresta.
- 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 an 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., 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. 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.
- Schandl E.S. & Gorton M.P. 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments. *Economic Geology*, vol. 97, pp. 629–642.
- Seedorff 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 100th Anniversary volume*, p. 251-298.
- Seedorff E., Barton M.D., Stavast W.J.A., Maher D.J. 2008. Root zones of porphyry systems: Extending the porphyry model to depth. *Economic Geology*, vol. 103, pp. 939–956.
- Shcherba G.N. 1970. Greisens. *Inst. Geol. Rev.*, vol. 12, pp. 114-255.
- Shepherd, T., Rankin, A., Alderton, D.H.M. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie and Son, Glasgow, 239p.
- 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. 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, 105: 3–41
- Silva M.G. & Abram M.B. 2008. Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso. Goiânia, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 212p.
- Souza, J.O.; Frasca, A.A.S.; Oliveira, C.C. 2005. Relatório integrado. Folhas SC.21-V-D, Rio São João da Barra; SC.21-X-C, Alta Floresta; SC.21-Z-A, Ilha 24 de Maio; SC.21-Z-B, Vila Guarita, Estado de Mato Grosso e do Pará. Escala 1:250.000. Brasília. CPRM. CD-ROM.
- Stábile-Jr. A. 2011. Tipos e distribuição da alteração hidrotermal no depósito aurífero Pé Quente, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT). Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Trabalho de Conclusão de Curso; 58p.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12: 1-33.
- Tassinari, C.C.G. & Macambira, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Cráton. *Episodes*, 22: 174-182.
- Trevisan, V. G. 2012. Regimes de fluidos em depósitos de Au-(Cu) associados a intrusões graníticas da Província de Alta Floresta (MT). Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas; Relatório Parcial de Iniciação Científica/PIBIC; 21p.
- 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 Deposit*, 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 Alta Floresta: Características Petrográficas, Geoquímicas e Implicações Metalogenéticas. Iniciação Científica, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 21p.
- Whalen J. B., Currie K.L., Chappell B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407-419.
- Xavier, R. R., 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 (MT). *Anais do 12º Simpósio de Geologia da Amazônia – CD-ROM*.