

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Caracterização Mineralógica do Depósito Epitermal  
Paleoproterozóico High-Sulfidation da Província Aurífera  
de Tapajós: uma Comparação com Depósitos Modernos**

Yuri Bugarin Woiski Miranda

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

MONOGRAFIA DE TRABALHOS DE FORMATURA  
(TF-09/34)

SÃO PAULO  
2009

TF  
M672  
YBW.c

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



**Caracterização Mineralógica do Depósito Epitermal Paleoproterozóico  
*High-Sulfidation* da Província Aurífera de Tapajós: uma Comparação  
com Depósitos Modernos**

Yuri Bugarin Woiski Miranda

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA  
(TF-09/34)

DEDALUS - Acervo - IGC



30900026794

SÃO PAULO  
2009

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS



**Caracterização Mineralógica do Depósito Epitermal Paleoproterozóico  
*High-Sulfidation* da Província Aurífera de Tapajós: uma Comparação  
com Depósitos Modernos**

Yuri Bugarin Woiski Miranda

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA  
(TF-09/34)

DEDALUS - Acervo - IGC



30900026794

SÃO PAULO  
2009

TF  
MGZ  
YBW.c



UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOLOGIA

Caracterização Estratigráfica do Depósito Glacial Pleistocênico  
High-Altitude da Província Aulica da Tabela com Comparação  
com Depósitos Modernos

Yun Bugan Wong-Lewis

Orientador: Prof. Dr. Carlos de  
Oliveira

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FÓRMULA

(1984)

SÃO PAULO  
1984

## SUMÁRIO

RESUMO.....	1
ABSTRACT .....	2
INTRODUÇÃO .....	3
1 OBJETIVOS.....	9
2 MATERIAIS E MÉTODOS.....	9
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	11
3.1 Geologia Regional.....	11
3.2 Estruturas Regionais.....	18
3.3 Compartimentação Tectônica.....	18
3.4 Conceitos sobre Alteração Hidrotermal.....	20
3.5 Mineralizações Epitermais .....	23
4 DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO.....	28
5 RESULTADOS OBTIDOS.....	29
5.1 Análise Petrográfica.....	29
5.2 Análise de Minerais no MEV.....	31
5.3 Análises de Minerais por MSE.....	37
6 INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	39
7 CONCLUSÕES.....	47

## ANEXOS

ANEXO 1 - Memorial de Cálculos MEV

ANEXO 2 - Memorial de Cálculos MSE

ANEXO 3 - Publicação no Congresso de Metalogenia 2009 - Miranda, 2009

## RESUMO

A Província Aurífera de Tapajós (PAT) hospeda a primeira evidência de mineralização de ouro *high-sulfidation* (HS) no Cráton Amazônico, que é o primeiro depósito deste tipo de idade paleoproterózoica ainda bem preservado. Esta Província é constituída por sequências metamórficas, ígneas e sedimentares formadas por orogênias oceano–continente com idades entre 2,10 e 1,87 Ga.

A mineralização HS está relacionada a brechas hidrotermais em um complexo de vulcões anelares riolíticos distribuídos ao redor de grandes caldeiras vulcânica anastomosadas e têm *stocks* graníticos de idades entre 1,89 e 1,87 Ga.

A mineralogia deste depósito, composto por alunita, natroalunite, jarosita, pirofilita, andaluzita, topázio, quartzo, rutilo, diásporo, woodhouseita–svanbergita por vezes com ETRs, woodhouseita–hinsdalita, caolinita, calcopirita, covellina, calcosina, bornita, enargita–famatinita, tetraedrita–tennantita, tiemannita e analcima–wairakita, é semelhante aos seus análogos mais recentes, do meso- a cenozóico.

A presença de prehnita e zircão com háfnio mostra que o depósito passou por um evento metamórfico de grau baixo a incipiente anterior à alteração hidrotermal e mineralização. Isto é inferido devido a inclusão de prehnita em oligoclásio e a presença de mineral da família da woodhouseita com ETRs formados a partir de reação de recristalização de zircão.

O depósito apresenta pelo menos dois eventos distintos de hidrotermalismo, um de característica pervasiva, formando as zonas de alteração e grande parte da assembléia mineral encontrada, possuindo diversos pulsos de fluidos com diferenças na  $fO_2$ , evidenciados pelas assembléias de enargita–famatinita, pirita e calcopirita, e covellina. O outro evento é de característica fissural, que ocorreu em 4 fases, gerando veios de alunita, pirofilita e sericita, e sendo responsável pela maior parte da mineralização da PAT, através de disseminação de ouro nativo e minerais de prata, como a aguilarita e a clorargirita.

A tiemannita explica o elevado *background* de mercúrio da PAT, além de atuar como traçador para prospecção deste tipo de depósito.

Essa mineralização mostra uma mineralogia muito semelhante às mineralizações modernas, indicando haver grande potencial para ocorrência de outros depósitos desse tipo ou do tipo pórfiro na PAT.

## ABSTRACT

The Tapajós Gold Province hosts the first evidence of high-sulfidation gold mineralization in the Amazonian Craton, and is the first deposit of this type with paleoproterozoic age and still preserved. This Province is formed by metamorphic, igneous and sedimentary sequences formed by ocean-continent orogen with ages of 2.10 and 1.87 Ga.

The high-sulfidation mineralization is related to hydrothermal breccias in a rhyolitic ring volcanoes complex distributed around large nest calderas with granitic stocks of 1.89 and 1.87 Ga.

This deposit mineralogy, with alunite, natroalunite, jarosite, pyrophyllite, andalusite, topaz, quartz, rutile, diaspore, woodhouseite-svanbergite often with REE, woodhouseite-hinsdalite, kaolinite, chalcopryrite, covellite, chalcocite, bornite, enargite-famatinite, tetrahedrite-tennantite, tiemannite and analcime-wairakite, is similar to its meso-cenozoic analogues.

The presence of prehnite and zircon with hafnium shows that the deposit passed by a low to incipient grade metamorphic event prior than the hydrothermal alteration and mineralization. This is inferred due a prehnite inclusion in a oligoclase and the presence of a mineral of the woodhouseite series with REE formed by the zircon recrystallization reaction.

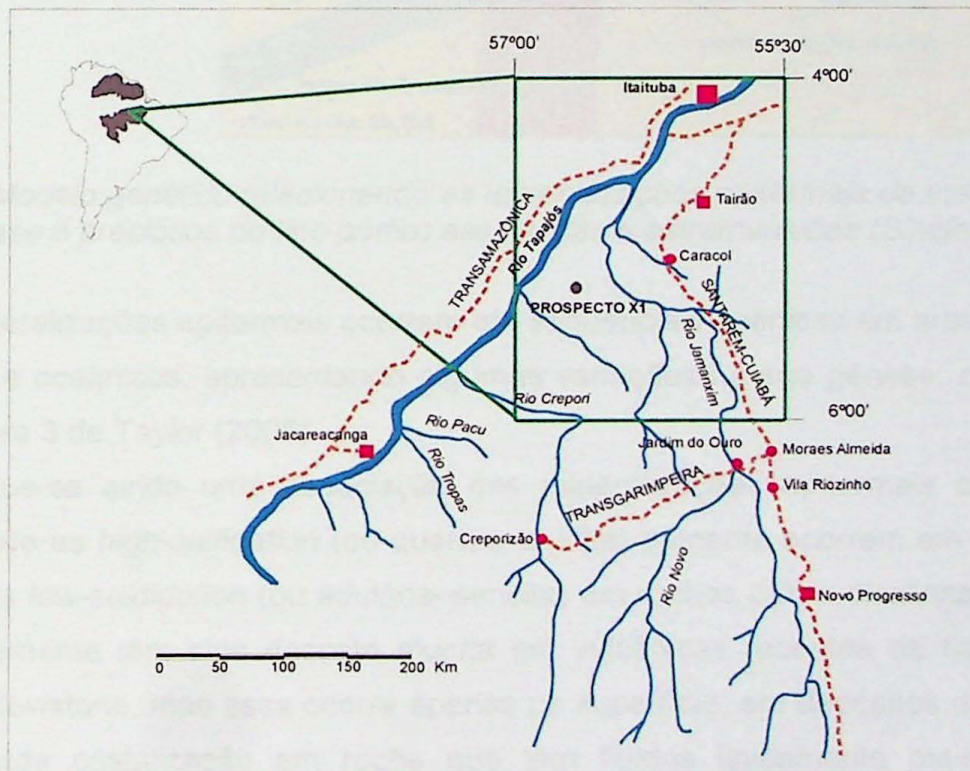
The deposit presents at least two distinct hydrothermal events, one pervasive, forming the hydrothermal zones and most of its mineralogy with many pulses of fluids with difference on the  $fO_2$  fugacity shown by the enargite-famatinite, pyrite and chalcopryrite, covellite assembly. The other event is of fissural characteristic and occurred in 4 phases, generating alunite, pyrophyllite, sericite veins, and being responsible for most of the Tapajós Gold Province mineralization, with native gold and silver minerals, such as aguilarite and chlorargyrite, dissemination.

Tiemmanite explains the high background of mercury in this Province and could be used for trace this kind of mineralization.

This mineralization shows a mineralogy that is very close to those of the modern mineralizations, that indicates a great potential for the occurrence of other mineralizations of this type in the area or of the porphyry type.

## INTRODUÇÃO

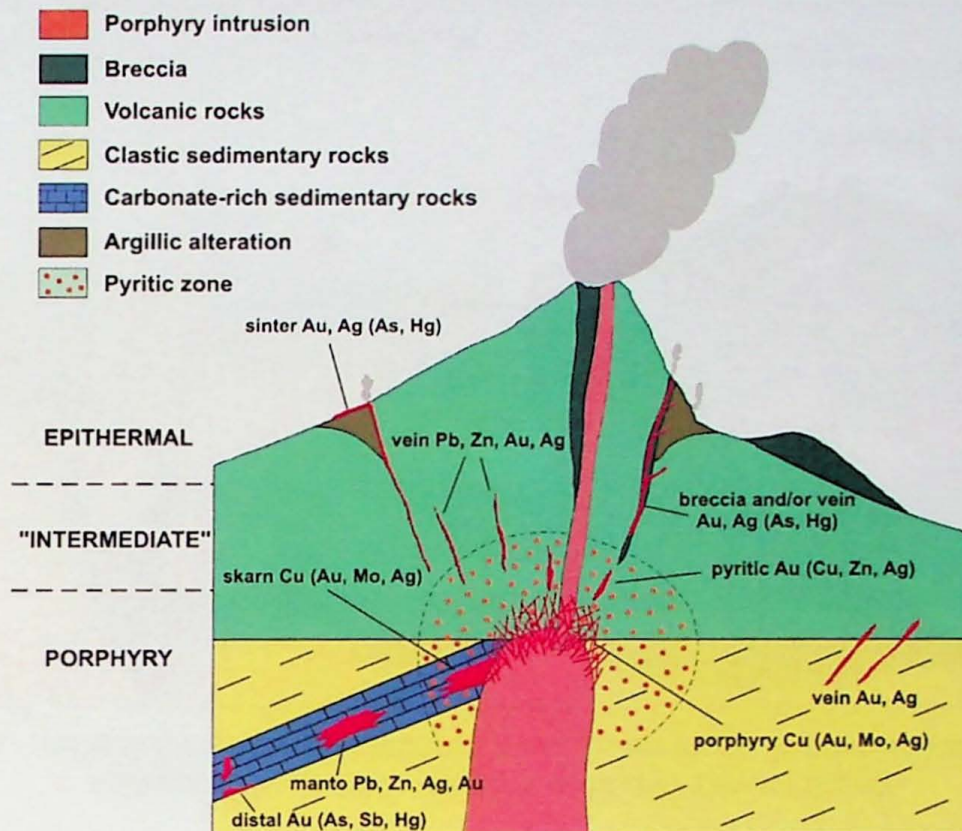
A Província Aurífera de Tapajós (PAT), no auge de sua atividade mineira, chegou a possuir mais de 400 garimpos de ouro aluvionar e coluvionar, constituindo-se numa das regiões mais importantes na produção de ouro no Brasil, com estimativas de mais de 700 ton. do metal lavrado (Juliani *et al.*, 2009). A fonte do ouro foi durante muito tempo atribuída majoritariamente a mineralizações mesotermiais em zonas de cisalhamento em granitóides e em metassedimentos e as unidades vulcânicas félsicas foram, nesse contexto, consideradas como estéreis. Entretanto, com a descoberta de uma mineralização epitermal *high-sulfidation* paleoproterozóica no interflúvio entre os rios Tapajós e Jamanxim (Fig. 1), até o momento a única do mundo dessa idade pouco deformada e não metamorfisada (Juliani *et al.*, 2005), ampliou-se o potencial metalogenético na região, não somente para ocorrência de mineralizações epitermais, como também para existência de depósitos do tipo pórfiro de metais de base e ouro. Isso deve-se ao vínculo genético entre esses dois tipos de mineralização, onde a epitermal forma-se em níveis crustais muito rasos ou superficiais, e os pórfiros formam-se em profundidades geralmente menores que 3 km, abaixo ou nas proximidades das epitermais, como esquematizado na Figura 2.



**Figura 1** – Localização da mineralização *high-sulfidation* da Província Aurífera do Tapajós, identificada como Prospecto X1.

As mineralizações epitermais são tipicamente encontradas em terrenos cenozóicos (Hayba *et al.*, 1985; Panteleyev, 1986; Siddeley & Araneda, 1986; Davies & Ballantyne, 1987; Plimer *et al.*, 1988, Moyle *et al.*, 1990; Love *et al.*, 1993; Arriba Jr. *et al.*, 1995;

Lattanzi, 1999), em arcos magmáticos continentais ou de ilhas. Poucas dessas mineralizações são conhecidas no Cretáceo (So *et al.*, 1998; Nelson, 2000), no Paleozóico (Thompson *et al.*, 1986) e no Neoproterozóico (Dubé *et al.*, 1995). Algumas rochas paleoproterozóicas metamorfasadas na fácies granulito têm sido interpretadas como antigos sistemas *high-sulfidation* (Hallberg, 1994).



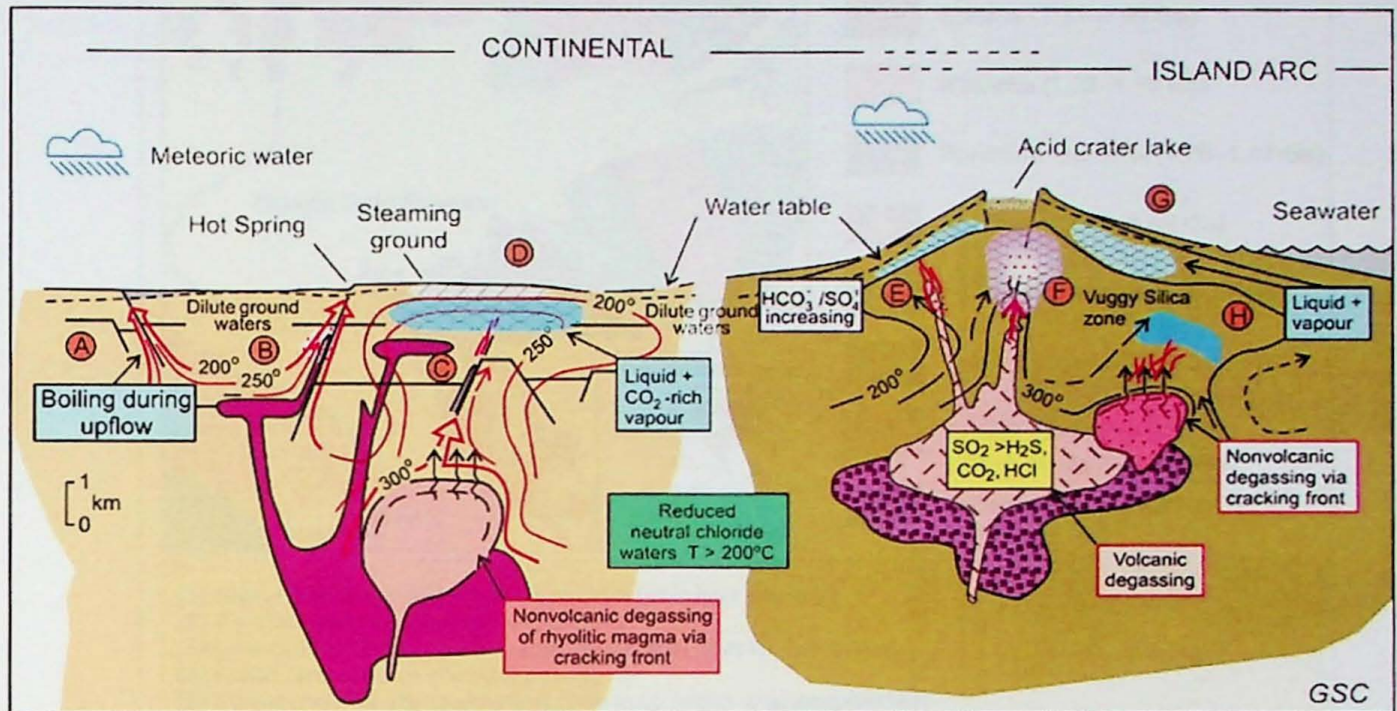
**Figura 2** – Modelo genético relacionando as mineralizações epitermais de metais preciosos e de base e preciosos do tipo pórfiro associadas a estratovulcões (Sinclair, 2006).

As mineralizações epitermais ocorrem em sequência vulcânica em arcos magmáticos continentais e oceânicos, apresentando algumas variações na sua gênese, como pode ser visto na Figura 3 de Taylor (2008).

Distingue-se ainda uma associação das mineralizações epitermais com o tipo do magma, já que as *high-sulfidation* (ou quartzo–alunita) somente ocorrem em rochas cálcio-alcalinas e as *low-sulfidation* (ou adularia–sericita) em rochas cálcio-alcalinas até alcalinas. Mais recentemente têm sido descrito alunita em vulcânicas recentes de filiação alcalina, como no Yellowstone, mas essa ocorre apenas na superfície, em depósitos do tipo *sinter*, e sua inesperada cristalização em rocha que têm fluidos tipicamente mais reduzidos é interpretada como devida a desequilíbrios químicos causados pela biota e pelo elevado estado de oxidação da água meteórica (Guidry *et al.*, 2001).

A grande importância das mineralizações epitermais, que caracteristicamente são filonianas, de altos teores e de baixo volume, é devida ao seu vínculo genético com depósitos do tipo pórfiro de metais preciosos e de base que, apesar de baixos teores, são

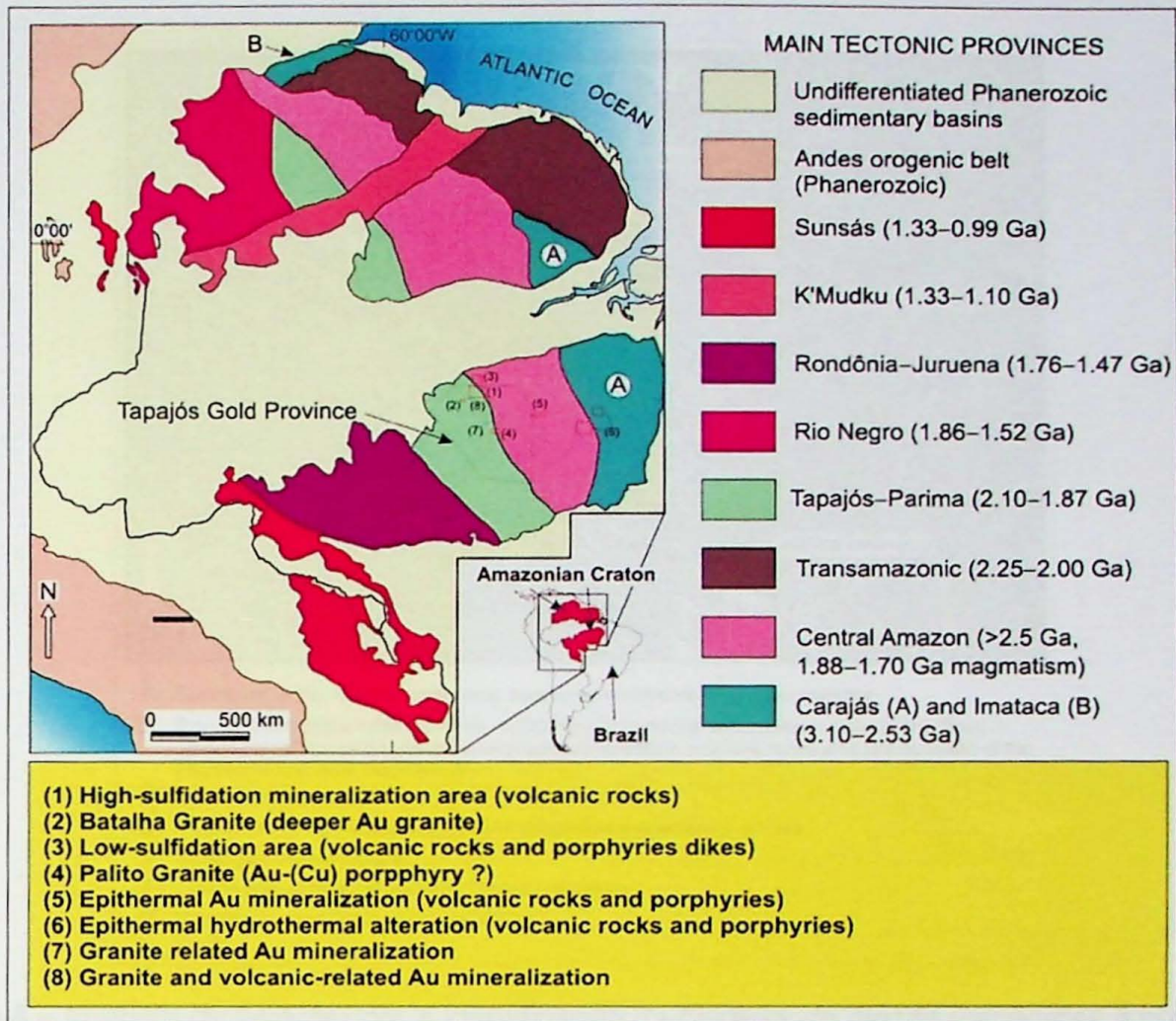
de grande volume. Dessa forma, a descoberta das mineralizações epitermais na PAT sugerem que a grande quantidade de ouro encontrada nos depósitos secundários, que dificilmente poderiam ser associados apenas às mineralizações orogênicas, poderiam ser devidas ao intemperismo e erosão de mineralizações epitermais onde a cobertura vulcânica já foi removida, e a pórfiros que estão sendo agora expostos.



**Figura 3** – Modelo genético relacionando as mineralizações epitermais de ambiente continental e de arcos de ilhas, segundo Taylor (2008).

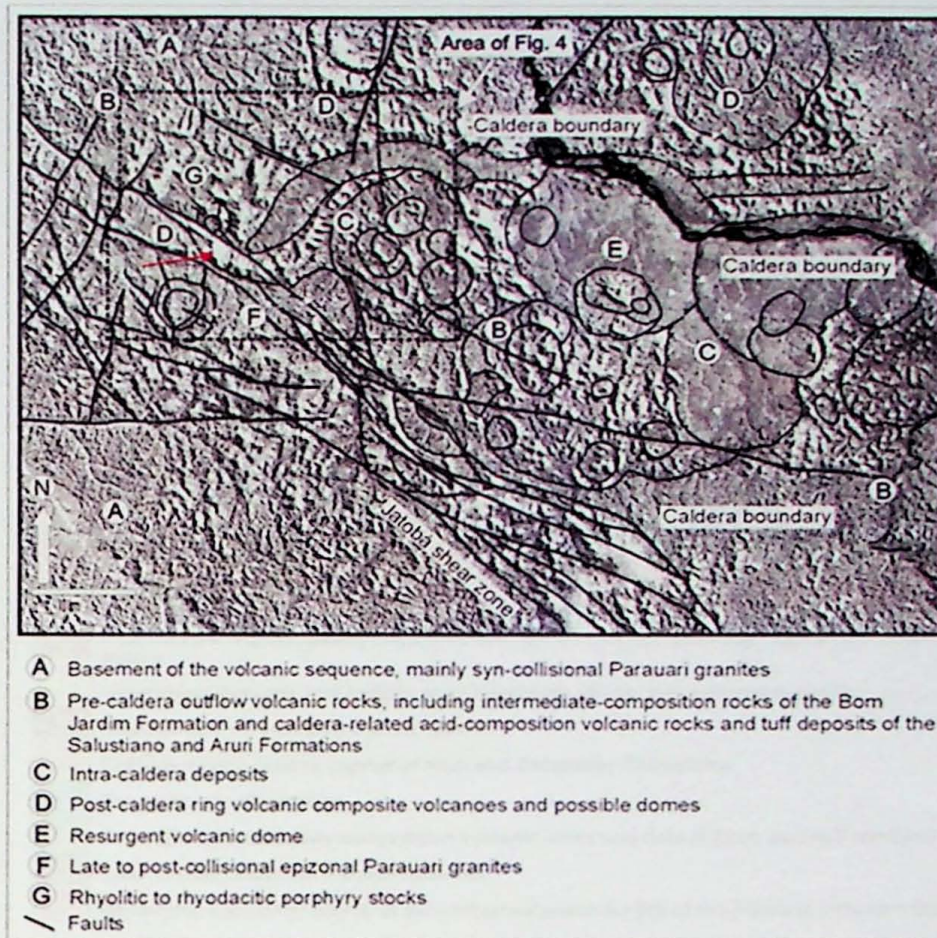
A PAT localiza-se no cráton Amazônico (Fig. 4) e possui rochas vulcânicas, ígneas e metamórficas, as quais compõe o embasamento, formado durante o evento orogênico, de 2,10 – 1,87 Ga, Venturi–Tapajós (Tassinari & Macambira, 1999) ou Tapajós–Parima (Santos *et al.*, 2000), durante o ciclo Transamazônico. Estas rochas são cortadas por diques máficos e lamprófiros e coberturas sedimentares são relacionadas as bacias do Alto Tapajós e Amazonas.

A Província Aurífera do Tapajós (PAT) situa-se no limite entre as províncias Tapajós–Parima e Amazônia Central. A porção oeste da PAT, onde distribui-se a maioria das mineralizações auríferas, foi gerada por orogenias oceano–continente entre 2,10 e 1,87 Ga, e é composta por uma seqüência vulcano-sedimentar de ~2,1 Ga (Grupo Jacareacanga) e dois arcos magmáticos continentais, representados pelo Complexo Cuiú-Cuiú (~2,01 Ga) e pela Suíte Parauari (~1,88 Ga), além dos arcos da Suíte Creporizão (1,97–1,95 Ga) e do Tonalito Rio das Tropas (~1,90 Ga), como admitido por alguns autores. As vulcânicas e vulcanoclásticas andesíticas, riódacíticas e riolíticas cálcio-alcálinas do Grupo Iriri (1,88 Ga) recobrem as rochas dos arcos e são invadidas pelos granitos anorogênicos Maloquinha (~1,87 Ga). Rochas sedimentares fluviais e marinhas paleoproterozóicas e intrusões máficas são também comuns (Tassinari & Macambira, 1999, Santos *et al.*, 2000).



**Figura 4** – Principais províncias geocronológicas do Cráton Amazônico, segundo Santos et al. (2000), onde o polígono tracejado identifica a PAT e os números mineralizações epitermais ou do tipo pórfiro em estudo pelo grupo de pesquisa.

O Grupo de Iriri hospeda as mineralizações epitermais na PAT e foi gerado em complexos de *ash-flow calderas* que alcançam mais de 50 km de comprimento, geneticamente vinculadas com a colocação rasa de batólitos cálcio-alcálinos tardi- a pós-tectônicos da Suite Parauari (Juliani et al., 2005; 2009). As unidades de pré-caldeira são compostas por derrames de andesito, riolito e ignimbrito e as sin-caldeira por extensas e espessas camadas de tufos e ignimbritos. O vulcanismo pós-caldeira gerou vulcões compostos e domos de riolito e ignimbrito distribuídos ao redor e dentro das caldeiras. Tufos, arenitos epiclásticos e sedimentos lacustres formam os depósitos de intra-caldeira. A intrusão de *stocks* granofíricos riodacíticos e diques de riolito e riodacito porfírico tardios geraram sistemas epitermais *high-* e *low-sulfidation* nas crateras dos vulcões anelares. A mineralização epitermal *high-sulfidation* estudada hospeda-se em em vulcões anelares do Grupo Iriri (Figs. 5 e 6), cortados por *stocks* e diques graníticos porfíricos e epizonais do final do evento Parauari, os quais geraram os fluidos que originaram este sistema epitermal (Juliani et al., 2005).



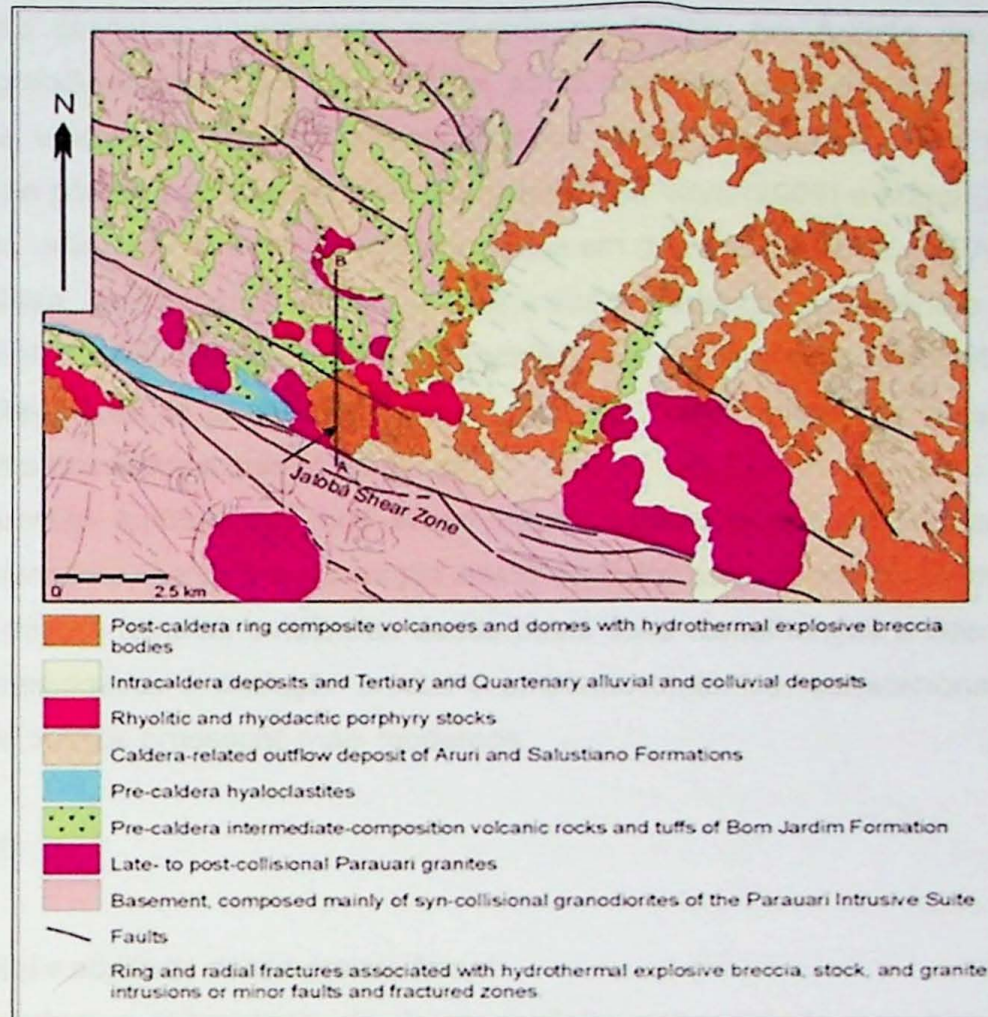
**Figura 5** – Imagem de satélite com a identificação da caldeira de cinzas vulcânicas à qual associa-se a mineralização *high-sulfidation* da PAT, identificada pela seta vermelha (Juliani *et al.*, 2005).

As mineralizações *high-sulfidation* cenozóicas mais comuns associam-se a intrusivas rasas de composições intermediárias a ácidas, onde os fluidos derivados da consolidação do magma reagem com as rochas encaixantes e com as rochas sobrepostas, formando zonas de alteração hidrotermal. Nas mineralizações *high-sulfidation* os minerais típicos cristalizam-se a partir de fluidos hidrotermais ácidos e com alta fugacidade de  $S_2$ . Essas mineralizações geralmente ocorrem nas proximidades de mineralizações dos tipos pórfiros e *skarn*.

Os metais nestes depósitos, como por exemplo o ouro, são transportados como complexos de enxofre e/ou cloro e são depositados quando as condições de temperatura, pressão e salinidade do fluido hidrotermal percolante são alteradas, devido à interação com as rochas encaixantes, com a diminuição da profundidade da zona percolada, com a mistura com a água subterrânea e, especialmente devido à efervescência (*boiling*) causada pela descompressão em zonas de fraturas ou em brechas hidrotermais (Arribas Jr., 1995).

Mineralizações epitermais do tipo *high-sulfidation* (Hedenquist *et al.*, 2000), por formarem-se em ambientes crustais rasos, são altamente susceptíveis ao intemperismo e

rápida erosão. Portanto, ocorrências minerais de *high-sulfidation* são tipicamente preservadas em terrenos paleógenos e neógenos (Arribas Jr., 1995).



**Figura 6** – Esboço geológico da área da mineralização HS da PAT, segundo Juliani et al. (2005). A seta identifica a mineralização HS.

Porém, estes podem ser preservados em situações excepcionais, sendo encontrados em diversos períodos do tempo geológico, como o Mesozóico, Paleozóico, Neoproterozóico e Paleoproterozóico (Hayba et al., 1985; Panteleyev, 1986; Thompson et al., 1986; Siddeley & Araneda, 1986; Davies & Ballantyne, 1987; Plimer et al., 1988, Moyle et al., 1990; Love et al., 1993; Hallberg, 1994; Dubé et al., 1995; Arriba Jr. et al., 1995; So et al., 1998; Lattanzi, 1999; Nelson, 2000). Contudo, estas ocorrências mais antigas encontram-se metamorfisadas e deformadas, diferentemente da descrita na PAT (Juliani et al., 2005).

Este tipo de mineralização é muito importante por ser fonte potencial para metais, como Au, Cu e Ag, podendo ocorrer ainda depósitos de Hg, W, Bi, Sb, Pb e Zn, comumente formando depósitos teores elevados e baixa tonelagem, mas há exceções, como Yanacocha (Peru), onde um complexo de domos recorrente amalgamados estão intensamente hidrotermalizados por fluidos ácidos, gerando mineralizações epitermais com mais de 1.500 ton. de Au recuperável (Minera Yanacocha Gold Mine, 2009)

A primeira evidência mundial de mineralização *high-sulfidation* paleoproterozóica

pouco deformada e não metamorfisada foi a feita por Nunes (2001) e Juliani *et al.* (2005), sendo também a primeira descrição de *high-sulfidation* no Cráton Amazônico, sugerindo a origem do ouro aluvionar amplamente explorado na região, em função de sua larga distribuição e grande volume, pode ser também, potencialmente, atribuída a mineralizações epitermais nas vulcânicas Uatumã e aos granitos rasos associados, que podem ter depósitos do tipo pórfiro, semelhantemente ao descrito por Silva (2005) e Mapa (2007) para o Granito Palito, uma mina de ouro e cobre encaixada em granitos presente na PAT.

Apesar disso, este depósito ainda não teve a sua mineralogia de minério e das fácies de alteração hidrotermal detalhadamente caracterizadas. Assim, esse presente trabalho visou a caracterização da mineralogia desse depósito, com descrições detalhadas da mineralogia tanto de minérios quanto de ganga.

Outra questão fundamental que surge desse estudo é em relação a evolução unidirecional planetária, onde a comparação deste depósito com os exemplos mais típicos do cenozóico, poderá fornecer evidências dadas pelas suas semelhanças e diferenças que poderão ser relacionadas à evolução crustal e ambiente tectônico, correlacionando esses eventos antigos com os processos mais modernos.

## 1 OBJETIVOS

Os principais objetivos desse projeto foram:

a) Caracterizar a mineralogia do único depósito epitermal do tipo *high-sulfidation* paleoproterozóico bem preservado do mundo, por meio de estudos petrológicos e análises de química mineral por MSE e MEV;

b) Comparar a mineralogia tanto das alterações hidrotermais quanto a mineralogia de minérios desse depósito paleoproterozóico com os típicos depósitos cenozóicos;

c) Analisar as semelhanças e diferenças entre os depósitos modernos e esse paleoproterozóico, visando contribuir na elaboração de modelos de prospecção mineral na região, bem como de seu significado em termos de ambiente tectônicos.

## 2 MATERIAIS E MÉTODOS

O projeto foi realizado em algumas etapas. Na primeira foi feito o levantamento bibliográfico acerca do contexto geológico da área de estudo, a Província Aurífera de Tapajós; a mineralogia e principais características das alterações hidrotermais, em especial a de *high-sulfidation*; a teoria e utilização do microscópio eletrônico de varredura (MEV) e da microsonda eletrônica (MSE); e as características de depósitos do tipo *high-sulfidation* mais comuns, ou seja, cenozóicos, em especial sua mineralogia, para comparação com o

depósito estudado.

Já a segunda etapa será a descrição petrográfica detalhada de diversas amostras das diferentes zonas de alteração da região de estudo, que serviu de base para a terceira etapa, quando foram analisadas amostras de minerais em MEV e MSE.

A etapa final do projeto constituiu-se na na comparação dos dados obtidos com os dados da literatura de outros depósitos do tipo *high-sulfidation* e na redação dessa monografia.

As amostras da mineralização *high-sulfidation* da Província Aurífera do Tapajós já haviam sido coletadas pelo orientador desse TF em afloramentos e testemunhos de sondagens.

As análises de seções delgadas foram realizadas no Laboratório de Microscopia Petrográfica do Instituto de Geociências da USP. O microscópio utilizado nesses estudos é da marca OLYMPUS, modelo BX-40-F3 de fabricação japonesa. É composto por três lentes objetivas de aumento 4X, 10X e 40X, com campos de observação 5,5 mm, 2,2 mm, e 0,54 mm de diâmetro, respectivamente, além de um par de oculares com aumento 10X e fator de campo igual a 22. A obra de Tröger (1979) foi utilizada para identificação dos minerais.

As seções polidas foram analisadas no mesmo laboratório, porém com um microscópio da marca JENAPOL, modelo 30-G0060a de fabricação alemã. É composto por objetivas de aumento 2,5X, 10X, 20X e 50X, com campos de observação de, respectivamente, 7,2 mm, 1,8 mm, 1,0 mm e 0,20 mm de diâmetro. Além de um par de oculares com aumento de 10X e fator de campo igual a 18.

As imagens de seções delgadas foram obtidas no Laboratório de Óptica do Instituto de Geociências da USP, utilizando-se um microscópio da marca OLYMPUS, modelo BX-50-F4 de fabricação japonesa, composto por objetivas de aumento 4X, 10X, 20X e 50X, com campos de observação de 5,5 mm, 2,2 mm, 1,1 mm e 0,54 mm. Possui, ainda lentes multiplicadoras de 1X, 1,25X, 1,6X e 2X. As fotomicrografias foram obtidas com equipamento de aquisição de imagens, OLY-750 da Olympus que utiliza o *software* ImagePro.

As imagens e análises das fases minerais em microscópio eletrônico de varredura (MEV) com EDS (*Energy Dispersive System*) acoplado foram realizadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica do Instituto de Geociências da UNICAMP. O equipamento é da marca LEO, modelo 430i e as seções polidas foram preparadas e metalizadas com carbono.

As análises de minerais em microsonda eletrônica MSE foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da USP, através de um aparelho da marca JEOL, modelo JXA-8600 de fabricação japonesa, o qual possui cinco espectrômetros (TAP/STE, TAP/PET, LIF/PET, PET/LIF) de dispersão de comprimento de

onda (WDS), cada qual composto por dois cristais analisadores, um espectrômetro de dispersão de energia (EDS) e sistema de automação NORAN. A automatização é feita com o sistema Voyager 3.61 da Noran Instruments. As seções delgadas polidas foram metalizadas com película de carbono de aproximadamente 25 nm em evaporador Auto 206 da Edwards no Laboratório de Preparação de Amostras do GMG-IGUSP. As análises foram feitas com feixe de elétron com o diâmetro de 5  $\mu$ , corrente de  $\sim 20,10 \pm 0,1$  nA e voltagem de 15kV. Para os feldspatos foi utilizado um diâmetro de feixe de 10  $\mu$ . Os erros totais máximos das análises variam entre 1 e 2% para elementos maiores, 5% para elementos menores e acima de 10% para elementos traço (< 1% em peso do elemento).

Para tratamento dos dados foi utilizado o software MINPET 2.02. Este programa calcula as fórmulas estruturais dos cristais analisados a partir dos dados em % em peso da microsonda.

Para as análises de MEV as seções polidas passaram por um repolimento para retirada das porções oxidadas e posterior metalização com carbono. As seções delgadas para análise em microsonda também foram metalizadas. A finalidade da metalização é permitir o escoamento dos elétrons do feixe de elétrons após estes incidirem nas amostras.

O tratamento dos dados adquiridos por MEV e por MSE, foram tratados utilizando-se sites da internet especializados em minerais, como o [www.mindat.org](http://www.mindat.org), que ajudou a reconhecer os possíveis minerais para um conjunto de elementos, e o [www.webmineral.com](http://www.webmineral.com) que contém porcentagens dos óxidos e elementos dos minerais. Além destes sites foram utilizados, ainda, livros especializados, a fim de encontrar possíveis substituições e soluções sólidas, para isto foram utilizados o Mineral Science de Cornelius Klein, ed. 23 de 2008, além de livros e artigos mais especializados nos minerais comumente encontrados neste tipo de depósito, como Alpers *et al.* (2000), Vaughan & Craig (1978), Kelly & Goddard (1969), Engelhardt & Michel (1987), Hoskin & Schaltegger (2003).

### 3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

#### 3.1 Geologia regional

A área de estudo insere-se na Província Aurífera de Tapajós, localizada no Cráton Amazônico (Fig. 4), sendo que as rochas pré-cambrianas são predominantemente de origem plutônica e vulcânica.

A Província Mineral do Tapajós situa-se na borda sudoeste do Cráton Amazônico, de idade pré-brasiliana, como definido por Almeida *et al.* (1976). Os extensos afloramentos deste embasamento foram divididos em dois importantes escudos: das Guianas e do Brasil Central (ou Guaporé), situados, respectivamente, a norte e a sul do rio Amazonas.

A Província do Tapajós insere-se no Escudo do Guaporé (Almeida *et al.*, 1981), cujas

unidades que compõem o embasamento recebem a denominação local de Complexo Xingu (Silva *et al.*, 1974, em Schobbenhaus, 1984), muito embora Santos *et al.* (1997), considerem o termo inadequado, por admitirem que a idade da crosta da Província do Tapajós é transamazônica e não arqueana, como na Província Carajás–Xingu.

O Complexo Xingu na região é constituído por gnaisses, migmatitos, anfibolitos, rochas ultramáficas dobrados e metamorfisados na fácies anfibolito a granulito, além de inúmeros corpos de granitóides e rochas cataclásticas.

Silva (1982), baseado em informações obtidas pelos projetos Jamanxim (Pessoa *et al.*, 1977, em Silva, 1982) e Tapajós–Sucunduri (Bizzinela *et al.*, 1980, em Silva, 1982) e trabalhos executados pelo DNPM, PROSPEC e CPRM (Bahia & Quadros, 2000; Ferreira *et al.*, 2000; Klein & Vasquez, 2000; Vasquez & Klein, 2000) distinguiram as seguintes unidades na região, destacadas na Figura 7:

#### **a) Grupo Jacareacanga**

Constitui a unidade mais antiga, aflorando como corpos menores distribuídos em uma estreita faixa com direção NW–SE, junto a Serra do Cachimbo. É formada por quartzitos, actinolita xistos, mica-quartzo xistos, quartzo-sericita-clorita xistos, quartzo-muscovita xistos e meta-ortopiroxênitos.

Segundo Leal *et al.* (1984) e Santos & Loguercio (1984) esta unidade mantém estreito relacionamento genético e temporal com as seqüências do tipo *greenstone belt* da região.

O metatonalito de Conceição, pertencente a esta unidade, tem idade de 2,006 Ga. (U–Pb em zircão) e os zircões detríticos dos xistos Sai-Cinza tem idade variando entre 2,1 e 2,125 Ga., indicando sedimentação no Transamazônico (Santos *et al.*, 1997).

#### **b) Complexo Cuiú-Cuiú**

É composta por gnaisses, migmatitos e anfibolitos, além de granitos e granodioritos sin-cinemáticos e granitos tardi-cinemáticos. Este conjunto de litotipos foi considerado como Complexo Xingu por Andrade *et al.* (1978, em Leal *et al.*, 1984).

Estas duas unidades constituem o embasamento da região e são mais antigas que o Granodiorito Parauari, com idade U–Pb de 1,92 Ga. (Santos *et al.*, 1997), aproximadamente concordante com os dados Rb–Sr de Reis Neto (1982) e Tassinari (1996).

#### **c) Suite Intrusiva Creporizão**

Esta unidade é composta predominantemente por sieno- e monzogranitos, com granodiorito, tonalito e quartzo monzodiorito subordinados (Ricci *et al.*, 1999; Lamarão *et al.*, 1999; Klein & Vasquez, 2000), com composições cálcio-alcálicas peraluminosas e metaluminosa, com idade de  $1.974 \pm 6$  e  $1.957 \pm 6$  Ma (Santos *et al.*, 2000).

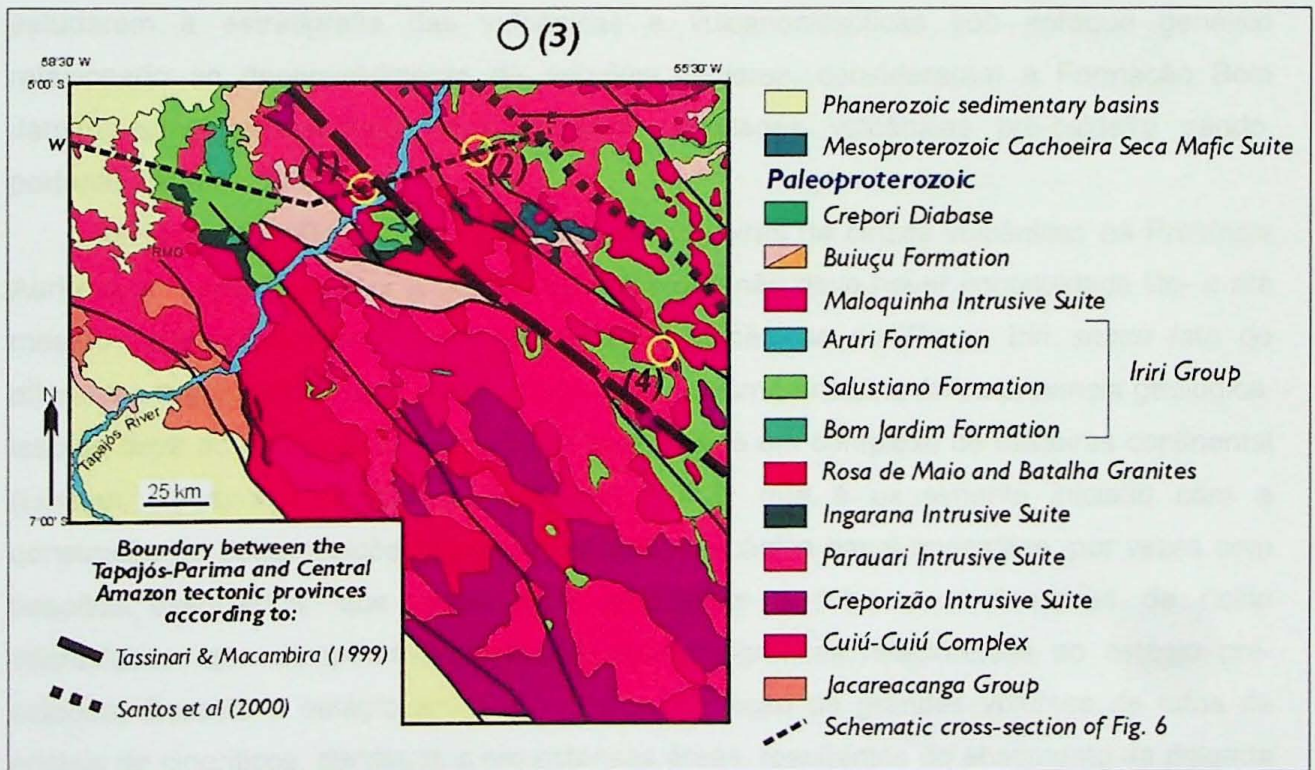
Vasquez & Klein (2000) interpretam que estas rochas são sin- a tardi-orogênicas e Santos *et al.* (2001) consideram esta Suite como parte do segundo arco magmático desenvolvido na Província Tapajós–Parima. Estas rochas podem estar metamorfasadas nas fácies anfibolito inferior.

**d) Suite Parauari**

É representada por granitos cinza, equigranulares, de granulação grossa por vezes porfíricos, róseos e granitos e granodioritos cinzas porfíricos, representando magmatismo pré-Uatumã.

**e) Suite Intrusiva Ingarana**

As rochas máficas de Ingarana foram inicialmente descritas como Gabro Ingarana por Pessoa *et al.* (1977, em Silva, 1982) e foram consideradas uma suite por Quadros *et al.* (1999). São representadas por augita gabros, leucogabros. Leuconoritos e hiperstênio diabásio intrusivos nas unidades pré-Uatumã e cortados por intrusões ácidas do Grupo Iriri. Em vários locais associam-se mineralizações de ouro filonianas, como no Garimpo Davi e a idade varia entre  $1,830 \pm 33$  Ga e  $1,887 \pm 3$  Ga (Santos *et al.*, 1997; Quadros *et al.*, 1999).



**Figura 7** – Mapa geológico simplificado da Província Aurífera do Tapajós, segundo Bahia & Quadros (2000), Ferreira *et al.* (2000), Klein & Vasquez (2000) e Vasquez & Klein (2000). Destaca-se ainda os limites das províncias geocronológicas de Tassinari & Macambira (1999) e Santos *et al.* (2000). (1) Granito Batalha (pórfiro profundo), (2) Mineralização high-sulfidation, (3) Mineralização low-sulfidation e (4) Mina do Palito (pórfiro de Au–(Cu)), segundo Juliani *et al.* (2005).

### **f) Grupo Iriri**

Pertence, juntamente com a Suíte intrusiva Maloquinha, ao Supergrupo Uatumã e é constituído por riolitos, andesitos, latitos, tufos e brechas, subseqüentes ao ciclo orogênico Transamazônico.

As rochas vulcânicas e vulcanoclásticas ácidas e intermediárias do Grupo Iriri (~ 1,88 Ga) recobrem extensas áreas no Escudo Central do Cráton Amazônico e são correlacionáveis as vulcânicas no Escudo das Guianas, onde recebem a denominação de de Grupo Iricoumé.

Os estudos regionais na Província Aurífera do Tapajós, ressaltam a presença de apenas duas unidades litoestratigráficas no Grupo Iriri, as Formações Salustiano e Aruri (Klein & Vasquez, 2000; Ferreira *et al.*, 2000; Bahia & Quadros, 2000; Almeida *et al.*, 2000; Vasquez & Klein, 2000). Neste contexto a Formação Salustiano seria composta por derrames de riolito, riolacito, dacito, latito e por ignimbritos e tufos diversos, e a Formação Aruri, por tufos, ignimbritos, brechas vulcânicas, tufitos e arenitos tufáceos.

Os litotipos de composição intermediária anteriormente incluídos na Formação Salustiano foram individualizados como Formação Bom Jardim, considerada como uma unidade distinta do Grupo Iriri (Almeida *et al.*, 2000). Todavia Juliani *et al.* (2005) ao estudarem a estratigrafia das vulcânicas e vulcanoclásticas sob enfoque genético relacionado ao desenvolvimento de *ash-flow calderas*, consideraram a Formação Bom Jardim como representante das primeiras atividades vulcânicas pré-caldeira sendo, portanto, incluída no Grupo Iriri.

Devido à identificação de complexos de caldeiras de cinzas vulcânicas na Província Aurífera do Tapajós, Juliani *et al.* (2005) indica que não deve haver continuidade lito- e até mesmo cronoestratigráfica entre as unidades vulcânicas do Grupo Iriri *sensu lato* de diferentes regiões do Cráton Amazônico, ou até mesmo em uma única província geológica. Isso se deve ao processo de formação e evolução de um complexo de caldeiras continental (Lipman, 1984; Aguirre-Diaz & McDowell, 2000), que é usualmente iniciado com a construção de estratovulcões com uma unidade vulcânica basal andesítica, por vezes com basaltos associados, que grada para ignimbritos e tufos com derrames de riolito intercalados, que compõem as unidades litoestratigráficas relacionadas ao estágio pré-caldeira. Durante o estágio sin-caldeira há a formação de grandes volumes de tufos de cristais de cineríticos, distribuídos em extensas áreas, resultantes do abatimento da delgada crosta sobre a câmara magmática sob os estratovulcões. Por fim, há a formação dos depósitos epiclásticos intracaldeira, e pode haver a geração de vulcões anelares, radiais ou internos, compostos por vulcanoclásticas e/ou lavas, bem como de domos riolíticos ressurgentes do estágio pós-caldeira (Lipman, 1984; Elston, 1984; McPhie, 1992). Em

complexos de caldeiras agrupadas (*nested calderas*), como as definidas no Tapajós (Juliani *et al.*, 2005a), o desenvolvimento de caldeiras próximas e superpostas, leva à interdigitação de lavas e de fluxos piroclásticos num espaço de tempo de alguns milhões a poucas dezenas de milhões de anos. Isso pode fazer com que datações pontuais, sem o reconhecimento da estratigrafia, faciologia e do quimismo das vulcânicas e vulcanoclásticas, não separem as efetivamente formações, e sim as aglutinem em unidades híbridas.

Neste contexto, as unidades do Grupo Irii *sensu lato*, como atualmente definidas, podem ser, pela sua distribuição no Cráton, associações litotípicas pertencentes a diversos eventos vulcanogênicos, especialmente quando consideradas as extensões superiores a 50 km dos complexos de caldeiras da Província Aurífera do Tapajós, sugere ser necessária a redefinição da estratigrafia de grande parte do vulcanismo Uatumã.

Complementarmente, a formação de caldeiras vulcânicas intra- e no retro-arco magmático, deve resultar tanto em vulcânicas cálcio-alcálicas como alcalinas, em um hiato de idade relativamente restrito e distribuídas em faixas. Com a migração do arco vulcânico, devido à evolução da zona de subducção, de forma semelhante ao que ocorre no Cinturão Vulcânico Trans-mexicano (Busby-Spera, 1988; Ferrari *et al.*, 1999), dever-se-ia esperar que outras faixas de vulcânicas de diferentes idades e/ou tipos de magmas deveriam estar presentes no Cráton Amazônico. Conseqüentemente, a distribuição das unidades vulcânicas pode ser também controlada estruturalmente, em especial ao longo e nas bordas de rifts que se orientam paralelamente às zonas de subducção, que comumente controlam a formação dos complexos de caldeiras nas zonas de retro-arco, mas poucos estudos sobre esta possível estruturação das vulcânicas têm sido tentados (Juliani *et al.*, 2009).

As primeiras datações U–Pb de riodacitos dos grupos Surumu e Iricoumé, pertencentes ao Supergrupo Uatumã, foram feitas por Schobbenhaus *et al.* (1994), indicando idade de aproximadamente 1,9 Ga. Datações mais recentes das vulcânicas indicam idades ao redor de 1,8 Ga (Santos *et al.*, 1997).

#### **g) Suíte Intrusiva Maloquinha**

Engloba rochas graníticas subvulcânicas com características ortogênicas e tendências alaskíticas. Estão associadas ao vulcanismo ácido Uatumã (Santos *et al.*, 1975; Andrade *et al.*, 1978, em Santos & Loguercio, 1984) e são equivalentes aos granitos Saracura (RO), Mapuera (PA/AM) e Serra dos Carajás (PA). Muito embora tenham idades semelhantes às vulcânicas Irii, são necessariamente um pouco mais novas, pois são intrusivas nas vulcânicas, representando o final do evento magmático Uatumã (Santos *et al.*, 1997).

Segundo Schobbenhaus (1984), os diversos representantes plutônicos do Supergrupo Uatumã caracterizam a fase intrusiva da primeira grande reativação cratogênica da plataforma, enquanto que outros granitóides, como o Teles Pires, correspondem a segunda

reativação, pós-Uatumã e posterior à cobertura sedimentar também, que teria ocorrido a pelo menos 200 Ma após a primeira.

A idade obtida para esta suíte está ao redor de 1.840  $\pm$ 26 Ma., mas as idades Rb–Sr são às vezes mais novas (~1,2 Ga.), devido aos reequilíbrios isotópicos causados no episódio de milonitização K'Mudku, segundo Santos *et al.* (1997).

◀ O Granito Maloquinha é representado principalmente por *stocks* e, secundariamente, batólitos circulares e elipsóides. Petrograficamente são caracterizados como alaskito, biotita granito e granófiro, ocorrendo também granodiorito, quartzo sienito, quartzo monzonito e diorito.

As características petrográficas e químicas, bem como os modelos de distribuição dos elementos terras raras indicam similaridade desta suíte com os granitos tipo A.

Quimicamente correspondem a rochas peraluminosas e subalcalinas. A análise de elementos terras raras sugerem uma evolução a partir de fusão parcial de crosta. Na divisão química dos granitóides Tipo A (Eby, 1990, em Brito *et al.*, 1997) a Suíte Intrusiva Maloquinha apresenta características químicas situadas entre a média da crosta e de basaltos de arco de ilhas, podendo representar vários ambientes incluindo os granitos pós-colisionais ou posicionados no fim de um longo período de alto fluxo de calor e magmatismo granítico, em áreas orogênicas em processo de estabilização.

Há controvérsias na literatura a respeito da identificação dos granitos Maloquinha e Teles Pires, que, não raramente, são confundidos entre si. Leal *et al.* (1984) descreveram a Suíte Granítica associada às vulcânicas do Grupo Iriri como Teles Pires, mas os corpos graníticos que compõe esta suíte, apesar de também ocorrerem na forma de *stocks*, batólitos circulares e elipsóides, como os da Suíte Intrusiva Maloquinha, apresentam, diferentemente do Maloquinha, características texturas Rapakivi. As datações indicam idade dos Granitos Teles Pires de aproximadamente 1550 Ma. (Santos *et al.*, 1980, em Issler & Lima, 1987), ou seja, eles são posteriores ao Evento Uatumã. Segundo Santos & Loguercio (1984) a Suíte Teles Pires ocorre com mais frequência ao sul da escarpa meridional da Serra do Cachimbo e pertence à segunda geração de granitos cratogênicos, originada pela chamada reativação Parguazense, sendo, portanto, mais novos que os granitos da primeira geração e inclusos no Supergrupo Uatumã.

#### ***h) Depósitos Sedimentares Paleoproterozóicos***

Nessa unidade inclui-se: (a) Formação Buiçu, composta por arenitos, às vezes quartzíticos, siltitos, argilitos e conglomerados, além de calcários e dolomitos subordinados, com características de sedimentação marinha. Ocupa o Gráben do Cachimbo e outras pequenas bacias da região; (b) Formação Gorotire, constituída por arenitos, arcóseos, subarcóseos, siltitos, conglomerados, brechas e cherts com características de deposição em

ambientes continentais.

#### ***i) Diabásio Crepori***

Esta unidade (Santos & Loguércio, 1984), originalmente denominada como Sill Crepori por Pessoa *et al.* (1977), é composta por diques de direção predominante E–W e *sills* de diabásio, olivina diabásio e microgabro. Para estas rochas Santos *et al.* (2000) obtiveram idade.

#### ***j) Básicas Cachoeira Seca***

Rochas básicas alcalinas relacionadas ao Magmatismo Cachoeira Seca, assim como os kimberlitos de Rondônia e as ultrabásicas de Siriquiqui, ocorrem sob forma de pequenos derrames e intrusivas que recobrem e cortam o Complexo Xingu, a Fm. Garotire e o Grupo Iriri. Petrograficamente são caracterizados como gabro e diabásio olivínico, chegando por vezes a troctólito.

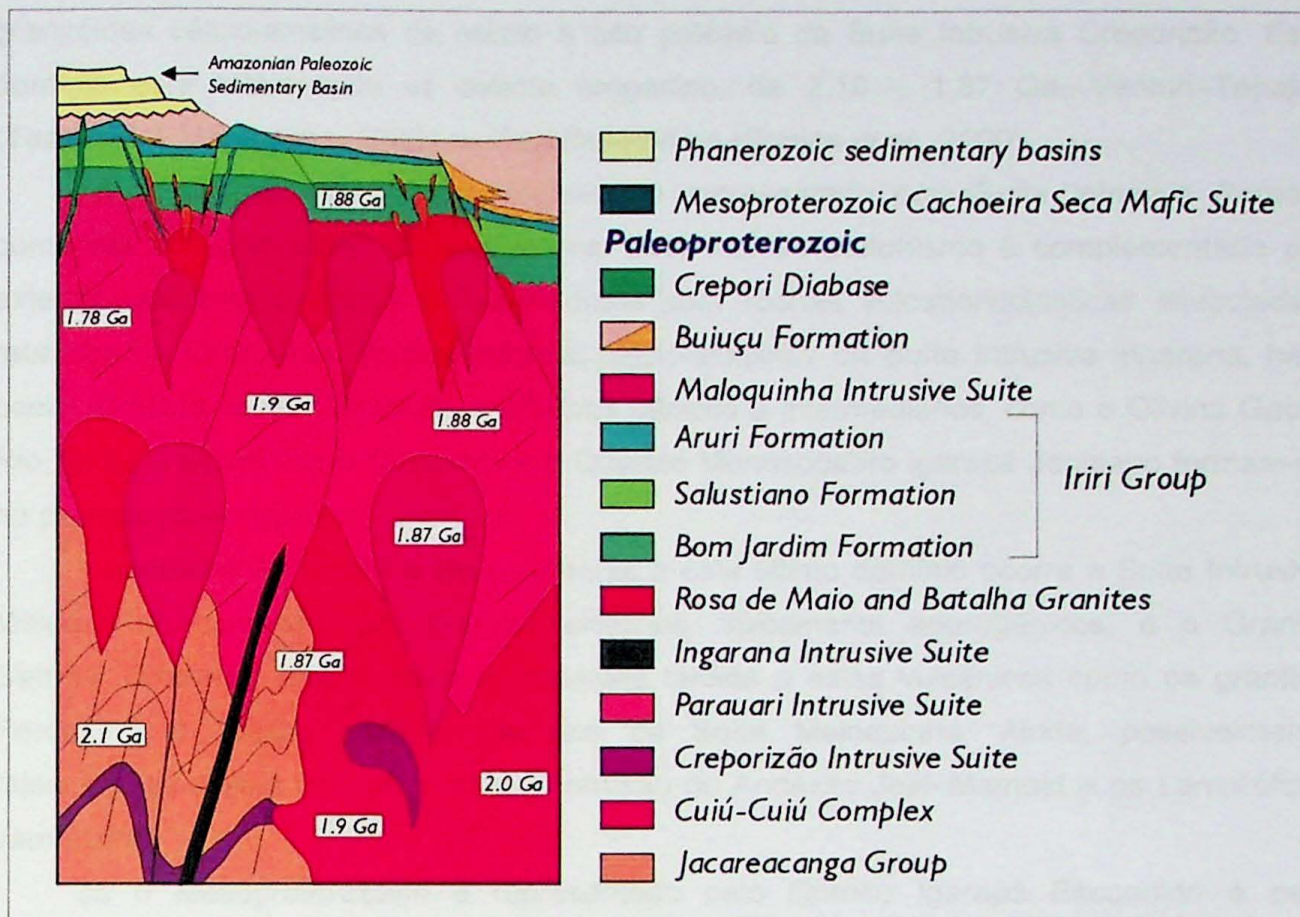
As rochas basálticas apresentam idades K–Ar de 1,042 a 1,090 Ga. (Santos *et al.*, 1997).

#### ***k) Depósitos aluvionares***

Segundo Santos *et al.* (1975), esta unidade é composta por sedimentos inconsolidados que distribuem-se ao longo de drenagens, principalmente nas partes mais arrasadas. A exploração do ouro é, de modo geral, feita nesta unidade.

Completando o contexto geológico, tem-se as ocorrências de diques de diabásio Penatecaua, encaixados no Grupo Beneficente (Leal *et al.*, 1984). No Paleozóico instalou-se a bacia sedimentar do Amazonas e do Alto Tapajós e ocorreu ainda no Paleozóico e no Mesozóico a intrusão de diversos diques máficos na região.

Uma síntese da litoestratigrafia da PAT pode ser observada na Figura 8.



**Figura 8** – Litoestratigrafia esquemática da Província Aurífera do Tapajós, segundo Juliani et al. (2000).

### 3.2 Estruturas Regionais

Segundo Silva (1982), na Folha Tapajós são evidentes *trends* com direções preferenciais NE–SW e NW–SE, onde se localiza a maioria dos garimpos da região. Estes lineamentos, também definidos com imagens de radar, parecem, segundo o autor supracitado, representar eventos que, provavelmente, foram remobilizadores das mineralizações de ouro.

Além dos lineamentos Tapajós e Abacaxis, foram definidos por Silva (1982) os lineamentos Rio das Tropas–Inambé, Inambé e Jamanxim.

### 3.3 Compartimentação Tectônica

Segundo Almeida et al. (2000), Bahia & Quadros (2000), Ferreira et al. (2000), Klein & Vasquez (2000) e Vasquez & Klein (2000) a PAT pode ser dividida em dois domínios tectônicos: um orogênico e outro pós-orogênico a anorogênico, com limites irregulares e mal definidos.

O domínio orogênico desta Província é composto pelas rochas metavulcano-sedimentares do Grupo Jacareacanga; por gnaisses e granitóides granodioríticos a tonalíticos, com raros migmatitos e anfibolitos associados do Complexo Cuiú-Cuiú; e

granitóides cálcio-alcálicos de médio a alto potássio da Suíte Intrusiva Creporizão. Este domínio está relacionado ao evento orogênico, de 2,10 – 1,87 Ga, Venturi–Tapajós (Tassinari & Macambira, 1999) ou Tapajós–Parima (Santos *et al.*, 2000).

Já o domínio sin- a tardi-orogênico é representado pela Suíte Intrusiva Paruari, composta por granitóides cálcio-alcálicos. Este intenso plutonismo é complementado por extenso vulcanismo félsico a intermediário com rochas vulcanoclásticas associadas, reunidas no Grupo Iriri. Rochas básicas cálcio-alcálicas da Suíte Intrusiva Ingarana, bem como diversos corpos intrusivos e efusivos básicos a intermediários, como o Olivina Gabro Rio Novo, o Gabro Serra Comprida e o Quartzo Monozogabro Igarapé Jenipapo formam-se no período pós-orogênico.

Associados temporal- e espacialmente a este último domínio ocorre a Suíte Intrusiva Maloquinha, composta por granitos alcálicos, tipicamente anorogênicos, e o Granito Caroyal. Ocorrem, ainda, algumas intrusões tardias a estas vulcânicas como os granitos Porquinho e Pepita, semelhantes aos da Suíte Maloquinha. Ainda, possivelmente relacionados a este período, ocorre a intrusão do Andesito Joel–Mamoal e os Lamprófiros Jamanxim.

Já o Mesoproterozóico é representado pelo Granito Igarapé Escondido e pelo magmatismo básico da Suíte Intrusiva Cachoeira Seca.

A estabilização desta região deu-se no Ciclo Transamazônico e, no Fanerozóico inicia a sedimentação de parte da Bacia do Alto Tapajós, por vezes com ocorrência do magmatismo básico alcálico do Diabásio Crepori. Posteriormente ocorre a sedimentação do restante da Bacia do Alto Tapajós e da Bacia do Amazonas, ambas unidades cortadas por diques básicos cambrianos a jurássicos. Coberturas detríticas e lateríticas do paleógeno e as coberturas aluvionares do Neógeno completam o quadro geológico da PAT, cujas idades podem ser vistas na Tabela 1.

**Tabela 1 – Idades, estratigrafia e principais unidades geológicas presentes na PAT, segundo Juliani et al. (2005).**

Geological units	Lithology	Age (Ga)	Method	Tectonic setting
Phanerozoic cover	Clastic sedimentary rocks, laterite, alluvia	-	-	Intracratonic
Cachoeira Seca Intrusive Suite	Subalkaline to tholeiitic olivine gabbro, diorite, troctolite, diabase	1.192 ± 0.012 1.099 ± 0.012	SHRIMP U-Pb baddeleyite	Intracratonic
Crepori Diabase	Tholeiitic augite diabase, olivine diabase	1.778 ± 0.009	SHRIMP U-Pb baddeleyite	Intracratonic
Buiuçu Formation	Feldspathic sandstone, sandstone, arkose, conglomerate, argillite, siltite, acid tuffs	-	-	Taphrogenic basin
Maloquinha Granite	Subvolcanic subalkaline to alkaline biotite-hornblende alkali-feldspar granite, syenogranite, monzogranite and riebeckite-arfvedsonite, micro-monzonite with rapakivi texture	1.877 to 1.864 1.880 ± 0.009	SHRIMP U-Pb zircon Pb-Pb zircon evaporation	Post-collisional and anorogenic
Moraes Almeida Formation	Alkaline rhyolites, ignimbrites	1.890 to 1.875	Pb-Pb zircon evaporation	Post-collisional and anorogenic
<i>Iri Group</i>				
Aruri Formation	Ash flow tuff, breccia, tuffaceous sandstone	-	-	Late- to post-orogenic
Salustiano Formation	Rhyolitic rhyodacitic, dacitic, volcanoclastic rocks and fayalite-hedenbergite rhyolite	1.870 ± 0.008 1.888 ± 0.002	SHRIMP U-Pb zircon Pb-Pb zircon evaporation	Late- to post-orogenic
Bom Jardim Formation	Andesite, dacite, trachyandesite, latite, with subordinate rhyolitic and basaltic flows and volcanoclastic rocks	1.893 ± 0.005 1.888 ± 0.007	Pb-Pb zircon evaporation (*)	Late- to post-orogenic
Rosa de Maio and Batalha granites	Calc-alkaline hornblende-biotite and biotite granites	1.883 ± 0.004 1.879 ± 0.011	SHRIMP U-Pb zircon U-Pb zircon	Late- to post-Parauari magmatic arc (II)
Ingarana Intrusive Suite	Subalkaline olivine gabbro, augite gabbro, norite, anorthosite, ferrosilite diabase	1.879 to 1.873 1.887 ± 3 Ma	SHRIMP U-Pb zircon Pb-Pb zircon	Parauari arc basic magmatism
Parauari Intrusive Suite	Porphyritic hornblende-biotite monzogranite, granodiorite, syeno-granite, tonalite	1.898 to 1.880 1.883 ± 0.002	SHRIMP U-Pb zircon Pb-Pb zircon	Calc-alkaline magmatic arc (II)
Abacaxis and Sequeiro Formations	Pinkish siltstone, sandstone, claystone; quartz-wackes	1.900 to 1.895	U-Pb zircon	Parauari fore- and back-arc (II) basins
Creporizão Intrusive Suite	Metamorphosed porphyritic syeno- and monzogranites, granodiorite, tonalite	1.974 to 1.957 1.968 ± 0.019	SHRIMP U-Pb zircon Pb-Pb zircon evaporation	Late-magmatic arc (I)
Vila Riozinho Formation	Calc-alkaline to shoshonitic basaltic andesite, basaltic trachyandesite, trachyte and rhyolite	2.000 ± 0.004 1.998 ± 0.003	Pb-Pb zircon evaporation	Calc-alkaline magmatic arc (I)
Cuiú-Cuiú Complex	Granodioritic to tonalitic gneisses, migmatite, amphibolite enclaves	2.033 to 2.005	SHRIMP U-Pb zircon	Calc-alkaline magmatic arc (I)
Jacareacanga Group	Phyllite, schist, metabasite, quartzite, metabasite, and BIF (low- to medium-metamorphic grade)	2.125 to 2.098	SHRIMP U-Pb detrital zircon	Trench basin

### 3.4 Conceitos sobre Alteração hidrotermal

Sistema hidrotermal pode ser definido como a distribuição da circulação de fluidos quentes, tanto lateral quanto verticalmente, à pressões e temperaturas variadas, abaixo da superfície da Terra. Um sistema hidrotermal consiste de dois componentes essenciais, uma fonte de calor e uma fase fluída. Já o fluido hidrotermal é definido como uma solução aquosa quente, com temperaturas de 50 até maiores do que 500 °C, contendo como elementos maiores Na, K, Ca e Cl, e como elementos menores Mg, B, S, Sr, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, NH<sub>4</sub>, Cu, Pb, Zn, Sn, Mo, Ag e Au (Pirajno, 1992).

Basicamente, um sistema hidrotermal possui um sistema de recarga, uma célula de circulação e um sistema de descarga. O fluido hidrotermal causa lixiviação e transporte de elementos dos minerais das rochas em que percola até atingir condições de pressão e temperatura onde ocorre a precipitação de um novo mineral hidrotermal, com mineralogia, química e textura em equilíbrio com estas novas condições. Isto ocorre porque a assembléia mineral das rochas percoladas pelo fluido hidrotermal são instáveis na presença do fluido.

Existem diversos sistemas hidrotermais que são separados, segundo Pirajno (1992), com relação à origem da fonte de calor, do fluido circulante e do ambiente tectônico e as fontes magmáticas podem ser relacionadas a plutonismo raso a profundo, complexos vulcânicos, fluidos magmáticos ou a fluidos meteóricos, em ambientes continentais, marinhos ou associados a *rifts*.

Estas alterações hidrotermais são basicamente reações de hidrólise e substituição

catiônica, pois o fluido, enquanto percola, tem sua temperatura e pH alterados, o que causa mudança na atividade dos diversos elementos em que este está transportando, resultando em zonamentos das alterações hidrotermais desde a fonte de calor até a superfície, tanto lateralmente quanto verticalmente.

Antes de passar pelas principais características das zonas de alteração hidrotermal e suas relações com as alterações do tipo *high-*, *intermediate-* e *low-sulfidation* será descrito brevemente o funcionamento de um sistema hidrotermal.

Uma zona de subducção geralmente dá origem a um magma por fusão hidratada devido à desidratação da placa oceânica subductada, o qual começará a ascender pela crosta continental. Este pode gerar uma intrusão rasa com grande quantidade de fluidos, o que dá origem a corpos de pórfiros, assim como mineralizações do tipo pórfiro e *skarn*. Estes fluidos provenientes da desidratação da placa oceânica são enriquecidos em água, metais, halógenos, sulfatos, entre outros, pelas características da crosta oceânica subductada e pela interação com as rochas encaixantes, possuindo, assim, grande potencial para lixiviação de metais e formação de depósitos minerais magmático–hidrotermais.

O restante dos fluidos que restaram da cristalização do corpo magmático e de depósitos de pórfiros e *skarns*, ascendem por zonas de fraqueza (falhas, fraturas ou foliações), gerando alterações hidrotermais nas rochas encaixantes. A perda de temperatura, a mudança de pH e a troca catiônica com as encaixantes gera um zonamento da alteração hidrotermal, como a zona potássica (mais próxima do corpo intrusivo), zona propilítica, zona sericítica e zona argílica (mais distante do corpo intrusivo). Dependendo da acidez e da atividade de  $H_2S$  do fluido, pode-se gerar alterações denominadas *high-*, *intermediate-* ou *low-sulfidation*. Outro ponto importante a se destacar é a possibilidade da greisenização no contato do corpo intrusivo com as rochas encaixantes, este processo ainda não é completamente entendido, porém ocorre como uma alteração hidrotermal por troca catiônica do  $K^+$  do feldspato pelo íon  $H^+$  do fluido em uma reação de hidrólise, o  $K^+$  é precipitado em micas gerando a assembléia característica do *greisen* de quartzo e muscovita acompanhado por quantidades variadas de outros minerais como fluorita, topázio e turmalina.

Com este sistema em mente, serão descritos, abaixo, as principais características das zonas de alteração hidrotermal supracitadas, segundo Pirajno (1992):

- Zona do metassomatismo sódico e potássico: ocorre na rocha ígnea intrusiva que acabou de cristalizar, podendo atingir as rochas encaixantes mais próximas. São basicamente processos sub-*solidus* de alteração, como: reações de troca de base de feldspatos ( $K^+$  por  $Na^+$  ou  $Na^+$  por  $K^+$ ); mudança no estado da estrutura do feldspato; albitização; microclinitização e crescimento de micas tri-octaédricas. Fluidos alcalinos

e muito salinos desenvolvidos durante os estágios finais de consolidação do corpo intrusivo resultam em ampla alteração potássica ou sódica, caracteristicamente envolve a substituição de feldspatos e quartzo por feldspato potássico (microclinitização) ou albita. Deve ser ressaltado que a albitização dos feldspatos pode ser acompanhada por muscovitização da biotita. Esta alteração é comum e importante em pórfiros e sistemas epitermais, sendo a assembléia característica, do primeiro albita e feldspato potássico, e biotita no segundo. Geralmente essa alteração é acompanhada por sulfetos como calcopirita, pirita e molibdenita.

- Zona propilítica: é caracterizada pela adição de  $H_2O$ ,  $CO_2$  e localmente S, sem um metassomatismo importante de  $H^+$ . A assembléia típica é composta por epidoto, clorita, carbonatos, albita, feldspato potássico e pirita e ainda podem ocorrer, óxidos de ferro, montmorilonita e zeólitas. Estas últimas, por terem campos de estabilidades de pressão e temperatura bem definidos, são importantes para a prospecção de ouro por servirem de monitores de temperatura e pressão e, assim, indicarem a proximidade da fonte de calor e a zona de ebulição, onde os altos teores de ouro podem ser encontrados.
- Zona sericítica e greisenização: esta alteração tem por assembléia mineral típica quartzo–sericita–pirita, são usualmente acompanhados por feldspato potássico, caolinita, calcita, biotita, rutilo, anidrita e apatita. Esta alteração grada para a alteração potássica aumentando a quantidade de feldspato potássico e/ou biotita, e para a alteração argílica aumentando a quantidade de argilo-minerais. Caso ocorra aumento nas quantidades de topázio, turmalina, quartzo e zunyita estará havendo a transição para a alteração do tipo *greisen*. Esta alteração ocorre essencialmente pela desestabilização do feldspato na presença de  $H^+$ ,  $OH^-$ ,  $K^+$  e S, para formar quartzo, mica branca, pirita e pouca calcopirita. Neste processo Na, Mg, Ti, Fe e K são lixiviados. Destaca-se que *greisen* é um antigo termo mineiro para uma assembléia de granulação grossa de quartzo–muscovita com quantidades variáveis de topázio, turmalina, fluorita, cassiterita, hematita, wolframita, scheelita e sulfetos de Cu, Fe, Mo e Bi, além de sulfossais de Cu–Bi–Pb. A greisenização ocorre comumente associada a mineralizações de Sn–W.
- Zona argílica: é caracterizada pela formação de argilo-minerais devido a intensa lixiviação por metassomatismo ácido ( $H^+$ ), a temperaturas entre 100 e 300 °C, com argilo-minerais substituindo principalmente o plagioclásio e os silicatos máficos (principalmente hornblenda, biotita). Argilas amorfas, como halofana, podem estar

presentes e substituindo fases alumino-silicáticas. A lixiviação de fases alumino-silicáticas gera um enriquecimento em sílica. A alteração argílica intermediária é caracterizada por montmorilonita, illita, clorita, argilas do grupo da caolinita (caolinita, dickita, halloisita, halofana) e pouca sericita. O feldspato potássico permanece inalterado e  $K^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$  não são completamente lixiviados. A alteração argílica avançada é devida a um intenso ataque ácido com lixiviação quase que total dos cátions alcalinos e destruição total dos feldspatos e das fases silicáticas máficas, resultando na formação de pirofilita e caolinita. Nessa zona pode ocorrer a alunita, que define o sistema epitermal *high-sulfidation*. Quando os fluidos são neutros ocorre a geração de mineralizações epitermais *low-sulfidation*, tipicamente identificada pela associação de adularia e sericita.

As fases minerais hidrotermais desenvolvidas em sistemas epitermais são função da temperatura, pressão, tipo de rocha, natureza do fluido circulante (como pH, *Eh* e as atividades de  $CO_2$ ,  $H_2S$  e outros componente) e a razão fluido/rocha.

Segundo Pirajno (1992), pode-se observar uma mudança na atividade de  $H^+$  e da alteração alcalina da seguinte forma: o metassomatismo alcalino aumenta da zona argílica para a zona propilítica, sendo que o metassomatismo por  $H^+$  é inversamente proporcional a esta relação. Sistemas porfiríticos rasos geram todas as zonas de alteração supracitadas, além de mineralização de ouro. Já as intrusões crustais com mineralizações de Sn–W geram primeiro albitização e/ou microclinitização, ao invés da alteração potássica, passando para uma fase sericítica e de *greisen*, e por último, em alguns casos, uma zona argílica.

### 3.5 Mineralizações Epitermais

Segundo Arribas Jr. (1995), como consequência do aumento da exploração de depósitos de ouro durante os anos 70 e o começo dos anos 80, houve uma revisão da classificação dos depósitos epitermais para acomodar as variações nas observações dos estilos de mineralização, bem como das inferências para ambientes genéticos.

De acordo com esse pensamento, os depósitos epitermais foram divididos conforme a acidez e a atividade de  $H_2S$  do fluido hidrotermal, fato este que se reflete no estado de oxidação do enxofre contido no sistema hidrotermal.

Assim, podem ser distinguidos os sistemas hidrotermais em *high-sulfidation* (HS), onde o enxofre está no seu mais alto estado de oxidação, *low-sulfidation* (LS), onde o enxofre está com seu estado de oxidação mais baixo, e o *intermediate-sulfidation* (IS), com estado de oxidação situado entre os dois anteriores, conforme definição de Hedenquist *et al.* (2000).

Os depósitos do tipo *high-sulfidation*, como o objeto desse estudo, são caracterizados

pela presença de minerais diagnósticos de alto estado de oxidação do enxofre (enargita–luzonita) e por produtos de lixiviação ácida, resultando em alunita–natroalunita, caolinita e pirofilita. Esses sistemas encontram-se relacionados a sistemas hidrotermais terrestres (apesar de, recentemente, sistemas desse tipo terem sido encontrados em ambiente marinho, em bacias de retro-arco ou meso-oceânicas – *e.g.* Resing *et al.* (2007)) associados a intrusão de corpos de magmas que formam *stocks* e diques de pórfiros de composição intermediária a ácida. Já os depósitos *low-sulfidation* são gerados por fluidos hidrotermais redutores (ricos em H<sub>2</sub>S) e com pH neutro, semelhantes aos encontrados em sistemas geotermiais, onde são comuns manifestações superficiais de *sílica sinter* em fontes termais e alteração ácida sulfatada em zonas de vapor quente (Arribas Jr., 1995).

Ainda segundo este autor, os depósitos de *high-sulfidation* são gerados em ambientes de arcos magmáticos continentais ou insulares, mas também podem ocorrer em ambientes intracontinentais (Pirajno, 1992; Arribas Jr. *et al.*, 1995, Taylor, 2008). Conforme discutido na no item Introdução, a grande maioria destes depósitos são do Terciário, alguns poucos são do Paleozóico e, apenas um do Paleoproterozóico, o depósito de Enåsen, na Suécia, metamorfoisado na fácies granulito (Hallberg, 1994). Isto se deve ao pequeno potencial de preservação destes depósitos neste tipo de ambiente, sendo necessário situações especiais para que estes sejam preservados do intemperismo e erosão, como é o caso do depósito de estudo deste trabalho.

Os limites entre *high-*, *intermediate-* e *low-sulfidation* são determinados principalmente pelo campo de estabilidade de sulfetos e sulfossais. No caso de sulfetos o campo de HS é definido pela presença de covellita, digenita, pirita e bornita, e com sulfossais como a enargita e famatinita (Camprubí & Albison, 2006). A Figura 9 mostra os campos de estabilidade desses minerais em função da temperatura e da fugacidade de S<sub>2</sub> do fluido hidrotermal.

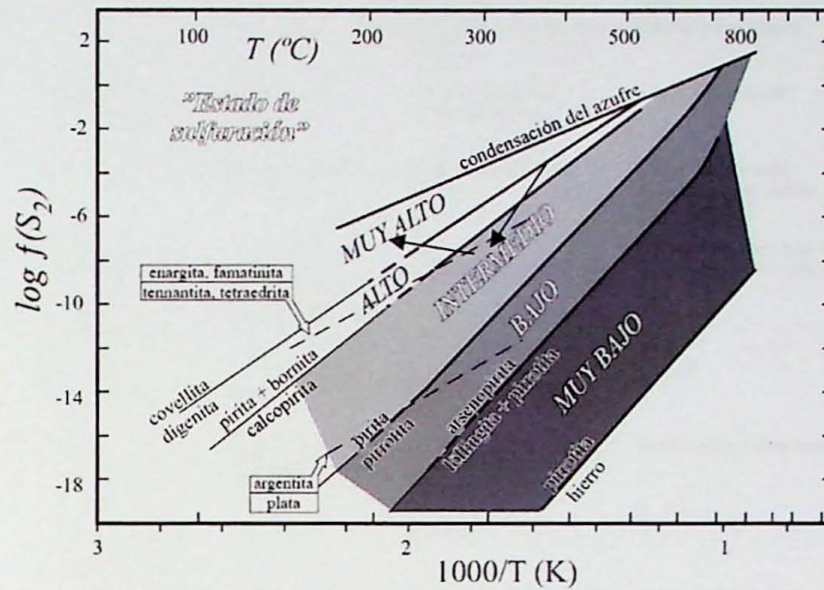
Estes autores ainda separam os depósitos epitermais em epitermais ácidos, sendo representados pelo HS, e epitermais alcalinos neutros, subdivididos em LS e IS. Sendo que o primeiro possui mais uma subdivisão, podendo ser relacionado a magmas subalcalinos e a magmas alcalinos.

Uma comparação desse tipos de mineralizações feita por Camprubí & Albison (2006) é apresentada na Tabela 2.

Um ponto crucial para a separação de depósitos formados por HS dos formados por IS e LS é comprovar a atuação de fluidos de origem magmática. Para isso devem ser estudados as relações <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He, N<sub>2</sub>–Ar–He, δ<sup>18</sup>O, δD e a concentração de Cl nos minerais hidrotermais.

Através da estruturação e associação de rochas de alteração hidrotermal e análises de δ<sup>18</sup>O, δD e δ<sup>34</sup>S em diferentes sítios ocupacionais da alunita e de sulfetos em paragênese,

Juliani *et al.* (2005) demostraram que a alunita da PAT foi formada por fluidos hidrotermais magmáticos, com pequena contribuição de fluidos meteóricos, caracterizando a primeira evidência de mineralização de ouro *high-sulfidation* no Cráton Amazônico e no Brasil.



**Figura 9** – Diagrama com a estabilidade de sulfetos e sulfossais versus temperatura de formação, segundo Camprubí & Albison (2006), onde podem ser distinguidos campos de high-, intermediate- e low-sulfidation. A seta indica a evolução do estado de oxidação do fluido hidrotermal (indicado pelas setas), baseado na mineralogia desse trabalho e nos dados de geotermometria de Juliani *et al.* (2005).

**Tabela 2 – Principais diferenças entre low-sulfidation (BS), intermediate-sulfidation (SI) e high-sulfidation (AS) (segundo Camprubi & Albison, 2006).**

	Baja sulfuración (BS)		Sulfuración Intermedia (SI)	Alta sulfuración (AS)	
	Magma subalcalino	Magma alcalino		Magma oxidado	Magma reducido
<i>Ejemplo tipo</i>	Midas (Nev., EUA)	Emperor (Fiji)	Rico en Au: Baguio (Filipinas) Rico en Ag: Fresnillo (Zac., México)	Diseminado: Yanacocha (Perú) Veta: El Indio (Chile)	Potosí (Bolivia)
<i>Rocas volcánicas relacionadas</i>	Basalto a riolita	Basalto alcalino a traquita	Andesita a riolacita, localmente riolita	Andesita a riolacita	Riolacita
<i>Minerales clave de alteración proximal</i>	Illita/smectita-adularia	Roscoelita-illita-adularia	Sericita, adularia poco común	Cuarzo-alunita/ APS, cuarzo-pirofilita/ dickita en profundidad	Cuarzo-alunita/ APS, cuarzo-dickita en profundidad
<i>Ganga de sílice</i>	Cuarzo y calcedonia crustiforme y coliforme rellenando vetas; reemplazamiento de carbonatos	Cuarzo y calcedonia crustiforme y coliforme rellenando vetas; cuarzo escaso en fases iniciales	Cuarzo crustiforme rellenando vetas y en peine	Silicificación masiva de grano fino y cuarzo residual oqueroso ( <i>waggy</i> )	
<i>Ganga de carbonatos</i>	Presente, pero típicamente tardía y escasa	Abundante, pero no de Mn	Común, típicamente incluyendo variedades de Mn	Ausente	
<i>Otros minerales de ganga</i>	Barita poco común, fluorita localmente	Barita, celestina y/o fluorita común localmente	Barita y silicatos de Mn presentes localmente	Barita común, típicamente tardía	
<i>Abundancia de sulfuros</i>	Típicamente <1 a 2 % vol. (hasta 20 % vol. encajado en basaltos)	2 a 10 % vol.	5 a >20 % vol.	10 a 90 % vol.	
<i>Especies de sulfuros clave</i>	Escasa a muy escasa arsenopirita ± pirrotita; escasas esfalerita, galena, tetraedrita-tennantita, calcopirita		Esfalerita, galena, tetraedrita-tennantita, calcopirita	Enargita, luzonita, farnesita, covellita	Acanita, estibina
<i>Metales principales</i>	Au ± Ag		Au-Ag, Zn, Pb, Cu	Au-Ag, Cu, As-Sb	Ag, Sb, Sn
<i>Metales menores</i>	Zn, Pb, Cu, Mo, As, Sb, Hg		Mo, As, Sb	Zn, Pb, Bi, W, Mo, Sn, Hg	Bi, W
<i>Especies de Se y Te</i>	Seleniuros comunes, localmente telururos	Telururos abundantes, seleniuros poco comunes	Telururos localmente comunes, seleniuros poco comunes	Telururos comunes, localmente seleniuros	Desconocido, pocos datos

Os principais metais obtidos em HS são Au, Cu e Ag, podendo ocorrer, em casos excepcionais, Hg, W, Bi, Sb, Pb e Zn. Já o LS produz principalmente os metais Mo, Cu e Au. Essas mineralizações possuem em comum teores elevados e baixa tonelagem de minérios.

Na Figura 10 pode ser observado o mapa dos arredores e o perfil geológico da mineralização *high-sulfidation* da PAT, bem como das zonas de alteração hidrotermal, segundo Juliani *et al.* (2005). Na Figura 11 é apresentada mostra a relação espacial esquemática entre as zonas de alteração hidrotermal na mesma mineralização.

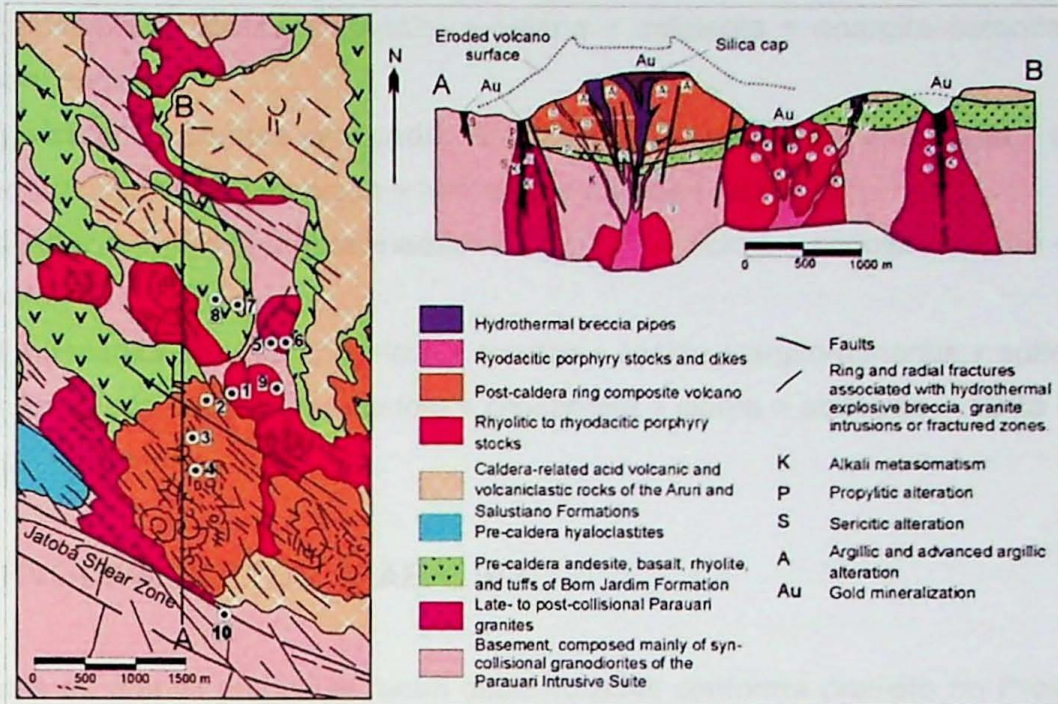


Figura 10 – Mapa e perfil da alteração hidrotermal na mineralização high-sulfidation da PAT (segundo Juliani et al., 2005).

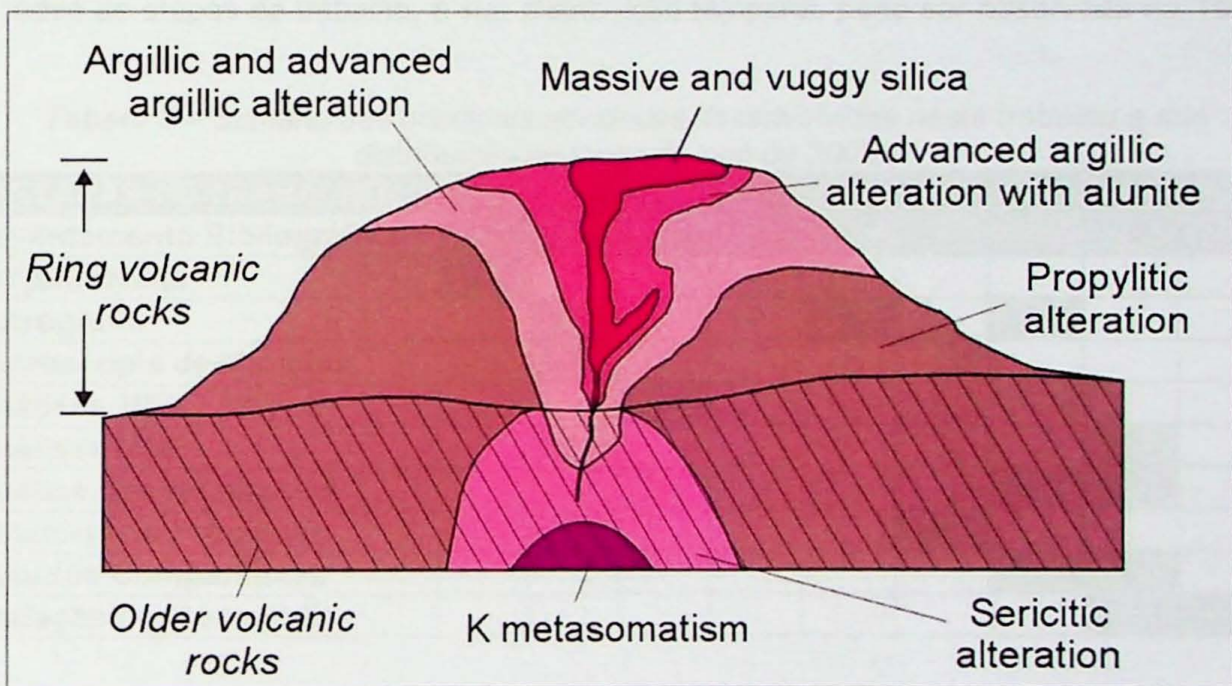


Figura 11 – Relação espacial entre as zonas de alteração na mineralização high-sulfidation da PAT (Juliani et al., 2005).

A constituição mineralógica dessas zonas são, segundo Juliani et al. (2005):

a) **Silicificação e hematização:** Silica maciça e vuggy com quartzo microcristalino e sulfetos muito subordinados, parcial- ou totalmente substituídos por hematita, além de de pirofilita, alunita e restos instáveis de feldspatos

b) **Alteração argílica avançada com alunita e quartzo:** Alunita + natroalunita + andaluzita + corindon + pirofilita + quartzo + rutilo + woodhousenita–svambergita + barita +

pirita + calcopirita + bornita + covellita + galena + esfalerita + enargita–luzonita + cobre, prata e ouro nativos.

**c) Alteração argílica avançada:** Pirofilita + quartzo + pirita + andaluzita + diásporo + rutilo + woodhousenita–svanbergita + turmalina + fluorita + hematita.

**d) Alteração argílica intermediária:** Caolinita + dickita + sericita + clorita + relíquias de feldspato.

**e) Alteração sericítica:** Sericita + quartzo + zeólita + argilo-minerais + sulfetos.

**f) Alteração propilítica:** Epidoto + clinozoisita + clorita + actinolita + albita + zeólita + carbonatos + sulfetos.

#### 4 DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO

Todas as etapas propostas foram desenvolvidas conforme previsto no Projeto Inicial, porém, devido as dificuldades encontradas estas tiveram mudanças apenas na quantidade de amostras analisadas e o período em que estas atividades seriam realizadas. A relação de todas as etapas de trabalho, e sua distribuição temporal, pode ser observada na Tabela 3.

**Tabela 3** – Sumário das principais atividades desenvolvidas neste trabalho e sua distribuição ao longo do ano de 2009.

ETAPAS DE TRABALHO	MAR	ABR	MAIO	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV
Levantamento Bibliográfico									
Projeto Inicial									
Petrografia									
Microscopia de Minérios									
Análises MEV									
Análises MSE									
Análise dos Resultados									
Relatório de Progresso									
Estudos Comparativos									
Redação da Monografia									

Durante a revisão bibliográfica foi pesquisado o contexto geológico da Província Aurífera do Tapajós e sua mineralização do tipo HS, tanto os aspectos teóricos deste tipo de mineralização como alguns exemplos no mundo a fim de comparar com os resultados obtidos neste trabalho, tanto na revisão bibliográfica quanto os dados inéditos aqui apresentados. Esta revisão ainda passou pelos conceitos teóricos dos métodos analíticos utilizados. Os dados obtidos foram utilizados em todas as etapas do projeto, desde sua elaboração até a parte de interpretação dos resultados.

A petrografia de seções delgadas e polidas serviu para embasar as análises por MSE e MEV, diversas lâminas foram descritas em trabalhos anteriores para se definir a

mineralogia básica das zonas de alteração hidrotermal, além de caracterizar sua filiação HS (Juliani, 2002; Picolini, 2004; Juliani *et al.*, 2005).

A etapa mais importante desse trabalho foram as análises por MEV, as quais mostraram os resultados mais significativos, permitindo identificar minerais típicos de depósitos HS que ainda não haviam sido descritos na PAT. Porém, também representou a etapa com maiores dificuldades pois o Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Instituto de Geociências da UNICAMP, passou por mudança de prédio durante o período, sendo assim, não foi possível analisar um maior número de amostras e, apesar da análise ter sido realizada em Maio, os resultados foram disponibilizados apenas após a entrega do Relatório de Progresso, em Agosto.

A análise por MSE destinou-se a identificação da composição dos minerais de ganga das zonas de alteração hidrotermal, onde possível, foram levantados pontos de borda – núcleo, a fim de encontrar algum indício químico que evidenciasse evolução do fluido ou de fases fluidas.

Estas análises visaram a caracterização química dos minerais de minério e de ganga de diferentes fácies de alteração hidrotermal. Foram identificadas algumas inclusões e substituições, objetivando subsidiar o entendimento da evolução do fluido hidrotermal em relação à variação da temperatura e do estado de oxidação. O zonamento químico de alguns minerais de amostras selecionadas, foi mapeado em MEV por EDX, para caracterizar estágios de cristalização, aglutinação e dissolução. Por esse método foram também identificados minerais de granulação muito fina.

## **5 RESULTADOS OBTIDOS**

Aqui serão apresentados os dados obtidos com os métodos analíticos descritos anteriormente. Serão descritos, inicialmente, os dados da petrografia, posteriormente, os dados obtidos por MEV e MSE.

Estes resultados serão interpretados no capítulo subsequente, no qual também será realizada a comparação com outros depósitos hidrotermais.

### **5.1 Análises petrográficas**

Nessa atividade foram descritas 16 seções delgadas de testemunhos de sondagem rotativa FV3, e provenientes de afloramentos da série X1 e V3, boa destas seções foram analisadas, também, na MSE. Já as seções polidas descritas foram as mesmas que foram analisadas por MEV.

A seguir são apresentadas as principais características observadas em cada seção delgada descrita:

- V3-01/03: Rocha com cristais grossos de quartzo, feldspato e biotita, pervasivamente sericitizada, por vezes, obliterando completamente o feldspato e preenchendo fraturas do quartzo. Em alguns pontos aparece um pouco de epidoto. Os opacos possuem hábito cúbico, sugerindo se tratarem de sulfetos (prancha fotográfica 1 - foto 4).
- FV3-2/1B: Possível brecha hidrotermal silicificada com duas gerações de quartzo, uma fina e outra grossa, sendo a fina a mais abundante, possui, ainda, pirofilita, alunita, rutilo e opacos (possíveis sulfetos) (prancha fotográfica 1 - foto 2).
- V3-01/02: Possível brecha hidrotermal silicificada com rutilo e argila, além de uma porção opaca e preta que passa a dominar boa parte da amostra.
- V3-01/09: Uma possível rocha ultramáfica metassomatizada com matriz cloritica fina e megacristais completamente alterados para turmalina, clorita e quartzo, possui ainda rutilo e epidoto (prancha fotográfica 1 - foto 1).
- V3-01/07: Veio de alunita grossa, com cristais arborescentes (*branchings*) com inclusões de apatita, rutilo e zircão, sendo que em algumas regiões há grande concentração de rutilo. Todos os cristais estão orientados segundo o crescimento da alunita (prancha fotográfica 1 - foto 5).
- FV3-4/30: Rocha silicificada, com hematita e pirofilita (prancha fotográfica 1 - foto 8).
- FV3-2/8: Rocha silicificada com leitos de alunita de granulação média a grossa. Entre esses leitos ocorrem cristais esparsos de alunita mais fina (prancha fotográfica 1 - foto 7).
- FV3-2/8B: Rocha silicificada, com alunita desde muito fina a média e com alguns cristais de rutilo (prancha fotográfica 1 - foto 6).
- V3-01/11: Possível brecha hidrotermal silicificada e com grande quantidade de alunita, além de rutilo (prancha fotográfica 1 - foto 3).
- FV3-01/29: Amostra do *Silica cap* com pirita e veios de pirofilita em duas gerações, uma mais grossa e outra mais fina, aparecem, ainda, cristais silicificados de feldspato. Ocorre, também, cristais de andaluzita, por vezes alterada para argila, em meio a pirofilita (prancha fotográfica 2 - fotos 1 e 2).

- FV3-01/34B: Rocha silicificada com muscovita e megacristais de topázio. Existem duas gerações de muscovita e o topázio apresenta-se com inclusões de quartzo e cortado por veios de pirita, o que indica que a formação do topázio ocorreu posteriormente à silicificação da rocha e anteriormente a formação da pirita (prancha fotográfica 2 - fotos 3, 4 e 5).
- FV3-01/34A: Rocha silicificada com veios de megacristais de andaluzita e porções com pirofilita. A outra metade da seção delgada está completamente pirofilitizada e com alguns megacristais de andaluzita, a rocha ainda possui pirita (prancha fotográfica 2 - fotos 6, 7 e 8).
- X1-25/4: Pórfiro com alteração sódica, composto por oligoclásio, por vezes sericitizado, hornblenda, clorita e quartzo (prancha fotográfica 2 - foto 9).
- X1-25/1: Pórfiro com anfibólio, feldspato mirmequítico, pirita, rutilo e óxidos e hidróxidos de ferro (prancha fotográfica 2 - foto 10).
- X1-37/1: Pórfiro intensamente silicificado e sericitizado, por vezes com relíquias de fenocristais bi-piramidais de quartzo ígneo (prancha fotográfica 2 - foto 11).
- FV3-01/21: Brecha hidrotermal silicificada cortada por veios de alunita (prancha fotográfica 2 - foto 12).

As fotomicrografias dessas lâminas podem ser encontradas na Prancha Fotográfica 1.

As descrições de seções polidas mostram que predominam piritas e calcopiritas na mineralogia de minério, também foi identificado, em uma amostra, grandes quantidades de covellina. A pirita apresenta hábito idiomórfico, em geral de granulação mais grossa, mas varia até cristais xenomórficos, geralmente de granulação mais fina.

## **5.2 Análises de Minerais em MEV**

Segundo Goldstein *et al.* (1992), o MEV consiste de um feixe de elétrons e 2 ou mais lentes eletrônicas, ambos operando no vácuo. O canhão de elétrons produz um feixe e os acelera a uma energia de 1 a 40 keV. Porém, o diâmetro do raio é muito grande para gerar uma imagem a alta magnificação, logo, são utilizadas lentes elétricas para reduzir o diâmetro do feixe, tornando-o menor e focado.

A interação do feixe de elétrons com a amostra gera muitos sinais que podem ser

utilizados para modular a intensidade da visualização em um Tubo de Raios Catódicos e produzir uma imagem. Os sinais mais utilizados para esse fim são: elétrons secundários (SEs) e elétrons retroespalhados (BSEs), estes sinais são detectados por um detector elétrico conhecido por Everhart–Thornley (E–T), o qual é formado por um cintilador, um tubo de luz e um tubo fotomultiplicador, é isolado eletricamente do restante e possui, na frente, uma tela de malha de arame em um potencial de aproximadamente +300 V. Esta tela de carga positiva drena os elétrons de baixa energia para o detector. Para se formar uma imagem de alta qualidade a fonte dos elétrons deve estar localizada no ponto em que o raio entra na superfície da amostra.

O MEV possui, ainda, um analisador por fluorescência de raios X, o que permite a quantificação dos elementos em que o feixe de elétrons incide.

Estas análises podem ser realizadas por EDS (*energy dispersive spectrometer*) ou WDS (*wavelength dispersive spectrometer*). A chave para entender como estas análises funcionam, é a relação de que cada pulso de voltagem é proporcional a energia (EDS) ou ao comprimento de onda (WDS) que vem do feixe de raio X. O papel do CXA (*computer x-ray analyser*) é de estabelecer essa relação e apresentá-la de uma forma que o operador possa interpretá-la.

As análises no MEV foram realizadas em 3 dias sendo analisadas 4 amostras. Nestas análises procurou-se analisar, principalmente quais seriam os pequenos minerais inclusos na pirita ou fora dela, em especial os que apresentassem maior densidade, que no MEV, é traduzido como mais claros.

Cabe lembrar que o MEV realizado em seções polidas não possibilita a separação de polimorfos, quando estas são feitas no texto, são baseadas nos polimorfos mais comuns, ou os que melhor se encaixem na faixa de temperaturas possíveis para o depósito em questão.

Nesta seção será apresentado um resumo dos dados adquiridos, já as fotos com as análises do MEV, assim como a comparação destas análises com as da literatura serão apresentados nas pranchas fotográficas subseqüentes.

O memorial de cálculos das análise no MEV pode ser encontrado no Anexo 1.

- FV3-1/17:

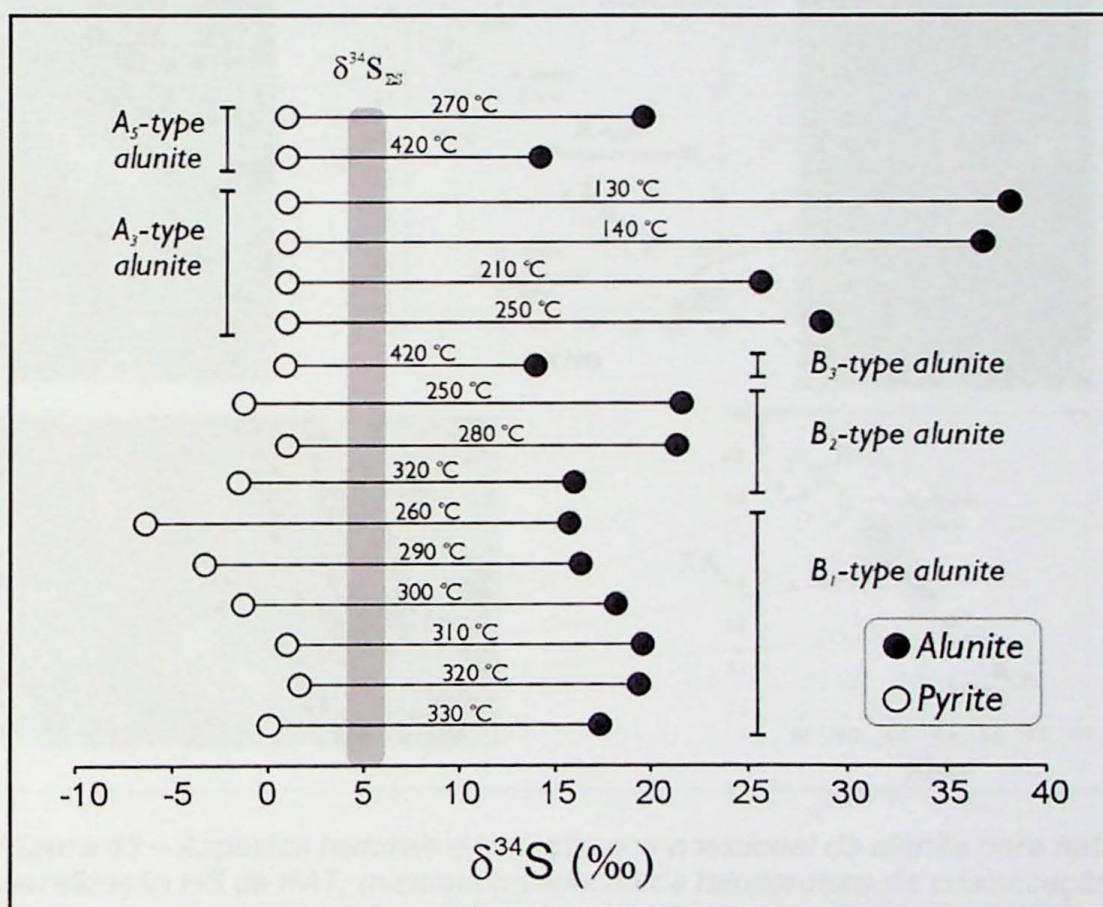
Nesta amostra, assim como nas outras, o mineral de minério principal é a pirita, que ocorre desde granulação fina até grossa. Incluso na pirita encontramos cristais de rutilo, de zircão e da série de solução sólida enargita ( $\text{Cu}_3\text{AsS}_4$ ) – famatinita ( $\text{Cu}_3\text{SbS}_4$ ). O zircão apresenta apenas um pouco de háfnio, e nenhum outro ETR (elemento terra rara) que costuma apresentar, como visto na literatura.

A solução sólida enargita – famatinita é composta principalmente por enargita, pois a

porcentagem de Sb é muito baixa. Vale ressaltar que este método não permite a distinção entre a enargita e o seu polimorfo de baixa temperatura a luzonita, entretanto, como descrito por Juliani (2002) e Juliani *et al.* (2005), este sistema epitermal foi de temperatura relativamente alta, determinado pelas paragênese mineral e pelo fracionamento de isótopos estáveis entre pares de minerais (Fig. 12), chegando a cristalizar até mesmo andaluzita, logo, torna-se mais factível que o polimorfo deste sulfossal seja o de alta temperatura, ou seja, a enargita.

Em outro ponto dessa secção encontramos um cristal de rutilo com diversas inclusões de zircão, quartzo, andaluzita e da série de solução sólida alunite ( $KAl_3(OH)_8(SO_4)_2$ ) – natroalunite ( $NaAl_3(OH)_8(SO_4)_2$ ).

Uma inclusão interessante encontrada nesse mesmo cristal de rutilo é de um mineral que ainda não foi identificado composto por Al, P, K, Na e Ti.



**Figura 12** – Temperatura de formação da mineralização HS da TAP, determinada com base na partição do <sup>34</sup>S entre a pirita e a alunite (Juliani *et al.*, 2005). As amostras estão organizadas da superfície (de cima) para os níveis mais profundos (até cerca de 200 m)

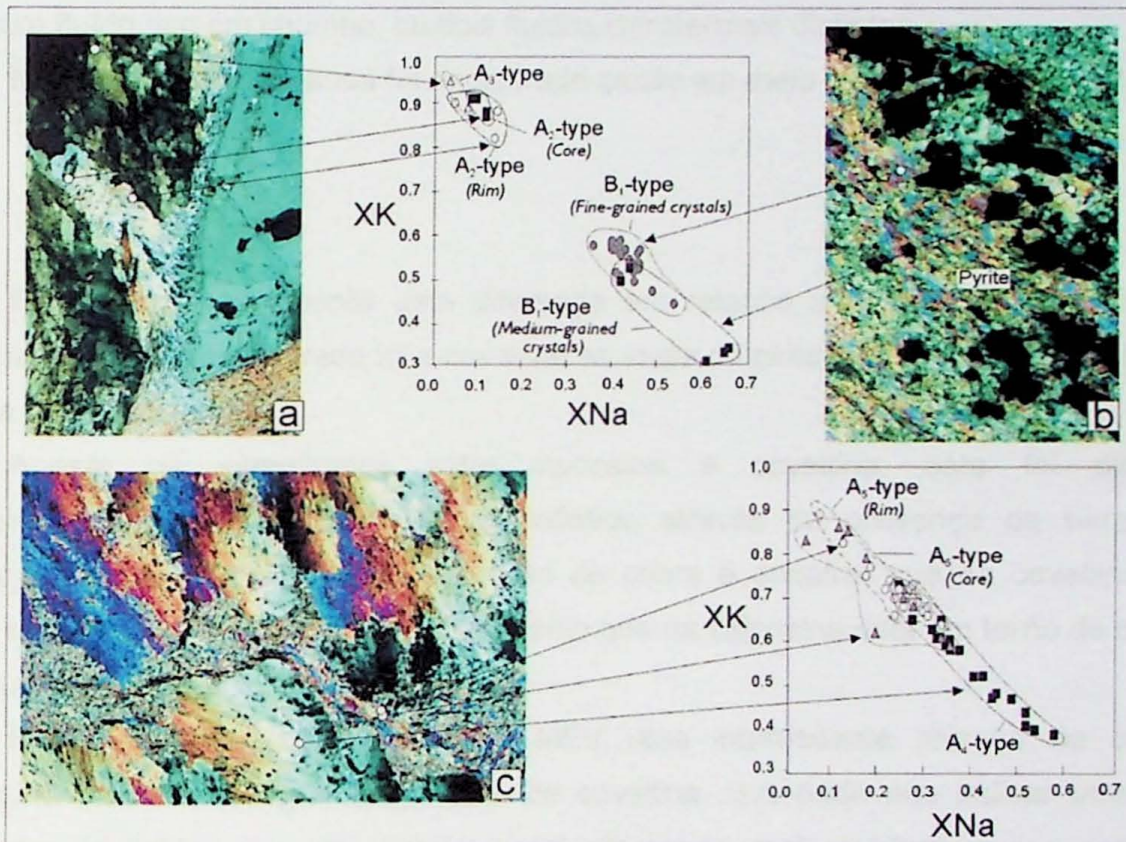
- FV3-3/6:

Uma grande variedade mineralógica foi encontrada nesta amostra, incluso na pirita foi encontrada relíquias de clinopiroxênio, possivelmente augita, rutilo, calcopirita, uma solução sólida de natroalunite–jarosita ( $KFe_3(OH)_8(SO_4)_2$ ) onde predomina a jarosita, pela primeira

vez identificada nesse mineralização, já que somente variações entre alunita e natroalunita havia sido identificada por Juliani *et al.* (2005), como pode ser observado na Figura 13.

É importante notar que bordas de cristais de andaluzita chegam a envolver grãos de pirita, em meio a uma matriz de alunita, sugerindo que a pirita cristalizou-se em temperaturas mais altas o quê, juntamente com as inclusões de enargita–famantita, indica um aumento da temperatura do sistema hidrotermal.

Além desses, mais três minerais foram encontrados inclusos na pirita, porém estes ainda não foram identificados. O primeiro deles é um telureto de alumínio e ferro, o outro aparentemente, é uma enargita, com presença de zinco e ferro, que conforme Klein (1937) é uma substituição comum neste mineral, porém, existe ainda a presença de telúrio, o que não tornou possível sua identificação. Já o terceiro é um sulfossal de bário e molibdênio.



**Figura 13** – Aspectos texturais e variação composicional da alunita para natroalunita da mineralização HS da PAT, mostrando variação da temperatura de cristalização (maior para a natroalunite) em diferentes gerações (Juliani *et al.*, 2005).

Em outra porção da seção polida foi identificada uma aparente solução sólida entre woodhouseita ( $\text{CaAl}_3(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$ ) – svanbergita ( $\text{SrAl}_3(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$ ), porém com a presença de ETRL (elementos terras raras leves) como o lantânio, cério e neodímio. Este mineral sofreu alunitização, possuindo bordas serrilhadas com veios de alunita cortando porções do mineral.

Próximo ao mineral acima descrito, ocorre woodhouseita com uma borda de um mineral da mesma família, porém com grande quantidade de chumbo, acredita-se que este

mineral é a hinsdalita  $((\text{Pb,Sr})\text{Al}_3(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})_6)$ . Ao lado vemos, ainda, um cristal de rutilo.

Em outra porção da mesma amostra ocorre um zonamento mineral interessante. No núcleo, aparentemente não alterado, ocorre um fosfato, possivelmente woodhouseita, com lantânio, cério e neodímio. A borda é uma solução sólida de woodhouseita – svanbergita também com a presença dos ETRs supracitados. Envolve esse núcleo uma possível woodhouseita com presença de bário e chumbo e na borda ocorre um mineral parecido com a hinsdalita, porém, sem a presença de fosfato. Este mineral pode ser interpretado com o produto da reação da borda desse mineral, rico em chumbo, com o processo de alunitização que ocorreu ao redor dele.

Este tipo de zonamento indica ou um fluido inicialmente com terras raras evoluindo para um fluido rico em chumbo, ou dois fluidos hidrotermais distintos.

Nesta seção polida ainda foi encontrado zircão em meio a uma matriz com alunita.

- FV3-3/15B

Esta amostra apresenta uma diferença em relação as demais, nesta, o principal mineral de minério encontrado foi a covellina ao invés da pirita, como comumente ocorre nas outras amostras.

Apesar da semelhança entre calcosina e covellina, esta foi diferenciada primeiramente, em petrografia de luz refletida através da presença da birrefringência alaranjada característica e pela proporção de cobre e enxofre, que na covellina gira em torno de 66% de Cu para 33% de S, enquanto que na calcosina está em torno de de 80% de Cu para 20% de S.

Entretanto, pode-se observar no MEV uma interessante relação de cristais de calcosina inclusos nos grandes cristais de covellina. Isto pode nos indicar uma possível evolução do fluido, com um estágio inicial um pouco mais oxidado que o estágio final, quando cristalizou-se pirita e alunita nas outras amostras.

Incluso neste mesmo cristal de covellina ocorre ainda um possível cristal de tiemannita (HgSe). Como pode ser verificado na análise, aparecem ainda, S e Cu, porém, como estão em pequena porcentagem e a relação Hg e Se está próxima da descrita na literatura de 71% para 28%, pode-se interpretar que o S e o Cu foi introduzido no mineral devido a trocas iônicas com a covellina hospedeira, o que causou também uma redução nos teores de de Hg e Se (prancha fotográfica 3 - foto 6).

Existe, ainda, um mineral não identificado composto por alumínio, e sílica e pouco cobre. Apesar de semelhante a uma caolinita este contém uma porcentagem de sílica superior ao descrito para este mineral na literatura, além da presença do cobre.

Em outra porção da secção ocorre um mineral zonado, com covellina envolta por pirita, que é novamente envolvida por covellina. Incluso na pirita encontra-se andaluzita, indicando que o fluido de maior temperatura deve ter sido anterior aos outros que formaram a pirita e a covellina.

Próximo a este cristal há um mineral ainda não identificado, formado por sulfato, cobre e bismuto, podendo tratar-se de uma riomarinaita ( $\text{Bi}(\text{OH})\text{SO}_4\text{H}_2\text{O}$ ) porém, com parte do Bi substituído por Cu.

Ocore ainda covellina com inclusão de andaluzita com presença de gálio, em outra porção da secção.

- FV3-1/25:

Esta amostra contém um veio de alunita por onde, segundo Juliani *et al.* (2005), a mineralização de ouro deve ter se dado. Este veio corta uma matriz de quartzo e alunita, sendo que o veio também é composto por estes dois minerais, porém com uma proporção maior de alunita, que possui bordas de reação composta por Si e Al. No veio ainda ocorre enargita – famatinita, predominando a enargita, e pirita. Associado á pirita há um mineral composto por S, Cu, Fe, Se, Cl, Al e grande quantidade de prata e pelas porcentagem desses elementos, deve tratar-se de uma aguilarita ( $\text{Ag}_4\text{SeS}$ ) com inclusões de clorargirita ( $\text{AgCl}$ ), a presença de Fe, Cu e Al, pode ser explicada por interferência da análise, pois este mineral é de tamanho reduzido e encontra-se dentro de um veio de alunita (prancha fotográfica 3 - fotos 1, 2, 3, 4 e 5).

Neste veio há a presença de ouro nativo, identificado por EDS.

Em outras porções da secção ocorre outro mineral que ainda não pode ser identificado, composto por sulfato, alumínio, cobre, zinco e arsênio. Incluso na pirita ocorre, monazita e esfalerita, esta última com grande quantidade de ferro, o que segundo Klein (1937) indica que o mineral se formou a altas temperaturas.

Um cristal de rutilo foi analisado, apresentando pequena porcentagem de ferro e sílica, e em porções mais claras identifica-se ainda cromo e estanho, também em pequenos teores. Incluso nesse mineral há barita, porém, com uma grande porcentagem de titânio, talvez devido a interferência analítica com o rutilo que a envolve.

Outro mineral ainda não identificado é um sulfato de ferro, de formato globular, formando aglomerados, distribuídos próximo a esse cristal de rutilo. Um mineral com composição semelhante seria a melanterita ( $\text{Fe}^{++}\text{SO}_4\cdot 7(\text{H}_2\text{O})$ ), porém dadas as proporções de 70% de sulfato e 30% de ferro, fornecidas pelo MEV, toda água da melanterita teria que ter sido substituída por sulfato.

Num cristal de pirita idiomórfico foram identificadas inclusões de ouro mas nalgumas

análises há Fe e S, que deve ser devido a interferência analítica, dadas as dimensões reduzido das inclusões. Outras inclusões são formadas por sílica, sulfato, alumínio, sódio e ferro, além de ter um pouco de potássio. Esse mineral ainda não pôde ser identificado.

Na matriz dessa rocha ocorre sulfato de alumínio com fosfato e potássio, o qual ainda não foi identificado, apesar da semelhança com a alunita, este possui maior porcentagem de alumínio e sulfato do que a alunita, além da presença de fosfato.

Associado a pirita encontra-se um mineral da série de solução sólida tetraedrita ((Cu,Fe)<sub>12</sub>Sb<sub>4</sub>S<sub>13</sub>) – tennantita (Cu,Fe)<sub>12</sub>As<sub>4</sub>S<sub>13</sub>), mais próximo da tennantita. Nesta mesma região da secção foi encontrado um mineral sulfato, sílica, titânio e com pouco ferro e alumínio incluso em um cristal de rutilo, este mineral ainda não foi identificado. Outro mineral incluso neste rutilo é um sulfato de titânio, cobre, estanho e zinco, com baixas porcentagens de cádmio, ferro e sílica. Em outro local encontra-se um mineral semelhante a (Y)-saryarkita (Ca(Y,Th)Al<sub>5</sub>(SiO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>(PO<sub>4</sub>,SO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>(OH)<sub>7</sub>6(H<sub>2</sub>O)), porém sem Y ou Th, mas com presença de Ce e Nd, além de ser enriquecido em Al e sulfato.

Incluso na pirita foi analisado um mineral de composição próxima à da Izoklakeita (Pb<sub>27</sub>(Cu,Fe)<sub>2</sub>(Sb,Bi)<sub>19</sub>S<sub>57</sub>), porém empobrecida em Pb e Sb, e enriquecida em Fe, Cu e S, além de possuir As e Mo, que tradicionalmente substituem Sb e Bi respectivamente.

Outra inclusão nesta mesma pirita é a de um mineral semelhante a tetraedrita, porém com presença de silício e baixa porcentagem de As e Sb, entretanto pode-se tratar de uma calcopirita com substituições por as e Sb, mas a presença do silício ainda é um problema para essa interpretação.

### 5.3 Análises de Minerais por MSE

Foram analisadas 7 seções delgadas, procurou-se detalhar a mineralogia das zonas de alteração hidrotermal, onde possível, procurou-se realizar análises no centro e na borda dos minerais a fim de se procurar indícios da evolução do fluido magmático.

As análises foram realizadas com as rotinas para análise de feldspatos e outra para identificação de micas e clorita. Andaluzita e pirofilita foram analisadas, também, com esta última rotina, pois os óxidos maiores são os mesmos e a quantidade de água de cada membro também é parecida.

O memorial de cálculos das análise na MSE pode ser encontrado no Anexo 2.

Já os outros minerais descritos foram analisados, também, com uma destas duas rotinas, sacrificando-se exatidão por ganho de tempo, a fim de identificar o maior número de minerais possíveis.

- FV3-01/47:

Nesta amostra há cristais de clinocloro que apresentam ligeiro aumento na porcentagem

de sódio do núcleo para a borda do mineral, em torno de 0,5%. Nesta amostra este foi o único mineral analisado.

- X1-25/4:

Nessa amostra encontra-se algumas relíquias de minerais ígneos preservados em meio a assembléia hidrotermal, como é o caso da ferro-hornblenda, que apresenta enriquecimento de titânio, magnésio e sílica, em torno de 2% do núcleo para a borda do mineral, enquanto que alumínio e ferro mostram uma queda em sua porcentagem, em torno de 1%.

Já a análise de clinocloro mostrou um ligeiro aumento de ferro, do núcleo para a borda do mineral, em torno de 1%, porém, a análise de outro cristal deste mesmo mineral apresentou redução da porcentagem de ferro do núcleo para a borda, em torno de 1,5%.

Também foi encontrado um cristal de oligoclásio com uma inclusão de prehnita, mineral esse que ocorre associado à mineralização de ouro do tipo pórfiro do Palito (Juliani *et al.*, 2009).

A borda deste cristal de prehnita mostra uma grande quantidade de ferro, em relação ao núcleo, um aumento de aproximadamente 10%, enquanto que o cálcio diminui cerca de 7% e o sódio aumentou cerca de 2%.

- X1-37/1:

A análise de um cristal de microclínio com uma borda alterada nos mostra que esta borda é enriquecida em sílica, em torno de 3%, e empobrecida em alumínio e potássio, em aproximadamente 1%, e em ferro e sódio em torno de 0,5%.

- FV3-01/34A:

A assembléia mineral analisada nesta amostra é caolinita (ou dickita), andaluzita, pirofilita e rutilo. Ocorrem ainda alguns cristais de microclínio, porém, a soma do total dos óxidos está em torno de 93%, sendo que o normal para feldspatos é próximo do 100%. Este fato pode ser explicado pois estes cristais encontram-se alterados para sericita.

A andaluzita por vezes mostra uma borda alterado para pirofilita, onde percebe-se um aumento significativo na porcentagem de água do núcleo para a borda, indicativa de sua substituição por pirofilita e/ou diásporo, com a queda da temperatura.

- FV3-01/34B:

Nesta amostra encontra-se um mineral que não havia sido descrito anteriormente nestas rochas, o topázio, mineral típico deste tipo de ambiente. A porção alterada desse mineral enriquece-se em sílica e empobrece-se em alumínio e flúor. Nota-se ainda que onde ocorre

topázio não ocorre andaluzita, indica a existência de uma diferença química entre os fluidos hidrotermais, ou uma evolução do fluido, que cristalizou inicialmente topázio e depois, ao diminuir a quantidade de flúor, cristalizou andaluzita e pirofilita, ou vice-versa. Outro mineral identificado nesta secção delgada foi a sericita.

- FV3-01/29:

Nesta amostra a matriz é composta por pirofilita e caolinita, com relíquias de feldspatos ígneos intensamente hidrotermalizados. Observa-se também que os cristais de andaluzita encontram-se alterados para caolinita, sendo possível observar, até mesmo, pseudomorfos de andaluzita caolinitizados, que é uma reação típica de alteração argílica. A assembléia hidrotermal de mais alta temperatura, composta por pirofilita, andaluzita, quartzo e feldspato (reliquias) foi afetada por uma alteração argílica posterior, indicando redução da temperatura e alteração da composição dos fluidos hidrotermais.

A análise de um cristal de pirofilita idiomórfica, com pontos no núcleo e na borda deste cristal, mostrou perda de aproximadamente 1% de sílica e um aumento de alumínio de cerca de 1% também.

- X1-25/1:

Nessa amostra há anfibólio hastingsítico, titanita, clinocloro, microclínio e zeólita, uma solução sólida entre analcima ( $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6(\text{H}_2\text{O})$ ) – wairakita ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}\cdot 2(\text{H}_2\text{O})$ ). O microclínio ocorre como relíquias de megacristais e de intercrescimento granofírico. A diferença química de ambos tipos é de 3% a mais de sílica, 1% a mais de potássio, 2% a menos de alumínio e 2% a menos de sódio para o granofírico.

De acordo com o item de trabalhos prévios, a presença de zeólitas é importante pois estas possuem campos de estabilidade de pressão e temperatura bem definidos, assim, indicando proximidade da fonte de calor e a zona de ebulição, onde os altos teores de ouro podem ser encontrados, sendo assim importantes na prospecção deste bem mineral.

## 6 INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A mineralogia encontrada nas rochas estudadas comprova se tratar de rochas que sofreram alteração hidrotermal do tipo *high-sulfidation*, como já havia sido descrita por Nunes (2001), Juliani (2002), Picolini (2004) e Juliani *et al.* (2005).

Estes autores caracterizaram o depósito e suas zonas de alteração hidrotermal através de estudo petrográficos e analíticos com MSE, MEV e difração de raios X.

A zona de silicificação e hematização é composta por quartzo microcristalino e contém pirofilita, alunita, sulfetos e cristais de feldspato reliquiares.

Já a zona de alteração argílica avançada com quartzo e alunita tem inclusões nas piritas de enargita – luzonita, calcopirita, bornita, covellina, alguns pequenos grãos de cobre e prata nativos, galena e esfalerita, o ouro nativo ocorre na matriz pirofílica e como pequenas inclusões na covellita.

A andaluzita ocorre na zona de alteração argílica avançada, junto com pirofilita, quartzo, pirita, diásporo e rutilo. Woodhouseita – svanbergita, turmalina, fluorita e hematita também estão presentes. Importante notar que a assembléia pirofilita, andaluzita, quartzo indica uma temperatura maior que 330 °C para esta zona (Hemley *et al.*, 1980). Foram descritos, ainda, finos cristais de coríndon.

Juliani *et al.* (2005) separou ainda uma zona de alteração argílica intermediária, caracterizada pela presença de caolinita e, localmente, dickita, sericita, clorita e feldspatos remascentes.

A zona de alteração sericítica é caracterizada por intensa sericitização, além da presença subordinada de minerais de argila.

Já a zona de alteração propílica é caracterizada pela assembléia típica clorita, epidoto, carbonato, feldspato, sericita, quartzo e pirita.

Neste trabalho foi detalhada um pouco mais a mineralogia dessas zonas de alteração, em especial a mineralogia da zona de alteração argílica avançada, utilizando o MEV. Foram encontrados alguns minerais que ainda não foram classificados, podendo até, serem minerais novos, considerando que este tipo de ambiente é propício para que isto aconteça. Além disso encontramos alguns minerais típicos de ambiente *high-sulfidation* que não haviam sido descritos anteriormente nessa mineralização na PAT.

Os minerais que não puderam ser identificados são os seguintes:

- Telureto de alumínio e ferro;
- Um mineral semelhante a uma enargita porém com telúrio;
- Sulfossil de bário e molibdênio;
- Aluminossilicato com um pouco de Cu;
- Possível riomarinaita porém com Cu;
- Andaluzita com presença de Ga;
- Sulfato de Al, Cu, Zn e As;
- Sulfato de Fe;
- Mineral composto por sílica, sulfato, Al, Na e Fe;
- Sulfato de Al, fosfato e K;
- Mineral composto por sílica, sulfato e Ti com um pouco de Fe e Al;

- Sulfato de Ti, Cu, Sn e Zn com Cd, Fe e sílica subordinados;
- Possível (Y)-saryarkita sem Y ou Th, mas com Ce, Nd.

Estes minerais podem não ter sido identificados ainda ou por problemas analíticos, ou por se tratarem de minerais novos. Os erros analíticos mais comuns são, por exemplo, o mineral analisado ser muito pequeno e o raio do feixe analisar o mineral que está em volta em conjunto, ou o mineral analisado ser muito fino e o feixe analisar, também o mineral que está logo abaixo. Porém, vale ressaltar que este tipo de ambiente possui muitos elementos e é altamente dinâmico, sendo assim, possui alta probabilidade de formarem minerais novos.

Apesar de não ter sido identificados, a presença de teluretos e sulfatos reforça a característica *high-sulfidation* desse depósito, sendo comum a presença de teluretos de prata e ouro, os quais não foram encontrados neste trabalho.

Um mineral encontrado nesse trabalho, que não havia sido descrito anteriormente, é a tiemannita, que está inclusa em uma covellita. Sua análise mostrou pequenas quantidades de Cu e S, que provavelmente são devido a erro analítico, pois este encontra-se incluso na covellita.

Este mineral foi descrito no depósito do mioceno de Buckskin Mountain, no distrito de Nevada, nos Estados Unidos (Vikre, 2007). Neste depósito este mineral ocorre associado ao cinábrio, e forma um depósito de Hg próximo a superfície, abaixo dessa zona mineralizada em Hg, ocorrem veios de metais preciosos.

Este mineral descrito no depósito da PAT pode indicar uma mineralização de Hg nesta região, e atuar como traçador para prospecção de novas jazidas de Au.

De fato, há anos são destacadas anomalias de mercúrio em áreas sem garimpos, sem que possam ser atribuídas a elas gênese por atividade antrópica, o que gera interessantes implicações para as questões relacionadas o meio ambiente, bem como para prospecção mineral, pois elevadas concentrações podem também ter origem natural devido à presença de mercúrio em mineralizações epitermais.

Outro mineral que não havia sido descrito anteriormente são os da solução sólida tetraedrita – tennantita, muito comuns neste tipo de depósito, com o de Motomboto na Indonésia (Perelló, 1994), Lepanto nas Filipinas (Gonzalez, 1959; Garcia, 1991 e Arribas Jr. *et al.*, 1995), Chinkuashih em Taiwan (Huang, 1955; Hwang & Meyer, 1982; Tan *et al.*, 1993), Zinjinshan na China (Zhang *et al.*, 1994), Summitville nos Estados Unidos (Steven & Ratté, 1960; Stoffregen, 1987), Goldfield nos Estados Unidos (Ransome, 1907 e 1909; Ashley, 1974; Vikre, 1989), Paradise Peak nos Estados Unidos (John *et al.*, 1991; Sillitoe & Lorson, 1994), Pueblo Viejo na República Dominicana (Muntean *et al.*, 1990; Russel e Kesler, 1991), Julcani no Peru (Petersen *et al.*, 1977; Deen, 1990; Rye, 1993), El Indio–Tambo no Chile (Siddeley & Araneda, 1986; Jannas *et al.*, 1990). À exceção dos depósitos de Pueblo Viejo e

Zijinshan, os quais são mesozóicos, o restante, são todos cenozóicos.

Estes minerais em conjunto com os outros já descritos mostra uma relação interessante, uma vez que há cristais de enargita–luzzonita inclusos em pirita (Nunes, 2001; Juliani *et al.*, 2005), indicando uma  $fO_2$  relativamente mais elevada anterior à precipitação da pirita, pode-se deduzir que houve oscilações  $fO_2$  do fluido, com características iniciais *high-sulfidation* (indicada pelas inclusões de enargita–luzzonita), passando para *intermediate-sulfidation* (indicado pelas paragêneses com pirita e calcopirita) e voltando a *high-sulfidation* (indicado pela covellina) tardia, como pode ser observado na Figura 9. Essas oscilações podem ter ocorrido diversas vezes, como sugerido pelas relações texturais e como seria esperável nesses sistemas hidrotermais. Corrobora essa interpretação a existência duas gerações de pirita, uma como cristais finos e xenomórficos e outra com cristais mais grossos e idiomórficos.

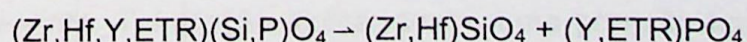
Importante notar que incluso na pirita encontra-se ainda andaluzita, o que evidencia que o fluido de maior temperatura deve ter sido anterior aos outros que formaram a pirita e a covellina.

Estes resultados são consistentes com o tipo de depósito estudado e são muito interessantes pois mostram traços de ouro incluso na pirita. Em veios de alunita foram identificados ouro nativo e aguilarita com inclusões de clorargirita, confirmando a relação dos fluidos ácidos com a mineralização de metais preciosos e reforçando sua característica epitermal e *high-sulfidation*.

Outro ponto interessante é a presença de aguilarita com inclusões de clorargirita no um veio de alunita. Estes minerais foram descritos em diversos depósitos HS, como em Pueblo Viejo (Kesler *et al.*, 2003) e no depósito de Pongkor na Indonésia (Warmada *et al.*, 2003) entre outros. Nestes depósitos a prata nativa ocorre com outros sulfetos de prata subordinados, como aguilarita, acantita, proustita, piragirita, e pearcita.

É interessante notar que estes minerais, aguilarita e clorargirita, foram encontrados, até o momento apenas no veio de alunita que, segundo Picolini (2004), caracteriza a segunda fase de alteração hidrotermal do depósito. Sendo assim podemos concluir que o ouro estava presente na primeira e segunda fases da alteração, enquanto que a prata depositou-se apenas na segunda fase de alteração por veios.

O zircão com háfnio e a woodhouseita com ETRs podem estar relacionados. Segundo Pan (1997) e Tomaschek *et al.* (2003), zircão com háfnio indica um zircão recristalizado a partir da seguinte equação:



A woodhouseita é um mineral formado por fosfato, sulfato, cálcio e alumínio, porém,

foram encontrados alguns minerais com composição semelhante à desse mineral, mas com a presença de alguns ETRs como La, Ce e Nd. De acordo com a fórmula acima a recristalização do zircão gera um mineral de fosfato com ETRs, que ao reagirem com um fluido rico em sulfato, cálcio e alumínio, típico deste tipo de ambiente, poderia formar a woodhouseita com ETRs.

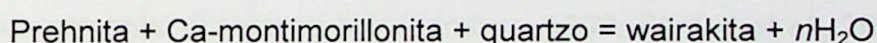
Este fato, aliado a descrição de uma possível prehnita inclusa em um feldspato, identificada por MSE, indica que estas rochas passaram por um metamorfismo fraco a incipiente durante a formação deste sistema hidrotermal.

Porém, é preciso pesquisar se esta reação ocorre na mesma faixa de temperatura e pressão que a reação de formação da prehnita ocorre. Caso seja confirmado, a woodhouseita com ETR pode ser um mineral indicativo de que o depósito passou por um evento metamórfico.

Bajnóczy *et al.* (2002) descreveu woodhouseita com La e Ce nos sistemas epitermais *high-sulfidation* de Velence Mountains (Hungria) e Klokoč, Podpolom (Eslováquia), e a interpretou como a desestabilização da apatita devido a percolação de fluidos quentes, gerando assim esse mineral.

Apesar disto, a presença de zircão rico em háfnio, torna a primeira hipótese mais factível, entretanto, os dois processos podem ter ocorrido simultaneamente.

Outra reação que podemos inferir neste trabalho é a descrita por Liou (1971), que envolve a prehnita e gera wairakita:



Esta reação foi descrita pelo autor supracitado foi determinada de maneira experimental em laboratório, usando técnicas hidrotermais convencionais aplicando mistura de minerais como materiais iniciais.

Infere-se que essa reação pode ter ocorrido no HS da PAT, pois a prehnita formou-se numa fase anterior, sendo encontrada preservada dentro de um cristal de oligoclásio, enquanto que a wairakita ocorre dispersa na matriz.

Apesar de ainda não ter sido descrito montmorillonita neste depósito, esta pode ter sido consumida na reação, ou pode ser devido à necessidade de se detalhar melhor a mineralogia deste depósito epitermal.

Esta reação ocorre entre 320 °C a 3 kbars e 378 °C a 4 kbars, temperaturas essas compatíveis com as temperaturas definidas com isótopos estáveis por Juliani *et al.* (2005) em pares de alunita–pirita. Tal reação indica, ainda, uma pressão baixa de CO<sub>2</sub> no fluido hidrotermal.

É importante notar que Liou (1970), também descreve que a wairakita desidrata para

anortita, quartzo e água entre 330 °C a 500 bars e 385 °C a 3 kbars, nos indicando assim um limite de temperatura para este fluido hidrotermal. Os dados levantados neste trabalho, compilados aos levantados realizados por Juliani (2002), Picolini (2004) e Juliani *et al.* (2005) serviram de base para a comparação deste depósito com os outros da mesma filiação, porém meso- a cenozóicos.

Existem duas mineralizações paleoproterozóicas conhecidas. Uma, localizada em Enåsen na Suécia (Hallberg, 1994), encontra-se metamorfisada na fácies granulito e sua gênese foi inferida devido a sua mineralogia aluminosa e ao ambiente tectônico. Devido a esses fatores esta ocorrência não será utilizada para comparação com ambientes modernos. A outra, que ocorre na Província Aurífera de Tapajós, não foi metamorfisada e está muito pouco deformada (Juliani *et al.*, 2005), constituindo-se na única bem preservada do mundo, até o momento.

As comparações entre estes depósitos serão focadas nos seguintes pontos: ambiente tectônico, tipos de magmas, tipos de fluidos e isótopos estáveis, gênese das rochas vulcânicas e a mineralogia da alteração hidrotermal e do minério. Essas informações foram compiladas por Arribas Jr. (1995), que destaca 14 depósitos *high-sulfidation* e descreve suas principais características geológicas. Desses apenas um é mesozóico e os demais são cenozóicos.

As ocorrências meso- a cenozóicas são formadas em ambientes de arcos magmáticos, podendo ser relacionados a margens continentais ou arcos de ilha. No Tapajós os dados geológicos e geoquímicos indicam que o magmatismo Uatumã ocorreu em um arco magmático continental (Tassinari & Macambira, 1999; Santos *et al.*, 2001; Juliani *et al.*, 2005; 2009), com vulcânicas e granitos de alto potássio, semelhantes aos que ocorrem no segmento Central da cadeia Andina. Entretanto, essa região distingue-se dos terrenos meso- a cenozóicos por não apresentar, a despeito da baixa taxa de erosão indicada pela preservação da mineralização epitermal, uma geomorfologia de cordilheira.

A ausência dessa geomorfologia de cadeias orogenéticas no Tapajós sugere que, apesar do magmatismo e do sistema hidrotermal semelhantes, no paleoproterozóico do Tapajós os processos tectônicos podem ter sido algo distinto daqueles observados em sistemas orogênicos meso- a cenozóicos.

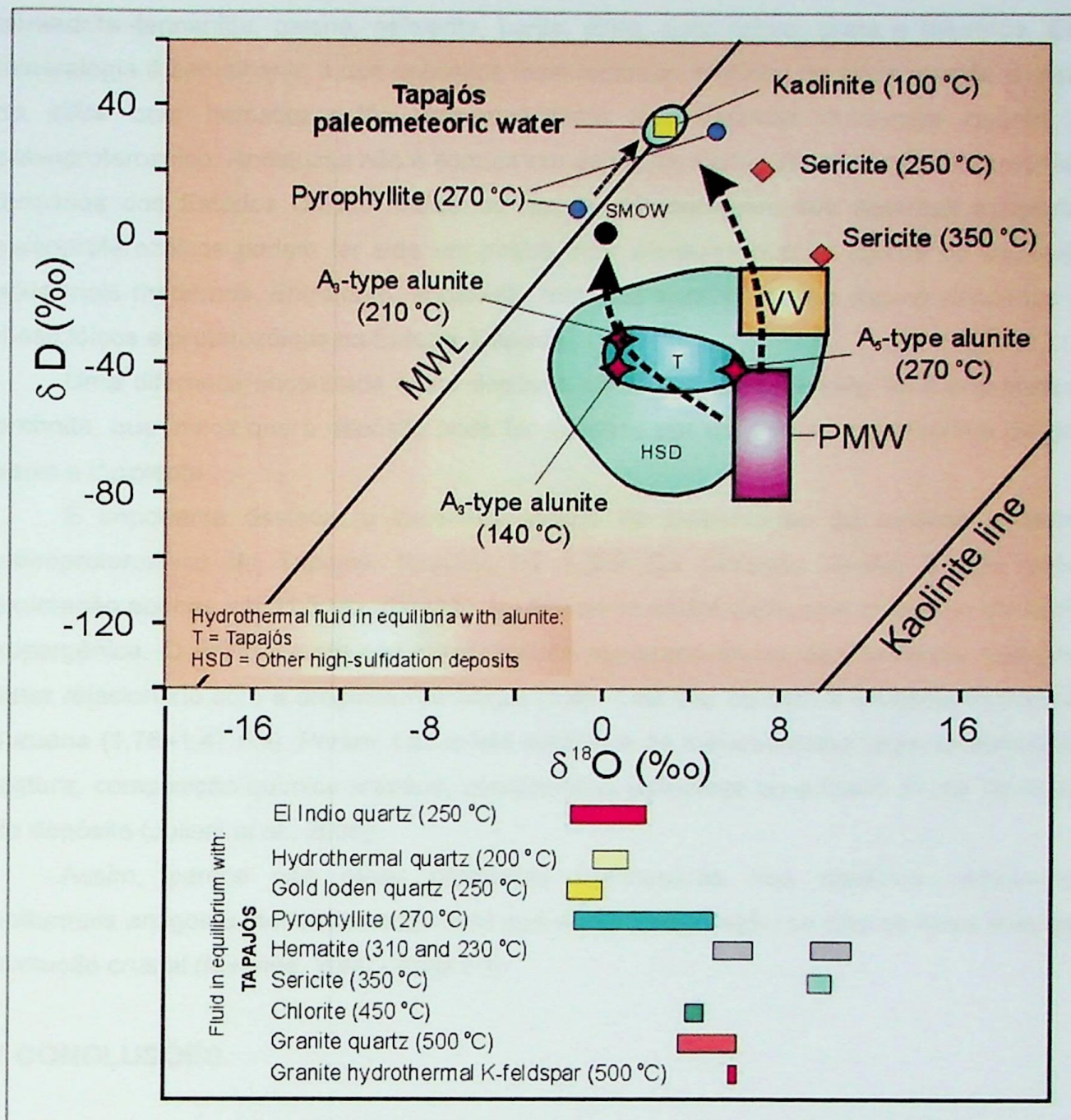
Uma possível razão para a preservação pelo intemperismo e erosão dessa mineralização *high-sulfidation* pode ter sido, segundo Juliani *et al.* (2003), o rápido soterramento por sedimentos fluviais e marinhos rasos em ambiente de bacia *pull-apart*. Outro ponto importante para esta preservação é a estabilidade tectônica da Província Aurífera do Tapajós depois do evento Parauari, por razões ainda não bem compreendidas.

Todos os depósitos selecionados por Arribas Jr. (1995) possuem filiação magmática cálcio-alcálica, representados por dacitos, andesitos, riolitos, quartzo monzonito e quartzo

dioritos, assim como o depósito paleoproterozóico do Tapajós, que associa-se com rochas de filiação magmática cálcio-alcálica de alto potássio.

Análises de isótopos estáveis de hidrogênio, oxigênio e enxofre sugerem fluidos com predominância de água magmática, com pouca contribuição de água meteórica, em temperaturas variando de 90 a 480 °C e com salinidade entre < 1 a 45 wt equivalentes de NaCl. Porém este é um ambiente dinâmico, possuindo variação de salinidade e temperatura dentro de um mesmo depósito. Estes dados são comuns tanto aos depósitos meso- a cenozóicos quanto ao depósito paleoproterozóico em questão, exceto quanto às inclusões fluidas do último, que não puderam ser estudadas em função das suas dimensões muito pequenas. Na Figura 14, pode-se observar a grande semelhança dos fluidos hidrotermais que geraram a alunita na PAT com os fluidos das mineralizações epitermais *high-sulfidation* do mundo, de origem magmática, que evoluem por mistura com águas meteóricas. A mineralização da PAT distingue-se das meso- a cenozóicas apenas pelo tipo do fluido meteórico, que é de zonas cordilheranas (com deutério leve), ao passo que o do Tapajós é mais compatível com zonas de baixas latitudes e de baixas altitudes (deutério pesado), sugerindo novamente que no Paleoproterozóico pode ter havido um regime tectônico diferente, que não gerou cadeias de montanhas muito elevadas, quando da subdução e da construção do arco magmático.

A gênese das rochas vulcânicas hospedeiras das mineralizações é variada e ocorrem em diferentes tipos de vulcões. A ocorrência paleoproterozóica tem a gênese associada a vulcões anelares, já as outras associam-se a complexos dômicos, diatremas, estrato-vulcões, vulcões *central-vent* e, tal qual no Tapajós, também a margens de caldeiras.



**Figura 14** – Composições dos fluidos hidrotermais em equilíbrio com a alunite (estrelas) do Tapajós, com as respectivas temperaturas, definindo o campo T, que plota no centro do campo composicional dos fluidos para depósitos high-sulfidation bem conhecidos (HSD). Abaixo da figura podem ser observados os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  para minerais e rochas da PAT e e os dados dos veios de quartzo de El Indio. Cálculos baseados em nos estudos de Stoffregen et al. (1994); PMW = água magmática primária segundo Taylor (1968), VW = água vulcânica, segundo Giggenbach (1997), MWL = linha da água meteórica, definida por Craig (1961) e a Kaolinite Line segundo Savin & Epstein (1970).

O estudo mineralógico do depósito paleoproterozóico de Tapajós foi inicialmente detalhado neste trabalho, porém maiores estudos deverão ser realizados, inclusive com coleta de novas amostras, para que se possa detalhar cada porção do depósito. A composição mineralógica das zonas de alteração hidrotermal inclui alunite, natroalunite, pirofilita, andaluzita, quartzo, topázio, diásporo, woodhouseita–svanbergita, caolinita, dickita, enargita (ou luzonita)–famatinita, tennantita, covellita, calcosina, bornita, calcopirita,

tetraedrita–tennantita, galena, esfalerita, barita, pirita, ouro nativo, prata e teluretos. Esta mineralogia é semelhante à dos depósitos mais recentes. Núcleos de sílica maciça e capas de sílica com hematita estão presentes tanto nos sistemas modernos quanto no paleoproterozóico. Andaluzita não é comum em depósitos *high-sulfidation* não metamórficos terciários dos Estados Unidos, indicando que as temperaturas dos sistemas epitermais paleoproterozóicos podem ter sido um pouco mais elevadas que as típicas de depósitos epitermais modernos. Entretanto, andaluzita tem sido encontrada em alguns depósitos do mesozóicos e proterozóicos na Europa, Canadá.

Uma diferença encontrada neste depósito em relação aos demais, foi a presença de prehnita, que indica que o depósito pode ter passado por um evento metamórfico de grau baixo a incipiente.

É importante destacar o excelente estado de preservação do sistema epitermal paleoproterozóico do Tapajós, formado há 1,869 Ga (datação Ar–Ar) e que sofreu exumação apenas em 51,3 Ma (datação Ar–Ar), como evidenciado pela presença de alunita supergênica. O único evento pós-mineralização registrado foi de cisalhamento, que pode estar relacionado com a orogenia Rio Negro (1,86–1,52 Ga) ou com a orogenia Rondônia–Jurueña (1,76–1,47 Ga). Porém, não existe evidência de metamorfismo regional afetando a textura, composição química primária, composições isotópicas ou a idade Ar–Ar da alunita do depósito (Juliani *et al.*, 2005).

Assim, parece não haver diferenças significativas nos sistemas hidrotermais epitermais antigos e modernos, sugerindo que a sua preservação ou não se deve apenas à evolução crustal (Miranda, 2009 - Anexo 3).

## 7 CONCLUSÕES

Esse capítulo será iniciado com um breve resumo dos principais minerais e feições encontrados neste trabalho, o qual será seguido por uma conclusão sobre a mineralogia e processos encontrados neste depósitos quando comparado aos depósitos recentes e, por fim, será realizado um *profile* do depósito epitermal da PAT a fim de resumir suas características e auxiliar futuros trabalhos e comparações.

Um mineral importante e muito comum neste tipo de depósito é a tetraedrita–tennantita, a qual foi descrita em diversos trabalho, como já foi citado nos itens anteriores. Este mineral foi encontrado, pela primeira vez, neste trabalho, em análises com MEV.

Assim como a tetraedrita–tennantita, outro mineral descrito nestes tipos de depósitos e que foi encontrado neste trabalho foi a tiemannita, que possui implicações interessantes para prospecção de outras ocorrências destes depósitos na área, pois o mercúrio poderia atuar como traçador para estas ocorrências.

Outro mineral encontrado, e que não havia sido descrito anteriormente foi o topázio, associado a muscovita, pirita e quartzo.

Alguns minerais analisados não puderam ser definitivamente classificados, alguns eram muito parecidos com minerais já conhecidos, porém com elementos ou porcentagens diferentes das encontradas na literatura, isto pode ser resolvido com uma pesquisa bibliográfica mais detalhada. Porém, este ambiente dinâmico, de alta energia e disposição de elementos químicos é propício a formação de novos minerais, entretanto, para se confirmar a presença de novos minerais será necessário um estudo muito mais detalhado e abrangente deste minerais encontrados neste trabalho.

O detalhamento composicional dos minerais através de MEV e MSE forneceu importantes observações para o estudo da gênese deste fluido.

Por exemplo, pode-se citar a reação de prehnita gerando wairakita, e a reação de recristalização de zircão, gerando um zircão com háfnio e um fosfato com ETRs, este último importante para a formação de um mineral da solução sólida de woodhouseita–svanbergita com ETR, sendo necessário a reação deste fosfato com um fluido com sulfato, cálcio, alumínio e estrôncio. Importante notar a inclusão de prehnita em oligoclásio.

Ainda foi possível verificar um zonamento neste tipo de mineral, com um núcleo com este mineral com ETRs, passando para um mineral da possível solução sólida entre woodhouseita e hinsdalita, por fim, na borda deste mineral, uma hinsdalita, um mineral com chumbo.

O zonamento mineral formado por andaluzita e topázio, que não são encontrados em paragênese, indica que uma fase de fluidos foi rica em flúor, à qual seguiu-se fluidos que precipitaram veios de pirita. Já a andaluzita ocorre parcialmente alterada para argilo-mineral do grupo da caolinita, sendo encontrados, até mesmo, pseudomorfos de andaluzita substituídos por caolinita.

Outra feição da andaluzita é o envelopamento de pirita. Já a presença de esfalerita com ferro, assim como as reações citadas acima servem de termobarômetros para o fluido hidrotermal, o que poderia ser tentado em estudos complementares.

Assim sendo, pode-se esboçar uma evolução dos fluidos, mas espera-se que futuros trabalhos de detalhamento da mineralogia sirvam para refinar este esboço.

#### **a) Evento precoce**

De acordo com a teoria da formação deste tipo de depósito e com a assembléia mineral encontrada, acreditamos que o primeiro evento que ocorreu nestas rochas foi um metamorfismo de grau fraco a incipiente, evidenciado pela formação de prehnita.

Este evento também provocou a recristalização dos cristais de zircão, gerando um zircão com háfnio e um fosfato com ETRs, segundo a equação descrita no capítulo anterior.

### **b) Evento intermediário**

Este é caracterizado pela percolação de um fluido quente, até 420 °C (Juliani, *et al.*, 2005), que percolou pervasivamente estas rochas, gerando o zoneamento hidrotermal típico de depósitos epitermais do tipo *high-sulfidation*, algumas peculiaridades foram a formação de topázio e, após a diminuição de flúor do fluido, a formação de andaluzita.

Outro ponto importante neste evento foi a formação de woodhouseita–svabergita com ETRs a partir de reação com o produto da reação de recristalização do zircão. O zonamento deste cristal passando para uma borda com chumbo mostra que este fluido foi sendo enriquecido neste elemento.

Este fluido deveria ter uma temperatura superior a da definida por Juliani *et al.*, 2005 pois encontra-se minerais da família da woodhouseita alterados para alunita, o que sugere uma diminuição na temperatura inicial do fluido. No entanto, o fluido não deve ter ultrapassado os 440 °C a 1 kbar ou 550 °C a 5 kbars, pois se isto ocorresse a prehnita teria se desestabilizado e formado anortita, wollastonita e água (Liou, 1971). Sendo um sistema epitermal, que forma-se a profundidades inferiores a 1,5 km (ou seja, menos que 1 kbar), pode-se concluir que as temperaturas máximas não ultrapassaram os 400 °C.

A prehnita reagiu com montmorillonita e quartzo, formando wairakita e água, esta reação ocorre entre 320 °C a 3 kbars e 378°C a 4 kbars, mostrando que o fluido inicial já estava bastante resfriado, e se consideramos a profundidade do sistema epitermal, esse fluido já poderia estar próximo de 200 °C.

A alteração sódica de feldspatos pretéritos pode ter ocasionado na inclusão de alguns cristais de prehnita que foram preservados da reação supracitada.

Outro ponto importante a notar é a mudança de  $fO_2$  evidenciado pelas assembléias sulfatadas enargita–luzzonita–famantita, que indica ser um sistema *high-sulfidation*, enquanto que a pirita e calcopirita, que indica uma evolução para um sistema *intermediate-sulfidation*, que volta a ser *high-sulfidation* no final, como sugerido pela presença de covellina envolvendo pirita. Isto indica a presença de pulsos de fluidos magmáticos com diferentes  $fO_2$  neste evento.

A inclusão de tiemannita em covellina mostra que a tiemannita se formou entre estas mudanças de  $fO_2$  do fluido.

A inclusão de ouro em pirita mostra que esta mineralização ocorreu em parte, durante este evento, e em outra parte no evento tardio, relacionado a hidrotermalismo fissural.

### **c) Evento tardio**

Este evento seria um pulso de outros fluidos hidrotermais de características fissurais, formando veios e vênulas de alunita, pirita, sericita e pirofilita, evidenciado pela presença de

duas gerações destes minerais uma mais fina e outra mais grossa, em geral, restrita a veios. Este evento corresponderia a segunda, terceira e quarta fase de alteração hidrotermal descritas por Piccolini (2004).

A mineralização por prata, com a clorargirita e a aguilarita assim como a de parte da mineralização de ouro ocorreu neste evento pois estes são encontrados em veios de alunita.

Com isto, foram compilados os dados deste depósito e apresentados na Figura 15, como o *profile* deste depósito epitermal.

<b>PROFILE DO DEPÓSITO EPITERMAL HIGH-SULFIDATION DA PROVÍNCIA AURÍFERA DE TAPAJÓS</b>	
LOCALIZAÇÃO	Este depósito localiza-se na Província Aurífera do Tapajós, no cráton Sul Amazônico, no Estado do Pará, no interflúvio entre os rios Tapajós e Jamanxim, próximo a falha de Jatobá.
CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS	
AMBIENTE TECTÔNICO	Ambiente extensional ou transtensional de intrarco a retroarco, gerado durante formação do arco magmático Parauari por colisão oceano–continente.
AMBIENTE GEOLÓGICO	Vulcões anelares com seqüências vulcânicas do Grupo Iriri e uma unidade vulcanica pós-caldeira, representada por vulcões anelares riolíticos com fluxos de lava radiais, tufos soldados e domos. Estas unidades estão acima dos granitos da unidade magmática sintectônica relacionada ao arco Parauari.
CARACTERÍSTICAS DO DEPÓSITO	
UNIDADE MINERALIZADA	Grupo Iriri, composto por seqüências vulcânicas
CARACTERÍSTICAS DO FLUIDO HIDROTHERMAL	Fluido de origem magmática com pequena contribuição meteórica, atingiu a temperatura de 420 °C.
FASES DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL	Pelo menos duas fases, uma pervasiva e outra fissural, com diversos pulsos.
ZONAS DE ALTERAÇÃO	<p><b>Sílica maciça e porosa:</b> com quartzo microcristalino, hematita, pirofilita, alunita, sulfetos e feldspatos reliquias.</p> <p><b>Argílica avançada com alunita:</b> composta por quartzo, alunita woodhouseita–svanbergita por vezes com ETRs (La, Ce, Nd), woodhouseita–hinsdalita, andaluzita, natroalunita-jaroisita, rutilo, pirofilita, andaluzita substituída por caolinita, topázio, enargita–famatinita, aguilarita e clorargirita, ouro nativo.</p> <p><b>Argílica avançada:</b> pirofilita, quartzo, pirita, andaluzita, diásporo, rutilo, turmalina, fluorita, hematita, caolinita, coríndon, covellina, calcosina, tiemannita, esfalerita, tetraedrita–tennantita.</p> <p>Argílica Intermediária: dickita, sericita, clorita e feldspatos reliquias.</p> <p><b>Alteração sericítica:</b> sericita, quartzo, sulfetos</p> <p><b>Alteração propilítica:</b> clorita, epidoto, carbonato, feldspato, sericita, quartzo e pirita</p> <p>Metassomatismo potássico: Restrito aos pórfiros associados.</p>

	Clorita, titanita, microclínio, oligoclásio, prehnita, analcima-wairakita, rutilo.
MINÉRIOS	Ouro nativo, aguilarita, clorargirita, calcosina, covellina, tiemannita.
IDADE DE FORMAÇÃO DO DEPÓSITO	1,869 Ga (Paleoproterozóico)
TONELAGEM DE OURO	Estimativas de 30 ton de ouro em rocha, com até 4,5 g t <sup>-1</sup> de Au.
PARTICULARIDADES	
<ul style="list-style-type: none"> <li>– Único depósito paleoproteróico preservado do mundo.</li> <li>– Apesar do ambiente tectônico de arco magmático não apresenta geomorfologia cordilheirana.</li> <li>– Apresenta metamorfismo de grau baixo a incipiente.</li> </ul>	
BIBLIOGRAFIA	
<p>NUNES, C.M.D. (2001). <i>Caracterização de um sistema epitermal high-sulfidation paleoproterozóico na Província Aurífera do Tapajós, Pará. Instituto de Geociências, USP. Dissertação de mestrado, 174 p.</i></p> <p>JULIANI, C. (2002). <i>Alteração hidrotermal e metalogênese em sistemas vulcano-plutônicos paleoproterozóicos na Província Aurífera de Tapajós, Cráton Sul Amazônico, Pará. Tese de Livre Docência, Universidade de São Paulo, 175 p.</i></p> <p>JULIANI, C.; RYE, R.O.; NUNES, C.M.D.; SNEE, L.W.; SILVA, R.H.C.; MONTEIRO, L.V.S.; BETTENCOURT, J.S.; NEUMANN, R.; NETO, A.A. (2005). <i>Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age and stable-isotope constraints. In: Chemical Geology, (215): 95–125.</i></p> <p>PICOLINI, J.P. (2004). <i>Petrologia das alterações hidrotermais associadas a uma mineralização aurífera high-sulfidation no Grupo Iriri, Província Aurífera do Tapajós, Estado do Pará. Trabalho de Formatura, 63 p.</i></p>	

**Figura 15** – Profile da mineralização high-sulfidation paleoproterozóica da Província Aurífera do Tapajós.

As características listadas acima pode-se observar que o depósito epitermal *high-sulfidation* da PAT é semelhante aos seus análogos meso- a cenozoicos. Tanto mineralogicamente quanto nas características do fluido.

Assim como discutido na interpretação dos resultados, os minerais aqui descritos são típicos desse tipo de ambiente e foram descritos em diversos depósitos recentes.

Talvez a única exceção seja a da prehnita encontrada neste trabalho, da qual não se encontrou menção em outros depósitos.

Já os minerais da família da woodhouseita com ETRs, como discutido anteriormente, foram descritos em outros depósitos, porém devido a desestabilização da apatita. Enquanto que neste depósito preferimos interpretar este mineral como resultado da desestabilização do zircão, gerando um zircão com háfnio (o qual também não se encontrou menção em depósitos recentes) e um sulfato com ETRs, que ao reagir com o fluido hidrotermal iria gerar a woodhouseita com ETRs.

Tectonicamente, entretanto, parece haver uma distinção entre os depósitos meso- a

cenozóicos com esse, dada a inexistência de cadeias orogênicas, metamorfismo e deformação. Como os dados petrográficos, petrológicos, mineralógicos e isotópicos indicam ambiente de formação colisional, essa hipótese parece ser a mais provável, mas deverá haver, caso isso se comprove, diferenças substanciais entre os regimes tectônicos antigos e os modernos. Alternativamente, deve-se levar em consideração a possibilidade de formação desses mesmos litotipos e mineralização num ambiente não orogênico, o que mereceria, dada a importância geológica dessa hipótese, estudos complementares mais extensos, variados e detalhados.

Por fim, as semelhanças desse depósito com seus similares modernos e o vínculo genético desses com depósitos do tipo pórfiro, abrem novas e favoráveis perspectivas para prospecção de ouro e metais de base na PAT. Nesse contexto, o *Profile* elaborado pode ser uma base para elaboração de modelos exploratórios na região.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUIRRE-DIAZ, G.J.; McDOWELL, F.W. (2000) Volcanic evolution of the Amealco caldera, central Mexico, *In: Delgado-Granados, H.; Aguirre-Diaz, G.J.; Stock, J. (Eds.) Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Boulder, CO. Geological Society of America, Special Paper, 334.*
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. (1976) The upper Precambrian of South America. *Bol. IG. 7: 45–80.*
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R. (1981) Brazilian structural provinces an introduction. *Earth Sciences Review, 17(1/2): 1–29.*
- ALMEIDA, M.E., BRITO, M.F.L., FERREIRA, A.L., MONTEIRO, M.A.S., (2000) *Geologia e recursos minerais da Folha Mamãe Anã (SB.21–VD). Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000. PROMIN Tapajós, CPRM, Brasília, Brazil [CDROM].*
- ALPERS, C.N.; JAMBOR, J.L.; NORDSTROM, D.K. (Eds). (2000) Sulfate minerals: crystallography, geochemistry, and environmental significance. *In: RIBE, P. H. (2000) Reviews in mineralogy and geochemistry. Mineralogical Society of America, v. 40, 608 p.*
- ARRIBAS Jr., A. (1995) Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. *In: THOMPSON, J.F.H. (Ed.) Magmas, fluids and ore deposits. Mineralogical Association of Canada Short Course, 23: 419–454.*
- ARRIBAS Jr., A.; HEDENQUIST, J.W.; ITAYA, T.; OKADA, T.; CONCEPCIÓN, R.A.; GARCIA, J.S. (1995) Contemporaneous formation of adjacent porphyry and epithermal Cu–Au deposits over 300 ka in northern Luzon, Phillippines. *In: Geology, 23(4): 337–340.*
- ASHLEY, R.P. (1974) Goldfield Mining District. *In: Nevada Bur. Mines Geol. Report, (19): 49–66.*
- BAHIA, R.B.C.; QUADROS, M.L.E.S. (2000) *Geologia e recursos minerais da Folha Caracol (SB.21–XC). Estado do Pará. Escala 1:250.000. PROMIN Tapajós, CPRM, Brasília, Brazil [CDROM].*
- BAJNÓCZI, B.; SERES-HARTAI, É.; MOLNÁR, F.; NAGY, G. (2002) Phosphate-bearing minerals in advanced argillic alteration zones of high-sulfidation ore deposits in the Carpatho–Pannonian region. *In: MICHALÍK J.; ŠIMON L.; VOZÁR J. (Eds) Proceedings of XVII the Congress of Carpathian–Balkan Geological Association Bratislava, vol. 53.*
- BRITO, M.F.L.; ALMEIDA, M.E.; FERREIRA, A.L.; MONTEIRO, M.A.S.; POPINI, M.V.F. (1997) Petrografia e litoquímica da Suite Intrusiva Maloquinha – registro de magmatismo Tipo A na Provincia do Tapajós. *In: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 6, Salvador, Anais, 2: 847–851*
- BUSBY-SPERA, C.J. (1988) Speculative tectonic model for the Early Mesozoic arc of the southwest Cordilleran United States: *Geology, 16: 1121–1125*
- CAMPRUBI, A.; ALBINSON, T. (2006) Depósitos epitermales en México: actualización de su

- conocimiento y reclassificación empírica. *Buletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Revisión de algunas tipologías de depósitos minerales de México. México, 58(1): 27–81.
- CRAIG, H. (1961) Isotopic variations in meteoric waters. *Science* (133): 1702–1703.
- DAVIES, R.M.; BALLANTYNE, G.H. (1987) Geology of Ladolam gold deposit Lihir Island, Papua New Guinea. In: *Proc. Pac. Rim '87. Congr. Australas Inst. Min. Metall*, Parkville, Victoria, p. 943–949.
- DEEN, J.A. (1990) *Hydrothermal ore deposition related to high-level igneous activity: a stable-isotopic study of the Julcani Mining District, Peru*. Tese de Ph.D., Universidade do Colorado, Boulder, Colorado.
- DUBÉ, B.; DUNNING, G.; LAUZIÈRE, K. (1998) Geology of the Hope Brook Mine, Newfoundland, Canada: a preserved late proterozoic high-sulfidation epithermal gold deposit and its implications for exploration. *Economic Geology*, 93(4): 405–436.
- ELSTON, W.E. (1984) Mid-Tertiary ash flow tuff cauldrons, Southwestern New Mexico. *Jour. Geophys. Res.*, 89: 8733–8750.
- ENGELHARDT, G.; MICHEL, D. (1987) *High-resolution solid-state NMR of silicates and zeolites*. Chichester [West Sussex]; New York: Wiley, 485 p.
- FERREIRA, A.L.; ALMEIDA, M.E.; BRITO, M.F.L.; MONTEIRO, M.A.S. (2000) *Geologia e recursos minerais da Folha Jacareacanga (SB.21–YB), Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000*. PROMIN Tapajós, CPRM, Manaus, Brazil [CDROM].
- FERRARI, L.; ROSAS-ELGUERA, J. (1999) Alkalic (OIB type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican Volcanic Belt: a case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin? *Geology*, 27: 1055–1056.
- GARCIA, J.S. (1991) Geology and Mineralization characteristics of the Mankayan mineral district, Phillipines. *Geology Survey Japan Report*, (277): 21–30.
- GIGGENBACH, W.F. (1997) The origin and evolution of fluids in magmatic–hydrothermal systems. In: Barnes, H.L. (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 3rd ed. Wiley, New York, pp. 737–796.
- GUIDRY, S.A.; CHAFETZ, H.S.; WESTALL, F. (2001) Microfabrics in siliceous hot springs: Yellowstone National Park, Wyoming. *Lunar and Planetary Science*, 32: 1082–1083.
- GOLDSTEIN, J.I. (1992) *Scanning electron microscopy and X-ray microanalysis: a text for biologists, materials scientists, and geologists*. New York: Plenum Press, Ed. 2, 820 p.
- GONZALEZ, A.G. (1959) *Geology and Genesis of the Lepanto copper deposits, Mankayan, Mountain Province, Phillipines*. PhD. Thesis, Stanford University, Stanford, California.
- HALLBERG, P. (1994) The Enåsen Gold Deposit, Central Sweden: a paleoproterozoic high-sulfidation epithermal mineralization. *Mineral Deposita*, (29): 150–162.
- HAYBA, D.O.; BETHKE, P.M.; HEALD, P.; FOLEY, N.K. (1985) Geologic, mineralogic, and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits. *Reviews in Economic Geology*, 2: 129–168.
- HEDENQUIST, J.W.; ARRIBAS Jr., A.; GONZALES-URIEN, E. (2000) Exploration for epithermal gold deposits. In: HAGEMANN, S.G.; BROWN P. E. (Eds.) *Gold in 2000, Reviews in Economic Geology*, 13: 245–277.
- HEMLEY, J.J.; MONTOYA, J.W.; MARINENKO, J.W.; LUCE, R.W. (1980) Equilibria in the Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O and some general implications for alteration/mineralization process. *Economic Geology*, (64): 210–228.
- HOSKIN, P.W. O.; SCHALTEGGER, U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1): 27–62.
- HUANG, C.K. (1995) Gold–copper deposits of the Chinkuashih mine, Taiwan, with Special reference to the mineralogy. *Acta Geol. Taiwanica*, (7): 1–20.
- HWANG, J.Y.; MEYER, H.O.A. (1982) The mineral chemistry and genesis of the Chinkushih ore deposits, Taiwan. *Geol. Soc. China Proceedings*, (25): 88–101.
- ISSLER, R.S.; LIMA, M.I.C. (1987) Amazonic Craton (Brazil) granitogenesis and its relations to geotectonics units. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(4): 426–431.
- JANNAS, R.R.; BEANE, R.E.; AHLER, B.A.; BROSNAHAN, D.R. (1990) Gold and copper mineralization at the El Indio deposit, Chile. *Journal of Geochemical Exploration*, (36): 233–266.

- JOHN, D.A.; NASH, J.T.; CLARK, C.W.; WULFTANGE, W.H. (1991) *Geology, hydrothermal alteration, and mineralization at the Paradise Peak gold–silver–mercury deposit, Nye County, Nevada*. *Geology and ore deposits of the Great Basin, Field Trip Guidebook and Compendium 1*. Reno: Geological Society Nevada, p. 404–493.
- JULIANI, C. (2002) *Alteração hidrotermal e metalogênese em sistemas vulcano–plutônicos paleoproterozóicos na Província Aurífera de Tapajós, Cráton Sul Amazônico, Pará*. Tese de Livre Docência, Universidade de São Paulo, 175 p.
- JULIANI, C. (2006) O vulcano–plutonismo ácido mesoproterozóico da Amazônia Central: potencial para depósitos epigenéticos de cobre e ouro. SIMEXMIN, II. [CDROM].
- JULIANI, C.; SILVA, R.H.C.; MONTEIRO, L.V.S.; BETTENCOURT, J.S.; NUNES, C.M.D. (2002) The Batalha Au–granite system – Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil: Hydrothermal alteration and regional implications. *Precambrian Research*, 119(1–4): 225–256.
- JULIANI, C.; RYE, R.O.; NUNES, C.M.D.; SNEE, L.W.; SILVA, R.H.C.; MONTEIRO, L.V.S.; BETTENCOURT, J.S.; NEUMANN, R.; NETO, A.A. (2005) Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, (215): 95–125.
- JULIANI, C.; FERNANDES, C.M.D., MONTEIRO, L.V.S., ECHEVERRI-MISAS, C.M.; LAGLER, B. (2009) Possível zonamento metalogênico associado ao evento vulcano–plutônico de ~ 2,0 a 1,88 Ga na parte sul do Cráton Amazônico. *Simpósio Brasileiro de Metalogenia*, II, Gramado, RS [CDROM].
- KELLY, W.C.; GODDARD, E.N. (1969) Telluride ores of Boulder County, Colorado. Boulder, CO, GSA, 237 p.
- KESLER, S.E.; RUSSEL, N.; McCURDY, K. (2003) Trace-metal content of the Pueblo Viejo precious-metal deposits and their relation to other high-sulfidation epithermal systems. *Mineralium Deposita*, (38): 669–682.
- KLEIN, C. (1937) *Mineral science*. Hoboken, New Jersey: J. Wiley, 675 p.
- KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L. (2000) *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho (SB.21–ZA) Estado do Pará. Escala 1:250.000*. PROMIN Tapajós, CPRM, Brasília, Brazil [CDROM].
- LAMARÃO, C.N.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; LIMA, E.F. (2002) Geology, geochemistry, and Pb–Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of the Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, 119: 189–223.
- LATTANZI, P. (1999) Epithermal precious metal deposits of Italy – an overview. *Mineralium Deposita*, 34(5/6): 630–638.
- LEAL, J.W.L.; JOÃO, X.S.J.; MATOS S.H.S. de (1984) Ouro do Tapajós – Aspectos da Geologia e Mineralização. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais..., SBG Núcleo RJ, 8: 3970–3982.
- LIOU, J.G. (1970) Synthesis and stability relations of wairakite,  $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}\text{H}_2\text{O}$ . *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 27(4): 259–282.
- LIOU, J.G. (1971) Synthesis and stability relations of prehnite,  $\text{CaAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}\text{H}_2\text{O}$ . *American Mineralogist*, 56(3/4): 507–532.
- LIPMAN, P.W. (1984) The roots of ash flow calderas in Western North America: windows into the tops of granitic batholiths. *Jour. Geophys. Res.*, 89: 8801–8841.
- LOVE, D.A.; CLARK, A.H.; HODGSON, C.J.; MORTENSEN, J.K.; ARCHIBALD, D.A.; FARRAR, E. (1998) The timing of adularia–sericite-type mineralization and alunite–kaolinite-type alteration, Mount Skukum Epithermal Gold Deposit, Yukon Territory, Canada:  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  and U–Pb geochronology. *Economic Geology*, 93: 437–462.
- MAPA, F.B. (2007) *Estudo petrográfico das rochas hidrotermalizadas e hospedeiras do depósito de Au–Cu do tipo pórfiro do Palito, Província Aurífera do Tapajós, Estado do Pará*. Trabalho de Formatura, Universidade de São Paulo, 39 p.
- McPHIE, J.; DOYLE, M.; ALLEN, R. (1993) *Volcanic textures: a guide to interpretation of textures in volcanic rocks*. University of Tasmania, 197 p.
- MINERA YANACOCHA GOLD MINE (2009) *Dados de produção da mina* (<http://www.mining-technology.com/projects/minera/>)
- MOYLE, A.J.; DOYLE, B.J.; HOOGLIET, H.; WARE, A.R. (1990) Ladolam gold deposit, Lihir Island.

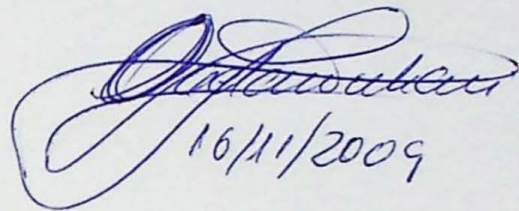
- In: Hughes, F.E. (Ed.) *Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea*, vol. 2, *Australas Inst. Min. Metall. Monogr.*, 14, Parkville, Victoria, pp. 1793–1805.
- MUNTEAN, J.L.; KESLER, S.E.; RUSSEL, N.; POLANCO, J. (1990) Evolution of the Monte Negro acid–sulfate Au–Ag deposit, Pueblo Viejo, Dominican Republic: important factors in grade development. *Economic Geology*, (85): 1738–1758.
- NELSON, C.E. (2000) Volcanic domes and gold mineralization in the Pueblo Viejo District, Dominican Republic. *Mineralium Deposita*, 35: 511–525.
- NUNES, C.M.D. (2001) *Caracterização de um sistema epitermal high-sulfidation paleoproterozóico na Província Aurífera do Tapajós, Pará*. Instituto de Geociências, USP. Dissertação de mestrado, 174 p.
- PAN, Y. (1997) Zircon- and monazite-forming metamorphic reactions at Manitouwadge, Ontario. *Canadian Mineralogist*, 35(1): 105–118.
- PANTELEYEV, A. (1986) A Canadian cordilleran model for epithermal gold–silver deposits. *Geosci. Can*, 13: 101–111.
- PERELLÓ, J.A. (1994) Geology, porphyry Cu–Au, and epithermal Cu–Au–Ag mineralization of the Tombulilato District, North Sulawesi, Indonesia. *Journal of Geochemical Exploration*, (50): 221–256.
- PETERSEN, U.; NOBLE, D.C.; ARENAS, M.J.; DOODEL, P.C. (1977) Geology of the Julcani Mining District, Peru. *Economic Geology*, (72): 931–949.
- PICOLINI, J.P. (2004) *Petrologia das alterações hidrotermais associadas a uma mineralização aurífera high-sulfidation no Grupo Iriri, Província Aurífera do Tapajós, Estado do Pará*. Trabalho de Formatura, 63 p.
- PIRAJNO, F. (1992) *Hydrothermal mineral deposits: principles and fundamental concepts for the exploration geologist*. Berlin: Springer. 709 p.
- PLIMER, I.R.; ANDREW, A.S.; JENKINS, R.; LOTTERMOSER, B.G. (1988) The geology and geochemistry of the Lihir gold deposit, Papua New Guinea. In: *Bicentennial Gold '88. Geol. Soc. Aust.*, Abstr Ser, 22: 139–143.
- QUADROS, M.L.E.S.; BAHIA, R.B.C.; KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L.; ALMEIDA, M.E.; RICCI, P.S.F.; MONTEIRO, M.A.S. (1999) As intrusões básicas da Província Mineral do Tapajós (PMT) e possibilidades de mineralizações associadas. In: SBG/Núcleo Norte, VI Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, Anais, 567–569
- RANSOME, F.L. (1907) The association of alunite with gold in the Goldfield District, Nevada. *Economic Geology*, (2): 667–692.
- RANSOME, F.L. (1909) The geology and ore deposits of Goldfield, Nevada. U.S.G.S. Prof. Paper, 66.
- REIS NETO, J.; FARIA, M.S.G. de; FRAGA, L.M.B.; HADDAD, R.C. (1999) Vulcanismo cálcio-alcalino paleoproterozóico do setor oriental do estado de Roraima – Escudo das Guianas. In: I Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, Gramado, Boletim de Resumos, 78.
- RESING, J.A.; LEBON, G.; BAKER, E.T.; LUPTON, J.E.; EMBLEY, R.W.; MASSOTH, G.J., CHADWICK Jr., W.W.; RONDE, C.E.J. de (2007) Venting of acid–sulfate fluids in a high-sulfidation setting at NW Rota-1 submarine volcano on the mariana arc. *Economic Geology*, 102(6): 1047–1061.
- RICCI, P.S.F.; SANTOS, A.; KLEIN, E.L.; JORGE-JOÃO, X.S.; MARTINS, R.C. (1999) Suíte Intrusiva Creporizão – Província Tapajós: proposta e critérios de definição. In: S.B.G. N. Norte (Ed.), *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6. Anais..., Manaus, p. 519–522.
- RUSSEL, N.; KESLER, S.E. (1991) Geology of the maar–diatreme complex hosting Precious metal mineralization at Pueblo Viejo, Dominican Republic. *Geol. Soc. Am. Special Paper*, (262): 203–216.
- RYE, R.G. (1993) The evolution of magmatic fluids in the epithermal environment: the stable Isotope perspective. *Economic Geology*, (88): 733–753.
- SANTOS, D.B. dos; FERNANDES, P.E.C.A.; DREHER, A.M.; CUNHA, F.B. da; BASEI, M.A.S.; TEIXEIRA, J.B.G. (1975) *Geologia*. In: Projeto RADAMBRASIL. Folha SB.21 Tapajós. Rio de Janeiro, DNPM. p.15–99. (Levantamento de Recursos Naturais, 7).
- SANTOS, J.O.S.; LOGUERCIO, S.O.C. (1984) A parte meridional do Cráton Amazônico (Escudo Brasil Central) e as bacias do Alto Tapajós e Parecis–Alto Xingu. In: SCHOBENHAUS *et al.*

- (1984) *Geologia do Brasil: Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Adjacente Incluindo Depósitos Minerais*, Brasília, DNPM/MME, p. 93–127.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E. (1997) Reconnaissance U/Pb in zircon, Pb/Pb in sulphides and review of Rb/Sr geochronology in Tapajós gold Province, Pará/Amazonas States, Brazil. *In: South-American Symposium on Isotope Geology*, Campos do Jordão, SP. Extended Abstracts..., p. 280–282.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E.; GROVES, D.L.; MACNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. (2000) A new understanding of the provinces of Amazon Craton based on integration of field mapping and U–Pb and Sm–Nd geochronology. *Gondwana Research*, (3): 453–488.
- SAVIN, S.M.; EPSTEIN, S. (1970) The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 24–42.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (Eds.) (1984) *Geologia do Brasil: Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Adjacente Incluindo Depósitos Minerais, Escala 1:2.500.00*. Brasília, DNPM/MME, 501 p.
- SIDDELEY, G.; ARANEDA, R. (1990) Gold–silver occurrences of the El-Indio Belt, Chile. *In: MACDONALD, A. J. (Ed). Konsult International. Willowdale, Ontario*, p. 445–456.
- SILVA, A.R.B. da (1982) Considerações sobre as mineralizações auríferas da Região do Tapajós. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, 1, Belém, 1983. Anais..., SBG, Núcleo Norte, 2: 100–115.
- SILVA, J.M. e (2005) *Petrogênese da mineralização aurífera filoniana do Palito (SW do Estado do Pará) e de suas rochas hospedeiras: alteração hidrotermal e gênese*. Trabalho de Formatura, Universidade de São Paulo.
- SILLITOE, R.H.; LORSON, R.C. (1994) Epithermal gold–silver–mercury deposits at Paradise Peak, Nevada: ore controls, porphyry gold association, detachment, faulting and supergene oxidation. *Economic Geology*, 89: 1228–1248.
- SINCLAIR, W.D. (2006) *Porphyry Deposits*. Geological Survey of Canada, Consolidation and Synthesis of Mineral Deposits Knowledge.
- SO, C.-S.; ZHANG, D.-Q.; YUN, S.-T.; LI, D.-X. (1998) Alteration–mineralization zoning and fluid inclusions of the high sulfidation epithermal Cu–Au mineralization at Zijinshan, Fujian Province, China. *Economic Geology*, 93(7): 961–980.
- STEVEN, T.A.; RATTÉ, J.C. (1960) Geology and ore deposits of the Summitville District, San Juan Mountains, Colorado. *In: U.S.G.S. Prof. Paper*, nº 343.
- STOFFREGEN, R.E. (1987) Genesis of acid–sulfate alteration and Au–Cu–Ag mineralization at Summitville, Colorado. *Economic Geology*, (82): 1575–1591.
- STOFFREGEN, R.E.; RYE, R.O.; WASSERMAN, M.D. (1994) Experimental studies of alunite. II:  $^{18}\text{O}$ – $^{16}\text{O}$  and D–H fractionation factors between alunite and water at 250–450 °C. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 903–916.
- TAN, L.P.; YU, B.S.; KUO, C.L. (1993) Geochemical zonations of the Chinkuashih gold–copper deposits, Taiwan. *Resource Geol. Special Issue*, (16): 95–106.
- TASSINARI, C.C.G. (1996) *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos*. Tese de Livre-Docência apresentada ao Instituto de Geociências – USP, 139 p.
- TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. (1999) Geochronological provinces of the Amazon Craton. *Episodes*, (22): 174–182.
- TAYLOR, B.E. (2008) *Mineral Deposits of Canada. Epithermal gold deposits*. Geological Survey of Canada ([http://gsc.nrcan.gc.ca/mindep/synth\\_dep/gold/epithermal/tables/table\\_e.php](http://gsc.nrcan.gc.ca/mindep/synth_dep/gold/epithermal/tables/table_e.php))
- TAYLOR Jr., H.P. (1968) The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 19, 1–71.
- THOMPSON, J.F.H.; LESSMAN, J.; THOMPSON, A.J.B. (1986) The Temora gold–silver deposit: a newly recognized style of high sulfur mineralization in the lower Paleozoic of Australia. *Economic Geology*, (81): 732–738.
- TOMASCHEK F.; KENNEDY A.K.; VILLA I.M.; LAGOS M.; BALLHAUS, C. (2003) Zircon from Syros, Cyclades, Greece: recrystallization and mobilization of zircon during high-pressure metamorphism. *Journal of Petrology*, 44(11): 1977–2002.
- TRÖGER, W.E. (1979) *Optical determination of rock-forming minerals*. E. Schweizerbart'sche

Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

- VAUGHAN, D.J.; CRAIG, J.R. (1978) *Mineral chemistry of metal sulfides*. Cambridge; New York : Cambridge University Press. 493 p.
- VASQUEZ, M.L.; KLEIN, E.L. (2000) *Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo (SB.21-ZC) Estado do Pará, Escala 1:250.000*. PROMIM Tapajós, CPRM, Brasília, Brazil [CDROM].
- VIKRE, P.G. (1989) Ledge Formation at the Sandstorm and Kendall gold mines, Goldfield, Nevada. In: *Economic Geology*, (84): 2115–2138.
- VIKRE, P.G. (2007) Sinter-vein correlations at Buckskin Mountain, National District, Humboldt County, Nevada. *Economic Geology*, 102(2): 193–224.
- WARMADA, W.; LEHMANN, B.; SIMANDJUNTAK, M. (2003) Polymetallic sulfides and sulphosalts of the Pongkor epithermal gold–silver deposit, West Java, Indonesia. *Canadian Mineralogist*, 41(1): 185–200.
- ZHANG, D.; LI, D.; ZHAO, Y.; CHEN, J.; LI, Z.; ZHANG, K. (1994) The Zijinshan deposit: the first example of quartz–alunite type epithermal deposit in the continent of China. *Resource Geol.*, (44): 93–99.

yuri miranda

  
16/11/2009

## PRANCHA FOTOGRÁFICA 1

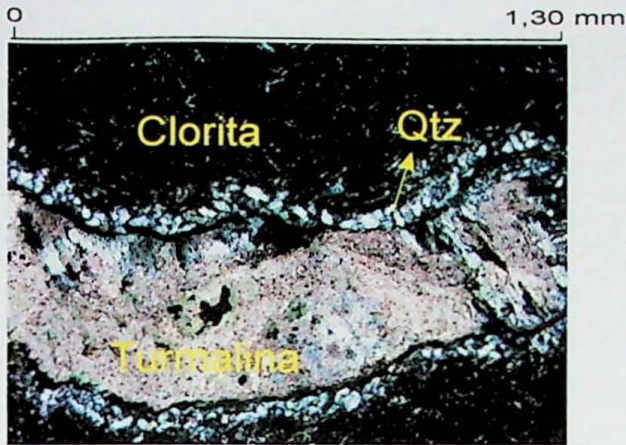


Foto 1: Amostra V3-01/09, possível rocha ultramáfica que sofreu cloritização, turmalinização e silicificação. Os cristais de turmalina são envoltos por clorita e depois por quartzo.

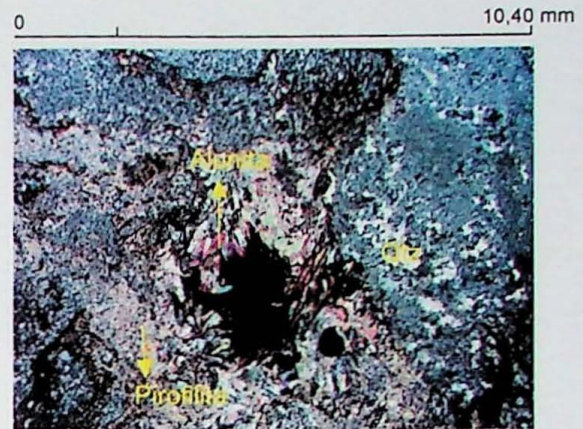


Foto 2: Amostra FV3-02/1B, brecha hidrotermal (?) silicificada com pirofilita fina e alunita média.

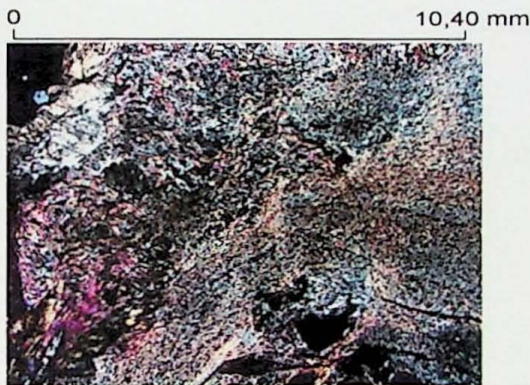


Foto 3: Amostra V3-01/11, rocha silicificada intensamente alunitizada (cristais com altas cores de interferência).

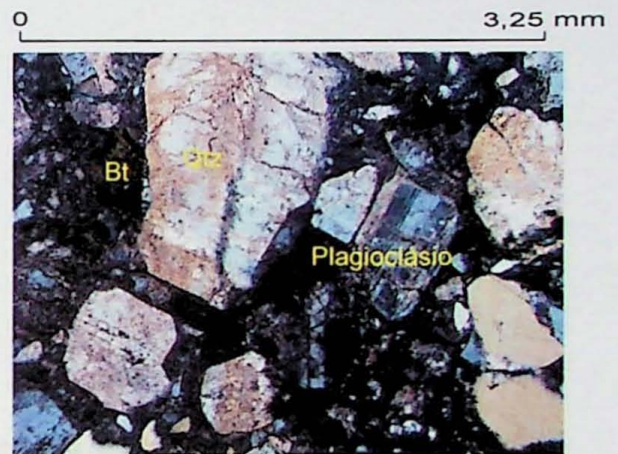


Foto 4: Amostra V3-01/03, rocha granítica porfírica sericitizada, com matriz fina e com cristais de plagioclásio sendo substituídos por sercita, a qual também aparece nas fraturas do quartzo.

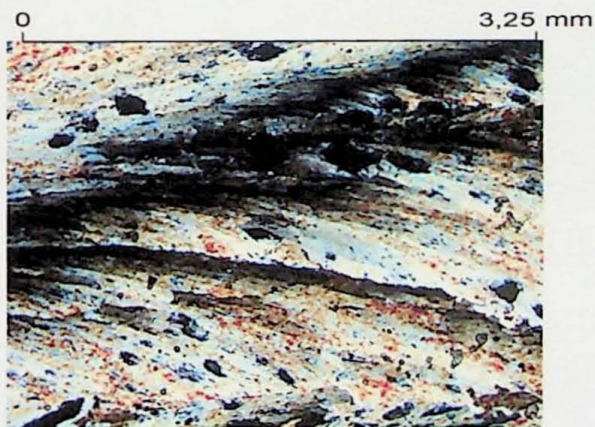


Foto 5: Amostra V3-01/07, veio de alunita (arborescente?) com apatita e rutilo, além de zircão (traço), estes minerais estão, aparentemente, orientados segundo a direção de crescimento da alunita.

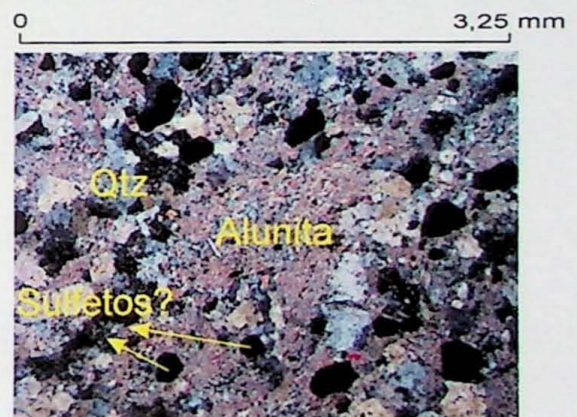


Foto 6: Amostra FV3-02/8B, rocha silicificada e alunitizada com presença de sulfetos.

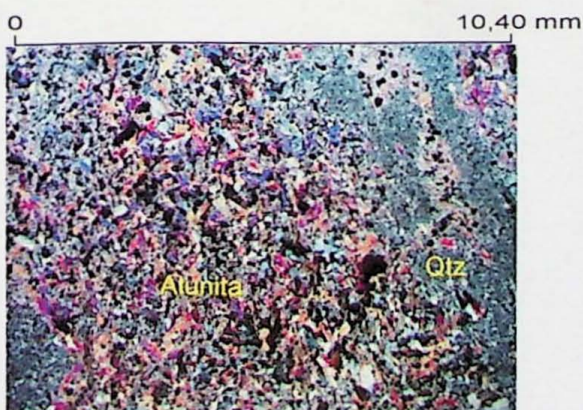


Foto 7: Amostra FV3-02/08, rocha silicificada com níveis onde se concentra alunita média.

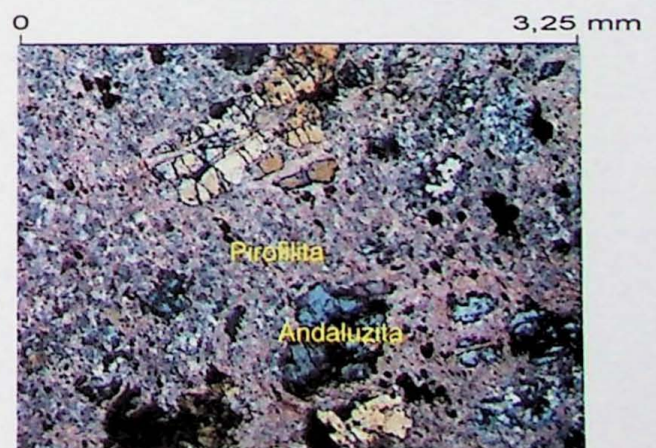
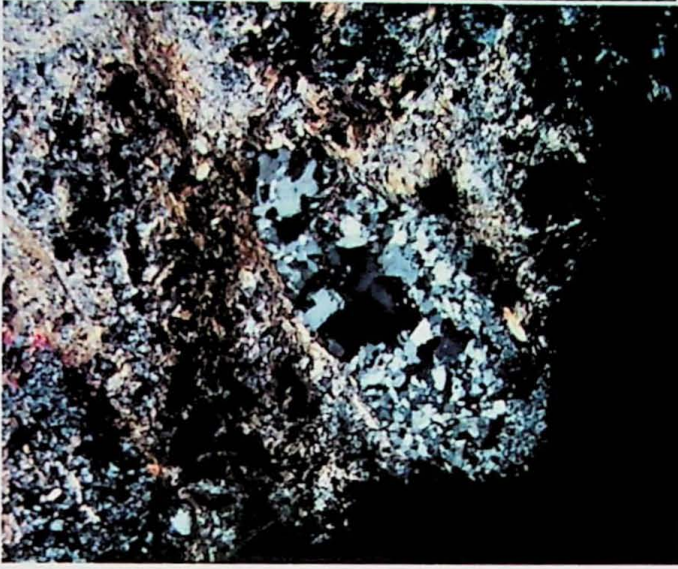


Foto 8: Amostra FV3-04/30, Rocha silicificada e pirofilitizada com possíveis cristais de quartzo que sobraram do protólito.

## PRANCHA FOTOGRÁFICA 2

0

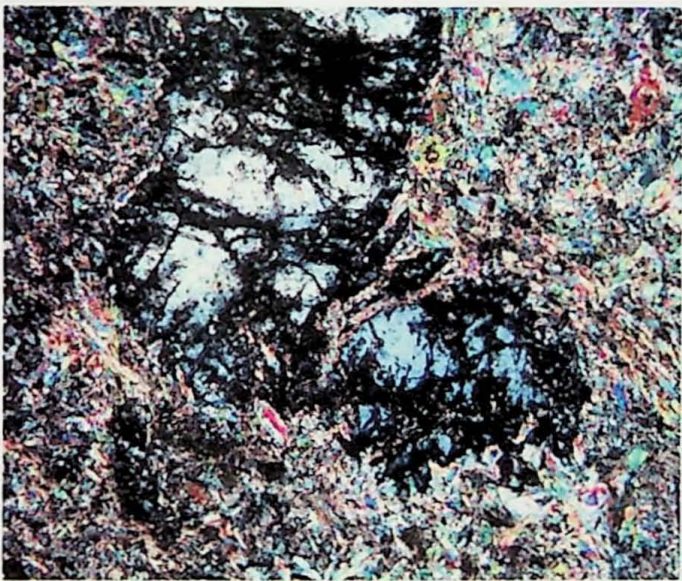
10,40 mm



**FOTO 1:** Cristal de feldspato silicificado.  
Amostra FV3-01/29

0

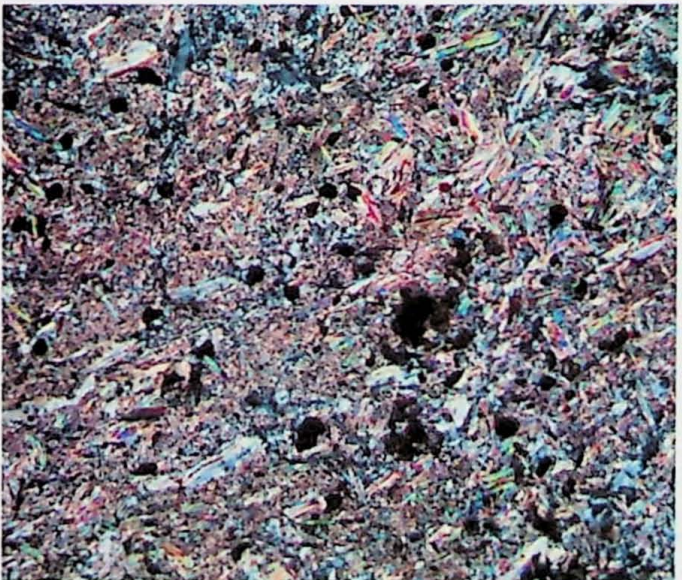
3,25 mm



**FOTO 3:** Cristal de topázio em meio a matriz de muscovita. Amostra FV3-01/34B

0

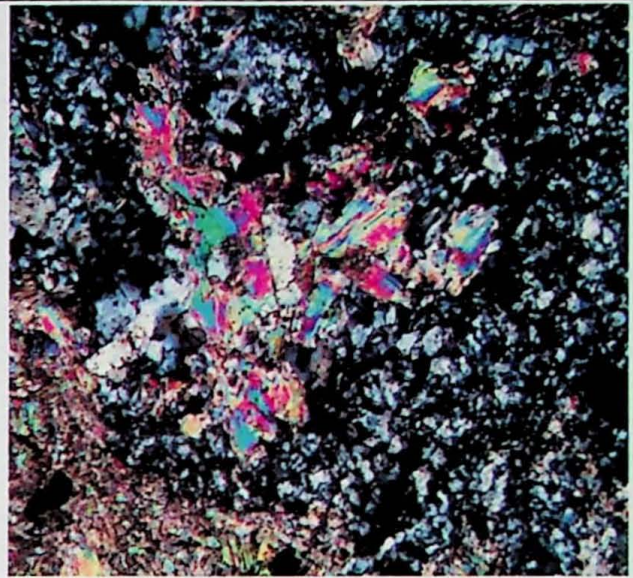
3,25 mm



**FOTO 5:** Duas gerações de muscovita.  
Amostra FV3-01/34B

0

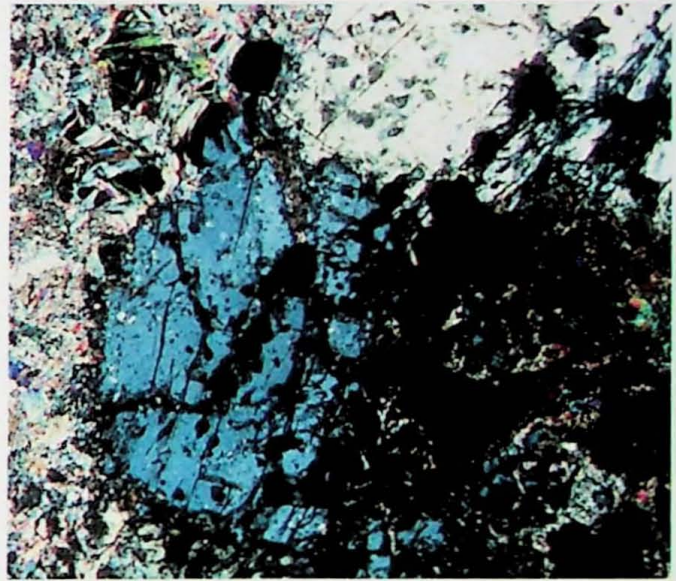
3,25 mm



**FOTO 2:** Duas gerações de muscovita em meio a matriz silicificada. Amostra FV3-01/29

0

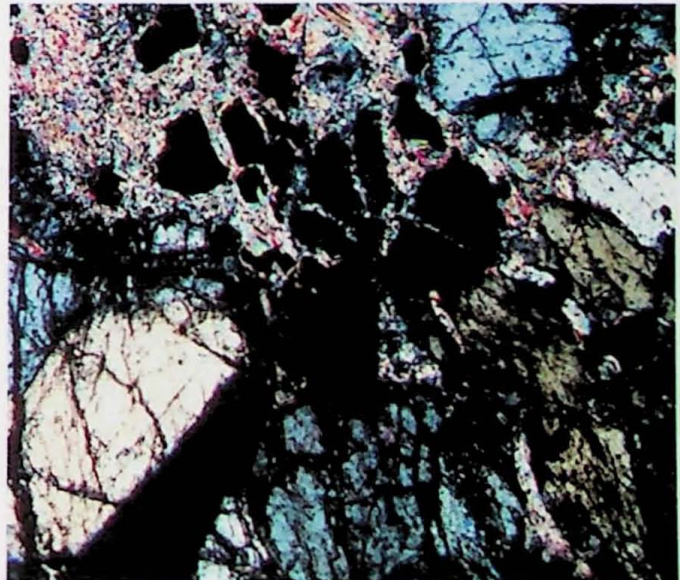
3,25 mm



**FOTO 4:** Cristal de topázio cortado por veio de pirita. Amostra FV3-01/34B

0

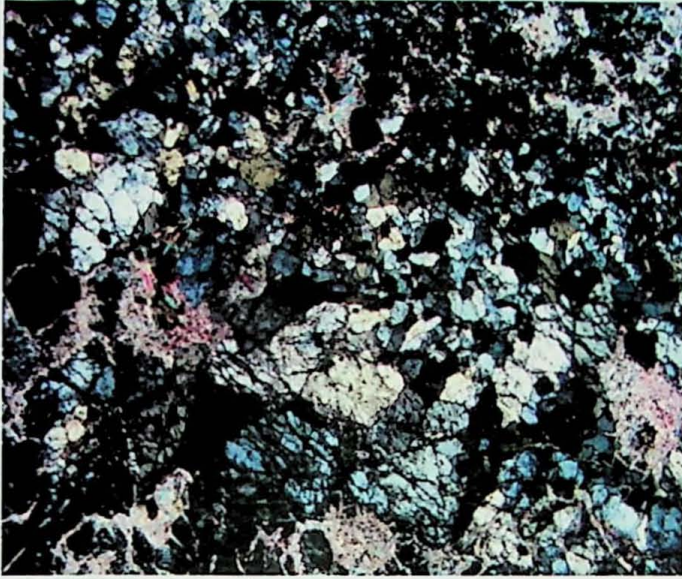
3,25 mm



**FOTO 6:** Cristais de andaluzita com matriz de pirofilita. Amostra FV3-01/34A

0

3,25 mm



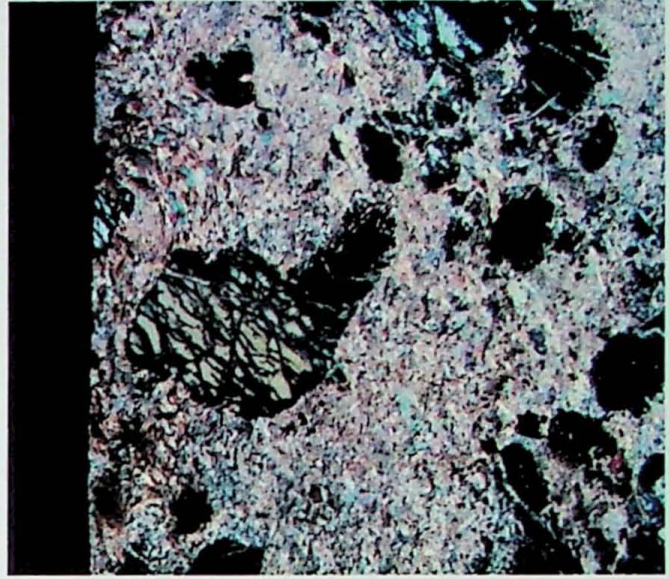
**FOTO 7:** Cristais de andaluzita concentrados em veios. Amostra FV3-01/34A

0

3,25 mm

0

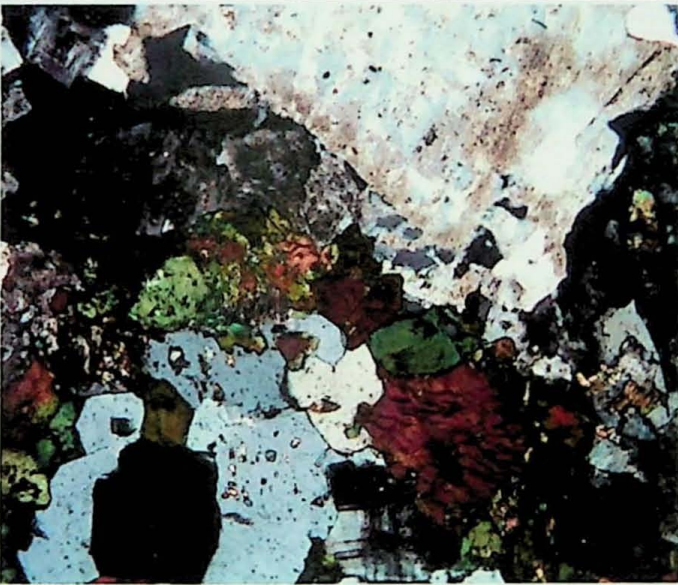
3,25 mm



**FOTO 8:** Cristais de andaluzita em meio a matriz pirofilitizada. Amostra FV3-01/34A

0

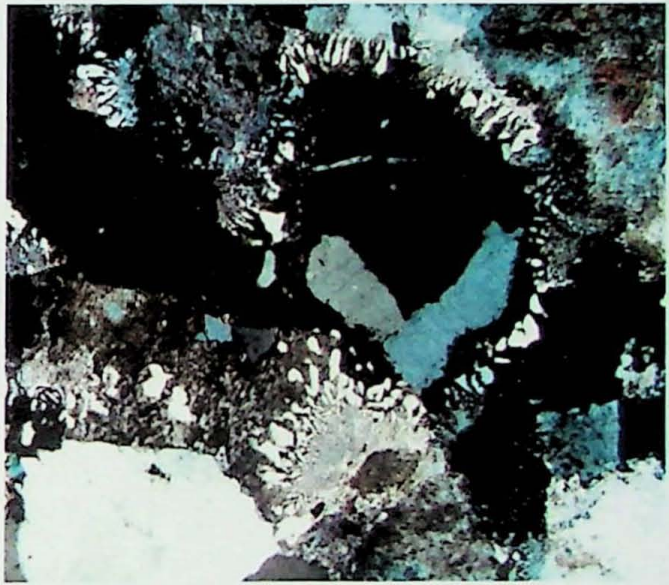
3,25 mm



**FOTO 9:** Pórfiro com cristais de microclínio e hornblenda, mostrando alteração potássica. Amostra X1-25/4

0

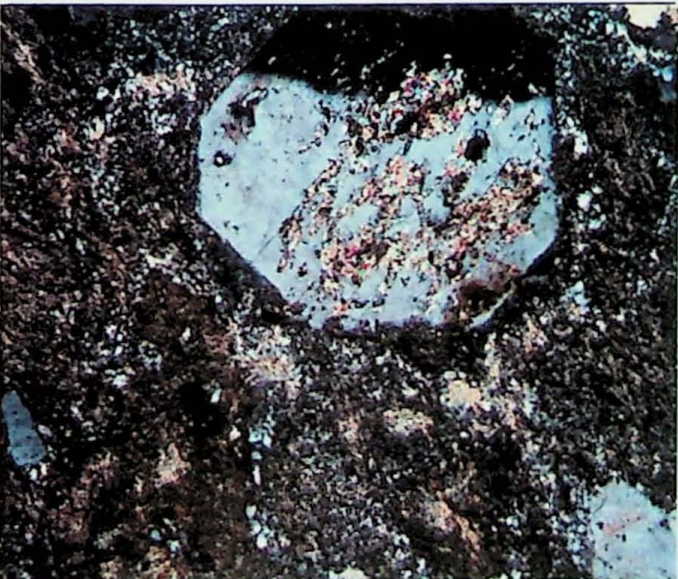
3,25 mm



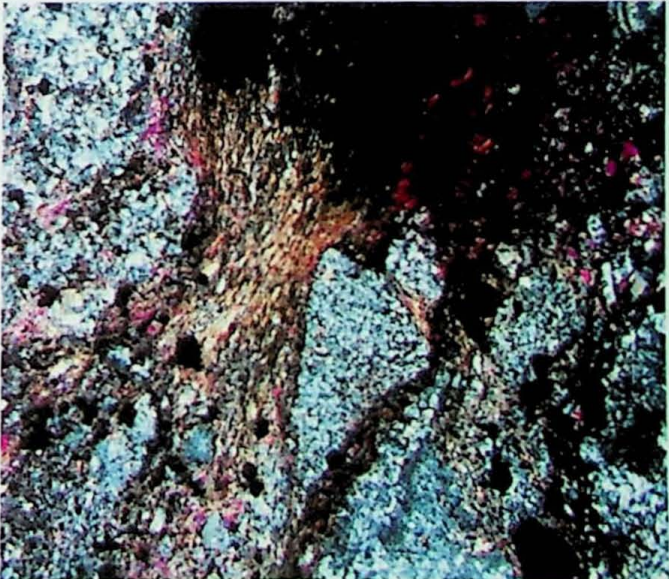
**FOTO 10:** Pórfiro com cristais de microclínio com textura mirmequítica. Amostra X1-25/1

0

10,40 mm

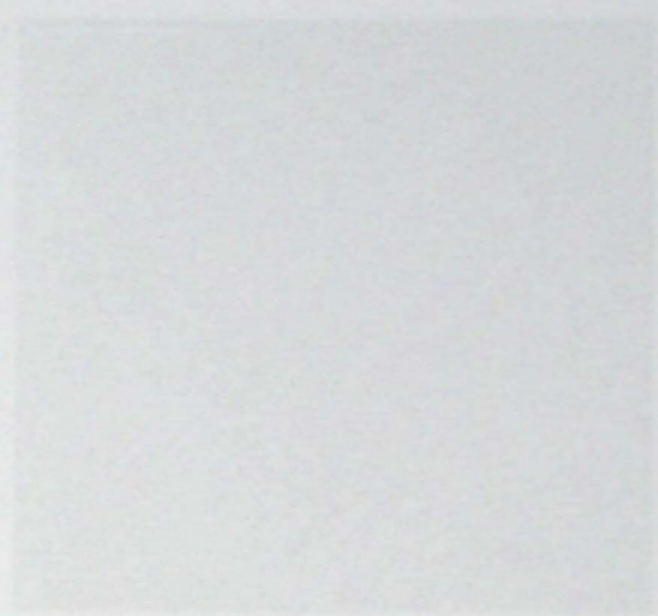
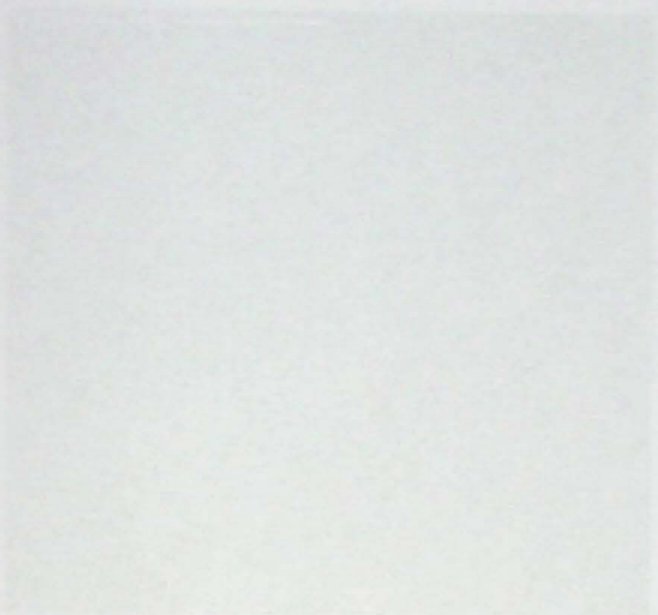


**FOTO 11:** Pórfiro intensamente silicificado e sericitizado. Amostra X1-37/1



**FOTO 12:** Brecha hidrotermal altamente silicificada, com veios de alunita. Amostra FV3-01/21

FOTO 2: Vista com inclinação de 150°

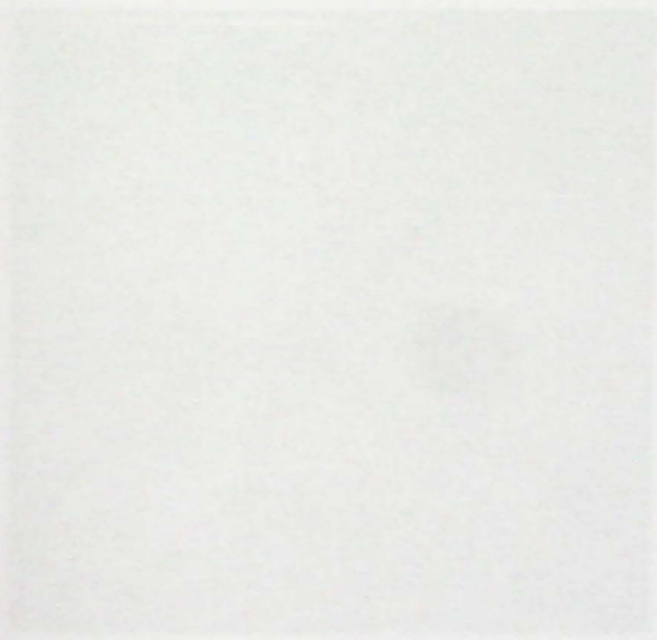


Parâmetro	Valor	Parâmetro	Valor	Parâmetro	Valor
Altura	10.00	Profundidade	10.00	Temperatura	10.00
Velocidade	10.00	Pressão	10.00	Umidade	10.00
...	...	...	...	...	...

Parâmetro	Valor	Parâmetro	Valor
Altura	10.00	Profundidade	10.00
Velocidade	10.00	Pressão	10.00
...	...	...	...

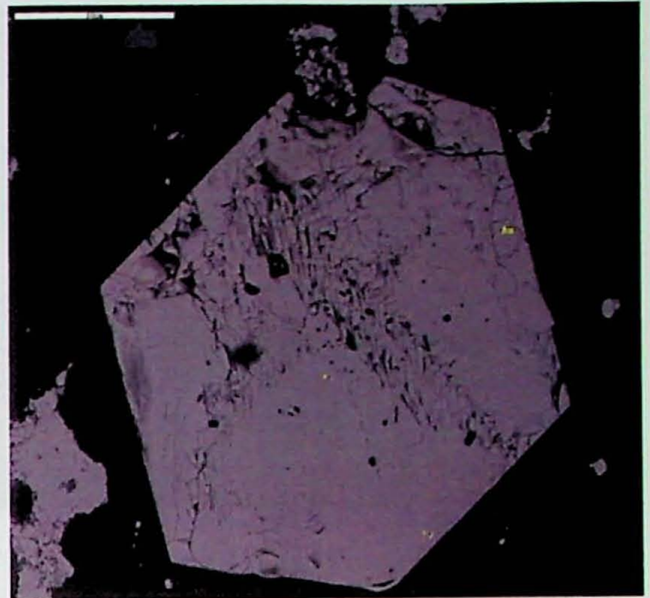
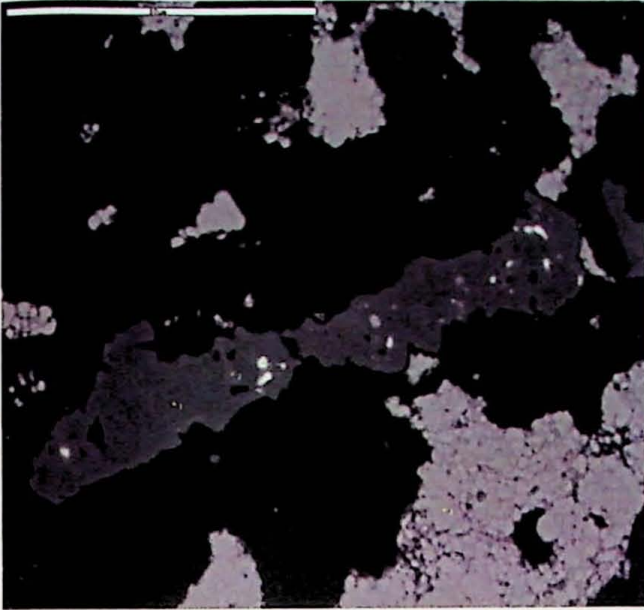
### PRANCHA FOTOGRÁFICA 3

FOTO 3: Vista com inclinação de 150°, com o sistema de navegação



Parâmetro	Valor	Parâmetro	Valor
Altura	10.00	Profundidade	10.00
Velocidade	10.00	Pressão	10.00
...	...	...	...

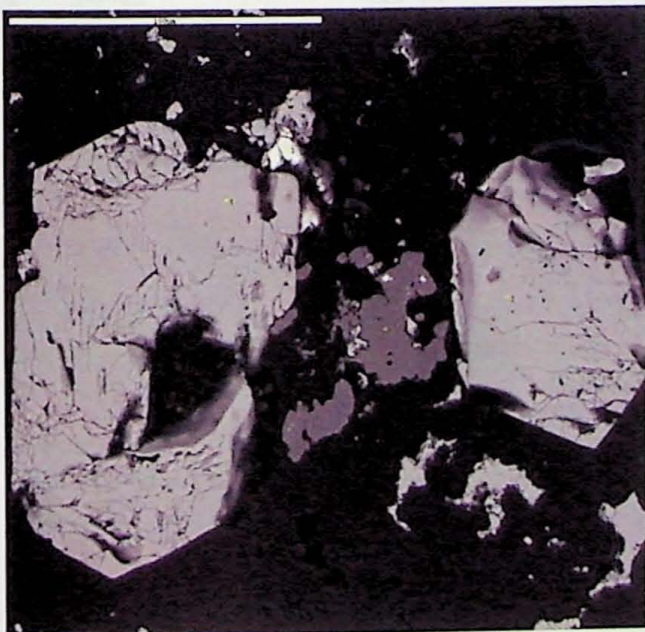
FOTO 2: Pirita com inclusão de ouro.



Ponto 1: Rutilo		Ponto 2: Rutilo?		Ponto 3: Barita?	
	%		%		%
SiO2	0.79	SiO2	1.29	SiO2	0.91
TiO2	98.65	TiO2	93.04	SO3	22.61
FeO	0.55	Cr2O3	1.47	FeO	0.65
		FeO	0.59	SrO	0.62
		SnO2	3.61	BaO	40.28
Ponto 4: Melanterita?					
	%				
SO3	70.54				
FeO	29.46				

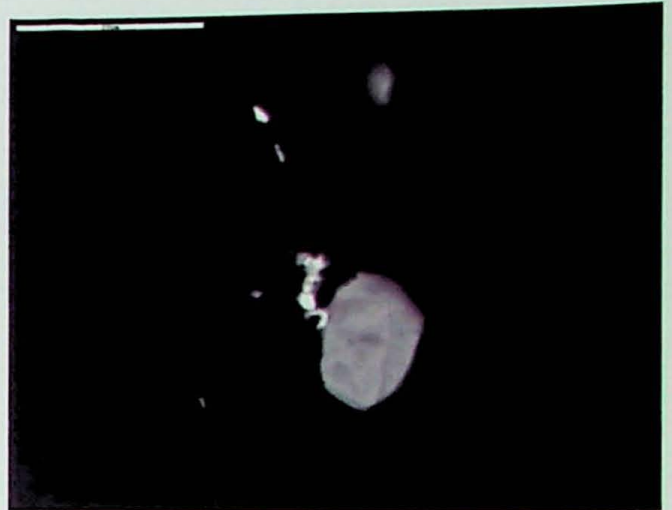
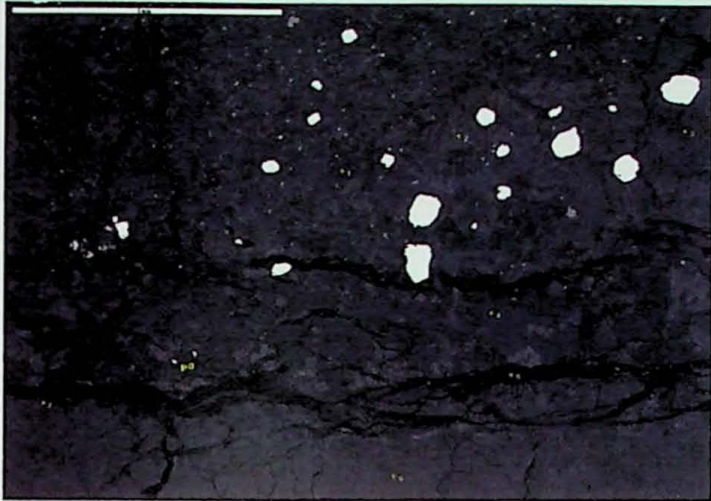
Ponto 1: Pirita		Ponto 2: Pirita	
	%		%
S	55.09	S	54.17
Fe	44.91	Fe	45.83
Ponto 3: Mineral não identificado		Ponto 4(Au): Ouro	
	%		%
Na2O	4.78	% S	50.06
Al2O3	26.47	Fe	33.49
SiO2	53.05	Au	16.45
SO3	3.57		
K2O	0.28		
CaO	9.74		
FeO	2.11		

FOTO 3: Cristais de pirita, rutilo e tetraedrita-tennantita.



Ponto 1: Pirita		Ponto 4: Rutilo	
	%		%
S	55.20	SiO2	0.43
Fe	44.80	TiO2	99.57
Ponto 2: Pirita			
	%		
S	54.74		
Fe	45.26		
Ponto 3: Tetraedrita-Tennantita			
	%		
Si	0.28		
S	26.94		
Fe	2.55		
Cu	48.11		
As	15.41		
Sb	6.70		

FOTO 4: Veio de alunita



Ponto 1: Quartzo	Ponto 2: Alunita	Ponto 3: Alunita
%	%	%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 2.44	Na <sub>2</sub> O 0.60	Na <sub>2</sub> O 0.88
SiO <sub>2</sub> 97.05	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 41.17	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 41.57
K <sub>2</sub> O 0.51	SiO <sub>2</sub> 0.41	SiO <sub>2</sub> 0.45
	SO <sub>3</sub> 45.18	SO <sub>3</sub> 45.40
	K <sub>2</sub> O 12.06	K <sub>2</sub> O 11.71
	TiO <sub>2</sub> 0.58	

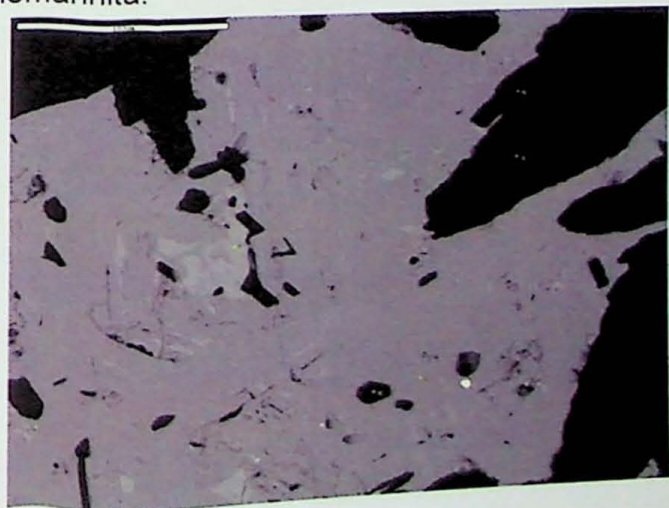
Ponto 3: Alguilarita com inclusão de clorargirita?

Na	0.86
Al	14.05
S	10.40
Cl	6.10
Fe	2.02
Cu	1.78
Se	6.18
Ag	58.61

Ponto 4: Quartzo	Ponto 5: Mineral não identificado	Ponto 6: Mineral não identificado
%	%	%
SiO <sub>2</sub> 100.00	Al 38.80	Na 0.85
	Si 59.86	Al 37.90
	S 0.65	P 1.01
	K 0.69	S 38.46
		K 21.78

Ponto 7: Alunita	Ponto 8 (P8): Enargita-Famatinita
%	%
Na <sub>2</sub> O 1.07	Si 0.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 42.26	S 33.62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0.67	Cu 44.13
SO <sub>3</sub> 44.87	As 18.56
K <sub>2</sub> O 11.17	Sb 3.41

FOTO 6: Cristal de Covellina com inclusão de tiemannita.



Ponto 1: Covelina

%
S 34.18
Cu 65.82

Ponto 2: Calcosina

%
S 24.12
Cu 75.88

Ponto 3: Tiemannita

%
S 2.28
Cu 11.74
Se 23.64
Hg 62.33

## **ANEXO 1**



## **ANEXO 2**

Amostra	SiO2 (% wt)	TiO2 (% wt)	Al2O3 (% wt)	Fe2O3 (%wt)	FeO (% wt)	MnO (% wt)	MgO (% wt)	CaO (% wt)	BaO (% wt)	Na2O (% wt)	K2O (% wt)	SrO (%wt)	Cl (% wt)	F (% wt)	TOTAL (% wt)	Nome do Mineral	Observação
FV3-01-47	28.432	0.000	19.485		17.277	0.473	21.614	0.067	0.000	0.077	0.110		0.053	0.191	87.779	CLINOCLORO	Centro do Cristal
FV3-01-47	28.580	0.110	18.924		16.436	0.480	21.311	0.180	0.000	0.661	0.057		0.050	0.237	86.955	CLINOCLORO	Borda do Cristal
X1-25-4	40.735	1.520	9.258		31.116	0.595	2.465	10.553	0.015	1.724	1.095		0.267	0.491	99.833	Fe-HORNBLENDA	Centro do Cristal
X1-25-4	42.543	0.556	8.618		29.340	0.735	3.551	9.965	0.000	1.649	0.932		0.282	0.245	98.418	Fe-HORNBLENDA	Borda do Cristal
X1-25-4	47.366	0.038	33.612		3.370	0.078	0.312	0.030	0.113	0.292	10.625		0.010	0.000	95.846	SERICITA ?	Desconsiderar ?
X1-25-4	26.415	0.430	16.183		35.567	0.543	7.432	0.209	0.000	0.000	0.329		0.031	0.000	87.144	CLINOCLORO	Centro do Cristal
X1-25-4	26.004	0.475	16.201		36.886	0.602	7.362	0.129	0.108	0.016	0.350		0.029	0.003	88.164	CLINOCLORO	Borda do Cristal
X1-25-4	29.524	0.470	16.041		34.128	0.470	6.960	0.194	0.020	0.090	2.201		0.060	0.000	90.170	CLINOCLORO	Centro do Cristal
X1-25-4	29.387	0.460	16.309		32.535	0.480	6.839	0.232	0.088	0.151	2.716		0.027	0.052	89.276	CLINOCLORO	Borda do Cristal
X1-37-1	64.187	0.000	18.648	0.051		0.034	0.007	0.007	0.267	0.350	16.732	0.173			100.457	MICROCLÍNIO	Centro do Cristal
X1-37-1	67.140	0.000	17.149	0.138		0.000	0.000	0.010	0.150	0.178	15.563	0.098			100.425	MICROCLÍNIO	Borda do Cristal (Alterada)
X1-25-4	61.344	0.026	24.758	0.379		0.032	0.057	2.791	0.083	8.028	1.737	0.203			99.439	OLIGOCCLÁSIO	
X1-25-4	42.796	0.052	23.907	0.643		0.000	0.010	26.679	0.000	0.060	0.003	0.143			94.294	PREHNITA	Centro do Cristal
X1-25-4	44.019	0.102	23.773	10.342		0.201	0.010	19.071	0.000	2.640	0.009	0.152			100.317	PREHNITA	Borda do Cristal
FV3-01-34A	45.413	0.026	40.194	0.470		0.024	0.000	0.017	0.051	0.065	0.014	0.026			86.301	CAOLINITA	
FV3-01-34B	47.373	0.052	39.971		0.000	0.018	0.068	0.012	0.000	0.834	9.262		0.003	0.029	97.632	MUSCOVITA / PARAGONITA	
FV3-01-34B	46.212	0.039	39.134		0.066	0.007	0.082	0.036	0.031	1.079	9.643		0.000	0.127	96.456	MUSCOVITA / PARAGONITA	Ripiforme
FV3-01-34B	30.679	0.051	58.823		0.005	0.012	0.024	0.000	0.094	0.000	0.000		0.000	11.970	101.658	TOPÁZIO	
FV3-01-34B	50.554	0.000	36.574		0.000	0.025	0.002	0.000	0.041	0.042	0.012		0.013	3.451	90.714	TOPÁZIO	Porção Alterada
FV3-01-34B	30.049	0.013	60.242		0.029	0.000	0.069	0.016	0.032	0.002	0.006		0.020	9.916	100.394	TOPÁZIO	
FV3-01-34B	46.686	0.000	39.078		0.053	0.000	0.059	0.049	0.045	0.695	8.481		0.000	0.100	95.246	MUSCOVITA / PARAGONITA	
FV3-01-34B	47.334	0.013	38.870		0.017	0.018	0.114	0.000	0.012	0.853	9.374		0.005	0.104	96.715	MUSCOVITA / PARAGONITA	
FV3-01-34B	24.758	0.165	53.548		0.020	0.000	0.031	0.524	0.247	0.239	0.112		0.000	7.743	87.387	TOPÁZIO	Alterado
FV3-01-34B	31.321	0.000	58.339		0.032	0.000	0.004	0.003	0.000	0.000	0.000		0.048	11.909	101.656	TOPÁZIO	
FV3-01-34A	45.968	0.013	39.689		0.051	0.026	0.211	0.019	0.038	0.067	0.020		0.003	0.006	86.109	CAOLINITA	
FV3-01-34A	36.445	0.051	66.182		0.044	0.000	0.038	0.000	0.000	0.000	0.001		0.000	0.000	102.761	ANDALUZITA	
FV3-01-34A		107.305	0.012		0.000	0.000	0.036	0.021	0.184	0.030	0.000		0.000	0.000	107.721	RUTILITO	
FV3-01-34A	45.703	0.000	40.168		0.058	0.000	0.087	0.003	0.000	0.074	0.047		0.029	0.065	86.234	CAOLINITA	
FV3-01-34A	58.652	0.039	33.617		0.073	0.000	0.020	0.010	0.032	0.033	0.000		0.023	0.000	92.499	PIROFILITA	
FV3-01-34A	37.072	0.077	65.641		0.039	0.000	0.016	0.000	0.000	0.008	0.081		0.000	0.004	102.938	ANDALUZITA	Núcleo do Cristal
FV3-01-34A	29.881	0.038	58.225		0.035	0.000	0.013	0.009	0.135	0.015	0.004		0.023	0.000	88.378	ANDALUZITA?	Borda do Cristal
FV3-01-34A	37.367	0.026	65.855		0.003	0.004	0.007	0.018	0.000	0.014	0.000		0.000	0.000	103.295	ANDALUZITA	Núcleo do Cristal
FV3-01-34A	36.036	0.026	65.954		0.057	0.000	0.020	0.016	0.053	0.010	0.016		0.000	0.011	103.098	ANDALUZITA	Borda do Cristal
FV3-01-34A	41.950	0.000	37.522		0.447	0.000	0.007	0.045	0.579	0.074	0.018		0.010	0.000	80.653	CAOLINITA?	
FV3-01-34A	57.141	0.103	35.108		0.238	0.000	0.026	0.020	0.038	0.098	0.089		0.000	0.071	92.932	PIROFILITA?	
FV3-01-29	61.937	0.000	32.341		0.065	0.005	0.009	0.000	0.000	0.048	0.004		0.008	0.000	94.416	PIROFILITA	Da Matriz
FV3-01-29	66.865	0.078	29.005		0.008	0.000	0.022	0.026	0.000	0.009	0.022		0.000	0.157	96.193	PIROFILITA?	
FV3-01-29	47.692	0.052	37.493		0.013	0.020	0.020	0.000	0.025	0.005	0.000		0.021	0.098	85.438	CAOLINITA	Pseudomorfo de Andaluzita
FV3-01-29	45.935	0.039	39.048		0.052	0.026	0.000	0.029	0.067	0.018	0.000		0.008	0.068	85.289	CAOLINITA	Pseudomorfo de Andaluzita
FV3-01-29	66.869	0.000	29.124		0.057	0.008	0.027	0.007	0.000	0.050	0.017		0.000	0.033	96.192	PIROFILITA	Placóide Grossa - Centro
FV3-01-29	65.316	0.013	30.643		0.093	0.030	0.040	0.030	0.000	0.033	0.061		0.018	0.099	96.377	PIROFILITA	Placóide Grossa - Borda
FV3-01-29	45.637	0.000	39.417		0.039	0.000	0.017	0.030	0.058	0.052	0.000		0.016	0.191	85.456	CAOLINITA	Matriz
X1-25-1	43.150	1.042	7.945		25.179	1.826	5.513	19.652	9.000	1.931	1.020		0.234	0.803	99.295	HASTINGSITA	
X1-25-1	28.900	30.176	3.575		4.045	0.323	0.317	25.679	0.156	0.084	0.000		0.018	1.293	94.567	TITANITA	
X1-25-1	25.173	0.023	17.802		31.339	2.250	9.911	0.285	0.109	0.056	0.004		0.000	0.000	86.953	CLINOCLORO	Borda do Cristal
X1-25-1	25.542	0.924	19.143		29.075	2.444	11.699	0.003	0.000	0.000	0.018		0.007	0.056	88.011	CLINOCLORO	Núcleo do Cristal
X1-25-1	57.324	0.000	18.502	0.348		0.002	0.012	12.659	0.007	9.404	0.445	0.028			98.730	ANALCIMA-WAIRAKITA	
X1-25-1	65.053	0.052	18.892	0.043		0.002	0.000	0.078	0.000	2.171	13.629	0.155			100.075	MICROCLÍNIO	
X1-25-1	69.870	0.000	16.386	0.256		0.002	0.011	0.076	0.044	0.234	14.457	0.088			100.425	MICROCLÍNIO	Mirrequitico



# MINERALIZAÇÕES EPITERMAIS *HIGH-SULFIDATION* PALEOPROTEROZÓICAS E MESO/CENOZÓICAS: UMA ANÁLISE COMPARATIVA

Yuri Bugarin Woiski Miranda<sup>1</sup>, Caetano Juliani<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Geociências, USP. Rua do Lago, 562 – Cidade Universitária. CEP 05508-080. São Paulo, SP.  
E-mail: yuri.miranda@usp.br, cjuliani@usp.br <sup>2</sup>, Departamento de Mineralogia e Geotectônica  
– Universidade de São Paulo (USP)

Este estudo é parte do Trabalho de Formatura em desenvolvimento pelo autor e visa uma comparação dos minerais de minérios e de das zonas de alteração hidrotermal de sistemas epitermais “modernos” com os paleoproterozóicos.

As mineralizações *high-sulfidation* são típicas do Meso/Cenozóico e sua quase ausência em terrenos mais antigos pode ser atribuída a diferenças nos sistemas hidrotermais antigos, ou ao baixo potencial de preservação, por serem os sistemas epitermais formados na superfície ou muito próximo dela, o que faz com que as mineralizações possam ser rapidamente erodidas ou metamorfasadas com desenvolvimento da orogênese. A ocorrência de uma mineralização de Au *high-sulfidation* paleoproterozóica na Província Aurífera do Tapajós sugere que os sistemas epitermais antigos foram semelhantes aos modernos, mas a mineralogia desse sistema não foi ainda detalhada, o que poderá indicar diferenças nos sistemas hidrotermais em função de variações físico-químicas controladas pelo sistema magmático e atmosférico, já que pode haver mistura de fluidos magmáticos e meteóricos nessas mineralizações.

Existem duas mineralizações paleoproterozóicas conhecidas. Uma, localizada em Enåsen na Suécia (Hallberg, 1994), encontra-se metamorfasada na fácies granulito e sua gênese foi inferida devido a sua mineralogia aluminosa e ao ambiente tectônico. Devido a esses fatores esta ocorrência não será utilizada para comparação com ambientes modernos. A outra, que ocorre na Província Aurífera de Tapajós, não foi metamorfasada e está muito pouco deformada (Juliani *et al.*, 2005), constituindo-se na única bem preservada do mundo.

As comparações entre estes depósitos serão focadas nos seguintes pontos: ambiente tectônico, tipos de magmas, tipos de fluidos e isótopos estáveis, gênese das rochas vulcânicas e a mineralogia da alteração hidrotermal e do minério. Essas informações foram compiladas por Arribas (1995), que destaca 14 depósitos *high-sulfidation* e descreve suas principais características geológicas. Desses apenas um é mesozóico e os demais são cenozóicos.

As ocorrências meso/cenozóicas são formadas em ambientes de arcos magmáticos, podendo ser relacionados a margens continentais ou arcos de ilha. No Tapajós os dados geológicos e geoquímicos indicam que o magmatismo Uatumã ocorreu em um arco magmático continental (Tassinari & Macambira, 1999; Santos *et al.*, 2001; Juliani *et al.*, 2005), com vulcânicas e granitos de alto potássio, semelhantes aos que ocorrem no segmento Central da cadeia Andina. Entretanto, essa região distingue-se dos terrenos meso/cenozóicos por não apresentar, a despeito da baixa taxa de erosão indicada pela preservação da mineralização epitermal, uma geomorfologia de cordilheira.

Todos os depósitos selecionados por Arribas (1995) possuem filiação magmática cálcio-alcalina, representados por dacitos, andesitos, riolitos, quartzo monzonito e quartzo dioritos, assim como o depósito paleoproterozóico do Tapajós, que associa-se com rochas de filiação magmática cálcio-alcalina de alto potássio.

Análises de isótopos estáveis de hidrogênio, oxigênio e enxofre sugerem fluidos com predominância de água magmática, com pouca contribuição de água meteórica, em temperaturas variando de 90 a 480 °C e com salinidade entre < 1 a 45 wt equivalentes de NaCl. Porém este é um ambiente dinâmico, possuindo variação de salinidade e temperatura dentro de um mesmo depósito. Estes dados são comuns tanto aos depósitos meso/cenozóicos quanto ao depósito paleoproterozóico em questão, exceto quanto às inclusões fluidas do último, que não puderam ser estudadas em função das suas dimensões muito pequenas.

A gênese das rochas vulcânicas hospedeiras das mineralizações é variada e ocorrem em diferentes tipos de vulcões. A ocorrência paleoproterozóica tem a gênese associada a vulcões anelares, já as outras associam-se a complexos dômicos, diatremas, estrato-vulcões, vulcões *central-vent* e, tal qual no Tapajós, também a margens de caldeiras.

O estudo mineralógico do depósito paleoproterozóico de Tapajós encontra-se, ainda, em estágio inicial, tendo sido descritos apenas os principais minerais do sistema. A composição mineralógica das zonas de alteração hidrotermal inclui alunita, natro-alunita, pirofilita, andalusita, quartzo, rutilo, diásporo, woodhouseita–svanbergita, caolinita, dickita, enargita–luzonita, covelita, bornita, calcopirita, galena, esfalerita, barita, pirita, ouro e prata. Esta mineralogia é semelhante à dos depósitos mais recentes, mas ainda não foram descritos outros sulfossais que comumente estão presentes nas mineralizações epitermais. Núcleos de sílica maciça e capas de sílica com hematita estão presentes tanto nos sistemas modernos quanto no paleoproterozóico. Andalusita não foi descrita em depósitos *high-sulfidation* não metamórficos terciários dos Estados Unidos, indicando que as temperaturas dos sistemas epitermais paleoproterozóicos podem ter sido um pouco mais elevadas que as típicas de depósitos epitermais modernos. Entretanto, andalusita tem sido encontrada em alguns depósitos do mesozóicos e proterozóico na Europa.

É importante destacar o excelente estado de preservação do sistema epitermal paleoproterozóico do Tapajós, formado há 1,869 Ga (datação Ar–Ar) e que sofreu exumação apenas em 51,3 Ma (datação Ar–Ar), como evidenciado pela presença de alunita supergênica. O único evento pós-mineralização registrado foi de cisalhamento, que pode estar relacionado com a orogenia Rio Negro (1,86–1,52 Ga) ou com a orogenia Rondônia–Juruena (1,76–1,47 Ga). Porém, não existe evidência de metamorfismo regional afetando a textura, composição química primária, composições isotópicas ou a idade Ar–Ar da alunita do depósito (Juliani *et al.*, 2005).

Assim, preliminarmente, parece não haver diferenças significativas nos sistemas hidrotermais epitermais antigos e modernos, sugerindo que a sua preservação ou não se deve apenas à evolução crustal, mas dados complementares da mineralogia do depósito podem fornecer outras indicações a esse respeito. Entretanto, a despeito da geoquímica, a ausência de uma geomorfologia de cadeias orogênicas no Tapajós sugere que, apesar do magmatismo e do sistema hidrotermal semelhantes, no paleoproterozóico do Tapajós os processos tectônicos podem ter sido algo distinto daqueles observados em sistemas orogênicos meso/cenozóicos

Uma possível razão para a preservação pelo intemperismo e erosão dessa mineralização *high-sulfidation* pode ter sido, segundo Juliani *et al.* (2003), o rápido soterramento por sedimentos fluviais e marinhos rasos em ambiente de bacia *pull-apart*. Outro ponto importante para esta preservação é a estabilidade tectônica da Província Aurífera do Tapajós depois do evento Parauari, por razões ainda não bem compreendidas.

**Agradecimentos:** INCT Geociências da Amazônia (CNPq/MCT/FAPESPA).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Arribas, A. Jr. (1995). Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. In: THOMPSON, J. F. H. (Ed). *Magmas, fluids and ore deposits*. Mineralogical Association of Canada Short Course, 23: 419–454.
- Hallberg, A. (1994). The Enåsen gold deposit, central Sweden. 1: a Palaeoproterozoic high-sulphidation epithermal gold mineralization. *Mineralium Deposita*, 29: 150–162.
- Juliani, C.; Côrrea-Silva, R.H.; Monteiro, L.V.S.; Bettencourt, J.S.; Dall’Agnol, R. (2003). Epithermal and plutonic gold mineralizations related to Paleoproterozoic acid magmatism in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil. EGS-AGU-EUG Joint Assembly. *Geophys. Res. Abstr.* 5, 14239 (CD-ROM).
- Juliani, C.; Rye, R.O.; Nunes, C.M.D.; Snee, L.W.; Silva, R.H.C.; Monteiro, L.V.S.; Bettencourt, J.S.; Neumann, R.; Neto, A.A. (2005). Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age and stable-isotope constraints. In: *Chemical Geology*, 215: 95–125.
- Santos, J.O.S.; Hartmann L.A.; Gaudette, H.E.; Groves, D.L.; MacNaughton, N.J.; Fletcher, I.R. (2000). A new understanding of the provinces of Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3: 453–488.
- Tassinari, C.C.G.; Macambira, M.J.B. (1999). Geochronological provinces of the Amazon Craton. *Episodes* 22: 174–182.

Faint, illegible text covering the majority of the page, likely bleed-through from the reverse side of the document.

DOAÇÃO \_\_\_\_\_  
TGC-059  
Data: 05 / 02 / 10

