

UNESP - UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro (SP)

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS ZONAS DE
ALTERAÇÃO HIDROTERMAIS NO ALVO AREX, DO DEPÓSITO
POLIMETÁLICO DE ARIPUANÃ, MT.**

ANTONIO FERREIRA DE MELLO JUNIOR.

Orientador: Antonio Misson Godoy

“Projeto de Pesquisa apresentado à Comissão do Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP, campus de Rio Claro, como parte das exigências para o cumprimento da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso no ano letivo de 2012”

Rio Claro – SP
2012

1. INTRODUÇÃO

O Depósito de Aripuanã situa-se a aproximadamente 20 km a norte da cidade homônima, onde se destacam os corpos mineralizados dos alvos Ambrex e Arex.

A região encontra-se inserida na região da Província Rio Negro- Juruena, localizada na porção centro-sul do Cráton Amazônico. As mineralizações ocorrem associadas a Sequencia Aripuanã, de idade Paleoproterozóica, inserida no Grupo Roosevelt.

Segundo informações do Sr. Expedito, cujo nome batizou a elevação rochosa chamada de Serra do Expedito, objetivo de estudo deste trabalho, a extração de ouro teve início a mais de trinta anos com garimpeiros que trabalhavam na região. Após estudos exploratórios observou grande quantidade de Zn e Pb nas análises de porções gossanizadas.

Este presente trabalho descreve os litotipos que envelopam os corpos de minério gerados pelo processo metalogênico e tenta associar as formas que os elementos Zinco (Zn), Chumbo (Pb), Cobre (Cu) e Ouro (Au) estão depositados no alvo AREX apresentando os métodos utilizados e resultados obtidos.

Trabalhos anteriores classificam o modelo metalogênico, como um produto de exalações de fluidos hidrotermais depositados sin- sedimentação e localizados em ambientes de fundo oceânico, podendo ser encontrados em porções maciças ou disseminadas, bandadas ou brechadas. O modelo típico do depósito será discutido posteriormente, porém não é alvo principal ou objetivo do trabalho.

Alguns autores indicam semelhanças entre o depósito de Kuroko e o modelo atual proposto na região de Aripuanã. O modelo do depósito do tipo Kuroko é definido como um depósito de sulfetos maciços de origem vulcanogênica (VMS - Volcanogenic Massive Sulfide), associados a vulcanismos félsico (dacitos, riodacitos e riólitos).

A forma do minério está intimamente associada aos do tipo hidrotermais exalativos, por apresentar- se de forma estratificada, *Stratabound* nas porções superiores, como uma sedimentação dos sulfetos e dos minerais cristalizados a partir da composição do fluido hidrotermal, ou brechados nas porções inferiores caracterizando um conduto de alimentação em forma de cone, chamado de Zona de *Stringer*.

Além do minério, os modelos metalogênicos são relacionados por causa das características químicas que se revelam também nos minerais que estão associados aos minerais de interesse econômico, e que por afinidade geoquímica se alojam com certo zoneamento, formando auréolas de alteração hidrotermal de diferentes composições.

2. OBJETIVOS

São três os principais objetivos do presente trabalho:

- Caracterizar litotipos com aspectos semelhantes de composição como a mineralogia, aspectos diferenciais como texturas e estruturas distintas e correlacioná-los de maneira que possa ser mapeado.
- Fazer o mapeamento dos litotipos caracterizados gerando seções geológicas e um mapa.
- Correlacionar os litotipos distintos com os minerais de interesse econômico como a esfalerita (Zn), galena (Pb) e a calcopirita (Cu) principalmente.

3. MÉTODOS

Para a realização do trabalho, estudos anteriores foram analisados e comparados aos resultados obtidos. Os métodos utilizados foram: os de investigação de superfície e de subsuperfície identificados a seguir, além destes, análise laboratorial com a descrição de lâminas foram realizados.

3.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA.

Consulta de anais e dissertações de mestrado e doutorado analisando as informações referentes ao modelo de depósito polimetálico de Aripuanã. Além das informações específicas sobre o depósito de Aripuanã, procurou-se entender os tipos de depósitos hidrotermais de características semelhantes afim, de entender as associações mineralógicas e faciológicas das alterações hidrotermais encontradas. Essas informações foram extraídas de periódicos internacionais.

As referências bibliográficas podem ser consultadas nas ultimas páginas deste trabalho no tópico “Referências Bibliográficas”.

3.2 ANÁLISE DE SUPERFÍCIE.

Foram dois os métodos de análise de superfície:

- (i) Análise Geomorfológica utilizando imagens de satélite e dados de topo- laser, de alta precisão para traçar alinhamentos, possíveis estruturas confirmadas em campo ou nas descrições dos furos de sondagem;
- (ii) Foram realizados nos meses de Janeiro e Fevereiro de 2012 incursões de campo, porém pouco efetivas para aquisição de informações devido a grande dificuldade de encontrar afloramento na área por localiza-se em uma região de floresta Amazônica muito densa e a camada de solo tem espessura média de 25 a 30 metros, sendo então a prioridade para o mapeamento as análises dos furos de sondagem descritos a seguir.

3.3 ANÁLISE DE SUBSUPERFÍCIE.

- (i) *Métodos Indiretos*: Não foram utilizados métodos indiretos para análise de subsuperfície neste trabalho;
- (ii) *Métodos Diretos*: Furos de sondagem já realizados foram as principais fonte de informação utilizados para a geração do mapa geológico, visto a dificuldade de afloramentos presente na área devido à alta densidade da vegetação e da espessa camada de solo e rocha alterada.

3.4 ANÁLISE DE LABORATÓRIO.

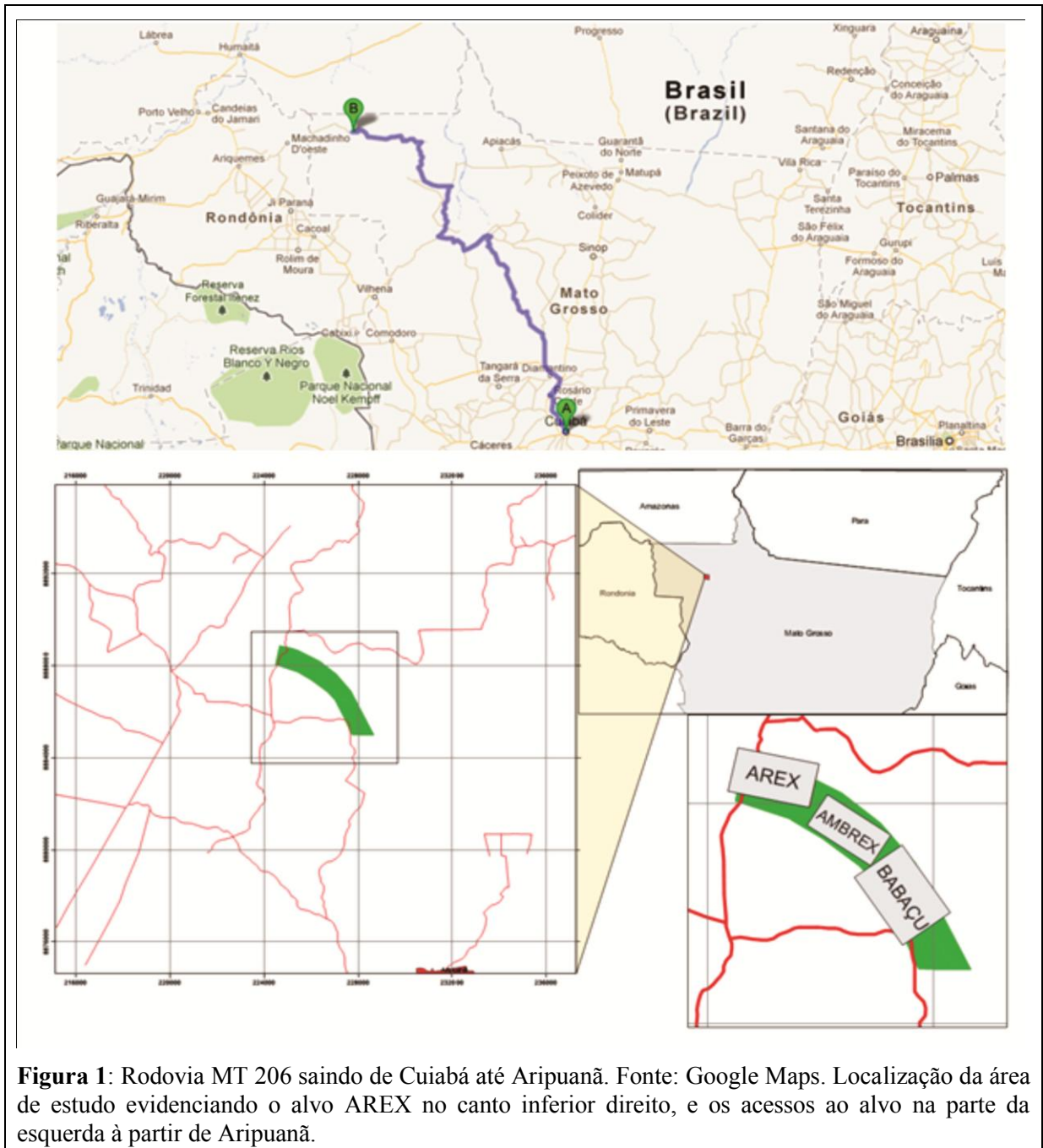
Confecção de onze lâminas no laboratório do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE) da Universidade Estadual Paulista (UNESP) - Rio Claro sendo as amostras selecionadas consideradas representativas dos litotipos diferenciados. Interpretação das mesmas nos microscópios de luz transmitida para a caracterização dos halos de alteração hidrotermal e refletida para identificação do minério e correlação com o zoneamento hidrotermal. As lâminas são polidas quando apresentam sulfetos e delgadas na ausência destes.

3.5 CONFECÇÃO DO RELATÓRIO E DO MAPA FINAL.

O relatório e o mapa final utilizam os dados obtidos nas fases anteriores, como pontos de campo em afloramentos, na sua maioria blocos nas drenagens, mas principalmente nas descrições de furos de sondagem.

4. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E VIAS DE ACESSO.

A área de estudo situa-se no município de Aripuanã, região noroeste do estado de Mato Grosso, distando aproximadamente 700 km em linha reta da cidade de Cuiabá (figura 1).



O acesso se faz por rodovia pavimentada num trecho de 795 km a partir de Cuiabá até chegar a Juína, depois são 219 km de estrada de terra até cegar em Aripuanã. A distância total de Cuiabá até Aripuanã por estradas somam pouco mais de mil quilômetros.

Aripuanã pode ser acessada por via aérea, a partir da cidade de Cuiabá, através de voos regulares realizados pela empresa Asta, com aviões Caravam monomotores de 9 lugares. Atualmente a empresa tem seu percurso finalizado em Juína, o restante do caminho se faz por aviões fretados de pequeno porte (4 lugares).

A partir da zona urbana da cidade de Aripuanã, o acesso até a área de pesquisa é feito por estradas vicinais não pavimentadas num percurso de aproximadamente 20 km.

São dois os principais alvos do Projeto Aripuanã, assim chamado pela empresa Votorantim Metais, AREX e AMBREX. Outros alvos já foram estudados como o alvo Babaçu, e se encontra a sudeste do alvo AREX. As imagens acima mostram o caminho realizado via terrestre de Cuiabá até Aripuanã e as estradas que fazem acesso à área a partir de Aripuanã.

5. GEOLOGIA REGIONAL.

A Plataforma Sul-americana é resultado da acresção de cinturões móveis que e anexaram a um núcleo arqueano do Protocráton Amazônico, essa acresção que resulta a Plataforma Sul-americana é de idade proterozóica.

Segundo Tassinari e Macaímbra (1999) os cinturões móveis foram assim denominados de acordo com sua idade, sendo a mais antigo o Cinturão Maroni-Itacaiunas de 2,2 a 2,0 Ga, o Cinturão Venturi-Tapajós de 2,1 e 1,9 Ga, Província Rio Negro- Juruena de 1,8 e 1,5 Ga, Província Rondoniana- San Inácio de idade entre 1,5 e 1,3 Ga e o Cinturão Sunsas/Aguapeí 1,25 e 0,9 Ga (Figura 2).

A região estudada está inserida de acordo com os dados geocronológicos dentro da Província Rio Negro-Juruena, a sudoeste do Cráton Amazônico e a Noroeste do Estado de Mato Grosso (Figura 3 e 4).

A Província Rio Negro-Juruena é constituída por uma zona de intensa ocorrência de granitos e migmatitos e parece ter evoluído em dois episódios de tempo principais, admitidos como correspondendo à atividade de dois sistemas de arcos magmáticos.

- i) O sistema mais antigo, situado na borda leste da província, é caracterizado por atividade granítica e deformação em 1,8 Ga- 1,7 Ga, seguida pelo vulcanismo ácido/básico do Grupo Roosevelt. Este ciclo se encerra com a sedimentação continental e intrusão dos granitos rapakivi Serra da Providência (1,6 Ga-1,57 Ga).

- ii) O sistema de arco magmático mais jovem, localizado a sudoeste do anterior, consiste de granitóides sin a tardi- tectônicos com idades de cristalização entre 1,6-1,5 Ga, sucedidos por vulcanismo ácido e sedimentação em 1,5 Ga - 1,4 Ga dos grupos Caiabis e Dardanelos (Sales, 1999).

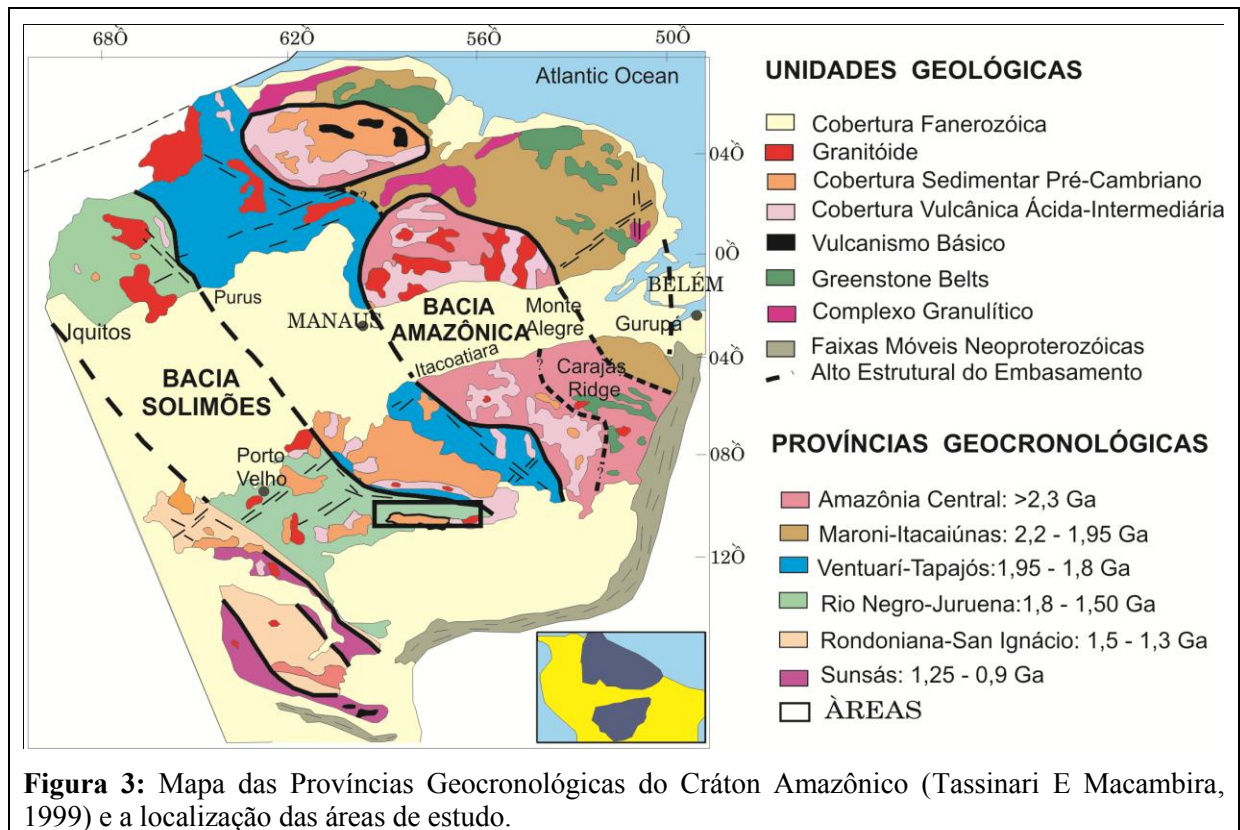


Figura 3: Mapa das Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico (Tassinari E Macambira, 1999) e a localização das áreas de estudo.

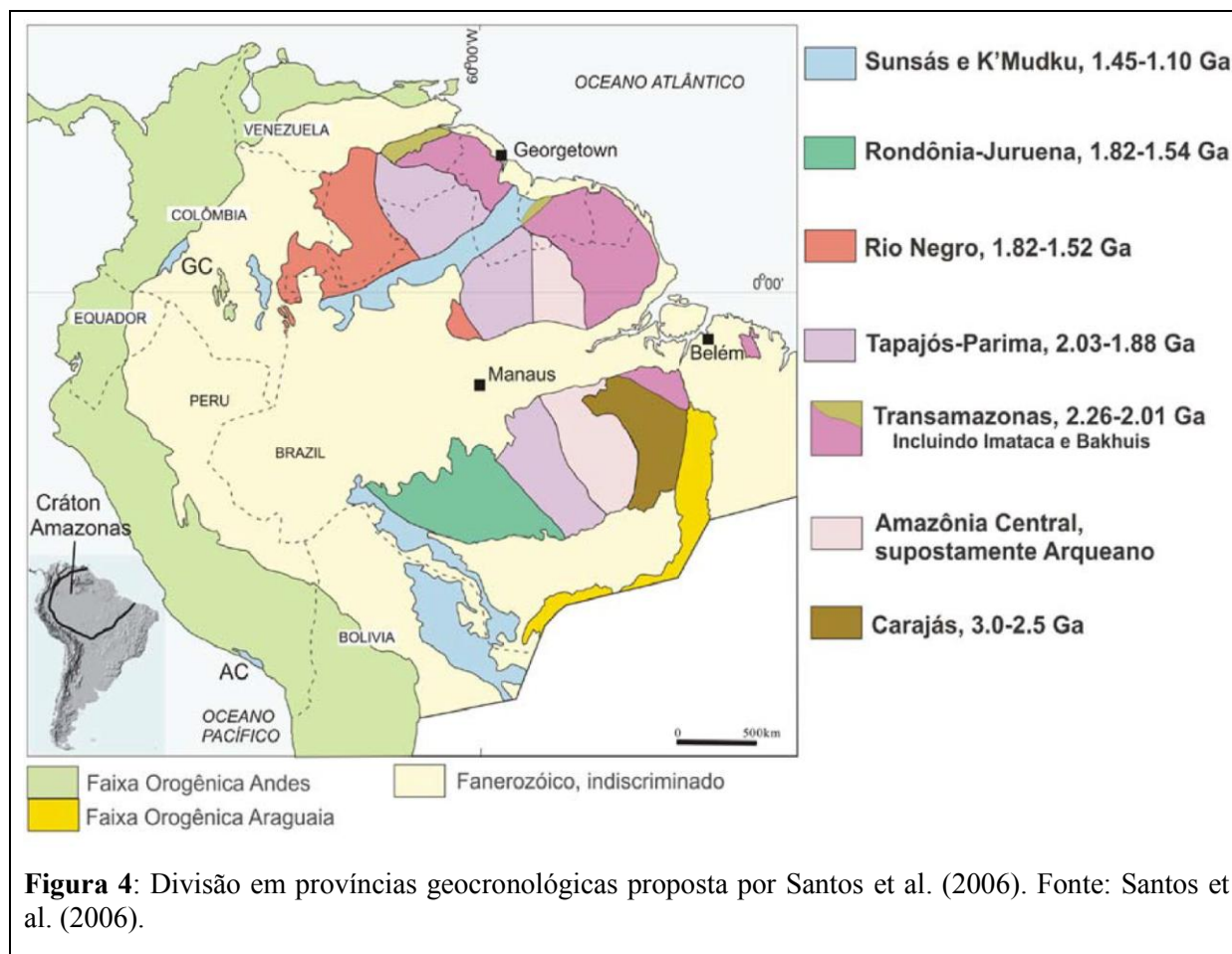
O estado do Mato Grosso tem em seu território, três subdivisões do Cráton Amazônico, são duas as províncias geocronológicas que bordejam a Província Rio Negro-Juruena, assim demonstrado no mapa das Províncias Geocronológicas, são eles Ventuari-Tapajós e Rondoniana- San Inácio.

Santos 2006 propõe uma nova divisão das províncias Geocronológicas (figura 3). Ele subdivide a Província Rio Negro- Juruena em duas outra províncias de idades semelhante chamando de ao norte Província Rio Negro de 1,82-1,52 Ga e ao sul Província Rondônia-Juruena de 1,52-1,54 Ga.

Outros autores como Cordiani & Tassinari, 1979; Cordiani e Brito Neves, 1982; Teixeira et al., 1989; Tassinari 1996; anteriormente a Santos, afirmam que no estado do Mato Grosso são encontrados três províncias Geocronológicas distintas do Craton Amazônico, que se distribuem de nordeste para sudoeste, em ordem cronológica da mais antiga para a mais jovem denominadas: Amazônia Central (>2,3Ga.), Rondônia- Juruena (1.850-1.720 Ma.) e

Sunsás (1450-900 Ma.).

Apesar de não ser alvo do trabalho vale lembrar que Santos 2006 também subdivide a Província Amazônia Central até então não subdivida em ter outras províncias, são elas: Carajás de 3,0- 2,5 Ga, Província Amazônia Central considerado também pelos autores anteriores segundo e Leite de idade Arqueana, Transamazônias de 2,06-2,01 e Tapajós- Parima de 2,03-2,01 Ga.



As Zonas de Alteração Hidrotermal do depósito polimetálico de Aripuanã, principal foco do trabalho esta inserido no contexto da *Província Rondônia- Juruena* definido assim por Tassinari & Macambira 1999 e Santos et al. 2000. Esta está subdividida em dois domínios:

Domínio Roosevelt- Aripuanã e o *Domínio Jamari*.

Iremos destacar o *Domínio Roosevelt- Aripuanã* de 1,76- 1,74 Ga segundo Santos et al. 2000 tem suas litologias divididas em:

- i) Tonalitos, granodioritos e quartzo-monzonitos da *Suíte Intrusiva Vitória* de 1,77 Ga;

- ii) Granodioritos e quartzo dioritos que compõe o *Granito São Pedro* de 1,78 Ga;
- iii) Monzo e sienogranitos deformados, *Granito Zé do Torno* de 1,77 Ga;
- iv) Sequencia metavulcano- sedimentar *Grupo Roosevelt* (1,74 Ga) composto por:
 - a) **unidade metavulcânica**– riólitos, dacitos, vulcanoclásticas e piroclásticas;
 - b) **unidade metassedimentar**- *chert*, formação ferrífera, quartzitos ferruginosos e metapelitos;
- v) Monzogranitos e quartzo sienitos *Suíte Nova Canaã* de 1,74 Ga;
- vi) Diques e *sills* de gabro, microgabro, diabásio e diorito *Intrusivas Básicas Serra do Cafundo*.

Destacamos o *Domínio Roosevelt- Aripuanã* que segundo Filho et al 2004 é caracterizado por sequência metavulcano- sedimentares (Grupo Roosevelt e São Marcelo-Cabeça), contendo rochas metavulcânicas ácidas a intermediária, intercaladas com rochas metassedimentares, clástica e químicas, deformadas e metamorfisadas em baixo grau, com idade U-Pb de 1.743 ± 4 Ma, (pelo Granito tipo Zé do Torno), e por corpos circunscrito de granitos tardi a pós-orogênicos (Aripuanã, Rio Vermelho e Tatuí).

As sequências metavulcano-sedimentares se formaram em bacia intra-arco, em evento geodinâmico pós Arco Juruena, com base nas seguintes evidências: os metaconglomerados do Grupo São Marcelo-Cabeça contêm clastos derivados de rochas do arco; as sequências estão intimamente associadas as antigas zonas de cisalhamento transcorrente e são, em geral, 20 Ma mais jovens que seu embasamento. A idade do metamorfismo é de 1.652 ± 42 Ma, determinada por sobrecrecimento de zircões de rochas do Complexo Nova Verde U- Pb (Pimentel 2002).

O Grupo Roosevelt tem sua primeira denominação dada por Leal et al. (1995) observando os afloramento do alto curso do rio Aripuanã. Ele observou afloramentos de rochas vulcânicas félsicas no alto do rio Roosevelt e correlacionou com o vulcanismo do Grupo Iriri, do grupo Utamã e denominado Formação Roosevelt.

Essa denominação foi reinterpretada por Rizzoto et al. 1995 quando descreve uma sequencia vulcano- sedimentar distinguindo- a como Sequência Metavulcano-sedimentar Roosevelt.

Scandalora et al. 1997 define Suíte Vulcânica Roosevelt para classificar rochas de derrame e piroclastos de composições dacíticas riolíticas e riodacíticas, com andesito subordinados. Santos et al.2000 classifica o mesmo pacote litológico com o nome Grupo Roosevelt.

Filho et al. 2004, descrevem o Grupo Roosevelt como um conjunto metavulcano-sedimentar, de ambiente de deposição subaquoso, assim composto em sua unidade superior por metargilitos interditados com metacherts, formações ferríferas- magnesíferas e metatufos, seguida pela unidade intermediária constituída de ignimbritos e conglomerados vulcanoclásticos e por sua unidade basal com dacitos- riólitos intercalados com raros basaltos e tufos subordinados. Seu contato é geralmente tectônico com os granitos São Pedro e Zé do Torno e é cortado pelos corpos plutônicos do Granito Aripuanã e da Suíte Serra da Providencia.

Sua estruturação regional segue um *trend* NW-SE a E-W com mergulhos de 40 a 70° para NNE, com deformação heterogênea, existindo zonas de forte dobramento e milonitização, porém predominando nas porções superiores do pacote vulcano- sedimentar, zonas com estruturas primárias preservadas.

Amplas dobras antiformes e isoclinais possuem plano axial de direção N-E, com mergulho moderado e eixo com caimento para noroeste. Sua paragênese é compatível com a fácies xisto verde, apesar de na MT-170, até as proximidades da comunidade de Novo Horizonte, as associações minerais se caracterizarem como fácies anfibolito, ocorrendo um corpo tabular de rochas metassedimentares, descontínuos, alongados com *trend* NE-SW e cerca de 40 km.

A idade obtida através do método U-Pb em zircões de um metadacito a NNE da sequência forneceu idade de 1.762 ± 6 Ma. (Néder et al., 2000), enquanto outro metadacito próximo ao rio Roosevelt, forneceu idade de 1.740 ± 8 Ma. (Santos et al. 2000).

Outras compartimentações da Província Rio Negro Juruena foram interpretadas e modificadas por outros autores que definem as unidades litoestratigráficas como: Complexo Tabaporã; Terreno Granítico Alta Floresta; Tonalito Japuira; Grupo Roosevelt; Suíte Rio do Sangue; Granito Rio Branco; Suíte Intrusiva Tatuí; Grupo Caiabis; Grupo Parecis. Essa compartimentação é proposta por Leite et al. 2001 a 2005 e Lacerda Filho et al. 2004 (Figura 5).

Dessas unidades, serão aqui descritas apenas o Grupo Roosevelt (representado pelos granitos tipo Zé do Torno e pela Sequência Aripuanã), por englobarem as rochas da região de estudo, e o Granito Rio Branco ou Granito Aripuanã, ressaltado porque intrude a sequência vulcano- sedimentar.

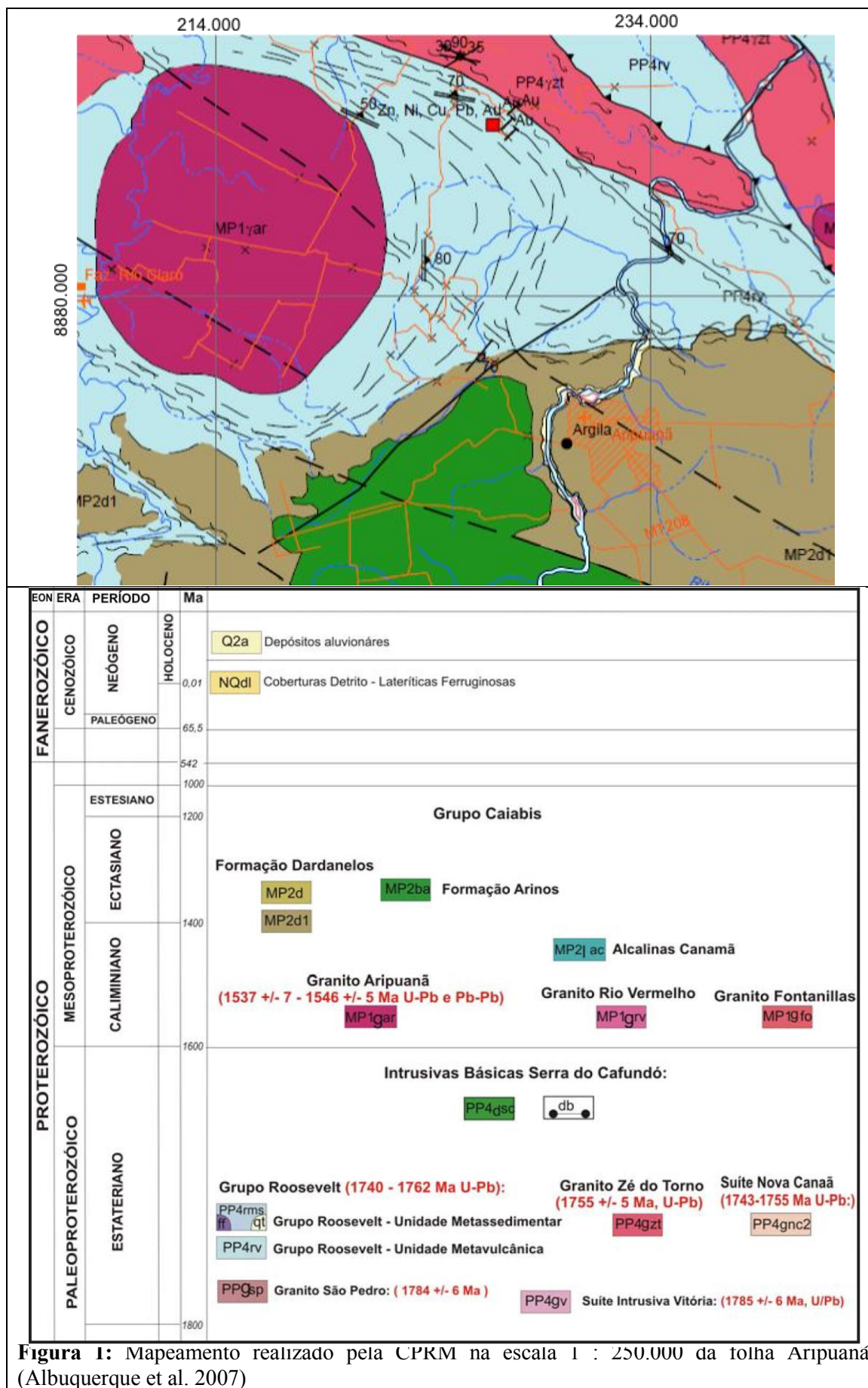


Figura 1: Mapeamento realizado pela CPRM na escala 1 : 250.000 da toalha Aripuanã (Albuquerque et al. 2007)

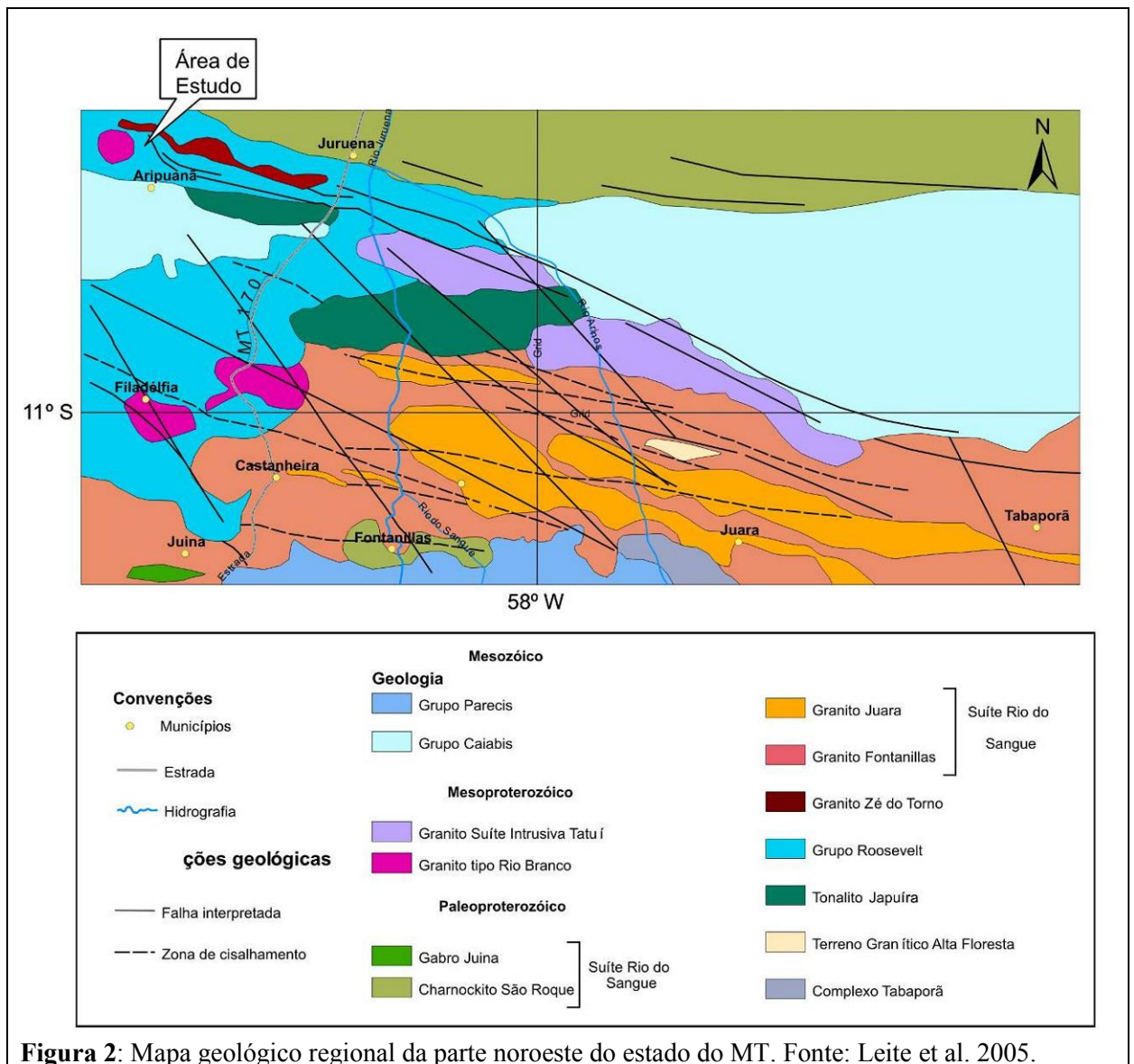
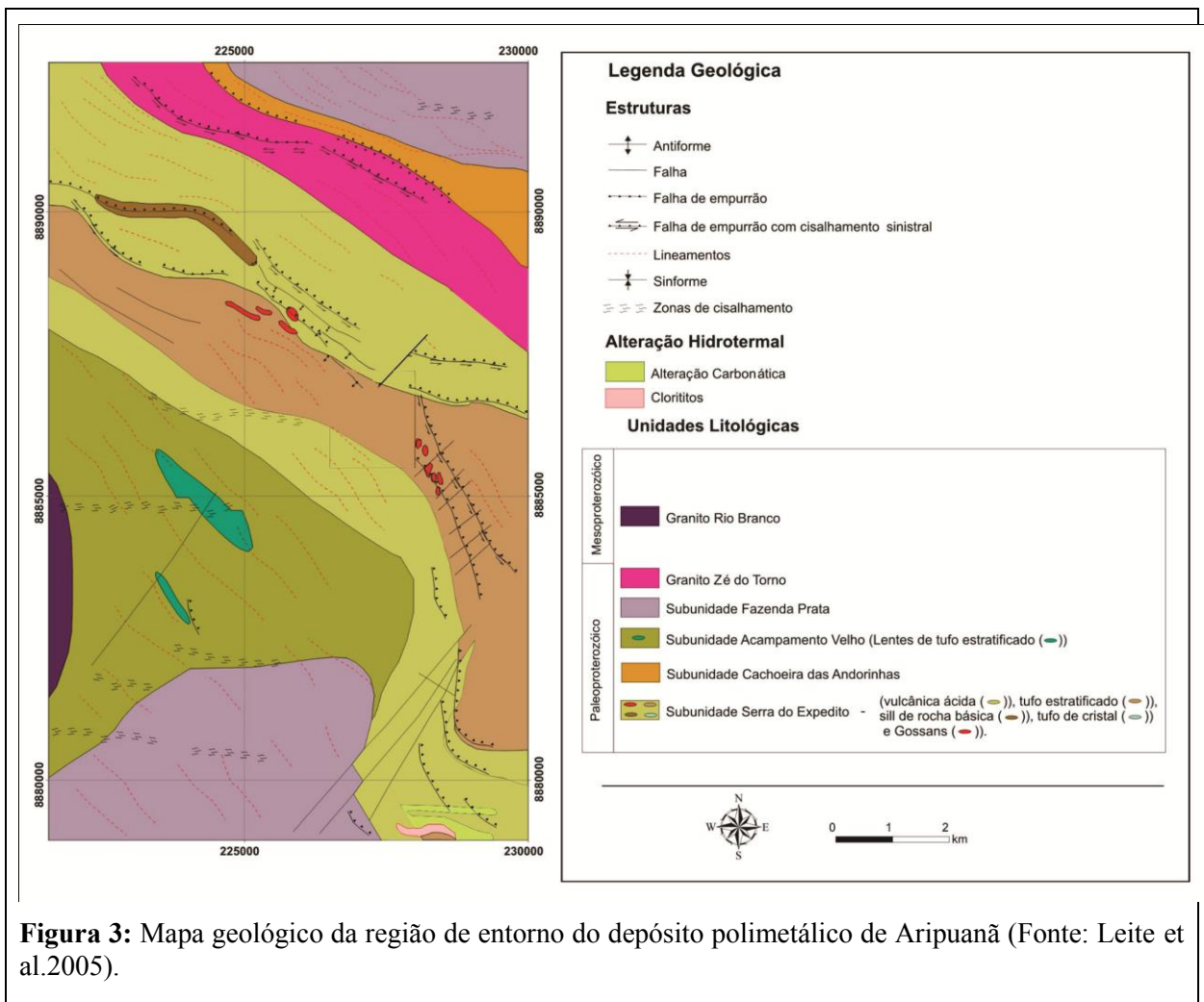


Figura 2: Mapa geológico regional da parte noroeste do estado do MT. Fonte: Leite et al. 2005.

5.1 SEQUÊNCIA ARIPUANÃ

A mineralização do alvo AREX está associada aos litotipos dessa sequência, e Leite et al. (2005) define a Sequência Aripuanã em cinco subunidades: Serra do Expedito, Cachoeira das Andorinhas, Acampamento Velho, Fazenda Prata e Ponte Quebrada (Figura 6). Ele define um conjunto de rochas vulcano-sedimentares sendo os litotipos que compõem essas subunidades englobam rochas vulcanoclásticas e vulcânicas, além de sedimentos químico-detriticos estruturadas segundo uma faixa de direção WNW-ESSE.

Datações numa amostra de dacito localizada nas adjacências do depósito de Aripuanã apresentou idade de $1,762 \pm 6$ Ma usando a metodologia U-Pb em zircões por shrimp, Neder (2002).



5.1.1 Subunidade Serra do Expedito

Segundo Leite 2005 a Subunidade Serra do Expedito é composta por **tufos estratificados** e **vulcânicas ácidas**, com lentes subordinadas de tufo de cristal, chert e sill de rochas básicas.

As **vulcânicas ácidas** possuem cor cinza-escuro, estrutura maciça a levemente foliada e granulação muito fina a vítrea.

Os **tufos estratificados** mostram variações granulométricas do tipo granodecrescência o que associado à presença de micromarcas de ondulação e estruturas de truncamento, sugerem a deposição da unidade em ambiente subaquoso. As características distintivas são à diferença de coloração entre os estratos e texturas piroclástica.

Nestas rochas é possível identificar a presença de sulfetos e óxidos geralmente pirrotita e pirita, porém é encontrado frequentemente pequenos cristais bem formados de arsenopirita disseminados na matriz.

Nesta subunidade observa-se grande alteração nas rochas que envelopam a porção mineralizada do depósito estudado. O solo fica amarelado nas alterações das zonas de alteração hidrotermal carbonáticas e arroxeadado de brilho sedoso nas zonas de alteração hidrotermal sericíticas e cloríticas.

As alterações dos corpos de sulfetos maciços frequentemente se alteram para *gossans*, rochas de cor cinza, marrom e preto, bem duras devido à silicificação, resultado da pouca mobilidade do Fe e da Si na ação da pedogênese. São porções de dimensões variadas e concordantes com os a direção dos corpos mineralizado observados nos furos de sondagem.

5.1.2 Subunidade Cachoeira das Andorinhas

Leite et al. 2005 classifica a subunidade como uma faixa alongada de direção WNW-ESE localizada entre as subunidades Fazenda da Prata a nordeste e a sudoeste do Granito Zé do Torno de litologias: ignimbritos com ocorrências subordinadas de tufos de cristal, tufos líticos e lavas riodacíticas.

Em escala mesoscópica os litotipos apresentam coloração vermelho-arroxeadado e exibem estrutura maciça a levemente foliada. Em alguns locais foi observada a presença de púmices, *fiames* e fragmentos de rocha.

Os cristais de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, sendo que geralmente não ultrapassam 4 mm. Os cristais de quartzo são hialinos e possuem dimensões inferiores a 2 mm, os cristais de feldspato alcalino possuem coloração rosada, sendo de difícil percepção, devido à semelhança com a matriz, os cristais de plagioclásio, são facilmente identificados devido a sua coloração esbranquiçada.

Cristais de Púmices possuem dimensões máximas de 3 cm, sua cor é avermelhada a cinza-escuro, podendo se apresentar com formas elipsoidais e ovaladas. Localmente ocorrem *fiames* intensamente achatados.

5.1.3 Subunidade Acampamento Velho

A Subunidade Acampamento Velho, limita-se a oeste pelo Granito Rio Branco ou Granito Aripuanã e a norte pela Subunidade Serra do Expedito, e ao sul pela falha do Garibaldi e pela Subunidade Fazenda Prata.

Seus litotipos são representados predominantemente por ignimbritos de coloração

acinzentada e fragmentos líticos de forma achatada e tamanhos diversos (até 15 cm), além de subordinadas lentes de tufos estratificados

Os cristaloclastos identificados tem sua mineralogia composta de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio sendo suas dimensões também variáveis porém inferiores a 4 mm. As púmices apresentam forma elipsoidal, dimensões variando de milimétricas a centimétricas e coloração acinzentada o que dificulta sua identificação nestas rochas de mesma tonalidade.

As lentes de tufos estratificados são encontradas principalmente na porção central da unidade. Na porção central da unidade, de direção NW-SE. Estas rochas apresentam granulometria fina e cores cinza-claro a cinza-escuro, tornando difícil a identificação mineralógica destes litotipos. A presença de estratificações cruzadas de baixo ângulo e de truncamento sugere que estes litotipos foram depositados em meio subaquoso (Leite et al. 2005).

5.1.4 Subunidade Fazenda Prata

A Subunidade Fazenda Prata esta representada como duas espessas camadas, situadas nos extremos do mapa e são constituídas dominantemente por tufos, lapilli tufos de cristal, lapilli tufos líticos e subordinadamente por ignimbritos, *chert* e rochas básicas.

Os tufos e lapilli-tufos apresentam coloração acinzentada a cinza-arroxeadado, podendo apresentar-se maciços a levemente foliados. Estes e os ignimbritos possuem características macroscópicas similares, sendo suas fácies individualizadas em função das diferentes proporções e dimensões dos fragmentos piroclásticos.

Lentes delgadas de *chert* encontram-se no centro e na extremidade oeste, as quais encontram-se concordantes com a estruturação regional. Os litotipos de caráter básico dessa subunidade ocorrem como *sills* dispostos nas extremidades leste e oeste da subunidade. Estas rochas apresentam coloração variando de cinza-escuro a preto, foliação incipiente, e granulação fina (Leite et al. 2005).

5.1.5 Subunidade Ponte Quebrada

As rochas basálticas dessa unidade encontram-se no entorno da Serra do Expedito, como lentes irregulares e descontínuas intercaladas concordantemente na maioria das unidades anteriores descritas, possivelmente na forma de *sills*.

Essas rochas possuem coloração cinza-escuro a preto e apresenta foliação incipiente, granulação fina, sendo comum preservarem o arranjo original do tipo subofítico, com fenocristais de plagioclásio e anfibólio. Nessas rochas é marcante a presença de sulfetos disseminados, constituídos predominantemente por pirita.

5.2 GRANITO ZÉ DO TORNO

Os granitos Zé do Torno são constituídos por proporções variáveis de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, que definem uma variação composicional entre sieno e monzogranito. Biotita e titanita são os máficos principais. Os granitos encontram-se a norte da área estudada e bordejam o Grupo Roosevelt.

São encontrados nos afloramentos ao lado da estrada que faz acesso à área de estudo com estruturas foliadas ocorrendo como batólitos alongados e concordantes com a estruturação regional da Sequência Aripuanã, exibindo cores rosa a cinza, variando de equigranulares de granulação média a porfíricos de matriz média a fina podendo se observar em alguns pontos textura rapakivi. Protomilonitos e milonitos com texturas porfiroclásticas são desenvolvidos em zonas de cisalhamento, cuja direção predominante é WNW-ESE.

As relações de contato variam de intrusivas, pela presença de xenólitos de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas a transicionais com granitos porfíricos de matriz fina, transicionando para rochas afaníticas de granulometria muito fina a fina. Néder et al.(2002) utilizando a metodologia U-Pb em zircões por shrimp, apresentaram idade 1.755 ± 5 Ma para um monzogranito desta unidade.

5.3 GRANITO RIO BRANCO OU GRANITO ARIPUANÃ

O Granito Aripuanã encontra-se localizado na porção leste da área estudada, constituindo um batólito de aproximadamente 20 km de diâmetro, e intrudido rochas do Grupo Roosevelt.

Apresenta, segundo duas fácies dominantes relativos às posições do corpo batólito, sendo as porções marginais do corpo composta por sienogranito fino, cinza a rosado, porfírico. As porções centrais compostas de sienogranito porfíricos de granulação grossa, onde os fenocristais de euédricos de feldspato alcalino estão dispersos em uma matriz grossa de quartzo, plagioclásio, biotita e titanita.

O batólito possui características subvulcânicas as vulcânicas por apresentar variação textural nas porções porfíricas, microporfíricas, equigranular fina e pórfira sendo assim interpretado como um corpo de posicionamento crustal raso.

São rochas estruturalmente isotrópicas com incipiente textura de fluxo magmático, de posicionamento intrusivo na unidade metavulcano- sedimentar deformada, onde veios, apófises graníticas, feições *stockworks*, além de zonas de forte brechação hidrotermal são encontradas no interior.

Rizzotto et al. 2002 datou referido granito pelos métodos U-Pb (shrimp) e Pb-Pb, que forneceram idade de cristalização de 1.537 ± 7 Ma. e 1.546 ± 5 Ma., respectivamente.

6. DEPÓSITO DO TIPO VHMS (VOLCANIC HOSTED MASSIVE SULFIDE)

O depósito polimetálico de Aripuanã é estudado a mais de quinze anos, distribuídos entre algumas empresas. Vários modelos de depósitos foram discutidos e o mais aceito com as características de processo metalogênico é o VHMS.

Esses tipos de depósitos são os maiores em expressão de Zinco, Chumbo, Cobre Ouro e Prata, sendo classificados em alguns tipos de ambientes. Segundo Franklin (1993), os depósitos do tipo VHMS, também conhecidos como depósitos proximais, são depósitos polimetálicos, geralmente formados em assoalhos oceânicos através de descargas hidrotermais, sendo constituído por lentes de sulfetos maciços, sobrepostas a uma zona de *stockwork* constituída por um sistema de veios e/ou vênulas, com ocorrência de sulfetos disseminados. Comumente essa zona de *stockwork* é envelopada por um espesso halo de alteração hidrotermal (Figura 7).

A mineralogia destes depósitos é simples e corresponde a uma associação de sulfetos metálicos, dominados por pirita e pirrotita, com quantidades variáveis de calcopirita, esfalerita e galena. Em alguns depósitos ainda ocorrem à presença de bornita e calcocita, ou arsenopirita, magnetita e tetraedrita.

O material de ganga é representado principalmente por quartzo, barita, carbonato, clorita e sericita. A maioria dos depósitos apresenta uma zonação mineral bem marcante, na qual a galena e a esfalerita predominam no topo das lentes de sulfeto maciço, sobrepostas a lentes constituídas por calcopirita, pirita e pirrotita, gradando para uma zona de *stockwork* formada por veios e vênulas com disseminações de calcopirita e pirrotita.

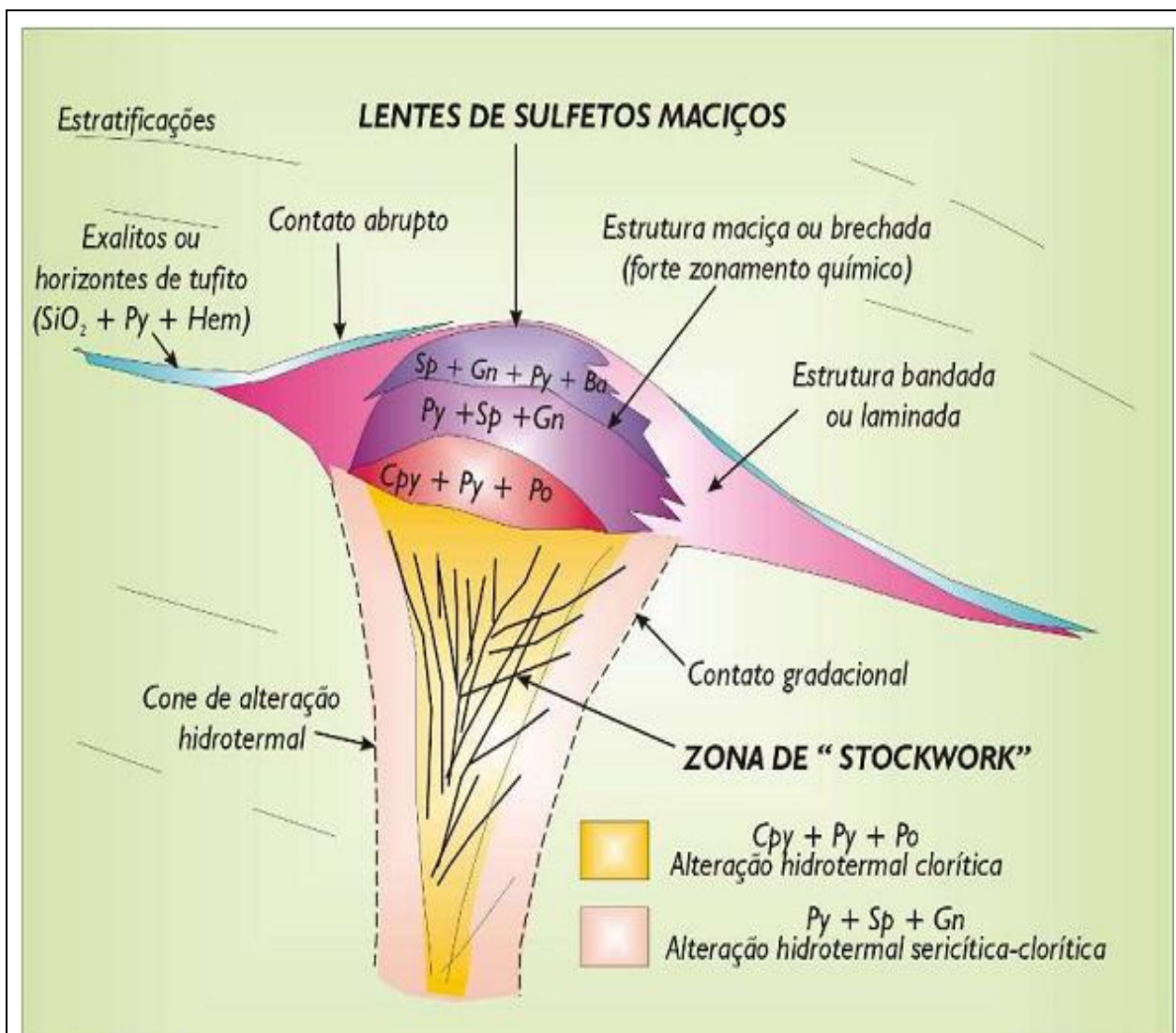
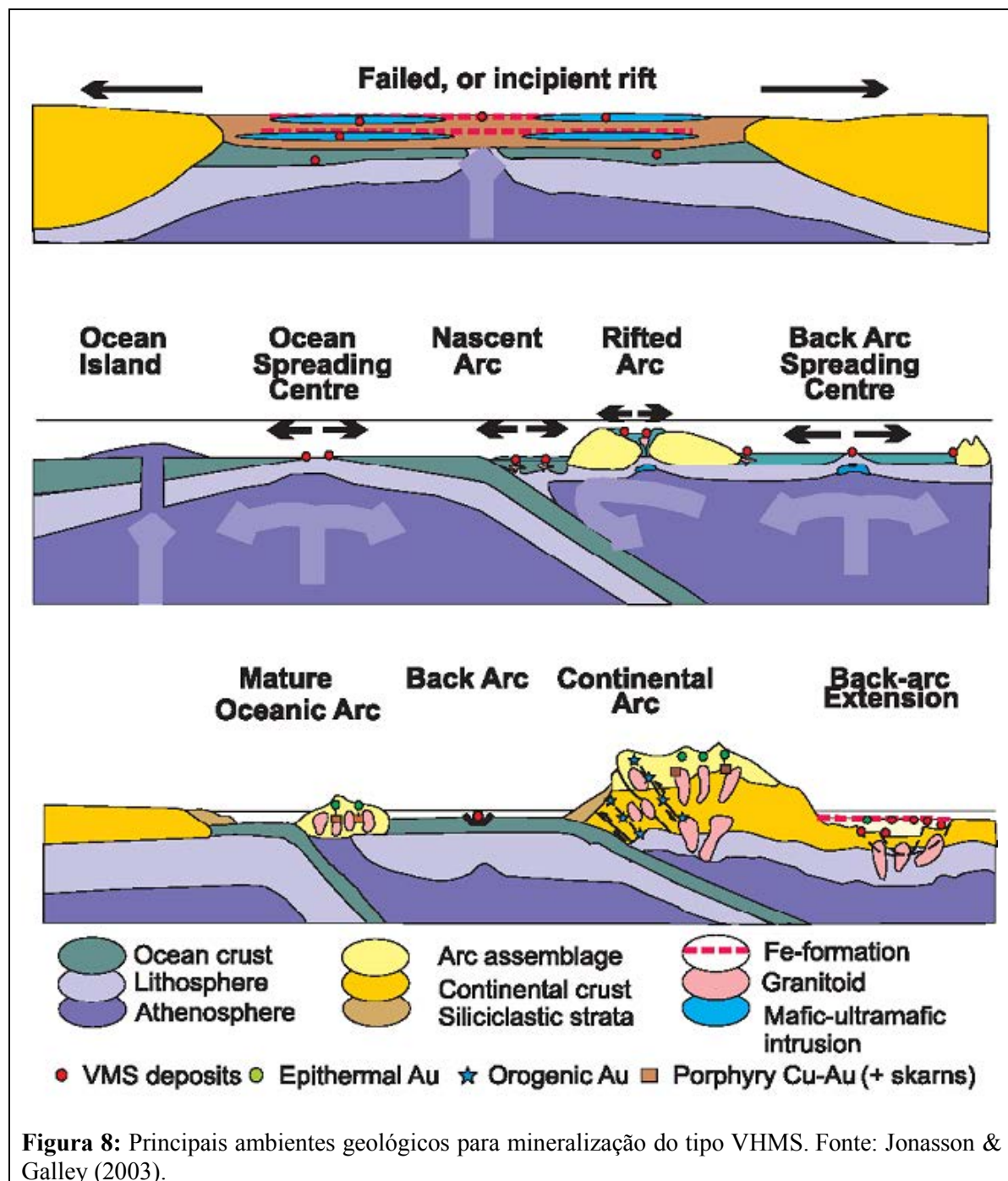


Figura 7: Representação esquemática do modelo de depósito do tipo VHMS. Modificado de Franklin, (1993), por Xavier, R.P (2003).

A origem desses depósitos está relacionada a emanções de fluidos hidrotermais associados a vulcanismo, predominantemente subaquático, em ambientes de arcos magmáticos, arcos de ilha e cadeias meso-oceânicas (Figura 8).

Segundo Mello & Quental (2001) o conhecimento da gênese desses depósitos tornou-se mais evidente na década de 70, com o descobrimento das fontes termais em cadeias meso-oceânicas, conhecidas como “black smoker” e “white smoker” responsáveis pela emanção dos fluidos hidrotermais.



Segundo Almeida (2000) os depósitos do tipo VHMS diferenciam-se conforme os períodos geológicos durante os quais se formaram, pelos tipos de rochas vulcânicas às quais se associam e pelo ambiente geológico, desta forma estes depósitos podem ser divididos em:

(i) Depósitos do Tipo Chipre (Mediterrâneo): São depósitos de $\text{Cu} \pm \text{Zn}$ e $\pm \text{Au}$, formados em complexos ofiolíticos de cadeias meso-oceânicas e, portanto, associam-se a derrames de lavas maciças e almofadadas de composição toleítica a cálcio-alcalina. São constituídos por lentes maciças de calcopirita, principal mineral de interesse econômico, mas têm reconhecido potencial para Au, Ag, Co e Cd.

(ii) Depósitos do Tipo Besshi (Japão): Possuem mineralizações de Cu-Zn±Au±Ag, estando associados a ambientes extensionais oceânicos, a bacias de retroarcos ou a estágios iniciais de *rift* intracontinental. Este subtipo é facilmente distinguido dos demais pela presença de rochas sedimentares pelíticas intercaladas a estratos de rochas vulcânicas (tufos e lavas de composição cálcio-alcalina, basálticas a andesíticas). As lentes de sulfeto maciço encontram-se associadas aos estratos de rochas vulcânicas e são constituídas predominantemente por pirita, pirrotita, calcopirita e esfalerita.

(iii) Depósitos do Tipo Kuroko (Japão): Apresentam Cu-Zn-Pb±Au±Ag, associados à rochas vulcânicas félsicas em sucessão de arco alcalino-bimodal. É comum a associação destes depósitos com rochas dacíticas, cálcio-alcalinas, andesíticas e lavas basálticas, além de rochas piroclásticas. Os depósitos do tipo Kuroko podem estar associados a depósitos epiclásticos, sendo pouco comum a presença de arenitos e argilitos. A mineralização apresenta um nítido zoneamento mineral.

(iv) Depósitos do Tipo Noranda ou primitivos (Canadá): estes depósitos possuem mineralizações de Cu-Zn±Au±Ag associadas a uma sequência de lavas máficas sobrepostas a camadas de tufos félsicos. Este tipo de depósito tem como característica marcante os contatos de topo e base. O superior é abrupto, enquanto o contato inferior (zona de *stringer*) é transicional. A zona de stringer contém calcopirita, pirita, pirrotita, esfalerita e magnetita, sendo a calcopirita e a esfalerita os minerais de interesse econômico

7. GEOLOGIA LOCAL DA ÁREA

A área de estudo é composta por unidades litológicas distintas, as Zonas Hidrotermais representativas do modelo de mineralização do alvo AREX envelopadas pelos litotipos do Grupo Roosevelt, na subunidade Serra do Expedito.

Essa subunidade apresenta três litotipos distintos sendo caracterizados por dois domínios, ao **Domínio Vulcânico** que são formados por vulcânicas (riolitos, riodacitos e dacitos) e vulcanoclásticas félsicas (tufos de cinza, tufos lapílicos, tufos bandados, aglomerados) e ao **Domínio Clasto-Químico** e é caracterizada por metassedimentos finos, bandados, algumas vezes carbonáticos.

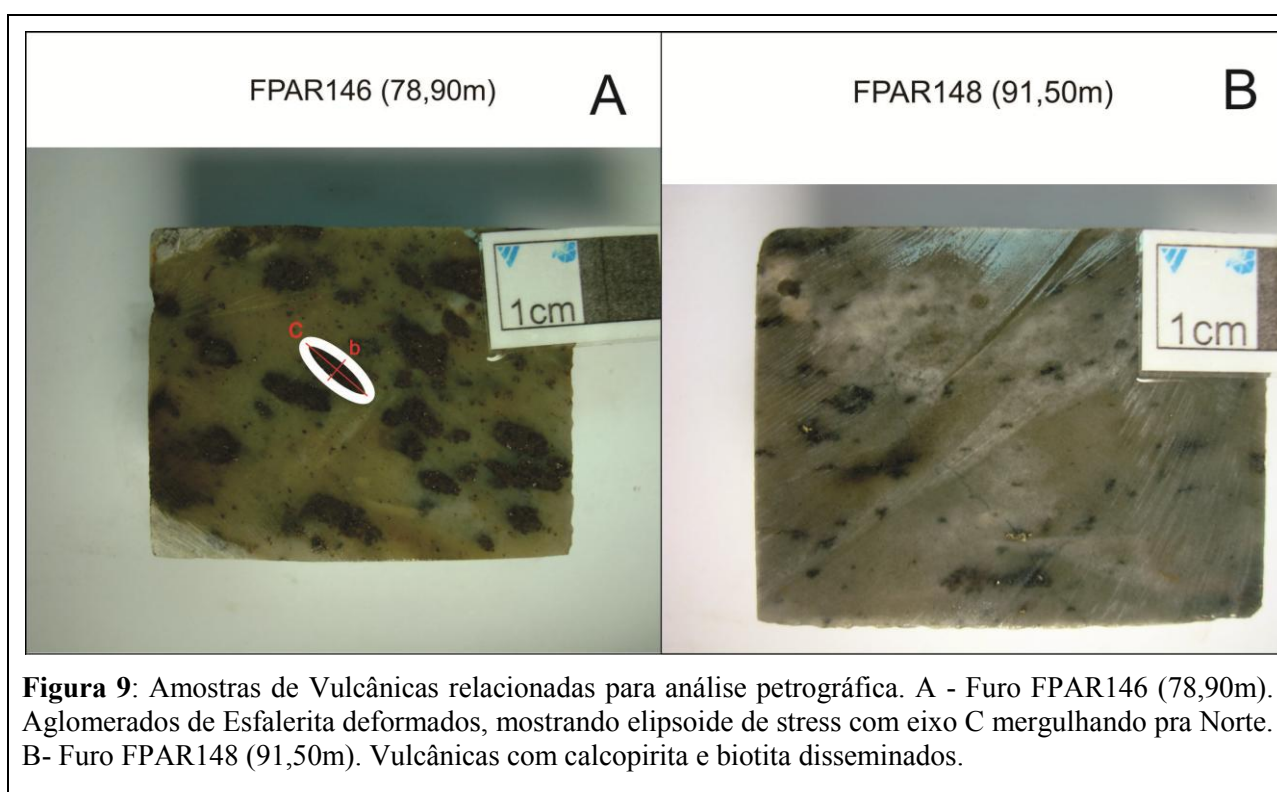
É caracterizada pelo desenvolvimento de um bandamento rítmico de espessura milimétrica, composição silto-argiloso, de coloração acinzentada e localmente com ocorrência de meta- cherts. Comumente mostra faixas métricas estreitas de meta -tufos, acinzentados, intercalados aos metassedimentos, variando de fácies cinerítica à ignimbrítica.

7.1 DOMÍNIO VULCÂNICO

7.1.1 Vulcânicas e Subvulcânicas Ácidas

As vulcânicas ácidas possuem cor cinza- escuro ou cinza claro variando para branco e amarelado, estrutura maciça a levemente foliada e granulação muito fina a vítrea, às vezes sub- afanítica.

Essas rochas também possuem sulfetos disseminados como Pirrotita, Calcopirita, Galena e Esfalerita. No furo FPAR146 a 78,90 metros de profundidade foi encontrada com sulfetos (Esfalerita) de forma oval (Figura 9) mostrando um elipsoide de deformação com eixo de maior elongação com mergulho na direção norte, plano axial às deformações principais tratadas nos próximos capítulos.



Batata et al. 2008 estuda rochas do entorno dos depósitos, e afirma que o magmatismo do Grupo Roosevelt, tanto as vulcânicas como as piroclásticas e define as rochas estudadas como de caráter subalcalino, metaluminosas a peraluminosas, apresentando discreto crescimento do grau de saturação em alumina com a evolução magmática.

Apesar de apresentarem na maioria das vezes as rochas texturas afaníticas, algumas porções descritas nos testemunhos de sondagem apresentam vulcânicas de texturas sub-

afanítica a fanerítica fina cujo mineralogia da rocha é composta por cristais de quartzo milimétricos a sub-milimétricos, com diâmetro de até 2mm, às vezes bem formados, com alguns cristais euédricos de feldspato alcalino (microclíneo), devido a natureza química subalcalina descrita por Batata et al. 2008 de serem algumas porções, texturas de intrusivas rasas. Esta unidade é componente basal dos litotipos do Grupo Roosevelt e é provavelmente a fonte térmica do modelo de mineralização adotado.

Foram selecionadas duas amostras desta unidade para descrição petrográfica em lâmina, são elas FPAR146 (78,90m de profundidade) e FPAR148 (91,50m de profundidade, ver anexo 2). As duas amostras em lâminas possuem características semelhantes, os cristais de quartzo e feldspatos são muitas vezes dificultados na identificação por serem muito pequenos, quando encontrados alguns fenocristais ou aglomerados destes é observado quartzo e feldspato alcalino, sendo a matriz de granulação muito fina de composição mineralógica semelhante, cristais de epidoto, biotita, clorita e sericita também são encontrados em porções significativas.

As rochas selecionadas são microcristalinas e possuem aglomerados de cristais um pouco maiores. Amostra FPAR146 possui esses aglomerados de quartzo, microclínio e plagioclásio bem desenvolvidos envoltos por sulfetos (Galena) de forma ovalada ver anexo 2, sugerindo uma deformação discreta.

A matriz é composta também por esses minerais porém ausente em sulfetos, possui discreta orientação dos microcristais. Além deste, minerais de relevo mais acentuados estão dispersos em toda a matriz (epidoto) e biotita alterando para clorita também disseminados principalmente nas porções dos aglomerados maiores.

Os cristais de quartzo na matriz são anhedrais com diâmetro inferior a 0,5 mm, nos aglomerados de cristais maiores chegam até 2,0 mm. Apresentam extinção ondulante, alguns cristais em seção basal são visivelmente bipiramidais com bordas bem definidas.

A maioria dos feldspatos encontram-se em processo de alteração para sericita e epidoto, o que dificulta o diagnóstico destes, mas porções apresentando geminação em grade são exibidas nas lâminas. São cristais anhedrais na matriz inferiores a 0,5mm e subhedrais nas porções de aglomerados maiores de até 2,00 mm.

A biotita ocorre raramente e geralmente alterando para cloritas como cristais anhedrais a subhedrais visto principalmente na lâmina FPAR148 (91,50m de profundidade, ver anexo 2), onde os exemplares mais desenvolvidos apresentam hábito lamelar, exibem pleocroísmo castanho claro a castanho escuro.

Quando alteradas para cloritas o pleocroísmo passa de verde claro a verde escuro. A

clorita esta dispersa em toda a matriz ou em núcleos de agregados cloríticos às vezes com lamelas fibrorradiais e cristais inferiores a 0,5mm. A clorita pode ser produto metamórfico de alteração biotítica ou cloritização da passagem do fluido hidrotermal. Algumas vezes os aglomerados sugerem feições de anfibólitos anteriores sugerindo um retrometamorfismo de duas fases, anfibólio- biotita e biotita- clorita.

Os cristais de titanita possuem um núcleo com aglomerados de clorita envoltos por calcopirita e pirrotita FPAR148 (91,50m de profundidade, ver anexo 2). Algumas vezes são bem desenvolvidos

7.1.2 Piroclásticas (Tufos Bandados)

Os tufos bandados mostram variações granodecrescente (figura 10 D). As características distintivas são a diferença de coloração entre os estratos e texturas piroclástica Leite et al. 2005.

A distinção entre tufo e metassedimentos é dificultada por um bandamento composicional e a granulometria dos litotipos muito parecidos. Quando se apresentam cloritizados ou sericitizados ainda mais difícil a distinção. Porém apresentam características distintivas de coloração entre os estratos e texturas piroclástica. Nestas rochas é possível identificar a presença de sulfetos e óxidos geralmente Pirrotita e Pirita, porém é encontrado frequentemente pequenos cristais bem formados de Arsenopirita disseminados na matriz.

Em lâminas aglomerados amorfos rotacionados com movimento destal são interpretados como fragmentos piroclásticos de composição semelhante da matriz. A rocha vista em lâmina tem granulação muito fina e de difícil distinção mineral.

Na parte grosseira da lâmina, foi visto quartzo com extinção ondulante, provavelmente recristalizados, alguns formando sombra de pressão em aglomerados amorfos, epidoto disseminados em toda a lâmina, biotitas dispersas também são encontradas. Sulfetos também foram encontrados dispersos com bordas de alteração impregnadas de biotita e/ou cristais bem formados de quartzo. As bandas finas são compostas principalmente por filossilicatos em grãos finos e estirados de difícil distinção, são sericitas e possuem discreta foliação. Os cristais de biotita aparecem disseminados e sem orientação, produto de retrometamorfismo.

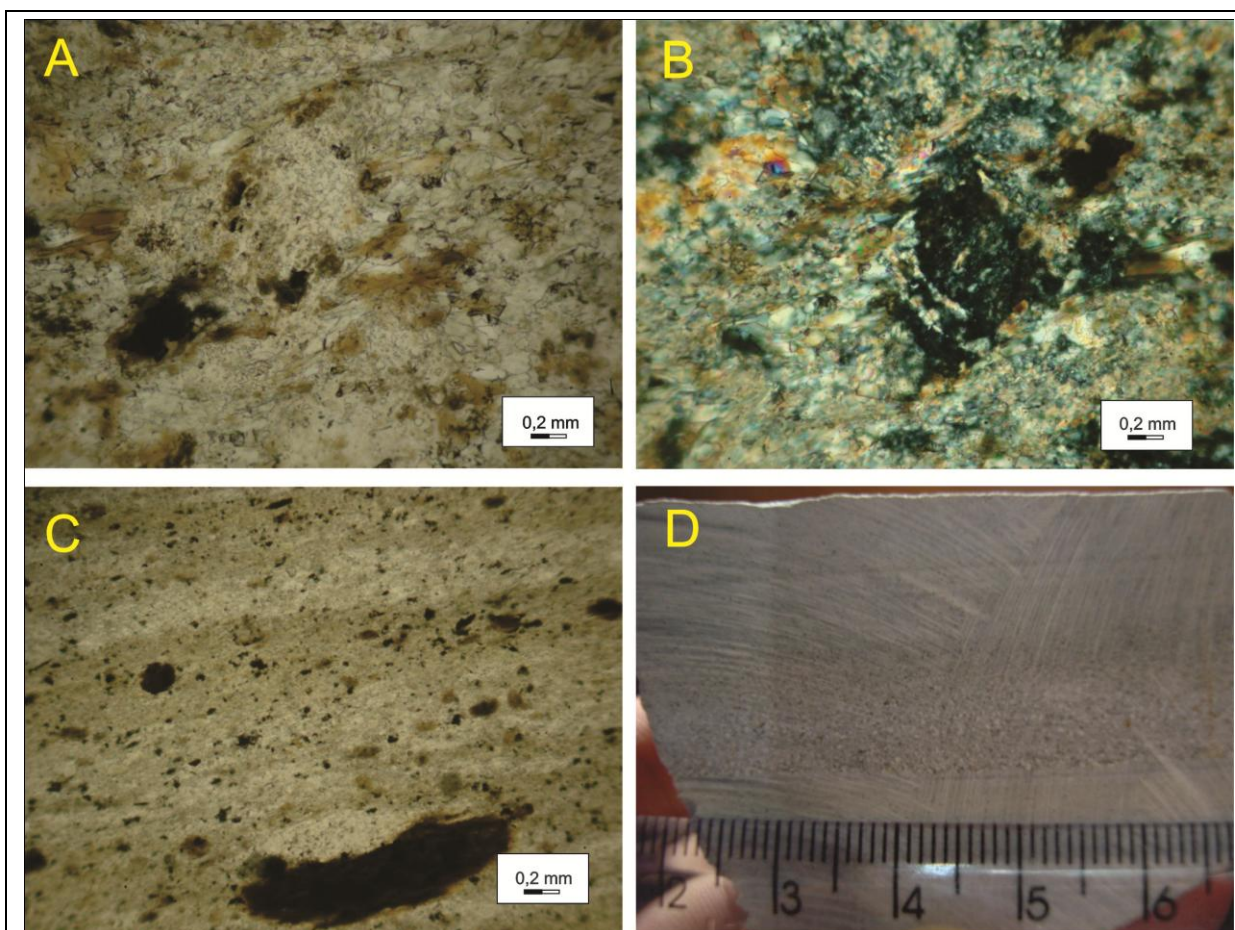


Figura 10: FPAR 272 (11,50m de profundidade) – A e B, banda grosseira com porfiroclasto amorfo (granada?), aparentemente rotacionado com sentido destal (em B nicóis cruzados). C – banda fina com estruturas tipo bomba piroclástica. D- Tufo bandado e cloritizados apresentando granodecrescência da porção com textura grauvaça.

7.2 DOMÍNIO CLASTO - QUÍMICO.

É constituída por metassedimentos finos, com granulometria de silte a argila, podem ser considerados meta- lamitos, algumas bandas de cor branca reagem facilmente ao ataque do ácido clorídrico e podem ser considerado de meta- lamitos carbonáticos. Para não se aprofundar em questões de granulometria serão todos considerados como metapelitos.

Os metassedimentos tem característica de melhor distinção o bandamento composicional bem visível. Esse bandamento composicional de origem sedimentar pode ser confundido com o bandamento de origem tectônica como observado na figura 11 A. Bandas mais espessas e bem definidas por um contraste da coloração bem visível, apresentando frequentemente granodecrescência ascendente são consideradas oriundas de sedimentação.

Quando tectônico os minerais estão visivelmente orientados e as bandas são mais finas e de difícil distinção. A maior dificuldade entre a distinção das bandas acontece quando o acamamento está subparalelo à foliação principal.

Dobras com plano axial paralelo à direção da foliação mais predominante são bem visíveis nesta unidade, microdobras parasíticas podem ser observadas nos testemunhos de sondagem, e ao desenhar os perfis geológicos rebatendo os furos de sondagem, pode se observar grande dobras também com plano axial paralelo à deformação.

O pacote encontra-se metamorfisado em grande parte por conta do metamorfismo regional que gerou estas dobras, porem são cloritizados, sericitizados ou carbonatados nas zonas de alteração hidrotermal. A distinção entre as zonas hidrotermais será discutida no próximo capítulo.

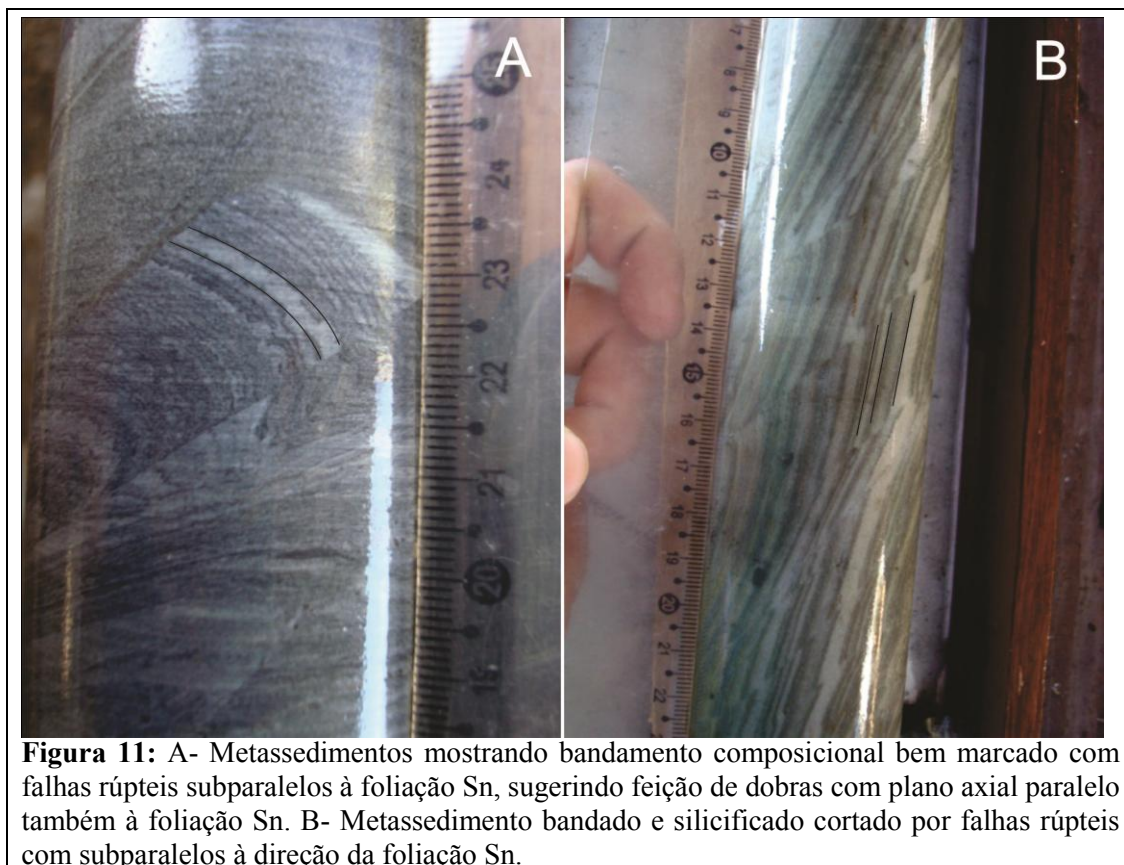


Figura 11: A- Metassedimentos mostrando bandamento composicional bem marcado com falhas rúpteis subparalelos à foliação Sn, sugerindo feição de dobras com plano axial paralelo também à foliação Sn. B- Metassedimento bandado e silicificado cortado por falhas rúpteis com subparalelos à direção da foliação Sn.

Em lâmina os cristais de quartzo são anhedrais e equigranulares, subarredondados a angulosos e estirados na direção da foliação de fase Dn. Tem tamanhos inferiores a 0,5mm e constituem a maior parte da rocha. Apresentam extinção ondulante.

Os cristais de feldspato alcalino são anhedrais, equigranulares e encontram-se associados a porções ricas em quartzo. A distinção entre os cristais de feldspato e os cristais de quartzo é dificultada devido a sua granulometria, normalmente inferior a 0,5mm.

Os filossilicatos são fortemente orientados na mesma direção dos cristais de quartzo em fase Dn. Alguns cristais de granada, muito pequenos também compõem como acessório.

Os cristais de biotita são anhedrais a subhedrais, onde alguns possuem hábito lamelar e presença de cristais alterando-se para clorita.

Os cristais de sericita são predominantemente anhedrais e ocorrem na forma de delgadas palhetas, normalmente isorientadas segundo o plano de foliação. Os cristais de clorita possuem pleocroísmo verde escuro a verde claro e, juntamente com os cristais de biotita, geram delgados estratos que se encontram intercalados aos estratos quartzosos.

7.3 ZONAS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

As Zonas de alteração hidrotermal estão intimamente associadas ao tipo de mineralização e aos minérios a serem explorados.

Em superfície não são frequentemente encontrados devido à espessa camada de solo, porem associados aos Gossans o solo apresenta-se muito avermelhado com tons cor de vinho ou amarelados.

Nos testemunhos de sondagem é de fácil identificação por apresentarem alteração diferenciada, com cores distintas vinho, zonas de alteração e amarelados. Essa alteração pedogênica da porção hidrotermalizada vem na maioria das vezes subordinados aos *gossans*, alterações das porções mineralizadas.

São fundamentais para definição do modelo e ótimo guia prospectivo para encontrar os corpos mineralizados. Possuem características distintas para cada tipo de mineralização, sendo dois conjuntos de elementos para tipos de mineralizações específicos.

Os elementos Cu e Au ocorrem geralmente associados em uma específica zona hidrotermal e Zn e Pb em outra zona específica de alteração hidrotermal.

Os tipos de alteração hidrotermais podem ser subdivididos em dois grupos distintos. Trataremos no trabalho de Grupo de Alteração *Stringer*, e Grupo de Alteração *Stratabound*. Sendo os minerais de Cu e Au associados ao primeiro grupo e os minério de Zn e Pb associados ao grupo subsequente.

Para retratar as Zonas de Alteração Hidrotermais em mapa, perfis geológicos foram elaborados e rebatidos para superfície. Eles definem os contatos entre as zonas hidrotermais e os corpos mineralizados. Quatro perfis compõem o corpo do trabalho sendo selecionados por conter boa representatividade do alvo AREX.

A figura 12 compreende o primeiro perfil, selecionado para identificar facilmente os dois Grupos de Alteração Hidrotermal, sendo a Zona de Alteração Hidrotermal Carbonática compondo o Grupo de Alteração *Stratabound* e as Zonas Hidrotermais Clorítica e Sericítica que compõem o Grupo de Alteração *Stringer*.

7.3.1 Grupo de Alteração “Stratabound”

Foi dividido em Grupo de Alteração *Stratabound* os litotipos que apresentavam semelhanças mineralógicas e principalmente por apresentarem mineralizações associadas aos elementos de Zn e Pb. Compõem-se principalmente por minerais cálcio- magnesianos identificados nos minerais de calcita, dolomita e tremolita, sendo considerado um grupos de influência carbonática.

O Grupo de Alteração *Stratabound* permite identificar facilmente Zonas Hidrotermais distintas, quando possível, estas são representadas em mapa ou perfis, porem muitas vezes, as lentes formadas não possuem espessura suficiente para serem representadas, neste caso classificamos os pacotes com influencia de minerais cálcio- magnesianos como Zona de Alteração Carbonática.

Esta Zona de Alteração pode ser dividida em dois litotipos distintos, os chamados Mármore e as Zonas de Alteração Tremolítica (ver mapa anexo 1).

Quando há predominância de um certo mineral e cabe o mapeamento, estas Zonas Hidrotermais recebem o nome deste mineral associados, por exemplo Zona Hidrotermal Magnetita- Tremolita. Porem estas estão locadas nos Grupos de Alteração *Stratabound*.

7.3.1.1 Mármore

Os mármore apresentam-se em várias texturas, ora bandados ora brechados, impregnados de clorita, sericita, talco ou tremolita.

Observando os testemunhos de sondagem os mármore apresentam em superfícies alteração de coloração amarelada, e quando impregnados por clorita e/ou tremolita a alteração passa para marrom avermelhado a vinho. As rochas alteradas podem deter estruturas reliquiares de bandamento ou foliação.

Foram selecionados alguns litotipos para análise petrográfica tentando identificar as diferenças texturais e a correlação entre a mineralização em cada amostra. A figura 13 mostra as diferentes texturas apresentadas pelo mármore. As amostras foram analisadas petrograficamente e encontram-se no anexo 2.

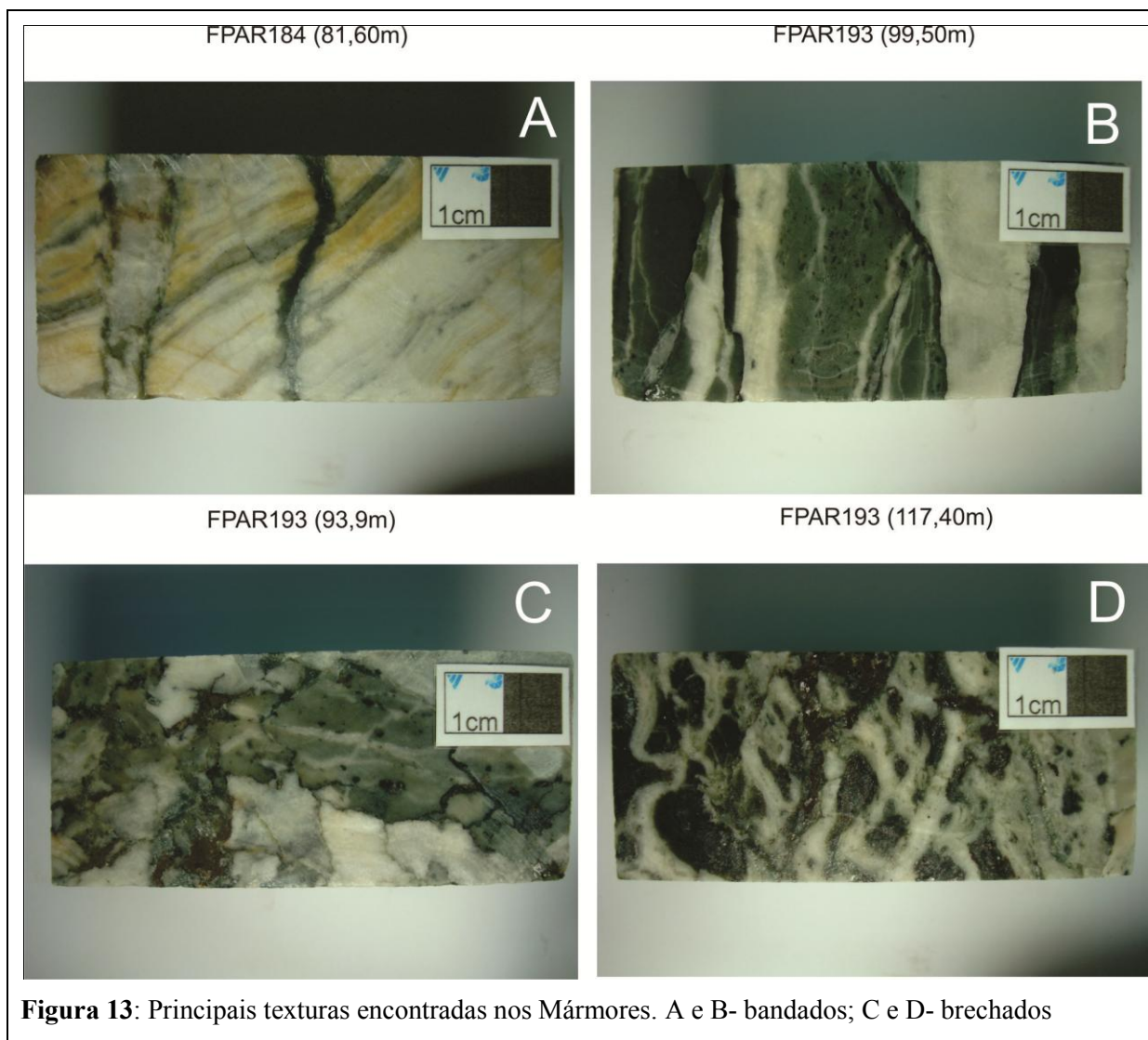


Figura 13: Principais texturas encontradas nos Mármore. A e B- bandados; C e D- brechados

Os mármore com textura bandada possui bandas centimétricas a subcentimétricas de coloração variada entre o branco e o amarelo, algumas com tons de cinza esverdeado. Aparentemente um veio microcristalino de difícil distinção mineral corta as bandas. Bandas dobradas com plano axial paralelo ao bandamento. (Sn//So?)

Na análise petrográfica de lâminas de seções polidas e delgadas, foi observado bandas com granocrescência, porém os minerais que constituem as rochas estão em processo de alteração e o carbonato possuem texturas amorfas quando microcristalinos. Foi identificado um veio de sericita+talco+carbonato com forte orientação dos filossilicatos e diferente da orientação do acamamento, não tendo características de bandamento tectônico

A dolomita possui forma romboédrica, relevo forte, está bem desenvolvida nas porções granulométricas maiores e no contato entre o veio hidrotermal. Cristais submilimétricos de carbonato compõem quase toda a rocha. As bandas brancas destacam-se por ter cristais de carbonato 5 a 10 vezes maiores que os da matriz.

A clorita aparece em pequena quantidade formando cristais lamelares com pleocroísmo verde claro a verde mais escuro, estão orientadas juntamente com os cristais de sericita que aparecem em maior quantidade, estão confundidas em uma massa de material amorfo e orientado, sendo interação destes minerais com a formação de talco.

Rocha fortemente bandada com bandas carbonáticas de cor branca e bandas calcio-silicáticas de cor verde claro com máficos disseminados e bandas verde escuro. São bandas centimétricas a subcentimétricas de contatos abruptos e gradacionais.

A parte calcio-silicática apresenta-se microcristalina com cristais menores 0,5mm de difícil distinção. Possui aglomerados máficos (clorita+biotita?) com cristais de biotita sem orientação, produto de retrometamorfismo posterior ao evento de deformação principal. Os aglomerados máficos de cor castanho esverdeado são ainda mais finos.

Estruturas ovais com recristalização de carbonatos sugerem sedimentação bioquímica ou talvez evaporíticas, porém não apresentam deformação, sendo provavelmente produto de recristalização metamórfica em alguns pontos de concentração carbonática.

Rocha de cores brancas e tons de verde, textura brechada e Galena, Esfalerita, Pirrotita e Calcopirita vista como sulfetos nos interstícios dos outros cristais. A rocha não possui orientação. As porções brancas são cristais bem desenvolvidos de dolomitas enquanto a porção verde uma massa de carbonatos com clorita.

Uma massa microcristalina de quartzo+feldspato+carbonato cortados por vênulas de sericita, clorita, biotita, sulfetos (Calcopirita Pirrotita, Esfalerita e Galena) com cristais de epidoto e biotita disseminadas, orientadas e dobradas, compõem a parte de coloração esverdeada da rocha.

A parte branca que compõe a rocha são grandes cristais de Dolomita bem distintos. O contato entre eles se faz geralmente por uma massa de sericita e talco, sem orientação preferencial dos cristais. Além dos fenocristais de Dolomita outros menores se apresenta em contato com as vênulas filossilicáticas e em contato com os sulfetos.

As cores brancas são carbonatos, calcita e dolomita em meio a matriz esverdeada de clorita, biotita, tremolita e talco, com sulfetos de galena e esfalerita associados. Textura diferenciada parecido com brechas carbonáticas.

Os carbonatos, geralmente dolomitas formam a matriz da rocha, possuem planos de clivagens e geminações típicas, birrefringência alta e quando alterados exibem aspectos pulverulentos.

A clorita mistura-se ao talco- sericita, envolvendo os cristais de esfalerita. Os cristais

de clorita não possuem orientação preferencial e muitas vezes aparecem com hábitos fibrorradiais e os aglomerados ainda sugerem forma de anfibólio, provavelmente retrometamorfismo de tremolita- actinolita. Alguns cristais de biotita são encontrados juntamente a essas porções.

O talco envolve cristais de esfalerita esta associado à sericita em massa de filossilicatos micricristalinos. Possuem orientação preferencial aparentemente associado a deformação Dn.

A tremolita quando encontrada resquícios apresenta-se incolor e formado junto ao talco sericita e clorita. Associa-se à esfalerita.

A esfalerita e a galena ocorrem, na maior parte das vezes, associados às tremolitas retrometamorfizadas em clorita- sericita- talco.

Nesta amostra é possível observar uma forte relação dos cristais de tremolita- talco com a presença de Esfaleria.

Além destes minerais a magnetita ocorre na *Zona Stratabound* de forma geralmente disseminadas, e muitas vezes associadas aos sulfetos, tanto em formas de banda como em textura brechada, estão intimamente ligadas às porções sulfetadas e são provavelmente substituições de sulfetos como pirita ou pirrotita.

7.3.1.2 Zona hidrotermal tremolítica.

Nos testemunhos de sondagem foi possível observar cristais bem formados de anfibólio da serie actinolita- tremolita. Esse mineral é bem desenvolvidos em algumas partes às vezes com porções possíveis de serem mapeáveis.

A tremolita ocorre em quase todas as Zonas Hidrotermais Carbonáticas e é um mineral produto de metamorfismo térmico ou regional da dolomita que provavelmente reagiu com o quartzo formando tremolita e calcita. Possuem hábito geralmente fibrorradial porem algumas porções encontram-se orientados na direção da foliação Sn podendo ser formado tardi ou pós deformação Dn. O pacote às vezes se apresenta influenciado por silicificação e às vezes talcificados e carbonatados.

A amostra selecionada para laminação foi a FPAR193 (140,60m de profundidade) (ver anexo 2). Geralmente possui coloração verde escuro, porem podem assumir outras tonalidades de verde conforme aumenta a quantidade de clorita, biotita, carbonatos ou talco na rocha. Os cristais de tremolita são bem desenvolvidos, de tamanhos milimétricos a centimétricos (até

3cm).

A matriz da rocha é composta essencialmente por pequenos cristais bem orientados em Dn de sericita- clorita- talco com algumas biotitas dispersas, muitas vezes com carbonatos (calcita por reagir facilmente ao ataque de ácido clorídrico).

Em análise petrográfica de lâmina polida foi possível observar cristais bem desenvolvidos de tremolita sem orientação preferencial, alguns com hábitos prismáticos e aglomerados fibrosos e radiais. São cristais subhedrais, incolores e não possuem pleocroísmo. Alguns cristais encontram-se em processo de alteração passando para carbonatos e filossilicatos finos.

Os carbonatos neste caso a calcita são microgranulares e se formam junto da massa de sericita e talco, podem ser constatados facilmente por apresentarem forte efervescência ao ataque de ácido clorídrico, porem de difícil distinção entre os filossilicatos.

Os filossilicatos são de granulometria muito fina (de diâmetro inferior a 0,5mm) e de difícil distinção, possuem forte orientação segundo Sn e são constituídos de sericita e talco essencialmente.

Cristais bem desenvolvidos de biotita possuem pleocroísmo castanho claro a castanho escuro. São cristais lamelares de até 2,00 mm, encontram-se dispersos ou em aglomerados associados à clorita.

A clorita tem pleocroísmo verde a verde claro também encontram-se de maneira subordinada na forma de delgadas bandas descontínuas e irregulares ou na forma de cristais subhedrais de hábito fibro- radial.

Os minerais metálicos essencialmente são a esfalerita e a galena, porem frequentemente encontra-se cristais bem formados de hábito cúbico de pirita, esses podem ter mais de 2 cm. Óxidos são frequentemente encontrados de maneira disseminada nessa Zona hidrotermal e possuem forte atração magnética (magnetita).

7.3.1.3 Mineralização no grupo de alteração “Stratabound”

As mineralizações ocorrem no alvo AREX visivelmente com afinidades minerais. Os sulfetos de Galena e Esfalerita geralmente ocorrem associados, porem pirita maciça geralmente com cristais bem formados e hábito cúbico também estão presentes, principalmente nos topos dos corpos mineralizados.

Os copos mineralizados possuem texturas maciças, bandadas e brechadas,

apresentando dobras muito semelhantes às dobras dos metassedimentos (figura 14).

Os minerais de galena e esfalerita também são encontrados no Grupo de Alteração *Stringer*, porem ocorrem disseminados e com pouca expressividade. Estes podem ser relíquitos de uma mineralização anterior sendo remobilizados por um novo fluxo hidrotermal ou sendo remobilizados em Dn.

Esses sulfetos exibem características sedimentares por apresentar bandamento composicional e dobras semelhantes dos metassedimentos, porem encontram-se geralmente remobilizados na foliação principal (Sn).

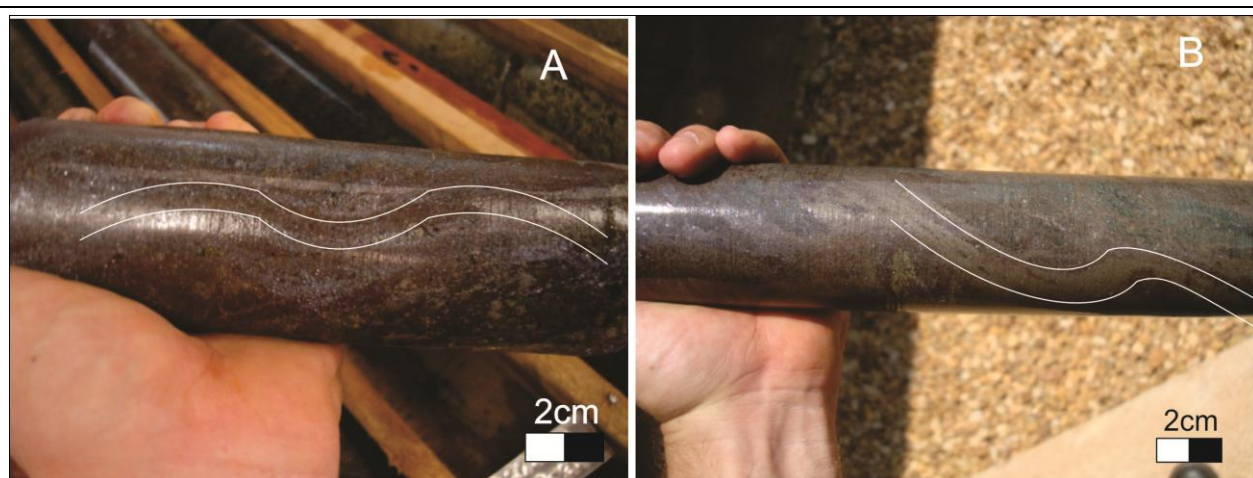


Figura 14: Tipo de mineralização maciça de Zn e Pb, Esfalerita Galena e Pirita apresentando texturas bandadas.

Foi observado constantemente que no topo dos corpos de sulfetos maciços, próximo ao contato de Zonas Hidrotermais ou Zonas Hidrotermais/Metassedimentos, corpos maciços de pirita.

A análise de lâminas de seção polidas permitiu observar uma forte interação deste com sulfetos de esfalerita. Seus cristais apresentam hábito cúbico e podem chegar a tamanhos centimétricos. A relação com os minerais adjacente sugere uma cristalização posterior deste sulfeto.

A figura 15 evidencia uma amostra selecionada para laminação de seção polida. Representa o contato do horizontes mineralizados de Pirita com minerais adjacentes. Esta zona hidrotermal esta em uma porção próximo dos contatos entre Zonas Hidrotermais, sendo composto por ripas de clorita e sericita fortemente orientados em foliação Sn. Os cristais de clorita apresentam fraco pleocroísmo de verde a verde claro, mostrando-se alterados para cristais de sericita, incolores e predominantes na rocha.

Além destes encontram-se em porções expressivas minerais prismáticos de habito

fibrorradial, de relevo moderado a forte sendo classificados como anfibólios da serie da actinolita- tremolita, que se desenvolvem discordante a foliação sendo considerados produtos metamórficos posteriores ao principal Dn.

As biotita encontram-se geralmente alteradas para cloritas, com pleocroísmo de tonalidades marrom acastanhado. Além desses cristais de carbonatos bem desenvolvidos, formam a matriz da rocha, possuem planos de clivagens e geminações típicas, birrefringência alta e quando alterados exibem aspectos pulverulentos.

A esfalerita ocorre como grandes cristais que englobam todos os carbonatos e silicatos. Possui cores avermelhadas e de ótima distinção com microscópio de luz transmitida.

A galena nesta amostra ocorrem em pequenas porções englobada pela esfalerita.

As piritas exibem hábito cúbico e cristais de tamanhos variados, facilmente distinguidas na lâmina pelo hábito mineral.

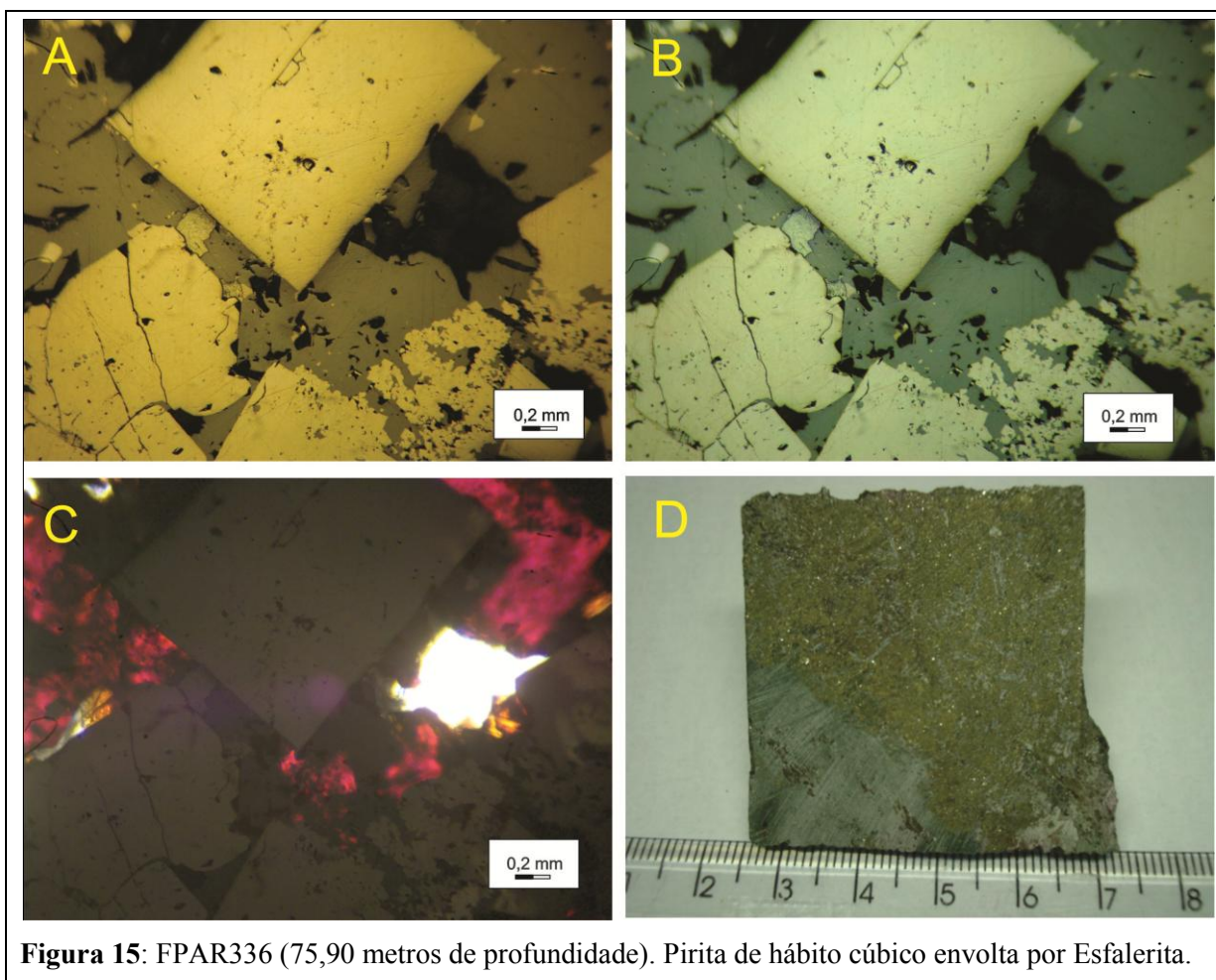


Figura 15: FPAR336 (75,90 metros de profundidade). Pirita de hábito cúbico envolta por Esfalerita.

7.3.2 - Grupo de Alteração “Stringer”

7.3.2.1 - Zona hidrotermal clorítica

A Zona Hidrotermal Clorítica envelopa os corpos mineralizados de Cu e Au, corresponde a um envelope de alteração hidrotermal com características de conduto hidrotermal. Os litotipos são rochas de granulometria muito finas e equigranulares, de coloração verde escuro a verde oliva chamados de clorita-sericita xisto, podem estar associados a texturas *stokwork* marcados por inúmeras vênulas de quartzo deformadas.

Os minerais metálicos essencialmente são a calcopitita e a pirrotia, porem frequentemente encontra-se cristais bem formados de hábito cúbico de pirita, esses pode ter mais de 2,00 cm. Em algumas porções também encontra-se Galena e Esfalerita associados, nessas porções a alteração hidrotermal tem resquício de carbonatação e/ou tremolitização o que configura uma zona mista de alteração e minerais metálicos.

Esta zona mista será tratada posteriormente como Zona de Mistura, e classificada principalmente quando associados os minerais metálicos. No perfil AB_933 representados na figura 12 estão representados os corpos mineralizados de Zn, Pb, Cu e Au classificados como Zonas de Mistura que podem ocorrer com predominância de alteração clorítica ou carbonática.

Em alguns locais esses litotipos apresentam um bandamento marcado pela alternância de camadas enriquecidas em biotita e clorita intercaladas com camadas quartzosas, o contato entre as alterações Cloríticas e Carbonáticas são marcada por um alternância de Zonas Hidrotermais Clorítica com Zonas Hidrotermais Carbonáticas com grande quantidade de tremolita, sendo o contato designado pela predominância dos minerais Clorita e Tremolita, o mesmo ocorre para os contatos com os halos de alteração mais externos do mesmo Grupo de Alteração *Stringer*, a Zona Hidrotermal Sericítica, onde rochas de tonalidades esverdeadas se confunde com bandas esbranquiçadas, tendo as bandas mais claras predomínio de sericita em relação à clorita.

Quando próximo ao contato com a Zona hidrotermal Carbonáticas os litotipos são carbonato-sericita-tremolita-clorita xistos, e quando próximos às Zonas Hidrotermais Sericíticas os litotipos são clorita-sericita xistos.

Foram selecionadas duas amostras para caracterização petrográfica de lâmina polida, são as amostras FPAR 193 (56,80m de profundidade) e a FPAR048 (288,00m de profundidade).

Foi possível observar cristais de quartzo e feldspatos alcalinos em vênulas, predomínio de minerais placóides de clorita quando verde pleocróico e sericita quando incolor, algumas tremolitas dispersas, cristais bem formados de biotita, allanita, titanita, e epidotos com núcleos cloríticos como acessório, na amostra FPAR048 (288,00m de profundidade) encontra-se minerais aparentemente transparente identificado em lâmina como fluorita.

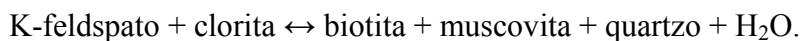
Os cristais de quartzo e feldspatos alcalinos encontrados nas vênulas são subangulosos e anhedrais, ocorrem constituindo vênulas com textura *stokwork* geralmente dobradas. Comumente exibem forte extinção ondulante provavelmente recristalizados no metamorfismo, com minerais discretamente alongados em deformação Dn.

A clorita é predominante nesta Zona Hidrotermal. A forma dos cristais são anhedrais a subhedrais, e apresentam-se em formatos placóides e orientados fortemente segundo Dn. Quando produto de alteração retrometamórfica de algum anfibólio, apresentam hábito fibro-radial. Em alguns locais apresentam-se como o produto de alteração dos cristais de biotita por estarem subordinados, esse também isoorientados.

Os cristais de tremolita-actinolita não tem grande representatividade, apenas nos contatos entre as Zonas Hidrotermais Clorítica e Carbonáticas, são predominantemente subhedrais, exibindo hábito fibro-radial. Esses cristais normalmente desenvolvem-se discordantemente da foliação.

A biotita ocorre em bandas ou dispersas como porfiroblastos de cor preto na matriz clorítica, seus cristais são anhedrais a euhedrais, com hábito lamelar e exibindo pleocroísmo castanho claro a castanho escuro.

Nos exemplares onde ocorre em maior proporção atinge diâmetro de até 3,0 mm, compondo delgados estratos onde seus cristais desenvolvem-se discordantemente da foliação principal. Quando alterando para clorita os cristais possuem cor marrom com porções esverdeadas. Sua presença deve ter origem no evento metamórfico regional posterior, controlado pela reação:



Os cristais de sericita são anhedrais e equigranulares com tamanho máximo de 0,5 mm e ocorrem de maneira subordinada. Em alguns locais, esses cristais constituem delgados estratos circundados por níveis enriquecidos em clorita.

Os cristais de carbonato ocorrem raramente nesta Zona de alteração, assim como a tremolita, quando próximo à Zona de Alteração Carbonática os cristais são anhedrais e inequigranulares, e geralmente subordinados aos cristais de actinolita- tremolita.

Além destes na amostra FPAR048 (288,00m de profundidade), foram encontrados minerais acessórios que neste caso possuem grande representatividade na rocha, principalmente cristais de epidoto com um núcleo clorítico, allanita com halos de radiação e uma massa de fluorita que compõe cerca de 5% da lâmina. Além destes, cristais de titanita dispersos na lâmina também compõem a rocha como acessórios.

Existem porções muitas vezes ligadas à mineralização que minerais acessórios como a magnetita ocorre. Nesse domínio a magnetita ocorre disseminada ou maciça (magnetito), relacionada as zona de alteração clorítica e a calcopirita. Pode possuir diversas texturas de substituição com a pirrotita, ora substituindo ora sendo substituída.

Em condições de baixa sulfetação, com o aumento da oxidação, a magnetita torna-se estável e cristaliza o Fe^{3+} na forma de óxido. Quando o ambiente torna-se mais redutor o caminho inverso é cruzado e o Fe^{3+} precipita-se em fases sulfetadas, no caso a pirrotita.

7.3.2.2 Zona hidrotermal sericítica

A Zona de alteração sericítica é a que compreende maior extensão, devido à reação do fluxo hidrotermal com os minerais protólito. Exibem coloração branca e quando com contato com a zona hidrotermal cloríticas se alternam em bandas com predominância sericítica ou cloríticas, o contato é determinado quando predomina as bandas cloríticas. Além de envelopar a Zona hidrotermal clorítica é visível um envelopamento das Zoas Hidrotermais carbonáticas.

Esta Zona Hidrotermal não possui corpos mineralizados de expressividade, apenas sulfetos disseminados, principalmente pirrotita e pirita, orientados segundo a direção de foliação Sn. Quando próximo aos contatos com os tufos ou vulcânicas que embasam os corpos hidrotermais é possível observar feições do protólito, vendo texturas de grauvas e bombas piroclásticas.

São classificados como sericita-xisto ou sericita-clorita xistos, de coloração esbranquiçada, tonalidades de cinza claro e esverdeada quando próximas aos contatos de Zona Hidrotermal Clorítica.

7.3.2.3 Mineralização no grupo de alteração “Stringer”

Foi possível observar uma afinidade metálica nesta Zona de Alteração Hidrotermal, os sulfetos de como Calcopirita e Pirrotita estão intimamente associados (figura 16). A

mineralização nesta unidade é difícil de ser encontrada. Os corpos de minério geralmente são pequenos quando maciços, e muitos sulfetos estão disseminados.

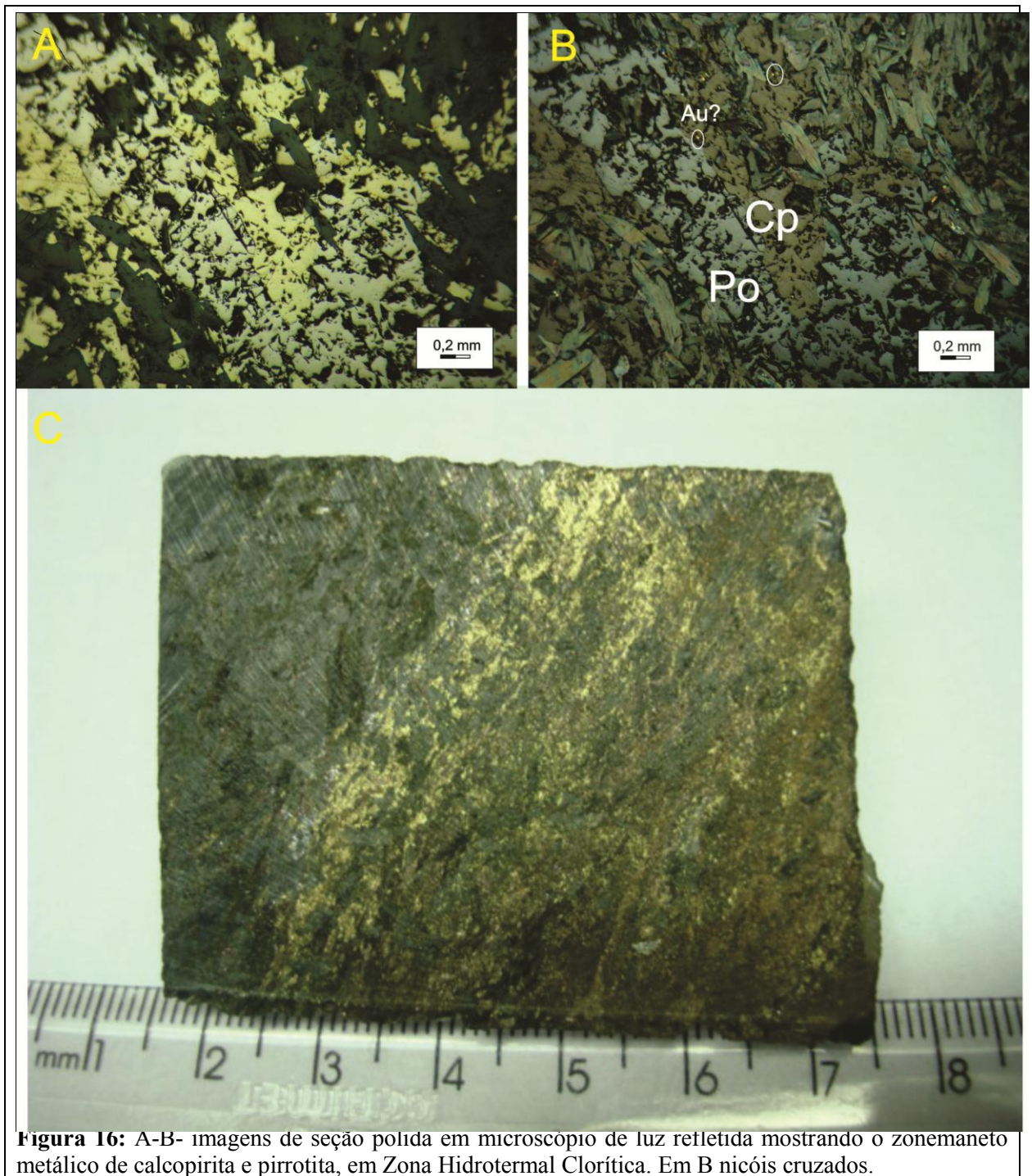


Figura 16: A-B- imagens de seção polida em microscópio de luz refletida mostrando o zonamento metálico de calcopirita e pirrotita, em Zona Hidrotermal Clorítica. Em B nicóis cruzados.

Podem ocorrer nas porções com texturas *stokwork*, associados às vênulas de quartzo mas encontram-se isolados quando encontrados corpos maciços. A textura chamada de Textura *Stringer* se parecem com brechas hidrotermais (figura 17).

Nas zonas de *Stringer* as magnetitas encontram-se principalmente em furos profundo

do Alvo AMBREX, realizados nesta campanha de sondagem. O furo FPAR343 e FPAR354 uma Zona Mineralizada com relação metálica Cu-Fe devido à presença de calcopirita e pirrotita, apresenta a magnetita de forma massiva e com textura *stringer*, as vezes bandadas (Figura 9b).

A magnetita encontra-se geralmente conjuntamente aos sulfetos, sendo provavelmente resultado de reação do fluido de composição ferro-magnésiana com os sulfetos de Fe (pirrotita ou pirita), no caso das Zonas de *Stringer* associados à Pirrotita e nas Zonas *Stratabound* associados a alteração dos carbonatos reagindo com a oxidação dos sulfetos.

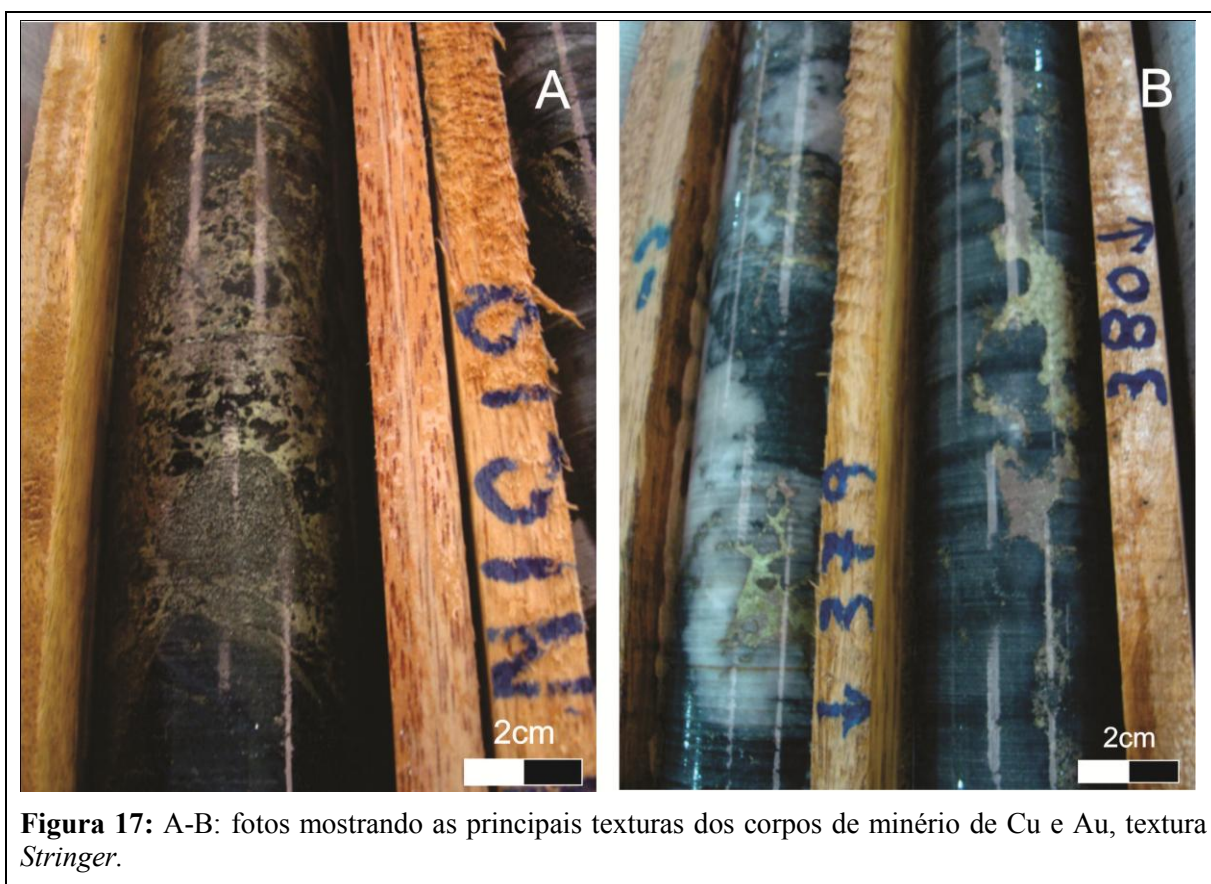


Figura 17: A-B: fotos mostrando as principais texturas dos corpos de minério de Cu e Au, textura *Stringer*.

8. METAMORFISMO

Leite et al.(2005) enquadra as rochas em condições metamórficas de fácies xistos verdes. Estudos microtermométricos em inclusões fluidas mostraram que as rochas da região da Serra do Expedito foram formadas a temperaturas variando entre 90°C e 375°C, enquanto as obtidas por meio do geotermômetro da clorita sugerem intervalos mais altos, entre 383°C e 511°C.

O desenvolvimento metamórfico pode ser observado através das análises

petrográficas, observando os testemunhos de sondagem e as lâminas petrográficas. É nítido duas fases metamórficas, uma sin-deformacional Sn e outra posterior, processos tardios ligados à intrusão do batólito granítico Aripuanã.

O predomínio mineral está encaixado em metamorfismo de baixo grau representado pelas rochas clorita-sericita-biotita xistos, não observado mineral compatível a outra fácies metamórfica que supere o grau Xisto Verde geralmente Zona da Biotita.

O primeiro evento metamórfico é expresso por orientar e recrystalizar fortemente os filossilicatos e os minerais quartzo-feldspato além de promover a saussuritização dos cristais de plagioclásio, principalmente nos protólitos vulcânicos.

Este metamorfismo provocou também uma remobilização da maioria dos corpos sulfetados reconcentrando em alguns pontos interpretados como zonas de charneiras, com a evolução desta deformação e próximo às falhas os corpos podem apresentar-se de forma alongada demonstrados nos perfis no anexo 3.

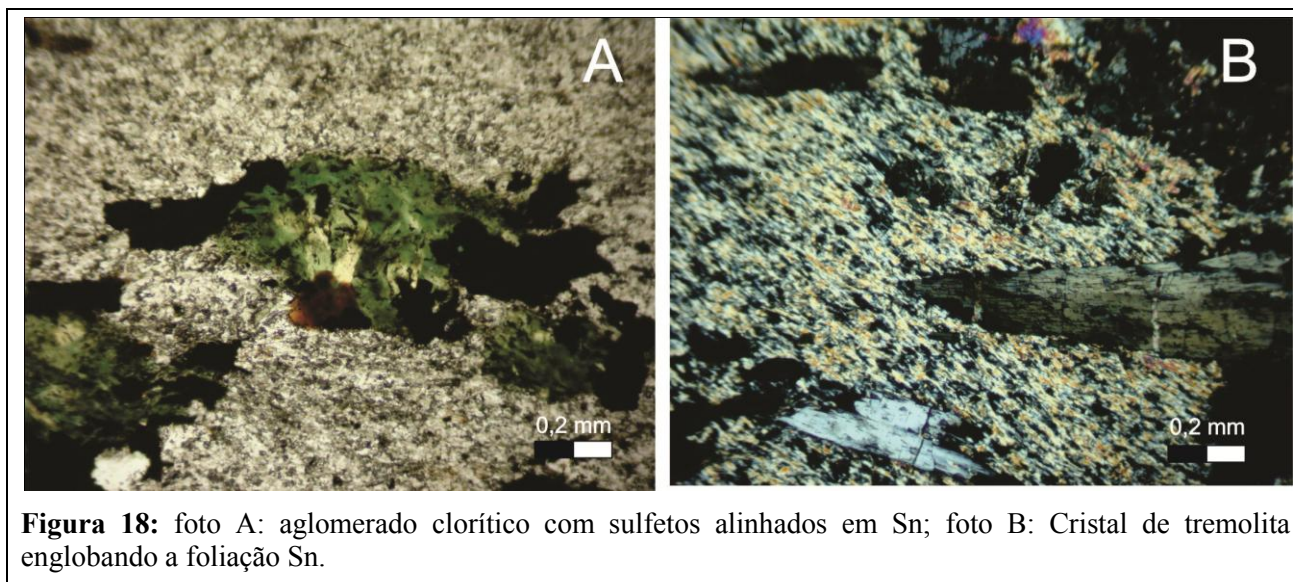
Nos testemunhos de sondagem, foi possível observar que algumas porções sulfetadas mostravam os sulfetos na direção da foliação Sn. Ocorrendo em alguns aglomerados cloríticos, sulfetos com sombras de pressão (Figura 18A).

O segundo evento metamórfico pode estar associado ao metamorfismo provocado pela intrusão do batólito granítico. Localmente pode-se encontrar banda epidotizadas, provindas de metamorfismo térmico, porém o melhor diagnóstico são cristais de tremolita, biotita e granada não orientados, bem desenvolvidos que englobam a foliação pretérita Sn (Figura 18B).

Quando orientados é nítido retrometamorfismo em algumas porções expressadas por cristais de clorita e sericita discordantes da foliação.

A presença de estruturas primárias nos metassedimento e tufos estratificados como granodecrescência intraestratos, alternância rítmicas interestratos podem ajudar a validar o metamorfismo de baixo grau nessas rochas.

Os metassedimentos são rochas derivadas de sedimentos pelíticos e caracterizadas pela paragênese mineral biotita + sericita $\pm$ clorita. A paragênese mineral apresentada mostra que essas rochas foram metamorfisadas em fácies xistos verdes, zona da biotita.



9. ESTRUTURAL

Os estudos das feições estruturais baseiam-se na observação dos testemunhos de sondagem e nas descrições das seções de lâminas petrográficas, polidas ou delgadas.

Os furos de sondagem são orientados porem os testemunhos não chegam a superfície em sua posição original não sendo possível caracterizar a espacialização deste, porem alguns elementos estruturais podem ser discutidos com as informações passadas no trabalho de observação de testemunho de sondagem e descrição de lâmina petrográfica.

Elementos geomorfológicos podem se extraídos de imagem *topo-laser* realizada pela empresa Votorantim Metais. A “Serra do Expedito” possui um alinhamento de seus topos WNW – ESSE, subparalelos a baixos topográficos alinhados, podendo ser interpretados como falhas. Essas falhas são confirmadas na descrição dos testemunhos de sondagem quando os testemunhos encontram-se fortemente fragmentados apresentando planos com estrias muito semelhantes às estruturas de espelhos de falhas.

Em mapa (anexo 1) essas falhas são interpretadas como estruturas de cavalgamento e observadas nos testemunhos de sondagem. Ao se interpretar perfis geológicos os blocos falhados apresentam movimentação de falhas normais, mas principalmente reversas (ver Figura 12).

Os litotipos que compõem o Alvo AREX estão estruturados segundo um *trend* WNW-ESE, essas rochas são marcadas pela presença de uma foliação, melhor observada nos metassedimentos, tornando-se menos evidente nos litotipos metavulcânicos.

A foliação aqui exposta (Sn) é predominantemente do tipo penetrativa e contínua,

onde pode-se notar a presença de cristais de quartzo e feldspato alcalino estirados. Esta foliação é marcada principalmente pela orientação preferencial de micas e subordinadamente pelos cristais de quartzo e feldspato alcalino.

O bandamento composicional (S0), observado nas rochas da unidade metassedimentos bandados é marcado pela alternância de estratos expressos pela diferenças de coloração entre eles, com estratos ricos em quartzo, com feldspato alcalino subordinado e bandas carbonáticas, encontra-se levemente deformado, materializado sob a forma de pequenas dobras suaves e abertas, observadas apenas nas amostras dos testemunhos de sondagem.

Em toda a porção do Alvo AREX é comum à presença de veios de quartzo leitoso ocorrendo de forma discordante da foliação principal Sn, alguns desses veios contêm teores altos de Au apresentados em dados geoquímicos, sugerindo outro contexto metalogênico.

Uma série de microfalhas de caráter posterior à deformação principal são observados. Costumam ter um ângulo de mergulho maior que da foliação principal, às vezes são facilmente interpretados por juntas ou microfalhas de par cisalhante, porém em alguns locais este regime pode chegar a ponto de superar a fase rúptil apresentando uma feição de foliação (Figura 20C e D). Podem ser interpretados como uma foliação posterior (Sn+1).

Um porfiroclasto rotacionado (Figura 19 E) encontrado nos litotipos vulcanoclásticos (tufo) foi encontrado sugerindo uma foliação interna discordante com a principal Sn além disso, algumas lâminas apresentam filossilicatos com foliações subparalelas a Sn, indicando dobras apertadas e sulfetação nos planos axiais destas dobras. Pode ser considerado uma fase Sn-1, porém faltam indícios para confirmar essa hipótese.

Os corpos mineralizados de sulfetos maciços da porção oeste do alvo AREX encontram-se geralmente limitados por falhas de alto ângulo de mergulhos muitas vezes concordantes ao plano de foliação Sn.

Este embricamento dos corpos mineralizados podem estar associados à intrusão do Granito Aripuanã que deforma os corpos mineralizados subparalelizando-os ao plano da foliação principal. Já os corpos mineralizados localizados no limite entre o alvo vizinho AMBEX, encontram-se menos deformados e com características de bandamento entre sulfetos melhor definidas.

A dificuldade de afloramento e o fato dos testemunhos de sondagem não estarem orientados não permite extrair relações conclusivas dos elementos estruturais supracitados.

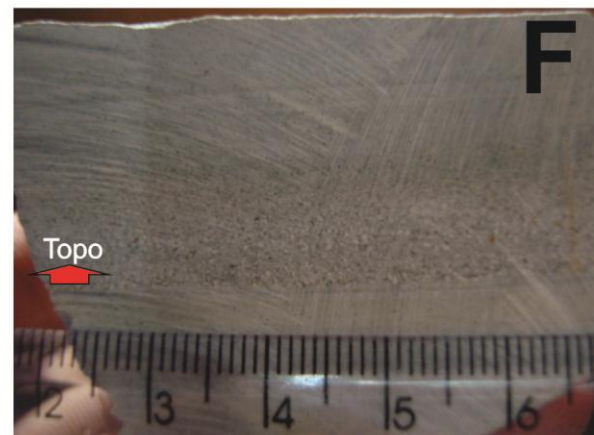
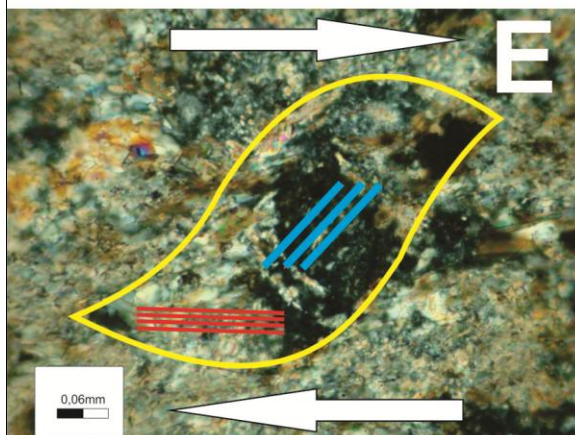
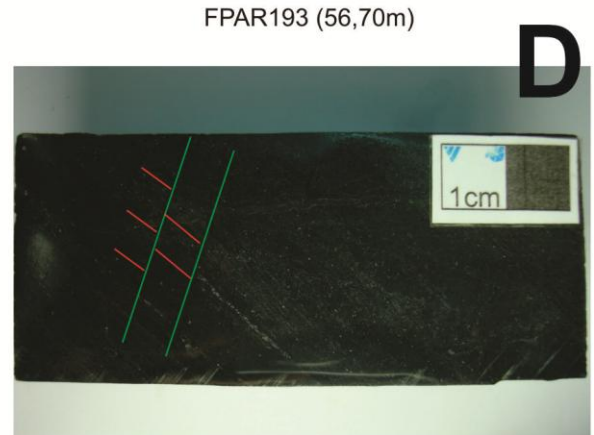
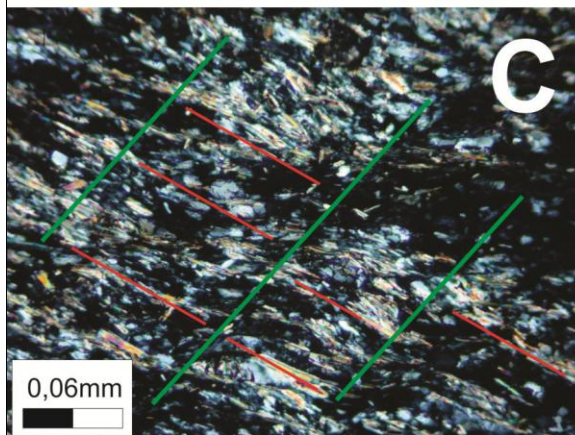
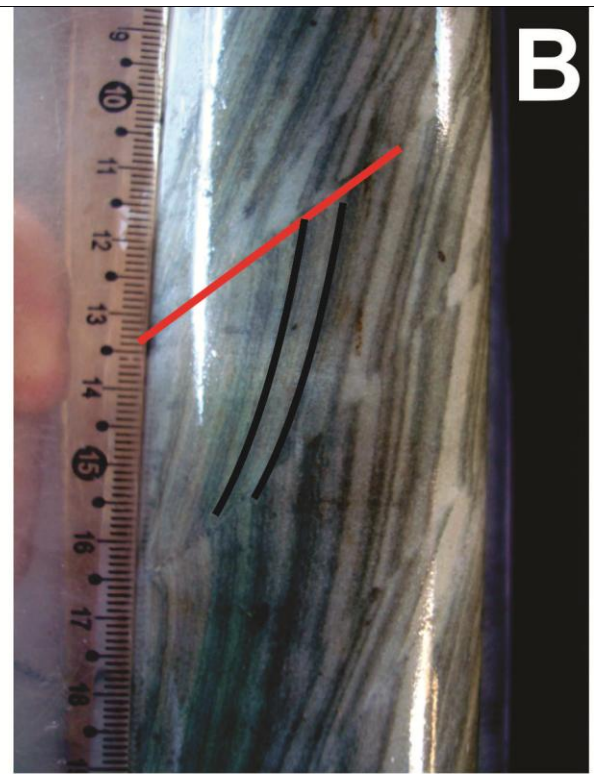
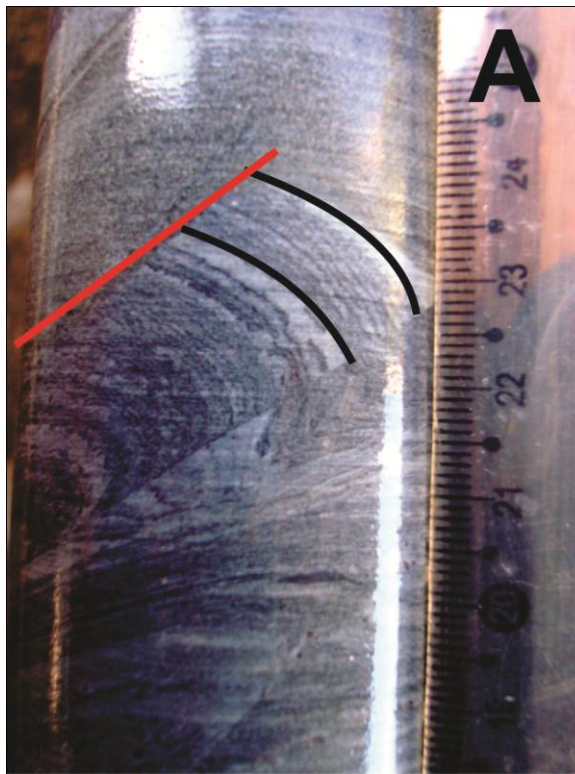


Figura 19: as linhas correspondem planos alinhados (foliação S); as linhas pretas correspondem a acamamento sedimentar (S0) observado nas fotos A e B; Linha vermelhas correspondem à estruturas mais penetrativas (Sn); As linhas verdes correspondem a estruturas (Sn+1?) que cisalham a foliação Sn, como observado em microescala em C e macroescala em D respectivas da amostra FPAAR193 (56,70m de profundidade); As linhas de cor azul mostram um alinhamento de alguns minerais recrystalizados sendo rotacionados (Sn-1 ou refração da foliação?)

10. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A identificação das zonas de alteração hidrotermal podem ser observadas facilmente nos testemunhos de sondagem através da coloração dos litotipos quando a granulometria não permite distinção mineral, e pela assembleia mineral quando possível identificação dos minerais. Essas relações de cor e assembleia mineral são confundidas apenas quando aproxima-se do contato entre as zonas de alteração, como anteriormente citado nas descrições dos litotipos no capítulo de Geologia Local.

Vistas em lâminas foi possível observar, que os litotipos que apresentavam dificuldade na distinção mineral nos testemunhos de sondagem possuíam assembleias minerais diferentes entre os grupos de alteração *Stratabound* e *Stringer*.

O Grupo de Alteração *Stratabound* conta além dos filossilicatos com minerais carbonáticos e magnesianos, produto de interação dos sedimentos quartzo-feldspato pelíticos finos com a água do mar e o fluido exalativo das fumarolas hidrotermais submarinas, a alteração seguinte promove assembleia de outros minerais, mas estes carregam composição semelhante dos protólitos clasto-químicos.

O Grupo de Alteração *Stringer* conta com minerais essencialmente quartzo-feldspato-pelíticos compostos por clorita xista e sericita xistos, ausente de carbonatação. Os protólitos deste litotipos não são compatíveis a minerais carbonatados, sendo então protólitos derivados de outra unidade, não sedimentar, provavelmente as vulcânicas ácidas.

A diferença mineralógica e o zoneamento metálico demonstra uma forte evidencia de dois ambientes de mineralização.

A Zona de *Stringer* composta pelas alterações cloríticas e sericíticas, possui assembleia mineral distinta e zoneamento de sulfetos de Pirrotita e de Calcopirita, com altos teores de Au associados a estes sulfetos, geralmente a Calcopirita, porem foi identificado Au livre em Zona Hidrotermal Clorítica.

A mineralização neste grupo de alteração é expressa pelos altos teores de Cu na análises geoquímicas e vistos em lâminas de seções polidas descritas anteriormente. A associação metálica predominante é de calcopirita e pirrotita, porem algumas zonas encontram-se Galena e Esfalerita, sendo classificadas como Zonas de Mistura, além destes sulfetos, óxidos, geralmente magnetita completam a assembleia mineral provavelmente alterando os sulfetos de pirita e pirrotita anteriores

A Zona *Stratabound* é composta por dois principais tipos de assembleia mineral, um

domínio essencialmente carbonático dolomítico, sendo interpretado por mármore, e um domínio de talco-sericita-clorita-tremolita com carbonatos associados.

Essa assembleia mineral pode ser subdividida em zonas com predominância de um dos minerais, como por exemplo Zona Hidrotermal Tremolítica, porém na maior parte das vezes, provavelmente devido à deformação regional superimposta às bandas de alteração, quando rebatidas para o perfil ou mapa geológico não apresentam expressividade, sendo seus contatos traçados agrupando essas assembleias minerais, daí dá-se o nome de Zona Hidrotermal Carbonática.

A mineralização neste litotipo é expressa por espessas lentes de sulfetos de Galena e Esfalerita, associados e descritos nas lâminas petrográficas, também compõem normalmente estas lentes sulfetadas espessos estratos de pirita.

A principal característica de distinção entre as zonas mineralizadas *Stringer* e *Stratabound* além da associação metálica é as texturas que essas apresentam. As texturas referentes à mineralização *Stratabound* geralmente são maciças e apresentam bandas entre os diferentes sulfetos, enquanto a Zona de *Stringer* apresenta feições brechadas sulfetos na sua maioria disseminados.

A sequência cronológica dos eventos de formação do depósito Aripuanã pode ser descrita em fases:

- 1) Vulcanismo e subvulcanismo submarino com sedimentação vulcanocástica e clastoquímica, expressa pela alternância de estratos tufáceos em meio aos metassedimentos rítmicos cherts e delgados estratos carbonáticos.

Nesta mesma fase de sedimentação e vulcanismo foi imposto a mineralização do depósito polimetálico de Aripuanã, onde um fluido hidrotermal quente se movimentando entre as rochas vulcânica por fraturas encontraram pontos de emissões submarina, do tipo *black smoker* ou *white smoker*, que exalavam sulfetos e líquidos que interagiam com a água do mar para sedimentação das lentes de sulfetos maciço.

Em um grau geotérmico maior o fluxo hidrotermal pode precipitar os minerais como a calcopirita e a pirrotita em forma de um cone chamado de duto de alimentação *Stringer*.

Quando o grau geotérmico diminui, o ambiente redutor passa para ambiente oxidante, os sulfetos que precipitam são principalmente esfalerita a galena e a pirita, por conter feições bandadas sugerindo sedimentação semelhante às dos metassedimentos, é

possível a interpretação destas lentes maciças de sulfetos serem sin- sedimentares.

Este tipo de mineralização juntamente com as alterações carbonáticas configuram o Grupo *Stratabound*. A sedimentação continua e a atividade vulcânica cessa, configurando o pacote sedimentar que superfaz a unidade hidrotermalizada.

- 2) Após um período de sedimentação um esforço regional de grau fraco, zona da biotita, impõem um regime transpressivo com características dúctil- rúptil. Nas porções dúcteis, formando dobras assimétricas com eixos E-W ou NE-SW e mergulhos de alto grau, e nas partes rúpteis resultam em falhas normais e reversas, sugerindo falhas de empurrão subparalelas aos plano axiais às dobras formadas.

Em lâmina esta deformação é expressa pela recristalização e estiramento dos quartzos e feldspatos alcalinos, alinhamentos dos filossilicatos formação da foliação principal (Sn).

Além destes algumas reações entre os minerais formados na zona hidrotermal carbonática, como o talco, as tremolita alinhadas, biotita alinhadas também podem terem sido provocados por esta fase.

Outras características estão superimpostas nos tufos, observado porfiroclasto rotacionado com sombra de pressão, além dos aglomerados em zonas hidrotermais cloríticas com sulfetos locados em foliação Sn dando a impressão de terem sido remobilizados nesta fase.

A geometria dos corpos de minério e a remobilização dos sulfetos sugerem uma concentração de minerais metálicos, devido sua mobilidade para as zonas de charneira dessas dobras (sinclinais e anticlinais assimétricas).

- 3) Metamorfismo e deformação termodinâmica com a intrusão o batólio Granito Aripuanã, o metamorfismo térmico promoveu a reação do minerais dolomita+quartzo+talco gerando as tremolitas sem deformação, com hábito fibrorradial e que engloba a foliação Sn, além disto, essa intrusão ode ter promovido um limite rúptil onde crenula a deformação Sn e promove uma série de falhamentos e microfalhamentos podendo ser interpretado como uma foliação Sn+1. A intrusão promove metamorfismo de contato de grau fraco, zona da biotita, a forte, com epidotização caracterizando o metamorfismo termal.

Nesta fase o pacote mineralizado não sofre influencia da deformação, as piratas de hábito cúbico visivelmente posteriores aos outros sulfetos podem ter origem nesta fase, além dos cristais de magnetita formados na substituição dos sulfetos.

11.REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

- ALMEIDA, T. 2000. Modelos exploratórios para a prospecção de Pb/Zn utilizando dados de sensoriamento remoto: estudo de caso do prospecto Salobro (Porteirinha-MG). Dissertação de mestrado. IG Unicamp. 122 p.
- BATATA, F. E. M; LEITE, J. A. D; SOUSA DE, M. Z. A. Petrografia e geoquímica das rochas vulcânicas do Grupo Roosevelt, província ígnea Teles Pires, SW do Cráton Amazônico. Revista Brasileira de Geociências; março de 2008.
- BIONDI, J. C. Processos Metalogenéticos e os Depósitos Minerais Brasileiros. 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos - CBMM, 2003. v. 1. 528 p.
- DARDENNE, M. A; SCHOBENHAUS, C. Metalogênese do Brasil. 1. ed. Brasília: Universidade de Brasília, 2001. v. 01. 349 p.
- FRANKLIN, J. M., 1993. Volcanic-associated massive sulfide deposits. In: Kirkham, R. V., Sinclais, W. D., Thorpe, R. I. and Duke, J. M., eds., Mineral Deposit Modeling: Geological Association of Canada, Special Paper 40, p.315-334.
- HITZMAN, W. M.; REYNOLDS, N. A; SANGSTER, D. F.; ALLEN, C. R.; CARMAN, C. E. Classification, Genesis, and Exploration Guides for nonsulfide zinc deposits, In: A special Issue Developed to nonsulfide zinc deposits: a neo look, Economic Geology 2003 vol 98/4.
- GALLEY, A. G., JONASSON, I. R., 2003. Classification and tectonic environments of VMS deposits in the Flin Flon mining camp, Manitoba. GAC/MAC General Meeting.
- LACERDA, J. V., ABREU FILHO, W., VALENTE, C. R., OLIVEIRA, C. C., ALBUQUERQUE, M. C. 2004. Geologia e recursos minerais do Estado de Mato Grosso. Programa Integração, atualização e difusão de dados da geologia. CPRM. 2004, 252 pp + mapas.
- LEITE, J. A. D; SOUSA DE, M. Z. A; SAES, S. G; MACAMBIRA, M. J. B; XAVIER, P. R; SIQUEIRA, J. A; BATATA, F. E. M; OLIVEIRA DE, F. A; SILVA JR. DA, J. G; QUADROS, P. A. Caracterização do depósito polimetálico (Zn, Pb, Ag, Cu-Au) de Aripuanã, Mato Grosso
- QUEIROZ, E. T; RAMOS, B. W. (coord). Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia. Brasília, 2005. p. 601-686.
- MELO, D. P.; COSTA, R. C. R.; NATALI FILHO, T., 1978. Geomorfologia. IN: Brasil. DNPM, Projeto RADAMBRASIL, Folha SC.20 Porto Velho. Rio de Janeiro, 1978. 668p.

- (Levantamento de recursos naturais, 16), 185-250.
- NEDER, R.D. 2002. Depósitos de sulfeto maciço associados à rochas vulcânicas: O caso do depósito de Zn-Pb do Expedito, Aripuanã, MT, Brasil. Dissertação de Mestrado, IG-Unicamp. 106p.
- SAES, G.S. 1999. Evolução Tectônica e Paleogeográfica do Aulacógeno Aguapeí (1.2- 1.0 Ga) e dos Terrenos do seu Embasamento na Porção sul do Cráton Amazônico. Inst. de Geociências. Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 135p.
- SIDNEY, L. M. M.; QUENTAL, S. H. A. J. 2001. Depósitos de sulfetos metálicos no fundo dos oceanos. Revista Brasileira de Geofísica, nº 18, volume 3 , dezembro 2000.
- SILVA, H, A.; LEAL J. W. L.; MONTALVÃO, R. M. G.; BEZERRA, P. E. L.; PIMENTA, O. N. S.; TASSINARI, C.C. G.; FERNANDES, C. A. C., 1980. Geologia. In: Projeto RADAM-BRASIL, Folha SC-21 Juruena, DNPM/MME, Rio de Janeiro, 21- 116
- SOUZA, N. B. Distrito polimetálico de Aripuanã. In: Filho, J. V. L; Filho, W. A; Valente, C. R; Oliveira, C. C; Albuquerque, M. C. (coord). Geologia e Recursos minerais do Estado de Mato Grosso, sistema de informação geográfica. Cuiabá, 2004. p. 158- 165. Relatório e plano de controle ambiental para projeto de pesquisa mineral – LOP. 2007; Fazenda do Expedito, Aripuanã – MT – FLORAMAP (Projetos e consultoria ambiental).
- RIZZOTTO, G. J.; QUADROS, M. L. E. S.; SILVA, L. C.; ARMSTRONG, R.; ALMEIDA, M., 2002. O Granito Aripuanã: Datação U-Pb (SHRIMP) e implicações metalogenéticas. XLI Congresso Brasileiro de Geologia. João Pessoa-PB. Anais pp 469.
- TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. Episodes, v. 22, n. 3, p. 174-182.
- WINKLER, H. G. F. (1979) Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, New York, 5ªed., 348 p