

# CAPÍTULO X

## CARACTERIZAÇÃO DO DEPÓSITO POLIMETÁLICO (Zn, Pb, Ag, Cu-Au) DE ARIPUANÃ, MATO GROSSO

JAYME ALFREDO DEXHEIMER LEITE  
MARIA ZÉLIA AGUIAR DE SOUSA  
GERSON SOUZA SAES  
MOACIR JOSÉ BUENANO MACAMBIRA  
ROBERTO PEREZ XAVIER  
AUBERTO JOSÉ SIQUEIRA  
MARIA ELISA FRÓES BATATA  
FABIANA ALVES DE OLIVEIRA  
JOSELIR GOMES DA SILVA JR.  
ÁLVARO PIZZATO QUADROS



# SUMÁRIO

## CAPÍTULO X

### CARACTERIZAÇÃO DO DEPÓSITO POLIMETÁLICO (Zn, Pb, Ag, Cu-Au) DE ARIPUANÃ, MATO GROSSO

<b>RESUMO</b> .....	601
<b>ABSTRACT</b> .....	601
<b>I. INTRODUÇÃO</b> .....	602
Localização .....	602
<b>II. MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	603
<b>III. O CONHECIMENTO PRÉVIO DA REGIÃO E DO DEPÓSITO</b> .....	604
Contexto Geotectônico .....	604
Contexto Geológico Regional .....	605
Geologia Local .....	610
Caracterização da Mineralização .....	611
Geoquímica Isotópica .....	612
Alteração Hidrotermal .....	612
Modelo da Mineralização .....	612
<b>IV. O ALVO ARIPUANÃ</b> .....	613
Contexto Regional .....	613
Contexto Geológico Local .....	614
Caracterização das Zonas Mineralizadas .....	620
Evolução Estrutural .....	621
<b>V. PETROGRAFIA</b> .....	626
Petrografia das Rochas Hospedeiras .....	626
Petrografia das Zonas de Alteração Hidrotermal e Mineralizações .....	635
<b>VI. QUÍMICA MINERAL DA ALTERAÇÃO HIDROTERMAL E DO MINÉRIO</b> .....	638
<b>VII. INCLUSÕES FLUIDAS</b> .....	647
Tipologia das Inclusões e Modo de Ocorrência .....	648
Clatratos e Presença de Voláteis .....	649
Temperatura de Homogeneização Total .....	650
<b>VIII. GEOQUÍMICA</b> .....	652
Geoquímica das Rochas Hospedeiras .....	652
Geoquímica da Alteração Hidrotermal .....	660
Geoquímica da Mineralização .....	665
Geoquímica Isotópica .....	672

<b>IX. GEOCRONOLOGIA .....</b>	<b>676</b>
<b>X. MODELO GENÉTICO .....</b>	<b>677</b>
<b>XI. CONCLUSÃO .....</b>	<b>679</b>
<b>AGRADECIMENTOS .....</b>	<b>680</b>
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>680</b>

## CARACTERIZAÇÃO DO DEPÓSITO POLIMETÁLICO (Zn, Pb, Ag, Cu-Au) DE ARIPUANÃ, MATO GROSSO

JAYME ALFREDO DEXHEIMER LEITE<sup>1,2,3</sup>, MARIA ZÉLIA AGUIAR DE SOUSA<sup>1,2,3</sup>, GERSON SOUZA SAES<sup>1,2,3</sup>, MOACIR JOSÉ BUENANO MACAMBIRA<sup>5</sup>, ROBERTO PEREZ XAVIER<sup>6</sup>, AUBERTO JOSÉ SIQUEIRA<sup>7</sup>, MARIA ELISA FRÓES BATATA<sup>2,3</sup>, FABIANA ALVES DE OLIVEIRA<sup>2</sup>, JOSELIR GOMES DA SILVA JR.<sup>2</sup>, ÁLVARO PIZZATO QUADROS<sup>4</sup>.

<sup>1</sup>Departamento de Recursos Mineraiis-Universidade Federal de Mato Grosso.

<sup>2</sup>CRÁTON-Grupo de Pesquisas em Evolução Crustal e Metalogenia-CNPq.

<sup>3</sup>Curso de Pós-Graduação em Geociências-Universidade Federal de Mato Grosso.

<sup>4</sup>Departamento de Geologia Geral-Universidade Federal de Mato Grosso.

<sup>5</sup>Centro de Geociências-Universidade Federal do Pará.

<sup>6</sup>Instituto de Geociências-UNICAMP.

### RESUMO

O Depósito de sulfeto polimetálico (Zn, Pb, Ag, Cu-Au) da Serra do Expedito, Alvo Aripuanã, é envelopado por zona de alteração hidrotermal, ora rica em clorita ora em carbonato, comumente com anfíbólio rico em cálcio, tremolita. A mineralização e a zona de alteração hidrotermal estão hospedadas em rochas da Seqüência Aripuanã, de idade 1,76 Ga, composicionalmente bimodal, consistindo de rochas vulcanoclásticas e vulcânicas de composição predominantemente dacítica a riolítica, juntamente com granitos rasos contemporâneos, e basaltos como termo subordinado. Esta associação mostra comportamento geoquímico de elementos maiores, menores e Terras Raras que, juntamente com a assinatura isotópica de Nd, sugere seu desenvolvimento em possível margem continental durante fase eminentemente extensional, a partir da fusão parcial de crosta continental de idade paleoproterozóica com pouco tempo de residência crustal.

Três estilos de mineralização foram encontrados. O primeiro, considerado como a mineralização principal, é constituído por zona inferior de *stringer* com sulfetos de Cu e Au disseminados em veios, e zona superior de sulfetos maciços, bandados e disseminados ricos em zinco, chumbo e prata, com ouro subordinado. O segundo estilo compreende mineralização sulfetada disseminada, possivelmente oriunda da recristalização da mineralização principal durante a intrusão do Granito Rio Branco. O terceiro padrão corresponde à presença de sulfetos e Au disseminados em veios de quartzo, relacionados a episódio tardio de cisalhamento que afeta de forma heterogênea a Seqüência Aripuanã.

Os estudos microtermométricos de inclusões fluidas indicam temperaturas variando entre 90°C e 375°C, enquanto as obtidas por meio do geotermômetro da clorita sugerem intervalos mais altos, entre 383°C e 511°C, este último como possível reflexo do metamorfismo de contato imposto pelo Granito Rio Branco. As salinidades obtidas variam no intervalo de 11,8 % a 25,1 % peso eq. NaCl.

As relações texturais na zona mineralizada e os dados de química mineral, em conjunto com os de isótopos de carbono-oxigênio e enxofre, favorecem modelo do tipo vulcanogênico para a mineralização principal do Alvo Aripuanã. Nesse modelo admite-se que o fluido tenha sido predominantemente água do mar evoluída, com contribuição de componentes magmáticos subordinados, e que tenha formado a mineralização de sulfeto maciço abaixo do assoalho oceânico por meio da substituição das rochas vulcânicas (*sub-seafloor replacement process*).

### ABSTRACT

The Expedito massive sulphide deposit (Zn, Pb, Ag, Cu-Au), the Aripuanã Target, is located in northwestern Mato Grosso State, Brazil, within the realm of the 1,85-1,55 Ga-Rio Negro-Juruena Province of the Amazon Cráton.

The mineralization is enveloped by a chlorite-rich and/or carbonate-rich alteration zones hosted by the 1,76 Ga Aripuanã Sequence. The sequence consists of a bimodal association of dacite-rhyolite and its plutonic counterparts as the dominant end-member and subordinated basalt. Major, trace and REE data together with the Nd isotopic signature imply a continental margin extensional environment for its development in which felsic rocks are derived by partial melting of a Paleoproterozoic sialic crust with a possible subordinated juvenile contribution.

Three styles of mineralization were recognized. The first one, considered the as the main ore, consists of a basal Cu-Au rich-stringer zone and a top banded, massive and disseminated Zn, Pb, Ag rich-zone with subordinated Au. The second one is characterized by disseminated sulphides possibly derived from recrystallization of the main ore during the metamorphic event related to the intrusion of Rio Branco Granite. The last one consists of disseminated sulphide and gold hosted by WNW-trending quartz veins that are developed during a shearing event which ends the evolution of the Aripuanã region.

Microtermometric data derived from fluid inclusions indicate temperatures between 90°C e 375°C, whereas those derived from chlorite geothermometry are between 383°C and 511°C; the later possibly representing contact metamorphic temperatures. Salinities are high, 11,8 % and 25,1 % eq. weight NaCl, when compared with those from normal water.

Textural and phase relationships, mineral chemistry, Carbon and Oxygen isotopic data in carbonates and Sulphur isotopes in sulphides favor a volcanogenic model for the main ore. In this model the fluid is considered to be dominantly evolved and heated seawater with small contributions of a magmatic source (subjacent volcanic/granitic pile). Mineralization occurred through subseafloor replacement in which zone refining processes were responsible for variations in Cu+Zn/Cu ratio.

## I. INTRODUÇÃO

A região de Aripuanã, no noroeste do Estado de Mato Grosso, é reconhecida por apresentar várias ocorrências de ouro que foram mineradas por garimpeiros, principalmente na década de 80 e início dos anos 90. A partir do final da década de 80 e durante boa parte dos anos seguintes, a região foi prospectada por grandes empresas de mineração. Em consequência, foram reconhecidos pela Anglo-American e pela Noranda Ltd. três corpos mineralizados em sulfetos de metais base designados Valley, Massaranduba e Babaçu, os quais formam o depósito de sulfeto polimetálico da Serra do Expedito (Néder *et al.* 2000). A origem do depósito é matéria de debate, com propostas de modelo epigenético (Néder *et al.* 2002), VMS (A. F. Soares 2002 - Anglo American, comunicação pessoal) e metassomático (Rizzoto *et al.* 2000).

O presente trabalho reporta os resultados de caracterização detalhada do contexto geológico do entorno do depósito, incluindo distribuição da mineralização, petrografia das hospedeiras, da zona de alteração

hidrotermal e do minério, química mineral, dados de microtermometria, geoquímica de elementos maiores, menores e ETR, isótopos de Neodímio, Chumbo, Enxofre, Carbono e Oxigênio e a geocronologia de suas hospedeiras. Estes resultados indicam que a origem mais provável da mineralização principal é do tipo VHMS.

### Localização

O Alvo Aripuanã localiza-se a, aproximadamente, 12 km da sede do município homônimo (Figura 1), no sentido norte, em estrada municipal não pavimentada. O acesso à região do depósito pode ser feito partindo-se da capital pela MT 170, via municípios de Tangará da Serra, Juína, Juruena, até Aripuanã, sendo os primeiros 350 km asfaltados (BR 364), e os 750 km restantes em estradas estaduais não pavimentadas. Vale ressaltar que o acesso a Aripuanã é dificultado por via terrestre durante os meses de novembro, dezembro e janeiro em virtude da grande quantidade de chuvas torrenciais, típicas desta época do ano na região.

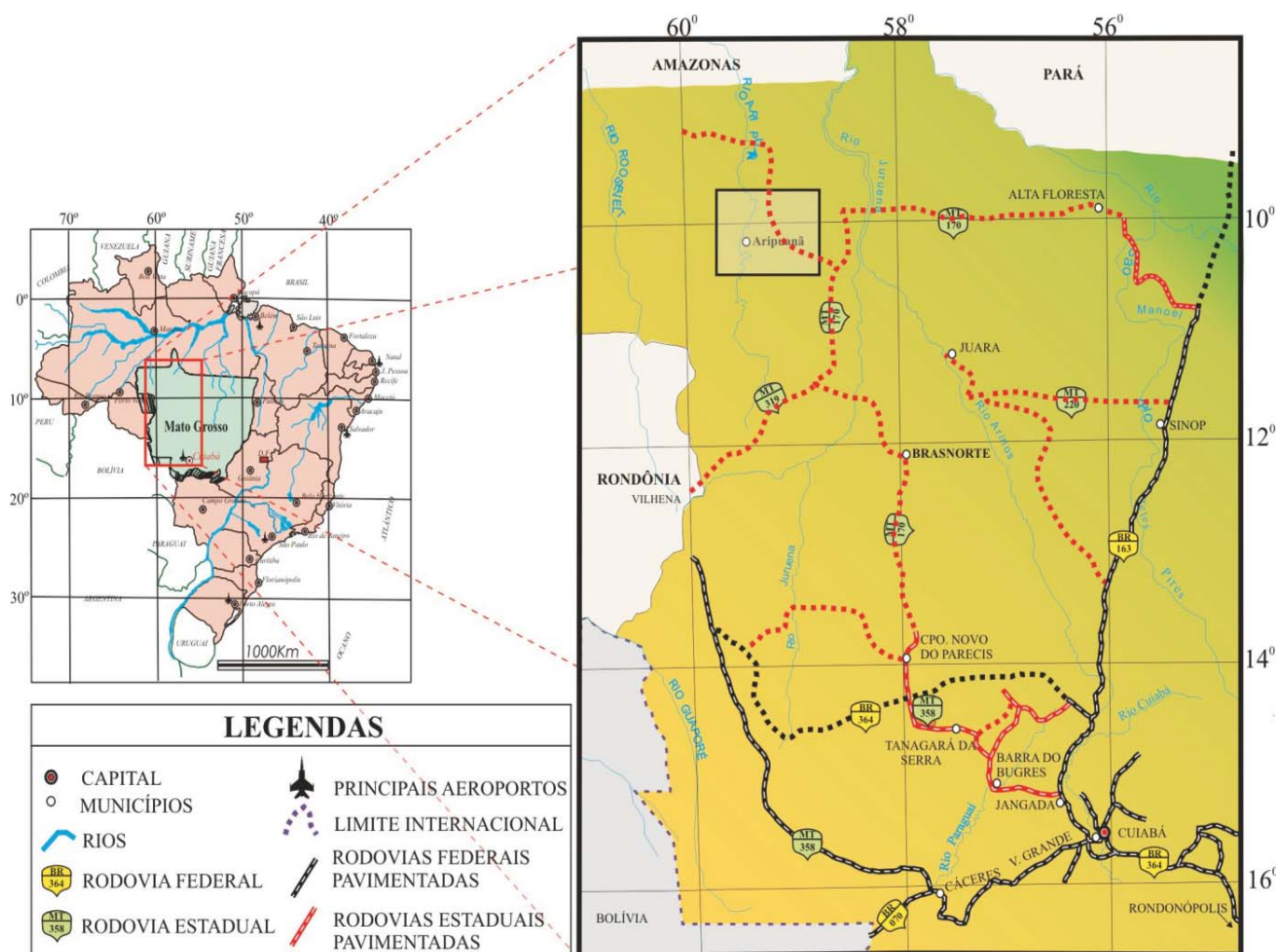


Figura 1 – Mapa de localização do Alvo Aripuanã.

## II. MATERIAIS E MÉTODOS

A análise geoquímica das rochas da área estudada foi realizada pelo Laboratório Acmelab, Ontário - Canadá, por ICP-MS, para elementos maiores e menores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{MnO}$ , Ba), elementos-traço (Cr, Ni, Sc, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, Th, U, V, W, Zr e Y) e Terras Raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu).

As microanálises foram efetuadas em microsonda eletrônica do Instituto de Geociências da UFRGS, em condições de operação envolvendo voltagem de aceleração de 15 kV a 20 kV, corrente do feixe de 8 nA a 25 nA, tempos de integração de 20 e 30 s e diâmetro do feixe variando de 1  $\mu\text{m}$  a 10  $\mu\text{m}$ , dependendo da fase mineral analisada. Minerais naturais e sintéticos foram utilizados como padrões.

O estudo de inclusões fluidas foi conduzido, utilizando a infra-estrutura analítica do IG/UNICAMP. Seções com espessuras entre 60-80  $\mu\text{m}$ , polidas em ambos os lados, foram confeccionadas para todas as amostras investigadas, que nesta etapa passaram por descrição petrográfica com o objetivo de definir paragêneses, modos de ocorrência e possíveis relações cronológicas existentes entre as diversas populações de inclusões fluidas identificadas em quartzo e carbonato. Populações previamente selecionadas foram submetidas a ensaios microtermométricos para caracterização composicional dos fluidos das inclusões, por meio da microtermometria, ou seja, dos valores das temperaturas de transição de fases obtidas no intervalo de  $-180$  a  $600^\circ\text{C}$ . Para os ensaios microtermométricos utilizou-se platina de aquecimento/refrigeração LINKAM THMSG600, com controlador de temperatura LINKAM TMS92, acoplada a microscópio petrográfico Leica, conectado a sistema de captura de imagem. Após a microtermometria, inclusões individuais de populações das amostras investigadas foram selecionadas para análise de sua fase não aquosa, utilizando sistema de microespectroscopia Raman modelo T64000, da Jobin Yvon, com espectrômetro multicanal CCD, acoplado a microscópio Olympus BHS.

As análises de isótopos de enxofre e carbono-oxigênio foram realizadas no Scottish Universities Environmental Research Centre (SUERC), em East Kilbride, Escócia (Reino Unido). As razões  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  foram obtidas por meio de análises *in situ* de grãos de esfalerita, galena e calcopirita em blocos polidos. O bloco é inserido em câmara acoplada à platina do microscópio que, depois de evacuada, é preenchida por gás oxigênio. Áreas previamente selecionadas em grãos de sulfetos passam por combustão a partir da incidência de feixe de laser de Nd:YAG (diâmetro de 25  $\mu\text{m}$ ) da SPECTRON LASERS 902Q CW. Cada extração a laser foi efetuada, movendo o fei-

xe de laser pela superfície da área a ser analisada no sulfeto, produzindo sulcos de aproximadamente 50  $\mu\text{m}$ . Esse procedimento permite a produção de volume adequado de gases para as análises. A combustão *in situ* de sulfetos produzida pelo laser gera  $\text{SO}_2$  (gás) que é separado de outras substâncias, particularmente  $\text{H}_2\text{O}$  e  $\text{CO}_2$ , por criogenia. Após essa separação, os valores de  $\delta^{34}\text{S}$  são analisados por meio do  $\text{SO}_2$  (gás) em espectrômetro de massa VG SIRA 2. Os detalhes da técnica são descritos em Kelley & Fallick (1990) e Fallick *et al.* (1992).

As análises isotópicas de Nd e Pb, bem como as idades Pb-Pb por evaporação em zircão foram efetuadas pelo Laboratório de Geologia Isotópica – PARÁ-ISO, da Universidade Federal do Pará.

Nas análises isotópicas pelo método Sm-Nd esses elementos foram apartados um do outro após a separação dos ETR a partir do pó da rocha, usando cromatografia de troca iônica. A dissolução de cerca de 100 mg da amostra (pulverizada e homogeneizada) juntamente com o traçador, foi feita em bomba tipo PARR, a  $150^\circ\text{C}$  durante 7 dias, usando HF e  $\text{HNO}_3$  bidestilados. A solução foi então evaporada até secar, sendo submetida a mais dois ataques idênticos ao primeiro durante aproximadamente 12 horas. Após isso, o resíduo foi solubilizado por duas vezes, em HCl 6N e HCl 2N, respectivamente, procedendo-se a evaporação em cada etapa. Transferiu-se a amostra, então, para o tubo de centrifugação com 1 ml de HCl 2N, ativando o aparelho por 20 minutos. Usou-se, em colunas de cromatografia de troca iônica, 2 ml da resina catiônica Dowex 50WX-8 e aniônica Dowex AG1-X4, respectivamente, na primeira etapa de separação dos ETR e elementos maiores como grupo, e na segunda para separação do Sm e Nd um do outro e dos demais ETR, esta última tendo ocorrido no intervalo entre 7-11 ml (Sm) e 19-25 ml (Nd). As soluções contendo Sm e Nd, coletadas em bequeres, foram evaporadas e analisadas por espectrômetro de massa de termo-ionização Finningan MAT 262 com 7 coletores. Nd e Sm foram depositados em filamento de Ta e Re, respectivamente, utilizando 1  $\mu\text{l}$  de  $\text{HNO}_3$  0,1N e 1  $\mu\text{l}$  de  $\text{H}_3\text{PO}_4$  0,1M. A análise isotópica foi feita utilizando arranjo de filamento duplo constituído por um filamento de evaporação (no qual o Sm ou Nd foi depositado) e um filamento de ionização, sendo que este último foi aquecido para ionizar o metal (Sm ou Nd) evaporado pelo aquecimento ( $\sim 1\text{A}$ ) do filamento de evaporação. As razões isotópicas medidas de Nd foram corrigidas para o fracionamento de massa utilizando como parâmetro de normalização a razão  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ .

Para análise isotópica de Pb, as amostras foram lavadas com HCl 6N e pulverizadas a 80-100 *mesh*, sendo preparadas segundo as técnicas desenvolvidas por Krogh (1973) e Manhès (1982). Na abertura química cerca de 50 mg de amostra de sulfeto foram submetidas a ataque

ácido [HCl (6N) + HNO<sub>3</sub> (13N) + uma gota de HBr (8N)] em chapa quente (100°C) por 24h e depois evaporado até a secura total. O resíduo foi dissolvido com HBr 0,7N e evaporado a seco, a 100°C. Em seguida, adicionou-se 1,5 ml de HBr 0,5N tridestilado a esse resíduo seco, sendo esta solução levada ao ultra-som e centrifugadora por 3 e 20 minutos, respectivamente. Na separação cromatográfica de Pb, transferiu-se cerca de 100 µl da resina Eichrom Sr Resin SPS para uma coluna de teflon, passando-a alternadamente 6 vezes em HCl 6N tridestilado e 6 vezes H<sub>2</sub>O Milli-Q. Para o condicionamento da resina, adicionou-se na coluna cerca de 90 µl de HBr 0,5N tridestilado e, após a descida total do ácido, mais 450 µl do mesmo produto. Em seguida, introduziu-se 1 ml da amostra centrifugada, seguido de HBr 0,5N tridestilado nas seguintes parcelas: 2 de 90 µl, 1 de 450 µl e 1 de 900 µl. Para liberação do Pb adicionou-se na coluna cerca de 90 µl e 900 µl de HCl 6N tridestilado, esta última quantidade após a descida total do ácido. A aglutinação do chumbo foi facilitada com a adição de 20 µl de H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> 0,125M, após o que a solução foi submetida a 100°C para evaporação. A amostra foi, então, diluída com 5 µl de solução sílica gel, quando se depositou 1 µl da mistura em filamento de Re previamente degaseificado a 1,8 A. A análise isotópica de Pb foi realizada em espectrômetros de massa Finnigan MAT 262 e VG Isomass 54E. Os cálculos de regressão das retas e idades foram feitos de acordo com York (1969) e Ludwig (1980) com os programas ISOPLOT e PBDAT descritos em Ludwig (1993, 2001) e outros desenvolvidos no Laboratório Pará-Iso. A composição isotópica de Pb foi corrigida da discriminação de massa pelo fator de 0,12±0,03% por a.m.u. Razões isotópicas e idades foram calculadas com desvio padrão de 1σ e 2σ, respectivamente.

Nos procedimentos analíticos pelo método Pb-Pb por evaporação de zircão os cristais foram selecionados sob lupa binocular e posteriormente aprisionados em filamento de Re em formato de canoa, para subsequente introdução no espectrômetro de massa, sendo que os melhores cristais foram fotomicrografados e numerados. A técnica analítica empregada no espectrômetro Finnigan MAT 262 utiliza dois filamentos posicionados frente a frente, sendo um de evaporação, o qual contém o zircão, e um de ionização, a partir do qual Pb é analisado. O filamento de evaporação foi aquecido gradativamente em 3 etapas, a 1450°C, 1500°C e 1550°C. Durante cada etapa de aquecimento (aproximadamente 5 minutos), ocorreu liberação de Pb do retículo cristalino do zircão. Esse Pb depositou-se imediatamente no filamento de ionização, que foi mantido em temperatura ambiente. Em seguida, o filamento de evaporação foi desligado e o filamento de ionização foi aquecido à temperatura de 1050°C quando o Pb ali depositado foi ionizado. Em cada evaporação são

obtidos, em geral, até 5 blocos de dados (análise em monocoletor) ou 10 (análise em multicoletor). Cada bloco fornece 5 varreduras, proporcionando, em geral, 8 razões <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb. A partir das médias das razões <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb dos blocos definiu-se uma idade para cada etapa de evaporação. Esses dados foram representados em diagrama Idade (Ma) versus Etapas de Evaporação, onde cada etapa fornece, em geral, uma idade. Foram consideradas as idades obtidas nas etapas de mais alta temperatura que são as mais representativas da idade de cristalização do mineral, eliminando-se as etapas de mais baixa temperatura. Os resultados foram apresentados com desvios a 2σ e as correções de Pb comum foram feitas mediante uso do modelo de Pb em estágio duplo proposto por Stacey & Kramers (1975), utilizando a razão <sup>204</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb. Os dados obtidos foram tratados estatisticamente segundo critérios metodológicos estabelecidos no Pará-Iso (Gaudette *et al.* 1998). Entre eles destacam-se os seguintes: (a) os blocos com razões isotópicas <sup>204</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb superiores a 0,0004 são desprezados, para tornar mínima a correção de Pb de contaminação ou inicial; (b) São eliminados blocos com desvios superiores a 2σ em relação à média das idades dos cristais de zircão; (c) Faz-se, além disso, a eliminação subjetiva, onde são desprezados blocos, etapas de evaporação, ou cristais que apresentem idades discordantes da média das idades obtidas nas temperaturas mais altas da maioria das análises.

### III. O CONHECIMENTO PRÉVIO DA REGIÃO E DO DEPÓSITO

#### Contexto geotectônico

O Alvo Aripuanã está situado na porção sudoeste do Cráton Amazônico (Figura 2a), no domínio da Província Rio Negro-Juruena (PRNJ) (Tassinari *et al.* 1996, Tassinari & Macambira 1999). A província está limitada a leste-nordeste pela Província Ventuari-Tapajós, com a qual divide padrão litológico, estrutural e evolutivo similares (Tassinari *et al.* 1996), porém com idades distintas, a primeira desenvolvida entre 2,1 e 1,85 Ga e a segunda entre 1,8 e 1,55 Ga; a oeste-sudoeste seu limite é feito com a Província Rondoniana-San Ignácio. O embasamento da PRNJ está constituído por gnaisses, migmatitos, granitóides e raros anfíbolitos, reportados como oriundos de sistema de arco magmático comparável aos modernos arcos do Tipo Andino. Na fase tardia são registrados eventos de caráter anorogênico, representados pelo vulcano-plutonismo Teles Pires, magmatismo alcalino Canamã, e culminando sua evolução com a implantação de bacias sedimentares do Mesoproterozóico (Grupo Caiabis).



## Contexto geológico regional

O trabalho de Silva *et al.* (1980) representa a contribuição pioneira da integração de dados acerca desta região, incluída na Folha SC.21 Juruena, onde foi proposta a existência das seguintes unidades, apresentadas da mais antiga para a mais nova: Complexo Xingu, Grupo Uatumã consistindo da Formação Iriri e Granito Teles Pires, Grupo Beneficente, Granito Serra da Providência, Grupo Caiabis com as formações Dardanelos e Arinos, Arenito Fazenda Casa Branca, Diabásio Cururu e Formação Araguaia. O avanço do conhecimento geológico regional ocorreu a partir do início desta década (Leite *et al.* 2001a, 2005, Lacerda Filho *et al.* 2004), quando, a partir da proposta original de Silva *et al.* (1980), algumas unidades foram modificadas e outras redefinidas (Figura 2b). A estratigrafia atualmente sugerida é representada pelas seguintes unidades, também apresentadas da mais antiga para a mais jovem: Complexo Tabaporã, Terreno Granítico Alta Floresta, Tonalito Japuira, Grupo Roosevelt, Suíte

Rio do Sangue, Suíte Intrusiva Tatuí, Granito Rio Vermelho, Grupo Caiabis e Grupo Parecis.

### Complexo Tabaporã

Esta unidade, considerada como a mais antiga da região, é composta por rochas ortognáissicas, tendo suas principais áreas de afloramento nas proximidades de Tabaporã e ao longo do curso médio do Rio Arinos, a sudoeste de Juara, na porção sul-sudeste do Alto Estrutural Eugênia-Arinos, onde se acham, em parte, recobertos pelos sedimentos paleo-mesozóicos do Grupo Parecis; ocorrências menores estão situadas a oeste-sudoeste de Alta Floresta, e reconhecidas por Lacerda Filho *et al.* (2001) como Complexo Fazenda Mogno. As rochas do complexo afloram como blocos e matacões, tabulares a subarredondados, apresentam granulação grossa a média, coloração cinza a preta, desenvolvendo bandamento gnáissico com direção preferencial E-W e mergulhos moderados a altos para N. O conjunto de rochas pertencen-

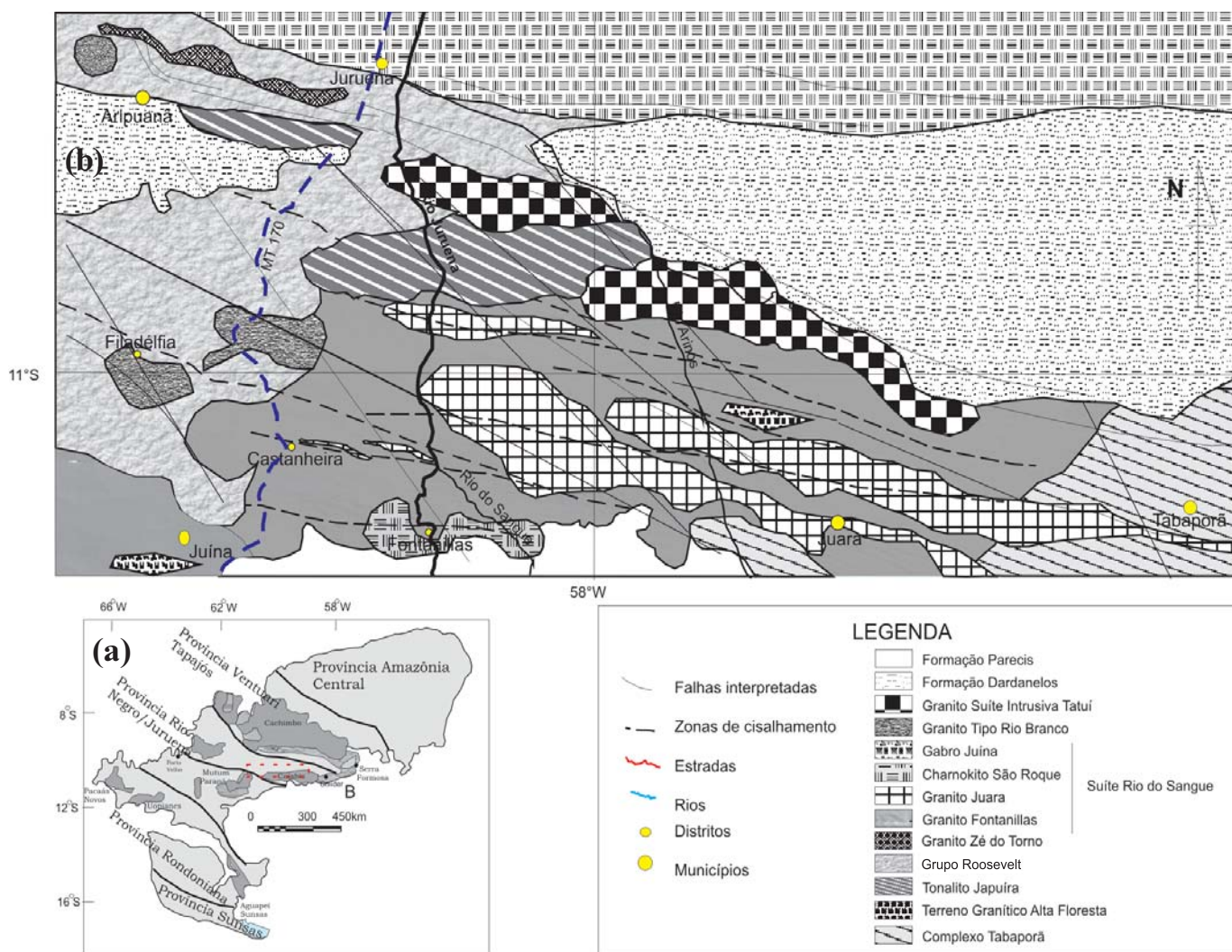


Figura 2 – (a) Mapa de localização da folha SC-21 Juruena no contexto do Cráton Amazônico, (b) Mapa geológico de partes da Folha SC-21 Juruena (modificado de Lacerda Filho *et al.* 2004)

centes a esta unidade apresenta variação composicional expandida entre quartzo diorito, granodiorito e monzogranito, com raros corpos de anfibolitos, todos metamorfizados em condições de fácies anfibolito superior a granulito, tendo hornblenda, granada e hiperstênio como mineralogia metamórfica. Estas rochas estão intrudidas por veios de dimensões variando de poucos a dezenas de metros, cujas composições e texturas são semelhantes às dos granitóides pertencentes à Suíte Rio do Sangue. O conjunto é superimposto por deformação heterogeneamente distribuída ao longo de corredores de cisalhamento, o que resulta em foliação milonítica de direção NNW e mergulhos de ângulo variável para NNE.

Os dados isotópicos disponíveis para a unidade resumem-se a poucas datações U-Pb e Pb-Pb em zircão e Rb-Sr e Sm-Nd em rocha total e mostram variação de idades entre 2,24 Ga e 1,774 Ga (Tabela 1), não permitindo definição de padrão geocronológico característico. O dado mais antigo, em torno de 2,24 Ga (Lacerda Filho *et al.* 2001), corresponde à isócrona Sm-Nd para anfibolitos da região da Fazenda Mogno, o qual é relacionado, pelos mesmos autores, a complexo ofiolítico. Dois dados coincidentes, em torno de 1,96 Ga, são encontrados na literatura. O primeiro (Tassinari *et al.* 1996) corresponde à idade Rb-Sr em gnaisses a norte da região de Colniza; o segundo (Leite *et al.* 2001b) obtido por meio da sistemática Pb-Pb em zircão de meta-granitóide da região do Município de Tabaporã, sul do *Graben* dos Caiabis. O restante dos dados disponíveis (U-Pb em zircão) de migmatitos e meta-granitóides, aponta para valores em torno de 1,77-1,78 Ga, com idades modelo Sm-Nd entre 2,0 e 2,26 Ga (Leite & Saes 2003). Na ausência de dados mais definitivos, sugere-se que as idades em torno de 1,96 Ga correspondam à idade do Complexo Tabaporã e as mais jovens, em torno de 1,77 Ga representem reaquecimento regional correlacionável ao importante episódio vulcano-plutônico Roosevelt que será abordado adiante.

### Terreno Granítico Alta Floresta

Este terreno (Leite *et al.* 2001b), situado na porção E-NE da Folha SC-21 Juruena, é a unidade que abrange as rochas graníticas, heterogeneamente deformadas, anteriormente incluídas no Complexo Xingu, que ocorrem entre os municípios de Peixoto de Azevedo e Juruena. Neste terreno Lacerda Filho *et al.* (2001) identificaram diversas suítes graníticas, todas de natureza cálcio-alcalina e composições variando desde dioríticas até graníticas. Cinco delas (suítes Flor da Serra, Nhandu, Matupá, Juruena e Colíder) foram classificadas como granitóides do tipo I oxidado, e uma (Suíte Intrusiva Apiacás) como do tipo S. Segundo os mesmos autores, estas suítes são intrusivas em gnaisses polideformados, correlacionáveis ao

Complexo Cuiú-Cuiú, da Província Tapajós. O padrão geocronológico mostra intervalo temporal de aproximadamente 80 Ma, entre 1,87 Ga e 1,79 Ga, com idades modelo Sm-Nd entre 2,35 Ga e 2,13 Ga. (Tabela 2). Ainda, segundo os mesmos autores, este domínio representa a evolução de cinturão do tipo colisional.

### Tonalito Japuira

Esta unidade apresenta ampla área de ocorrência, estendendo-se desde as proximidades do baixo curso do Rio Arinos, no noroeste de Juara, cruzando o Rio Juruena, na reserva indígena homônima, até as proximidades de Aripuanã. Forma corpo alongado de aproximadamente 180 km de comprimento na direção E-W, por 30 a 60 km na direção N-S. Nas proximidades da confluência do Rio Arinos com o Rio dos Peixes acha-se, em parte, encoberto pelos sedimentos mesoproterozóicos da Formação Dardanelos; em direção oeste e sul apresenta contato abrupto com rochas vulcânicas do Grupo Roosevelt e com granitóides da Suíte Rio do Sangue. A leste encontra-se, possivelmente, intrudido por granitóides da Suíte Intrusiva Tatuí.

Tabela 1 – Dados isotópicos de rochas do Complexo Tabaporã.

Autor	Método	Tipo de Rocha	Idade (Ga)
Lacerda Filho <i>et al.</i> 2001	Sm-Nd isocrônico	Anfibolito	2,24
Lacerda Filho <i>et al.</i> 2001	U-Pb	Migmatito	1,78
Lacerda Filho <i>et al.</i> 2001	Sm-Nd $T_{DM}$	Migmatito	2,26
Lacerda Filho <i>et al.</i> 2001	U-Pb	Metagranito	1,77
Lacerda Filho <i>et al.</i> 2001	Sm/Nd $T_{DM}$	Metagranito	2,00
Leite <i>et al.</i> 2001a	Pb-Pb evaporação	Metagranito	1,96
Tassinari <i>et al.</i> 1996	Rb-Sr RT	Gnaisse	1,97

Tabela 2 – Dados isotópicos disponíveis para granitóides do Terreno Granítico Alta Floresta. SIM, Suíte Intrusiva Matupá; SIFS, Suíte Intrusiva Flor da Serra; SIP, Suíte Intrusiva Paranaíta; (evap) metodologia de evaporação; (conv.) metodologia convencional.

Autor	Método	Tipo de Rocha	Idade (Ma)
Moura 1998	Pb-Pb evap.	Granito (SIM)	1.870
Lacerda Filho <i>et al.</i> 2001	Sm-Nd $T_{DM}$	Granito (SIM)	2.350
Lacerda Filho <i>et al.</i> 2001	Sm-Nd $T_{DM}$	Granito (SIFS)	2.340
JICA/MMAJ 2000	U-Pb conv.	Granito (SIP)	1.801
JICA/MMAJ 2000	U-Pb conv.	Granito (SIP)	1.803
JICA/MMAJ 2000	U-Pb conv.	Granito (SIP)	.,816
JICA/MMAJ 2000	U-Pb conv.	Granito (SIP)	1.819
Santos <i>et al.</i> 2000	U-Pb conv.	Granito (SIP)	1.793
Santos <i>et al.</i> 2000	Sm-Nd $T_{DM}$	Granito (SIP)	2.010

As rochas desta unidade ocorrem como grandes blocos e matacões, principalmente de formas tabulares, apresentando cores cinza a cinza-esbranquiçado e granulação grossa a média. Desenvolvem foliação metamórfica proeminente, a qual transiciona, algumas vezes, para bandamento gnáissico com direções preferenciais NW-SE e E-W. Do ponto de vista petrográfico, classificam-se como tonalitos, com restrita variação para o campo dos granodioritos. Sua mineralogia metamórfica é constituída por biotita e hornblenda, indicando condições metamórficas de fácies anfíbolito. Resultados Pb-Pb em zircão apresentam idade de 1,77 Ga, que é sugerida como a de formação desta unidade. Dados de Sm-Nd indicam idades  $T_{(DM)}$  em torno de 2,26 e  $\Sigma Nd(1,77)$  levemente negativo (Leite *et al.* 2005). Segundo os mesmos autores, a unidade é representativa de arco magmático continental.

### Grupo Roosevelt

O Grupo Roosevelt, utilizado para substituir a denominação de Grupo Uatumã na região de estudo (Lacerda Filho *et al.* 2004), é reconhecido na área do Cráton Amazônico desde os trabalhos de Silva *et al.* (1974, 1980) e Basei (1977). A unidade ocupa área em torno de 40.000 km<sup>2</sup> (Leite *et al.* 2001b) e se expõe principalmente ao longo do vale do Rio Teles Pires, na divisa entre os estados de Mato Grosso e Pará, coincidindo, aproximadamente, com o limite sul do *Graben* do Cachimbo, desde a região da Serra Formosa até o Município de Aripuanã. Outras ocorrências importantes situam-se nas proximidades das cidades de Colíder, Nova Canaã do Norte, ao longo do Rio dos Peixes, ao sul do *Graben* dos Caiabis e entre Juruena e Castanheira.

A porção vulcânica deste episódio é caracterizada, ao longo de toda sua extensão, por rochas de variação composicional restrita, dacítica a riolítica e, mais raramente, diques e *sills* basálticos; estes últimos ocorrendo especialmente na região do Moriru (Pinho *et al.* 2001), em Aripuanã (Néder *et al.* 2000) e na região do Distrito de Filadélfia, ao sul de Aripuanã (Leite *et al.* 2005). Texturalmente mostram-se como lavas porfíricas a maciças, além de grande variedade de produtos vulcanoclásticos e piroclásticos, associados a brechas autoclásticas, depósitos de tufos a *lapilli* e tufos cineríticos e também depósitos de retrabalhamento do tipo *base surge*. Estas características sugerem diferentes formas de extravasamento, como derrames em platô, derrames fissurais, extrusões em cone e abatimentos de caldeira, com indicação de ambientes tanto subaéreos, quanto subaquosos (Leite & Gomes 2002a, Leite *et al.* 2001a, 2001c, Néder *et al.* 2002). A sedimentação química associada à unidade é caracterizada por intercalações delgadas de corpos lenticulares de *cherts* puros

esbranquiçados e *cherts* ferruginosos, siltitos manganíferos e formações ferríferas bandadas.

A granitogênese associada ao episódio vulcânico é relatada por Basei (1977), Silva *et al.* (1980) e Tassinari *et al.* (1984), sendo designada genericamente como Granitos Tipo Teles Pires. Na região do Município de Aripuanã os granitóides relacionados ao vulcanismo são denominados Granito Zé do Torno (Lacerda Filho *et al.* 2004). Estas rochas constituem grande número de plútons e *stocks* que afloram principalmente ao longo do vale do Rio Teles Pires, desde as imediações de Peixoto de Azevedo até a região de Aripuanã, na borda sul do *Graben* do Cachimbo. Outras ocorrências situam-se ao longo da borda norte do *Graben* dos Caiabis, desde Colíder até as proximidades do Rio Juruena. Estes corpos acham-se intrudidos em níveis rasos da crosta, exibindo formas ovaladas a elipsoidais. São rochas avermelhadas, equigranulares a porfíricas, isotrópicas, com composição predominantemente monzo a sienogranítica com raros riebeckita granitos. Diversos tipos texturais encontram-se descritos nesta unidade, tais como granitos porfíricos e *rapakivi*, microgranitos, granitos gráficos e granófiros (Silva *et al.* 1980).

Dados químicos disponíveis para as rochas vulcânicas indicam afinidade cálcio-alcalina de alto potássio, mostrando fracionamento de ETR leves em relação aos pesados, com anomalias negativas de Eu, de discretas a pronunciadas (Néder *et al.* 2000; Pinho *et al.* 2001; Leite *et al.* 2001a, 2001b, 2005). Outra característica importante é o enriquecimento em LILE e um padrão horizontalizado para os HFSE. Tais dados evidenciam geração a partir de protólitos crustais com assinatura geoquímica de arcos magmáticos. Os raros exemplares de rochas basálticas, tanto do Município de Aripuanã (Néder *et al.* 2001) quanto da região do Moriru (Pinho *et al.* 2001) são de composição toleítica, o que levou à sugestão de vulcanismo de carácter bimodal, de natureza continental (Leite *et al.* 2000, Néder *et al.* 2000; 2001). Para as rochas intrusivas é indicada assinatura geoquímica caracteristicamente alcalina, com raras amostras coincidindo com os domínios cálcio-alcalinos e peralcalinos. Tassinari *et al.* (1996) e Tassinari & Macambira (2000) consideram esta granitogênese como do tipo A.

Os dados geocronológicos e isotópicos disponíveis (Tabela 3), embora escassos, já permitem traçar um padrão coerente para a evolução do vulcano-plutonismo Roosevelt. Resultados U-Pb em zircão, por diferentes metodologias (SHRIMP, convencional e Pb-Pb por evaporação), estabelecem intervalo de cerca de 60 Ma para a evolução da unidade, entre 1,8 Ga e 1,74 Ga (Néder *et al.* 2000; Santos *et al.* 2001; Pinho *et al.* 2000; Leite *et al.* 2001a). Tais dados cobrem desde a porção leste, na Serra Formosa; norte na região do Moriru, e oeste na

região de Aripuanã. Análises isotópicas Rb-Sr são devidas a Basei (1977), Silva *et al.* (1980) e Tassinari *et al.* (1996) e evidenciam concentração de resultados em torno de 1,65 Ga, o que representa, em média, idades 100 Ma mais jovens do que aquelas encontradas pela metodologia U-Pb. Poucos dados Sm-Nd estão disponíveis na literatura e mostram  $T_{(DM)}$  variando entre 2,0 e 2,2 Ga com valores  $\Sigma Nd$  de levemente negativos a positivos, o que, na opinião de Santos *et al.* (2000), reflete derivação mantélica, enquanto Pinho *et al.* (2002) sugerem derivação a partir de material crustal com pouco tempo de residência.

Os dados geocronológicos disponíveis para as rochas intrusivas referem-se à sistemática Rb-Sr desenvolvida durante a década de 70 e início da década de 80 (Basei 1977, Silva *et al.* 1980). Mais recentemente, análises pelas metodologias Pb-Pb e U-Pb em zircão foram apresentadas por Leite *et al.* (2001a), Néder *et al.* (2000) e Santos *et al.* (2001). Estes resultados apresentam uma variação entre 1.801 Ma e 1.757 Ma, indicando sua contemporaneidade com aqueles obtidos para a porção vulcânica da unidade. A contemporaneidade destes processos já havia sido proposta por Basei (1977) e Tassinari *et al.* (1984) em base a dados obtidos pela sistemática Rb-Sr. Ressalta-se aqui a semelhança do que ocorre para as rochas vulcânicas, quando o método Rb-Sr fornece idades que, em média, são 100 Ma mais jovens do que aquelas obtidas pela sistemática U-Pb.

#### Suíte Rio do Sangue

A suíte ocupa grande parte da porção central do Alto Estrutural Eugênia-Arinos, sob a forma de cinturão alongado de direção E-W, estendendo-se desde as proximidades de Tabaporã, no extremo leste da área, até as proximidades de Juína, no extremo oeste. A suíte consiste em quatro unidades designadas de Granito Fontanillas, Granito Juara, Charnockito-mangerito São Roque e Gabro Juína, e é interpretada, *a priori*, como representativa de episódio magmático do tipo AMCG (Anortosito-Mangerito-Charnockito-Granito), embora termos anortosíticos não tenham sido encontrados.

#### Granito Fontanillas

Este granito, definido inicialmente por Gomes & Uchôa (2004), corresponde à unidade dominante da Suíte Rio do Sangue, desde as imediações de Juara, a leste, até as proximidades de Castanheira, a oeste, tendo o distrito homônimo como sua área tipo. Ocorre na forma de grandes lajeados, blocos e matacões subangulosos a tabulares, sustentando relevo suavemente ondulado. Seus litoti-

Tabela 3 – Dados isotópicos para rochas vulcânicas e plutônicas do Grupo Roosevelt.

Autor	Método	Tipo de Rocha	Idade (Ma)
Basei 1974	Rb-Sr	Granito	1.590
Basei 1977	Rb-Sr	Vul. Ácida	1.680
Silva <i>et al.</i> 1982	Rb-Sr i. Ref.	Vul. Ácida	1.650
Néder <i>et al.</i> 2000	U-Pb SHRIMP	Dacito	1.760
Néder <i>et al.</i> 2000	U-Pb SHRIMP	Granito	1.750
Lacerda Filho <i>et al.</i> 2001	U-Pb conv.	Dacito	1.786
Lacerda Filho <i>et al.</i> 2001	U-Pb SHRIMP	Dacito	1.757
Lacerda Filho <i>et al.</i> 2001	Sm-Nd $T_{DM}$	Dacito	2.010
Leite <i>et al.</i> 2001 a	Pb-Pb evap.	Dacito	1.791
Leite <i>et al.</i> 2001 a	Pb-Pb evap	Granito	1.801
Pinho <i>et al.</i> 2001	U-Pb conv.	Riodacito	1.796
Pinho <i>et al.</i> 2001	Sm-Nd $T_{DM}$	Riodacito	2.280
Pinho <i>et al.</i> 2001	U-Pb conv.	Dacito	1.773
Pinho <i>et al.</i> 2001	Sm-Nd $T_{DM}$	Dacito	1.940

pos consistem em sieno e monzogranitos de cores rosa e vermelho, inequigranulares e porfiríticos, exibindo megafenocristais equidimensionais de feldspato alcalino, de até 10 cm de comprimento. Os megacristais são invariavelmente manteados por filmes milimétricos de plagioclásio, caracterizando textura do tipo *rapakivi*. A matriz tem granulação média a grossa e consiste em mosaico equigranular de biotita, plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo. Zonas de cisalhamento, de direção E-W a WNW-ESSE, estão distribuídas de forma heterogênea ao longo da suíte, transformando texturas porfiríticas originais em estruturas do tipo *augen*.

#### Granito Juara

O Granito Juara ocorre como corpos tabulares isolados e como diques de dimensões variáveis, desde centimétricos até algumas dezenas de quilômetros, intrudindo rochas do Complexo Tabaporã e, mais comumente, as do Granito Fontanillas. Ocorrem na forma de blocos e matacões tabulares a subangulosos, em relevos similares aos da unidade anterior. Seus litotipos compreendem sienogranitos, monzogranitos e raros granodioritos de cores rosa e cinza, equigranulares finos a levemente porfiríticos, e porfiroclásticos quando em zonas de cisalhamento. A matriz corresponde a mosaico sacaroidal de quartzo, feldspato alcalino e biotita, tendo plagioclásio em quantidades subordinadas.

#### Charnockito-mangerito São Roque

Esta unidade (Gomes & Uchôa 2004) consiste em corpo batolítico, com dimensões aproximadas de 600 km<sup>2</sup>,

que ocupa grande parte da porção sul-sudeste do Município de Castanheira. Ocorre como blocos e matacões, sustentando relevo de morros e morrotes em forma de meia laranja. Os charnockitos variam entre sieno e monzo-granitos de cores vermelho-arroxeados a vermelho-alaranjado, variando de inequigranulares finos até porfiríticos, de matriz média a grossa, com megafenocristais de feldspato alcalino perítico. Os mangeritos correspondem a hiperstênio monzonito, cujo feldspato é predominantemente mesopertita. A deformação é heterogênea ao longo do maciço e caracterizada pelo desenvolvimento de foliação milonítica de direção preferencial WNW-ESSE, com mergulho em alto ângulo para N. Macroscopicamente, são caracterizados por forte magnetismo, grãos arredondados de feldspato alcalino e quartzo, de cores, respectivamente, vermelho intenso e cinza enfumado. O piroxênio, no entanto, é somente identificável ao microscópio. Em alguns poucos afloramentos foram encontrados xenólitos do Granito Fontanillas, de formas e dimensões variadas, imersos no Charnockito São Roque.

#### *Gabro Juína*

Esta unidade, definida por Lacerda Filho *et al.* (2004), refere-se às rochas máficas deformadas com intensidade variável, que formam *stocks* e diques, principalmente nas imediações de Juína e ao norte de Juara, espacialmente associados ao Granito Fontanillas. Os *stocks* são constituídos por gabros e dioritos de cor cinza a preta, granulação média a fina e texturas porfiríticas a porfiroclásticas, dependendo da intensidade da deformação superimposta. Nas proximidades dos contatos com rochas granitoides são encontradas faixas métricas de rochas híbridas, que sugerem a presença de processos de mistura de magmas (Lacerda Filho *et al.* 2004). Os diques ocorrem como corpos estreitos e tabulares, de cor cinza e textura subofítica, raramente preservada, formados por diabásio, tendo anfibólio, clinopiroxênio e plagioclásio como mineralogia essencial; e epidoto, sericita, carbonato e pirita como produtos de alteração. Dados geocronológicos disponíveis indicam a idade de formação desta unidade entre 1,55 Ga e 1,47 Ga (Leite *et al.* 2005).

#### *Suíte Intrusiva Tatuí*

Esta unidade, que foi informalmente definida por Freitas & Jesus (2003), ocorre margeando o médio e alto curso do Rio dos Peixes, nos domínios da reserva indígena homônima. Corresponde a corpo batolítico de forma alongada, de direção WNW-ESSE, com aproximadamente 150 km de comprimento por 20 km de largura, segmentado em sua porção central. As rochas da unidade ocor-

rem em grandes lajeados, blocos e matacões, sustentando relevo suavemente aplainado. Consistem em sienogranitos, monzogranitos e raros granodioritos de cor cinza a cinza-esbranquiçado, isotrópicos, inequigranulares e porfiríticos. Os fenocristais são predominantemente de feldspato alcalino e, mais raramente, de plagioclásio, ambos formando prismas tabulares de até 5 cm de comprimento, os quais se acham alinhados, sugerindo fluxo magmático. A matriz tem granulação média a fina e é constituída por mosaico equigranular de quartzo, plagioclásio, feldspato alcalino, biotita e, mais raramente, granada. Xenólitos de granitos finos e foliados, de tamanhos e formas variadas, atribuídos ao Granito Juara, são encontrados em diversos afloramentos da suíte.

#### *Granito Rio Vermelho*

Esta unidade foi formalmente proposta por Lacerda Filho *et al.* (2004) e corresponde, em parte, à designação informal de Granito Novo Horizonte (Gomes & Uchôa 2004) e Granito do Assentamento Iracema (Batata & Menezes 2005). Representa corpo batolítico segmentado, com mais de 1500 km<sup>2</sup> de área de exposição, desde o sul do Distrito de Filadélfia até o nordeste do Município de Castanheira, banhado em grande parte pelo alto e médio curso do Rio Vermelho. Ocorre na forma de blocos e matacões arredondados, com disjunção esferoidal marcante, que sustenta relevo suavemente ondulado a montanhoso, este último predominando na região a sul do Distrito de Filadélfia. Seus litotipos foram divididos, em base textural e composicional, em duas fácies; sendo que a dominante compreende sienogranitos isotrópicos, de cores cinza e cinza esbranquiçados, e vermelhos quando oxidados. Texturalmente, são equigranulares grossos a porfiríticos, com megafenocristais equidimensionais de feldspato alcalino perítico, por vezes *rapakivi*, fenocristais menores de plagioclásio, parcialmente epidotizado e, mais raramente, quartzo. A matriz forma mosaico equigranular de granulação média, composta por plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo, hornblenda e biotita. O quartzo, tanto na matriz como em fenocristais, exibe cor azul intensa, o que é uma característica distintiva desta unidade. Biotita forma agregados juntamente com pirita e, mais raramente, calcopirita; tais agregados, quando oxidados, geram manchas centimétricas de cor vermelho-arroxeadas. A fácies subordinada ocorre na forma de diques, de até 150 metros de largura, e consiste em leuco-sienogranitos de cor cinza, equigranulares finos e também com cristais de quartzo de cor azul. Enclaves máficos, de formas circulares a elipsoidais, de até 25 cm de comprimento, de granulação fina a muito fina são comuns, assim como xenólitos de rochas vulcânicas e sedimentares derivados

do Grupo Roosevelt e de granitos finos e foliados pertencentes ao Granito Juara.

### *Coberturas Proterozóicas*

As coberturas sedimentares proterozóicas do setor sudoeste do Cráton Amazônico são conhecidas por denominações estratigráficas variadas, de acordo com a área estudada.

Almeida & Nogueira Filho (1959) denominaram de Grupo Beneficente os arenitos observados no vale dos rios Aripuanã e Dardanelos, preenchendo principalmente o denominado *Graben* do Cachimbo (Costa & Hasui 1992). A sedimentação Beneficente teve início com a deposição de arenitos ortoquartzíticos, conglomerados e arcóseos, seguindo uma unidade média, na qual se intercalam arenitos, siltitos, argilitos e dolomitos, às vezes com estruturas estromatolíticas (Montalvão *et al.* 1984). A sedimentação sugere incursões marinhas esporádicas sobre a parte sul da Província Amazônica Central, no intervalo de 1,6 a 1,4 Ga.

O Grupo Caiabis foi definido por Silva (1980) como sendo constituído pelas formações Arinos e Dardanelos, estando condicionado à estrutura denominada *Graben* dos Caiabis, ao sul do *Graben* do Cachimbo. A Formação Arinos é composta por basaltos alcalinos e cálcio-alcalinos, intercalados aos arcóseos da base da Formação Dardanelos; sua idade é balizada por datações K-Ar entre 1,4 e 1,2 Ga (Montalvão *et al.* 1984). A Formação Dardanelos (Almeida & Nogueira Filho 1959) foi definida no Rio Aripuanã, nas cachoeiras Dardanelos e Andorinhas, e é composta por arenitos feldspáticos e arcóseos, conglomerados polimíticos e grauvacas vulcânicas, representantes de sedimentação eminentemente continental (Bezerra 1984).

Leite & Saes (2003) sugeriram que as coberturas sedimentares do sudoeste do Cráton Amazônico, no âmbito da Folha Juruena, podem ser subdivididas em duas grandes unidades deposicionais, limitadas entre si por discordâncias regionais, e balizadas cronologicamente por idades Pb/Pb, em grãos detriticos de zircão, separados das fácies rudáceas. A seqüência mais antiga (Grupo Beneficente) assenta sobre as rochas vulcânicas Teles Pires na Bacia do Cachimbo, em discordância angular e erosiva. É constituída por clastos grossos (areia e seixos), cujas principais fontes de zircão detritico se situam nas rochas vulcânicas ácidas a intermediárias sotopostas e no núcleo arqueano da Província Amazônia Central, a leste. O pacote basal foi acumulado em leques aluviais e rios arenosos de padrão entrelaçado. As idades Pb/Pb obtidas em grãos detriticos de zircão indicaram a idade máxima de 1,7 Ga para o início da sua deposição.

Na borda sul da Bacia do Cachimbo a unidade inferior é recoberta, concordantemente, por rochas clásticas finas e carbonatos, acumulados em ambiente marinho raso epicontinental. Neste setor os estratos do Grupo Beneficente mergulham 35°/180° e são sotopostos por rochas siliciclásticas horizontalizadas, ricas em clastos dos sedimentos sotopostos, correlacionados à Formação Dardanelos. A Formação Dardanelos preenche principalmente a Bacia Caiabis/Aripuanã, a sul do Cachimbo, estendendo-se para os *grabens* de Uopianes e Pacaás Novos no Estado de Rondônia, onde tem recebido as denominações Pacaás Novos, Palmeiral e Mutum Paraná. Muito provavelmente, constitui unidade cronocorrelata às porções basais dos grupos Aguapeí/Huanchaca-Sunsás/ Unidade Amolar, no Estado de Mato Grosso, oriente boliviano e Estado do Mato Grosso do Sul, respectivamente. Consiste em areias e cascalhos aluviais com fontes dos clastos predominantemente sedimentares, depositados em sistemas de rios entrelaçados, com freqüentes intercalações de areia de dunas eólicas, *sabkhas* litorâneas e areias de mar raso (tempestitos); cujos dados de paleocorrentes indicam a existência contemporânea de margem continental a oeste da região. A idade máxima do início de sua deposição é indicada pelos grãos detriticos de zircão mais jovens dos conglomerados basais na Bacia Caiabis, para os quais foi obtido o valor de 1,3 Ga.

### **Geologia local**

A região de Aripuanã está inserida no contexto geológico da porção oeste da Folha SC-21 Juruena. Segundo Néder *et al.* (2000), quatro unidades principais foram distinguidas nesta região: (i) Biotita granitos, (ii) Grupo Uatumã, (iii) Granito Aripuanã e (iv) Formação Dardanelos. Os biotita granitos, não estudados pelos autores, dominam a porção norte da área; o Grupo Uatumã, a porção central; enquanto a Formação Dardanelos, mais jovem, prevalece na porção sul. O Granito Aripuanã ocorre como batólito que se expõe na porção sudoeste da área mapeada.

Segundo os autores, o Grupo Uatumã, consiste em três unidades: (i) rochas vulcânicas indivisas, (ii) tufos félsicos e rochas sedimentares e (iii) Granito Aripuanã. A unidade vulcânica indivisa ocupa a maior parte da porção centro-norte da área estudada, enquanto a unidade de tufos félsicos e rochas sedimentares se amoldam em torno do Granito Aripuanã como camadas descontínuas que não ultrapassam 2 km de largura em planta. O Granito Aripuanã corresponde a corpo circular de aproximadamente 100 km<sup>2</sup>, que ocupa parte da porção centro-oeste da área.

As rochas da unidade vulcânica indivisa são lavas maciças a porfíricas, de cor amarela, cujas composições variam desde dacíticas até riolíticas. Os fenocristais são de quartzo bipiramidal, ortoclásio sericitizado, plagioclásio e biotita cloritizada, que se encontram imersos em matriz quartzo-feldspática fina e parcialmente sericitizada. Intercalados na unidade dominante, foram também encontrados (Néder *et al.* 2000) alguns corpos tabulares, na forma de *sills*, de composição basáltica, exibindo textura afanítica e cores cinza-escuro a preto.

A unidade de tufos feldspáticos e sedimentares inclui tufos cineríticos, *lápilli*-tufos, com intercalações menores de siltitos sericitizados, e camadas pouco espessas de sedimentos químicos (quartzo-carbonáticos), de continuidade desconhecida, com cores variando entre cinza esverdeado e vermelho-amarronzado. As rochas piroclásticas são de composição quartzo-feldspática, com raros fragmentos líticos; os tufos de cristais são porfíricos, com fenocristais de feldspato alcalino euédrico e quartzo arredondado, imersos em matriz sericitizada de tamanho cinza.

O Granito Aripuanã é intrusivo nas unidades vulcânicas e apresenta características similares a corpos multifásicos de colocação em níveis crustais rasos. Dominam sienogranitos porfíricos, com fenocristais de feldspato alcalino perfitico, imersos em matriz grossa composta por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e biotita. É comum a presença de fácies microgranítica e microporfírica, o que sugere a colocação do maciço em níveis crustais rasos (Rizzoto *et al.* 2002).

Análises químicas disponíveis de elementos maiores e traços permitiram caracterizar as unidades vulcânicas ácidas como dacitos, riodacitos e riolitos subalcalinos, e os basaltos como subalcalinos de filiação toleítica (Néder *et al.* 2000). Para o Granito Aripuanã não existem dados químicos disponíveis na literatura.

A Formação Dardanelos, no Município de Aripuanã, apresenta espessura estimada em cerca de 300m e sustenta a feição fisiográfica denominada Serra Morena, em cujas bordas são freqüentes as quedas d'água, dentre as quais destacam-se os saltos de Dardanelos e Andorinhas. Na borda norte da Serra Morena a Formação Dardanelos faz contato por falha com as rochas vulcânicas ácidas e na borda sul, região do Distrito de Filadélfia, assenta em contato discordante sobre estas efusivas. A seção sedimentar é dominada por sucessão de arenitos médios a grossos, com estratificações cruzadas tabulares e festonadas, marcadas por freqüentes intercalações de camadas, de até 5m de espessura, compostas por conglomerados maciços, com clastos de rochas sedimentares (principalmente arenitos silicificados) e quartzo leitoso,

não se registrando clastos das rochas vulcânicas imediatamente sotopostas, ou de rochas plutônicas/metamórficas, como granitos ou gnaisses. Intercalam-se, ainda, várias camadas de arenitos com estratificações cruzadas por ondas (*hummockys*), atestando contexto deposicional de linha de costa (planícies aluviais costeiras e fan-deltas) e/ou diversos pulsos de subida relativa do nível do mar durante a acumulação do pacote. Os dados de paleoocorrentes, obtidos a partir dos mergulhos das lâminas frontais das estratificações cruzadas, apontam vetor médio de transporte sedimentar para SSE, valor idêntico àquele obtido em arenitos com as mesmas características faciológicas na Bacia dos Caiabis.

### Caracterização da mineralização

A mineralização sulfetada do Alvo Aripuanã, que é conhecida na literatura como Depósito Polimetálico da Serra do Expedito (Néder *et al.* 2000), constitui-se em três corpos de minério designados de Valley, Massaranduba e Babaçu. As reservas do depósito Valley estão estimadas em 11,6 milhões de m<sup>3</sup>, com 6.29% de Zn, 2.25% de Pb, 0,07% de Cu, 65g/ton de Ag e 0,25g/ton de Au.

Segundo Néder *et al.* (2000), a mineralização está hospedada na subunidade de tufos e rochas sedimentares químicas, que mostram delgadas intercalações de rochas vulcânicas porfíricas. O depósito consiste em vários corpos tabulares dispostos segundo a orientação preferencial das encaixantes, ao longo de sigmóide que varia entre N55W e N15W, com mergulhos tanto para SW quanto para SE. Ainda, segundo os mesmos autores, as mineralizações acham-se delimitadas por zonas de cisalhamento e de brechação, sendo que, nas zonas mineralizadas a hospedeira é, predominantemente, do tipo brechada.

Texturalmente, os corpos de sulfetos podem ser divididos em bandados e disseminados. Nos primeiros, as bandas são determinadas pela alternância de zonas ricas em pirita ou pirrotita e em esfalerita. Segundo os mesmos autores, embora o bandamento pudesse ser confundido com uma feição singenética, nenhuma textura ou estrutura sedimentar foi identificada. Os sulfetos disseminados ocorrem como pequenos veios, *stringers*, *open-filling spaces*, incluindo *boxworks* e veios crustiformes. Os minerais minérios que ocorrem em ambos os tipos de mineralização são pirita, pirrotita, esfalerita, galena, calcopirita, magnetita, arsenopirita e cassiterita. Duas gerações de esfalerita são propostas: 1) esfalerita de granulação fina e brilho metálico e 2) esfalerita de granulação grossa, de cor marrom e brilho vítreo. Outros minerais

minérios têm suas características apresentadas na Tabela 4.

### Geoquímica isotópica

Néder *et al.* (2000) apresentaram alguns dados de isótopos de Pb obtidos em galena do Depósito Valley (Tabela 5). Os resultados mostram variação de idades de 1,76, 1,82 e 1,99 Ga (Stacey & Kraemers 1975, dois estágios). A idade mais antiga apresenta razões muito radiogênicas, bem acima da curva referida ao reservatório de crosta superior, de tal forma que não foi levada em consideração pelos autores. As idades mais novas estão muito próximas das determinações U-Pb em zircão, obtidas nas encaixantes da mineralização. Quando os dois dados de Pb mais jovens e, portanto, mais próximos da idade das encaixantes, são interpretados segundo a ótica da plumbotectônica (Doe & Zartmann 1979), plotam na linha de evolução do reservatório da crosta superior, indicando influência de material crustal pré-existente.

### Alteração hidrotermal

A alteração hidrotermal, registrada no Depósito Valley, consiste em envelope tabular, com aproximadamente 200 m de espessura, subparalelo às lentes da mineralização sulfetada (Néder *et al.* 2001). A mineralogia das zonas de alteração hidrotermal forma padrão zonado e simétrico, constituído predominantemente de clorita, com proporções variadas de biotita, tremolita-actinolita, magnetita e carbonato, distribuídos em três zonas:

1. zona externa – biotita porfiroblástica imersa em matriz fina de clorita e biotita;
2. zona intermediária – associação cálcio-silicatada à base de tremolita-clorita, exibindo intensa carbonatação e silicificação; a zona é caracterizada por texturas mosqueadas, por vezes brechada, com porfiroblastos de anfibólio;
3. zona interna – associação de clorita e magnetita porfiroblástica substituindo a matriz sulfetada, que envolve zona brechada, hospedeira dos depósitos de Zn-Pb.

### Modelo da mineralização

Néder *et al.* (2000 e 2001) apresentaram uma série de evidências que fundamentam um modelo para as mineralizações sulfetadas da Serra do Expedito-Alvo Aripuanã. Dentre estas ressaltam: 1 – extensas zonas de rochas piroclásticas com intercalações mais delgadas de tufos retrabalhados e exalitos que hospedam a minerali-

Tabela 4 – Principais características dos minerais minérios do Alvo Aripuanã.

Mineral	Granulação	Ocorrência	Outras observações
Galena	Fina a Grossa	Veios, segregação Veios e preenchimento de cavidades	Inclusões em esfalerita Observações em EPMA indicam traços de Ag
Calcopirita	Fina	Preenchimento de fraturas de dilatação	Associada a pirrotita e bordas ricas em pirita em zonas ricas em Cu. Rara em zonas ricas em Zn
Pirita	Fina	Veios, segregação	Bordas corroídas
Pirrotita	Fina	Cristais granulares, gotas alongadas	Inclusões em esfalerita
Magnetita	Fina a média	Substituição de sulfetos	Comum textura porfiroblástica
Cassiterita	Muito fina	Grãos microcristalinos	Reconhecida somente via SEM

Tabela 5 – Composição isotópica de Pb em cristais de galena do Depósito Valley (modificado de Néder *et al.* 2000).

Amostra	206Pb/204Pb	207Pb/204Pb	208Pb/204Pb	Idade Modelo
F16/219	15.861	15.414	35.575	1.82
F19/257	15.835	15.440	35.685	1.76
F25/207	16.004	15.652	36.302	1.99

zação; 2 – íntima associação da mineralização com zonas de deformação frágil; 3 – presença de sedimentos químicos intercalados à seqüência piroclástica; 4 – preenchimento da matriz de brechas e veios crustiformes por sulfetos e minerais de alteração hidrotermal; 5 – íntima relação espacial e temporal entre granitos subvulcânicos e rochas vulcânicas dacíticas e 6 – idades similares de galena e rochas hospedeiras.

Estas evidências levaram os autores a propor a formação do Depósito do Expedito em ambiente de abatimento de caldeira, onde a deformação das rochas vulcânicas, o alojamento de granitóides subvulcânicos, a mineralização e a alteração hidrotermal foram contemporâneas. A superimposição de distintas paragêneses de alteração hidrotermal é explicada por reativações sucessivas de falhas sin-vulcânicas, as quais teriam controlado as diferentes intensidades da alteração, o que é marcado por estilos variados da substituição metassomática.

A partir destas considerações, os autores propõem que um único episódio vulcânico poderia, durante seus estágios iniciais, desenvolver a cloritização e a carbonatação de *open-filling spaces* em típico processo de propilitização. Em estágios mais tardios teriam sido desenvolvidas alterações cálcio-silicática e magnetita-clorita, a partir de intensas reativações, em mais altas temperaturas. Portanto, a despeito da associação rochas vulcânicas-minério, a mineralização provavelmente não é do tipo exalativa. Desta forma, sua origem é proposta a partir de fluidos magmáticos-hidrotermais ácidos, liberados de granitos contemporâneos que migraram ao longo de zonas de falhas, por acomodação das rochas hospedeiras durante os estágios finais das intrusões.



## IV. O ALVO ARIPUANÃ

### Contexto regional

O Alvo Aripuanã está inserido no contexto geológico da porção oeste da Folha SC.21-Juruena. No arcabouço geológico desta porção foram individualizadas três unidades estratigráficas maiores, a Seqüência Aripuanã, o Granito Rio Branco e a Formação Dardanelos (Figura 3); o Complexo Xingu, supostamente situado na porção NE da área e constituído por biotita granitos indivisos não foi reconhecido neste trabalho. O termo Seqüência Aripuanã é aqui proposto para representar o vulcano-plutonismo da região homônima.

A Seqüência Aripuanã consiste em conjunto de rochas vulcano-sedimentares e plutônicas, estruturadas ao longo de cinturão de direção preferencial WNW-ESSE, que ocupa a porção central da área, sendo representativos da evolução paleoproterozóica na região. Os termos da unidade vulcano-sedimentar englobam rochas vulcanoclásticas e vulcânicas, bem como raros sedimentos químicos. Já os termos plutônicos, quantitativamente subordinados, constituem a unidade Granito Zé do Torno, compreendendo granitos hipoabissais porfiríticos de matriz fanerítica fina e granitos médios a grossos equigranulares.

O Granito Rio Branco, anteriormente definido como Granito Aripuanã (Néder *et al.* 2000), ocorre como corpo intrusivo de dimensões batolíticas e forma circular, no extremo oeste da Folha Juruena, onde estabeleceu auréola termo-metamórfica nos vulcanitos da Seqüência Aripuanã. Apresenta fácies dominante de sienogranitos porfiríticos de granulação grossa, nos quais fenocristais euédricos de feldspato alcalino perfitico estão dispersos em matriz grossa constituída por quartzo, plagioclásio, biotita e titanita, apresentando também fácies microporfiríticas a porfiríticas, o que lhe confere características de posicionamento crustal em níveis rasos.

As rochas são estruturalmente isotrópicas, com incipiente textura de fluxo magmático. Veios, apófises graníticas, feições *stockworks*, além de zonas de forte brechação hidrotermal, são encontradas na seqüência metavulcano-sedimentar nas proximidades de seu contato (Rizzoto *et al.* 2002). Os mesmos autores apresentam datações U-Pb (SHRIMP) e Pb-Pb em zircão, as quais fornecem idades de cristalização de  $1537 \pm 7$  Ma e  $1546 \pm 5$  Ma, respectivamente, reforçando os dados de campo que indicavam a sua relação de intrusão nas rochas metavulcano-sedimentares.

O Grupo Caiabis, representado pela Formação Dardanelos, ocorre na porção sul da área, recobrimdo parcialmente as unidades anteriores e sotoposto às

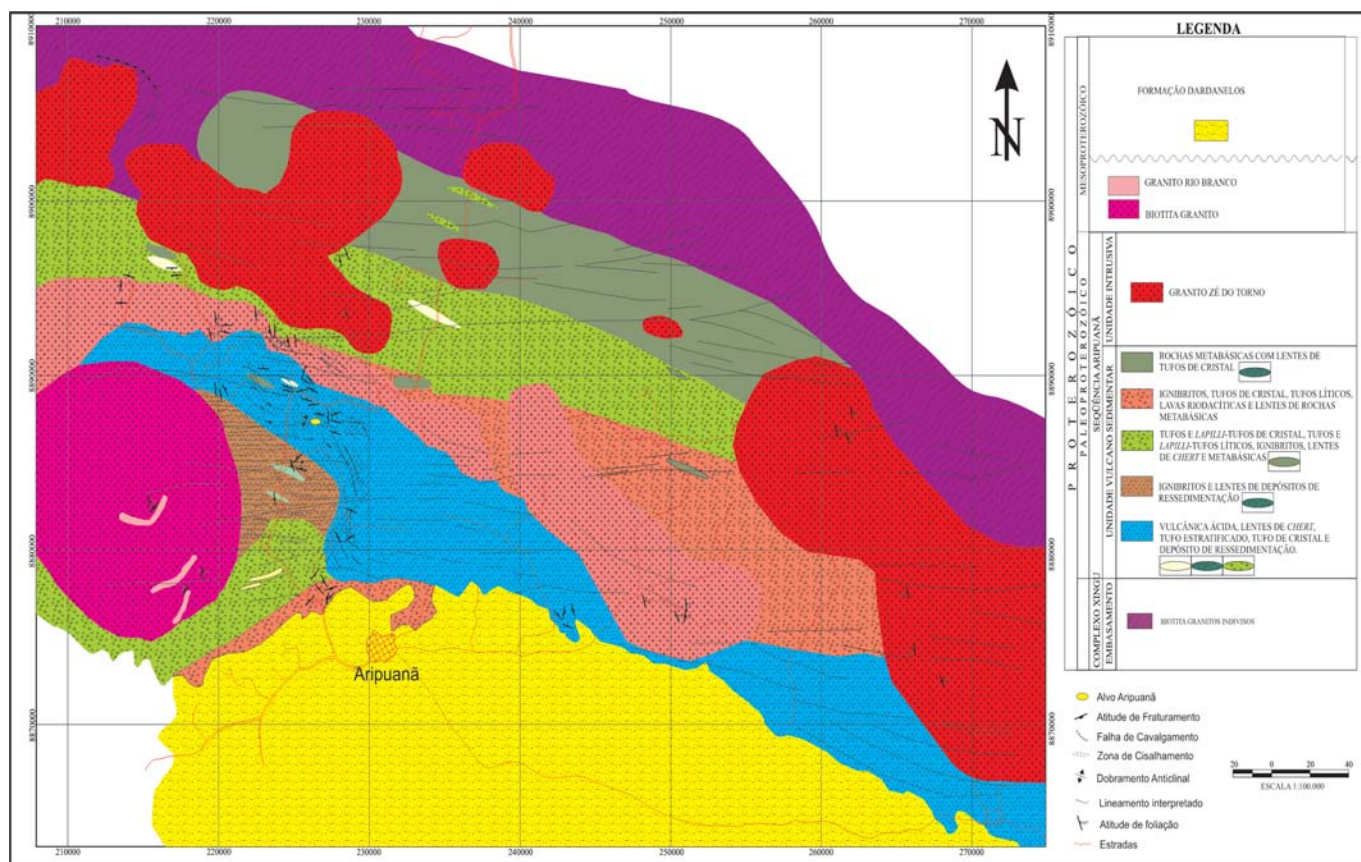


Figura 3 – Mapa geológico, originalmente em escala 1:100.000, da região de Aripuanã. (Modificado de Anglo-American 2002).

coberturas quaternárias. Segundo Leite & Saes (2003), em perfil realizado na Bacia Caiabis/Aripuanã, a Formação Dardanelos assenta sobre lavas riodacíticas ou faz contato por falhas com rochas do embasamento ou fácies plutônicas do Evento Teles Pires/Roosevelt. Segundo os mesmos autores, a Formação Dardanelos inicia-se por camada de ortoconglomerados, com seixos arredondados de até 50 cm, exclusivamente de rochas sedimentares, com absoluto predomínio de quartzo arenitos silicificados. A matriz é composta por areia média a grossa, quartzosa. O pacote é capeado por conjunto de arenitos seixosos com estratificações cruzadas tabulares e arenitos médios a finos, apresentando ora estratificação *hummocky*, ora cruzada de baixo ângulo, lâminas com linhas de grãos (queda de grãos) e gradação inversa (fluxos de grãos). Esta associação sugere contexto deposicional costeiro com a preservação de fácies fluviais, fácies de praia e de dunas eólicas costeiras, atestando a repetição de diversos pulsos de subida relativa do nível do mar durante a acumulação do pacote.

### Contexto geológico local

A caracterização do Alvo Aripuanã foi baseada no desenvolvimento de mapa geológico em escala 1:25.000 de área de aproximadamente 150 km<sup>2</sup>. Os resultados estão sintetizados no Anexo 1 e na figura 4.

Na área dominam os litotipos pertencentes à Seqüência Aripuanã e pequena porção do Granito Rio Branco ocorre na extremidade oeste.

#### Seqüência Aripuanã

##### • Unidade vulcano-sedimentar

Esta unidade foi subdividida, em base a critérios estruturais e geológicos, em cinco subunidades, que da base para o topo são: 1) Subunidade Serra do Expedito; 2) Subunidade Cachoeira das Andorinhas; 3) Subunidade Acampamento Velho; 4) Subunidade Fazenda Prata e 5) Subunidade Ponte Quebrada. Cada subunidade foi definida a partir da predominância de determinada fácies vulcânica, embora outras fácies possam nela ocorrer de forma subordinada, conforme pode ser observado na tabela 6.

##### – Subunidade Serra do Expedito

Esta subunidade, hospedeira do depósito do Alvo Aripuanã, aflora ao longo de faixa de direção NW-SE, ocupando a maior parte da área pertencente à Seqüência Aripuanã. É composta, predominantemente, por tufos estratificados e lavas, com lentes subordinadas de tufos de cristal, raras e delgadas lentes de *chert* e *sill* de rochas metabásicas (Figura 5a-e).

ERA	PERÍODO	COLUNA LITOSTRATIGRÁFICA	
CENOZÓICO 65.0 (Ma)	QUATERNÁRIO	ALUVIÕES RECENTES	
MESOPROTEROZÓICO	1000 (Ma) ESTENIANO/ ECTASIANO 1400 (Ma)	FM. DARDANELOS	
		G2	DIQUES DE BIÓTITA GRANITO
	GRANITO RIO BRANCO		
PALEOPROTEROZÓICO	1600 (Ma)	SEQÜÊNCIA ARIPUANÃ	UNIDADE PLUTÔNICA
			GRANITO ZE DO TORNO
	1800 (Ma)	UNIDADE VULCÂNICA	

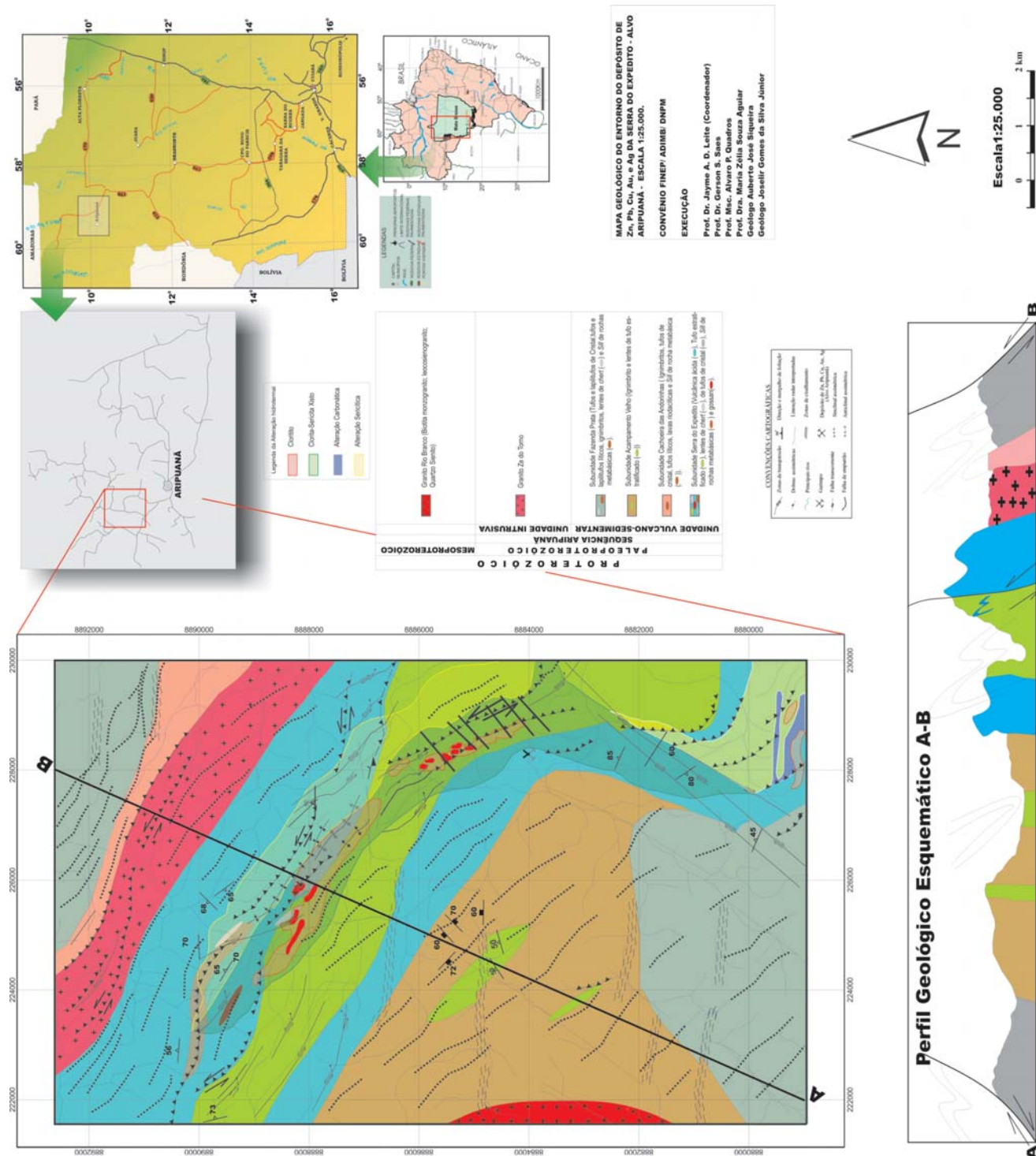
Figura 4 – Coluna estratigráfica do entorno do Alvo Aripuanã.

As rochas vulcânicas ácidas e os tufos estratificados mostram contato abrupto, observável tanto em afloramento quanto em amostra de mão. As rochas vulcânicas ocorrem geralmente ao longo de morrotes alongados preservados pela erosão diferenciada, apresentando cor cinza-escuro, estrutura maciça a levemente foliada, granulação muito fina a vítrea e fratura conchoidal. Quando alteradas, originam material fino, de tamanho argila-silte, friável e, caracteristicamente, de coloração esbranquiçada.

Os tufos estratificados são caracterizados pela interdigitação de horizontes bandados e maciços. Os primeiros são identificados por variações nas cores, com camadas cinzas e camadas brancas, e também na granulação, por horizontes mais finos e mais grossos. As bandas possuem espessuras variáveis, desde subcentimétricas até subdecamétricas. Internamente as bandas mostram variações granulométricas do tipo granodecrescência, o que, associado à presença de micromarcas de ondulação e estruturas de truncamento, sugere a deposição da subunidade em ambiente subaquoso. Os produtos piroclásticos, quando identificáveis macroscopicamente, são de tamanho milimétrico e os cristais, quando reconhecíveis, são de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio.

Os horizontes maciços apresentam coloração variando de cinza-claro a cinza-escuro, sendo esbranquiçados quando alterados, granulação fina a muito fina, com raros cristaloclastos ou produtos piroclásticos de tamanhos milimétricos. Os cristaloclastos, quando identificáveis a olho nu, são de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, com dimensões sempre inferiores a 2 mm. Nestas rochas é possível identificar a presença de sulfetos e óxidos disseminados na matriz.

Interdigitações de delgadas lentes de *chert*, de tufo de cristal e *sills* de rochas básicas, de direção concor-



Anexo 1 – Mapa Geológico do entorno do depósito Aripuanã, originalmente em escala 1/25.000.

dante com a direção geral da faixa, são observadas na porção noroeste da subunidade.

Ao longo de grande parte da área do depósito, todos os litotipos da subunidade mostram a imposição de intenso processo de alteração hidrotermal, que é responsável pela geração de associações minerais à base de sericita, clorita ± sericita e carbonato. Neste caso, as rochas passam a apresentar aspecto sedoso e cores com tonalidades intensas, de vermelho, roxo e amarelo (Figura 5f). Intimamente associados às regiões de alteração hidrotermal foram identificados vários corpos de *gossans*, de dimensões variadas, concordantes com a orientação regional da faixa. Estes corpos são caracterizados por apresentarem aspecto terroso e cores entre cinza, preto

Tabela 6 – Subunidades estratigráficas, com tipos faciológicos predominantes e subordinados.

Subunidade Estratigráfica	Tipo Faciológico Dominante	Tipo Faciológico Subordinado	Classificação
Subunidade Ponte Quebrada	Metabasaltos	Tufos de Cristal	Basalto; Dacito e Riodacito
Subunidade Cachoeira das Andorinhas	Ignimbrito Vermelho	Tufo de Cristal; Tufo Lítico; Vulcânica Ácida; <i>Sill</i> de Rocha Metabásica	Dacito e Riodacito; Basalto.
Subunidade Acampamento Velho	Ignimbrito de Cor Cinza	Lentes de Tufo Estratificado	Dacito, Riodacito e Basalto.
Subunidade Fazenda Prata	Tufo e <i>Lapilli</i> -tufo de Cristal de Cor Cinza	Tufo e <i>Lapilli</i> -tufo Lítico de Cor Cinza; Ignimbrito de Cor Cinza; <i>Chert</i> ; Tufo e <i>Lapilli</i> -tufo Lítico de Cor Vermelha; <i>Sill</i> de Rocha Metabásica	Dacito, Riodacito e Basalto.
Subunidade Serra do Espedito	Vulcânica Ácida e Tufo Estratificado	Tufo de Cristal; <i>Chert</i> ; <i>sill</i> de Rocha Metabásica	Riolito, Dacito, Riodacito e Basalto.

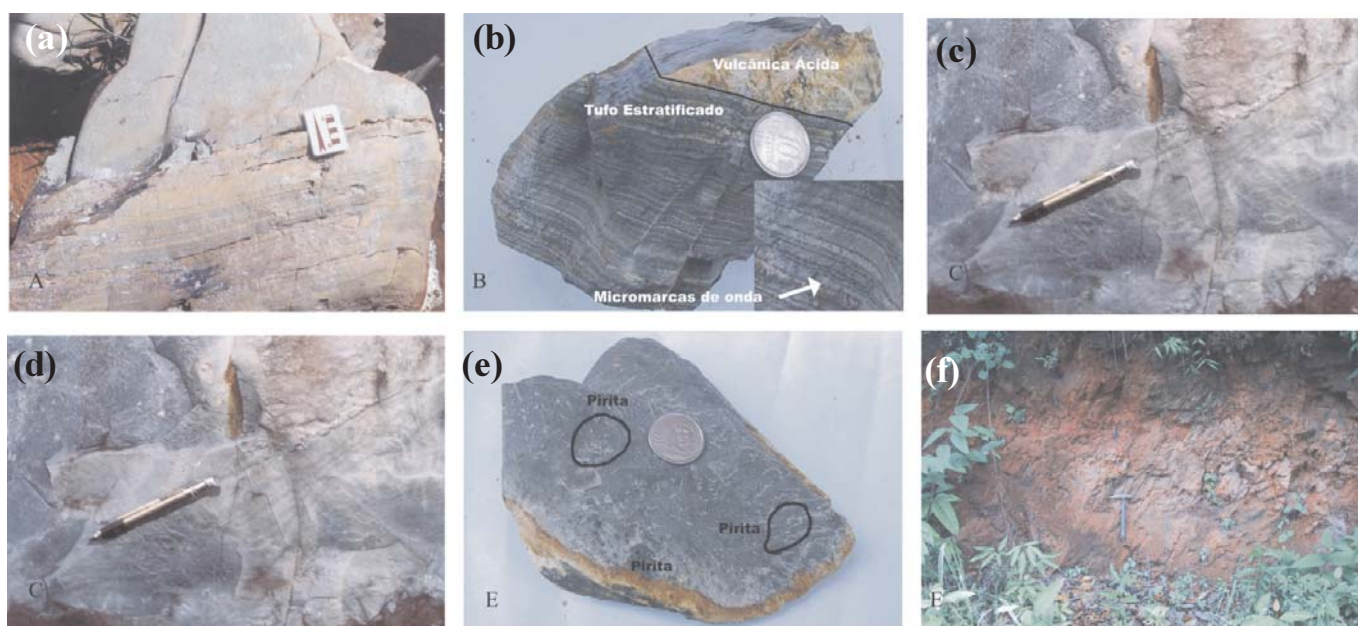


Figura 5 – (a) Fotografia ilustrando o aspecto de campo dos tufos estratificados. (b) Detalhe de contato abrupto entre tufos estratificados e lavas maciças. (c) Detalhe de superfície de truncamento nos tufos estratificados. (d) Aspecto de campo das lavas maciças, mostrando padrão desorganizado de silicificação na cor rosa claro. (e) Detalhe de amostra representativa das lentes de *chert*. Nos círculos pretos, pirita disseminada. (f) Fotografia ilustrando aspecto sedoso arroxeadado das rochas da zona de alteração clorítica.

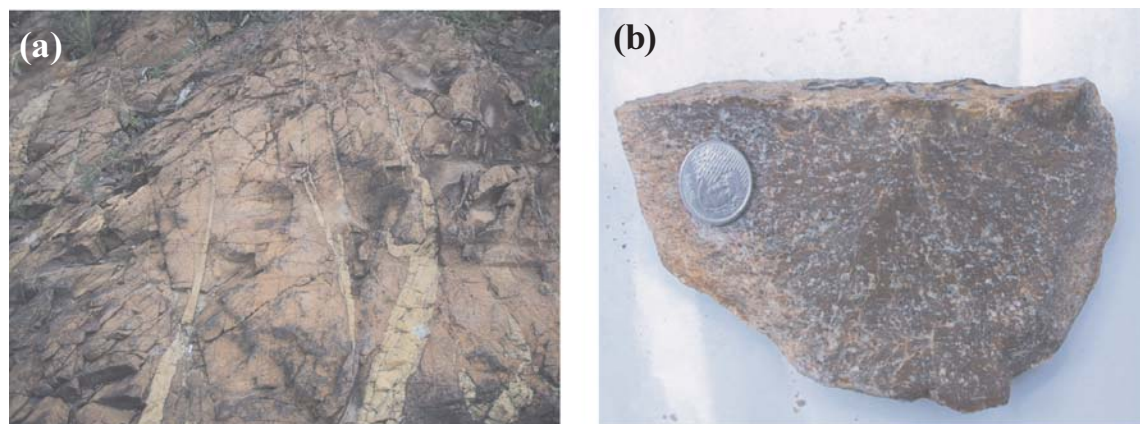


Figura 6 – (a) Afloramento às margens do córrego Garibaldi, ilustrando o modo de ocorrência dos ignimbritos da Subunidade Cachoeira das Andorinhas e a grande quantidade de veios de quartzo que a cortam. (b) Fotografia de amostra de mão de ignimbrito vermelho da mesma unidade.

e amarelo, denunciando a oxidação de corpos de sulfeto maciço em profundidade.

Sistemas de vênulas e veios de quartzo de dimensões variadas são encontrados, cortando as rochas da Subunidade Serra do Expedito, assim como as demais subunidades. Os veios apresentam atitudes concordantes com o padrão estrutural da região e suas espessuras variam de milimétricas a métricas.

– *Subunidade Cachoeira das Andorinhas*

A Subunidade Cachoeira das Andorinhas ocorre como faixa alongada de direção WNW-ESE na porção nordeste da área mapeada. Acha-se limitada a NE pela Subunidade Fazenda Prata e a SW faz contato brusco com corpo granítico alongado, correlacionável ao Granito Zé do Torno.

A subunidade é dominada por ignimbritos caracteristicamente de cor vermelha, ocorrendo subordinadamente tufos de cristal, tufos líticos e lavas riódacíticas. Os litotipos da subunidade possuem cor vermelho-arroxeadada, apresentando estrutura maciça a incipientemente foliada. Os cristais, púmices, *fiammes* e fragmentos de rocha podem, por vezes, ser observados sem o auxílio de lupa; têm distribuição aleatória e caótica, possuindo localmente orientação incipiente, de origem diagenética ou mesmo relacionada à deformação regional. A quantidade e densidade das púmices e cristais são variáveis, até mesmo em nível de afloramento (Figura 6a-b).

Os cristais observados em amostra de mão são de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio e possuem tamanho médio inferior a 4 mm. Quartzo é hialino e exibe dimensões inferiores a 2 mm. Feldspato alcalino possui cor rosada e é de difícil percepção, devido à semelhança com a matriz. Plagioclásio, volumetricamente dominante,

apresenta-se em tamanhos maiores, sendo facilmente identificável a olho nu, devido à coloração esbranquiçada.

Púmices possuem dimensões entre 1 mm e 3 cm e cores vermelho e cinza-escuro. Podem apresentar formas elipsoidais e ovaladas, com grau de achatamento e estiramento variável. *Fiammes* ocorrem de modo muito parecido e se diferenciam, basicamente, por exibirem grau de achatamento maior. Fragmentos líticos apresentam formas e cores variadas, sendo sua composição mineralógica de difícil reconhecimento à vista desarmada, porém infere-se composição felsítica. Ocorrem em menor quantidade quando comparados com os demais produtos piroclásticos. A cor mais comum é rosa-avermelhado, semelhante à da matriz, dificultando sua identificação.

– *Subunidade Acampamento Velho*

A subunidade ocorre, de maneira geral, em forma de cunha, limitada a oeste pelo Granito Rio Branco, a norte pela Subunidade Serra do Expedito, e a sul em parte pela falha do Garibaldi e em parte pela Subunidade Fazenda Prata. É composta predominantemente por ignimbritos e, subordinadamente, por lentes de tufos estratificados (Figura 7a-b)

Os ignimbritos apresentam coloração variando de cinza-claro a cinza-escuro e se constituem de cristais, fragmentos líticos, cristaloclastos e púmices. A quantidade, dimensão e densidade dos cristais e fragmentos líticos variam até mesmo em escala de afloramento, encontrando-se ignimbritos mais ricos em fragmentos líticos e outros em cristais, com distribuição e organização caóticas. Os fragmentos líticos possuem tamanhos, cores e formas variadas, sendo, respectivamente, de milimétricas a centimétricas, podendo chegar até 15 cm; as cores variam de cinza a vermelho, nas mais diversas tonalidades; as

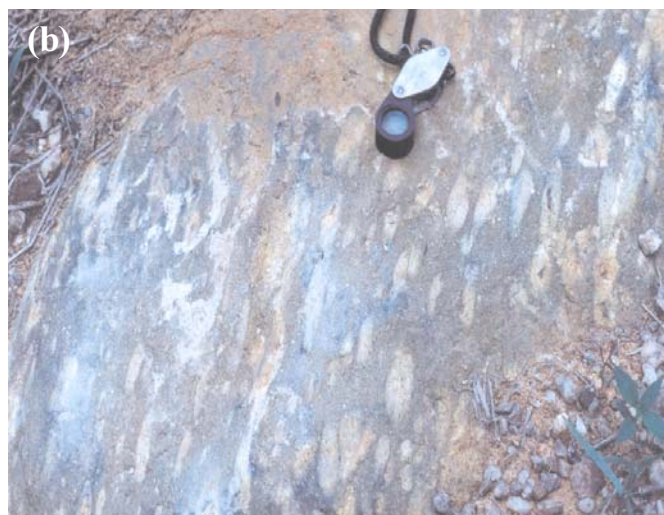
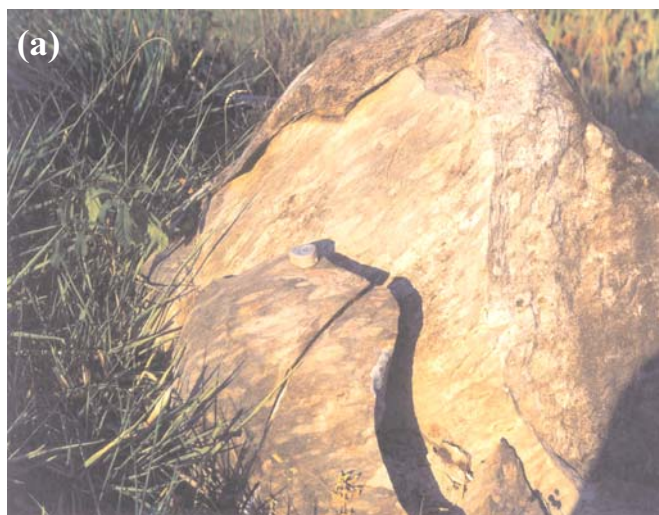


Figura 7 – (a) Fotografia de afloramento de ignimbrito da Subunidade Acampamento Velho, ilustrando grande quantidade de fragmentos líticos e púmices estirados e alinhados segundo **trend** de deformação regional. (b) Fotografia de afloramento ilustrando fragmentos líticos que apresentam, por vezes, núcleos magnéticos esverdeados.

formas são achatadas, elipsoidais e arredondadas. Por vezes, possuem núcleos magnéticos esverdeados e/ou sulfetados; carbonato ocorre disseminado em alguns afloramentos. Os cristaloclastos identificados macroscopicamente são de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, com dimensões variáveis, nunca maiores que 4 mm. Púmices apresentam forma elipsoidal, dimensões variando de milimétricas a centimétricas e cores variando de cinza-escuro a cinza-claro, o que dificulta a sua distinção nas rochas de mesma coloração.

Na parte central da unidade foram identificadas duas lentes de tufos estratificados, que possuem direção NW-SE, sendo a maior delas de aproximadamente 2 km de comprimento por 1 km de largura. Estas rochas apresentam cor cinza-claro e cinza-escuro, granulação fina, o que dificulta o reconhecimento da mineralogia. Quando a identificação é possível, os cristaloclastos são de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio. São características destes depósitos as estratificações sedimentares formadas por correntes unidirecionais, tais como estratificações cruzadas de baixo ângulo e de truncamento, sugerindo deposição em meio subaquoso.

#### – Subunidade Fazenda Prata

Esta subunidade ocorre ao longo de duas espessas camadas, uma no extremo NE da área, com direção NW-SE, e a segunda de forma semicircular, na porção sul da área, principalmente ao longo da borda sul-sudoeste do Granito Rio Branco, apresentando continuidade para leste, onde está, parcialmente, em contato com os ignimbri-

tos cinza da Subunidade Acampamento Velho ou com rochas da Subunidade Serra do Expedito.

A Subunidade Fazenda Prata é composta predominantemente por tufos e *lapilli*-tufos de cristal, tufos e *lapilli*-tufos líticos e, subordinadamente, por ignimbritos, lentes de tufos líticos de cor vermelha, de *chert* e de rochas básicas (Figura 8a-d).

Tufos e *lapilli*-tufos apresentam coloração variando de cinza-claro a cinza-escuro, até cinza-arroxeadado, podendo apresentar-se maciços a incipientemente foliados. Cristais, fragmentos líticos e púmices possuem dimensões variadas, sendo que nos tufos as dimensões dos fragmentos piroclásticos estão entre 0,062 e 2 mm e nos *lapilli*-tufos entre 2 e 5 mm, sendo esta a diferença fundamental entre ambos litotipos. A matriz é muito fina, não sendo possível a identificação macroscópica de seus constituintes mineralógicos. Em alguns afloramentos foram identificados sulfetos e pequenos núcleos metálicos magnéticos disseminados.

Os piroclastos consistem, essencialmente, em quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino. Quartzo possui forma arredondada e cor caracteristicamente azul, o que facilmente o distingue dos demais minerais. Plagioclásio, mineral mais abundante, apresenta coloração esbranquiçada contrastante com a tonalidade cinza da rocha. Feldspato alcalino, em menor quantidade, exibe cor rosa-avermelhada, dificultando sua identificação em *lapilli*-tufos de cor cinza-arroxeadado. Fragmentos líticos são raramente perceptíveis macroscopicamente (salvo nas rochas de cor cinza-claro); apresentam coloração variando do cinza-escuro a esverdeado e formas arredondadas, por vezes, elipsoidais. Púmices também são dificilmente obser-

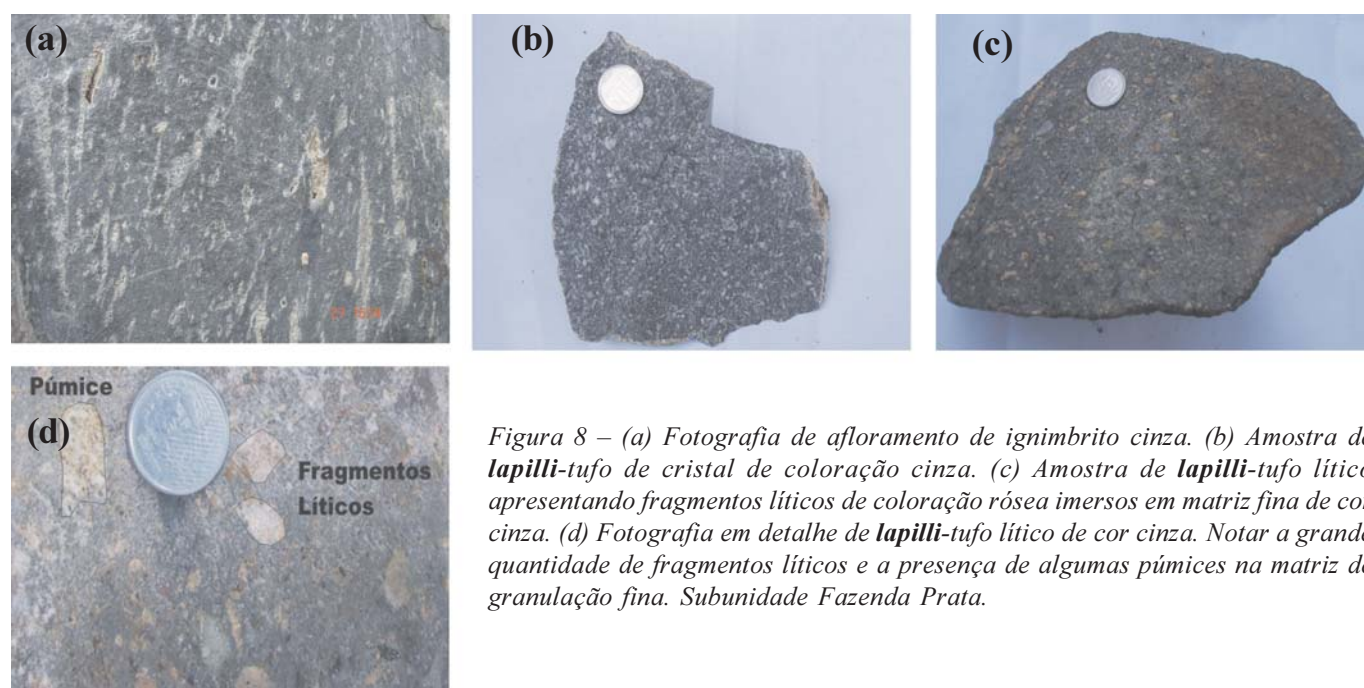


Figura 8 – (a) Fotografia de afloramento de ignimbrito cinza. (b) Amostra de *lapilli*-tuffo de cristal de coloração cinza. (c) Amostra de *lapilli*-tuffo lítico apresentando fragmentos líticos de coloração rósea imersos em matriz fina de cor cinza. (d) Fotografia em detalhe de *lapilli*-tuffo lítico de cor cinza. Notar a grande quantidade de fragmentos líticos e a presença de algumas púmices na matriz de granulação fina. Subunidade Fazenda Prata.

vadas em amostras de mão; exibem cor escura e formas alongadas e achatadas, provavelmente devido ao processo diagenético.

Tufos e *lapilli*-tufos de cristal, tufos e *lapilli*-tufos líticos e ignimbritos possuem características macroscópicas similares, sendo suas fácies individualizadas em função das diferentes proporções e dimensões dos fragmentos piroclásticos. Dessa forma, os tufos e *lapilli*-tufos líticos e tufos e *lapilli*-tufos de cristal apresentam disseminados na matriz, respectivamente, mais de 50% de fragmentos líticos e mais de 50% de cristaloclastos. Ignimbritos diferenciam-se das outras rochas por exibirem maior quantidade de púmices e *fiammes* em relação aos outros fragmentos piroclásticos, sendo diagnosticados, na maior parte das vezes, apenas microscopicamente.

Na ocorrência situada a sul-sudeste do Granito Rio Branco é marcante a presença de duas lentes delgadas de tufos líticos de coloração vermelha. As lentes possuem direção E-W, estrutura maciça a incipientemente foliada, fragmentos piroclásticos (fragmentos líticos, cristaloclastos, púmices e *fiammes*) de dimensões inferiores a 2 mm em média. Estas rochas reagem fortemente com ácido clorídrico, sugerindo marcante alteração carbonatada. Os fragmentos líticos apresentam cor vermelho-arroxeadada, sendo de difícil percepção devido ao pouco contraste com a matriz. Os cristaloclastos não são identificáveis a olho nu devido às suas reduzidas dimensões. Púmices e *fiammes* também apresentam coloração avermelhada e, em parte, se confundem com fragmentos líticos ou se misturam com a matriz da rocha.

Dois lentes de *chert* ocorrem no centro e na extremidade oeste da faixa norte da Subunidade Fazenda Prata. As lentes apresentam dimensões de aproximadamente 2 km de comprimento por 1 km de largura, achando-se dispostas, concordantemente, com a estruturação regional. Apresentam cor cinza-escura e granulação fina a muito fina. Quando alteradas, especialmente em suas bordas, origina massa esbranquiçada de granulação tamanho argila. Exibem fratura conchoidal e, tipicamente, importante disseminação de sulfetos milimétricos.

As rochas básicas apresentam-se como *sills* dispostos nas extremidades leste e oeste da subunidade. Essas rochas mostram coloração variando de cinza-escura a preto, foliação incipiente, granulação fina, contendo cristais de tamanho milimétrico podendo, às vezes, identificar-se macroscopicamente, plagioclásio e anfibólio.

#### – Subunidade Ponte Quebrada

As rochas desta subunidade no entorno do Alvo Aripuanã ocorrem como lentes aparentemente descontínuas, intercaladas concordantemente na maioria das unidades anteriormente descritas, possivelmente na forma de

*sills* Macroscopicamente, essas rochas apresentam coloração variando de cinza-escura a preto, foliação fraca a incipiente, granulação fina, por vezes preservando arranjo original do tipo subofítico, com fenocristais de plagioclásio e anfibólio, respectivamente branco e cinza. Característica importante da subunidade é a presença comum de sulfetos disseminados, principalmente pirita.

#### • Granito Zé do Torno

A unidade é representada por granitos considerados contemporâneos à unidade vulcano-sedimentar (Néder *et al.* 2000). No entorno do Alvo ocorre como faixa alongada concordante com a estruturação regional da Sequência Aripuanã. As relações de contato variam de intrusivas a transicionais. No primeiro caso são denunciadas pela presença de xenólitos de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, de dimensões e formas variadas, além de raros diques de dimensões também variáveis. Em alguns afloramentos o contato é transicional com granitos porfíricos de matriz fina, transicionando para rochas afíricas de granulometria fina a muito fina. Os granitos variam de isotrópicos a levemente deformados, no último caso associados a corredores de cisalhamento, especialmente na porção centro-norte da área. Composicionalmente, são biotita monzogranitos e sienogranitos com quantidades variáveis de hornblenda e titanita (Figura 9).

#### Granito Rio Branco

Definido anteriormente como Granito Aripuanã (Néder *et al.* 2000), o granito domina a porção oeste do entorno do Alvo Aripuanã, produzindo discreta auréola termometamórfica nos vulcanitos da Sequência Aripuanã, registrada por cornubianitos a epidoto, plagioclásio e grana-



Figura 9 – Fotografia ilustrando feição típica do Granito Zé do Torno em zona de cisalhamento. Notar o estiramento dos minerais máficos, hornblenda e biotita.

da. Possui fácies dominante de sienogranitos porfiríticos de granulação grossa (Figura 10a), em que os fenocristais euédricos de feldspato alcalino peritítico estão dispersos em matriz grossa constituída por quartzo, plagioclásio, biotita e titanita, apresentando também fácies microporfiríticas a porfiríticas, o que lhe confere características de posicionamento crustal em níveis rasos. Diques e apófises intrudidas em rochas da Seqüência Aripuanã são comuns na borda leste do Granito Rio Branco (Figura 10b).

As rochas são estruturalmente isotrópicas, com incipiente textura de fluxo magmático. Veios, apófises graníticas, feições *stockwork*, além de zonas de forte brechação hidrotermal, são encontradas no interior da seqüência vulcano-sedimentar encaixante (Rizzoto *et al* 2002). Extensas cristas de quartzo leitoso, juntamente com epidotização, cloritização e sericitização das rochas encaixantes são outras evidências de hidrotermalismo provocada pelo Granito Rio Branco. Os mesmos autores apresentam datações U-Pb (SHRIMP) e Pb-Pb em zircão, que fornecem idades de cristalização de  $1537 \pm 7$  Ma e  $1546 \pm 5$  Ma, respectivamente, reforçando os dados de campo que indicavam sua relação de intrusão nas rochas da Seqüência Aripuanã.

### Caracterização das zonas mineralizadas

As zonas mineralizadas do Alvo Aripuanã são particularmente associadas ao corpo de minério denominado de Valley, que compõe, juntamente com o corpo Toddy, a mineralização denominada de ARES pela Anglo-American. As principais características das zonas mineralizadas foram obtidas por meio da descrição dos furos de sondagem FAREX 56, FAREX 12 e FAREX 25. A descrição deu ênfase à mineralogia e distribuição da alteração hidrotermal e modos de ocorrência da mineralização, além de ter sido orientativa para a seleção de 70 amostras de furos de sondagem, visando estudos de petrografia do minério, isotópicos e de inclusões fluidas.

Os furos FAREX 56 e 25 investigados mostram que as zonas mineralizadas do corpo Valley se localizam no contato de seqüência basal de rochas vulcânicas, lavas/tufos dacíticos a riolíticos (Figura 11a) com a seqüência de topo, constituída por tufos estratificados e tufos maciços, o conjunto todo mostrando intenso hidrotermalismo (Figura 11b), que ultrapassa os limites do *footwall*.

A cloritização das rochas hospedeiras grada, em direção às zonas mineralizadas, para alteração à base de tremolita + clorita + biotita + carbonato  $\pm$  quartzo. Nas zonas proximais da mineralização clorita, tremolita ou, menos freqüentemente, biotita podem predominar na paragénesis de alteração, com ou sem carbonato (Figura 11c). A depender da fase predominante, denominações descri-

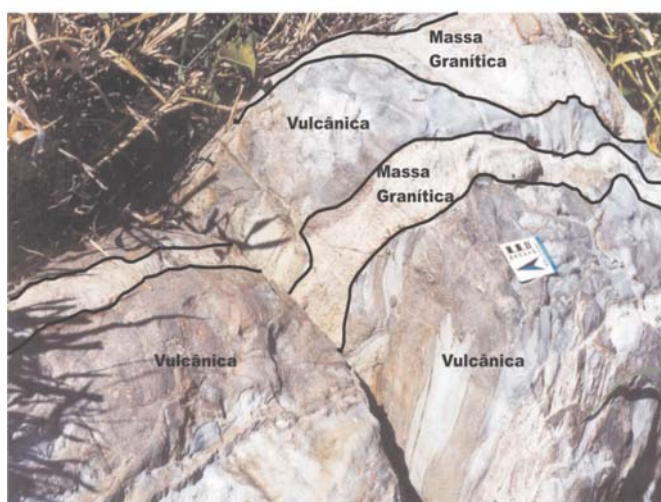


Figura 10 – (a) Fotografia ilustrando aspecto típico do Granito Rio Branco com megacristais de feldspato alcalino por vezes com textura *rapakvi*. (b) Fotografia ilustrando a presença de diques do Granito Rio Branco intrudidos em rochas da Seqüência Aripuanã.

tivas como cloritito, tremolitito ou biotitito foram utilizadas pelos geólogos que descreveram anteriormente os furos investigados (?Soares 2002, com. verbal).

Uma seqüência de rocha carbonática maciça, de granulação fina a média e contínua por vários metros, foi particularmente observada no furo FAREX12 e, de forma mais subordinada, no furo FAREX56. A seqüência de rocha carbonática alterna-se com a zona de alteração à base de tremolita + clorita + biotita ou contém agregados desses minerais, como também é recortada por venulações de carbonato (Figura 11d). Os geólogos da Anglo American a descrevem como mármore, sendo portanto rocha de origem sedimentar química (A. F. Soares, 2002, com.verbal). Na descrição da rocha carbonática do furo FAREX12 observou-se localmente a ocorrência de fino bandamento que talvez pudesse sugerir estrutura  $S_0$ , ou seja, acamamento original, o que não foi apoiado pelos



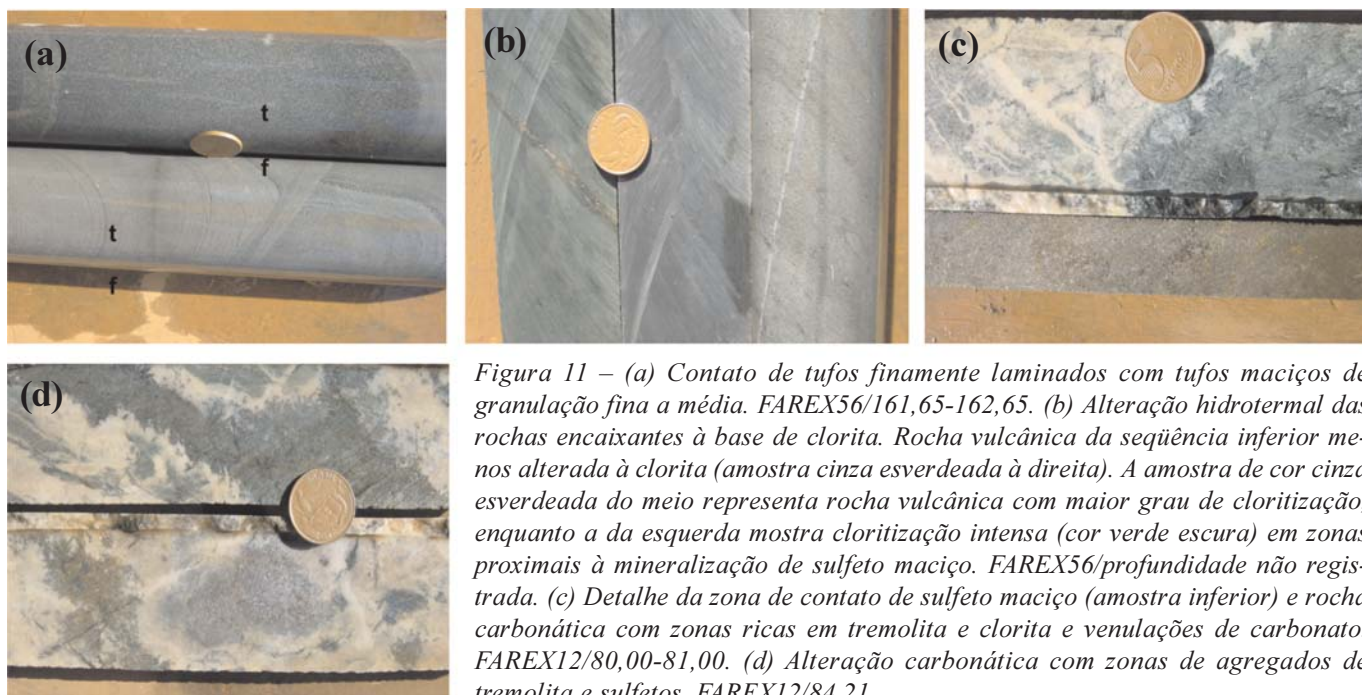


Figura 11 – (a) Contato de tufos finamente laminados com tufos maciços de granulação fina a média. FAREX56/161,65-162,65. (b) Alteração hidrotermal das rochas encaixantes à base de clorita. Rocha vulcânica da seqüência inferior menos alterada à clorita (amostra cinza esverdeada à direita). A amostra de cor cinza esverdeada do meio representa rocha vulcânica com maior grau de cloritização, enquanto a da esquerda mostra cloritização intensa (cor verde escura) em zonas proximais à mineralização de sulfeto maciço. FAREX56/profundidade não registrada. (c) Detalhe da zona de contato de sulfeto maciço (amostra inferior) e rocha carbonática com zonas ricas em tremolita e clorita e venulações de carbonato. FAREX12/80,00-81,00. (d) Alteração carbonática com zonas de agregados de tremolita e sulfetos. FAREX12/84,21.

estudos petrográficos e isotópicos de O e C em carbonatos.

A mineralização sulfetada mostra os seguintes modos de ocorrência:

1. Seqüência descontínua, de extensão métrica, de sulfeto maciço (> 60% em volume de sulfetos) a semi-maciço, constituídos por esfalerita, galena, pirrotita, pirita, calcopirita e magnetita em diferentes proporções, juntamente com carbonato e, muito subordinadamente, quartzo e clorita (Figura 12a). Carbonato  $\pm$  quartzo  $\pm$  clorita encontram-se comumente em sítios intergranulares dos sulfetos ou formam agregados arredondados, possivelmente preenchendo espaços vazios. Localmente, observa-se que o carbonato forma bandas de espessura milimétrica alternadas com bandas de sulfetos (Figura 12b). Os corpos de sulfeto maciço encontram-se envoltos pela alteração a tremolita + clorita + biotita ou podem estar hospedados pela rocha carbonática.
2. Nas porções basais do sulfeto maciço ocorre zona sulfetada, rica em calcopirita, associada a uma rede de vênulas (Figura 12c, descrita pelos geólogos da Anglo-American como sendo do tipo *stringer ore* em contexto de depósitos de VMS clássicos; A. F. Soares 2002, com.verbal).
3. Disseminações ou agregados de esfalerita + pirrotita + galena + pirita nas zonas de alteração a tremolita + clorita + biotita (Figura 12d).
4. Veios irregulares de quartzo  $\pm$  carbonato  $\pm$  agregados de tremolita-clorita, com esfalerita + galena +

calcopirita + pirita, com espessuras de até algumas dezenas de centímetros, que cortam particularmente a zona de alteração hidrotermal proximal aos corpos de sulfeto maciço (Figura 12e).

5. Menos freqüentemente, ocorrem veios de quartzo de espessura métrica, pobres em sulfeto (calcopirita + pirrotita + galena), com agregados dispersos de biotita e destituídos de tremolita. Mostram contato brusco com as encaixantes e alguns são auríferos, podendo representar mineralização filoniana mais tardia de ouro associado a metais básicos.

As características acima apresentadas sugerem a possibilidade de evolução complexa da mineralização do Alvo Aripuanã, incluído mineralização primária, representada pelos dois primeiros tipos, seu possível retrabalhamento durante metamorfismo de contato causado pela intrusão do Granito Rio Branco, tipos 3 e 4 e sua possível reconcentração em veios de quartzo ao longo de zonas de cisalhamento, que correspondem ao último evento atuante na região.

### Evolução estrutural

A análise estrutural teve como objetivo a caracterização dos principais processos deformacionais existentes na área de estudo, bem como o mapeamento das estruturas associadas em diferentes escalas, mega/macro, meso e micro. A abordagem em escala regional representa contribuição à discussão do modelo estrutural no qual se insere a Seqüência Aripuanã. Deve-se ressaltar, neste aspecto, que na área em estudo a abordagem regional praticamente se impõe devido à baixa densidade de informa-

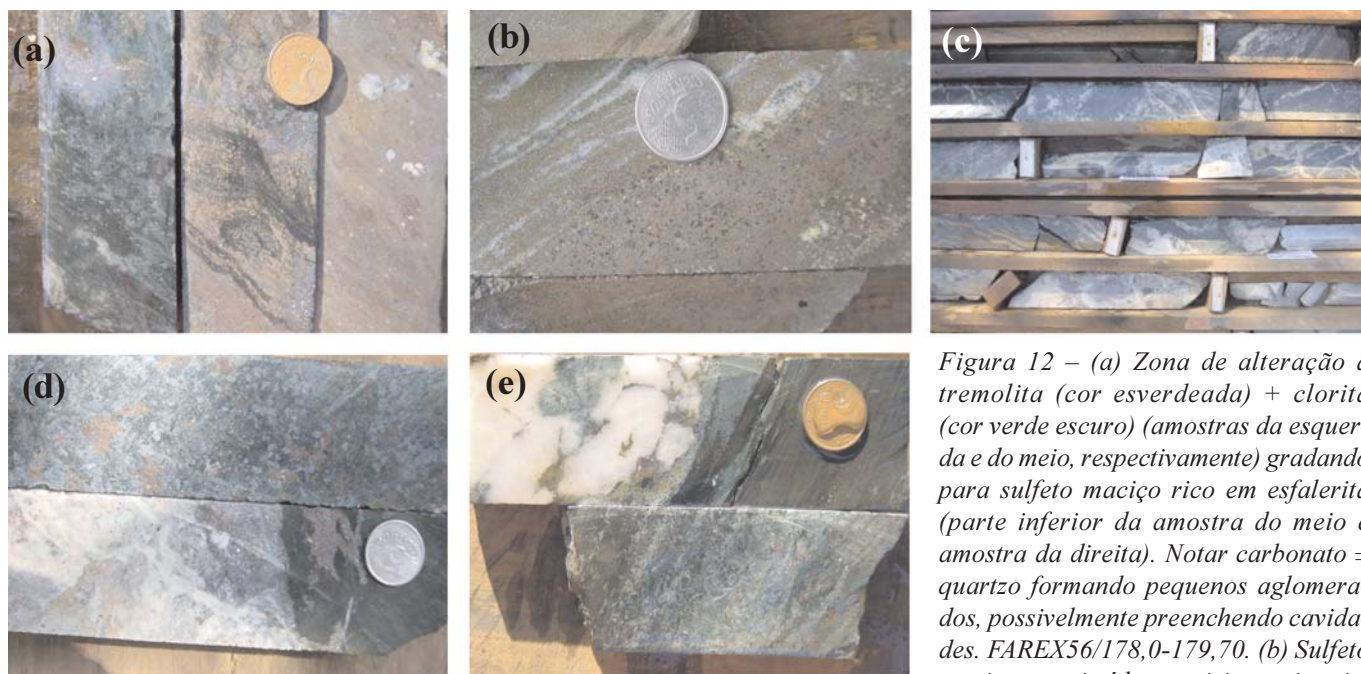


Figura 12 – (a) Zona de alteração a tremolita (cor esverdeada) + clorita (cor verde escuro) (amostras da esquerda e do meio, respectivamente) gradando para sulfeto maciço rico em esfalerita (parte inferior da amostra do meio e amostra da direita). Notar carbonato ± quartzo formando pequenos aglomerados, possivelmente preenchendo cavidades. FAREX56/178,0-179,70. (b) Sulfeto maciço constituído por pirita + pirrotita

+ esfalerita + galena + calcopirita. Notar laminações de carbonato ± quartzo, sugerindo possível  $S_0$ . FAREX56/154,40 – 154,70. (c) Zona de rocha carbonática, com venulações de carbonato próxima ao contato com sulfeto maciço. FAREX12/79,97-82,11. (d) Zona de alteração dominada por tremolita (tremolitito) seguida por seqüência de rocha carbonática (amostra inferior, parte clara), ambas sulfetadas (esfalerita- cor avermelhada- ± galena ± pirrotita ± pirita ± calcopirita). (e) Veio irregular de quartzo com galena + pirita, cortando sulfeto maciço na zona de alteração a tremolita (cor esverdeada) + clorita (cor verde escuro), notar que os sulfetos se concentram ao longo de fraturas. FAREX56/177,20.

ções prévias, bem como às dificuldades de acesso e escassez de afloramentos.

A análise das imagens de sensoriamento remoto, juntamente com o comportamento da drenagem em meio digital, revelou padrões espaciais complexos de lineamentos estruturais que podem ser associados a diferentes megaestruturas de cisalhamento. Como resultado, dois sistemas principais de lineamentos foram detectados, o primeiro de direção predominante E-W, aparentemente mais antigo e o segundo de direção preferencial NE-SW.

#### Sistema E-W

O sistema E-W é caracterizado pelos feixes de lineamentos anastomosados estreitos, com inflexões para WNW/ESE. Visto em conjunto, a morfologia das estruturas revela a formação de padrões lenticulares assimétricos em “Z” e padrões de lineamentos curvilíneos divergentes, típicos de estruturas tipo “rabo de cavalo” (Figura 13a). A observação das assimetrias e inflexões dos lineamentos sugere sua origem como devida a deformação regional de natureza essencialmente dúctil e de rotação sinistral. (Figura 13b).

Em relação às feições de relevo, a deformação está bem definida pelo conjunto de morros alongados da Seqüência Aripuanã, que formam cinturão de feições anastomosadas e lenticulares muito bem definidas nas ima-

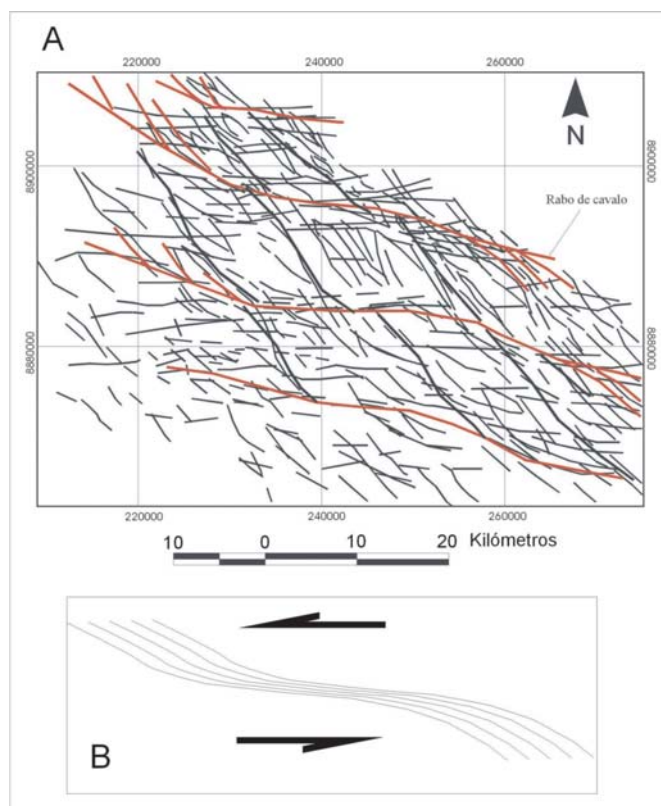


Figura 13 – Arranjo espacial de lineamentos mostrando sistema de superfícies de cisalhamento E-W/NW-SE e estruturas tipo “rabo de cavalo” evidenciadas pela análise de imagens digitais Landsat-7 e de Radar.

gens de sensoriamento remoto e pelo padrão de drenagem. Na área estudada o cinturão se estende por cerca de 60 km na direção WNW/ESE, com inflexões para NNE/SSW, com cerca 10-20 km de largura. Em estreita associação espacial com essas macroestruturas observou-se também a existência de feições de relevo em cristas assimétricas (monoclinais), manifestadas pelo padrão assimétrico do sombreado da imagem *Landsat* (Figura 14). Em planta estão condicionadas principalmente pelos lineamentos divergentes das estruturas tipo “rabo de cavalo”. As feições foram interpretadas como devidas a rampas oblíquas em relação ao cisalhamento principal E-W.

A análise de afloramentos (mesoescala) e amostras de mão, tanto de rochas vulcânicas quanto de vulcano-clásticas, revelou a presença de trama tectônica complexa, de natureza dúctil, penetrativa, formada por superfícies compostas que podem ser associadas à formação de estruturas tipo S-C (Berthé *et al.* 1979). A assimetria de agregados minerais (forma em Z) isto é, relacionamento espacial entre “schistosité” (S) e “cisaillement” (C), é compatível com a rotação (sinistral) e com os padrões espaciais das feições identificadas em macroescala do cisalhamento dúctil. Além dessas evidências, foi possível ainda observar outras, indicativas desse relacionamento, como assimetria em porfiroclastos, dobras assimétricas intrafoliares, paralelismo entre minerais e observação de grãos/agregados recristalizados, revelando tratar-se de deformação essencialmente dúctil. (Figura 15a).

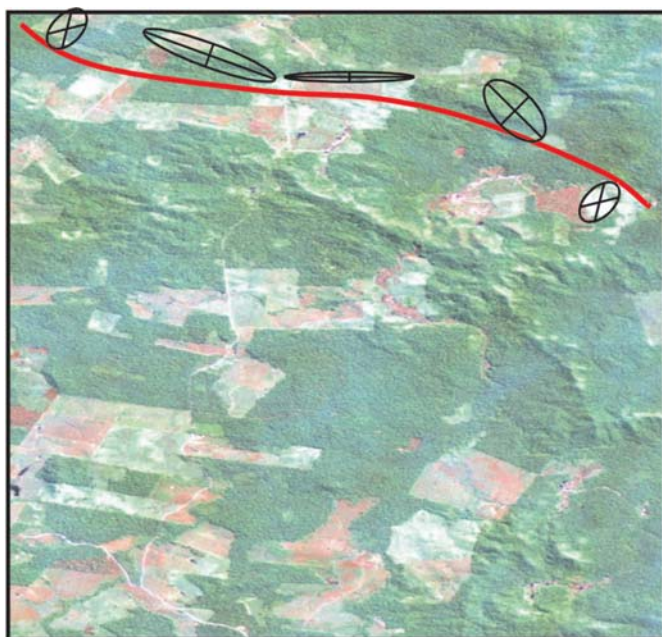


Figura 14 – Imagem de radar *Landsat-TM* no padrão de cor RGB, ilustrando as feições de relevo e elipsóides indicando a progressão da deformação dúctil, imagem parcial do sudeste da área estudada.

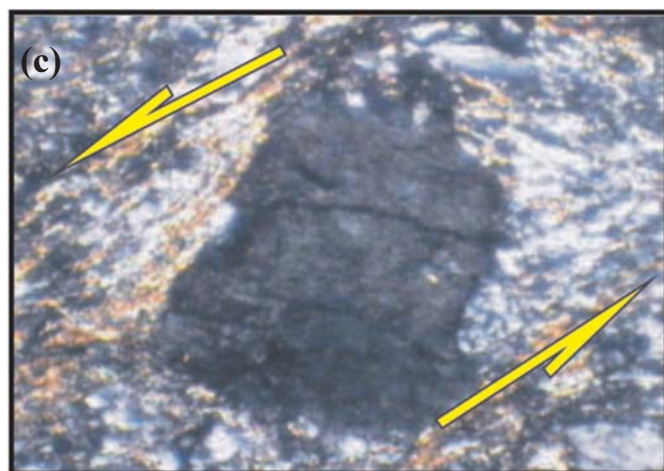
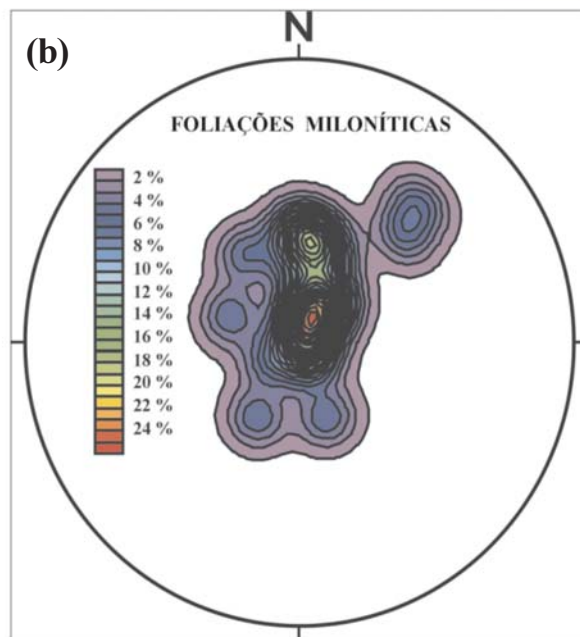
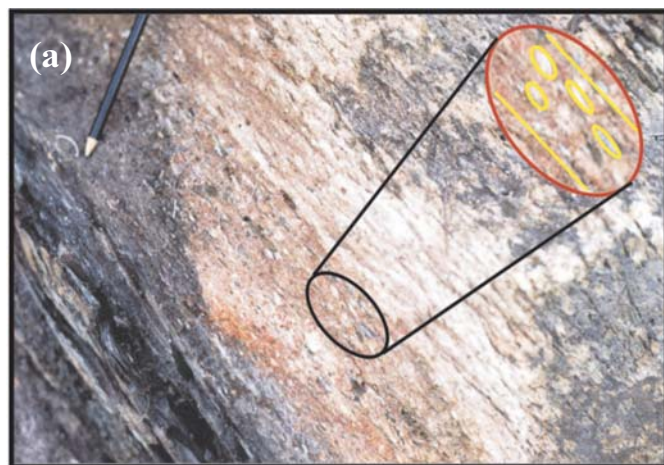


Figura 15 – (a) Arranjo espacial de agregados minerais paralelizados relacionados a estruturas planares tipo S (“schistosité”) e C (“cisaillement”) em ignimbrito cinza. (b) Diagrama de frequência de foliação milonítica na seqüência vulcano-sedimentar, destacando três campos de concentrações predominantes. (c) Porfiroclasto de feldspato com sombra de pressão indicando estiramento assimétrico em cisalhamento sinistral.

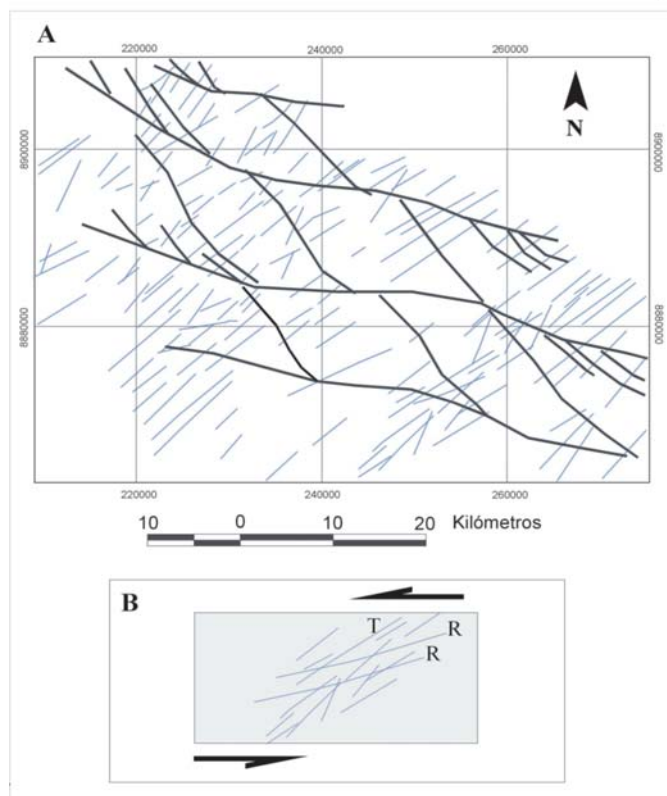


Figura 16 – Arranjo espacial de lineamentos mostrando sistema de superfícies de cisalhamento NE/SW evidenciado pela análise de imagens digitais *Landsat-7* e de Radar.

O diagrama de freqüências das foliações miloníticas (Figura 15b) contribuiu para avaliar estatisticamente a deformação. Os resultados obtidos indicam dois campos principais de concentração e um secundário. As duas concentrações principais apresentam médias N83W;61NE e N64W;83NE, as quais indicam dobramentos assimétricos, apertados, mergulhando para o mesmo quadrante (aproximadamente NNE). A concentração secundária apresenta direção média N47W; 40NE e sugere fase de redobramento que vai gerar feição em “Z”, fato já detectado em mega/meso escala.

O estudo microscópico serve como confirmação das feições obtidas nas escalas anteriores. Assim, foi possível observar em detalhe a relação entre a formação das superfícies S-C e os agregados minerais. A foliação revelou sua natureza essencialmente milonítica (milonitos, protomilonitos e utramilonitos), com agregados assimétricos, contendo evidências de recristalização, desenvolvimento de sub-grãos e grãos com sombra de pressão, indicando os efeitos do cisalhamento sinistral (Figura 15c).

#### Sistema NE-SW

Este sistema é de feição interceptante, forma padrões losangulares não anastomosados, tem espaçamento mais amplo (1-3 km) e parece estar superimposto aos anterior-

es (Figura 16). Ao longo dos lineamentos NE-SW foi observada a formação de estruturas do tipo gretas de tração, de porte métrico, preenchidas por quartzo leitoso.

Em afloramento de ignimbritos vermelhos às margens do córrego Garibaldi a morfologia das feições mostrou arranjo escalonado, em veios assimétricos em S. As assimetrias, bem como a observação de gretas desenvolvidas em fases subseqüentes, permitiram deduzir cisalhamento progressivo, de natureza dúctil-rúptil, superimposto aos ignimbritos, fortemente recristalizados, com direção E-W e rotação sinistral, como previsto na análise das

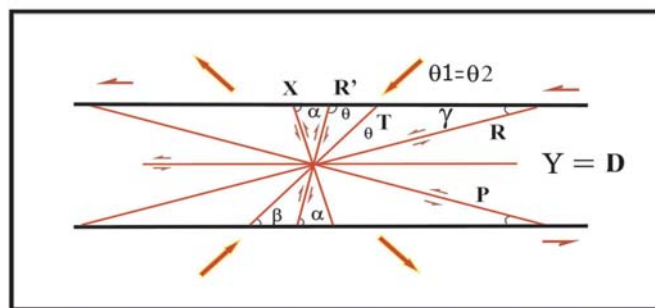
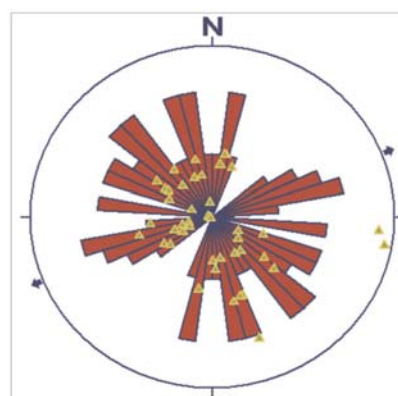


Figura 17 – (a) Veios de quartzo leitoso em gretas de tração desenvolvidas em ignimbritos vermelhos, às margens do córrego Garibaldi. (b) Diagrama de roseta destacando o sentido do mergulho das fraturas, representando a deformação rúptil em rochas vulcânicas da Seqüência Aripuanã. (c) Descontinuidades formadas na deformação não coaxial (ângulos são:  $a=75^\circ$ ,  $b=45^\circ$ ,  $g=15^\circ$ , considerando o ângulo interno  $30^\circ$ ). R, P, X e Y(=D) têm movimento sinistrais. As flechas indicam as direções de estiramento e encurtamento (modificado de Hasui & Costa 1991).

imagens. Nesse caso, as gretas estão associadas a fraturas de tração (T) que se desenvolvem paralelamente ao eixo de compressão do sistema (NE/SW, figura 17a). Comparando os arranjos àqueles desenvolvidos em zonas de cisalhamento em experimentos físicos, bem como em observações de cisalhamentos recentes em escala natural (Tchalenko 1970, Tchalenko & Ambrasseys 1970, Tchalenko & Berberian 1975, Reches 1986), foi possível deduzir a relação entre tais estruturas losangulares com a existência de sistema de cisalhamento de natureza rúptil/dúctil, com deslocamento principal na direção aproxi-

mada E-W. Neste caso as estruturas interceptantes podem estar relacionadas a planos de cisalhamento compostos (desenvolvidos sin- a quase-simultaneamente) do tipo T e R (superfícies *Riedel*).

A análise do diagrama de rosetas (Figura 17b) indica a existência de 4 sistemas de fraturamentos principais, cujas direções médias são N43E-64NW, N51E-73SE, N12W-78SW e N74E-50SE, que podem ser relacionados de forma bastante razoável com a evolução progressiva da deformação responsável pela geração do sistema E-W (Figura 17c).

FASE	IDADE	EVENTOS/ESTRUTURAS	EVIDÊNCIAS	DIAGRAMA
Extensiva	Pré-1,76 Ga	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Adelgaçamento crustal; ascensão de vulcanismo ácido, subaquoso e explosivo, formação de caldeiras; deposição de sedimentos químicos restritos (<i>cherts</i>) formando a SA; colocação corpos granitóides ácidos subvulcânicos; deposição e mineralização de sulfetos maciços;</li> <li>• Ambiente tectônico de margem continental; desenvolvidas em zonas de alívio (<i>releasing bend</i>) em um sistema transcorrente E-W em sentido horário.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Disposição sigmoidal das unidades litoestruturais da seqüência, orientada para WNW-ESSE;</li> <li>• Padrões de lineamentos de dúcteis E-W/ WNW / ESE, verticais em rochas do embasamento ensialico</li> </ul>	
Transpressão	1,76 Ga	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Fechamento de bacia; encurtamento crustal em zona de compressão (<i>restraining bend</i>) formada em sistema transcorrente (<i>strike-slip system</i>) E-W, com sentido anti-horário;</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Foliação milonítica vertical/subvertical; falhas inversas/empurrão com mergulho para quadrantes opostos a NE e SW da SA; dobramento complexo, não cilíndrico em corpos de lavas ácidas; plano geral de achatamento WNW-ESSE com mergulho ora para NE, ora para SW; estiramento subhorizontal WNW-ESE de agregados piroclásticos e feldspatos; marcas de arrancadura; foliação S-C em corpos granitóides subvulcânicos.</li> </ul>	
Transtração	1,76 – 1,0 Ga	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Reativação do sistema E-W através de movimentação transcorrente anti-horária, possivelmente ocorrendo em nível crustal superior, com deformação predominante dúctil-rúptil;</li> <li>• Hidrotermalismo e remobilização de metais básicos e preciosos em veios dilatacionais tardios</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Falhas conjugadas compatíveis com estruturas secundárias R e P em sistema de cisalhamento simples E-W, com rotação anti-horária;</li> <li>• Veios de quartzo em escala submétrica, a métricas e decamétrica preenchendo gretas de tração com orientação NE-SW;</li> <li>• K-feldspatos e agregados suborientados NE-SW;</li> </ul>	

Figura 18 – *Cartoon* representativo da proposta de evolução estrutural da Seqüência Aripuanã.

A figura 18 apresenta proposta de evolução da Seqüência Aripuanã em base aos dados acima apresentados.

## V. PETROGRAFIA

### Petrografia das Rochas Hospedeiras

As análises petrográficas objetivaram a caracterização litoestratigráfica da área, bem como, serviram de embasamento à investigação petrológica e geocronológica das rochas hospedeiras do Alvo Aripuanã. Foram estudados os termos da Seqüência Aripuanã, o Granito Zé do Torno e o Granito Rio Branco. Ressalta-se, no entanto, que o alvo principal deste trabalho é a unidade vulcano-sedimentar da Seqüência Aripuanã, por constituir aproximadamente 95% da área estudada. Dos litotipos de natureza vulcanoclástica e vulcânica foram coletadas 210 amostras e selecionadas 112 para confecção de lâminas delgadas; enquanto o estudo das rochas graníticas foi feito a partir de 45 amostras e suas respectivas lâminas delgadas, das quais 34 foram tratadas pelo método de colorimetria seletiva de feldspatos, objetivando a obtenção de suas composições modais, dispostas nos diagramas QAP (Figura 19).

#### Seqüência Aripuanã

##### • Rochas vulcânicas e vulcanoclásticas

##### – Fácies vulcânica ácida

As rochas relacionadas à fácies vulcânica ácida são caracterizadas pela presença de fenocristais e microfeno-cristais de quartzo e feldspato alcalino e, subordinadamente, de plagioclásio e biotita, com dimensões máximas em torno de 2 cm. Os fenocristais acham-se imersos em matriz muito fina de composição mineralógica similar e todos apresentam, embora em graus diferentes, fraturamentos, embaiamentos e bordas corroídas (Figura 20a). Além da paragênese essencial citada, ocorrem também zircão e sericita como minerais acessórios e de alteração, respectivamente. A sericitização é intensa e chega a ocupar em torno de 65% do volume da rocha, sendo responsável pela obliteração parcial ou total de feições primárias (Figura 20a), principalmente aquelas relacionadas às condições de resfriamento, tais como fraturamentos perlíticos e presença de vidro. Raros fragmentos conatos, de composição similar à rocha hospedeira, foram identificados, com dimensões variando entre 0,2 e 0,5 mm.

As rochas vulcânicas que ocorrem na Subunidade Cachoeira das Andorinhas caracterizam-se, principalmente, por apresentar arranjo menos caótico de fenocristais de dimensões semelhantes que, às vezes, constituem tex-

tura glomeroporfirítica (Figura 20b). Alguns dos fenocristais exibem efeitos de corrosão magmática e embaiamentos, enquanto especialmente os de plagioclásio mostram texturas do tipo *jigsaw-fit*. A matriz é fina e de composição quartzo-feldspática, apresentando por vezes esferulitos como representantes do processo de devitrificação (Figura 20c). Esta fácies pode também exibir produtos piroclásticos subordinados, tais como púmices, *fiammes* e fragmentos líticos.

Os fenocristais essenciais identificados nesta unidade consistem em quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino, ocorrendo como acessórios zircão, fluorita e allanita, e como minerais de alteração: biotita, sericita, carbonato e clorita.

##### – Tufo estratificado

Esta fácies se caracteriza pela presença de interdigitações de camadas bandadas e maciças. As camadas bandadas são identificadas pela alternância de estratos milimétricos a submilimétricos, ora mais ricos em fenoclastos, ora quase isentos destes (Figura 20d). Os estratos maciços raramente apresentam fenoclastos e são nitidamente equigranulares e muito finos (Figura 20e). Em alguns estratos bandados foi evidenciada gradação normal, ou seja, granodecrescência dos principais constituintes, bem como a ocorrência de feições de truncamento, que poderiam indicar a presença de depósitos de ressedimentação. Independentemente do tipo de estrato, ocorrem sulfetos de forma disseminada.

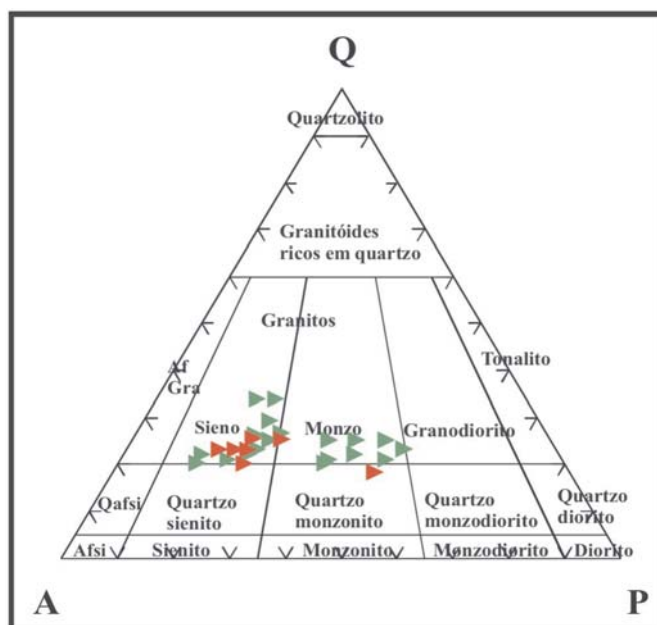


Figura 19 – Diagrama QAP (Streckeisen 1976) ilustrando os pontos representativos das composições modais das rochas dos granitos Zé do Torno (triângulos verdes) e Rio Branco (triângulos vermelhos).

Os fragmentos piroclásticos identificados são púmices, *fiammes*, fragmentos líticos e cristaloclastos. As púmices e os *fiammes* apresentam-se, geralmente, achatados e alongados, possuindo forma elipsoidal. No interior destes produtos piroclásticos ocorrem diminutos cristais de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, indicando recristalização do material vítreo original, ou apenas apresentam uma matriz felsítica de difícil distinção microscópica.

Os fragmentos líticos possuem formas e dimensões variadas, elipsoidais a arredondadas, com dimensões submilimétricas a milimétricas, de composição quartzo-feldspática, similar à rocha hospedeira.

Os cristaloclastos correspondem a cristais e fragmentos de cristais, predominantemente, de quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e minerais opacos. Os cristaloclastos mostram formas variando de arredondadas a angulosas, com diferentes graus de corrosão e de retrabalhamento, formando arranjo textural granoblástico.

– *Ignimbrito de cor cinza*

Esta fácies caracteriza-se pela presença de diferentes proporções de púmices, *fiammes*, cristaloclastos e fragmentos líticos de dimensões variadas, imersos em mesóstase fina de composição quartzo-feldspática. As púmices e *fiammes* ocorrem tanto na matriz da rocha, como no interior dos fragmentos líticos, especialmente na Subunidade Acampamento Velho.

As púmices e *fiammes* apresentam-se de forma arredondada a elipsoidal, com dimensões variando de submilimétrica a centimétrica. Mostram-se recristalizadas, com seu interior composto por arranjo de feldspato alcalino e quartzo, exibindo, às vezes, intercrescimento gráfico a granofírico, ou consistindo em material muito fino de composição felsítica (Figura 20f).

Os fragmentos líticos ocorrem, na maioria das vezes, achatados e alongados, de formato elipsoidal, com dimensões variando entre 0,1 a 15 cm. Os de menores dimen-

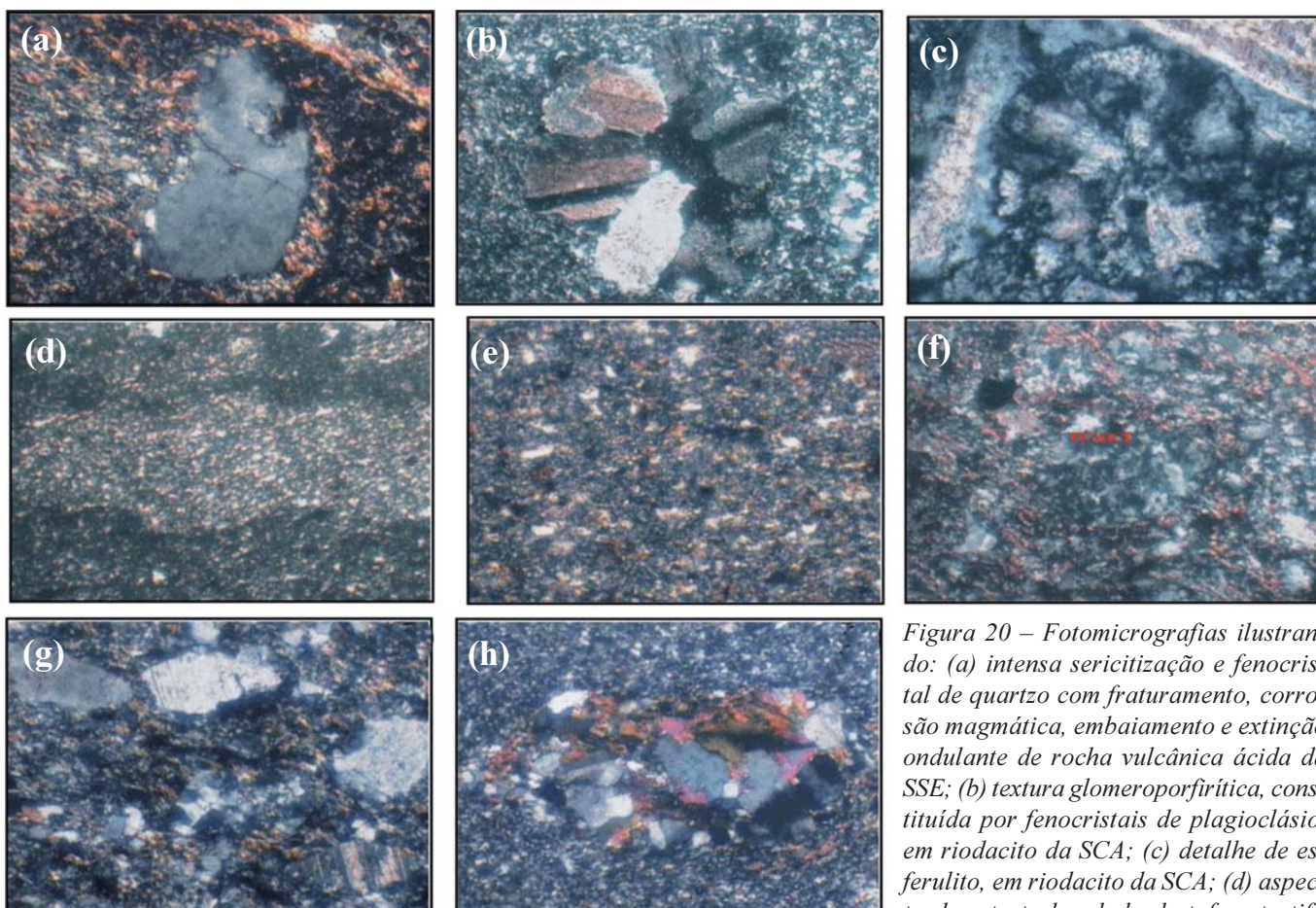


Figura 20 – Fotomicrografias ilustrando: (a) intensa sericitização e fenocristal de quartzo com fraturamento, corrosão magmática, embaixamento e extinção ondulante de rocha vulcânica ácida da SSE; (b) textura glomeroporfírica, constituída por fenocristais de plagioclásio, em riodacito da SCA; (c) detalhe de esferulito, em riodacito da SCA; (d) aspecto de estrato bandado de tufo estratificado da SSE; (e) estrato maciço com pequenos cristaloclastos, por vezes fragmentados, imersos em matriz quartzo-feldspática de tufo estratificado da SSE; (f) púmice arredondada, imersa em matriz fina com alteração sericítica pervasiva e rica em cristaloclastos, em ignimbrito da SAV; (g) grande quantidade de cristaloclastos e pequena púmice elipsoidal imersos em matriz fina sericitizada em ignimbrito de cor cinza da SAV; (h) litoclasto constituído de quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e biotita de tufo de cristal da SFP. Imagens com polarizadores cruzados e objetiva de 3,5, à exceção dos itens a e c, com objetiva de 10x.

sões constituem-se de agregado de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio e os maiores (acima de 0,5 cm) são compostos por cristaloclastos, fragmentos líticos menores, púmices, *fiammes* e aglomerados de opacos, todos imersos em matriz de granulação muito fina, de composição felsítica. Na porção central dos fragmentos líticos ocorrem, às vezes, púmices maiores, de dimensões inferiores a 1 cm. Localmente, pode-se observar que alguns fragmentos líticos são menos afetados por fase hidrotermal, ou seja, desenvolvem menor quantidade de minerais de alteração, contrastando com a matriz da rocha hospedeira, em que a alteração foi mais pervasiva.

Embora em graus diferentes, os cristaloclastos apresentam fraturamentos, embaixamentos e bordas corroídas. As proporções de cristaloclastos e matriz são variáveis nos diferentes afloramentos, podendo os primeiros constituir até 50 a 60% da rocha (Figura 20g).

Os minerais essenciais identificados são quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino, ocorrendo também allanita, zircão e titanita como minerais acessórios, enquanto a paragênese de alteração está representada por muscovita, sericita, biotita e epidoto.

#### – Tufo e lapilli-tufo de cristal

Esta fácies é caracterizada pela presença dos mais variados produtos piroclásticos, dos quais os cristaloclastos constituem os termos dominantes, em diferentes proporções e dimensões. Ocorrem também fragmentos líticos, púmices e *fiammes* imersos em matriz fina de composição quartzo-feldspática.

Os cristaloclastos essenciais identificados na unidade consistem em plagioclásio, quartzo e feldspato alcalino, sendo o primeiro amplamente dominante. Ocorrem, subordinadamente, zircão, fluorita, allanita e titanita, e como minerais de alteração, biotita, clorita, sericita, muscovita, epidoto e carbonato. Clorita representa fase de alteração importante apenas em tufos e lapilli-tufos de cristal de cor vermelha. Opacos são constantemente encontrados e se apresentam de forma disseminada ou em pequenos aglomerados, podendo ocorrer também no interior dos fragmentos líticos.

Os fragmentos líticos exibem formas variando de elipsoidais a arredondadas e dimensões milimétricas a centimétricas. Sua composição mineralógica é semelhante à encontrada na rocha hospedeira, possuindo, às vezes, minerais provenientes de alteração hidrotermal (Figura 20h). Em rochas de coloração vermelha foi possível identificar alguns fragmentos líticos apresentando textura gráfica (Figura 21a). Em algumas amostras é comum encontrar-se biotita formando delgado filme em torno dos fragmentos líticos e produzindo forte contraste com a matriz da hospedeira.

Púmices e *fiammes* ocorrem em menor proporção nestas rochas, podendo ser observados, às vezes, apenas como relictos. Estes produtos piroclásticos apresentam-se, geralmente, achatados e alongados, com forma elipsoidal e, subordinadamente, arredondada. No interior de púmices e *fiammes* ou de relictos correspondentes encontram-se diminutos cristais de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio (Figura 21b), ou apenas agregado felsítico de difícil distinção microscópica (Figura 21c). As púmices também ocorrem como fragmentos achatados, exibindo em seu interior ou em suas bordas filmes metálicos oxidados, gerando aspecto levemente bandado. Distinguem-se bandas de material opaco e outras de composição quartzo-feldspática ou preenchidas por minerais de alteração como epidoto, biotita e sericita (Figura 21d), sendo as primeiras indicativas de possíveis fragmentos da zona mineralizada. Os *fiammes* são similares às púmices, porém possuem grau de achatamento maior e cor mais escura, devido às modificações que acompanham o processo de soldagem.

#### – Ignimbrito de cor vermelha

Esta fácies apresenta diferentes proporções de cristaloclastos, fragmentos líticos, púmices e *fiammes*, de dimensões variadas, imersos em matriz fina de natureza felsítica. Diferencia-se do ignimbrito de cor cinza por apresentar cor vermelho-arroxeadada predominante, poucos fragmentos líticos, por possuir clorita disseminada na matriz e, principalmente, por não exibir, microscopicamente, alteração sericítica tão intensa (Figura 21e).

Os cristaloclastos essenciais identificados nesta unidade consistem em quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino, ocorrendo zircão, fluorita, allanita e titanita como acessórios. Os minerais de alteração estão representados por biotita, sericita, epidoto, carbonato e clorita. Ocorrem opacos disseminados na matriz.

Os fragmentos líticos possuem forma, dimensão, textura e composição mineralógica variável. Suas formas podem ser elipsoidais a arredondadas e seus tamanhos variam de milimétricos a centimétricos. A paragênese dos fragmentos é representada pelo quartzo, plagioclásio, ortoclásio e microclínio, exibindo às vezes minerais de alteração hidrotermal. É comum observar-se maior concentração de algum mineral no interior ou nas bordas de fragmentos, como por exemplo, biotita envolvendo o fragmento de rocha, produzindo forte contraste com a matriz da rocha, ou pode-se verificar também maior concentração de clorita nos estratos de um fragmento bandado (Figura 21f). Em algumas amostras percebem-se fragmentos vítreos em processo de alteração por hidratação, gerando perlitos (Figura 21g).



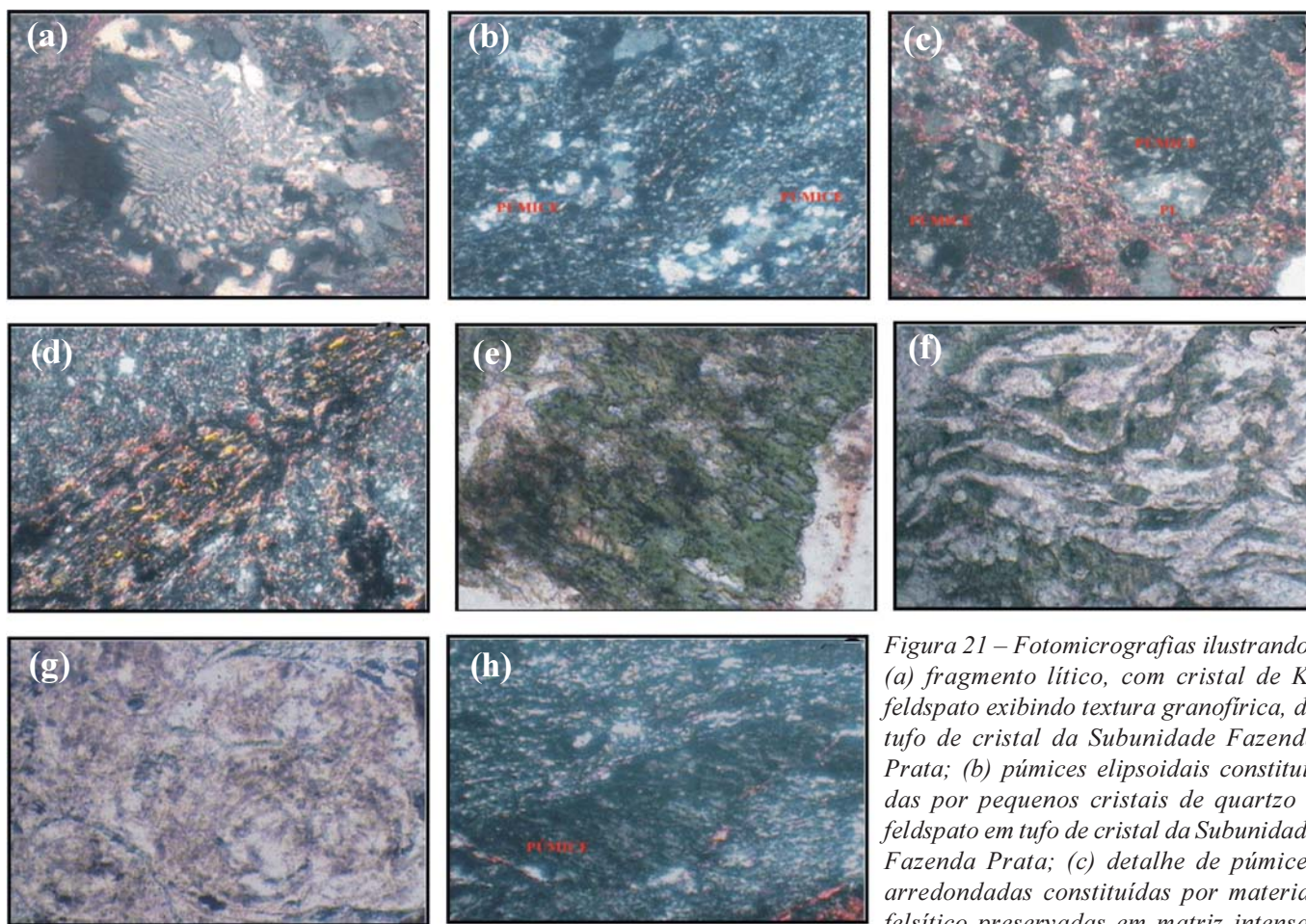


Figura 21 – Fotomicrografias ilustrando: (a) fragmento lítico, com cristal de K-feldspato exibindo textura granofírica, de tufo de cristal da Subunidade Fazenda Prata; (b) púmices elipsoidais constituídas por pequenos cristais de quartzo e feldspato em tufo de cristal da Subunidade Fazenda Prata; (c) detalhe de púmices arredondadas constituídas por material felsítico preservadas em matriz intensamente sericitizada em tufos de cristal da Subunidade Fazenda Prata; (d) púmice elipsoidal impregnada por filmes metálicos oxidados, gerando aspecto levemente bandado no tufo de cristal da Subunidade Fazenda Prata; (e) dominância de clorita em ignimbrito de cor vermelha da Subunidade Cachoeira das Andorinhas; (f) litoclasto bandado com níveis dobrados constituídos, alternadamente, por clorita e por material quartzo-feldspático em ignimbrito de cor vermelha da Subunidade Cachoeira das Andorinhas; (g) aspecto de vitroclasto apresentando fraturas perlíticas, resultantes de processo de devitificação por hidratação do vidro original, em ignimbrito vermelho da Subunidade Cachoeira das Andorinhas; (h) detalhe de púmice em ignimbrito vermelho da Subunidade Cachoeira das Andorinhas. Imagens com polarizadores cruzados na maioria dos itens e polarizadores paralelos nos itens f e g com objetiva de 3,5x para a, b, d, f e g e 10x para c, e e h.

mente sericitizada em tufos de cristal da Subunidade Fazenda Prata; (d) púmice elipsoidal impregnada por filmes metálicos oxidados, gerando aspecto levemente bandado no tufo de cristal da Subunidade Fazenda Prata; (e) dominância de clorita em ignimbrito de cor vermelha da Subunidade Cachoeira das Andorinhas; (f) litoclasto bandado com níveis dobrados constituídos, alternadamente, por clorita e por material quartzo-feldspático em ignimbrito de cor vermelha da Subunidade Cachoeira das Andorinhas; (g) aspecto de vitroclasto apresentando fraturas perlíticas, resultantes de processo de devitificação por hidratação do vidro original, em ignimbrito vermelho da Subunidade Cachoeira das Andorinhas; (h) detalhe de púmice em ignimbrito vermelho da Subunidade Cachoeira das Andorinhas. Imagens com polarizadores cruzados na maioria dos itens e polarizadores paralelos nos itens f e g com objetiva de 3,5x para a, b, d, f e g e 10x para c, e e h.

Púmices e *fiammes* ocorrem em maior proporção que cristaloclastos na maioria das rochas desta subunidade. Microscopicamente, são em geral achatados e alongados, de forma elipsoidal. Nesta fácies púmices apresentam-se, principalmente, como fragmentos achatados, com seu interior composto por massa felsítica de cor escura (Figura 21h), ou podem se apresentar como corpos achatados, com as bordas e o interior cobertos por filme metálico oxidado, levemente bandado. Os *fiammes* são muito parecidos com as púmices, exibindo, no entanto, cor mais escura e grau de achatamento maior, devido às modificações que acompanham o processo de soldagem (Figura 22a). No interior das púmices, *fiammes* ou de seus relictos, encontram-se pequenos cristais de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, indicando recristalização do material vítreo original.

#### – Tufo e lapilli-tufo lítico

Esta fácies é caracterizada pela presença dos mais variados produtos piroclásticos, dos quais, os fragmentos líticos constituem os termos dominantes. Os tufos e *lapilli*-tufos de cor vermelha pertencem à Subunidade Cachoeira das Andorinhas; enquanto, em marcado contraste, os tufos e *lapilli*-tufos de cor cinza ocorrem na Subunidade Fazenda Prata. Além da cor predominante, outros critérios adicionais foram utilizados para diferenciar estas unidades, tais como maior quantidade de clorita, menor sericitização e carbonatação mais importante nos tufos e *lapilli*-tufos de cor vermelha. O carbonato nestas rochas ocorre substituindo, parcial ou totalmente, o plagioclásio (Figura 22b).

Os fragmentos líticos têm paragênese constituída por quartzo, plagioclásio, ortoclásio e microclínio e, às vezes, por minerais provenientes de alteração hidrotermal, tais como epidoto, biotita verde, carbonato e também clorita nos tufos e *lapilli*-tufos de cor vermelha. Os opacos ocorrem tanto disseminados na matriz, como em fragmentos líticos. Os fragmentos apresentam formas elipsoidais a arredondadas e dimensões variando de milimétricas a centimétricas (Figura 22c).

Os cristaloclastos observados são de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, que se caracterizam por intenso fraturamento e corrosão magmática e por apresentarem formas variando de angulosas a arredondadas. Opacos ocorrem disseminados por toda rocha.

As púmices e *fiammes* apresentam formas arredondadas a elipsoidais, recristalizadas, constituídas por quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, ou por material muito fino de composição felsítica.

#### *Rochas Associadas*

##### • *Basaltos*

Esta fácies apresenta três arranjos texturais distintos decorrentes de diferentes taxas de deformação e posicionamento dentro de um mesmo derrame e/ou intrusão. O primeiro tipo é caracterizado pela preservação do arranjo textural original, subofítico, de granulação fina, no qual cristais de anfibólio, oriundos da transformação do piroxênio original, preenchem os espaços deixados pela cristalização precoce de prismas tabulares de plagioclásio. Este arranjo (Figura 22d) tem sido identificado (Hyndmann 1985) em bordas resfriadas de derrames e/ou *sills* pouco espessos.

A segunda textura identificada nas rochas básicas corresponde ao tipo ofítico, de granulação média, com prismas longos de plagioclásio, ocupando os espaços intergranulares de anfibólio secundário. Esta trama (Figura 22e) é típica de posições centrais de derrames e/ou *sills* de espessuras variáveis (Hyndmann 1985).

A terceira textura é caracterizada pela superposição de fase de deformação sobre os arranjos anteriormente descritos. Neste caso os cristais de anfibólio acham-se estirados e subparalelizados, marcando foliação do tipo nematoblástica (Figura 22f). É importante ressaltar que, apesar da deformação, ainda é possível identificar amígdalas preservadas, sendo estas preenchidas por três diferentes paragêneses: 1) apenas epidoto; 2) epidoto e quartzo e 3) epidoto, quartzo e minerais opacos. As formas das amígdalas variam de arredondadas a elipsoidais, sendo as últimas predominantes, exibindo dimensões entre 0,3 e 0,8 mm (Figura 22 g e h).

Independentemente do tipo textural, as rochas desta unidade apresentam piroxênio, anfibólio, plagioclásio, quartzo e epidoto como mineralogia essencial.

##### • *Cherts*

Os *cherts* caracterizam-se principalmente pela presença de proporções variadas de diminutos cristais de quartzo e opacos, possivelmente magnetita e pirita, de dimensões inferiores a 0,01 mm, dispostos em arranjo granoblástico. Ocorrem tanto na forma maciça quanto bandada, neste último caso mostrando intercalações de bandas delgadas, submilimétricas, com leitos ricos em quartzo e outros constituídos por opacos (magnetita e/ou pirita?) e quartzo. Fato observado em algumas rochas é a presença de pequenos (<0,2 mm) aglomerados de quartzo recristalizado na matriz, cuja dimensão dos grãos é inferior a 0,05 mm, provenientes dos processos deformacionais impostos à rocha. Sulfetos, possivelmente pirita, ocorrem em quantidade traço, tanto disseminados como ao longo de microfraturas, quando então se encontram associados a cristais de quartzo pouco mais desenvolvidos.

Estas rochas apresentam em sua matriz, às vezes, alteração pervasiva, representada por sericita e/ou biotita esverdeada muito fina, disseminada por toda rocha, em palhetas orientadas, sugerindo foliação lepidoblástica.

##### • *Mineralogia da Seqüência Aripuanã e Rochas Associadas*

As rochas vulcânicas félsicas e seus produtos associados apresentam paragênese essencial similar, variando, no entanto, nas proporções em que tais fases ocorrem. São constituídas de quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e biotita. Epidoto, clorita, sericita, carbonato e muscovita ocorrem como minerais de alteração, e zircão, allanita, fluorita e titanita são os acessórios mais comuns. Os basaltos são compostos por piroxênios, anfibólios, plagioclásio, quartzo e epidoto. Os *cherts* apresentam quartzo e opacos como mineralogia essencial, e sericita proveniente de alteração.

O quartzo apresenta-se em grãos anédricos a subédricos, freqüentemente fraturados e exibindo corrosão magmática nas bordas e nos núcleos. Pode ocorrer com extinção ondulante, sugerindo deformação e, por vezes, subgranulado. Localmente, a sílica corresponde a calcedônia e constitui esferulitos ou axiolitos, caracterizando devitrificação.

Plagioclásio ocorre na forma de prismas euédricos a subédricos, exibindo geralmente geminações polissintéticas, do tipo albita, periclina ou combinadas (albita+periclina) e, mais raramente, macla Carlsbad.

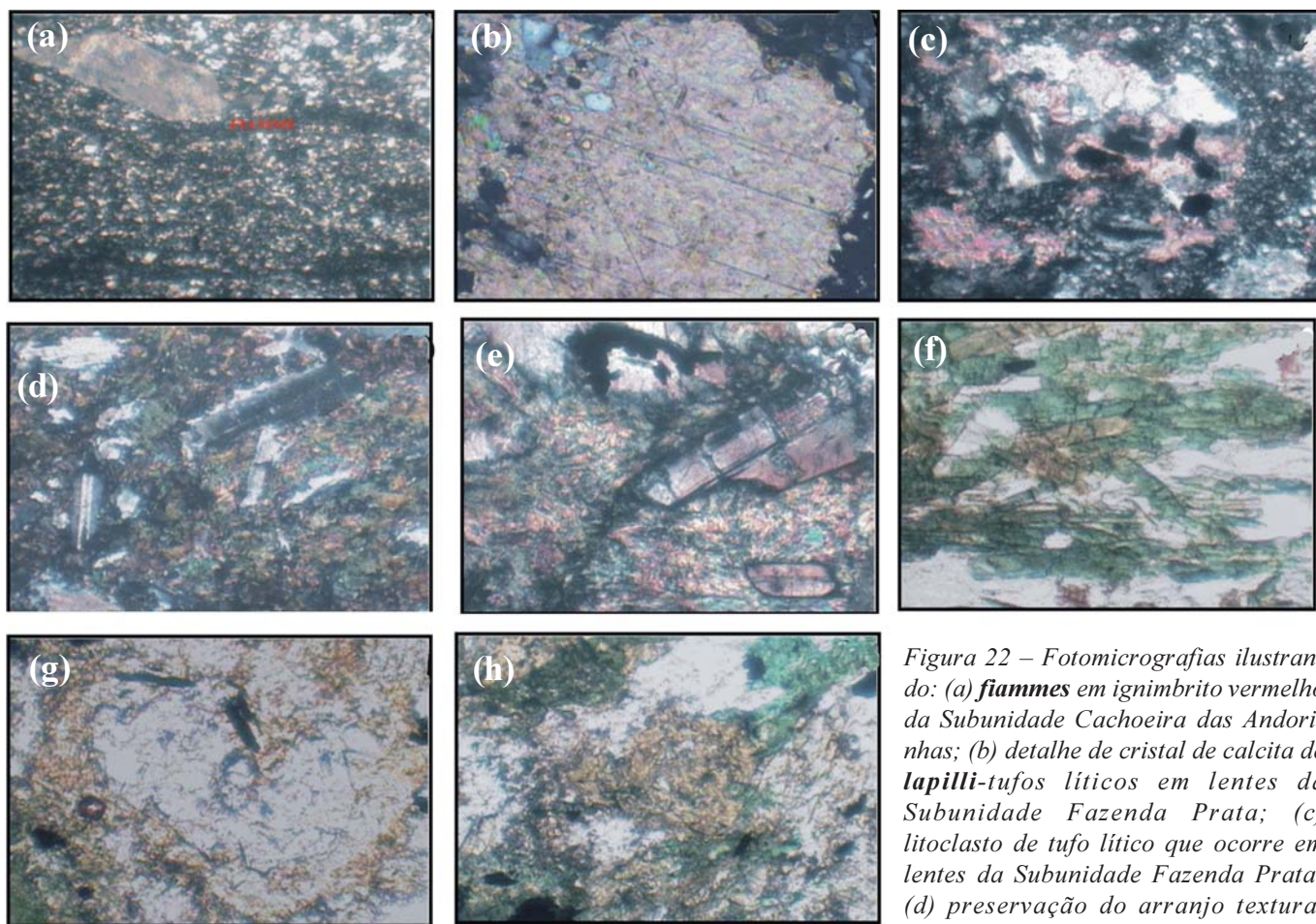


Figura 22 – Fotomicrografias ilustrando: (a) **fiammes** em ignimbrito vermelho da Subunidade Cachoeira das Andorinhas; (b) detalhe de cristal de calcita de **lapilli**-tufos líticos em lentes da Subunidade Fazenda Prata; (c) litoclasto de tufo lítico que ocorre em lentes da Subunidade Fazenda Prata; (d) preservação do arranjo textural subofítico de basalto da Subunidade

Ponte Quebrada; (e) textura ofítica em basalto da Subunidade Ponte Quebrada; (f) textura nematoblástica em basalto da Subunidade Ponte Quebrada; (g) amígdala constituída por quartzo no núcleo e epidoto nas bordas, de basalto da Subunidade Ponte Quebrada; (h) amígdala preenchida apenas por epidoto em metabasalto da Subunidade Ponte Quebrada. Imagens com polarizadores cruzados em a, b, c, d e e polarizadores paralelos em f, g e h, com objetiva de 3,5x para todos os itens, exceto 10x para b.

Ocasionalmente, apresenta-se com lamelas de geminação albíta deformadas e, por vezes, intensamente sericitizado ou saussuritizado. Foi classificado como albíta nas fácies vulcânicas e como andesina nas rochas básicas, podendo exibir zonação. Ocorre, comumente, em fenocristais e glomérulos nas rochas vulcânicas ácidas, como cristaloclastos nos tufos e *lapilli*-tufos, mas também constitui importante fase das mesóstases. Associado ao piroxênio e anfibólios de alteração, constitui as texturas ofítica e subofítica dos basaltos. Seus produtos de alteração são, principalmente, sericita, epidoto, calcita e argilo-minerais, podendo encontrar-se parcial ou totalmente substituído por estes minerais.

Feldspato alcalino representa fase comum nas rochas estudadas, estando ausente apenas nos basaltos e nos *cherts*. Constitui grãos anédricos ou prismas euédricos a subédricos de ortoclásio ou microclínio, exibindo comumente geminações Carlsbad ou em grade (albíta+periclina). Às vezes, ocorrem em fragmentos líticos, intercrescidos com quartzo, constituindo textura granofírica. Se-

melhantemente aos plagioclásios, os feldspatos alcalinos, ocasionalmente, apresentam sericitização intensa ou mesmo argilização.

O piroxênio, identificado como augita, apresenta-se em cristais euédricos, subédricos até anédricos, com pleocroísmo variando de incolor a verde-claro e birrefringência moderada. Associado ao plagioclásio, constitui as texturas ofítica e subofítica dos basaltos, mas é raro em outras rochas desta unidade, podendo ocorrer parcial ou totalmente uralitizado.

Dois anfibólios foram reconhecidos, actinolita e ferrohastingsita. Actinolita ocorre substituindo piroxênio em cristais prismáticos longos, formando agregados fibrosos, incolores a verde-pálidos, de relevo alto, birrefringência moderada. Ferrohastingsita apresenta-se em prismas euédricos a subédricos, com pleocroísmo variando de verde-pálido a verde-oliva, relevo alto, birrefringência média a alta. Exibe, às vezes, inclusões de plagioclásio, ou pode conter grãos de quartzo resultantes do excesso de sílica da substituição piroxênio/anfibólio. Fato que ocorre de

modo marcante em algumas rochas da unidade é a íntima associação de anfibólio com minerais opacos. Alteram também, comumente, para clorita e biotita. Nos basaltos representam produto de alteração de augita, podendo substituí-la nas texturas ofítica e subofítica, ou constituir textura nematoblástica.

Biotita ocorre em palhetas ou lamelas euédricas, subédricas ou mesmo anédricas, com pleocroísmo variando de marrom a marrom-esverdeado ou castanho a marrom, podendo apresentar-se parcial ou totalmente cloritizada. Geralmente, exibe íntima relação com minerais opacos, sendo que em algumas rochas circunda ou constitui aglomerados com estes minerais. É encontrada nas fácies vulcânicas ocorrendo, às vezes, como fase essencial e também como mineral de alteração, associada a piroxênio ou anfibólitos.

Clorita ocorre predominantemente nas rochas de coloração vermelho-arroxeadas e representa produto de alteração de biotita e anfibólitos. Constitui, geralmente, agregados de palhetas esverdeadas de relevo e birrefringência baixas e caráter óptico biaxial, negativo, sendo caracterizada como peninita.

Epidoto apresenta-se na forma de prismas subédricos a anédricos como mineral secundário, geralmente associado a plagioclásio. Sua presença é marcante, preferencialmente, nas fácies vulcânicas do extremo nordeste da área, onde representa produto de epidotização e/ou saussuritização. É encontrado nas rochas básicas, preenchendo amígdalas ou na forma de grãos disseminados.

Allanita ocorre como mineral acessório nas rochas vulcânicas ácidas e nos ignimbritos, em prismas subédricos a anédricos, exibindo pleocroísmo de amarelo a marrom-escuro.

Zircão representa fase acessória e aparece em pequenos cristais de hábito prismático, geralmente como inclusões em biotita, na qual pode gerar halos pleocróicos. Às vezes este mineral possui íntima associação com minerais opacos.

Muscovita ocorre como lamelas ou palhetas euédricas a anédricas em pequenas quantidades nas fácies vulcânicas, representando produto de alteração principalmente de feldspatos. Sericita, no entanto, freqüentemente encontrada nas fácies vulcânicas, é proveniente de alteração hidrotermal superimposta a estas rochas, ocorrendo associada a feldspatos ou constituindo agregados de diminutas palhetas.

Fluorita é rara e encontrada apenas nas fácies vulcânicas, representando fase de cristalização tardia. Exibe-se em cristais subédricos a anédricos, de cor púrpura, sem pleocroísmo.

Titanita é identificada principalmente nos basaltos, ocorrendo como mineral acessório, em cristais euédricos a grãos anédricos irregulares de relevo muito alto.

Carbonato ocorre na forma de prismas euédricos a grãos anédricos, disseminado nas rochas ou associado a feldspato. Em testes macroscópicos reage com ácido clorídrico, o que permite identificá-lo como calcita. Representa fase secundária proveniente de alteração hidrotermal de plagioclásio, podendo substituí-lo parcial ou totalmente em algumas amostras de *lapilli*-tufos líticos.

### Rochas Graníticas

#### • Granito Zé do Torno

As rochas pertencentes a esta unidade são holocristalinas, inequigranulares e porfíricas com matriz fanerítica fina (Figura 23a) e variam de protomilonitos a milonitos com arranjo de porfiroclastos imersos em matriz recristalizada (Figura 23b). Foram classificadas como sienos a monzogranitos no diagrama QAP (Streckeisen 1976, Figura 19), constituindo duas fácies composicionais: titanita-biotita granito e titanita-hornblenda-biotita granito. A primeira consiste, essencialmente, em feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo, biotita e titanita, tendo epidoto, clorita, muscovita e sericita como minerais de alteração e apatita e zircão como fases acessórias. A segunda fácies é constituída por feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo, anfibólio, biotita, piroxênio e titanita como minerais essenciais; epidoto, zoizita e sericita como produtos de alteração e zircão e apatita como minerais traços.

Feldspatos alcalinos (30% a 60%) ocorrem como cristais subédricos, tendo sido identificados como microclínio e ortoclásio. Textura perítica foi comumente encontrada, sendo esta dos tipos *stringer* e *drops*. No primeiro tipo os filmes de plagioclásio sódico estão dispostos por todo o hospedeiro em proporção de aproximadamente 20%; no segundo os grãos da fase hóspede são raros e anédricos.

Plagioclásio (15% a 40%) constitui a maioria dos fenocristais e porfiroclastos, tendo sido classificado como oligoclásio. Geralmente possui formas tabulares subédricas a euédricas, exibindo, comumente, geminação albita. Na fácies titanita-hornblenda-biotita granito os porfiroclastos formam agregados, caracterizando textura glomeroporfiroclástica, e apresentam lamelas de geminação albita deformadas (Figura 23c). Processos de sericitização e de saussuritização são identificados na maioria dos porfiroclastos, pela presença de sericita e epidoto + sericita, respectivamente (Figura 23d), podendo atingir estágios avançados (Figura 23e). Apresentam, às vezes, zonação do tipo normal, com núcleo mais cálcico e borda mais sódica, sugerida pela maior intensidade de alteração na porção central dos cristais. Ocasionalmente, observam-se agregados de quartzo recristalizado a partir deste mineral, sugerindo atuação de processos posteriores.

Quartzo (20% a 25%) é anédrico e constitui, principalmente, a matriz, ou raros porfiroclastos. Pode ocorrer recristalizado, exibindo extinção ondulante e contatos poligonizados com os grãos vizinhos ou constituir intercrescimentos de formas cuneiformes no microclínio, caracterizando textura gráfica.

Biotita (8%) possui forma lamelar ou hábito fibroso, variando de euédrica a anédrica, com pleocroísmo marrom-pálido a marrom-escuro. Encontra-se parcialmente cloritizada e, às vezes, constitui níveis paralelizados. Comumente, ocorre associada a anfibólio, na fácies titanita-hornblenda-biotita granito.

Dois tipos de anfibólio (10%) foram encontrados apenas na fácies titanita-hornblenda-biotita granito. Ambos ocorrem em prismas anédricos. O mais freqüente exibe pleocroísmo verde-claro a verde-escuro, e o outro, de pleocroísmo verde-pálido a verde-azulado, tendo sido identificados, respectivamente, como hornblenda e ferrohastingsita (Figura 23e). Às vezes, observa-se a transformação de anfibólio em biotita + epidoto + opacos.

Titanita (5%) ocorre sob formas anédricas a euédricas, exibindo cor marrom-avermelhada. Geralmente na fácies titanita-biotita granito, encontra-se intimamente associada à biotita e aos minerais opacos (Figura 23f) e a biotita e hornblenda na fácies titanita-hornblenda-biotita granito (Figura 23g). Também foi identificada geração de titanita secundária envolvendo núcleos de grãos opacos.

Piroxênio é encontrado apenas na fácies titanita-hornblenda-biotita granito, representando percentual menor do que 5. Geralmente, ocorre em prismas subédricos, de pleocroísmo verde-pálido a verde-escuro, associado a anfibólio, tendo sido classificado como augita. Transformações pós-magmáticas observadas nesta fácies incluem passagem de clinopiroxênio para anfibólio (+ biotita) + quartzo + opacos.

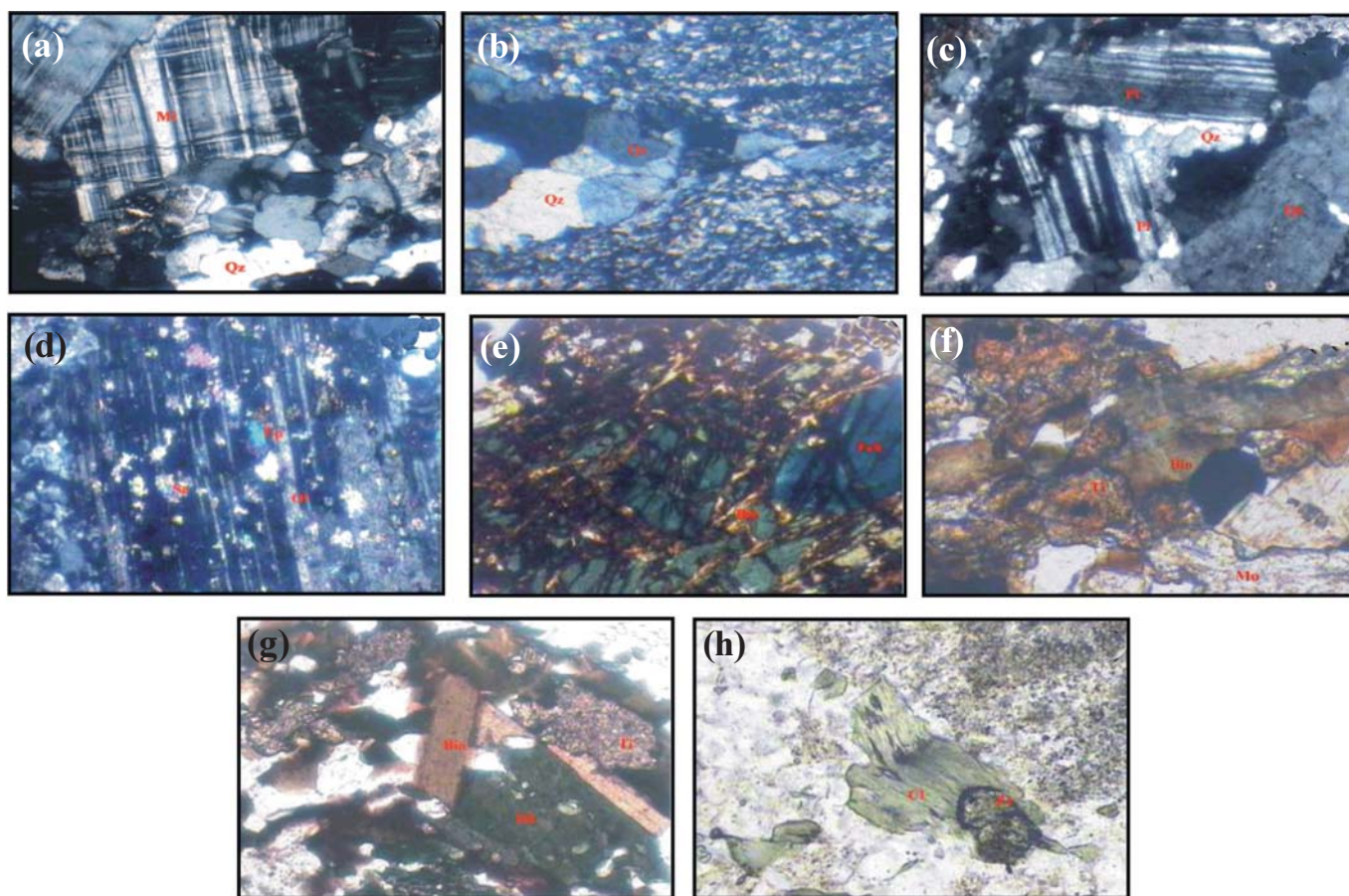


Figura 23 – Fotomicrografias ilustrando: (a) fenocristais de microclínio com geminação em grade em matriz quartzo-feldspática recristalizada; (b) agregados de quartzo poligonizados imersos em matriz recristalizada; (c) porfiroclastos de plagioclásio, com lamelas de geminação albita deformadas, em textura glomeroporfiroclástica com matriz fina; (d) detalhe de cristal de plagioclásio saussuritizado, exibindo inclusão de apatita e bordas de reação; (e) detalhe de cristal de ferrohastingsita exibindo alteração para biotita; (f) agregados de minerais máficos (titanita, biotita, muscovita e opacos); (g) paragéneses máfica (biotita, titanita e hornblenda); (h) lamelas de clorita secundária deformadas (**kink bands**), exibindo inclusão de zircão. Imagens com polarizadores cruzados em a, b, c, d e e e polarizadores paralelos em f, g e h, com objetiva de 3,5x para a, b, c, d, e e g e 10x para f e h.

Epidoto apresenta-se em cristais anédricos de coloração amarelo-esverdeada, como produto de saussuritização de plagioclásio e também como porfiroclastos. Às vezes, encontra-se associado à biotita e aos minerais opacos, decorrente da transformação de anfibólio. Zoizita foi identificada apenas na fácies titanita-hornblenda-biotita granito.

Clorita exibe cor verde e corresponde a produto de alteração de biotita. Comumente mostra-se fraturada e com estruturas do tipo *kink bands*, evidenciando deformação pós-cristalização (Figura 23h).

Muscovita e sericita representam fases secundárias e ocorrem como palhetas incolores, constituindo a matriz ou associadas aos feldspatos.

Apatita e zircão ocorrem como minerais acessórios, em prismas euédricos a subédricos, inclusos, respectivamente em feldspatos e biotita, na qual desenvolve comumente halos pleocróicos.

### *Granito Rio Branco*

As rochas desta unidade constituem duas fácies texturais, ambas porfiríticas, uma composta por megafenocristais imersos em matriz fanerítica grossa e outra com fenocristais e matriz fanerítica média a fina. Composicionalmente, foram identificadas três fácies: biotita monzogranito, leucosienogranito e quartzo sienito, constituídas por feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo e biotita, tendo titanita, zircão, opacos e apatita como minerais acessórios, e muscovita, sericita, clorita, opacos, epidoto e zoizita como minerais de alteração. Anfibólio é encontrado apenas no quartzosienito.

Biotita-monzogranito é hololeucocrático, porfiroclástico, com matriz equigranular grossa (Figura 24a). O leucosienogranito ocorre, essencialmente, na porção sul do Granito Rio Branco e consiste em rochas holocristalinas, porfiríticas com fenocristais subcentimétricos imersos em matriz equigranular, hipidiomórfica média a fina (Figura 24b). Quartzo-sienito corresponde a fácies encontrada na porção centro-norte do batólito, evidenciada, macroscopicamente, por aumento na proporção dos minerais máficos, diminuição acentuada da quantidade de quartzo, tonalidade mais arroxeada dos feldspatos e matriz intensamente epidotizada, o que lhe confere tons mais esverdeados (Figura 24c). A rocha é holocristalina e porfiroclástica, exibindo matriz inequigranular grossa e porfiroclastos de feldspato alcalino de cor rosa-arroxeada.

Feldspato alcalino (30% e 60%, respectivamente, em biotita monzogranito e leucosienogranito) está representado principalmente por microclínio, exibindo geminação em grade (combinada albita+periclina). Ocorre como porfiroclastos anédricos em quartzo sienito, como fenocris-

tais e porfiroclastos de formas subédricas a euédricas e hábito tabular, em leucosienogranito e em biotita monzogranito; bem como participa da matriz das três fácies estudadas. Ortoclásio é também identificado no leucosienogranito, exibindo geminação Carlsbad. Texturas peritíticas são freqüentes em todas as fácies e aparecem sob formas do tipo *stringer* e *drops* (Figura 24d). No quartzo sienito alguns porfiroclastos apresentam fraturas preenchidas por subgrãos de quartzo poligonizados.

Plagioclásio (15% e 40%, em leucosienogranito e biotita monzogranito, respectivamente) constitui os fenocristais e participa da matriz, ocorrendo em prismas de hábito tabular, subédricos a euédricos. Foi classificado, de acordo com o teor de anortita, como oligoclásio. Em grande parte dos grãos observa-se zonação e geminação segundo a Lei da albita, cujas lamelas podem se apresentar deformadas e, mais raramente, fraturadas. Intensos processos de alteração hidrotermal são identificados no mineral, nas rochas das três fácies, destacando-se sericitização e saussuritização em biotita monzogranito e saussuritização e epidotização em quartzo sienito.

Quartzo (10% e 20%, respectivamente, em quartzo sienito e biotita monzogranito) ocorre em grãos anédricos na matriz, podendo estar fraturados e exibir contatos serrilhados. Às vezes, observam-se cristais com extinção ondulante, caracterizando recristalização e deformação. No biotita monzogranito quartzo exibe-se, localmente, com aspecto vermicular intercrescido em microclínio, constituindo textura gráfica.

Biotita (varia de 5% em leucosienogranito e quartzo sienito, até 10% em biotita monzogranito) ocorre em palhetas e lamelas anédricas até euédricas, com pleocroísmo variando de marrom-claro a escuro. No biotita monzogranito exibe, comumente, efeitos da atuação de processos de cloritização e oxidação, estando associada à titanita e aos opacos, adquirindo tonalidades amareladas a avermelhadas (Figura 23e). Às vezes, apresenta inclusões de apatita e de zircão (Figura 24f). No leucosienogranito biotita encontra-se, localmente, oxidada com exsolução de minerais opacos ou também, parcialmente, transformada em muscovita.

Anfibólio é encontrado apenas em quartzo sienito, em pequenas quantidades, intimamente associado a epidoto e titanita. Apresenta-se em prismas que constituem agregados fibrosos, de coloração verde-pálido, tendo sido identificado como actinolita.

Clorita (até 3%) apresenta-se em palhetas subédricas a anédricas, no biotita monzogranito e leucosienogranito, representando produto de transformação, parcial ou total, da biotita.

Muscovita é de origem secundária, encontrando-se em palhetas associadas à alteração da biotita e dos feldspatos, principalmente em biotita monzogranito e leucosieno-

granito. Sericita representa produto de sericitização de ambos os feldspatos e de saussuritização do plagioclásio.

Epidoto e zoizita representam fases secundárias, sendo encontrados em leucosienogranito e, principalmente, em quartzo sienito nos quais perfazem até 15% da composição modal da rocha. Apresentam-se em grãos anédricos, amarelo-esverdeados e incolores, respectivamente, associados a plagioclásio ou na matriz. Resultam de processos de alteração hidrotermal, tais como epidotização e saussuritização.

Titanita (até 2%) é encontrada nas três fácies, ocorrendo dispersa na matriz ou associada aos minerais opacos. Exibe formas subédricas até euédricas e pleocroísmo variando de marrom-claro a marrom-avermelhado (Figura 24g).

Allanita é encontrada apenas em biotita monzogranito, apresentando-se como prismas euédricos a subédricos, de coloração amarelo-avermelhada, às vezes metamictizada e/ou zonada (Figura 24h).

Apatita ocorre em grãos anédricos ou em prismas de hábito acicular, inclusa em feldspatos ou biotita, principalmente nas rochas da fácies biotita monzogranito.

Zircão é comum às três fases, ocorrendo em cristais euédricos a subédricos, geralmente, associado aos minerais máficos. Quando incluso em biotita, desenvolve halos pleocróicos (Figura 24f).

Minerais opacos encontram-se em quantidades inferiores a 2% e ocorrem tanto disseminados quanto associados à biotita, com tonalidades amarelas a vermelhas.

### Petrografia das zonas de alteração hidrotermal e mineralizações

Para esta petrografia, as seguintes amostras foram selecionadas, mantendo as designações originais de campo: (1) tufo laminado (amostras F56/151,30, F56/152,80 e FF56/175,75); (2) sulfeto semi-maciço (amostras F153,30 e F56/154,40); (3) sulfeto maciço (amostras F56/154,70,

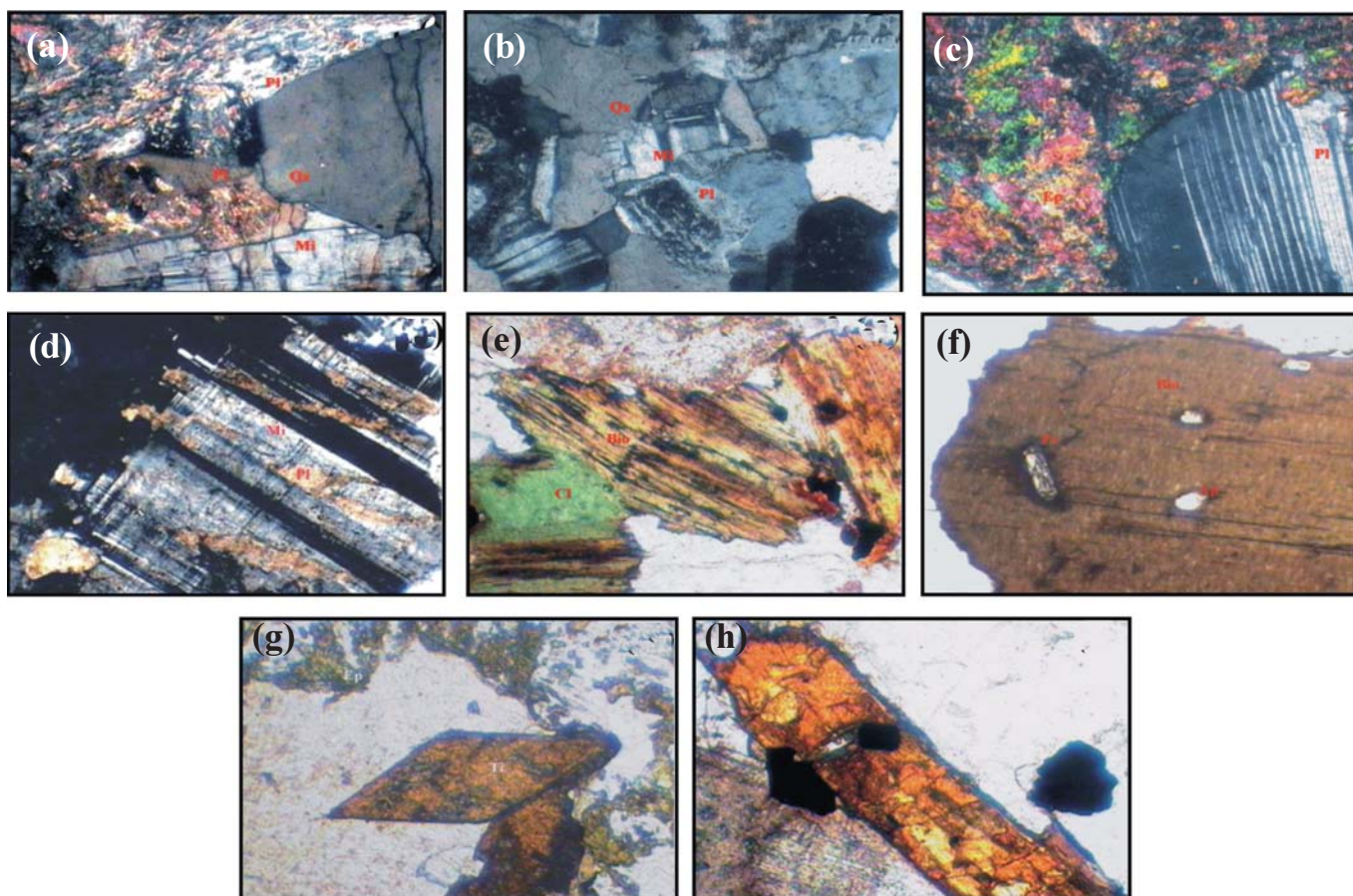


Figura 24 – Fotomicrografias ilustrando: (a) granulação grossa com plagioclásio intensamente saussuritizado; (b) textura equigranular média, composta por quartzo, plagioclásio e microclínio; (c) intenso processo de epidotização e detalhe de fenocristal de plagioclásio com lamelas de albita deformadas e microfalhadas; (d) detalhe de microclínio exibindo textura pertítica do tipo **stringer** e **drops**, em que a fase hospede se apresenta alterada; (e) detalhe de cloritização e oxidação parcial de biotita com lamelas em **kink**; (f) detalhe de cristal lamelar de biotita com inclusões de apatita e zircão euédrico desenvolvendo halos pleocróicos; (g) cristal de titanita euédrica associada a epidoto; (h) aspecto de cristal de allanita euédrica zonada. Imagens com polarizadores cruzados em a, b, c, d e e polarizadores paralelos em f, g e h, com objetiva de 3,5x para a, b, c, d e e 10x para f, g e h.

F56/178,85, F12/42,19 e F12/64,58); (4) zona de alteração sulfetada rica em anfibólio + clorita + biotita (amostras F56/167,0, F56/168,80, F56/170,03, F56/178,0 e F56/183,63); (5) zona carbonática sulfetada (amostras F12/44,97, F12/61,80, F56/68,98 e F12/83,38).

#### *Rochas encaixantes proximais*

As rochas encaixantes investigadas (amostras 56/152, 80 e 56/151,30) foram denominadas em campo de meta-tufos finos e laminados. São constituídas basicamente por biotita (pleocroísmo de tonalidades variando de marrom a pardo), clorita, quartzo e, mais subordinadamente, feldspato, que formam agregados muito finos e fortemente orientados, definindo foliação penetrativa (Figura 25a). Clorita freqüentemente ocorre em intercrescimento com biotita na matriz da rocha hospedeira ou pode formar agregados finos, sendo interpretada como resultado da substituição desta última.

Grãos muito finos de anfibólio aparecem ocasionalmente isolados na matriz dessas rochas. (Figura 25a). Além disso, grãos subédricos a euédricos de epidoto, freqüentemente zonados, ocorrem disseminados na matriz dominada por biotita e clorita, sendo, possivelmente, produto do metamorfismo de contato produzido pelo Granito Rio Branco.

#### *Hidrotermalitos*

Os corpos de sulfeto maciço do Alvo Aripuanã apresentam envelope de alteração que consiste predominantemente de anfibólio, clorita, biotita, carbonato e sulfetos, com talco e quartzo subordinados (Figuras 25b-c). A mineralogia de alteração pode ser agrupada em duas paragens, com base na proporção relativa dos minerais: zona de anfibólio + clorita  $\pm$  biotita  $\pm$  carbonato  $\pm$  talco e zona carbonática, com carbonato + anfibólio + talco  $\pm$  clorita. Em ambos os casos as zonas podem conter proporções variadas de sulfetos.

Relictos da rocha encaixante, representada por domínios de biotita fina a média e fortemente orientada e, localmente, dobrada, ocorrem com freqüência no envelope de alteração (Figura 25d). Nesses casos a foliação é truncada abruptamente pelo conjunto das associações de alteração hidrotermal e do minério, sugerindo que a biotita nesses domínios possa ter sido gerada durante o metamorfismo regional das rochas vulcânicas/vulcanoclásticas encaixantes, previamente ao evento mineralizante. Alternativamente, pode representar estágio de alteração potássica, sucedido por cloritização, uma vez que restos de biotita, parcial a totalmente substituídos por clorita, são comuns.

• *Zona de anfibólio + clorita  $\pm$  biotita  $\pm$  carbonato  $\pm$  talco*

No envelope de alteração hidrotermal o anfibólio é incolor, pouco pleocróico, e forma cristais prismáticos alongados, isolados ou agregados fibro-radiados, sem orientação preferencial. Quando associado a relictos da rocha encaixante, o anfibólio cresce sobre a matriz constituída essencialmente por biotita, como também freqüentemente parece desenvolver-se sobre agregados de sulfetos (Figuras 25d-e) que podem envolver ou ser envolvidos pelo anfibólio.

Essas relações texturais sugerem que a formação do anfibólio está relacionada a evento de alteração de mais alta temperatura (metamorfismo termal?), possivelmente posterior à mineralização principal do depósito. Localmente, nota-se que o anfibólio é substituído por clorita, talco e carbonato em zonas de maior deformação.

Clorita e, menos freqüentemente, biotita, de granulação grossa, aparecem em cristais individuais, ou formam conjuntos de cristais, que se concentram particularmente no contato entre agregados de sulfetos e na matriz rica em biotita fina, que representa relictos da rocha encaixante, ou mesmo no interior de agregados de sulfetos (Figura 25d-e).

Talco (pleocroísmo verde, bege, verde-claro e alta birrefringência), fase menos freqüente em relação a clorita e biotita, ocorre como cristais individuais, geralmente englobados por agregados de sulfetos (Figura 25d). No entanto, porções praticamente monominerálicas, formando arranjos fibro-radiados, ocorrem localmente, podendo representar frentes de alteração associada à formação de anfibólio e carbonatos (Figura 25g). Nas zonas mais externas das porções monominerálicas, esfalerita corta talco e apresenta halo de alteração constituído por clorita e calcita.

• *Zona carbonática (carbonato + anfibólio + talco  $\pm$  clorita)*

Próximo ao contato com a base dos corpos de sulfeto maciço ocorre seqüência de alteração carbonática maciça, de granulação fina a média e contínua por vários metros, particularmente observada no furo FAREX12 e, de forma mais subordinada, no furo FAREX56 (Figura 25b). Nessa alteração carbonato apresenta textura granoblástica, extinção ondulante e evidências de deformação dúctil. Além disso, a zona carbonática contém sulfetos e envolve domínios de alteração à base de anfibólio  $\pm$  clorita  $\pm$  talco, como também é recortada por venulações de carbonato e sulfetos (principalmente esfalerita e galena). Carbonato substitui localmente anfibólio e clorita.



Na zona carbonática, aparentemente, talco passa a ser fase importante e biotita, ausente. Nesses casos, em geral, representa produto de alteração tardia.

### Mineralização

Sulfetos são abundantes no envelope de alteração e representam a fase principal (> 60%) nos domínios dos corpos de sulfeto maciço. Em ambos os casos, os sulfetos são representados principalmente por esfalerita e concentrações menores, porém variáveis, de pirrotita, galena, calcopirita, calcosita e pirita, em associação com carbonatos, magnetita, anfibólio, clorita, talco e hematita.

Nesta associação a esfalerita é marrom-avermelhada, indicando conteúdos moderados de ferro, e apresenta inclusões orientadas, irregulares ou aleatórias de pirrotita, galena e, menos freqüentemente, calcopirita. Geralmente, a esfalerita é homogênea, mas, localmente, apresenta textura indicativa de zoneamento inicial, caracterizado por alternância de zonas de cor vermelha e laranja/amarelo.

Esfalerita e galena ocorrem comumente associadas, sendo que a última, localmente, corta e envolve a esfalerita (Figura 26a). Podem ser observadas também inclusões de galena em esfalerita ou texturas indicativas de co-precipitação. Relações texturais com outras fases mi-

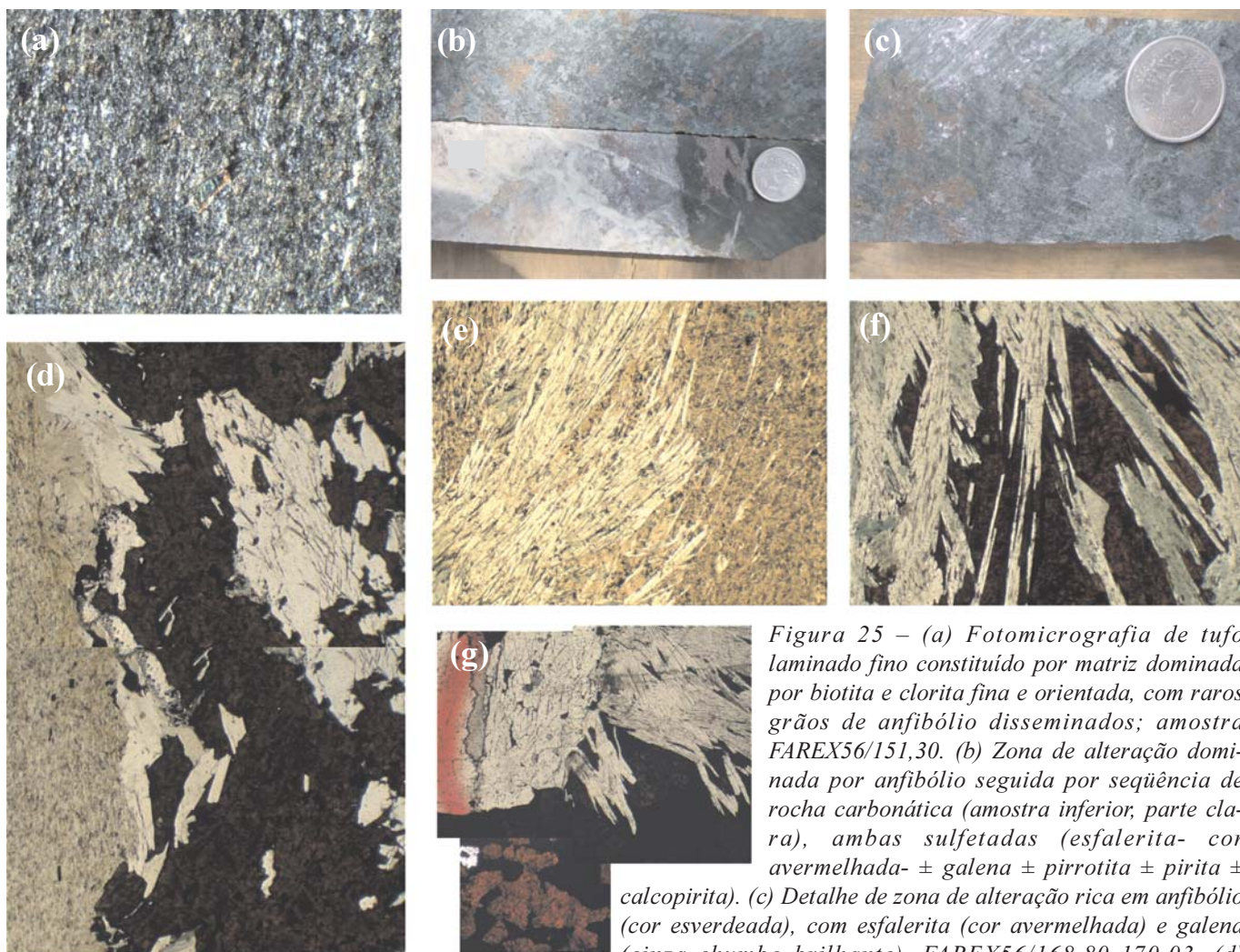


Figura 25 – (a) Fotomicrografia de tufo laminado fino constituído por matriz dominada por biotita e clorita fina e orientada, com raros grãos de anfibólio disseminados; amostra FAREX56/151,30. (b) Zona de alteração dominada por anfibólio seguida por seqüência de rocha carbonática (amostra inferior, parte clara), ambas sulfetadas (esfalerita- cor avermelhada- ± galena ± pirrotita ± pirita ± calcopirita). (c) Detalhe de zona de alteração rica em anfibólio (cor esverdeada), com esfalerita (cor avermelhada) e galena (cinza chumbo brilhante). FAREX56/168,80-170,03. (d)

Fotomicrografia mostrando cristais de anfibólio, clorita e biotita envolvidos por agregado de sulfetos (opacos - esfalerita ± pirrotita ± galena). Notar que clorita se concentra preferencialmente no contato com domínio rico em biotita fina e orientada (relicto da rocha hospedeira?); zona de anfibólio + clorita ± biotita ± carbonato ± talco (amostra FAREX 56/170,03). (e) Fotomicrografia de cristais prismáticos alongados de anfibólio crescidos sobre matriz rica em biotita fina e orientada (relicto da rocha encaixante?); zona de anfibólio + clorita ± biotita ± carbonato ± talco (amostra FAREX 56/178,0). (f) Fotomicrografia de cristais prismáticos alongados de anfibólio e talco envolvendo sulfetos (opacos), particularmente esfalerita; zona de anfibólio + clorita ± biotita ± carbonato ± talco (amostra FAREX 56/178,0). (g) Fotomicrografia de agregados de cristais de talco englobando e sendo englobado por esfalerita (opaco), em contato com carbonato; zona carbonática. (FAREX12/68,98).  
Imagens com aumento de 2,5 X e com polarizadores cruzados em a, paralelos em d, e, f e g.

nerais sugerem a existência de pelo menos duas gerações diferentes das mesmas.

Concentrações de calcopirita, pirrotita e/ou talco delimitam grãos de esfalerita com contornos poligonais. Finas inclusões irregulares de calcopirita em esfalerita (*chalcopyrite disease*), em alguns casos com controle cristalográfico, são bastante comuns.

Esfalerita, em associação com pirrotita, galena e calcopirita, comumente envolve anfibólio, biotita e talco. Os sulfetos podem se interdigitar com ou ocorrer como inclusões em anfibólio (Figuras 25b-c), revelando que evidências da cronologia relativa entre os silicatos e as fases sulfetadas ainda não são inequívocas. No entanto, interpreta-se que os sulfetos, de uma maneira geral, ao coexistirem principalmente com clorita, carbonato e quartzo, podem constituir associação de alteração de mais baixa temperatura. No entanto, as relações texturais entre o anfibólio e os sulfetos também sugerem que foram afetados por estágio de alteração de mais alta temperatura posterior ao evento de mineralização principal.

Finas vênulas de esfalerita e galena também cortam localmente o anfibólio e podem representar mobilização/remobilização dos sulfetos.

Magnetita euédrica pode ocorrer em grande quantidade, associada com esfalerita, principalmente em domínios com maior concentração de carbonatos, anfibólio, clorita e talco (Figuras 26b-c). Comumente, contém inclusões de galena e pirita.

Particularmente onde a mineralização associa-se à zona carbonática calcopirita torna-se fase importante e, caracteristicamente, apresenta intercrescimento de pirrotita, que ocorre em faixas ou bandas regulares orientadas cristalograficamente (Figura 26d). Estas feições podem ser sugestivas de exsolução.

Além de ocorrer intercrescida à calcopirita, pirrotita ocorre como cristais euédricos tardios em relação à calcopirita (Figuras 26b-c). Calcosita, com cor azul em luz refletida e forte reflexão interna vermelha, ocorre localmente em associação com pirrotita e apresenta texturas de exsolução/oxidação. Pirita ocorre como cristais euédricos a subédricos, geralmente tardios em relação à calcopirita. Hematita tabular ocorre apenas localmente e apresenta forte reflexão interna vermelha.

Carbonato, anfibólio prismático (com pleocroísmo incolor, verde-claro e bege) e talco ocorrem comumente nos corpos de sulfeto maciço, representando importante estágio de alteração (Figuras 26e-h).

Algumas das texturas observadas, principalmente na esfalerita, podem refletir condições de formação. Zoneamento composicional é pouco nítido, ou mesmo ausente, na maioria desses cristais. Recristalização e obliteração de texturas “deposicionais” originais podem ser responsáveis pela homogeneização composicional revelada por

estudos de química mineral, que demonstram não haver variações significativas no conteúdo de elementos-traço na esfalerita. Essa homogeneização pode ter sido causada também por evento de alteração de mais alta temperatura, com a formação de anfibólio.

A presença comum de inclusões de calcopirita em esfalerita (*chalcopyrite disease*) pode indicar processos de substituição da esfalerita por calcopirita. A textura, bastante freqüente em depósitos de metais base do tipo Kuroko, relaciona-se com a reação de ferro contido em esfalerita com fluidos hidrotermais de alta temperatura ricos em  $\text{Cu}^+$  (Barton & Bethke 1987; Eldridge *et al.* 1988; Bortnikov *et al.* 1991). Esse processo, segundo Eldridge *et al.* (1988), estaria relacionado com a formação dos corpos ricos em calcopirita (*yellow ore*), após a formação de esfalerita e galena (*black ore*).

A presença de *chalcopyrite disease* nas amostras estudadas, assim como a ordem de cristalização relativa dos sulfetos, sugere paragênese similar àquela presente em depósitos vulcanogênicos. Calcopirita nas bordas dos cristais de esfalerita com contornos poligonais pode indicar migração das inclusões de calcopirita. Esta feição sugere reequilíbrio devido a metamorfismo, de forma análoga ao descrito em depósitos do tipo Kuroko metamorfizados (Craig 1983).

## VI. QUÍMICA MINERAL DA ALTERAÇÃO HIDROTERMAL E DO MINÉRIO

Os resultados das análises da composição mineral de clorita, anfibólio, biotita, carbonato e talco nas zonas de alteração hidrotermal e no sulfeto maciço encontram-se nas Tabelas 7 a 11.

As razões de  $100\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$  (número de Mg) da clorita das paragêneses das zonas de alteração hidrotermal e sulfeto maciço são variáveis e delimitam dois grupos distintos: clorita magnesiânica com número de  $\text{Mg} \geq 80$ , do tipo clinocloro, e clorita com número de magnésio entre 61,5 e 72, do tipo pinoclorita e, mais subordinadamente, ripidolita (Figura 27). Uma feição muito distinta da clorita no depósito de Aripuanã é sua nítida tendência em ser mais rica em ferro [ $100\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) \leq 65$ ] quando associada preferencialmente aos corpos de sulfeto maciço hospedados na zona de anfibólio + clorita  $\pm$  biotita  $\pm$  carbonato  $\pm$  talco (Figura 27).

Nas zonas de alteração à base de anfibólio e na carbonática, o anfibólio mostra  $(\text{Ca}+\text{Na})_{\text{B}} \geq 1,00$  e  $\text{Na}_{\text{B}} < 0,50$ , parâmetros que o posiciona no grupo cálcico, de acordo com a classificação de Leake (1997). O anfibólio é, predominantemente, magnesiânico na zona de anfibólio-clorita-biotita-carbonato-talco e a ampla variação dos valores de  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ , entre 0,48 a 0,93, indica compo-

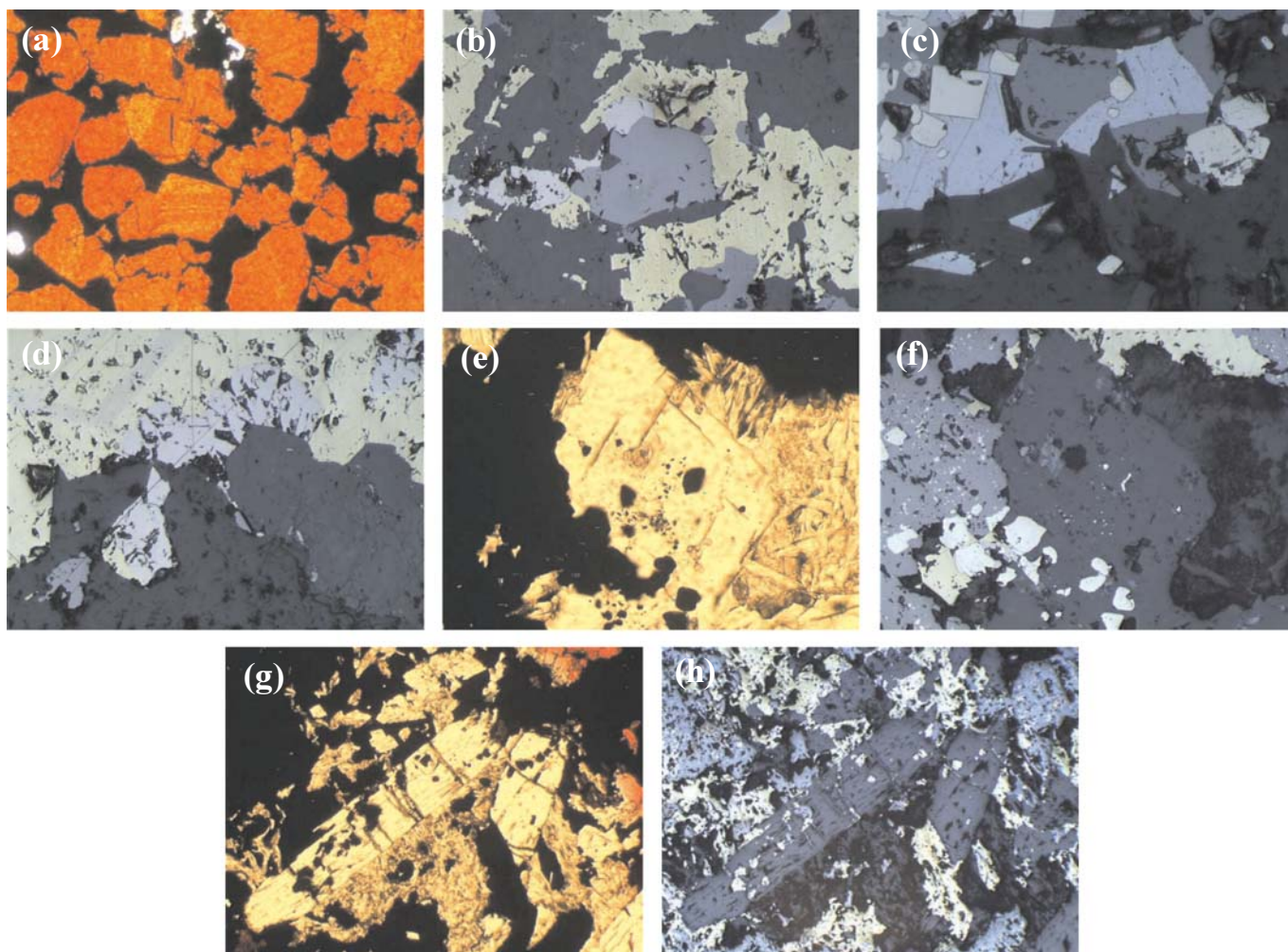


Figura 26 – Fotomicrografia ilustrando: (a) Esfalerita envolvida por galena com zoneamento composicional pouco nítido em alguns cristais (centro). Amostra 12/42,19. (b) Magnetita (cinza, centro), pirrotita euédrica (rósea) e galena (branco, centro) com talco tardio associado. Amostra 12/42,19. (c) Magnetita (cinza, centro), pirrotita e calcopirita com carbonatos e anfibólio (cinza-escuro) associados. Amostra 12/64,58. (d) Calcopirita (amarela, parte superior da foto) com bandas constituídas por pirrotita (róseo-pálido) na parte superior esquerda da foto. Na parte inferior, galena e carbonatos (lado direito). Amostra 12/64,58. (e) Carbonato euédrico (centro) associado a talco (lado direito). Amostra 12/64,58. (f) Esfalerita com inclusões de calcopirita (lado esquerdo), calcopirita e pirita. (g) Anfibólio fraturado associado a carbonatos e talco, envolvido e localmente cortado por calcopirita. (h) idem a g em luz refletida, amostra 12/64,58. Imagens com aumento de 10X, a exceção dos itens f e c, que correspondem a 20X; luz transmitida e polarizadores paralelos em a, e, g e refletida e polarizadores cruzados para os demais.

sições variando de Fe-hornblenda/Fe-actinolita a Mg-hornblenda/actinolita-tremolita (Figura 28). Na zona carbonática a composição do anfibólio é mais homogênea, entre actinolita e tremolita, com razão  $Mg/(Mg+Fe)$  entre 0,76 – 0,98.

Apenas três análises foram obtidas com sucesso em anfibólio associado às zonas de sulfeto maciço: em duas delas (análises ARPAF12 e 13, amostra FAREX56/178,85, Tabela 8) o anfibólio mostrou parâmetros típicos do grupo Mg-Fe-Mn-Li, com  $(Ca+Na)_B < 1$ ,  $(Mg, Fe, Mn, Li) < 1$   $Li_B < 1$ , sendo classificado como antofilita; apenas uma análise resultou em Mg-hornblenda (ARP15, amostra

FAREX56/178,85; Figura 28). Apesar do número muito limitado de análises, o anfibólio em zonas de sulfeto maciço parece mostrar leve enriquecimento em ferro [ $Mg/(Fe+Mg) = 0,58 - 0,60$ ; amostra FAREX56/178,85], juntamente com anfibólio em zona de alteração proximal [ $Mg/(Fe+Mg) = 0,47 - 0,52$ ; amostra FAREX56/178,0], em comparação com anfibólio em zona de alteração distal [ $Mg/(Fe+Mg) = 0,72 - 0,93$ ; amostras FAREX56/168,80 e 170,03]. No entanto, essa relação se inverte no caso do sulfeto maciço encaixado em zona carbonática, ou seja, o anfibólio se torna mais magnésiano [ $Mg/(Fe+Mg) = 0,85 - 0,89$ ; amostra FAREX12/64,58], em



TABELA 7.2 – Dados de microsonda da Clorita – zona do sulfeto maciço

AMOSTA	56/178,85	56/178,85	56/178,85	56/178,85	56/178,85	56/178,85	56/178,85
ANÁLISE	ARPC113	ARPC114	ARPC115	ARPC116	ARPC117	ARPC118	ARPC119
% PESO							
SiO <sub>2</sub>	27,3823	27,2484	26,6209	26,7312	27,4099	26,9214	27,9922
TiO <sub>2</sub>	0,0253	0,0506	0	0,1095	0	0,0422	0,0338
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,0072	17,9893	18,9607	18,9005	18,1316	18,9965	18,1983
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0229	0	0	0	0	0,014	0
MgO	20,0319	19,4323	19,6399	19,1145	19,4577	19,4165	20,3779
CaO	0,0125	0,0294	0,0285	0,0392	0,0517	0	0,0223
MnO	0,5785	0,5349	0,6326	0,5226	0,4779	0,5336	0,4601
FeOt	19,9279	20,6466	20,7511	21,3145	21,2959	20,8291	20,1367
NiO	0,0979	0	0	0,0167	0	0	0
ZnO	0,1587	0,5772	0,3524	0,2421	0,4179	0,2335	0,4541
SrO	0	0	0	0	0	0	0
BaO	0,0915	0	0,2285	0,146	0,1003	0	0
Na <sub>2</sub> O	0	0	0,0134	0	0	0	0
K <sub>2</sub> O	0,0223	0,1018	0,0316	0,0231	0,0222	0,1266	0,0206
H <sub>2</sub> O	11,57	11,3767	11,4767	11,4622	11,3978	11,4753	11,5873
F	0,0871	0,1089	0,0519	0,0346	0,1977	0,0869	0,1214
Cl	0,007	0,0014	0	0,0154	0,014	0	0,0154
O=F=Cl	0,0383	0,0461	0,0218	0,0181	0,0864	0,0366	0,0546
Total óxidos	98,9846	98,0514	98,7662	98,6541	98,8882	98,6388	99,3657
CATIONS NA BASE DE 36 (O,OH,F,Cl)							
Si	5,6558	5,7189	5,552	5,5841	5,7196	5,6072	5,764
Ti	0,0039	0,008	0	0,0172	0	0,0066	0,0052
Al	4,627	4,4498	4,6605	4,6533	4,4591	4,6632	4,4165
Cr	0,0037	0	0	0	0	0,0023	0
Mg	6,1671	6,079	6,1052	5,9516	6,0518	6,0278	6,2544
Ca	0,0028	0,0066	0,0064	0,0088	0,0116	0	0,0049
Mn	0,1012	0,0951	0,1117	0,0925	0,0845	0,0941	0,0802
Fet	3,4422	3,6239	3,6193	3,7236	3,7163	3,6281	3,4676
Ni	0,0163	0	0	0,0028	0	0	0
Zn	0,0242	0,0894	0,0543	0,0373	0,0644	0,0359	0,069
Sr	0	0	0	0	0	0	0
Ba	0,0074	0	0,0187	0,012	0,0082	0	0
Na	0	0	0,0054	0	0	0	0
K	0,0059	0,0272	0,0084	0,0061	0,0059	0,0336	0,0054
TOTAL CATIONS	20,0575	20,0981	20,1418	20,0893	20,1214	20,0988	20,0674
Fe/(Fe+Mg)	0,35822	0,37349	0,37218	0,38486	0,38045	0,37574	0,35668
100Mg/(Mg+Fe)	64,1785	62,6514	62,7816	61,514	61,9547	62,4261	64,3324
AlIV	2,3442	2,2811	2,448	2,4159	2,2804	2,3928	2,236
T(°C) CATHELINÉAU	692,856	672,539	726,277	715,942	672,314	708,504	658,018
AlIV CORRIGIDO	1,68897	1,61243	1,78048	1,73722	1,6056	1,72215	1,58213
T(°C) ZANG&FYFE	481,887	457,243	511,351	497,423	455,044	492,57	447,485

Os resultados das análises em esfalerita, pirrotita, galena e magnetita foram obtidos em sulfeto maciço da zona de anfibólio + clorita ± biotita ± carbonato ± talco e encontram-se listados na Tabela 11. De forma geral, os resultados são bem homogêneos, assim como não se observa concentração mais significativa de elementos-traço nas fases investigadas.

A seqüência de formação dos minerais relacionados à alteração hidrotermal e à mineralização do depósito de Aripuanã, com base na descrição das paragêneses minerais e suas relações texturais, pode ser visualizada, de forma preliminar da figura 31.

Os corpos mineralizados do Alvo Aripuanã incluem domínios de sulfetação e de sulfetos maciços/semimaciços geralmente envoltos, ou mesmo, hospedados, por zonas de alteração onde podem predominar anfibólio + clorita + biotita ou carbonato + anfibólio. As relações texturais entre as paragêneses de alteração hidrotermal e as dos minerais de minério revelam que a mineralização sulfetada principal foi submetida a evento termal de alta temperatura (em torno de 450°C), responsável pela estabilização do anfibólio. A presença de antofilita associada aos sulfetos maciços, embora detectada por apenas uma análise, também evidencia que rochas afetadas previamente

TABELA 7.3 – Dados de microsonda da Clorita – zona carbonática

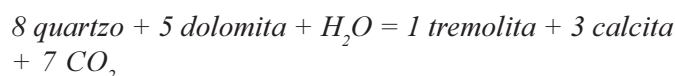
AMOSTRA	12/83,38	12/83,38
ANÁLISE	ARPC111A	ARPC1112
% PESO		
SiO <sub>2</sub>	30,5373	30,1572
TiO <sub>2</sub>	0,0518	0,1032
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,9327	16,5989
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0,0079
MgO	28,2916	27,4416
CaO	0,1016	0
MnO	0,3629	0,407
FeOt	10,9503	12,264
NiO	0	0
ZnO	0,1383	0
SrO	0	0
BaO	0	0,1026
Na <sub>2</sub> O	0	0
K <sub>2</sub> O	0	0,0269
H <sub>2</sub> O	11,8037	11,7954
F	0,4671	0,5192
Cl	0,0142	0
O=F=Cl	0,1999	0,2186
Total óxidos	98,4515	99,2053

Cátions na base de 36 (O,OH,F,Cl)		
	12/83,38	12/83,38
Ti	6,0895	6,0073
Al	0,0078	0,0155
Cr	3,7445	3,8969
Mg	0	0,0012
Ca	8,409	8,1477
Mn	0,0217	0
Fet	0,0613	0,0687
Ni	1,8261	2,043
Zn	0	0
Sr	0,0204	0
Ba	0	0
Na	0	0,008
K	0	0
TOTAL CATIONS	0	0,0068
Fe/(Fe+Mg)	20,1802	20,1951
100Mg/(Mg+Fe)	0,178415	0,200477
AlIV	82,15845	79,95231
	1,9105	1,9927
AlIV CORRIGIDO	553,2145	579,6811
T(°C) ZANG&FYFE	1,413494	1,47628
		413,4057

por alteração hidrotermal foram submetidas a metamorfismo. Antofilita tipicamente representa o produto metamórfico de alteração clorítica associada a depósitos vulcanogênicos (Taylor *et al.* 1995; Trägard 1991; Guilbert & Park Jr. 1996).

Nesse contexto as associações de alteração com anfibólio – clorita – biotita - carbonato podem ter sido derivadas por meio de metamorfismo de uma alteração hidrotermal pré-existente com filossilicatos (clorita e/ou sericita) ou argilo minerais (e.g. Mg-smectita ou illita) e dolomita. Esse evento de alta temperatura deve ter sido do tipo metamorfismo termal, possivelmente relacionado à colocação do Granito Rio Branco, que pode ter produzido tremolita-actinolita, por exemplo, por meio da seguinte reação:



Esse processo é similar ao interpretado para o depósito de sulfeto maciço de Thalanga, em North Queensland, Austrália, onde as paragêneses de alteração hidrotermal também são caracterizadas pela presença de tremolita - clorita – biotita – carbonato (Paulick *et al.* 2001).

Temperaturas estimadas a partir do geotermômetro da clorita (Cathelineau 1988), utilizando Al<sup>IV</sup> calculado a partir da química da clorita analisada no depósito de Aripuanã e a metodologia de Zang & Fyfe (1995), revelam valores que variam de 383°C a 530°C, 393°C a 413°C e 447°C a 511°C, respectivamente, na zona de anfibólio + clorita ± biotita ± carbonato ± talco, zona carbonática e sulfeto maciço (Figura 32).

Os intervalos de temperatura, tanto para as zonas de alteração hidrotermal como para o sulfeto maciço, são similares e devem refletir o evento termal de alta temperatura posterior à mineralização sulfetada principal, responsável pela formação de associações com anfibólio-





TABELA 10.1 – Dados de microsonda do Carbonato – zona carbonática.

AMOSTRA	12/64,58	12/64,58	12/64,58	12/64,58	12/64,58	12/64,58	12/64,58	12/64,58	12/64,58	12/64,58	12/83,38	12/83,38	12/83,38	12/83,38
ANÁLISE	ARPCB3	ARPCB4	ARPCB5	ARPCB6	ARPCB7	ARPCB8	ARPCB9	ARPCB10c	ARPCB11b	ARPCB12	ARPCB13	ARPCB14	ARPCB15	ARPCB17
% PESO														
CO <sub>2</sub>	1,3543	1,3617	1,3689	1,3576	1,3737	1,3389	1,3687	1,3273	1,3653	1,3584	1,2837	1,3488	1,3631	1,3802
Mg(CO <sub>3</sub> )	34,3542	35,1046	35,4266	28,3772	36,0541	26,3408	34,8575	27,271	34,6657	29,5918	1,5314	31,7079	32,1835	40,5881
Ca(CO <sub>3</sub> )	52,8485	52,2623	51,9737	51,2568	52,646	52,0196	52,8766	50,9403	53,0439	52,2372	92,0634	52,868	52,6312	53,151
Mn(CO <sub>3</sub> )	2,9083	2,8258	2,8527	2,3036	2,776	1,8566	2,8338	2,1436	2,7211	2,7984	2,9624	4,5694	4,4938	1,76
Fe(CO <sub>3</sub> )	7,4863	7,775	8,2694	18,2948	7,1471	19,1577	7,817	17,7147	7,9319	15,163	0,9398	8,9315	9,9005	1,9868
Sr(CO <sub>3</sub> )	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ba(CO <sub>3</sub> )	0	0,158	0,0631	0,2495	0,0949	0	0,3632	0,2028	0,0948	0,0626	0	0	0	0
Pb(CO <sub>3</sub> )	0	0	0,131	0	0,0393	0,026	0,1702	0	0	0,013	0	0,0261	0	0,0657
Total	98,9516	99,4873	100,0855	101,8396	100,1312	100,7397	100,2871	99,5996	99,8227	101,2245	98,7805	99,4516	100,5722	98,9254
% PESO DE ELEMENTOS														
C	0,123	0,1237	0,1244	0,1234	0,1248	0,1217	0,1244	0,1206	0,1241	0,1234	0,1166	0,1226	0,1239	0,1254
Mg	9,8957	10,1119	10,2046	8,1741	10,3854	7,5875	10,0407	7,8554	9,9854	8,5239	0,4411	9,1335	9,2705	11,6896
Ca	21,1458	20,9112	20,7957	20,5089	21,0647	20,8141	21,157	20,3822	21,2239	20,9012	36,8364	21,1535	21,0588	21,2668
Mn	1,289	1,3496	1,3625	1,1002	1,3259	0,8867	1,3534	1,0238	1,2996	1,3366	1,4148	2,1824	2,1462	0,8406
Fe	3,6062	3,7452	3,9834	8,8126	3,4428	9,2283	3,7655	8,5332	3,8208	7,3041	0,4527	4,3023	4,7691	0,957
Sr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ba	0	0,1099	0,0439	0,1736	0,066	0	0,2527	0,141	0,0659	0,0435	0	0	0	0
Pb	0	0	0,1016	0	0,0305	0,0202	0,1319	0	0	0,0101	0	0,0202	0	0,0509
CÁTIONS NA BASE DE 6 O														
Mg	0,7329	0,8075	0,8107	0,6547	0,8222	0,6162	0,7977	0,6436	0,7953	0,6824	0,0346	0,685	0,6885	0,8581
Ca	0,95	1,013	1,0021	0,9965	1,0115	1,0254	1,0196	1,0129	1,0254	1,015	1,7547	0,9624	0,9487	0,947
Mn	0,0455	0,0477	0,0479	0,039	0,0464	0,0319	0,0476	0,0371	0,0458	0,0474	0,0492	0,0724	0,0705	0,0273
Fe	0,1163	0,1302	0,1378	0,0373	0,1186	0,3263	0,1302	0,3043	0,1325	0,2546	0,0155	0,1405	0,1542	0,0306
Sr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ba	0	0,0016	0,0006	0,0025	0,0009	0	0,0036	0,141	0,0009	0,0006	0	0	0	0
Pb	0	0	0,0009	0	0,0003	0,0002	0,0012	0	0	0,0001	0	0,0002	0	0,0004
TOTAL	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2

TABELA 10.2 – Dados de microsonda da zona do Carbonato – sulfeto maciço.

AMOSTRA	56/178,85	56/178,85	56/178,85	56/178,85	56/170,03	56/170,03
ANÁLISE	ARPCB18	ARPCB19	ARPCB20	ARPCB22	ARPCB1	ARPCB2
% PESO						
CO <sub>2</sub>	1,3344	1,34	1,3392	1,3407	1,2686	1,2805
Mg(CO <sub>3</sub> )	25,3975	27,1188	26,6299	25,6527	2,5442	3,3404
Ca(CO <sub>3</sub> )	51,2341	52,6894	52,2399	51,873	87,9132	88,9055
Mn(CO <sub>3</sub> )	6,2483	6,2705	8,4108	6,1004	4,52	3,6123
Fe(CO <sub>3</sub> )	16,4297	12,9188	11,9376	16,1089	1,4131	1,178
Sr(CO <sub>3</sub> )	0	0	0	0	0	0
Ba(CO <sub>3</sub> )	0,2018	0	0	0	0	0
Pb(CO <sub>3</sub> )	0	0,1169	0	0,1169	0,101	0
Total	100,8457	100,4544	100,5574	101,1927	97,7601	98,3168
% PESO DE ELEMENTOS						
C	0,1212	0,1218	0,1217	0,1218	0,1153	0,1163
Mg	7,3157	7,8116	7,6707	7,3893	0,7329	0,9622
Ca	20,4998	21,0821	20,9022	20,7554	35,1758	35,5729
Mn	2,9842	2,9948	4,017	2,9136	2,1588	1,7253
Fe	7,9142	6,223	5,7504	7,7597	0,6807	0,5674
Sr	0	0	0	0	0	0
Ba	0,1404	0	0	0	0	0
Pb	0	0,0906	0	0,0906	0,0783	0
CÁTIONS NA BASE DE 6 O						
C	0,1409	0,1403	0,1404	0,1403	0,1153	0,1163
Mg	0,5542	0,5895	0,5791	0,5573	0,0628	0,0817
Ca	0,942	0,965	0,9573	0,9496	1,8291	1,8325
Mn	0,1	0,1	0,1342	0,0972	0,0819	0,0648
Fe	0,261	0,2044	0,189	0,2548	0,0254	0,021
Sr	0	0	0	0	0	0
Ba	0,0019	0	0	0	0	0
Pb	0	0,0008	0	0,0008	0,0008	0
TOTAL	2	2	2	2		

TABELA 10.3 – Dados de microsonda do Carbonato – zona de alteração do anfíbólio

Amostra	56/170,03	56/170,03
Análise	ARPCB1	ARPCB2
% Peso		
CO <sub>2</sub>	1,2686	1,2805
Mg(CO <sub>3</sub> )	2,5442	3,3404
Ca(CO <sub>3</sub> )	87,9132	88,9055
Mn(CO <sub>3</sub> )	4,52	3,6123
Fe(CO <sub>3</sub> )	1,4131	1,178
Sr(CO <sub>3</sub> )	0	0
Ba(CO <sub>3</sub> )	0	0
Pb(CO <sub>3</sub> )	0,101	0
TOTAL	97,7601	98,3168
% peso de elementos		
C	0,1153	0,1163
Mg	0,7329	0,9622
Ca	35,1758	35,5729
Mn	2,1588	1,7253
Fe	0,6807	0,5674
Sr	0	0
Ba	0	0
Pb	0,0783	0
Cátions na base de 6 O		
Mg	0,0628	0,0817
Ca	1,8291	1,8325
Mn	0,0819	0,0648
Fe	0,0254	0,021
Sr	0	0
Ba	0	0
Pb	0,0008	0





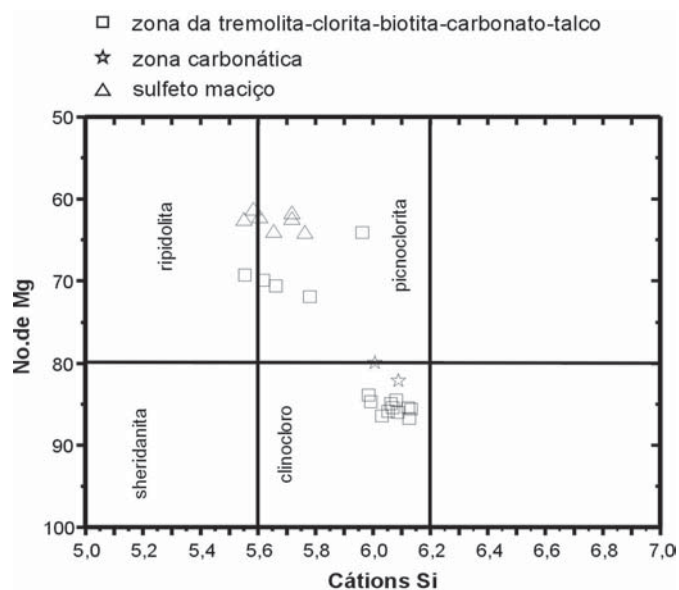


Figura 27 – Diagrama de composição de clorita em zonas de anfibólio + clorita ± biotita ± carbonato ± talco e carbonática do Alvo Aripuanã. Resultados das análises na Tabela 7.

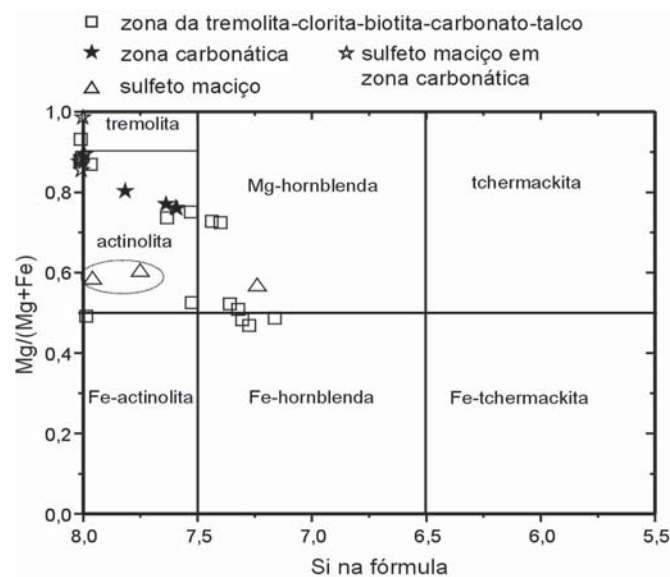


Figura 28 – Diagrama de composição de anfibólio em zonas de anfibólio + clorita ± biotita ± carbonato ± talco e carbonática do Alvo Aripuanã. Os dois resultados englobados pela área circular referem-se a antofilita. Resultados das análises na Tabela 8.

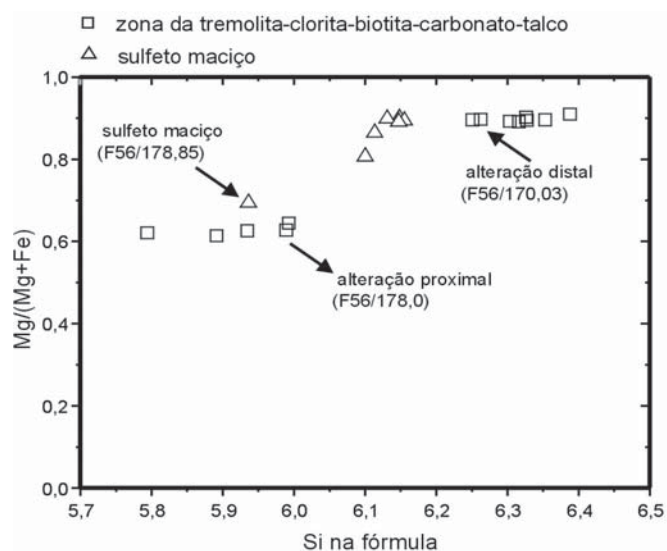


Figura 29 – Diagrama de composição de biotita em zonas de anfibólio + clorita ± biotita ± carbonato ± talco do Alvo Aripuanã. Resultados das análises na Tabela 9.

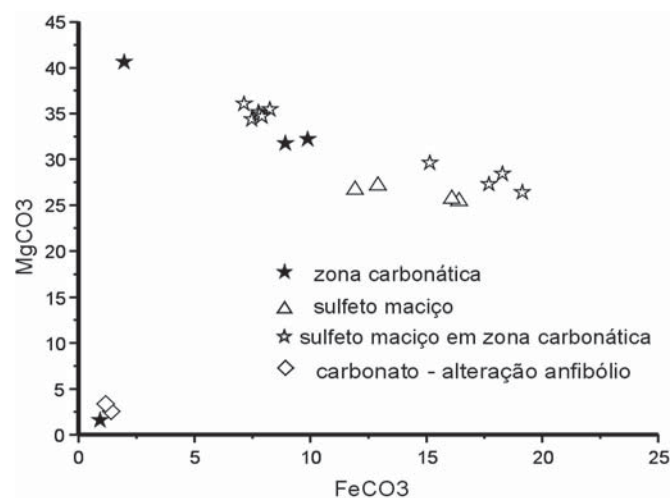


Figura 30 – Concentração de  $MgCO_3$  versus  $FeCO_3$ , em % peso, na composição de carbonatos da zona carbonática e sulfeto maciço associado, assim como de sulfeto maciço da zona de anfibólio + clorita ± biotita ± carbonato ± talco do Alvo Aripuanã. Resultados das análises na Tabela 10.

Paragêneses de alteração calciossilicática, com carbonatos, tremolita, clorita magnesianas e talco, semelhantes à da zona carbonática aqui descrita, também foram caracterizadas em depósitos vulcanogênicos e, frequentemente, apresentam relação espacial com corpos de sulfetos maciços (Costa *et al.* 1983, Trägårdh 1991, Hannington *et al.* 2003).

A origem da alteração calciossilicática ou dos carbonatos precursores, no entanto, não é consensual. Interação dos fluidos hidrotermais enriquecidos em sílica e magnésio com calcários intercalados a tufos, ou com rochas

vulcânicas previamente afetadas por metassomatismo rico em  $CO_2$  foram propostas por Hannington *et al.* (2003) para explicar a origem da associação em Kristineberg, na Suécia. Precipitação direta de carbonatos e talco em piscinas de salmouras (*brine pool*) no assoalho oceânico, semelhantes às observadas em sistemas geotermiais atuais, também tem sido proposta para a formação de minerais precursores da associação calciossilicática (Costa *et al.* 1983).

Em Aripuanã a origem da zona carbonática parece ser melhor explicada a partir de estágio de alteração hi-

Minerais	Alteração Regional	Estágio de Mineralização Inicial	Alteração Calcossilicática	Mineralização Disseminada Tardia	Alteração Pós-Mineralização
Esfalerita					
Pirrotita					
Galena					
Calcopirita					
Pirita					
Magnetita					
Calcosita					
Clorita		(?)			
Carbonatos		(?)			
Quartzo		(?)			
Anfíbólios					
Biotita			(?)		
Talco					(?)
Epidoto			(?)		
Sericita					

Figura 31 – Quadro ilustrando a seqüência de cristalização relativa de fases minerais da alteração hidrotermal e da mineralização do Alvo Aripuanã, com base em descrições das associações mineralógicas e feições texturais em amostras investigadas nos furos de sondagem FAREX 56 e 12.

drotermal que precede ou acompanha a deposição de sulfeto maciço, o que é corroborado pelos dados de geoquímica de elementos maiores e traços da alteração hidrotermal e pelos resultados de isótopos de carbono.

No Alvo Aripuanã as composições da clorita da zona de anfibólio – clorita – biotita – carbonato – talco são bem distintas das da clorita associada ao sulfeto maciço, sendo estas últimas mais ricas em Fe [ $100\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) \leq 65$ ] do que as da alteração hidrotermal. Adicionalmente, nas zonas de alteração hidrotermal mais proximais e sulfeto maciço associado, as composições de anfibólio e biotita também tendem a ser mais ricas em Fe. Na zona carbonática, no entanto, o anfibólio nas zonas mais proximais do sulfeto maciço tende a indicar composições mais ricas em Mg, possivelmente devido ao maior envolvimento de  $\text{H}_2\text{O}$  do mar. A presença dessas variações parece indicar que, apesar do metamorfismo superimposto, os minerais metamórficos podem ter herdado a assinatura química das fases formadas durante os processos hidrotermais e talvez possam ser considerados como vetores de exploração.

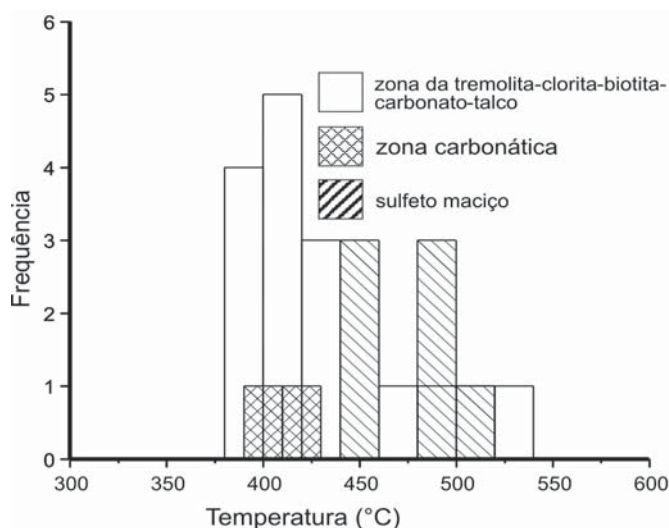


Figura 32 – Histograma de valores de temperatura estimada para as zonas de alteração e sulfeto maciço do Alvo Aripuanã, a partir do geotermômetro da clorita, utilizando a metodologia de Zang & Fyfe (1995).

## VII. INCLUSÕES FLUIDAS

Para o estudo de inclusões fluidas foram selecionadas nove amostras de furos de sondagem, representativas da alteração hidrotermal que envolve a mineralização de sulfeto maciço e veios de quartzo com sulfetos.

O grupo da alteração hidrotermal corresponde a seis amostras distribuídas da seguinte forma:

1. FAREX 56/168,80, FAREX 56/179,20, FAREX 56/187,10, FAREX 56/193,80. Alteração hidrotermal da zona de anfibólio + clorita ± biotita ± carbonato ± talco e sulfetos (esfalerita ± pirrotita ± galena), com a presença ou não de veios/massas irregulares de quartzo.
2. FAREX 25/155,80 e FAREX 12/46,76. Zona carbonática constituída por carbonato ± anfibólio e sulfetos (esfalerita + calcopirita ± galena ± pirrotita).

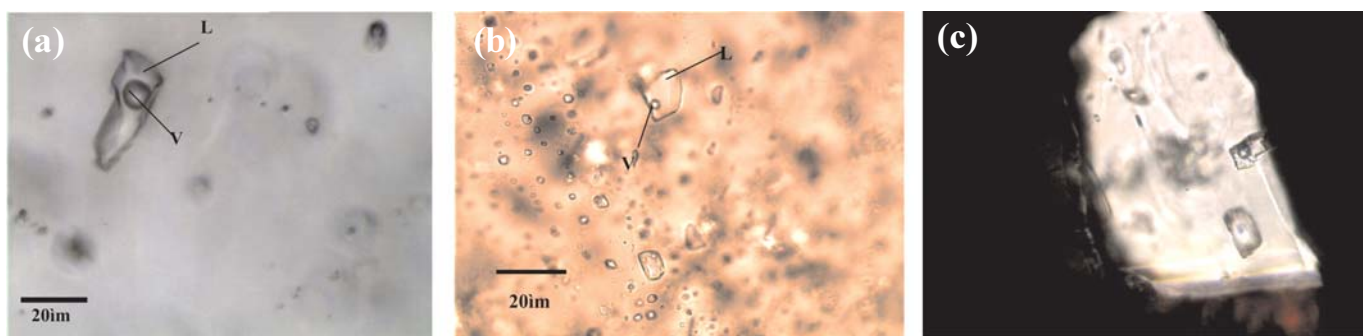


Figura 33 – (a) Fotomicrografia de inclusão fluida aquo-salina bifásica (L+V) pertencente a grupo isolado em quartzo. Zona de anfibólio + clorita ± biotita ± carbonato ± talco e sulfetos (amostra FAREX 56/187,10). (b) Inclusões fluidas aquo-salinas bifásicas (L+V) em arranjo planar. Zona de anfibólio + clorita ± biotita ± carbonato ± talco e sulfetos (amostra FAREX 56/193,80). (c) Inclusão fluida bifásica, tipo L+V, isolada, de natureza primária, em carbonato englobado por agregado de esfalerita. Zona de anfibólio + clorita ± biotita ± carbonato ± talco e sulfetos (amostra FAREX 56/168,68).

ta) ou carbonato + quartzo + sulfetos (zona de *stringer*).

As amostras correspondentes ao sulfeto maciço (FAREX 56/175,85 e FAREX 25/135,03) consistem principalmente em esfalerita ± pirrotita ± galena ± calcopirita ± magnetita, além de concentrações subordinadas de carbonato + biotita (alterada para clorita) + anfibólio.

Apenas uma amostra de veio de quartzo com sulfeto (FAREX 25/170,70) foi selecionada e corresponde a um tipo de mineralização de ouro com metais básicos, mais tardia em relação ao sulfeto maciço. Esse veio consiste em quartzo maciço, pouco recristalizado, e agregados de galena e calcopirita, principalmente.

### Tipologia das inclusões e modo de ocorrência

Quartzo da zona de anfibólio + clorita ± biotita ± carbonato ± talco e sulfetos (amostras FAREX 56/187,10 e 56/193,80) apresentou, à temperatura ambiente (20°C), predominância de inclusões aquo-salinas bifásicas (L+V), com grau de preenchimento entre 20% e 40%, formas irregulares e dimensões variando de 05 µm a 30 µm. Essas inclusões geralmente se localizam em grupos isolados ou em arranjos planares intragranulares, sugerindo ser de natureza primária e pseudosecundária, respectivamente (Figuras 33a e b). Muito raramente, inclusões aquo-salinas saturadas (L+V+S) com grau de preenchimento variando de 10% a 30% e contendo geralmente um sólido, coexistem com as aquo-salinas bifásicas.

Populações de inclusões monofásicas (L ou V), com dimensões próximas a 10 µm e formatos variados, são subordinadas e geralmente se concentram ao longo de

trilhas intergranulares, denotando sua natureza secundária.

Similar ao quartzo, no carbonato presente em zonas intersticiais de agregados de esfalerita (preenchimento de espaços?) na zona de anfibólio + clorita ± biotita ± carbonato ± talco (amostra FAREX 56/168,80) também há a predominância de inclusões aquo-salinas bifásicas (L+V) e, com menor frequência, monofásicas (L ou V). Essas inclusões se encontram localizadas isoladas e em arranjos planares, porém não se observou a presença de inclusões fluidas do tipo L+V+S (Figura 33c).

Os valores da temperatura de fusão do gelo ( $T_{\text{fusão}}$ ) de inclusões aquo-salinas bifásicas isoladas e/ou em grupos isolados, de natureza primária, que ocorrem em quartzo da zona de alteração de anfibólio + clorita ± biotita ± carbonato ± talco e sulfetos variam entre -24,2°C e -8,1°C, o que corresponde a salinidades de 25,1 a 11,8% peso eq. NaCl (Figura 34a). Observa-se que, em geral, esses valores de salinidade também são correspondentes aos obtidos em inclusões aquo-salinas em arranjos planares intracristalinos, interpretadas como pseudosecundárias (Figura 34b).

As temperaturas do ponto eutético  $T_{\text{eu}}$  das inclusões bifásicas aquosas isoladas e em grupos isolados em quartzo encontram-se no intervalo de -39,8°C a -23,5°C, com maior concentração de valores entre -36°C e -32,5°C. As inclusões bifásicas aquosas de arranjos planares intracristalinos mostram intervalo de variação da temperatura do eutético entre -35,5°C e -26°C, muito similar ao das inclusões isoladas e em grupos isolados, porém revelam leve tendência de maior concentração em torno de valores mais altos, entre -32,5°C e -28°C. Em ambos os

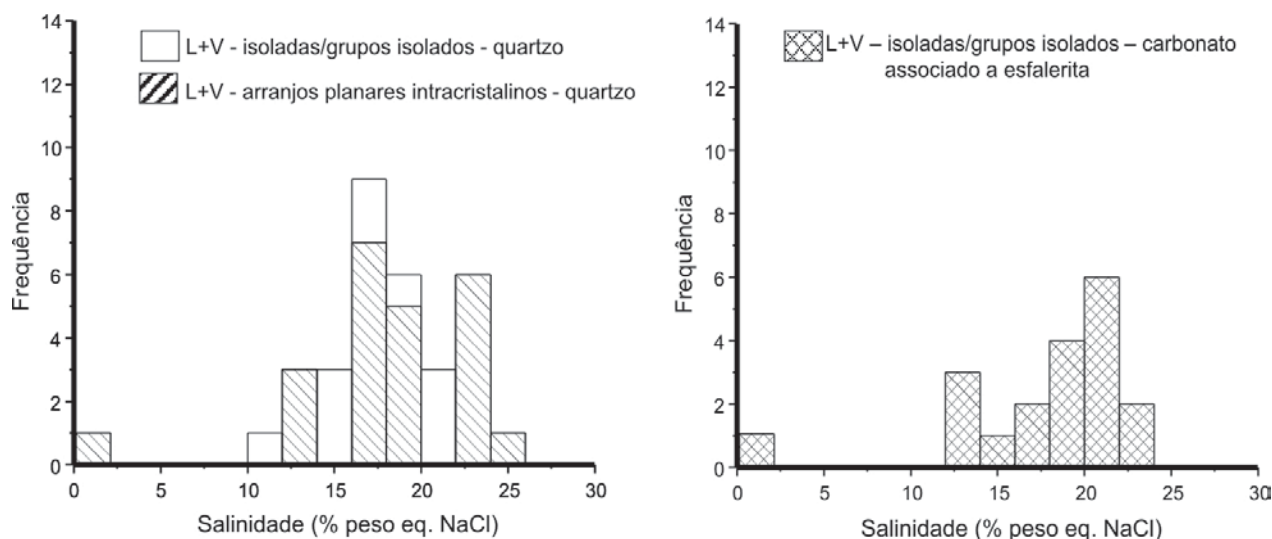


Figura 34 – (a) Histogramas com valores de salinidade obtidos a partir da temperatura de fusão do gelo ( $T_{\text{fusão}}$ ) de inclusões bifásicas aquo-salinas isoladas e em grupos isolados, assim como em arranjos intracristalinos, hospedadas em quartzo na zona anfibólio + clorita ± biotita ± carbonato ± talco e sulfetos. Amostras FAREX 56/187,10 e FAREX 56/193,80. (b) Idem para inclusões bifásicas aquo-salinas isoladas ou em grupos isolados em carbonato associado a esfalerita. Amostra FAREX 56/168,80.

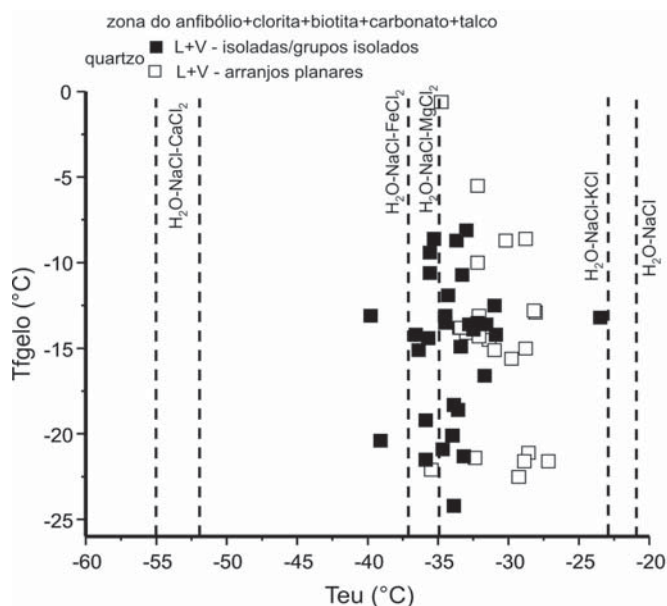


Figura 35 – Correlação entre as temperaturas do eutético ( $T_{eu}$ ) e de fusão do gelo ( $T_{f_{gelo}}$ ) de inclusões aquo-salinas bifásicas (L+V) isoladas e em grupos isolados, interpretadas como primárias, e em arranjos planares intracristalinos, típicas de pseudosecundárias. Amostras FAREX 56/187,10 e 56/193,80.

casos, no entanto, os valores de  $T_{(eu)}$  sugerem fluido de composição próxima ao sistema  $H_2O$ - $MgCl_2$ - $FeCl_2$ - $NaCl$ - $(KCl)$  (Figura 35).

Nas raras inclusões trifásicas observadas e analisadas, devido a suas dimensões adequadas para a microtermometria,  $T_{(eu)}$  variou entre  $-34,0^{\circ}C$  e  $-32,6^{\circ}C$ , enquanto  $T_{(f_{gelo})}$  se concentrou em torno de  $-24,2^{\circ}C$ , similar aos valores das inclusões aquosas bifásicas mais salinas.

Em carbonato associado a agregados de esfalerita  $\pm$  pirrotita  $\pm$  galena da zona de anfibólio + clorita  $\pm$  biotita  $\pm$  carbonato  $\pm$  talco, as inclusões aquo-salinas bifásicas isoladas apresentaram temperaturas de fusão do gelo variando amplamente de  $-22^{\circ}C$  até  $-0,8^{\circ}C$ , porém com predominância de valores entre  $-16^{\circ}C$  e  $-14^{\circ}C$ . A salinidade correspondente a esses valores é de 23,11 a 13,07% peso eq.  $NaCl$ , respectivamente, similar aos obtidos em inclusões bifásicas aquosas primárias e pseudosecundárias em quartzo (Figura 34b). As temperaturas do ponto eutético entre  $-31^{\circ}C$  e  $-26^{\circ}C$  registradas nessas inclusões em carbonato, também sugerem, a exemplo das inclusões bifásicas aquo-salinas em quartzo, presença de fluido com composição próxima ao sistema  $H_2O$ - $MgCl_2$ - $FeCl_2$ - $NaCl$ - $(KCl)$  (Figura 36).

Não se observa tendência alguma na correlação de valores da temperatura do eutético com os da fusão do gelo das inclusões aquosas bifásicas isoladas em carbonato associado a esfalerita, apenas que mostram valores de  $T_{(eu)}$  similares às inclusões aquo-salinas pseudosecundárias investigadas em quartzo (Figura 36).

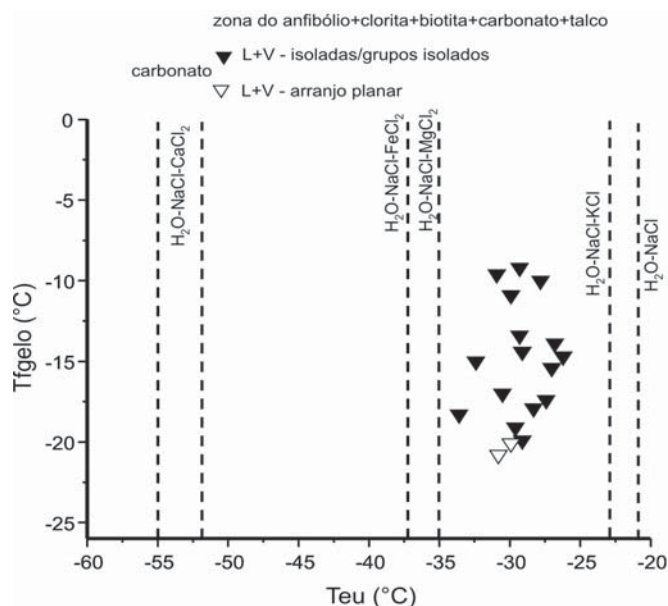


Figura 36 – Correlação entre as temperaturas do eutético ( $T_{eu}$ ) e de fusão do gelo ( $T_{f_{gelo}}$ ) de inclusões aquo-salinas bifásicas (L+V) isoladas e em grupos isolados, interpretadas como primárias, em arranjos planares intracristalinos, típicas de pseudosecundárias, hospedadas em carbonato associado a agregados de esfalerita. Amostra FAREX 56/168,80.

Dados de microtermometria em inclusões aquo-salinas bifásicas em quartzo e carbonato em arranjos planares intercristalinos não foram obtidos, devido ao seu tamanho reduzido para a microtermometria.

### Clatratos e presença de voláteis

Nos ensaios microtermométricos das inclusões aquo-salinas bifásicas, particularmente as de menor grau de preenchimento (maior volume da bolha), das amostras investigadas da zona de anfibólio + clorita  $\pm$  biotita  $\pm$  carbonato  $\pm$  talco, observou-se a formação e fusão de clatratos, entre  $-4,2^{\circ}C$  e  $+12,5^{\circ}C$ , indicando a presença, embora subordinada, de voláteis no fluido das inclusões (Figura 37).

Além disso, a presença de clatratos também revela que os valores de salinidade obtidos pela temperatura de fusão do gelo são mais elevados que os valores originais e, portanto, devem ser considerados como aproximação.

Outras evidências da presença de voláteis nos fluidos associados à alteração hidrotermal e mineralização incluem:

- (1) Identificação de uma inclusão aquo-carbônica com temperatura parcial de homogeneização da fase carbônica em  $-63,5^{\circ}C$  e temperatura de homogeneização da fase carbônica para o estado líquido, em  $-2,5^{\circ}C$ . Essas temperaturas indicam, além de  $CO_2$ , a presença de quantidades consideráveis de  $CH_4$  no fluido.

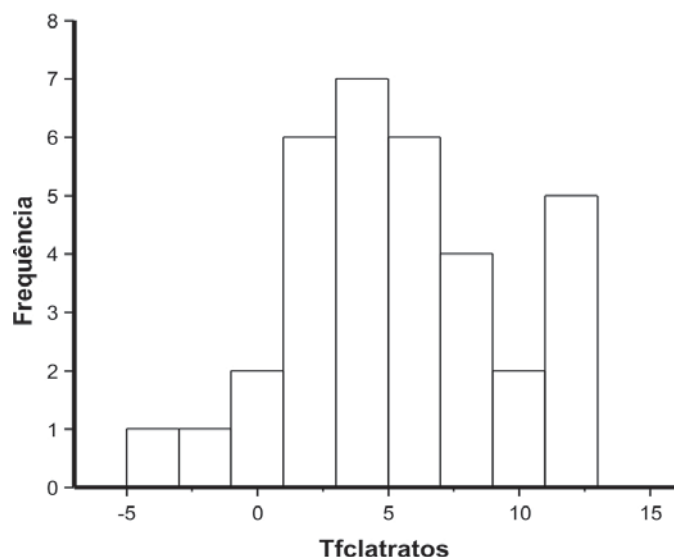


Figura 37 – Histograma das temperaturas de fusão de clatratos registrados em inclusões bifásicas aquo-salinas em quartzo e carbonato de todas as amostras investigadas da zona do anfibólio + clorita ± biotita ± carbonato ± talco.

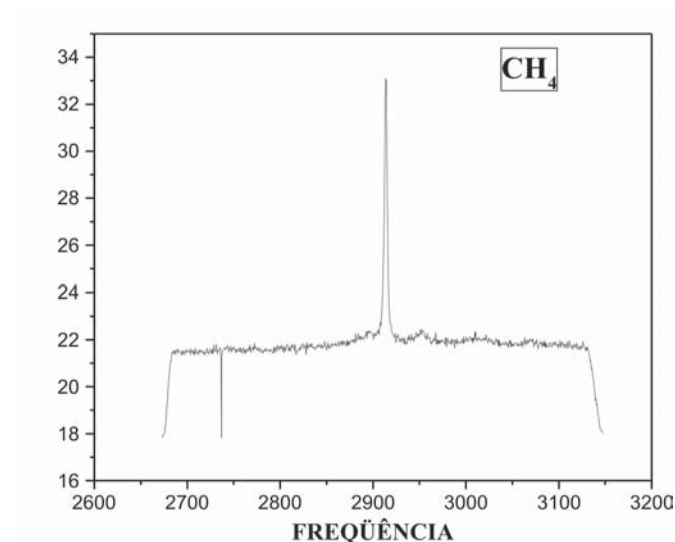


Figura 38 – Espectro de micro-espectroscopia Raman mostrando pico em 2910  $\text{cm}^{-1}$  típico de  $\text{CH}_4$  em inclusão fluida em quartzo da zona de anfibólio + clorita ± biotita ± carbonato ± talco.

- (2) Em algumas inclusões aquo-salinas observou-se a nucleação de fase não aquosa ('bolha') a aproximadamente  $-110^\circ\text{C}$  durante seu resfriamento. No aquecimento a bolha desapareceu, pela diminuição gradual de tamanho, a  $-105,9^\circ\text{C}$ . Essa temperatura define homogeneização de fase carbônica para o estado líquido e indica a presença de  $\text{CH}_4$  nas inclusões aquosas.

Um dos problemas encontrados nas análises de micro-espectroscopia Raman foi a dificuldade de focalizar o laser na fase não aquosa das inclusões aquo-salinas bifásicas, em função de seu tamanho reduzido e movimentação devido ao gradiente térmico criado pelo próprio laser. No entanto, os poucos dados obtidos nas inclusões confirmam a presença de  $\text{CH}_4$  (Figura 38).

### Temperatura de homogeneização total

Tanto as inclusões bifásicas aquo-salinas isoladas e em grupos isolados, como as posicionadas em arranjos planares intracristalinos, em quartzo e em carbonato associado a esfalerita, apresentam temperaturas de homogeneização total ( $T_{ht}$ ) similares, que se distribuem amplamente entre  $90^\circ\text{C}$  e  $375^\circ\text{C}$ , sem haver concentração preferencial de valores em intervalos de temperatura específicos (Figura 39).

As inclusões fluidas associadas a quartzo e carbonato da zona de alteração hidrotermal e sulfetadas do Alvo Aripuanã caracterizam fluidos predominantemente aquosos, com valores de salinidade variando de 25,08 a 1,05% peso eq. NaCl e concentrações muito subordinadas ( $< 5 \text{ mol}\%$ ) de  $\text{CH}_4 \pm \text{CO}_2$ .

Com base nas temperaturas do eutético das inclusões aquo-salinas investigadas, os fluidos devem conter como solutos principais dissolvidos na fase aquosa, além de NaCl, concentrações variadas de  $\text{MgCl}_2$  e/ou  $\text{FeCl}_2$  e KCl. Essa composição é coerente com a química dos minerais da paragênese de alteração das zonas ricas em anfibólio e carbonática, que envolvem os corpos de sulfeto maciço do Alvo Aripuanã.

As relações texturais entre as paragêneses de alteração hidrotermal em que predominam anfibólio + clorita + biotita ± talco ou carbonato + anfibólio ± talco e as dos minerais de minério revelam que a mineralização sulfetada foi submetida a evento termal de alta temperatura (em torno de  $450^\circ\text{C}$ ?), responsável pela estabilização do anfibólio. Esse evento termal pode ter se desenvolvido, por exemplo, pela colocação do Granito Rio Branco, datado 1,54 Ga.

Na correlação das temperaturas de homogeneização total ( $T_{ht}$ ) com salinidade nota-se que, de maneira geral, ambos os parâmetros mostram variação significativa, embora a salinidade esteja concentrada em intervalo relativamente mais restrito, entre 12,5 e 26% peso eq. NaCl (Figura 40). Duas tendências evolutivas para o fluido podem ser consideradas ao se avaliar a temperatura e salinidade das inclusões fluidas:

1. A tendência I pode representar típica mistura progressiva de fluido de temperatura e salinidade altas com outro de mais baixa temperatura e salinidade (Figura 40). A considerar os dados da petrografia e química da alteração hidrotermal e a química dos fluidos (sistema  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{MgCl}_2-\text{FeCl}_2-\text{KCl}$ ), apresentadas acima, essa tendência I pode-

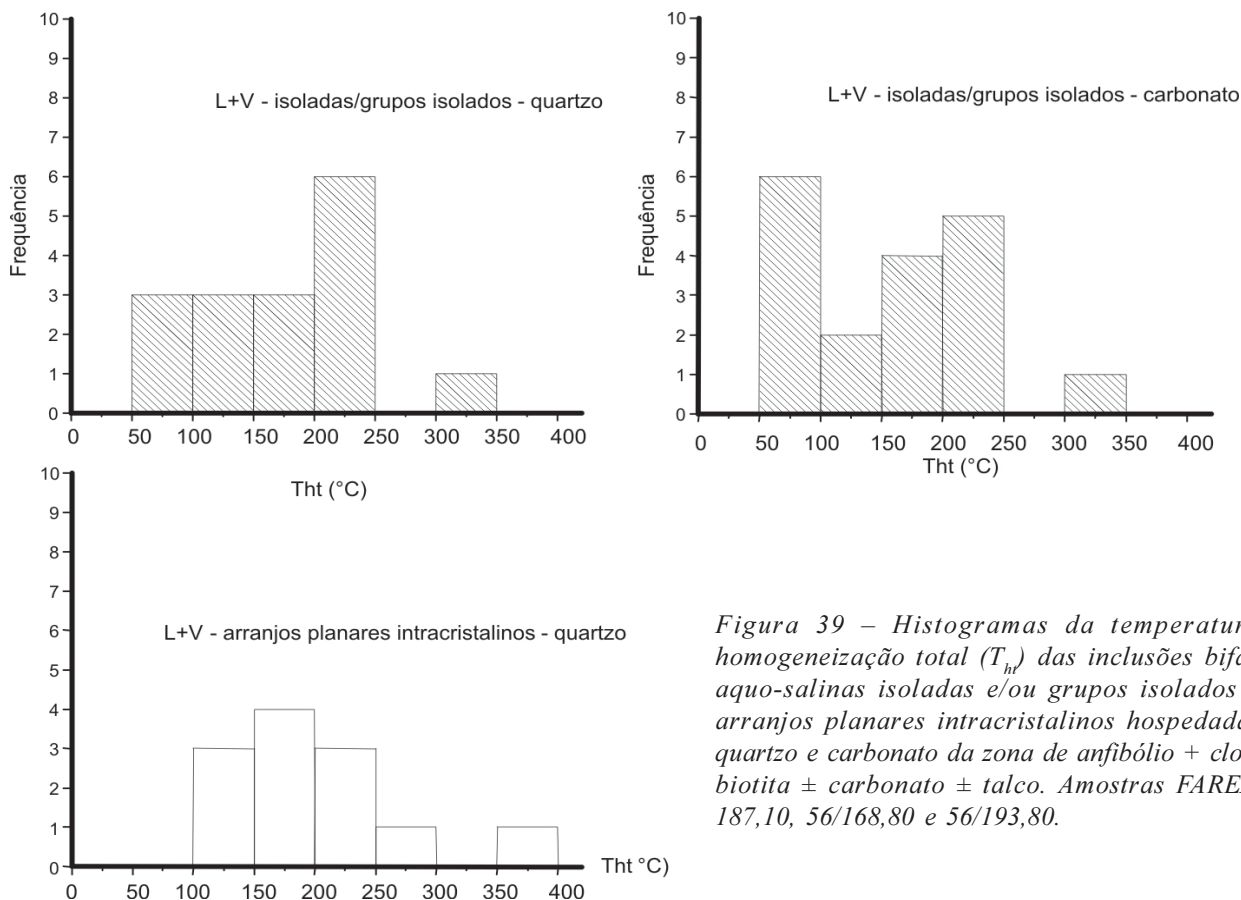


Figura 39 – Histogramas da temperatura de homogeneização total ( $T_{ht}$ ) das inclusões bifásicas aquo-salinas isoladas e/ou grupos isolados e em arranjos planares intracristalinos hospedadas em quartzo e carbonato da zona de anfibólio + clorita ± biotita ± carbonato ± talco. Amostras FAREX 56/187,10, 56/168,80 e 56/193,80.

zona do anfibólio+clorita+biotita+carbonato+talco

- L+V - isoladas/grupos isolados em quartzo
- L+V - arranjos planares intracristalinos em quartzo
- ▼ L+V - isoladas/grupos isolados em carbonato em agregados de esfalerita

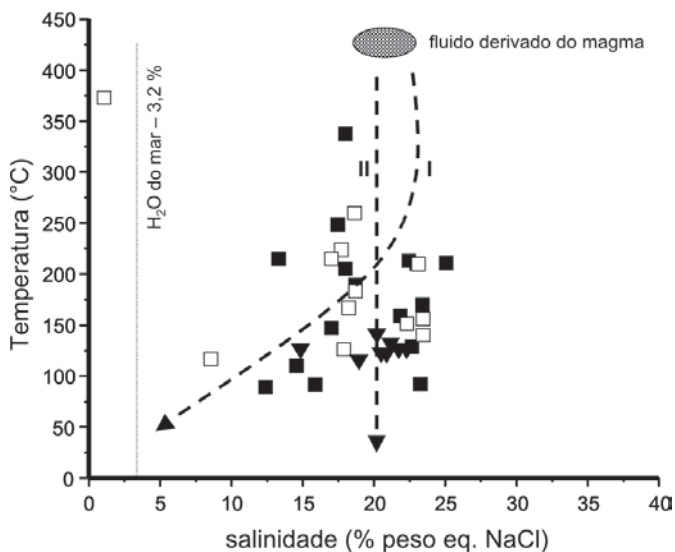


Figura 40 – Correlação da temperatura de homogeneização total e salinidade das inclusões bifásicas aquosas primárias e pseudosecundárias investigadas em quartzo e carbonato da zona de anfibólio + clorita ± biotita ± carbonato ± talco do depósito de Aripuanã.

Tabela 12 – Dados de inclusões fluidas compilados de vários depósitos de sulfeto maciço hospedados por rochas vulcânicas, mostrando tipos de inclusões e variações nas temperaturas de homogeneização total e salinidades. Referências: (1)Khin Zaw et al. (1996), (2)Gemmel & Fulton (1999), (3)Shikazono et al. (1998), (4) Petersen et al. (2000), (5) Almodóvar et al. (1997), (6)Hou et al. (2001).

Inclusão	Th(°C)	Salinidade (%peso eq. NaCl)	Mineral	Depósito	Localidade
Aquo-salina	165-322	3,0-15,0	Quartzo	Hellyer VHMS	Tasmânia/Austrália <sup>(1)</sup>
Aquo-salina	190-256	6,0-14,0	Barita	Hellyer VHMS	Tasmânia /Austrália <sup>(1)</sup>
Aquo-salina saturada	194-296	2,4-8,7	Quartzo	Rosebery VHMS	Tasmânia/Austrália <sup>(2)</sup>
Aquo-carbônica	185-336	0,5-37,3	Quartzo	Rosebery VHMS	Tasmânia/Austrália <sup>(2)</sup>
Aquo-carbônica	300-330	10,0-15,0	Helvita	Rosebery VHMS	Tasmânia/Austrália <sup>(2)</sup>
Aquo-carbônica	237-265	2,0-6,0	Fluorita	Rosebery VHMS	Tasmânia/Austrália <sup>(2)</sup>
Aquo-salina	308-320	4,1-5,1	Dolomita	Uwamuki	Kuroko/Japão <sup>(3)</sup>
Aquo-salina	270-345	2,0-5,0	Quartzo /Anidrita	Uwamuki	Kuroko/Japão <sup>(3)</sup>
Aquo-salina	191 - 364	1,9 - 6,2	Quartzo /Anidrita	TAG	Mid-Atlantic Ridge, 26°N <sup>(4)</sup>
Aquo-salina	139-384	0,4-13,4	Quartzo	Cinturão da Pirita	Ibéria/Espanha <sup>(5)</sup>
Aquo-carbônica	203-299	1,2-8,3	Quartzo	Cinturão da Pirita	Ibéria/Espanha <sup>(5)</sup>
Aquo-carbônica/aquo-salinas	150-350 185-260 98-358	4,2-21,3	Quartzo Esfalerita Barita	Gacun	Sichuan, China <sup>(6)</sup>

ria envolver a mistura de fluido derivado da cristalização de magma félsico, mais quente e salino, e de H<sub>2</sub>O do mar evoluída, já que as salinidades obtidas nas inclusões fluidas não são compatíveis, encontrando-se bem acima do valor original de H<sub>2</sub>O do mar normal, que é de 3,2% de sais dissolvidos.

2. A tendência II pode representar fluido originalmente de alta temperatura e alta salinidade, derivado da cristalização de magma félsico, que, ao se incorporar em sistema hidrotermal e não se misturar com outros fluidos externos, tem diminuída gradativamente sua temperatura (resfriamento por condução) sem alterar de forma significativa sua salinidade.

As temperaturas de homogeneização total obtidas encontram-se na sua grande maioria abaixo de 370°C, com maior concentração entre 250°C e 100°C (Figura 40). Essas temperaturas não são compatíveis com o evento termal de alta temperatura que afetou a mineralização sulfetada e que estabilizou anfíbólio nas zonas de alteração hidrotermal. Como consequência, os fluidos não representam os que originalmente precipitaram os corpos de sulfeto maciço antes do evento termal de alta temperatura, devendo possivelmente representar estágios de evolução mais tardios do sistema hidrotermal. Temperaturas calculadas por meio do geotermômetro da clorita, a partir das análises químicas de clorita das zonas de anfíbólio + clorita ± biotita ± carbonato ± talco, indicam valores entre 383°C e 510°C, mais compatíveis com o evento termal de alta temperatura.

Fluidos aquosos com salinidades baixas a moderadas, como as obtidas para os fluidos das inclusões estudadas, são relativamente comuns em depósitos considerados como do tipo sulfeto maciço hospedado em rochas vulcânicas (VHMS) (Tabela 12). Em vários desses depósitos os fluidos aquosos também contêm proporções variáveis de CO<sub>2</sub> e/ou CH<sub>4</sub>.

## VIII. GEOQUÍMICA

### Geoquímica das rochas hospedeiras

A partir do estudo petrográfico, foram selecionadas 49 amostras consideradas como mais representativas das diversas unidades identificadas no entorno do Alvo Aripuanã, buscando sua caracterização geoquímica, sendo 4 de basaltos, 11 de granitos e 22 de rochas vulcânicas/vulcanoclásticas. Destas últimas, 3 amostras são da fácies vulcânica ácida; 6 da fácies tufo estratificado; 8 da fácies ignimbrito e 5 da fácies tufo e *lapilli*-tufo de cristal.

Como pode ser constatado, o comportamento geoquímico das rochas vulcânicas mostrou-se independente do

tipo faciológico. No entanto, o diagrama Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> versus TiO<sub>2</sub> (Figura 41), proposto por Cattalani & Bambic (1994), para discriminar processos de alteração, indica que algumas dessas amostras tiveram ganho ou perda expressiva de massa sendo tratadas separadamente, como rochas alteradas. Os vulcanitos enfocados nesta parte correspondem a 12 amostras consideradas como menos alteradas de todo o conjunto analisado, de composições riódacítica e riolítica, que se posicionam ao longo do *trend* de fracionamento proposto por esses autores (Figura 41), sendo 5 das fácies tufo e *lapilli*-tufo de cristal, 3 da fácies tufo estratificado e 4 da fácies ignimbrito. A caracterização geoquímica do magmatismo que originou os granitos associados ao vulcanismo foi feita a partir do estudo de 11 análises químicas de rocha total.

As rochas vulcânicas classificam-se como ácidas, com intervalo de SiO<sub>2</sub> entre 68,9% e 79,2%, respectivamente, da fácies tufo e *lapilli*-tufo de cristal e fácies tufo estratificado (Tabela 13). As rochas graníticas mostram homogeneidade composicional, com valores de SiO<sub>2</sub> variando em estreito intervalo entre 69,5% e 77,7% (Tabela 14), cujos extremos correspondem, respectivamente, às amostras TAVA-29 e TAVA-72, com concentração de teores ao redor de 72%, refletindo a natureza evoluída do magmatismo e as caracterizando como rochas graníticas extremamente ácidas e diferenciadas.

Utilizando sílica como índice de diferenciação, em diagramas de variação binários de Harker, pode-se observar o comportamento dos elementos maiores e menores na evolução magmática. Os diagramas da figura 42a-i mostram tendências de variação coerentes para a maioria dos elementos, sugerindo seqüência evolutiva contínua tanto para as rochas vulcânicas quanto para as graníticas.

As rochas estudadas apresentam correlações lineares negativas com a sílica para Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e para os elementos presentes em minerais máficos (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, CaO, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e MnO). A diminuição de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> deve estar vinculada ao fato de que o aumento de SiO<sub>2</sub> da rocha durante sua diferenciação proporciona, ao mesmo tempo, incrementos maiores nos teores modais de quartzo quando comparados aos de K-feldspato e plagioclásio, suficientes para impor a correlação negativa entre os dois elementos. Os decréscimos dos teores de CaO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, TiO<sub>2</sub> e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> estão ligados ao empobrecimento em plagioclásio cálcico e minerais máficos primários, tais como hornblenda, biotita, ilmenita-magnetita, titanita e apatita, durante a diferenciação. A correlação negativa entre SiO<sub>2</sub> e CaO (Figura 42d) também pode ser justificada pelas evidências de que CaO, nos litotipos mais evoluídos, forma principalmente a molécula de anortita do plagioclásio, mineral que se torna progressivamente mais sódico com diferenciação.





Tabela 14 – Composição Química de Elementos Maiores, Traços e Terras Raras – Granitos.

Amostra	TAVA - 25	TAVA - 27	TAVA - 29	TAVA - 32	TAVA - 38	TAVA - 56	TAVA - 59	TAVA - 61	TAVA - 63	TAVA - 72	
SiO <sub>2</sub>	72,3	76,0	69,5	74,3	72,4	72,4	72,1	76,7	72,1	74,5	77,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,9	12,0	13,6	13,1	13,7	13,3	14,0	12,3	13,7	12,8	11,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,61	1,81	4,6	2,7	2,7	3,3	2,66	1,73	2,46	1,81	1,77
MgO	0,49	0,04	0,82	0,37	0,39	0,5	0,51	0,09	0,48	0,2	0,04
CaO	1,94	0,55	2,27	1,27	1,42	1,62	2,2	0,68	2,01	0,87	0,42
Na <sub>2</sub> O	3,2	3,55	3,53	4,55	2,74	3,46	2,98	3,49	3,05	2,8	3,34
K <sub>2</sub> O	4,23	4,82	4,22	2,63	5,17	4,02	4,54	3,98	4,54	5,04	4,07
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,07	0,58	0,32	0,25	0,4	0,32	0,13	0,31	0,32	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,01	0,12	0,05	0,05	0,08	0,06	0,01	0,07	0,03	0,01
MnO	0,04	0,04	0,08	0,04	0,05	0,06	0,05	0,03	0,05	0,02	0,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
LOI	0,6	0,7	0,5	0,4	0,8	0,5	0,3	0,5	0,9	1,2	0,4
Total	99,8	99,6	99,9	99,7	99,7	99,8	99,8	99,7	99,7	99,7	99,7
Ba	796	54	949	481	743	907	962	557	854	1009	146
Ni	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Sc	6	3	11	7	5	8	7	3	7	4	2
Co	3,3	0,8	5,9	3,2	2,8	2,6	3,5	1,1	2,9	1,6	*
Cs	2,4	5,7	2,2	0,8	5,3	1,1	4,2	1,2	2,7	0,7	0,9
Ga	15,6	18,4	17,2	13,3	16,5	14,9	16,1	14,9	15,1	13,3	13,2
Hf	5,6	6,7	8,7	6,9	6	8,2	4	5,5	4,9	5,8	4,6
Nb	11,9	28,1	15,5	15,3	19,7	15,5	11,3	14	10,7	8,7	15
Rb	182,4	389	144,7	113,1	362	147,8	174,7	146,5	168,9	186,4	164,1
Sn	*	3	2	2	2	2	2	1	2	2	2
Sr	192,7	*	166,5	118,2	118,6	144,6	206	62,3	199,6	84,4	17,9
Ta	0,9	2,2	1	1	1,6	1,1	0,8	0,9	0,8	0,6	1,1
Th	17,3	51,3	15,1	22,2	39,3	13,8	16	15,2	15,1	11,8	15,6
U	2,7	13,9	2,7	5,4	15,8	3,1	4	3,3	2,7	3,7	3,5
V	22	*	37	11	16	19	19	*	16	9	*
W	7,7	9	4,1	5,4	5	5,5	6	5	4,4	4,2	6,9
Zr	186,8	144,2	309,6	227,1	193,2	281	158,9	151	168,2	210	102,7
Y	40,3	77,3	53,5	45,8	44,2	40,6	33,4	33,6	27,4	25,6	46,2
La	60,7	40,2	57,1	54,9	68,3	44	50,9	35,3	29,3	40,9	30,4
Ce	104,6	87,6	93,7	103,5	131,4	85,5	89,8	57,3	75,6	76,8	66,9
Pr	11,63	11,72	12,66	11,04	13,93	9,73	10,22	8,21	7,26	7,95	8,12
Nd	42,8	49,1	50,1	40,5	49	39,1	39,5	32,1	25,4	28,6	35,5
Sm	6,8	9,8	8,8	6,5	7,7	7	6,2	4,9	4,8	4,2	6,8
Eu	1,2	0,13	1,47	0,88	1,18	1,01	1,03	0,55	1,06	1,07	0,35
Gd	6,72	10,17	8,47	6,8	6,38	6,2	5,59	4,58	3,35	4,48	7,05
Tb	1,02	1,81	1,32	1,12	1,13	1,14	0,9	0,83	0,65	0,72	1,1
Dy	6,07	11,48	8,16	7,86	7,14	6,91	5,35	4,78	4,44	4,23	7,11
Ho	1,13	2,27	1,61	1,47	1,49	1,34	1,06	1,08	0,84	0,87	1,48
Er	3,35	7,83	5,09	4,53	4,58	4,02	2,74	3,44	2,64	2,68	4,39
Tm	0,59	1,31	0,76	0,78	0,84	0,73	0,5	0,59	0,48	0,42	0,73
Yb	3,37	8,49	4,82	5,12	6,18	4,47	3,1	3,84	3,14	2,71	4,65
Lu	0,52	1,24	0,69	0,7	0,99	0,69	0,45	0,64	0,45	0,41	0,72
Total	250,5	243,15	253,43	245,7	300,24	211,84	271,34	158,14	159,41	176,04	175,3
La/Yb	18,01	4,7	11,84	10,72	11,05	9,8	16,42	9,19	9,33	15,09	6,53
Zr/Y	4,63	1,86	5,78	4,95	4,37	6,92	4,75	4,49	6,13	8,2	2,22
Eu/Eu*	0,55	0,04	0,52	0,41	0,52	0,4	0,54	0,35	0,82	0,76	0,16
Th/Yb	5,13	6,04	3,13	4,34	6,36	3,09	5,16	3,96	4,81	4,35	3,35

razão maiores do que 6 (Tabela 15 e Figura 44b). Uma amostra de granito que se excetua a esta classificação apresenta razão La/Yb mais baixa (4,7), coincidente com afinidade transicional.

Os valores de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e Th utilizados como discriminantes (Sheepers 1995), classificam as rochas do Alvo Aripuanã como granitóides do tipo I, caracterizados por valores intermediários destes dois parâmetros (Figura 44c). Segundo este autor, baixos teores de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e altos de Th são típicos de associações alcalinas e o inverso, de associações do tipo S. Corroboram essa classificação (tipo I) os resultados ilustrados na figura 45a-f que correspondem aos diagramas 10000\*Ga/Al versus (K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O) (a), {(K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O)/CaO} (b), Zr (c), (K<sub>2</sub>O/MgO) (d), Y (e) e Nb (f), propostos por Whalen *et al.* (1987).

Outras feições que caracterizam granitóides tardi a pós-colisionais do Tipo I (Sheepers 1995) são identificadas neste estudo, tais como: 1. grande volume de rochas félsicas e menor quantidade de dioritos e gabros; 2. biotita como mineral máfico dominante; 3. plútons dispersos e isolados; 4. ausência de enxames de diques; 5. forte decréscimo do conteúdo de Zr com a diferenciação.

Com relação ao comportamento dos elementos-traço, os valores de Sr, Ba, Zr e V apresentam distribuições

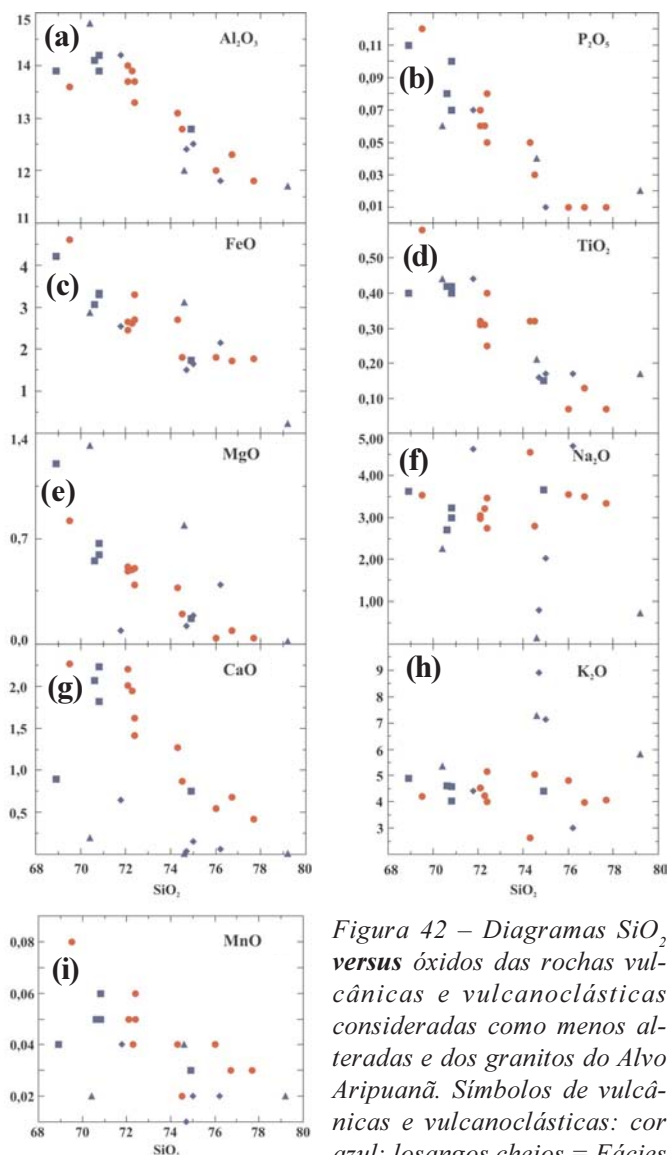


Figura 42 – Diagramas SiO<sub>2</sub> versus óxidos das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas consideradas como menos alteradas e dos granitos do Alvo Aripuanã. Símbolos de vulcânicas e vulcanoclásticas: cor azul; losangos cheios = Fácies Ignimbrito; triângulo cheio = fácies tufo estratificado; quadrado cheio = fácies tufo e lapilli-tufo de cristal. Símbolos de granitos: cor vermelha; círculo cheio.

relativamente semelhantes e correlações negativas com sílica nas rochas estudadas (Figura 46a-d). A diminuição de Sr com o aumento de SiO<sub>2</sub> (Figura 46a) define tendências coerentes com processos de diferenciação, envolvendo fracionamento de plagioclásio, também sugerido pelo comportamento de CaO (Figura 42d) e pela anomalia negativa de Eu, ilustrada no ítem dos ETR (Figura 48). Semelhantemente, Ba mostra correlação negativa com SiO<sub>2</sub> (Figura 46b), confirmando a atuação de fracionamento de biotita, mineral mais comum nos litotipos menos diferenciados, não devendo, portanto, estar associado aos feldspatos alcalinos. O decréscimo de Zr (Figura 46c) deve estar vinculado principalmente ao fracionamento de zircão. A diminuição de V com a evolução (Figura 46d) está ligada ao empobrecimento em minerais máficos primários (hornblenda, biotita). Com efeito, os litotipos mais

evoluídos caracterizam-se por valores deste elemento inferiores a 5 ppm (Tabela 13).

Os elementos-traço, juntamente com  $K_2O$  em percentagem de peso, foram também estudados em base à normalização de seus teores em ppm contra os valores dos granitos de cordilheira meso-oceânica (Pearce *et al.* 1984). Os resultados obtidos (Figura 47) nas rochas vulcânicas e graníticas evidenciam enriquecimento seletivo dos elementos litófilos de íons de raio grande – (LILE), K, Rb, Ba e Th em relação aos de alta carga (HFSE) Nb, Ce, Hf, Zr, Sm, Y e Yb, com padrão sub-horizontalizado no segundo grupo.

No grupo dos LILE se observa empobrecimento de Ba em relação a Rb e Th nos granitos (Figura 47b), o que não acontece nas rochas vulcânicas (Figura 47a). O empobrecimento é explicado pelo fracionamento de biotita, o que é corroborado pelo acentuado decréscimo de Ba com o aumento da diferenciação (Figura 46b).

À exceção da amostra de tufo estratificado (EJM-103), no grupo dos HFSE tanto nas rochas vulcânicas quanto nas graníticas é nítida uma anomalia positiva de Ce e Sm em relação aos elementos adjacentes e padrão sub-horizontalizado para Y e Yb, geralmente inferior a 1. O padrão verificado nos litotipos estudados é muito similar àquele apresentado por rochas cálcio-alcálicas de alto K e também por granitos de filiação shoshonítica, sendo a diminuição em Y, Yb e outras TRP indicativa de presença de granada residual em suas fontes (Scheepers 1995), ou alternativamente, fracionamento de anfibólio em câmara magmática em nível crustal raso (Lentz 1998).

As concentrações e razões dos ETR são apresentadas nas tabelas 13 (rochas vulcânicas) e 14 (granitos). Mostram valores totais entre 75 e 358 ppm para as primeiras e entre 158 e 300 ppm nos últimos e razões La/Yb entre 6,2–18,4 e 6,5–18,0, respectivamente. Os padrões definidos por esses elementos, normalizados pelos valores condríticos de Nakamura (1977), estão ilustrados na figura 48a-b e apresentam anomalias negativas de Eu e enriquecimento dos ETRL (La, Ce, Pr, Nd e Sm) em relação aos ETRP (Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu), exibindo configuração sub-horizontalizada para os últimos, entre 10 e 30 vezes os valores condríticos. Este padrão é similar aos encontrados em rochas cálcio-alcálicas modernas, para as quais tem sido atribuída origem a partir da fusão parcial de crosta continental pré-existente com componente mantélico subordinado.

Independentemente do tipo faciológico, as rochas vulcânicas têm moderadas anomalias negativas de Eu, com razões  $Eu/Eu^*$  geralmente em torno de 0,6 e variando entre 0,69 e 0,37. Nas rochas graníticas essas razões variam entre 0,80 e 0,35, com anomalia negativa aumentando das rochas menos diferenciadas para aquelas com maior conteúdo de sílica. Duas amostras com teores muito altos

de sílica (76% e 77%) e razões  $Eu/Eu^*$  de 0,16 e 0,04, respectivamente, são exceções a esta regra.

#### Composição normativa das rochas graníticas

As composições normativas das rochas graníticas encontram-se ilustradas no diagrama QAP (Figura 49a), coincidindo com o campo dos monzogranitos e caracterizando, para evolução magmática, pequeno *trend* de empobrecimento em plagioclásio. Foge a este esquema uma amostra (TAVA-32) que se situa no domínio dos granodioritos por apresentar, em relação às outras, alto teor de  $Na_2O$  (4,55%) e baixo de  $K_2O$  (2,63%), implicando em maior concentração de albita normativa.

Quartzo, ortoclásio e albita são os principais componentes normativos dessas rochas, ocorrendo porcentagens muito menores de outros minerais, tais como anortita (entre 2,10 e 10,9%), corindon (entre 0 e 1,16%), diopsídio, ilmenita, magnetita, hematita. Os índices de diferenciação ( $ID=Or+Ab+Qz+Ne$ ) de Thornton & Tuttle (1960) variam de 82,74 a 95,31% em peso, correspondendo a composições altamente evoluídas.

As composições normativas dessas rochas encontram-se ilustradas também nos diagramas ternários Qz-Ab-Or e An-Ab-Or (Figura 49b e c). No primeiro coincidem com o mínimo granítico e no segundo a maioria se localiza na área entre a curva do *solvus* (LKS) e a linha cotética plagioclásio-feldspato alcálico (PAL), indicando que o primeiro feldspato a cristalizar nessas rochas corresponde a plagioclásio, cujo fracionamento dirige o líquido para a linha cotética.

#### As rochas básicas

As rochas vulcânicas básicas são caracterizadas por teores de  $SiO_2$  restritos entre 47,8 e 50,4%, e de  $MgO$  correspondentes a intervalo de 8,6 e 5,6% (Tabela 16). Confirmando o estudo petrográfico, classificam-se como basaltos no diagrama  $Na_2O+K_2O$  versus  $SiO_2$  (Figura 50a), proposto por Cox *et al.* (1979) e naqueles que utilizam, além de sílica, elementos menores considerados como mais imóveis nos processos pós-magmáticos (Figura 50b e c) (Winchester & Floyd 1977). A somatória dos álcalis versus  $SiO_2$ , ilustrado na figura 50d (Irvine & Baragar 1971), classifica o magmatismo como subalcálico. O diagrama AFM (Figura 50e), proposto pelos mesmos autores, revela que essas rochas pertencem à série toleítica, cristalizadas sob condições oxidantes, com fracionamento de magnetita. Os pontos que as representam descrevem *trend* de enriquecimento em  $FeO_t$  proporcional ao empobrecimento em  $MgO$ , para valores de  $Na_2O+K_2O$  quase constantes, variando em intervalo de 2,2 a 3,2.

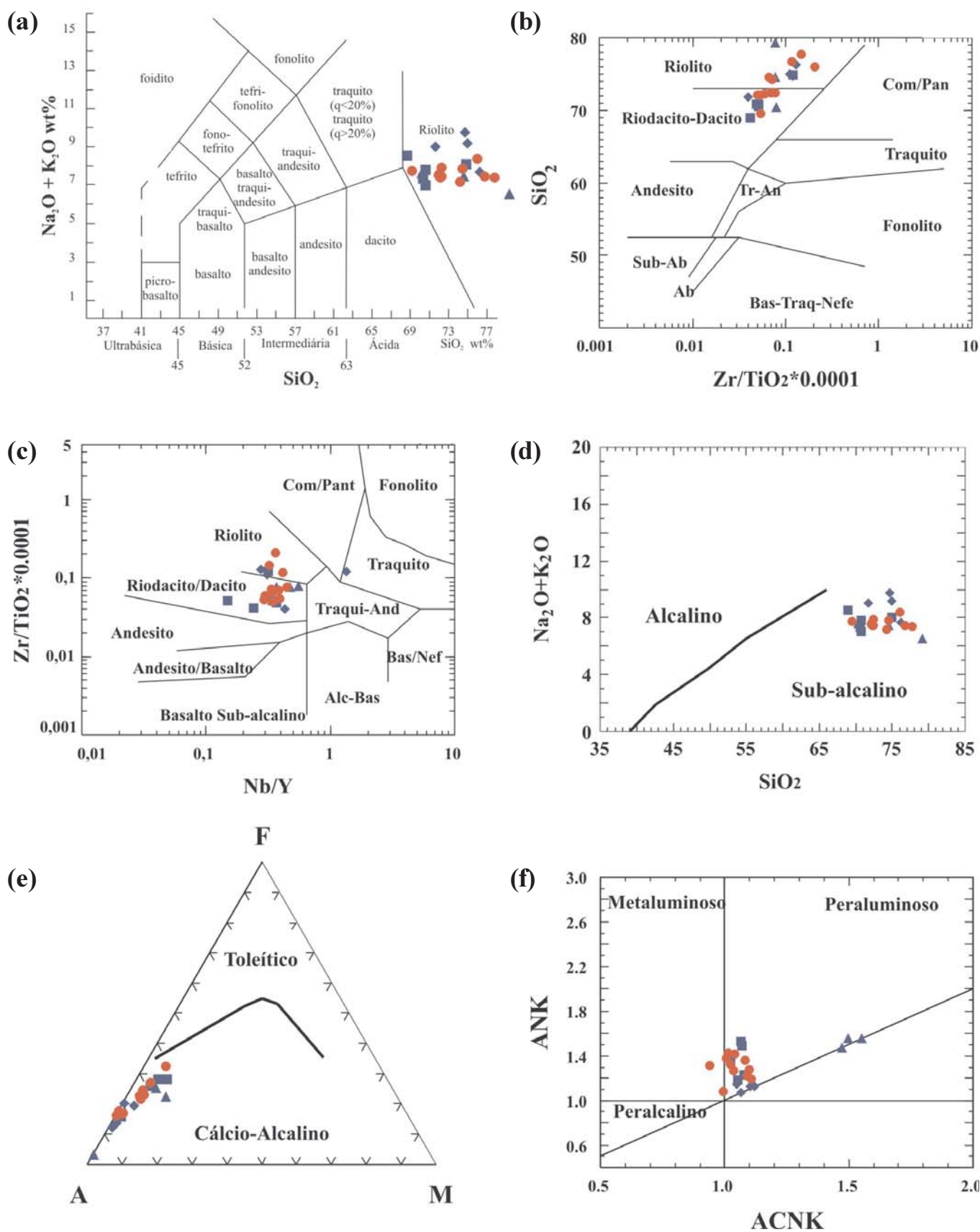


Figura 43 – Distribuição dos pontos representativos das rochas vulcânicas-vulcanoclásticas e graníticas do Alvo Aripuanã em diagramas químico-classificatórios: (a) álcalis versus sílica (LeMaitre 1989); (b)  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$ , e (c)  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  versus  $\text{Nb}/\text{Y}$  (Winchester & Floyd 1977); (d)  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  versus sílica e (e) AFM (Irvine & Baragar 1971); (f) ANK versus A/CNK (Maniar & Piccoli 1989). Símbolos como na figura 42.

Em relação aos valores de K, as inferências feitas a partir da tendência modal dessas rochas (inexistência de feldspatos potássicos e biotita) são confirmadas e ilustradas no diagrama Zr - Ti/100 - Y\*3 (Figura 50f), no qual estas amostras se situam no limite dos campos a e b, propostos por Pearce & Cann (1973) para rochas toleíticas de baixo potássio (LKT).

As baixas razões Zr/Y, entre 1,37 e 3,09, confirmam a afinidade toleítica das rochas vulcânicas básicas; enquanto as razões La/Yb e Th/Yb, variando entre 1,10 e 3,49 e 0,15 e 0,51, respectivamente, as identificam como de natureza toleítica a transicional (Tabela 17).

Os ETR dos basaltos estudados (Tabela 16) apresentam conteúdos totais baixos, variando de 32,63 a 95,49 ppm, ausência de anomalias negativas de Eu, caracterizados por razões Eu/Eu\* entre 0,98 e 1,19 e dois padrões distintos com relação aos ETRL (Figura 51a), com dados normalizados pelos valores condriticos de Nakamura (1977). No primeiro, o padrão é horizontalizado a levemente empobrecido, especialmente em relação a La e Ce e, no segundo, por enriquecimento distinto dos ETRL. Os ETRP apresentam comportamento similar para todas as rochas, com padrão horizontalizado e enriquecido en-

Tabela 15 – Afinidades de rochas vulcânicas, em relação à faixa de variação de dados de HFSE, segundo Barrett & MacLean (1999) e resultados das rochas vulcânicas-vulcanoclásticas e graníticas do Alvo Aripuanã.

	TOLEÍTICA	TRANSICIONAL	CÁLCIO-ALCALINA	ARIPUANÃ	
				Vulcânicas	Graníticas
Zr em riolitos (ppm)	> 600 - 350	350 - 200	< 200	≤ 200	≤ 200
Zr/Y	2 - 4,5	4,5 - 7	> 7	4 - 6	4 - 6
La/Yb	< 3	3 - 6	> 6	6,2 - 18,4	6,5 - 18,0
Th/Yb	0,1 - 0,25	0,25 - 0,65	0,65 - > 2	> 2	> 2

tre 10 e 15 vezes o valor condritico. Este padrão é sugerido ser representativo de fusão parcial do manto em baixas profundidades, fora do campo de estabilidade da granada (Arndt *et al.* 1993). O enriquecimento em ETRL pode ser gerado a partir da fusão de manto enriquecido em ETRL, por cristalização fracionada ou por assimilação de crosta continental. Aparentemente, a última hipótese é a mais adequada para o caso em questão, o que é corroborado pelos valores levemente positivos a negativos de ΣNd.

Os elementos HFSE mostram padrão horizontalizado, com valores similares àqueles encontrados em basaltos do tipo N-MORB (Figura 50b), com anomalia negativa

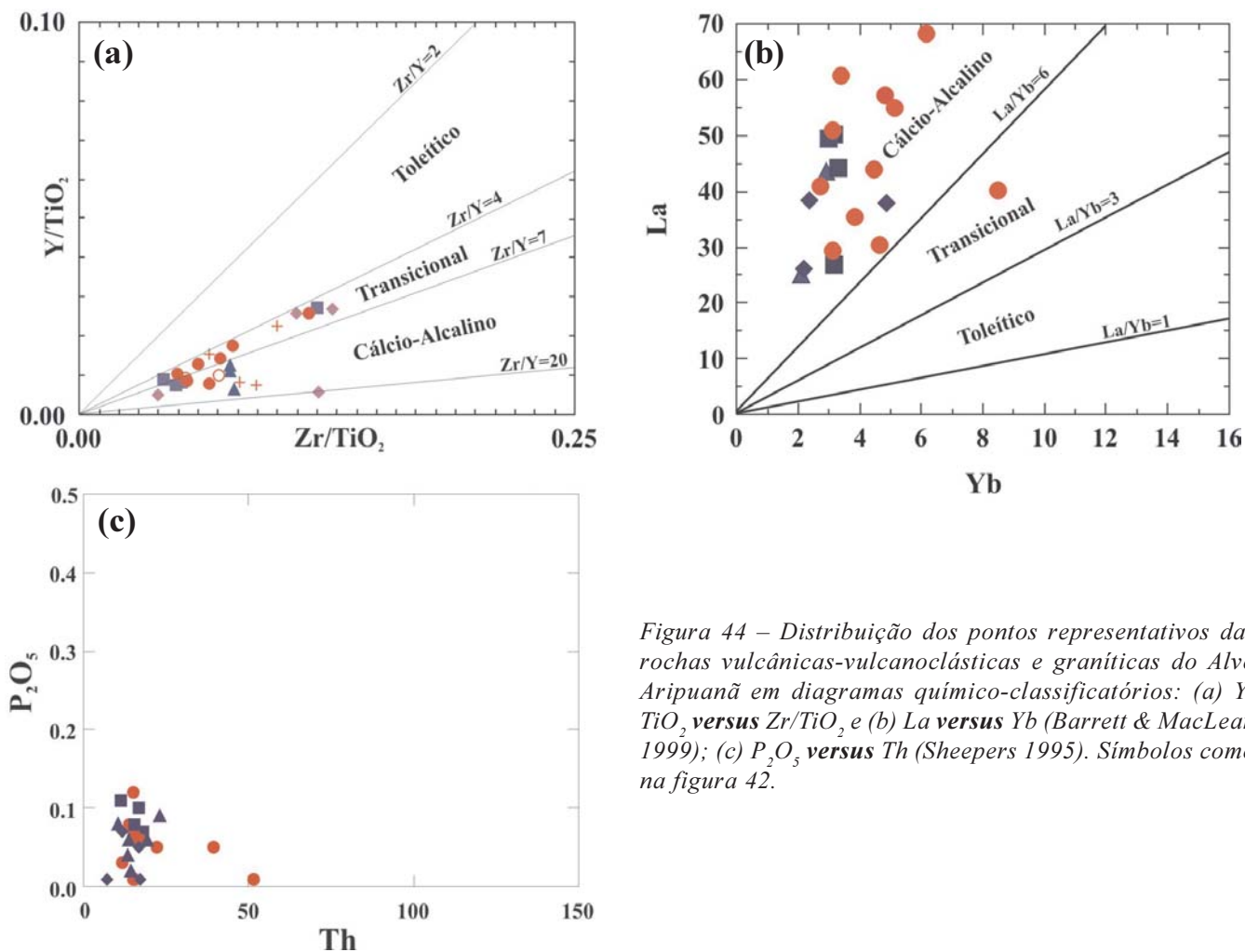


Figura 44 – Distribuição dos pontos representativos das rochas vulcânicas-vulcanoclásticas e graníticas do Alvo Aripuanã em diagramas químico-classificatórios: (a) Y/TiO<sub>2</sub> versus Zr/TiO<sub>2</sub> e (b) La versus Yb (Barrett & MacLean 1999); (c) P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> versus Th (Sheepers 1995). Símbolos como na figura 42.

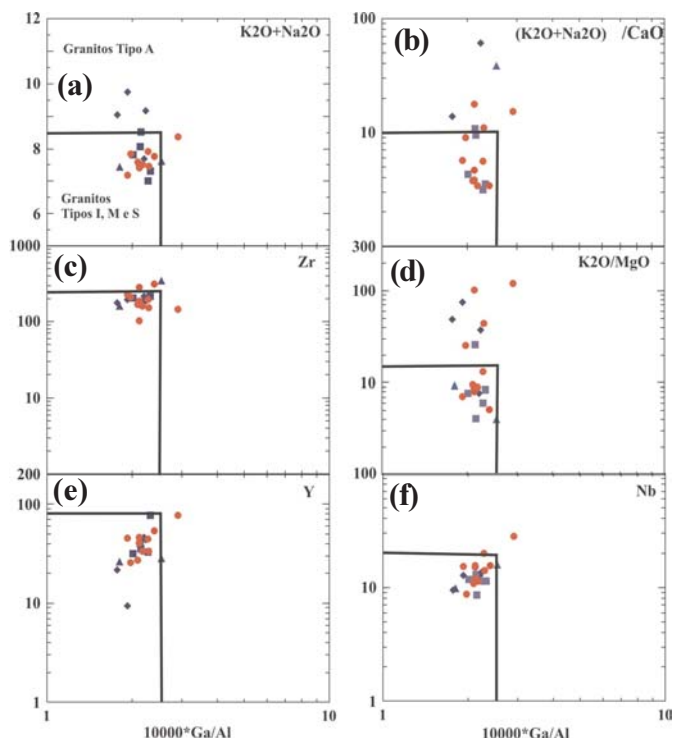


Figura 45 – Distribuição dos pontos representativos das rochas vulcânicas-vulcanoclásticas e graníticas do Alvo Aripuanã nos diagramas  $10000 \cdot Ga/Al$  versus  $K_2O+Na_2O$  (a);  $K_2O+Na_2O/CaO$  (b); Zr (c);  $K_2O/MgO$  (d); Y (e); Nb (f), propostos por Whalen *et al.* (1987). Símbolos como na figura 42.

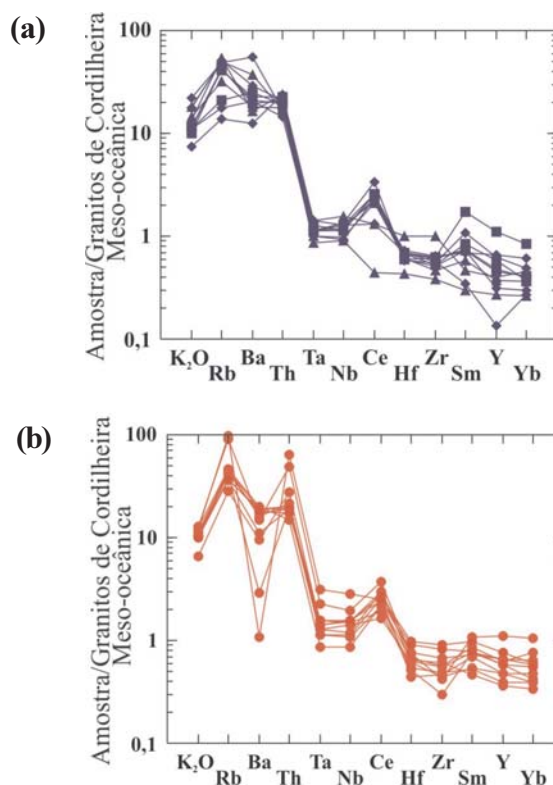


Figura 47 – Padrão de distribuição de elementos-traço, normalizados pelos valores dos granitos de cordilheira meso-oceânica (Pearce *et al.* 1984), das rochas vulcânicas (a) e graníticas (b) do Alvo Aripuanã. Símbolos como na figura 42.

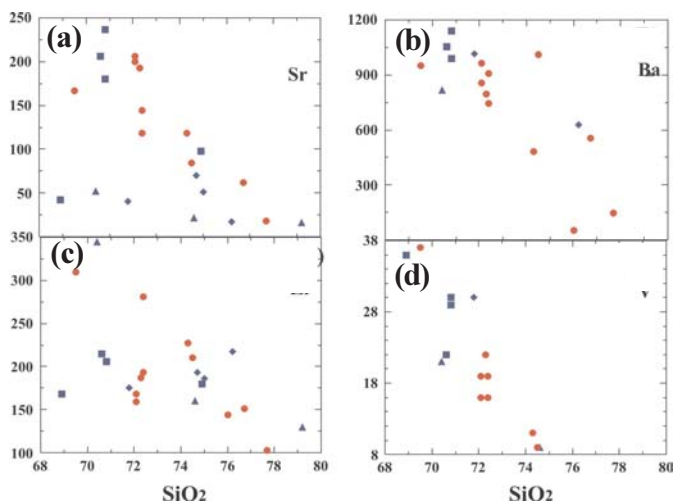


Figura 46 – Diagramas  $SiO_2$  versus elementos-traço para as rochas vulcânicas-vulcanoclásticas e graníticas do Alvo Aripuanã. Símbolos como na figura 42.

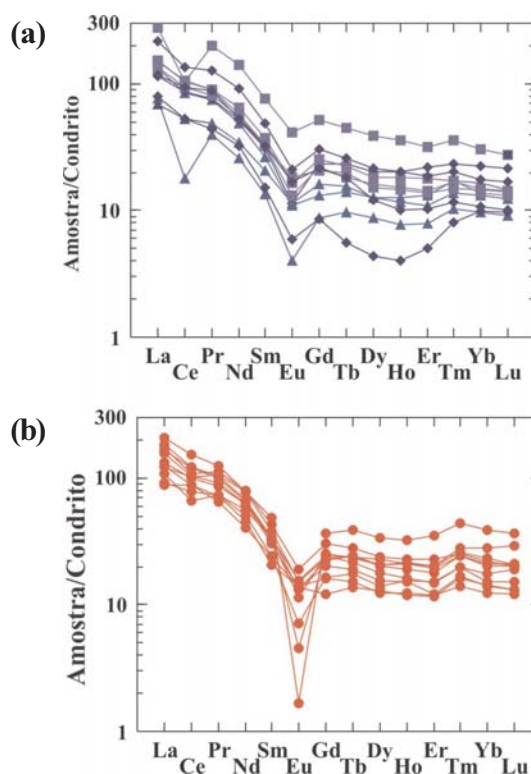


Figura 48 – Padrão de distribuição de elementos terras raras das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas (a) e graníticas (b) do Alvo Aripuanã, normalizados pelos valores condriticos de Nakamura (1977). Símbolos como na figura 42.

de Nb em relação aos elementos adjacentes e enriquecimento nos LILE, em torno de 10 vezes o padrão de normalização. Quando comparados com o manto primitivo (Figura 50c), as rochas estudadas mostram, de forma geral, perceptível enriquecimento de LILE e padrão horizontalizado para os HFSE, com enriquecimento da ordem de 10 vezes, relativa diminuição em Sc e V e empobrecimento significativo de Ni, este último compatível com o fracionamento de olivina e clinopiroxênio durante a ascensão do magma basáltico.

*Ambiente geotectônico*

Sucessões ígneas bimodais do tipo basalto-dacito a riolito, ocorrem em vários ambientes tectônicos ao longo de quase todo o tempo geológico, sempre associadas a tectonismo extensional, o que as distingue dos contínuos composicionais (basalto-andesito-riolito) ligados ao tectonismo compressional a neutro. Os ambientes extensionais que hospedam tais sucessões podem ser do tipo *rift* continental, bacias de *back-arc* e *rift* de margens continentais. A definição de um ou outro arcabouço tectônico nem sempre é tarefa simples e vários dos indicadores geoquímicos propostos para sua discriminação por vezes se sobrepõem.

No caso da Sequência Aripuanã, a investigação do ambiente geotectônico foi feita a partir de diagramas discriminantes que utilizam elementos-traço, Rb versus (Y+Nb) (Figura 52a) e Nb versus Y (Figura 52b), propostos por Pearce *et al.* (1984). Os resultados mostram concentração nos limites dos campos definidos para gra-

Tabela 16 – Composição Química de Elementos Maiores, Menores, Traços e Terras Raras – Rochas Vulcânicas Básicas.

Amostra	AVA -18-B	AVA -44	AVA -48	EJM-51
SiO2	49.0	50.4	48.2	47.8
Al2O3	14.4	13.7	15.1	15.7
Fe2O3	13.0	14.9	12.7	10.9
MgO	7.1	5.6	7.46	8.6
CaO	11.2	9.17	9.96	11.2
Na2O	2.22	2.33	2.99	1.83
K2O	0.3	0.31	0.21	0.37
TiO2	1.06	1.65	1.36	0.85
P2O5	0.09	0.31	0.21	0.09
MnO	0.22	0.24	0.2	0.17
Cr2O3	0.02	0.00	0.01	0.02
LOI	0.9	0.7	1.1	2
Total	99.6	99.4	99.5	99.6
Ba	84	391	47	93
Ni	101	56	99	124
Sc	48	46	42	40
Co	60.8	48.8	57	665.9
Cs	0.2	0.6	0.3	0.8
Ga	17.3	18.3	18.4	18.5
Hf	1.8	3.3	2.1	1.2
Nb	1.4	4.1	2.5	1
Rb	7.5	7	4	14.6
Sn	*	*	1	*
Sr	136.9	313.8	256.2	222.1
Ta	*	0.2	0.2	*
Th	0.4	1.7	1.4	0.5
U	0.2	0.6	0.3	*
V	304	353	279	255
W	1.5	3.1	1.8	1.5
Zr	39.3	93.9	83.8	47.5
Y	28.6	34.1	27.1	23.3
La	4.3	12	9.2	2.6
Ce	10.9	32.9	23.3	7
Pr	1.49	4.03	3.21	1.09
Nd	7.9	18.8	16	5.6
Sm	2.7	5.0	4.1	2
Eu	0.98	1.63	1.46	0.95
Gd	3.34	5.22	4.59	2.99
Tb	0.71	0.92	0.81	0.54
Dy	4.6	5.88	5.29	3.44
Ho	0.96	1.13	0.94	0.89
Er	2.74	3.56	2.61	2.46
Tm	0.39	0.49	0.37	0.35
Yb	2.73	3.43	2.72	2.36
Lu	0.36	0.5	0.33	0.36
Total	44.10	95.49	74.93	32.63
La/Yb	1.57	3.49	3.38	1.10
Zr/Y	1.37	2.75	3.09	2.03
Eu/ Eu*	1.001	0.983	1.037	1.195
Th	0.4	1.7	1.4	0.5
Th/Yb	0.15	0.50	0.51	0.21

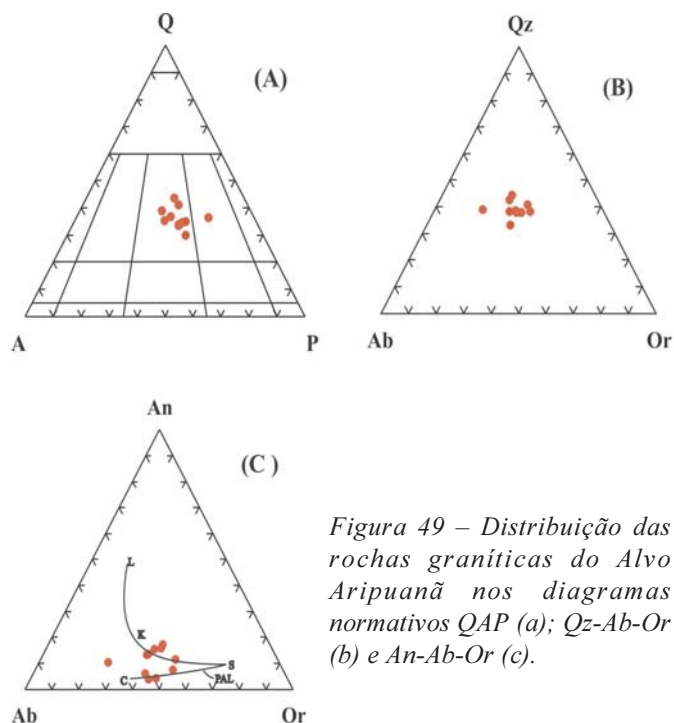


Figura 49 – Distribuição das rochas graníticas do Alvo Aripuanã nos diagramas normativos QAP (a); Qz-Ab-Or (b) e An-Ab-Or (c).

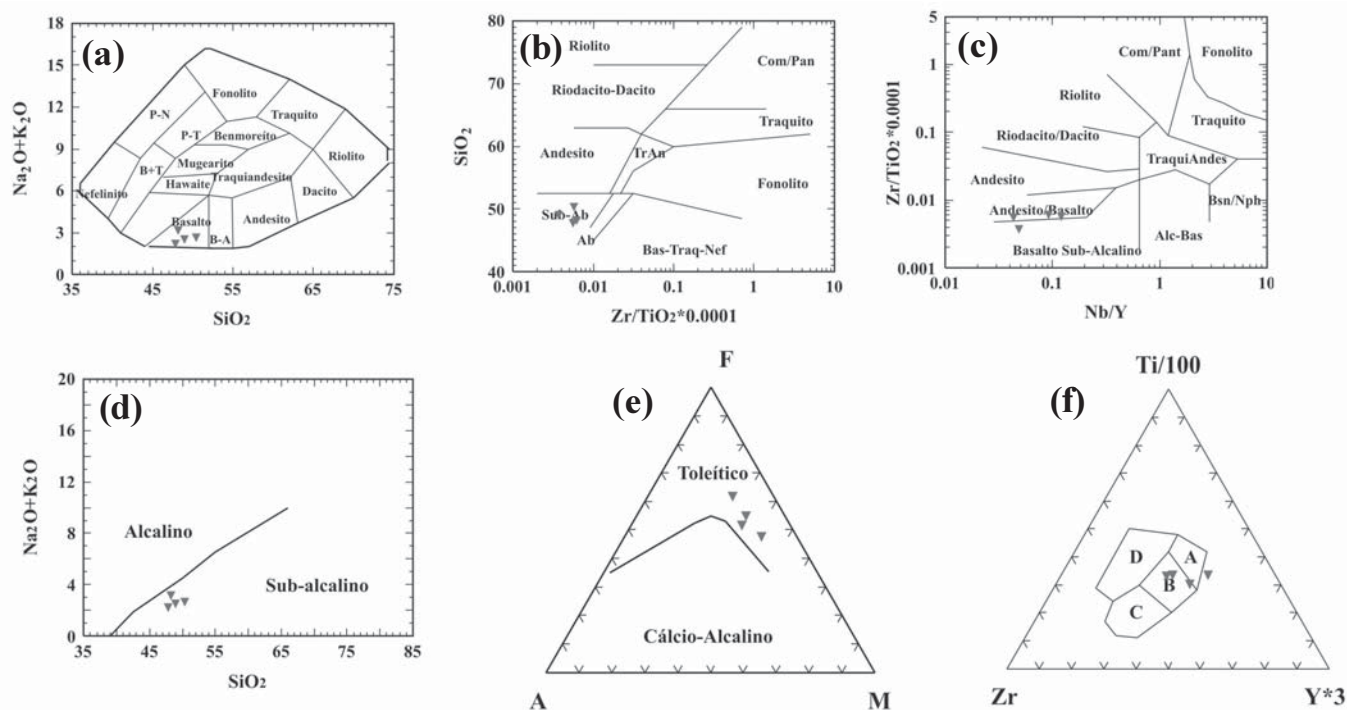


Figura 50 – Diagramas químico-classificatórios para as rochas vulcânicas básicas do Alvo Aripuanã: (a) álcalis versus sílica segundo (Cox *et al.* 1979); (b) SiO<sub>2</sub> versus Zr/TiO<sub>2</sub> e (c) Zr/TiO<sub>2</sub> versus Nb/Y (Winchester & Floyd 1977); (d) Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O versus SiO<sub>2</sub> e (e) AFM (Irvine & Baragar 1971); (f) Zr- Ti/100 – Y\*3 (Pearce & Cann, 1973).

nitóides intraplaca (WPG) e granitóides de arco vulcânico (VAG), correspondentes aos domínios propostos para granitóides pós-colisionais (Pearce 1996); os baixos teores de Rb (< 130 ppm) eliminam a possibilidade de afinidade com ambientes colisionais. O comportamento dos elementos-traço comparados ao hipotético granito de cordilheira meso-oceânica (Pearce *et al.* 1984) mostra similaridade com os granitóides de arco magmático continentalizado da Cordilheira Oeste dos Andes, nos quais predominam rochas cálcio-alcálicas de alto K e shoshoníticas, semelhantes às aqui estudadas (Figura 47a e b).

Para o magmatismo básico associado foram utilizados os diagramas discriminantes que relacionam Zr - Ti/100 - Sr/2 (Pearce & Cann 1973); log Zr/Y versus log Zr (Pearce & Cann 1979); V versus Ti/100 (Shervais 1982), ilustrados na seqüência da figura 53a, b, e c. Os pontos representativos dessas rochas coincidem com os domínios definidos para basaltos de arcos insulares. No entanto, no diagrama Zr/4 - Nb\*2 - Y (Figura 53d, Meschede 1986) se situam no domínio N-MORB (*Mid-Ocean Ridge Basalt*) e, naqueles propostos por Wood (1980), que relacionam Th - Hf/3 - Ta e Th - Hf/3 - Nb/16 (Figura 53e-f), coincidem com o campo definido para basaltos de margem de placa destrutiva e diferenciados.

Embora os dados ainda não sejam suficientes para uma proposta de origem definitiva, a correlação temporal com o vulcanismo ácido sugere como maior possibilidade ambiente de *rift* em margem continental pré-existente, a qual

Tabela 17 – Afinidades de rochas vulcânicas em relação à faixa de variação de dados de HFSE (Barrett & MacLean 1999) e resultados das rochas vulcânicas básicas do Alvo Aripuanã.

	Toleítica	Transicional	Cálcio-Alcalina	Aripuanã Rochas vulcânicas básicas
Zr/Y (ppm)	2 – 4,5	4,5 – 7	> 7	1,37 – 3,09
La/Yb	< 3	3 – 6	> 6	1,10 – 3,49
Th/Yb	0,1 – 0,25	0,25 – 0,65	0,65 – > 2	0,15 – 0,51

poderia ser representada pelos Tonalitos Japuira de idade pouco mais antiga (1,77 Ga).

### Geoquímica da alteração hidrotermal

Na área do Alvo Aripuanã foram identificadas duas zonas principais de alteração hidrotermal. A primeira, de caráter regional, afeta grande parte das rochas do entorno do depósito; a segunda (alteração proximal), bem mais localizada, mostra íntima associação com a mineralização sulfetada.

No primeiro caso, a alteração hidrotermal é responsável pela transformação das rochas vulcânicas félsicas em rochas com diferentes proporções da associação sericitita-quartzo ± clorita ± carbonato. A paragênese constituída por quartzo-epidoto-albita ocorre principalmente ao longo da borda leste do Granito Rio Branco como produto de metamorfismo de contato. Nas rochas básicas a altera-



ção hidrotermal transforma a mineralogia original em paragênese do tipo albita-epidoto-actinolita±carbonato. As transformações são similares a queratofirização e espilitização em seqüências ofiolíticas de cordilheira meso-oceânica, geradas pelo metamorfismo de fundo oceânico (Coleman 1975) ou metamorfismo hidrotermal (Munhá & Kerrich 1980), as quais são consideradas como resultado de intensa interação entre água do mar e rochas vulcânicas, que obliteram, em grande parte, as texturas originais das rochas vulcânicas, assim como seu quimismo.

A alteração proximal, caracterizada em furos de sondagem, ocorre envolvendo a mineralização sulfetada, apresentando forma aproximadamente tabular, semi-concordante em relação às rochas hospedeiras e com espessuras variáveis, até um máximo de 60 metros. Duas zonas principais foram distinguidas, em base à dominância de carbonato e clorita, as quais podem se encontrar interdigitadas ou ocorrer isoladamente, como é o caso da zona carbonática no furo FAREX12. Nestas zonas anfibólio do tipo tremolita é sempre presente.

Os dados químicos para elementos maiores, menores, traços e ETR para a zona de alteração hidrotermal do Alvo Aripuanã estão apresentados nas tabelas 18, 19 e 20.

### Elementos Maiores, Traços e Metais

As composições das rochas identificadas como menos alteradas e sua filiação foram estudadas com base no comportamento dos elementos considerados imóveis ou menos móveis durante a atuação de processos de alteração hidrotermal, dentre os quais, destacam-se:  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ , Zr, Y, Nb e Yb (MacLean & Barret, 1993). O diagrama Nb/Y versus Zr/ $TiO_2$  (Figura 43c) confirma o domínio de composições dacíticas a riolíticas, enquanto as razões Y/Zr as caracterizam como transicionais a cálcio-alcalinas (Figura 44a).

O estudo dos processos hidrotermais em ambientes vulcanogênicos baseia-se na premissa da imobilidade de certos elementos incompatíveis como Al, Ti, HFSE e ETR (Barret & MacLean 1999). Por outro lado, diversos autores têm demonstrado variados graus de mobilidade para esses mesmos elementos (Pascual *et al.* 1997; Almodovar *et al.* 1998). Assim, em cada caso particular, é necessário testar a imobilidade dos elementos a serem utilizados, o que é feito a partir do estudo das correlações binárias (Figura 54) entre diferentes pares. Neste trabalho foram testadas correlações binárias entre  $TiO_2/Zr$ ,  $Al_2O_3/TiO_2$ , Zr/Hf e Zr/Nb, as quais apresentaram valores de  $r^2$

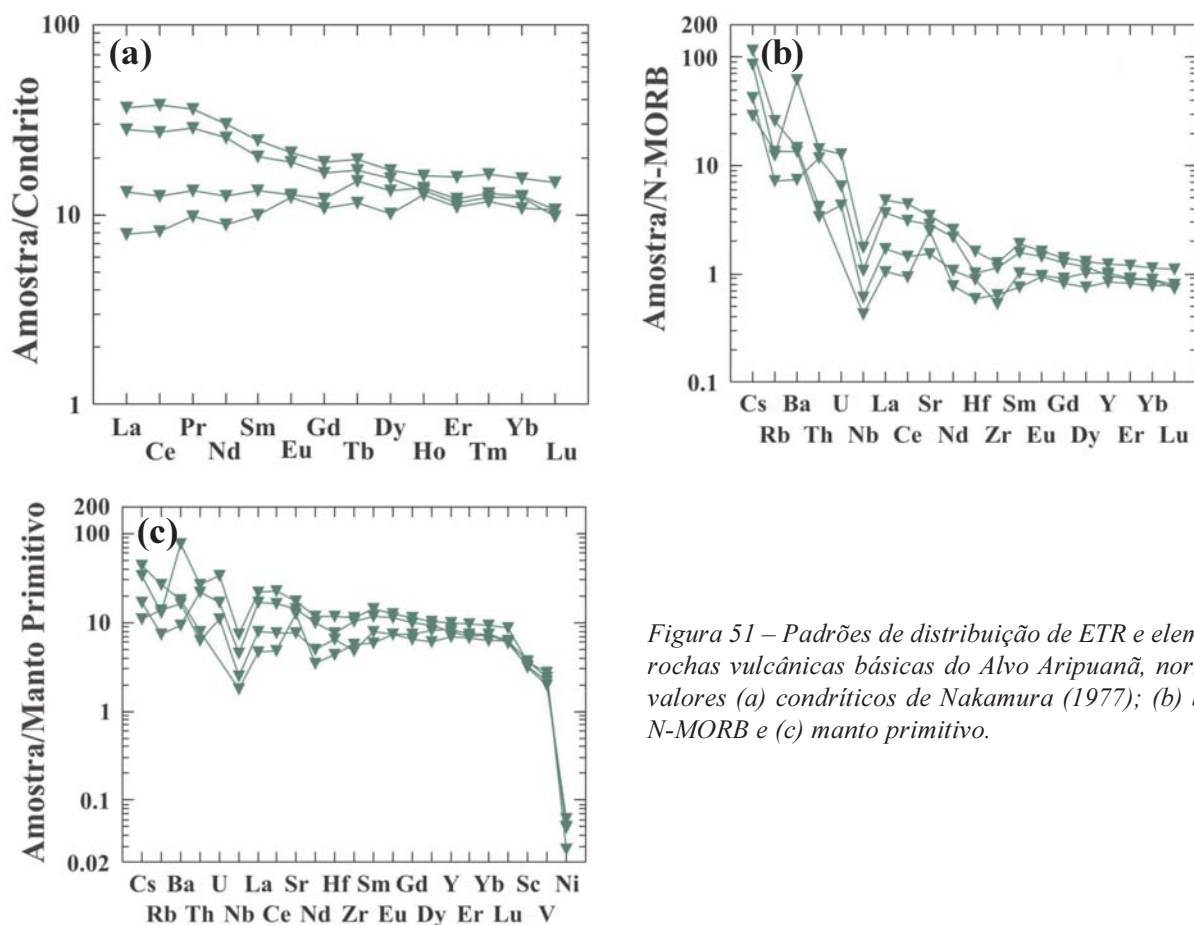


Figura 51 – Padrões de distribuição de ETR e elementos-traço das rochas vulcânicas básicas do Alvo Aripuanã, normalizados pelos valores (a) condríticos de Nakamura (1977); (b) basaltos do tipo N-MORB e (c) manto primitivo.

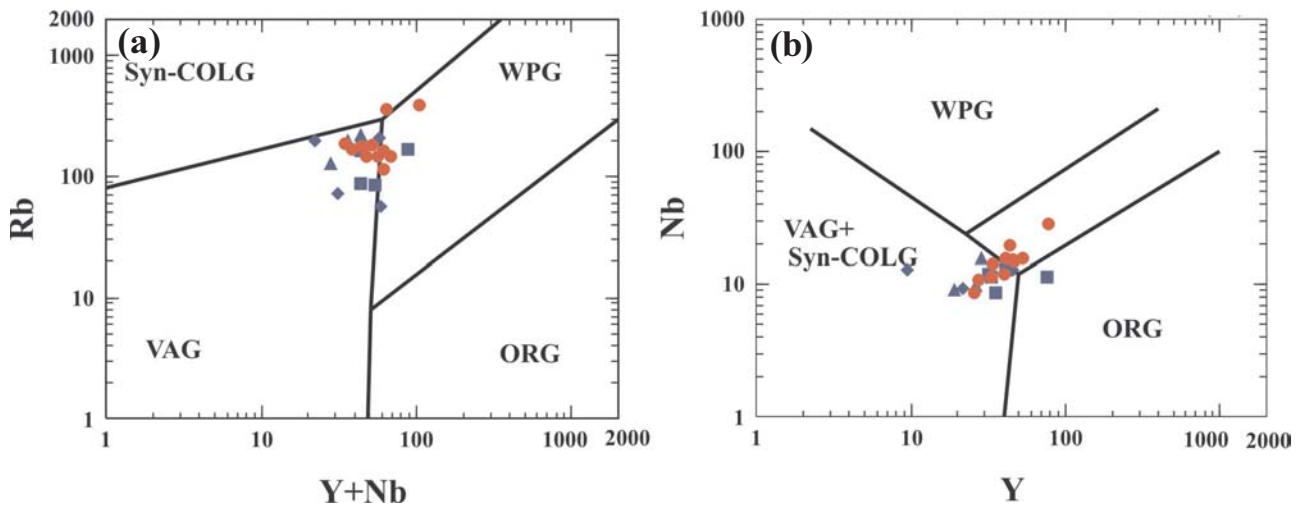


Figura 52 – Distribuição das rochas vulcânicas-vulcanoclásticas e graníticas do Alvo Aripuanã nos diagramas Rb versus Y+Nb (a) e Nb versus Y (b) propostos por Pearce *et al.* (1984).

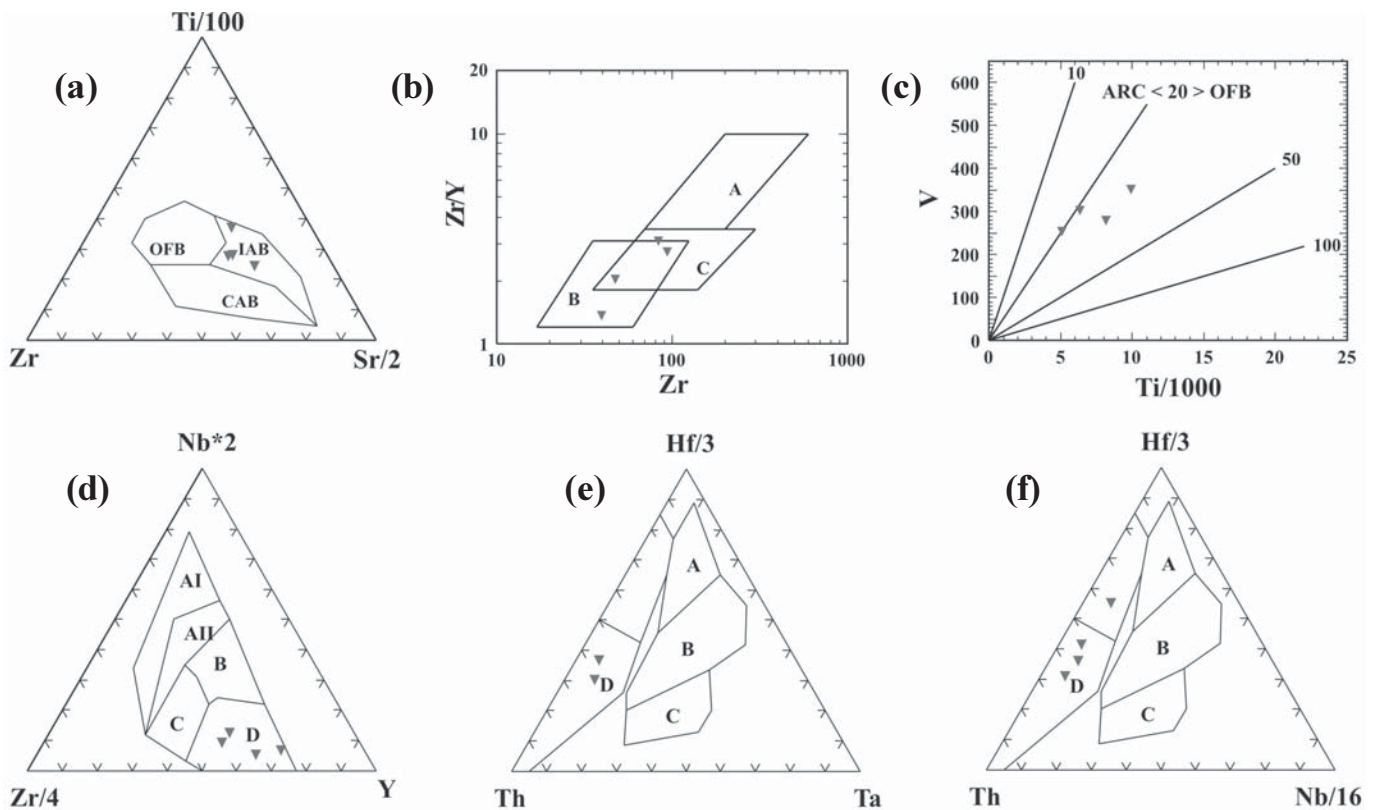


Figura 53 – Distribuição das rochas vulcânicas básicas do Alvo Aripuanã nos diagramas: Zr -Ti/100- Sr/2 (a) e log Zr/Y versus log Zr (b) (Pearce & Cann 1973); V versus Ti/1000 (Shervais 1982) (c); Zr/4 -Nb\*2 -Y (d) (Meschede 1986), Th- Hf/3 -Ta (e) e Th- Hf/3 -Nb/16 (f) (Wood 1980). Onde: OFB=basalto de fundo oceânico; iab=basalto de arco insular; cab=basalto de arco continental; A=basaltos intra-placa, b=basaltos de arcos insulares, c=basaltos do domínio N-MORB (**mid-ocean ridge basalt**); d=basaltos de margem de placa destrutiva e diferenciados.

entre 0,84 e 0,96, indicando comportamento razoavelmente imóvel. O enriquecimento ou empobrecimento destes elementos é principalmente devido ao aumento ou diminuição dos elementos considerados móveis. Correlações binárias entre Zr e SiO<sub>2</sub>, MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, Ba, Rb, Sr e ETR apresentam valores mais baixos de r<sup>2</sup>,

entre 0,66 e 0,34, demonstrando a mobilidade destes elementos durante a alteração hidrotermal. As maiores diferenças entre as rochas consideradas menos alteradas e as alteradas consistem em perdas de SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, Ba, Sr e Rb e ganhos significativos de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, MnO, CaO, LOI, Zn, Pb, Cu, Sb, As e Cd. Perdas ou ganhos



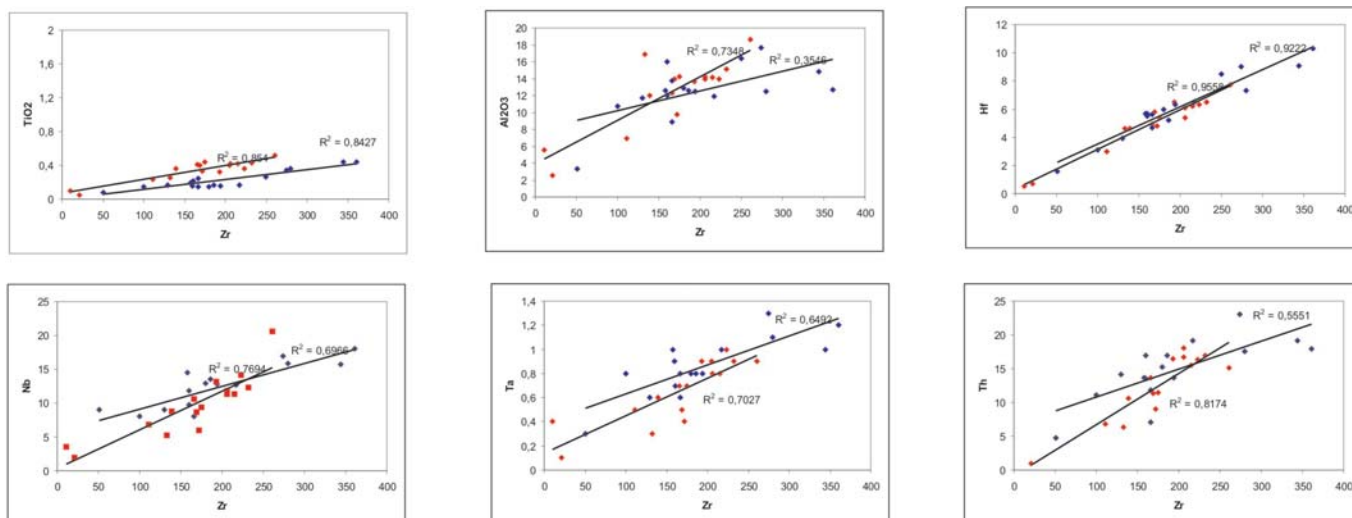


Figura 54 – Diagrama de correlações binárias de elementos HFSE da zona de alteração hidrotermal do Alvo Aripuanã.

de SiO<sub>2</sub>, Sr e Ba, bem como menores quantidades de Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O (Figura 59).

A alteração proximal, carbonática e clorítica, afeta significativamente as rochas originais, tendo em comum ganhos de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO e LOI, além dos metais Cu, Pb e Zn e perdas de SiO<sub>2</sub> e álcalis. Como esperado, a alteração carbonática difere da clorítica pelo ganho expressivo de CaO e, em menores quantidades, de MnO.

A utilização de índices de alteração na busca do grau de transformação de rochas vulcânicas félsicas, que hospedam depósitos do tipo VMS, foi primeiramente proposta por Ishikawa *et al.* (1976), depois aprimorada por Haussinger *et al.* (1993) e aplicada por outros pesquisadores, tais como Sanchez-España *et al.* (2000). O cálculo de índices de alteração para elementos maiores (IA<sub>maiores</sub>) e traços (IA<sub>traços</sub>), feito separadamente, melhora significativamente o reconhecimento da alteração hidrotermal. Os índices são calculados em base às seguintes equações:

$$IA_{\text{maiores}} = (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO}) / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \text{ e}$$

$$IA_{\text{traços}} = (\text{Zn} + \text{Cu} + \text{As} + \text{Sn}) / (\text{Zn} + \text{Cu} + \text{As} + \text{Sn} + \text{Sr} + \text{Ba} + \text{Rb})$$

O cálculo dos índices para rochas selecionadas da zona de alteração regional do entorno do Alvo Aripuanã resulta em valores entre 0,07 e 0,4 (Figura 61), o que, segundo os campos propostos por Haussinger *et al.* (1993), corresponde às rochas menos alteradas a sericitizadas, confirmando o caráter fracamente modificado a sericítico desta zona. Para a zona de alteração proximal, os índices obtidos variam entre 0,6 e 0,98 e plotam nos domínios de alteração hidrotermal mais intensa, de rochas cloritizadas e carbonatadas, comprovando-a como transformações mais significativas e associadas à mineralização sulfetada.

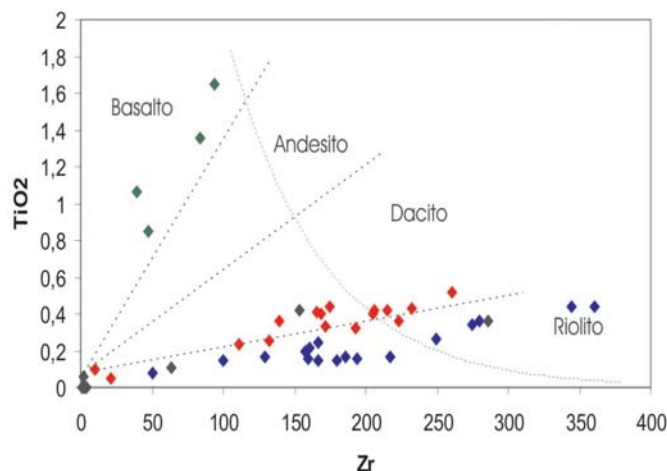


Figura 55 – Diagrama TiO<sub>2</sub>/Zr para as rochas da Seqüência Aripuanã, confirmando as composições dacíticas a riolíticas das rochas félsicas e basáltica das rochas máficas. O espalhamento a partir da linha de fracionamento evidencia ganhos e perdas de massa durante os processos de alteração hidrotermal.

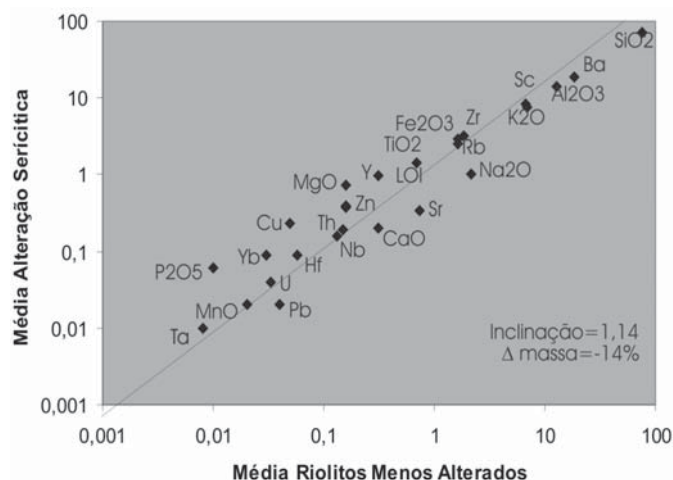


Figura 56 – Diagrama isocônico para a alteração sercítica.

Elementos Terras Raras

O padrão dos ETR de rochas afetadas pela alteração hidrotermal sericítica, normalizados em relação a condritos, estão apresentados na figura 62a. Para efeito de comparação, também foi plotado o envelope representativo daquelas amostras consideradas menos alteradas, tanto riolitos como dacitos, já que seus padrões não diferem significativamente. As rochas alteradas apresentam espalhamento vertical considerável e variações sensíveis na inclinação do perfil. Parte deste é considerado como reflexo das variações dos elementos mais móveis, o que concentra ou dilui residualmente seus valores (Liaghat & McLean 1995). O componente de dispersão pode ser eliminado pela normalização de cada perfil por Lu, considerado o mais imóvel dos Terras Raras (McLean 1988). A figura 62b demonstra que parte do espalhamento encontrado nos padrões dos ETR deve ser oriunda de alguma mobilização que cresce, de forma regular, de Lu a La. As anomalias negativas de Ce são atribuídas à alteração hidrotermal, como componente proveniente da água do mar.

A alteração carbonática produz modificações mais significativas no padrão dos ETR em comparação às amostras consideradas menos alteradas (Figura 62c), caracterizadas por empobrecimento significativo de ETR leves e pesados e anomalias positivas de Eu. Além disto, existe também mudança na inclinação dos perfis, confirmada pela normalização relativa a Lu (Figura 62d). Neste tipo de alteração também fica evidenciada a maior mobilidade de ETR leves e médios com relação a pesados.

Na alteração clorítica o espalhamento vertical persiste (Figura 62e), de forma semelhante ao que ocorre com a atuação da alteração sericítica, indicando que uma parte pode ser proporcional a ganhos e perdas de elementos mais móveis, e outra derivada da mobilidade em especial de ETR leves e médios (Figura 62f).

A perda de ETR leves e médios da rocha para o fluido hidrotermal parece ocorrer nas porções de mais alta temperatura da zona de alteração, as quais são comumente centro de *pipes*, muito próximas das zonas mineralizadas (Campbell *et al.* 1984, McLean 1988). A adição de Eu, caracterizada por suas anomalias positivas, tem sido interpretada como proveniente das altas razões fluido/rocha, em temperaturas em torno de 350° C.

Geoquímica da mineralização

As características químicas do minério do Alvo Aripuanã foram delineadas em base ao estudo de amostras coletadas nos furos FAREX 56, 25 e 12. As zonas mineralizadas nos dois primeiros furos estão envolvidas pela alteração hidrotermal da clorita, enquanto no último o

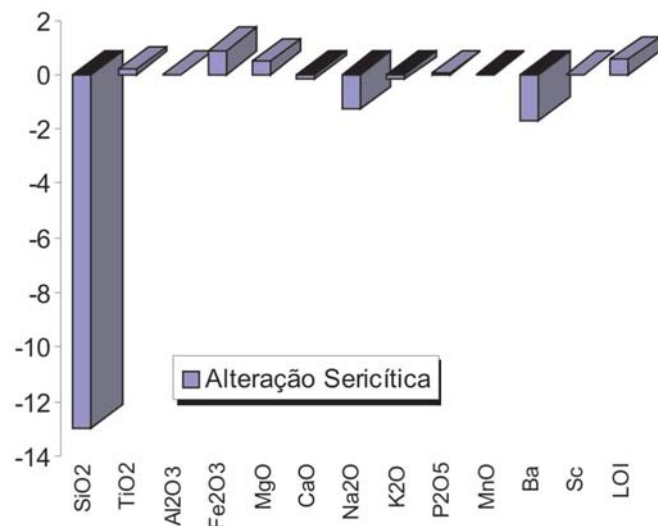


Figura 57 – Diagrama de variação de massa para a alteração sericítica.

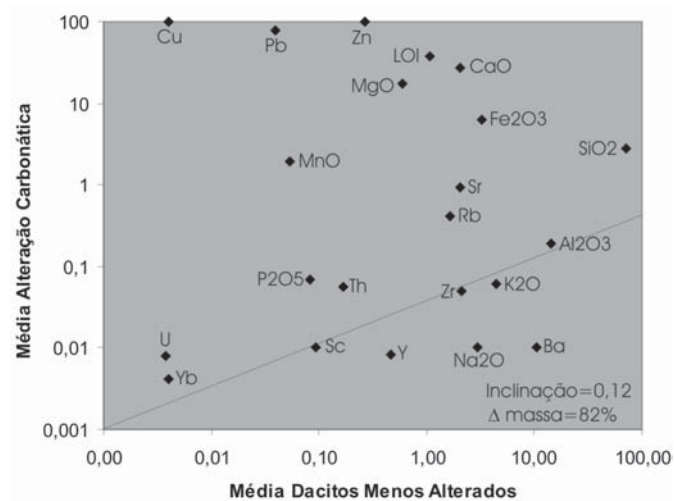


Figura 58 – Diagrama isocônico para alteração carbonática.

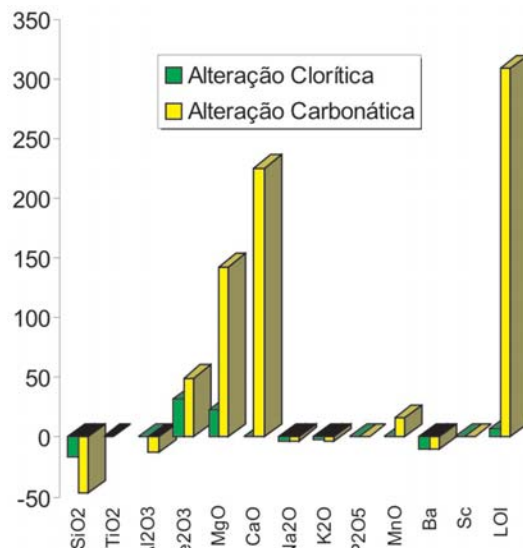


Figura 59 – Diagrama de variação de massa para as alterações carbonática e clorítica.

envelope mineralizado é amplamente dominado pela zona de alteração carbonática.

Os dados químicos para elementos maiores, menores, traços e ETR da zona de alteração hidrotermal do Alvo Aripuanã estão apresentados nas tabelas 21, 22 e 23.

#### Furo FAREX 56

Neste furo a zona mineralizada atinge espessura da ordem de 36 metros, distribuídos em dois intervalos principais situados, respectivamente, entre 154,00-167,00 e 178,00-187,00 m.

Com relação aos elementos maiores, a zona mostra forte empobrecimento em  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{Na}_2\text{O}$  e enriquecimento em  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$  e subordinadamente  $\text{CaO}$ .

Quanto aos metais (Figura 63), Zn varia entre 2,3% e mais de 10%, mostrando correlação positiva com Pb (> 1%), Ag (74 ppm e algo mais do que 200 ppm), Cd (entre 250 e 786 ppm) e pouco menos significativamente com Sb (entre 209 e 290 ppm). Au apresenta correlação positiva com Cu no intervalo mineralizado mais raso e negativa com todos os metais no intervalo mais profundo. Os teores de Au variam de 0,5 ppb a 266 ppb. Cu (0,15 e 0,34%) mostra correlação negativa com a ampla maioria dos metais, sendo que neste furo seus maiores teores limitam o início da zona enriquecida em Zn no intervalo mais raso e o seu fim no intervalo mais profundo, confirmando a presença de dobramento sinclinal. Sn, W, Bi, As, Tl e Se se apresentam com baixos teores, ora muito próximos ou abaixo do limite de detecção do método, ora menores do que os teores médios encontrados nas rochas hospedeiras. Ni e Co, com teores entre 0,1 e 57 ppm e 0,8 e 35 ppm, respectivamente, mostram correlação positiva entre si e negativa com Cu, sugerindo sua incorporação em outras fases sulfetadas que não a calcopirita, como pirrotita ou pirita. No entanto, análises de microsonda eletrônica não revelam teores anômalos desses metais nesses sulfetos (Tabelas 7-11), possivelmente por estarem presentes em concentrações abaixo do limite de detecção do método analítico.

Os ETR, normalizados a condritos (Figura 64a), apresentam quatro padrões distintos quando comparados ao envelope representativo das rochas hospedeiras consideradas como menos alteradas. O primeiro grupo, correspondente às amostras FAREX-56-178,50 e 187,10, apresenta padrão fracionado, marcado por leve enriquecimento em ETRL e anomalia negativa de Eu, similar ao envelope derivado da média das rochas consideradas como menos alteradas. O segundo grupo, amostras FAREX-56-153,30 e 154,40, diverge da média das rochas menos alteradas unicamente pelo enriquecimento seletivo de Eu. O terceiro grupo, encontrado nas amostras FAREX-56-178,85 e 188,23, registra o empobrecimento tanto de ETRL

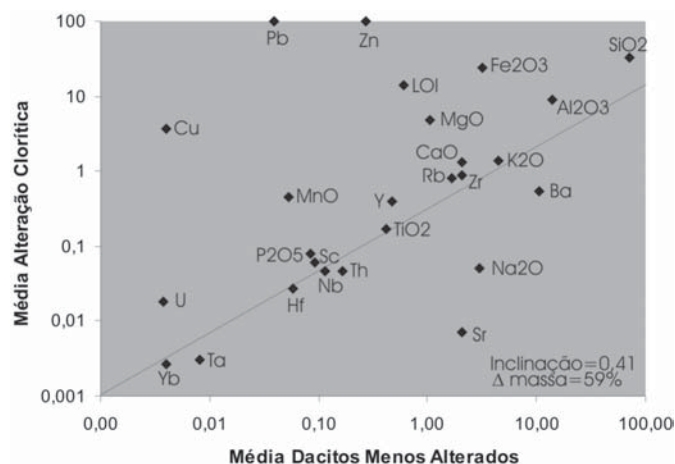


Figura 60 – Diagrama isocônico para alteração cloritica.

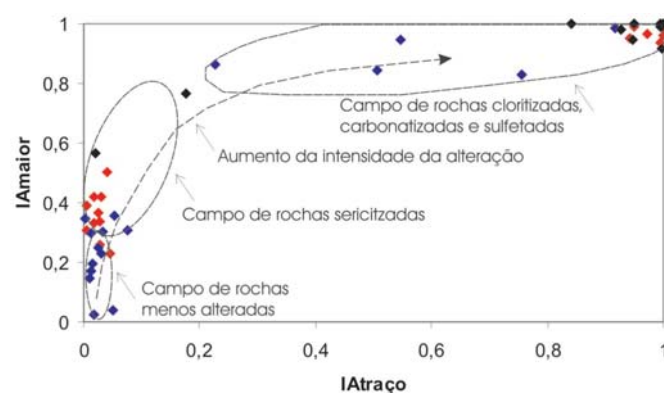


Figura 61 – Diagrama  $IA_{maior}$  versus  $IA_{menor}$  mostrando os campos característicos das rochas menos alteradas, sericitizadas, cloritizadas e carbonáticas do Alvo Aripuanã. Losângulos azuis-riolitos, vermelhos-dacitos e pretos-sulfetos.

quanto de ETRP, anomalia positiva de Eu e leve enriquecimento em ETRM. O último padrão foi encontrado na amostra FAREX-56-154,70, marcado por significativo empobrecimento em ETRP e distribuição paralelizada ao envelope das rochas menos alteradas em termos de ETRL.

#### Furo FAREX 12

Neste furo foram reconhecidos dois intervalos mineralizados, um situado entre 41,00 e 48,00 e o segundo em 65,00 metros.

No primeiro intervalo os elementos maiores são caracterizados por empobrecimento em  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  e  $\text{CaO}$  e enriquecimento significativo em  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , LOI e  $S_{(total)}$ . A distribuição dos metais mostra que o minério é rico em Zn (2,8 a 8,0%), apresentando correlação positiva com Pb (>1%), Ag (>200 ppm), As (1593 ppm), Cd (304 ppm), Sb (144 ppm), Bi (34 ppm) e Au (1695 ppb) e negativa com Cu (901 ppm). Sn, Ba e W se apresentam com teores muito baixos, sendo os dois primeiros sempre inferiores ao limite de detecção (< 0,1 ppm e < 0,5 ppm)

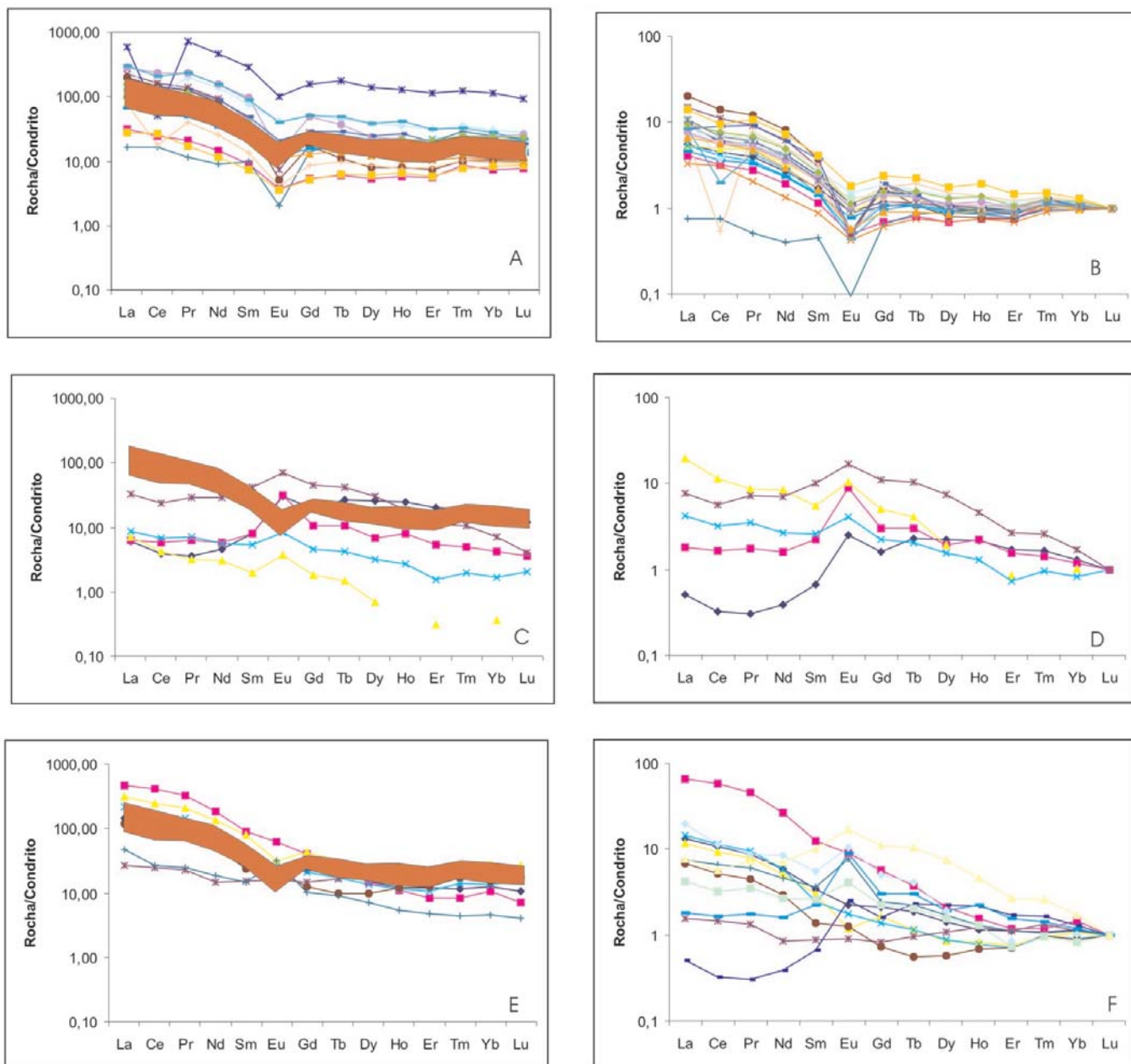


Figura 62 – Diagrama normalizado a condrito de rochas afetadas pela alteração sericítica em (a), carbonática em (c) e clorítica em (e). Diagrama normalizado aos valores de Lu de rochas da zona de alteração sericítica em (b), carbonática em (d) e clorítica em (f). Para comparação, o envelope da distribuição de rochas consideradas como menos alteradas está apresentado em cor laranja.

e o último com teores menores do que na maioria das encaixantes, entre 0.3 e 2 ppm.

No segundo intervalo os elementos maiores mostram empobrecimento em  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e enriquecimento em  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{S}_{(\text{total})}$ ,  $\text{CaO}$  e  $\text{MgO}$ , sendo os dois últimos em marcante contraste com as relações observadas no primeiro intervalo. Em ambos é marcante o fato de que as zonas mais ricas, tanto em Zn como em Cu, não se associam aos maiores teores de  $\text{CaO}$  encontrados na zona de alteração carbonática como um todo, nos quais seus teores variam entre 26 e 30%.

A distribuição dos metais indica que o minério é rico em Zn (3,1%) e Cu (7,8%), os quais mostram correlação positiva com Pb (> 1%), Ag (81 ppm), As (222 ppm), Cd (207 ppm) e Au (405 ppb). Há contrastante empobrecimento em Sb (5 ppm) e Bi (0,5 ppm) com relação ao intervalo anterior. Sn, Ba e W permanecem com baixos teores, os dois primeiros abaixo do limite de detecção, menores que 0,1 e 0,5 ppm, respectivamente, e o terceiro entre 0,3 e 1,9 ppm (Figura 65)

Os ETR apresentam dois padrões distintos quando comparados ao envelope das rochas menos alteradas

Tabela 21 – Dados químicos de elementos maiores, Ba, Ni, e Sc para a zona mineralizada do Alvo Aripuanã.

Amostra	56-154.40	56-154.70	56-67.00	56-70.03	56-178.50	56-178.85	56-181.93	56-183.23	56-187.10	12-48.26	12-61.80	12-67.51	25-149.73	25-167.50
SiO <sub>2</sub>	6,86	29,39	54,6	12,9	30,19	0,8	44,09	35,43	26,2	0,78	4,64	11,5	47,83	9,67
TiO <sub>2</sub>	0	0	0,09	0	0,05	0	0,23	0	0,25	0	0	0	0,11	0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	0,3	10,48	0,31	2,58	0,07	6,94	0,22	16,85	0,11	0,34	0,09	4,36	3,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,28	32,31	8,84	6,01	17,28	26,25	15,04	14,69	41,19	6,02	7,66	7,54	15,62	30,78
MgO	0,59	0,48	13	11,13	9,84	0,85	22,7	13,81	10,15	14,4	16,86	19,75	18,67	3,5
CaO	14,29	0,08	5,91	37,46	1,91	2,77	1,89	4,72	0,14	26,2	27,57	24,62	7,25	24,81
Na <sub>2</sub> O	<.01	<.01	0,14	0,04	0,08	0,01	0,06	0,03	<.01	<.01	0,02	<.01	0,11	0,03
K <sub>2</sub> O	0,15	0,22	1,51	0,11	1,85	<.02	1,45	<.02	0,8	<.02	0,19	<.02	3,15	1,99
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<.01	0,05	0,06	<.01	0,02	0,01	0,14	<.01	0,09	0,1	0,03	0,13	0,08	0,06
MnO	0,47	0,15	0,6	2,47	0,58	0,4	0,33	0,33	0,49	2,6	2,38	1,11	0,66	0,09
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<.001	<.001	<.001	<.001	<.001	<.001	<.001	<.001	<.001	<.001	<.001	<.001	0,002	<.001
Ba	14	<5	41	<5	68	<5	38	5	58	<5	<5	<5	59	52
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Sc	<1	1	10	<1	3	<1	10	1	5	1	2	1	3	3
LOI	8	11,6	4	28,2	5,5	11,7	5,9	<.1	3,2	34,3	39,8	34,5	1,3	<.1
TOT/C	3,3	0,09	0,54	9,85	0,02	1,17	0,04	0,02	0,03	11,87	9,8	10,93	0,03	0,04
TOT/S	25,83	25,09	0,01	0,58	11,38	27,81	2,31	12,65	8,7	1,95	<.01	1,03	1,91	15,87
SUM	64,9	74,59	99,23	98,64	69,89	42,88	98,78	69,13	99,37	84,51	99,5	99,24	99,15	66,76

Tabela 22 – Dados químicos de Elementos Terras Raras para a zona mineralizada do Alvo Aripuanã.

Amostra	56-154.40	56-154.70	56-167.00	56-170.03	56-178.50	56-178.85	56-181.93	56-183.23	56-187.10	12-48.26	12-61.80	12-67.51	25-149.73	25-167.50
La	31,5	16	32,5	2,1	10,5	1,9	29,4	<.5	22,8	63,4	5,7	114,8	10,9	10,6
Ce	58,5	29,6	72,2	5	19,1	3,6	69,2	1	38	101,9	14,4	158,3	20,6	20,4
Pr	6,62	3,4	7,75	0,7	2,23	0,47	10,12	0,22	4,41	9,72	1,98	14,58	2,16	3,3
Nd	24,8	13,7	28,8	3,6	7,9	1,8	47,8	1,5	17,4	29,4	8,7	45,1	7,3	18,5
Sm	6,1	3	4,9	1,6	1,9	0,6	17,7	0,7	3,8	3,9	2,1	6,4	1,7	8,4
Eu	3,38	0,53	3,29	2,41	0,69	0,59	4,99	0,42	0,59	1,44	1,49	2,74	0,71	5,34
Gd	7,7	2,46	3,59	2,95	2,18	0,75	17,51	0,65	3,71	2,57	3,03	3,23	1,68	12,63
Tb	1,41	0,26	0,55	0,5	0,51	0,12	3,09	0,14	0,5	0,23	0,42	0,29	0,28	1,99
Dy	6,65	0,94	3,18	2,36	2,15	0,62	17,59	0,68	2,95	1,22	2,02	0,9	1,59	10,56
Ho	0,95	0,08	0,61	0,56	0,44	0,1	2,91	0,13	0,58	0,14	0,46	0,11	0,26	1,33
Er	1,98	0,22	1,99	1,23	1,4	0,2	7,87	0,37	2,04	0,33	0,88	0,12	0,91	2,49
Tm	0,22	<.05	0,32	0,15	0,16	<.05	0,84	0,06	0,36	<.05	0,12	<.05	0,16	0,32
Yb	1,35	0,11	2,62	0,93	1,05	0,14	5,33	0,25	1,95	0,28	0,77	0,23	0,83	1,54
Lu	0,17	0,01	0,33	0,12	0,11	0,01	0,6	0,05	0,34	0,02	0,1	0,01	0,15	0,14

(Figura 64b). O primeiro, reconhecido nas amostras FAREX-12-48,26 e 65,29, é caracterizado por subparalelismo com o envelope das rochas menos alteradas, mas diferindo pelo menor conteúdo total de ETR e pela presença de anomalias positivas de Eu, Ho e Tm na amostra 65,29 e pela anomalia negativa de Eu na amostra 41,42. O segundo padrão, representado pela amostra FAREX-12-48,26, é marcado pelo paralelismo

de ETRL e empobrecimento de ETRP e anomalia positiva de Eu.

#### Furo FAREX 25

Neste furo é registrada a ocorrência de dois tipos distintos de mineralização. O primeiro situado a 143,40 e o segundo a 167,00 metros de profundidade, marcados, respectivamente, por lente de sulfeto maciço subparalela a



Tabela 23 – Dados químicos de elementos menores para a zona mineralizada do Alvo Aripuanã.

Amostra	56- 154.40	56- 154.70	56- 167.00	56- 170.03	56- 178.50	56- 178.85	56- 181.93	56- 183.23	56- 187.10	12- 48.26	12- 61.80	12- 67.51	25- 149.73	25- 167.50
Co	19	< .5	2	2,4	17,3	24,1	4,1	15,8	35,5	6,6	1,7	10,1	27,1	37,5
Cs	0,3	0,6	2,4	0,2	5	< .1	3,4	< .1	1,3	< .1	1	< .1	11,6	9,8
Ga	0,9	0,7	13,2	1,8	4,2	1,4	6,6	< .5	20,1	2,3	2	0,9	8	23,6
Hf	< .5	< .5	4,2	< .5	0,7	< .5	3	< .5	4,6	< .5	< .5	< .5	2,1	< .5
Nb	< .5	< .5	3,9	< .5	2	< .5	6,8	< .5	5,3	< .5	< .5	< .5	3,3	0,6
Rb	7,9	11,8	87,6	4,6	115,7	1	86,1	1,1	40,9	0,7	15,1	0,6	264,4	168
Sn	< 1	1	2	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	2	12
Sr	23,3	< .5	18,4	79,4	0,6	9,1	1	2,2	< .5	81,6	127,6	88,7	2,9	15,7
Ta	< .1	< .1	0,5	< .1	0,1	< .1	0,5	< .1	0,3	< .1	< .1	< .1	0,1	< .1
Th	< .1	0,1	8,8	< .1	1	< .1	6,8	< .1	6,3	1,9	< .1	0,1	2,8	0,2
U	0,4	0,5	2,8	0,2	0,9	< .1	2,5	0,2	2	1,5	< .1	1,2	1,5	1,8
V	< 5	5	22	5	11	< 5	20	< 5	21	5	< 5	< 5	9	6
W	0,2	5,2	0,3	36,6	1	2,5	21	< .1	1,1	0,2	< .1	0,3	0,1	11,8
Zr	1,6	2	119,9	1,4	20,9	1,2	110,7	1,4	132,5	2,3	2,8	1,7	63,5	1,7
Y	39	4,4	19,9	19,4	15,2	2,5	83,6	5	20,3	7,4	14,5	4,2	9,7	59,5
Mo	8,3	6,2	7,5	0,5	1,1	4	3,9	1	13,7	19,5	1	4,8	6,4	40,8
Cu	3403,9	223,6	404,3	129,9	350,6	154,7	71,5	318,5	692,8	989,1	10,8	38095,3	1727,6	61738,1
Pb	>9999	>9999	>9999	3833	>9999	>9999	>9999	2528,3	>9999	>9999	>9999	>9999	>9999	42,5
Zn	23749	80189	>99999	30349	29650	>99999	>99999	2768	>99999	80519	28001	71217	>99999	267
Ni	25,4	11,9	15,2	1,4	3,2	2	3,2	2,3	2,4	11,5	< .1	0,3	12,6	25,3
As	2,6	299	2,4	2,4	2,2	2,3	2,5	1,8	2,6	1593,7	67,1	222,8	75	3,7
Cd	76,2	251,9	559,1	91,5	93,5	567,6	786,3	7,9	495,3	304,4	84,5	207,9	289,4	1
Sb	45,6	229,2	290,2	16,1	27	34	209,1	2,2	17,2	144,1	89,5	5	220,6	0,9
Bi	2,1	1,2	1,1	1,3	2	1,2	0,1	1,4	1,8	34	0,1	0,5	0,2	5,3
Ag	73,1	172,6	>200	28,6	64,1	52,3	>200	2,8	62,6	>200	108,7	81,8	>200	13,3
Au	48,8	142,5	93,4	17,3	266,2	259,5	65,5	13,5	70,3	1695,9	239,2	405,2	857,3	1783,5
Hg	0,9	3,47	6,75	0,76	0,3	1,6	3,19	0,07	3,44	0,73	0,42	0,47	4,3	0,19
Tl	0,5	0,2	0,2	0,1	0,9	1,3	0,1	1	0,1	5,6	0,1	0,1	3,3	1,7
Se	1,8	1,3	< .5	0,5	2	5,9	< .5	1,5	104,5	4,5	< .5	1,3	< .5	253,7

Obs.: A exceção do Au em ppb os demais elementos estão apresentados em ppm.

S<sub>0</sub> e rica em Zn, e por sulfetos disseminados em zona de *stringer* e ricos em Cu.

Os elementos maiores mostram comportamento similar em ambas as zonas, caracterizado por empobrecimento em SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e álcalis, enriquecimento notável em Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, S<sub>(total)</sub> e CaO, e moderado em MgO.

A distribuição dos metais na zona superior (Figura 66) mostra Zn com teores maiores que 10%, apresentando correlação positiva com Pb (>1%), Ag (>200 ppm), Cd (289 ppm), As (75 ppm), Sb (220 ppm), Hg (4.3 ppm) e Au (857 ppb). Cu mostra enriquecimento relativo nesta zona, com teor de 0,17%. Bi, Se, W e Sn apresentam-se com baixos teores, similares a algumas das hospedeiras.

Na zona de *stringer* o minério é rico em Cu, com teor de 6,7%, mostrando correlação positiva com Bi (5,3 ppm), Au (1783 ppb), Sn (12 ppm) e Se (253 ppm) e negativa com Pb (42 ppm), Zn (267 ppm), Ag (13,3 ppm), Cd (1,0 ppm) e Sb (0,9 ppm).

Os ETR na zona superior mostram padrão subparalelizado ao do envelope das rochas menos alteradas, à exceção de anomalia positiva de Eu. Na zona inferior o padrão é caracterizado por anomalia positiva de Eu, enriquecimento em ETRM, padrão subparalelizado de ETRL e levemente empobrecido em Yb e Lu (Figura 64c).

Os dados apresentados anteriormente permitem traçar arcabouço razoavelmente compreensível para a distribuição dos elementos maiores, traços, ETR e metais das zonas mineralizadas. As principais diferenças, em termos de elementos maiores, encontradas entre as rochas consideradas menos alteradas e aquelas das zonas mineralizadas consistem no empobrecimento em SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e álcalis, e enriquecimento em Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO e LOI. As zonas mais enriquecidas, principalmente em Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e secundariamente em MgO e CaO, são sempre proximais e localizadas especialmente no *footwall* do Alvo Aripuanã, à semelhança do que ocorre com depósitos mundiaismen-

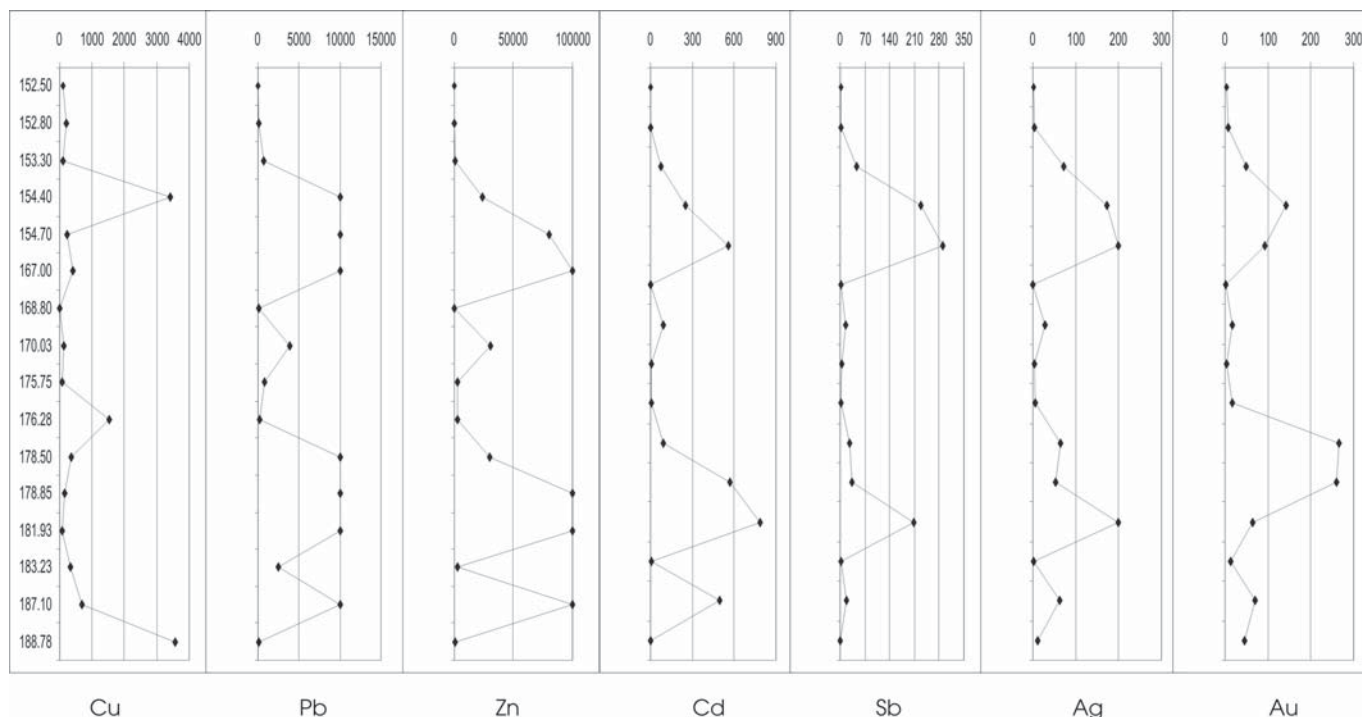


Figura 63 – Distribuição dos principais metais ao longo das zonas mineralizadas do Furo FAREX56. À exceção dos resultados de Au apresentados em ppb, os demais estão em ppm.

te distribuídos do tipo VMS (Gibbson & Kerr 1993). Modificações similares percebidas no *hangingwall* do depósito atestam a longevidade da célula de convecção hidrotermal, mesmo após a formação dos corpos mineralizados.

A distribuição dos metais mostra zoneamento característico da razão Cu/Cu+Zn, como observado em depósitos do tipo VHMS (Franklin *et al.* 1981): os maiores valores da razão ocorrem na zona de *stringer*, representativa do conduto principal de acesso do fluido hidrotermal (Ohmoto *et al.* 1996), diminuindo gradativamente em direção às lentes ricas em Zn.

As correlações positivas encontradas especialmente entre Zn, Pb e Ag sugerem a co-precipitação de esfalerita, galena e tetraedrita, indicando regime de fluidos levemente ácidos, Ph entre 4-5 e com marcado decréscimo de temperatura (< 250°C), o que, segundo Ohmoto (1983), seria favorecido pela mistura de fluido hidrotermal aquecido com água do mar fria. Entretanto, segundo os mesmos autores, o decréscimo de temperatura pode não ser o único responsável pela co-precipitação dos sulfetos de Zn, Pb e Ag, que parece ser fortemente influenciada pela razão molar  $\Sigma_{\text{metal}}/\text{H}_2\text{S}$  do fluido hidrotermal. Quando esta razão é muito menor do que 1, isto é, havendo excesso de  $\text{H}_2\text{S}$ , existe a precipitação de mais de uma fase sulfetada com a conseqüente formação de mineralização polissulfetada, o que é o caso do Alvo Aripuanã. Adicionalmente, Ohmoto *et al.* (1996) demonstram que a razão  $\Sigma_{\text{metal}}/\text{H}_2\text{S}$  de fluidos desenvolvidos em terrenos vulcâ-

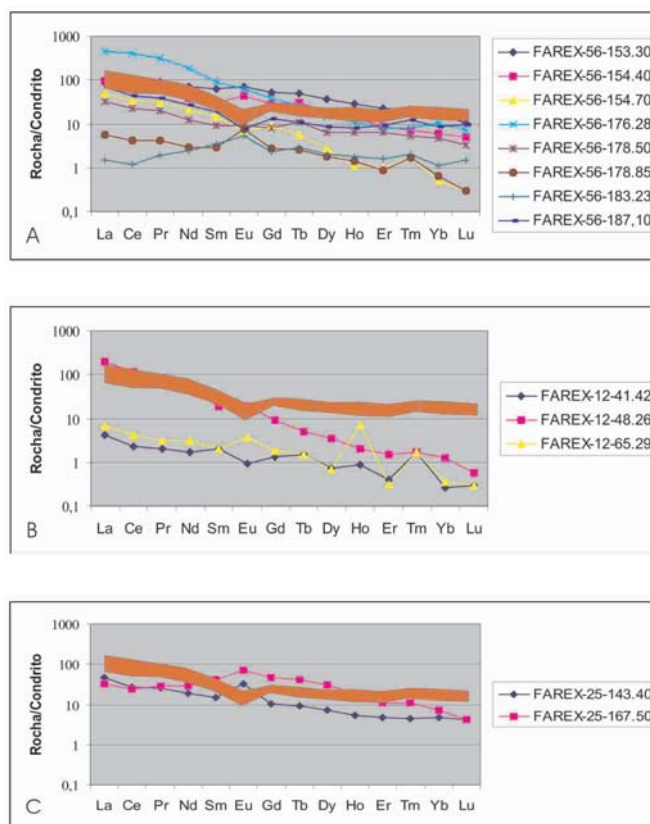


Figura 64 – Distribuição de ETR nas zonas mineralizadas dos furos FAREX 56, 12 e 25. Para comparação o envelope da distribuição de rochas menos alteradas está apresentado em cor laranja.

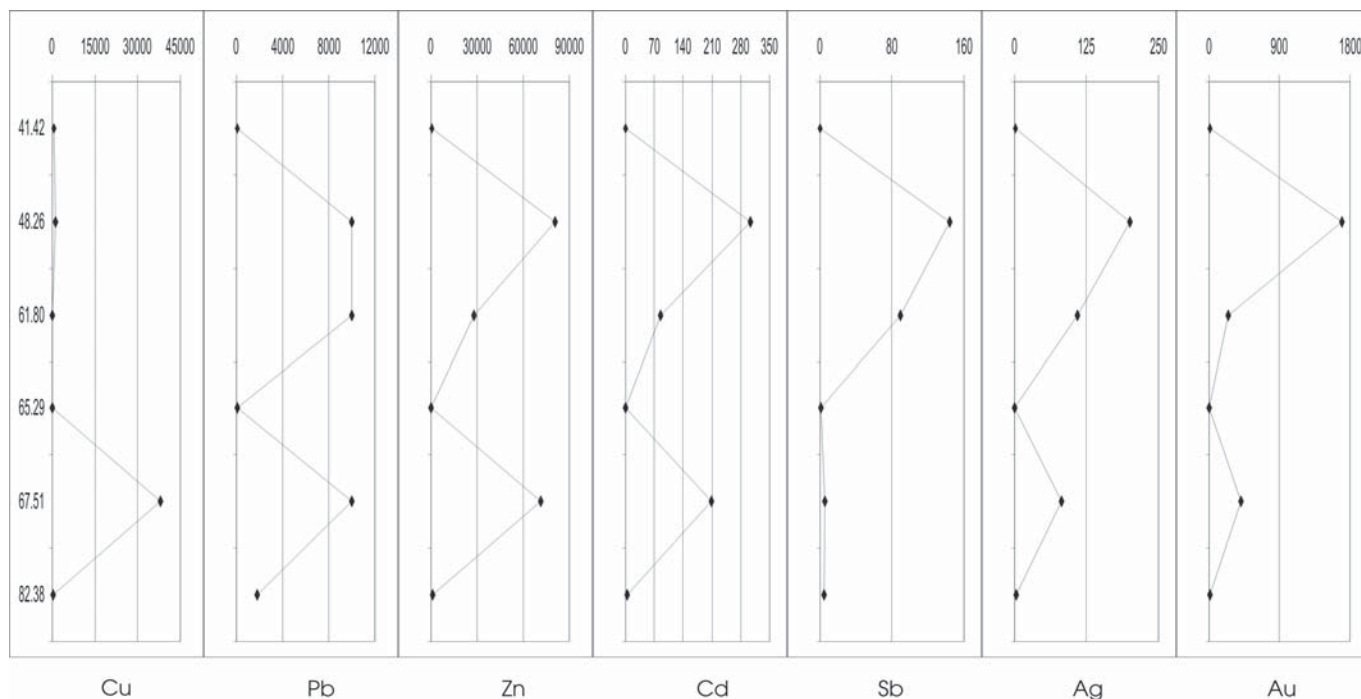


Figura 65 – Distribuição dos principais metais ao longo da zona mineralizada do Furo FAREX 12. Au em ppb, os demais elementos em ppm.

nicos félsicos é menor do que 1 somente em temperaturas maiores ou semelhantes a 200°C, condições também semelhantes às encontradas no Alvo Aripuanã.

O comportamento de Cobre, em grande parte excluído com relação aos outros metais maiores (Zn, Pb e Ag), indica sua precipitação em condições distintas. Franklin (1986) e Lydon (1988) demonstram que a solubilidade de  $\text{CuCl}_2$  tende a decrescer muito mais rapidamente do que a de  $\text{ZnCl}_2$  com o abaixamento da temperatura de um fluido hidrotermal, levemente ácido, a temperaturas entre 300 e 350°C. Segundo os autores, o decréscimo da temperatura ocorre por meio da mistura do fluido hidrotermal com a água do mar ou pela sua ebulição, propiciando a precipitação de Cu abaixo do fundo oceânico, formando a zona de *stringer*, e a precipitação posterior de Zn no assoalho oceânico.

A zona rica em Cu e Zn, como aquela encontrada na amostra FAREX-56-153,30, é interpretada como resultado da substituição incompleta de Cu por Zn por processos de refinamento (*zone refining process*; Eldridge *et al.* 1983) durante o reaquecimento do sistema hidrotermal, à semelhança do que é descrito para os depósitos VMS de Millenbach (Knuckey *et al.* 1982) e Kuroko (Eldridge *et al.* 1983). Essa interpretação também é confirmada pela existência da textura de *chalcopyrite de-sease* descrita na petrografia do minério.

O comportamento do Au é registrado em duas associações distintas. Uma, com a mineralização rica em Zn, Pb e Ag, onde seus teores variam entre 0,8 e 1,69 g/t e a segunda, acompanhando a mineralização rica em Cu na

zona de *stringer* com teor de 1,78 g/t. Este comportamento tem sido registrado em vários depósitos de VMS, tanto do Arqueano quanto mais modernos (Knuckey *et al.* 1982, Large *et al.* 1989). Modelo termodinâmico para fluidos vulcanogênicos proposto por Large *et al.* (1989) sugere que o Au encontrado em lentes ricas em sulfetos de Zn foi transportado como  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ , enquanto Au associado a Cu em zonas de *stringer* e na base de sulfetos ricos em Zn foi transportado como  $\text{AuCl}_2^-$ , tendo a variação do pH e da  $f\text{O}_2$  como dois importantes controles na deposição de Au. Altos teores de Au em zonas de sulfetos ricos em Zn são promovidos por fluidos de baixa temperatura, entre 150°C e 275°C, oxidados e com pH neutro, enquanto altos teores de Au em zonas de *stringer* são promovidos por fluidos hidrotermais de alta temperatura, entre 275°C e 350°C, e relativamente oxidados e ácidos.

Ag e outros metais menores, como Cd e Sb, acompanham os maiores teores de Zn, enquanto Bi segue preferencialmente Cu. Teores significativos de Bi, Hg e Se podem indicar contribuição direta de fluidos magmáticos, mas também poderiam ser lixiviados da pilha vulcânica subjacente.

Os padrões normalizados a condrito dos ETR encontrados nas zonas mineralizadas são representativos de modificações superimpostas nas alterações de caráter regional, as quais foram marcadas principalmente por variações verticais, indicando enriquecimento/empobrecimento relativo em função de ganho ou perda dos elementos mais móveis. Assim, as principais características

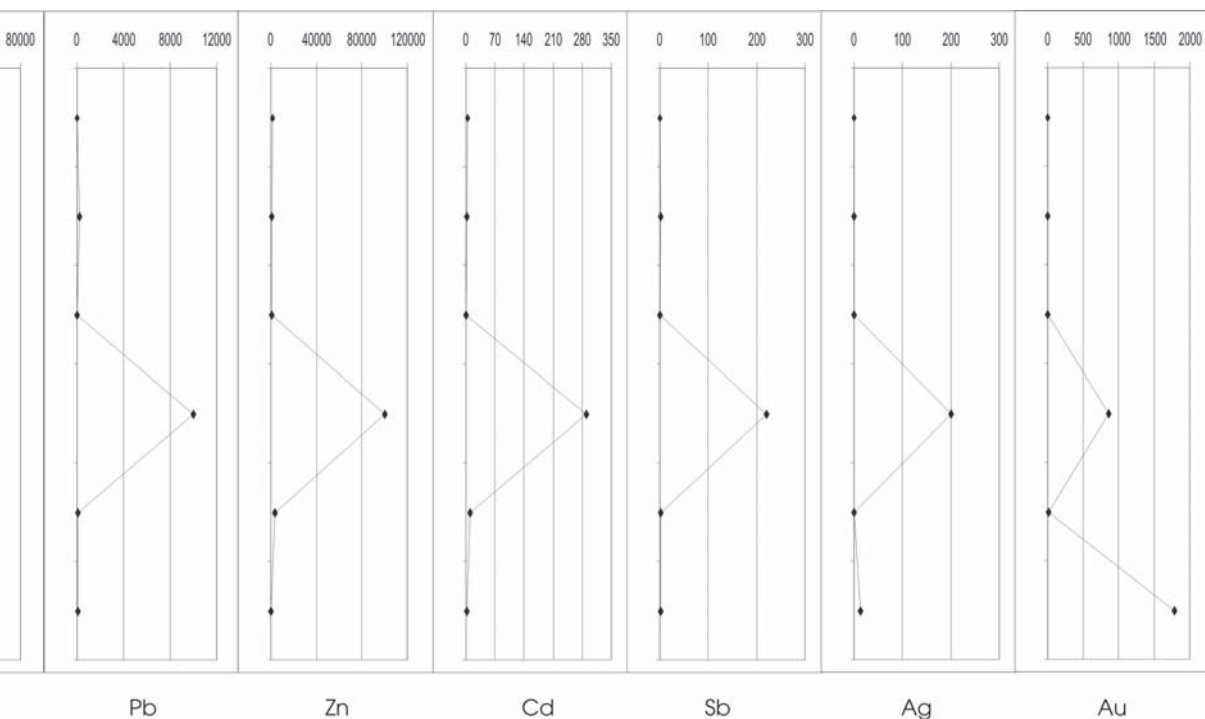


Figura 66 – Distribuição dos principais metais ao longo da zona mineralizada do Furo FAREX 25. Au em ppb, os demais elementos em ppm.

dos ETR nas zonas mineralizadas correspondem a variações de ETRL e anomalias positivas de ETRM, principalmente Eu, a despeito de ganhos ou perdas dos outros ETRP. O fracionamento com empobrecimento de ETRL é característico de zonas que experimentaram lixiviação em altas temperaturas (MacLean 1988) por fluidos com características redutoras. O enriquecimento em ETRL corresponde à sua deposição a partir do abaixamento da temperatura e da oxidação dos fluidos por interação com a água do mar, possivelmente evoluída (Barret *et al.* 1991). As anomalias positivas de Eu são consideradas como resultado da lixiviação de rochas encaixantes por fluidos hidrotermais de altas temperaturas ( $> 250^{\circ}\text{C}$ ), alta taxa fluido/rocha, em condições redutoras em que  $\text{Eu}^{2+}$  é estável e solúvel (Michard *et al.* 1983, Lottermoser 1992) e sua deposição em temperaturas mais baixas e em condições mais oxidantes, com a conversão de  $\text{Eu}^{2+}$  solúvel para  $\text{Eu}^{3+}$  insolúvel (Sverjenski 1984).

Padrões similares, isto é, com enriquecimento em ETRL e anomalia positiva de Eu, são encontrados em zonas de descarga de fluidos hidrotermais com temperaturas da ordem de  $350^{\circ}\text{C}$ , atualmente extravasando na Cordilheira do Pacífico Leste (Michard *et al.* 1983) e na Cordilheira Meso-Atlântica (Campbell *et al.* 1988) e também em depósitos mais antigos como é o caso da Mina de Ansil, Quebec, Canadá (Barret *et al.* 1991). Padrões com estas características, pelo menos em sítios modernos, indicam que os fluidos hidrotermais não se misturaram com água do mar normal, a qual tem

anomalia negativa de Ce, ausência de anomalia de Eu, e padrão horizontalizado.

No geral, os dados de ETR indicam mobilidade variável nas proximidades das zonas mineralizadas, a qual é resultado de fortes gradientes de temperatura e Eh dos fluidos hidrotermais. As regiões com empobrecimento de ETRL indicam condições de mais alta temperatura, associadas à alteração clorítica e encontradas preferencialmente em zonas de *stringer* onde o minério é rico em Cu (MacLean & Hoy 1991, Liaghat & MacLean 1995), enquanto as enriquecidas em ETRL são características de mais baixas temperaturas encontradas em zonas ricas em Zn.

## Geoquímica Isotópica

### Geoquímica dos isótopos de Neodímio

Sete amostras da Seqüência Aripuanã, quatro de rochas vulcânicas félsicas e três de máficas, foram analisadas pelo método Sm-Nd em rocha total. Os dados estão apresentados na tabela 24, juntamente com os valores das idades-modelo ( $T_{\text{DM}}$  e  $T_{\text{CHUR}}$ ), em base ao modelo de De Paolo (1981) e  $\epsilon\text{Nd}_{(t=0)}$ . Os valores de  $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$  foram calculados a partir da regressão para 1,76 Ga, considerada a idade representativa de cristalização da Seqüência Aripuanã.

Os teores de Sm e Nd das rochas félsicas variam entre 2 e 4, e 6 e 20 ppm, respectivamente, enquanto as razões  $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  variam entre 0,10747 e

0,11642, e 0,511457 e 0,511683, nessa ordem. As idades  $T_{(DM)}$  calculadas estão no intervalo de 1,97 Ga a 2,32 Ga e os valores de  $\epsilon Nd_{(t)}$  entre +1,17 e -3,11. Nas rochas máficas os teores de Sm e Nd variam entre 2 e 12, e 12 e 67 ppm, respectivamente, enquanto as razões  $^{147}Sm/^{143}Nd$  variam entre 0,15530 e 0,21613 e  $^{143}Nd/^{144}Nd$  entre 0,512050 e 0,512892. As idades  $T_{(DM)}$  foram calculadas em base ao modelo de 2 estágios (Sato & Tassinari 1991) em função dos altos valores de  $f(Sm/Nd)$ , indicativos de extensivo fracionamento. Embora essa técnica inclua dose adicional de incerteza, os valores obtidos para  $T_{(DM2)}$  variam entre 2,07 e 2,27 Ga e os de  $\epsilon Nd_{(t)}$  entre +0,66 e -2,18, similares aos encontrados em rochas vulcânicas félsicas.

No diagrama  $\epsilon Nd$  versus tempo (Ga) da figura 67, as projeções dos valores de  $\epsilon Nd$  sobre a curva do manto empobrecido – DM apontam que as rochas da Seqüência Aripuanã foram extraídas do manto no Paleoproterozóico, pelo menos 250 Ma antes de sua cristalização, indicando que se trata de material de relativamente curto tempo de residência crustal. Por sua vez, os valores de  $\epsilon Nd_{(t)}$  próximos aos do CHUR encontrados para as rochas félsicas, no intervalo de +1,17 a -3,11, no qual se inserem os das rochas máficas, confirmam sua origem a partir da fusão parcial de protólito de pouco tempo de residência, possivelmente juvenil.

No diagrama isocrônico (Figura 68) os dados de todas as amostras estudadas produzem errócrona com elevado MSWD (163) e idade de  $1927 \pm 350$  Ma que, dentro dos desvios, é similar à idade de cristalização proposta para a Seqüência Aripuanã. De qualquer forma, a distribuição dos pontos analíticos nesse diagrama reforça a sugestão de ligação genética entre os dois grupos de rocha, possivelmente via contaminação crustal do membro basáltico.

### Geoquímica dos isótopos do Chumbo

Os isótopos de Pb foram analisados em amostras de sulfetos que ocorrem na forma de corpos de sulfeto maciço, disseminados em veios de quartzo da zona de *stringer*, em veios de quartzo tardios e disseminados na rocha encaixante, cujos resultados estão apresentados na tabela 25.

De modo geral, os pontos analíticos formam forte concentração entre os valores 15,40 e 15,80 para a razão  $^{206}Pb/^{204}Pb$  e entre 15,84 e 18,14 para a razão  $^{207}Pb/^{204}Pb$ , independente do tipo de sulfeto ou do modo de ocorrência. No conjunto, destacam-se as amostras 4 e 10, bem mais radiogênicas que as demais, com razões  $^{206}Pb/^{204}Pb$  de 25,00 e 41,08, e  $^{207}Pb/^{204}Pb$  de 16,44 e 17,86, respectivamente. A primeira corresponde a cristal de pirita da rocha vulcânica hospedeira, enquanto a segunda é de esfalerita disseminada em veio de quartzo tardio.

Com estes resultados, foram feitos alguns cálculos de idade, buscando diversas combinações possíveis, como pode ser visto na tabela 26.

Quando consideradas todas as amostras (cálculo 1), incluindo as amostras mais radiogênicas (4 e 10), obtém-se um segmento que indica idade de  $1.541 \pm 50$  Ma (Figura 69) com MSWD=20, que a torna estatisticamente inaceitável. Como se não bastasse, a inclinação de tal segmento é controlada pelas duas amostras mais radiogênicas.

De fato, quando as duas amostras mais radiogênicas (amostras 4 e 10) e a mais afastada da melhor reta (amostra 1) são excluídas, a isócrona calculada indica idade de  $2.493 \pm 63$  Ma (Figura 70), com MSWD=1,3 (cálculo 2). Levando-se em conta os desvios, essa idade é próxima àquelas obtidas por meio dos cálculos 3 e 4, feitos com base em resultados de apenas duas amostras, mas extraídas de sulfetos que apresentam o mesmo tipo de ocorrência, ou seja, sulfeto disseminado em veio de quartzo tardio e sulfeto disseminado em zona de *stringer*, respectivamente. Essas idades não devem representar o tempo de formação do minério estudado, já que suas rochas encaixantes são mais jovens, conforme indicam as datações em zircão (1,76 Ga, Pb-Pb por evaporação, este trabalho; 1,76 Ga, U-Pb SHRIMP, Néder *et al.* 2001). Embora idades do Paleoproterozóico tenham sido igualmente detectadas pelo método Sm-Nd, em idades-modelo  $T_{(DM)}$  (este trabalho) em dacitos e tufos de cristais do *hanging-wall* da mineralização, é difícil que os isótopos de Pb possam indicar herança de crosta mais antiga como provável fonte dos metais.

A reta obtida a partir dos resultados de todas as amostras do furo de sondagem F25 (cálculo 5), que apresentem diversos tipos de ocorrência do minério, fornece idade de  $1.497 \pm 31$  Ma (MSWD = 6,0). Embora apresente

Tabela 24 – Resultados analíticos Sm-Nd de rochas vulcânicas máficas e félsicas da Seqüência Aripuanã.

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$\sigma$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\sigma$
AVA51*	2,03	5,67	0,21613	0,00008	0,512892	0,000019
AVA44*	5,09	19,81	0,15530	0,00006	0,512050	0,000008
AVA48*	4,02	14,52	0,16717	0,00010	0,512332	0,000019
EJM38	12,46	67,18	0,11214	0,00004	0,511506	0,000005
EJM40	6,49	36,50	0,10747	0,00002	0,511457	0,000004
EJM60B	2,13	11,85	0,10854	0,00002	0,511683	0,000017
EJM68	5,82	30,22	0,11642	0,00006	0,511603	0,000022

Amostra	$f(Sm/Nd)$	$\delta_{Nd(t)}$	$T_{(DM)}$	$T_{(CHUR)}$	$\delta_{Nd(t)}$	$T_{(DM2)}$
AVA51	0,0988	4,95	-	1,99	-0,23	2,07
AVA44	-0,2105	-11,47	2,62	2,16	-2,18	2,27
AVA48	-0,1501	-5,97	2,34	1,58	0,66	2,07
EJM38	-0,4299	-22,08	2,32	2,03	-3,11	
EJM40	-0,4536	-23,04	2,28	2,01	-3,02	
EJM60B	-0,4482	-18,63	1,97	1,65	1,17	
EJM68	-0,4081	-20,19	2,26	1,96	-2,17	

Obs.: \* amostras fracionadas.

$\lambda_{Sm} = 6,540E-12$ , CHUR  $^{147}Sm/^{143}Nd = 0,1967$  -  $^{143}Nd/^{144}Nd = 0,512638$

alto valor para o parâmetro MSWD, a idade calculada é similar à obtida para todas as amostras (cálculo 1) e à do Granito Rio Branco de 1,54 Ga pela metodologia SHRIMP (Rizzoto *et al.* 2000), que é intrusivo na seqüência hospedeira do minério. Portanto, essa idade pode, eventualmente, ter sentido no contexto regional. Apoiando a hipótese estão as evidências petrográficas da zona de alteração hidrotermal do depósito, que sugerem modificações, possivelmente, provocadas por metamorfismo de contato ligado à intrusão do granito (este trabalho).

A figura 70 também apresenta as curvas do modelo plumbotectônica de evolução de Pb na Terra (Zartman & Doe 1981). Nela a grande maioria dos pontos está sobre ou acima da curva da crosta superior, sugerindo que os sulfetos analisados tiveram essa fonte, o que é reforçado pelos valores de  $\mu$  e pelos isótopos de Nd (este trabalho). Caso as rochas tenham evoluído ao longo dessa curva, boa parte delas se afastou da trajetória, possivelmente, em função do decaimento de U. Ou seja, esses minerais devem ter U em seus retículos, ou em inclusões neles contidas, não detectadas nesta pesquisa. Em conseqüência, a amostra mais radiogênica (10) pode representar sistema remobilizado (minério em veios de quartzo tardios) e rehomogeneizado isotopicamente por evento posterior, como a intrusão do Granito Rio Branco (ca. 1,54 Ga). Contudo, como já alertado, trata-se de apenas uma amostra a controlar a inclinação do segmento. Ainda nesse diagrama, idades-modelo no intervalo entre 1,7 e 1,9 Ga são indicadas, especialmente pelas amostras menos radiogênicas, incluindo galena, pertencentes ao Furo 56 (sulfeto maciço), as quais apresentam valores próximos ao da idade das rochas hospedeiras do minério.

#### Geoquímica dos isótopos de Enxofre, Carbono e Oxigênio

Um conjunto de seis amostras provenientes dos furos de sondagem F56, F12, F25 e F37 e de doze amostras coletadas nos três primeiros furos foram selecionadas para estudos de isótopos de carbono-oxigênio em carbonato (Tabela 27) e de enxofre em sulfetos (Tabela 28), respectivamente. As amostras representam as zonas de alteração de anfibólio + clorita  $\pm$  biotita  $\pm$  carbonato  $\pm$  talco e de carbonato + anfibólio + talco  $\pm$  clorita, que envolvem os corpos de sulfeto maciço e veios tardios sulfetados.

Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  obtidos em dolomita variam de  $-6,44\text{‰}$  a  $-1,23\text{‰}$ , sendo os mais empobrecidos em  $\delta^{13}\text{C}$ , associados à rocha encaixante carbonatizada ( $-6,44\text{‰}$ ) e ao sulfeto maciço ( $-5,97\text{‰}$ ). Na zona carbonática os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  concentram-se principalmente entre  $-4\text{‰}$  e  $-1,23\text{‰}$ , com apenas um valor em  $-6,4\text{‰}$ .

Dolomita da rocha encaixante carbonatizada, da zona de alteração cálcio-silicática e do sulfeto maciço apre-

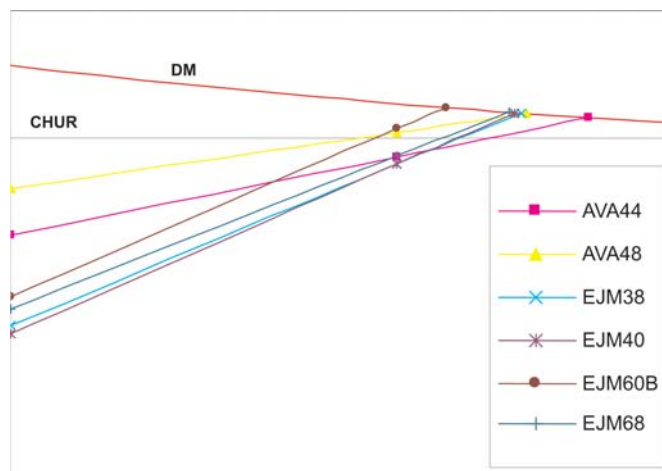


Figura 67 – Diagrama  $\epsilon\text{Nd}$  versus tempo de rochas vulcânicas máficas e félsicas da Seqüência Aripuanã.

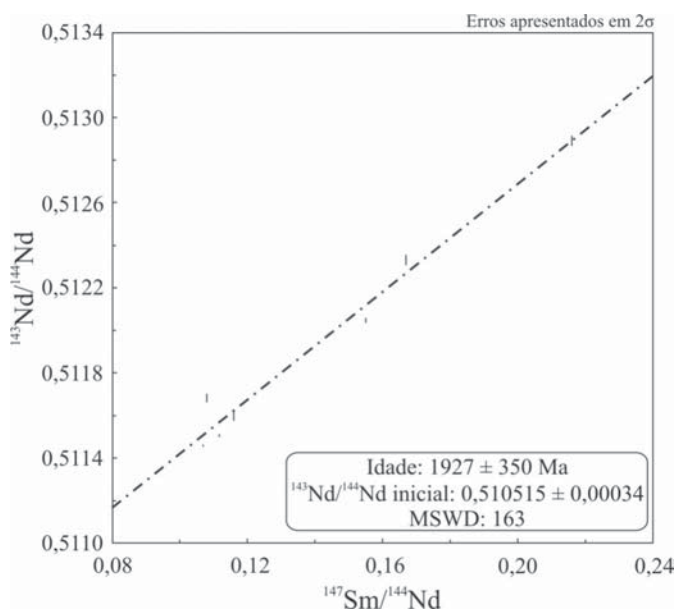


Figura 68 – Diagrama isocrônico Sm-Nd das rochas vulcânicas máficas e félsicas da Seqüência Aripuanã.

senta valores de  $\delta^{18}\text{O}$  de  $9,4\text{‰}$ ,  $7,9\text{‰}$  e  $8,1\text{‰}$ , respectivamente (Tabela 27). Os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  são similares aos obtidos em dolomita da zona carbonática, que se concentram entre  $7,9\text{‰}$  e  $9,1\text{‰}$ .

Esfalerita, galena e pirrotita, que constituem a paragênese dominante nos corpos de sulfeto maciço, mostram valores de  $\delta^{34}\text{S}$  entre  $0,6\text{‰}$  e  $3,3\text{‰}$ , com média de  $1,67\text{‰}$  (Tabela 28). Valores de  $\delta^{34}\text{S}$  obtidos em esfalerita e galena que ocorrem associadas às zonas de alteração cálcio-silicática (zona de anfibólio + clorita  $\pm$  biotita  $\pm$  carbonato  $\pm$  talco) variam de  $2,9\text{‰}$  a  $3,2\text{‰}$  (média de  $3,0\text{‰}$ ), sobrepondo-se parcialmente aos do sulfeto maciço, porém com tendência a serem mais enriquecidos em  $\delta^{34}\text{S}$ . Em comparação com o sulfeto maciço e zonas cálcio-silicáticas, as zonas denominadas de *stringer* no depósito, geralmente com calcopirita

Tabela 25 – Dados isotópicos de Pb de sulfetos das zonas mineralizadas do Alvo Aripuanã.

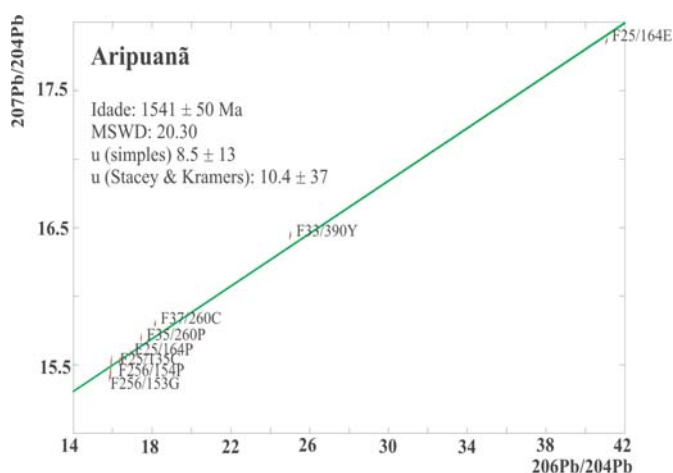
Nº	Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	s	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	s	Modo de ocorrência/corpo
1	F25/135 Esf	15,9290	0,0110	15,5351	0,0159	Sulfeto maciço/Valley
2	F25/155 Cal	16,3460	0,0110	15,5234	0,0148	Sulfeto disseminado em zona de string
3	F25/155 Prr	17,4400	0,0100	15,6940	0,0139	Sulfeto disseminado em zona de string
4	F33/390 Pir	25,0050	0,0150	16,4440	0,0148	Sulfeto disseminado em rocha vulcânica
5	F37/260 Cal	18,1460	0,0110	15,8034	0,0143	Sulfeto disseminado em veio de quartzo tardio
6	F37/260 Prr	17,4330	0,0140	15,6990	0,0166	Sulfeto disseminado em veio de quartzo tardio
7	F56/153 Pir	15,8700	0,0120	15,4372	0,0158	Sulfeto maciço/Valley
8	F56/153 Prr	15,8900	0,0110	15,4590	0,0150	Sulfeto maciço/Valley
9	F56/154 Prr	15,8710	0,0130	15,4259	0,0163	Sulfeto maciço/Valley
10	F25/164 Esf	41,0820	0,0250	17,8659	0,0162	Sulfeto disseminado em zona de string
11	F25/164 Prr	16,8900	0,0100	15,5831	0,0140	Sulfeto disseminado em zona de string
12	F56/153 Gal	15,8400	0,0110	15,4068	0,0149	Sulfeto maciço/Valley

Legenda das amostras: Fxx/yyy Min, onde xx é o número do furo de sondagem, yyy é a profundidade do testemunho em metros e Min é o sulfeto analisado de acordo com as siglas: Cal = calcopirita; Esf = esfalerita; Pir = pirita; Prr = pirrotita; Gal = galena.

Tabela 26 – Cálculos de idades para diferentes agrupamentos de sulfetos do minério do Alvo Aripuanã.

Cálculo	Amostras incluídas no cálculo de idade	Modo de ocorrência	MSWD	$\mu$	Idade (Ma)
1	Todas	Mc, Ds, St e VQ	20,3	MS – 8,5 S & K – 10,4	1.541 ± 50
2	Todas menos as amostras 01, 04 e 10	Mc, St e VQ	1,3	MS – 8,7	2.493 ± 63
3	Amostras 5 e 6	VQ	-	MS – 8,7	2.303 ± 19
4	Amostras 2 e 3	St	-	MS – 8,7	2.411 ± 179
5	Todas as amostras do Furo 25	Mc e St	6,0	MS – 8,6	1.497 ± 31

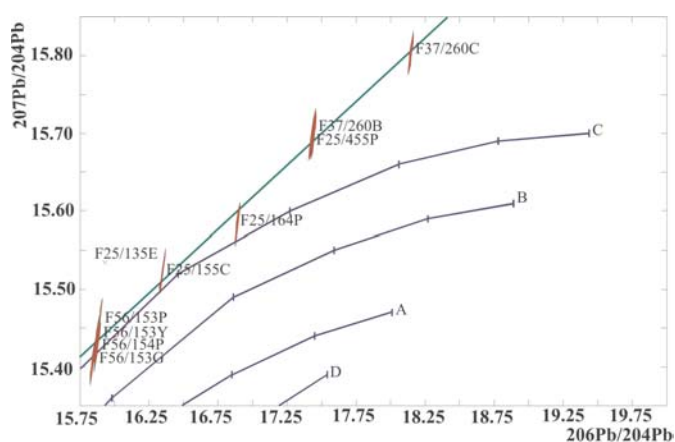
Siglas dos modos de ocorrência de minério: Mc - sulfeto maciço, Ds - sulfeto disseminado em rocha vulcânica hospedeira, St - sulfeto disseminado em zona de string, VQ - sulfeto disseminado em veio de quartzo tardio. MS – modelo simples, S & K – Stacey & Kramers.

Figura 69 – Diagrama  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  versus  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  para todas as amostras de sulfeto do Alvo Aripuanã.

predominante, pirrotita e magnetita, mostram os valores mais baixos de  $\delta^{34}\text{S}$ , entre  $-0,65\text{‰}$  e  $0,41\text{‰}$  (média de  $-0,36\text{‰}$ ). De forma similar, esfalerita de veios fornece valores de  $\delta^{34}\text{S}$  entre  $-0,95\text{‰}$  e  $1,5\text{‰}$  (média de  $0,58\text{‰}$ ), também inferiores aos do sulfeto maciço e zonas de alteração cálcio-silicática, a não ser por um valor de  $3,26\text{‰}$  obtido em galena.

Os corpos mineralizados do Alvo Aripuanã incluem domínios de sulfetação e de sulfetos maciço/semimaciço geralmente envolvidos, ou mesmo hospedados, por zonas de alteração nas quais podem predominar anfibiólio + clorita + biotita ou carbonato + anfibiólio.

Os dados de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  obtidos em carbonato presente nas zonas de alteração hidrotermal e sulfeto maciço encontram-se lançados na figura 71, juntamente com a composição isotópica de vários reservatórios de carbono da crosta terrestre. Esses dados coletivamente definem dois grupos de valores de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ , que podem representar fontes distintas de carbono. O primeiro grupo, com  $\delta^{13}\text{C} = 6,4\text{‰} - 5,97\text{‰}$  e  $\delta^{18}\text{O} = 8,0\text{‰} - 9,4\text{‰}$ , indica origem profunda, possivelmente magmática, para o carbono, pois seus valores coincidem com os de carbonato magmático (Ohmoto 1986a). Já o segundo grupo, com  $\delta^{13}\text{C} = -4\text{‰} - 1,23\text{‰}$  e  $\delta^{18}\text{O} = 7,9\text{‰} - 9,1\text{‰}$ , pode ser compatível com carbono de origem marinha, como é o caso de carbonatos associados a depósitos de sulfeto maciço vulcanogênicos (VHMS; Houston 1999) ou tipo Besshi (Peter & Scott 1999). Adicionalmente, os valores de  $\delta^{18}\text{O}$  são bem mais baixos do que os valores típicos de  $\delta^{18}\text{O}$  de carbonatos marinhos ( $25\text{‰} - 35\text{‰}$ ), apontando para origem hidrotermal para o carbonato das zonas carbonáticas do depósito, anteriormente interpretada como sendo derivada de sedimento químico. Dessa forma, os

Figura 70 – Diagrama de evolução de Pb, modelo plumbotectônica, modificado de Doe & Zartmann (1979). Curvas de evolução de Pb em reservatório do manto (a), do orógeno (b) da crosta superior (c) e da crosta inferior (d). Os segmentos das curvas representam 400 Ma. A reta de regressão dos pontos analíticos indica idade de  $2.493 \pm 63$  Ma (MSWD = 1,3).

intervalos de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  observados sugerem que o carbonato associado ao evento de alteração hidrotermal e mineralizante do Alvo Aripuanã foi provavelmente resultado da mistura de carbono profundo com carbonato proveniente da água do mar.

O intervalo de variação de  $\delta^{34}\text{S}$  entre  $-0,65\text{‰}$  e  $3,3\text{‰}$ , com média em  $1,61\text{‰}$ , para os sulfetos associados às zonas de alteração hidrotermal e de sulfeto maciço sugerem que grande parte do enxofre do fluido deve ter sido originado predominantemente da sua lixiviação das rochas vulcânicas encaixantes do depósito pelo fluido hidrotermal (água do mar evoluída) e/ou incorporada diretamente de fonte magmática ( $\delta^{34}\text{S} = 0\text{‰}$ ). No entanto, é digno de nota o aparente zoneamento de  $\delta^{34}\text{S}$  nas zonas mineralizadas, com valores médios mais baixos na zona de *stringer* ( $-0,36\text{‰}$ ), mais rica em Cu, gradando para valores mais elevados no sulfeto maciço ( $1,67\text{‰}$ ) e nas zonas de alteração cálcio-silicática ( $3,0\text{‰}$ ), mais ricas em Zn. O zoneamento reflete maior tendência de incorporação de enxofre magmático na zona de *stringer*, enquanto que a maior variabilidade e valores mais elevados podem indicar (1) diferentes graus de interação fluido/rochas vulcânicas ( $\delta^{34}\text{S} = 0 - 5\text{‰}$ ) e/ou (2) incorporação de outra fonte de enxofre.

Os valores de  $\delta^{34}\text{S}$  entre  $-0,95\text{‰}$  e  $3,26\text{‰}$  de sulfetos de veios tardios são basicamente coincidentes com os obtidos em sulfeto maciço e também refletem incorporação de enxofre de origem ígnea, seja por meio da lixiviação das rochas vulcânicas ou diretamente, pela cristalização de magma.

## IX. GEOCROLOGIA

Da amostra ARP74, correspondente a tufo de cristal do *hangingwall* da mineralização do Alvo Aripuanã, foram separados 18 cristais de zircão, 8 dos quais foram analisados pelo método Pb-Pb de evaporação.

Na população separada foram distinguidas 3 morfologias (Figura 72). A primeira e dominante é caracterizada por prismas longos ( $C/L > 5$ ), euédricos a subédricos, amarelos a esbranquiçados, com terminações piramidais bem definidas (ARP74/2, 3, 4, 7, 9, 12, 14 e 18). A zonação interna típica de cristais magmáticos é comum. Alguns dos cristais mostram acentuado grau de metamictização (ARP74/9, e 14). A segunda é caracterizada por prismas curtos,  $C/L < 5$ , subédricos, mostrando desenvolvimento de multifaces em suas terminações, similar a zircão formado em condições metamórficas de alto grau. São também caracterizados por apresentarem numerosas inclusões que variam de prismáticas longas a finas e arredondadas (ARP74/5, 8, 10, e 17). A terceira é caracterizada por prismas e fragmentos de prismas anédricos, alguns com intenso grau de arredondamento (ARP74/1, 6 e 14).

Tabela 27 – Resultados de isótopos de carbono e oxigênio em carbonatos do Alvo Aripuanã. As razões isotópicas de carbono e oxigênio foram calculadas relativas, respectivamente, aos padrões PDB e SMOW, sendo expressas pela notação  $d\text{‰}$  (per mil). A precisão é da ordem de  $\pm 0,2\text{‰}$ . O cálculo de  $\delta^{18}\text{OH}_2\text{O}$  baseou-se na equação de fracionamento isotópico dolomita- $\text{H}_2\text{O}$  (Zheng 1999) para  $T = 350^\circ\text{C}$ .

Amostras	Descrição	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	$\delta^{18}\text{OH}_2\text{O}$ (SMOW)
F25/99,60	tufo laminado com carbonatação	-6,44	-20,88	9,39	4,70
F25/143,70	sulfeto maciço	-5,97	-22,14	8,08	3,40
F25/135,83	zona cálcio-silicática	-2,4	-22,32	7,9	3,20
F12/82,92	zona carbonática	-1,23	-21,17	9,08	4,40
F12/61,80	zona carbonática	-3,99	-21,94	8,29	3,60
F56/170,03	zona carbonática	-3,67	-22,24	7,98	3,30
F12/40,08	zona carbonática com sulfetos	-6,29	-22,22	8	4,70
F12/46,76	zona carbonática com sulfetos	-2,87	-21,47	8,78	4,10
F12/67,51	zona carbonática brechada	-1,61	-21,6	8,64	4,54
F12/48,26	zona carbonática com sulfetos	-3,73	-22,08	8,15	3,45
F12/46,39	zona carbonática com sulfetos	-1,81	-22,02	8,21	3,51
F12/82,38	zona carbonática próximo a sulfeto maciço	-1,93	-22,18	8,04	3,34

Tabela 28 – Resultados de isótopos de enxofre em esfalerita, galena, calcopirita e pirrotita do Alvo Aripuanã. As razões isotópicas de enxofre foram calculadas relativas a Canon Diablo Troilite (CDT), sendo expressas pela notação  $\delta\text{‰}$  (per mil). A precisão é da ordem de  $\pm 0,2\text{‰}$ .

Amostra	Lab#	Zap #	Descrição	Mineral	$\delta^{66}\text{S}_{\text{O}_2}$	$\delta^{34}\text{S}_{\text{gal}}$	$\delta^{34}\text{S}_{\text{mineral}}$
F56/154.70	ARIP 4	1	Sulfeto maciço	Galena	-8,628	-1,0	1,4
F56/154.70	ARIP 4	2	Sulfeto maciço	Esfalerita	-6,944	1,0	1,4
F12/42.19	ARIP7	1	Sulfeto maciço	Esfalerita	-6,145	1,9	2,3
F12/42.19	ARIP 7	2	Sulfeto maciço	Galena	-9,214	-1,7	0,7
F12/42.19	ARIP 7	3	Sulfeto maciço	Esfalerita	-7,385	0,5	0,9
F12/42.19	ARIP 7	4	Sulfeto maciço	Galena	-9,343	-1,8	0,6
F12/42.19	ARIP 7	5	Sulfeto maciço	Esfalerita	-5,362	2,9	3,3
F56/178.85	ARIP 3	3	Sulfeto maciço	Esfalerita	-6,666	1,33	1,73
F56/178.85	ARIP 3	4	Sulfeto maciço	Esfalerita	-5,91	2,21	2,61
F56/178.85	ARIP 3	5	Sulfeto maciço	Pirrotita	-6,979	0,96	1,36
F56/178.85	ARIP 3	6	Sulfeto maciço	Pirrotita	-7,006	0,93	1,33
F56/178.85	ARIP 3	7	Sulfeto maciço	Esfalerita	-6,885	1,07	1,47
F56/178.85	ARIP 3	8	Sulfeto maciço	Esfalerita	-5,865	2,27	2,67
F56/168.80	ARIP 5	1	Zona cálcio-silicática	Esfalerita	-5,371	2,8	3,2
F56/168.80	ARIP 5	3	Zona cálcio-silicática	Esfalerita	-5,794	2,3	2,7
F56/168.80	ARIP 5	4	Zona cálcio-silicática	Esfalerita	-5,219	3,0	3,4
F56/168.80	ARIP 5	5	Zona cálcio-silicática	Galena	-7,414	0,5	2,9
F25/164.40	ARIP 2	1	Zona de <i>stringer</i>	Calcopirita	-8,579	-0,91	-0,21
F25/164.40	ARIP 2	2	Zona de <i>stringer</i>	Calcopirita	-8,05	-0,29	0,41
F25/164.40	ARIP 2	3	Zona de <i>stringer</i>	Calcopirita	-8,213	-0,49	0,21
F25/164.40	ARIP 2	4	Zona de <i>stringer</i>	Calcopirita	-8,886	-1,27	-0,57
F25/164.40	ARIP 2	5	Zona de <i>stringer</i>	Calcopirita	-8,947	-1,35	-0,65
F37/255.15	ARIP 9	1	Veio	Esfalerita	-8,789	-1,16	-0,76
F37/255.15	ARIP 9	2	Veio	Esfalerita	-8,772	-1,14	-0,74
F37/255.15	ARIP 9	3	Veio	Esfalerita	-8,953	-1,35	-0,95
F37/255.15	ARIP 9	4	Veio	Esfalerita	-8,945	-1,34	-0,94
F56/154.90	ARIP 10	1	veio	Esfalerita	-6,867	1,1	1,5
F56/154.90	ARIP 10	2	veio	Galena	-7,063	0,86	3,26

Os resultados obtidos estão apresentados na tabela 29. As etapas de  $1450^\circ\text{C}$  dos cristais ARP74/2, 3 e 4 e de  $1500^\circ\text{C}$  do cristal ARP74/1 foram excluídas dos cálculos de idade pelo baixo número de razões utilizadas, ou por apresentarem alta razão para Pb comum ou por ambos os motivos. As idades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  variaram entre 2.083



Ma e 1.573 Ma, com três concentrações, em torno de 2000 Ma, 1.760 Ma e entre 1.624 e 1.524 Ma.

O dado de 2.083 Ma, obtido no cristal ARP74/9, é sugerido como representativo de herança do embasamento, possivelmente do protólito das rochas vulcânicas. As idades mais jovens, entre 1,52 e 1,62 Ga, embora encontrem similaridade com a idade do Granito Rio Branco, 1,54 Ga, (Rizzoto *et al* 2002) é considerada como idade discordante em base ao grau de metamictização dos cristais.

Os cristais ARP74/1, 3 e 7 foram utilizados para cálculo (Figura 73) e produziram idade de  $1.768 \pm 28$  Ma, com MSWD de 4,6. Embora o alto valor de MSWD, o resultado obtido dentro do erro é similar às idades obtidas por Néder *et al.* (2002) pelo método SHRIMP, ca. 1,76 Ga.

## X. MODELO GENÉTICO

O estilo da mineralização principal do Alvo Aripuanã é similar àqueles descritos para depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos (VMS), também conhecidos na literatura como depósitos de sulfetos maciços hospedados em rochas vulcânicas (VHMS). Esta classe de depósito é fonte importante de Cu, Pb, Zn e, em menor escala, de Pb, Ag, Au, Cd, Se, Sn e Bi, ocorrendo ao longo de todo o período geológico, em diversos ambientes tectônicos em que rochas vulcânicas, depositadas em ambiente subaquoso, constituem importante fração do arcabouço geológico.

Os modelos genéticos e empíricos, aplicados para depósitos do tipo VMS, estão sustentados pelos estudos regionais e de detalhe desenvolvidos em distritos mineiros do Canadá, Japão, Austrália e Escandinávia, os quais puderam ser bastante refinados com a descoberta de depósitos que estão atualmente se formando nas exalações de fumaças pretas (*black smoker*) em fundos oceânicos modernos.

Os depósitos de VMS são produtos de descarga de fluidos hidrotermais focalizados ao longo de falhas sinvulcânicas, os quais interagem ou não com água do mar e são associados, temporal e espacialmente, a áreas de emanações vulcânicas de composição química variada e extravasadas em diversos ambientes tectônicos. A associação comum com tectônica extensional e rifteamento explicam a localização de muitos depósitos de VMS em depressões vulcano-tectônicas, tais como grábens e caldeiras. Os depósitos podem estar hospedados em sucessões dominadas por fluxos de lavas ou piroclásticos e sedimentos, os quais indicam ambientes de água profunda e rasa, respectivamente.

Os depósitos crescem por uma combinação de processos de precipitação de sulfetos e preenchimento de espaços vazios, dentro de lentes maciças e preenchimen-

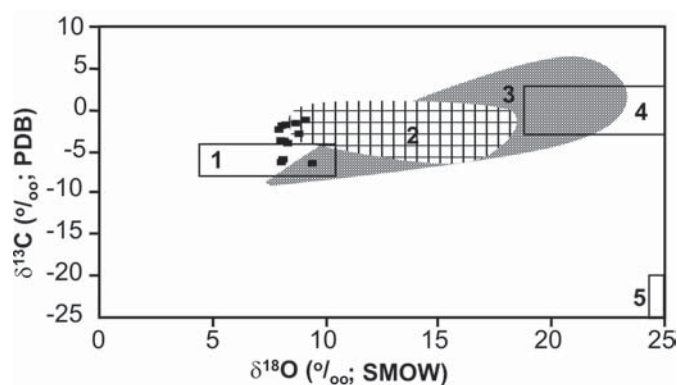


Figura 71 – Diagrama  $\delta^{13}\text{C}$  versus  $\delta^{18}\text{O}$  mostrando a composição do carbonato (quadrados) nas zonas de alteração hidrotermal e mineralizadas do depósito de Zn-Pb-Ag-(Cu-Au) do Alvo Aripuanã. 1. carbonatos magmáticos (Ohmoto 1996); 2. depósitos de sulfeto maciço vulcanogênico (VHMS; Houston 1999); 3. depósitos do tipo Besshi (Peter & Scott 1999); 4. carbonatos marinhos; 5. carbono de origem orgânica.

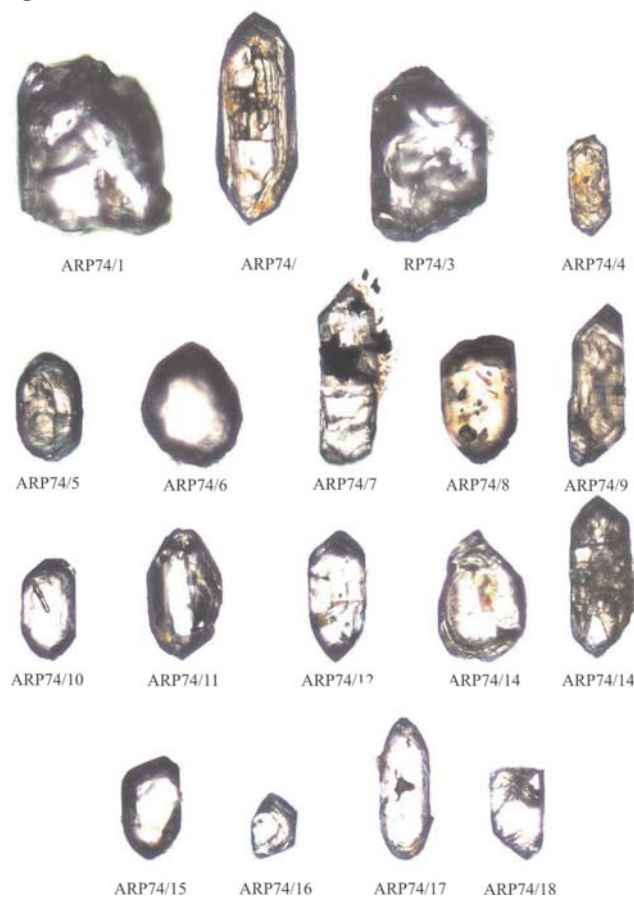


Figura 72 – Morfologia representativa dos cristais de zircão da amostra ARP74, tufo de cristal do *hangingwall* do Alvo Aripuanã.

to de poros e substituição, no fundo oceânico, à semelhança dos depósitos de Kuroko no Japão, ou logo abaixo dele (*subseafloor replacement*), como por exemplo, o depósito de Highway-Reward na Austrália (Doyle & Allen 2003). A zonização característica da razão Cu/Zn em

Tabela 29 – Resultados analíticos de Pb em zircão da amostra ARP74.

Zircão	Temp.	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma$	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	$2\sigma$	Idade	$2\sigma$
ARP74/1	1450	38/38	0.000115	21	0.21956	19	0.10919	21	0.10761	56	<b>1760</b>	<b>9</b>
	#1500	0/8	0.000490	136	0.23827	45	0.11021	26	0.10352	189	1688	34
ARP74/2	*1450	0/4	0.000085	104	0.10849	196	0.12203	59	0.1209	151	1970	22
	1500	12/12	0.000144	12	0.08934	228	0.12509	32	0.12309	33	<b>2002</b>	<b>5</b>
ARP74/3	*1450	0/6	0.000000	0	0.23928	158	0.10612	61	0.10612	61	1734	11
	1500	14/14	0.000077	1	0.23999	171	0.10967	52	0.10866	53	<b>1777</b>	<b>9</b>
ARP74/5	1450	4/4	0.000032	8	0.15619	118	0.10041	169	0.09997	17	<b>1624</b>	<b>32</b>
ARP74/6	1450	6/6	0.000000	0	0.24237	2347	0.09478	321	0.09478	321	<b>1524</b>	<b>64</b>
	#1450	0/14	0.005086	225	0.23575	845	0.16968	87	0.10081	372	1639	68
ARP74/7	1450	6/6	0.000362	4	0.24425	36	0.11206	13	0.10713	131	<b>1752</b>	<b>22</b>
ARP74/8	1450	40/40	0.000022	32	0.32364	389	0.12947	82	0.12889	17	<b>2083</b>	<b>23</b>
ARP74/9	1450	8/8	0.000315	8	0.18096	162	0.10162	42	0.09728	44	<b>1573</b>	<b>8</b>

Siglas utilizadas. # dados descartados por altas razões de Pb comum. \* amostras descartadas aleatoriamente. c - razões corrigidas para Pb comum. Idade em Ma.

lentes e em zonas de *stringer* é interpretada como resultado de processos de refinamento (*zone refining process*), nos quais os minérios de mais baixa temperatura, galena-esfalerita (*black ore*), são substituídos por associação de mais alta temperatura, calcopirita-pirrotita (*yellow ore*), em função do auto-selamento das zonas mais externas do sulfeto maciço, o que impede o acesso de água do mar e, conseqüentemente, o resfriamento mais rápido do fluido.

Dois modelos hidrodinâmicos têm sido sugeridos para explicar a fonte dos metais e a relevância da água do mar *versus* fluido magmático na formação dos depósitos de VMS: modelo de convecção e modelo magmático. No primeiro caso, os metais são interpretados como oriundos da lixiviação da pilha vulcânica inferior, a partir de água do mar quimicamente evoluída, aquecida em regime de convecção. Os trabalhos de Skirrow & Franklin (1994) e Alt (1999) demonstraram que os produtos formados a partir da espilitização, queratofirização, silicificação e zonas a quartzo-epidoto (zonas de alteração subconcordantes) são empobrecidos em metais e, portanto, estas regiões podem ser representativas de zonas de reação de alta temperatura, de onde os metais seriam lixiviados das rochas vulcânicas. No entanto, esta relação não é inequívoca, como é o caso de alguns depósitos da região de Noranda, onde relações de campo demonstram que as zonas de alteração próximas da base dos sulfetos maciços cortam zonas de alteração subconcordante, de tal sorte que a mineralização é posterior à alteração subconcordante, de onde se supõe os metais seriam lixiviados.

As características apresentadas para o depósito de sulfetos polimetálicos do Alvo Aripuanã indicam sua íntima associação com rochas vulcânicas/vulcanoclásticas ácidas, predominantemente subaquosas, de idade entre 1,78-

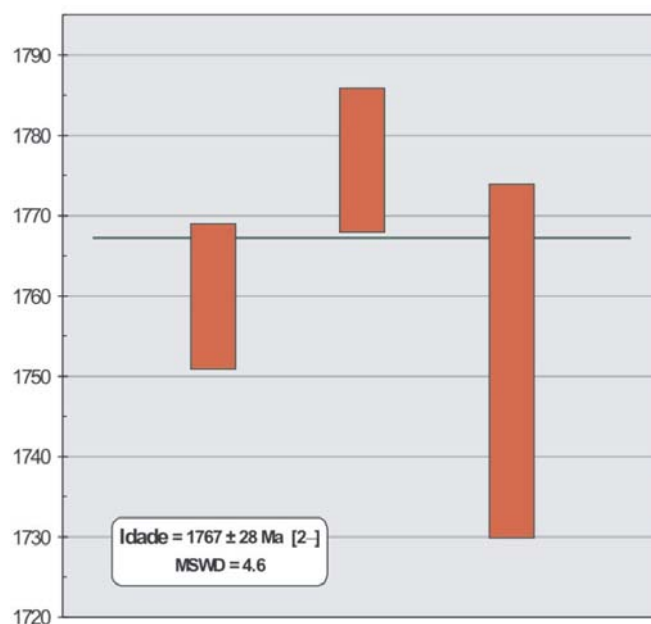


Figura 73 – Cálculo de idade para a amostra ARP74.

1,75 Ga, extravasadas durante fase extensional, possivelmente ligadas a ambiente de arco epicontinental, geradas a partir da fusão parcial de crosta continental de idade entre 2,0 e 2,4 Ga.

As zonas mineralizadas estão envelopadas por zonas de alteração hidrotermal, ora ricas em clorita, ora ricas em carbonatos, com marcada assinatura de água do mar evoluída. A mineralização é caracterizada por sulfetos disseminados de Cu e Au em zonas de *stringer* e sulfetos disseminados, bandados e maciços, formando lentes descontínuas ricas em Zn, Pb e Ag, preenchendo espaços vazios e substituindo rochas previamente alteradas abaixo do limite água/fundo oceânico (*subseafloor replacement*). As relações texturais das fases sulfetadas carac-

terizam a substituição de esfalerita por calcopirita e, portanto, processos de refinamento (*zone refining process*) são indicados para explicar a zonação da razão Cu/Cu+Zn.

A origem dos metais é sugerida como derivada da lixiviação da pilha adjacente e subjacente, rochas vulcânicas e plutônicas, por fluido convectivo, misto, em parte derivado de água do mar evoluída e aquecida, conforme demonstrado pela dominância de inclusões aquo-salinas e pelos isótopos de oxigênio e carbono, e em parte, de fluido magmático, o que é indicado pela presença de raras inclusões aquo-carbônicas e pelos isótopos de enxofre. O fluido tem características levemente redutoras, pH entre 4 e 5, e temperaturas da ordem de 300 e 350°C. O transporte dos metais é feito via complexo de cloretos e sua deposição ocorre pelo abaixamento da temperatura, entre 200 e 250°C, e condições mais oxidantes, o que é conseguido pela interação com água do mar a temperaturas mais baixas. Inicialmente, tanto na zona de *stringer* quanto nas zonas de sulfetos maciços, devem ter se depositado os sulfetos negros (esfalerita e galena) o que, juntamente com a alteração hidrotermal, seria responsável por auto-selamento parcial da porção superior da zona mineralizada, diminuindo significativamente a permeabilidade do meio e, conseqüentemente, dificultando o descenso de água mais fria e permitindo a chegada de fluidos mais quentes, responsáveis por substituição total ou parcial do minério negro pelo minério amarelo (calcopirita+pirita+pirrotita±Au), especialmente na zona de *stringer* e na base dos sulfetos ricos em Zn.

## XI. CONCLUSÕES

1 - O Alvo Aripuanã, conhecido na literatura como Depósito Polimetálico da Serra do Expedito, está inserido no contexto geológico da Província Rio Negro-Juruena, no SW do Cráton Amazônico. O depósito está hospedado em rochas vulcanoclásticas/vulcânicas félsicas da Formação Aripuanã, de idade em torno de 1.76 Ga, sendo, assim, correlacionável ao Grupo Roosevelt.

2 - As rochas hospedeiras apresentam características macroscópicas e petrográficas que denunciam ambiente subaquoso para sua deposição. São afetadas por hidrotermalismo regional de baixa temperatura, com a formação de paragênese à base de sericita ± clorita ± carbonato. Em sua evolução, a Formação Aripuanã apresenta evidências de metamorfismo de contato produzido pela intrusão do Granito Rio Branco, em aproximadamente 1,54 Ga, e evento tectônico cisalhante que afeta heterogeneamente a região, registrado pela formação de milonitos, e de grande quantidade de veios de quartzo subparalelos à direção preferencial WNW-ESE.

3 - Três estilos de mineralização foram encontrados. O primeiro, considerado como a mineralização principal, é constituído por zona inferior de *stringer* com sulfetos de Cu e Au disseminados em veios e zona superior de sulfetos maciços, bandados e disseminados, ricos em Zn, Pb e Ag, com Au subordinado. O segundo estilo compreende mineralização sulfetada e disseminada, possivelmente oriunda da recristalização da mineralização principal durante a intrusão do Granito Rio Branco. O terceiro padrão corresponde à presença de sulfetos e Au disseminados em veios de quartzo, relacionados a episódio tardio de cisalhamento que afeta de forma heterogênea a Formação Aripuanã. Os sulfetos são representados principalmente por esfalerita e concentrações menores, porém variáveis, de pirrotita, galena, calcopirita, calcosita e pirita, em associação com carbonatos, magnetita, anfibólio, clorita, talco e hematita. Nas amostras estudadas a presença de *chalcopyrite disease*, assim como a ordem de cristalização relativa dos sulfetos, sugere paragênese similar àquela presente em depósitos vulcanogênicos.

4 - Os corpos de sulfeto maciço apresentam envelope de alteração que consiste predominantemente em anfibólio, clorita, biotita, carbonato e sulfetos, com talco e quartzo subordinados. A mineralogia de alteração pode ser agrupada em duas paragêneses, com base na proporção relativa das fases: zona de anfibólio + clorita ± biotita ± carbonato ± talco e zona carbonática, com carbonato + anfibólio + talco ± clorita. Em ambos os casos as zonas podem conter proporções variadas de sulfetos. Relações texturais sugerem que a formação de anfibólio esteja relacionada a evento de alteração de mais alta temperatura, posterior à mineralização principal do depósito e, possivelmente, ligada à intrusão do Granito Rio Branco. Associações de alteração calciossilicática, com carbonatos, tremolita, clorita magnésiana e talco, semelhantes à da zona carbonática, também foram caracterizadas em depósitos vulcanogênicos e, freqüentemente, apresentam relação espacial com corpos de sulfetos maciços. No Alvo Aripuanã a origem da zona carbonática parece ser melhor explicada a partir de estágio de alteração hidrotermal que precede ou acompanha a deposição de sulfeto maciço, o que é corroborado pelos dados de geoquímica de elementos maiores e traços da alteração hidrotermal e pelos resultados de isótopos de carbono.

5 - O estudo de inclusões fluidas revelou a predominância de inclusões aquo-salinas bifásicas (L+V), aquo-salinas saturadas (L+V+S) e, mais raramente, inclusões monofásicas (L ou V). Os valores da temperatura de fusão do gelo ( $T_{\text{fusão}}$ ) indicam salinidades entre 25,1 e 11,8% peso eq. NaCl, bem maiores do que aqueles encontrados em água do mar normal. Os valores de  $T_{\text{eu}}$  sugerem fluido de composição próxima ao sistema  $\text{H}_2\text{O}-\text{MgCl}_2-\text{FeCl}_2-$

NaCl- (KCl). A identificação de uma inclusão aquo-carbônica, com temperatura parcial de homogeneização da fase carbônica em  $-63,5^{\circ}\text{C}$  e temperatura de homogeneização da fase carbônica para o estado líquido em  $-2,5^{\circ}\text{C}$  indica, além de  $\text{CO}_2$ , a presença de quantidades consideráveis de  $\text{CH}_4$  no fluido. Fluidos aquosos com salinidades baixas a moderadas, como as obtidas para aqueles das inclusões neste estudo, são relativamente comuns em depósitos considerados como do tipo sulfeto maciço hospedado em rochas vulcânicas (VHMS). Em vários desses depósitos os fluidos aquosos também contêm proporções variáveis de  $\text{CO}_2$  e/ou  $\text{CH}_4$ .

6 – A geoquímica de elementos maiores, menores e TR confirma o caráter bimodal da Seqüência Aripuanã. Os dacitos e riolitos são subalcalinos, cálcio-alcalinos de alto potássio, e levemente peraluminosos, enquanto os basaltos são subalcalinos e toleíticos. Quando comparadas com granitos de cordilheira, manto primitivo e condritos, as rochas da seqüência apresentam características similares àquelas das sucessões magmáticas desenvolvidas em ambientes de *rift* de margem continental.

7 – Nas zonas de alteração hidrotermal proximal, as rochas hospedeiras da mineralização mostram perdas significativas de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e álcalis, e ganhos de  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{H})}$ ,  $\text{MgO}$ , além dos metais envolvidos na formação do depósito, tais como Zn, Pb, Ag, Cu e Au. Diagramas de isóconas indicam importante variação positiva de massa para os processos de alteração hidrotermal. Os ETR mostram significativa mobilidade, especialmente os ETRL e o Eu, indicando altas razões fluido/rocha e temperaturas superiores a  $250^{\circ}\text{C}$ .

8 – Nas zonas mais intensamente mineralizadas existe variação significativa da razão  $\text{Cu}+\text{Zn}/\text{Cu}$ , sendo os maiores valores localizados nas zonas de *stringer* e os menores nas lentes de sulfeto maciço, de forma similar às variações encontradas em grande parte dos depósitos do tipo VHMS, as quais são formadas por processos de refinamento (*zone refining process*). No geral, os dados de ETR indicam mobilidade variável nas proximidades das zonas mineralizadas, a qual é resultado de fortes gradientes de temperatura e Eh dos fluidos hidrotermais. As regiões com empobrecimento de ETRL indicam condições

de mais alta temperatura, associadas à alteração clorítica e encontradas preferencialmente em zonas de *stringer*, nas quais o minério é rico em Cu, enquanto que as enriquecidas em ERTL são características de mais baixas temperaturas, encontradas em zonas ricas em Zn.

9 – Os isótopos de Pb dão indicações de idade modelo entre 1,7 Ga e 1,9 Ga para a galena do sulfeto maciço, similar à das rochas hospedeiras, e fonte crustal para Pb.

10 – Os isótopos de enxofre em sulfetos mostram variação nos valores de  $\delta^{34}\text{S}$  entre as zonas de *stringer* e de sulfeto maciço, sugerindo a possibilidade de mistura entre fluido derivado da água do mar evoluída e aquecida e fluido magmático ou S derivado de rochas vulcânicas.

11 – Os dados, no geral, são indicativos de modelo vulcanogênico para a mineralização principal do Alvo Aripuanã, no qual os fluidos são derivados da água do mar aquecida e evoluída, em condições levemente redutoras, pH entre 4 e 5 e temperaturas da ordem de  $300$  e  $350^{\circ}\text{C}$ , capaz de lixiviar os metais formadores do depósito da pilha vulcano-plutônica adjacente e subjacente. O transporte dos metais é feito via complexo de cloretos e sua deposição ocorre pelo abaixamento da temperatura, entre  $200$  e  $250^{\circ}\text{C}$ , e condições mais oxidantes, o que é conseguido pela interação com água do mar a temperaturas mais baixas.

12 – Os estilos tardios de mineralização, tanto associados com o metamorfismo de contato, quanto com as zonas de cisalhamento, adicionam forte potencial metalogenético ao Alvo Aripuanã.

### Agradecimentos

À FINEP, ao DNPM e à ADIMB, por meio de suas empresas associadas, pelos recursos financeiros para realização deste trabalho. À Anglo-American, nas pessoas dos geólogos Lúcio Molinari e Augusto Fábio Soares, pelas facilidades de acesso ao depósito e testemunhos de sondagem e pelas discussões técnicas. Aos alunos de graduação do Curso de Geologia da UFMT, Tiago Amadeu Dall'Oglio e Gisely Carmo de Jesus, pela assistência nos trabalhos finais.

### REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M. & Nogueira Filho J.V. 1959. Reconhecimento geológico do rio Aripuanã. *B. Div. Geol. Mineral*. Rio de Janeiro, DNPM, Boletim 199, 43p.
- Almodóvar G.R., Sáez R., Pons J.M., Maestre A., Toscano M., Pascual E. 1997. Geology and genesis of the Aznalcóllar massive sulphide deposits, Iberian Pyrite Belt, *Spain. Mineralium Deposita*, **33**:1-2.
- Alt J.C. 1999. Hydrothermal alteration and mineralization of oceanic crust: mineralogy, geochemistry and processes. *In*: Barrie C.T. & Hannington M.D. (Eds) Volcanic-associated massive sulfide deposits: Processes and examples in modern and ancient settings. *Reviews in Economic Geology*, **8**:133-155.
- Arndt N.T., Czamanske G.K., Wooden J.L., Federenko V.A., 1993. Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism. *Tectonophysics* **223**, 39-52.
- Bahia R.B.C., Truckenbrodt W., Quadros M.L.E.S., Nogueira A.C.R. 1995. A Geologia do Gráben dos Pacaás Novos –

- Região NW do Estado de Rondônia. In: V SNET Gramado, *Anais...*, p. 269.
- Bahia R.B.C. 1997. *A Formação Palmeiral (Proterozóico Superior) na Serra dos Pacaás Novos, oeste de Rondônia*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 88 p.
- Barret T.J., MacLean W.H., Cattalani S., Hoy L., Riverin G. 1991. Massive sulphide deposits of the Noranda area, Quebec. III. The Ansil Mine. *Can. J. Earth Sci.* **28**:1699-1730.
- Barrett T.J. & MacLean W.H. 1993. Lithogeochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*, **48**:109-133.
- Barrett T.J. & MacLean W.H. 1999. Volcanic Sequences, Lithogeochemistry, and Hydrothermal Alteration in Some Bimodal Volcanic-Associated Massive Sulfide Systems. *Reviews in Economic Geology*, **8**:101-131.
- Barton P.B. & Bethke P.M. 1987. Chalcopyrite disease in sphalerite: pathology and epidemiology. *The American Mineralogist*, **72**:451-467.
- Basei M.A.S. 1977. *Idade do vulcanismo ácido a intermediário na região amazônica*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 133 p.
- Batata M.E.F. & Menezes T. 2005. *Contribuição ao Conhecimento Geológico, Estrutural e Geocronológico das Rochas da Região de Filadélfia*. Trabalho de Conclusão de Curso, Graduação em Geologia, Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, 79 p.
- Berthé D., Choukroune P., Jegouzo P. 1979. Orthogneiss, mylonites and non-coaxial deformation of granites: The example of the South American Shear Zone. *J. Struct. Geol.* **1**:31-42.
- Bezerra P.E.L. 1984. Cronoestratigrafia das coberturas proterozóicas do Cráton Amazônico e seu relacionamento com o Supergrupo Uatumã (Amazônia Legal). In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia. *Anais*, **3**: 2125-2138.
- Birch F. 1978. Finite strain isotherm and velocities for single-crystal and polycrystalline NaCl at high pressures and 300 K, *J. Geophys. Res.* **83**: 1257-1268.
- Bornikov N.S., Genkin A.D., Dobrovolskaya M.G., Muravitskaya G.N., Filimonova A.A. 1991. The nature of chalcopyrite inclusions in sphalerite: exsolution, coprecipitation, or "disease"? *Economic Geology*, **86**:1070-1082.
- Burnham C.W. 1979. Magmas and Hydrothermal Fluids. In: Barnes H.L., John Wiley & Sons (ed.). *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, pp.: 71-136.
- Campbell A.C., Palmer M.R., Klinkhammer G.P., Bowers T.S., Edmond J.M., Lawrence J.R., Casey J.F., Thompson G., Humphris S., Rona P., Karson J.A. 1988. Chemistry of hot springs on the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, **335**:514-519.
- Campbell I. H., Leshner C. M., Coad P., Franklin J. M., Gorton M. P., Thurston P. C. 1984. Rare-earth element mobility in alteration pipes below massive Cu-Zn sulfide deposits. *Chem. Geol.* **45**:181-202.
- Cas R.A.F., Wright J.V. 1987. *Volcanic successions, modern and ancient*. Allen & Unwin, London, 528 pp.
- Cathelineau M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, **23**:471-485.
- Cattalani S. & Bambic P. 1994. Application de la lithogéochimie e du changement de masse en exploration minière., In: Congress APGGQ 1994, Val D'Or, Quebec. *Short Course Manual*
- Cescato C.M.A., Xavier R.P. 2004. Caracterização e evolução dos fluidos associados à formação do depósito de Zn-Pb-Ag-(Cu-Au) de Aripuanã (MT). In: Relatório Final de Iniciação Científica. FAPESP Proc. 03/00339-6, 26p.
- Clarke D.B. 1992. *Granitoid Rocks*. Chapman & Hall, London, 283 pp.
- Coffin M.F. & Eldhom O. 1994. Large igneous provinces: crustal estrutura, dimensions, and external consequences. *Rev. Geophys.* **32**, 1-36.
- Colleman R.G. 1975. *Minerals and Rocks*. Springer-Verlag Berlin Heilderberg, New York, 229p.
- Condie K.C. 1967. Geochemistry of early Precambrian graywackes from Wyoming.- *Geochim. Cosmochim.* **31**: 2135-2149.
- Condie K.C., 1976. Trace-element geochemistry of Archean greenstone belts. *Earth Sci. Rev.* **12**:393-417.
- Costa J.B.S., Hasui Y. 1992. Aspectos tectônicos fundamentais do Proterozóico Médio na Amazônia Brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**(4): 481-486.
- Costa U.R., Barnet R.L., Kerrich R. 1983. The Matagami Lake Mine Archean Zn-Cu sulfide deposit, Quebec: hydrothermal coprecipitation of talc and sulfides in a sea-floor brine pool –Evidence from geochemistry,  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , and mineral chemistry. *Economic Geology*, **78**(6):1144-1203.
- Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J. 1979. *The interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin, London, 450 pp.
- Craig J.R. 1983. Metamorphic features in Appalachian massive sulfides. *Mining Magazine*, **47**:515-525.
- Davies D. W., Lowenstein T. K., Spencer R. J. 1990. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H<sub>2</sub>O, NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O, NaCl-MgCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O and NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *Geochimical et Cosmochimica Acta*, **54**:5991-601.
- DePaolo D. J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, **53**:189-202.
- Doe B.R., Zartman, R.E. 1979. Plumbotectonics I, The Phanerozoic. In: Barnes, H.L. (Ed.). *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2<sup>a</sup> ed., Wiley Intersc., pp.: 22-70.
- Doyle M.G. & Allen R.L. 2003. Subsea-floor replacement in volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Ore Geology Reviews*, **23**:183-222.
- Dubois M. & Marignac C. 1997. The H<sub>2</sub>O-NaCl-MgCl<sub>2</sub> ternary phase diagram with special application to fluid inclusions studies. *Econ. Geol.*, **2**:114-119.
- Eldridge C.S., Barton P.B., Ohmoto H. 1983. Mineral textures and their bearing on formation of the Kuroko orebodies. *Econ. Geol. Monogr.* **5**:241-281.
- Eldridge C.S., Bourcier W.L., Ohmoto H., Barnes H.L. 1988. Hydrothermal inoculation and incubation of the chalcopyrite disease in sphalerite. *Economic Geology*, **83**(5):978-989.
- Fallick A.E., McConville P., Boyce A.J., Burges R., Kelley S.P. 1992. Laser microprobe stable measurements on geological

- materials: some experimental considerations (with special reference to  $\delta^{34}\text{S}$  sulphides). *Chemical Geology*, **101**:53-61.
- Figueiredo A.J.A. & Olivatti O. 1974. *Projeto Alto Guaporé*. DNPMP-CPRM (Relatório Final Integrado), Goiânia, 173 pp.
- Figueiredo M.C.H. 1985. Introdução à Geoquímica dos Elementos Terras Raras. *Boletim IG-USP, Série Científica*, **16**:15-31.
- Franklin J.M., Lydon J.W., Sangster D.F. 1981. Volcanic-associated massive sulfide deposits. *Economic Geology*, **75**: 485–627.
- Freitas F.A.O. & Jesus, F.A.O. 2003. *Mapeamento geológico e de potencialidade metalogenética do município de Juara-MT*. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia), Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, 110 p.
- Galé G.H., Dabek L.B., Fedikow M.A.F. 1997. The application of Rare Earth element analyses in the exploration for volcanogenic massive sulphide deposits. *Ore Geology Rev.* **3**(6):233-252.
- Gaudette H.E., Lafon J.M., Macambira M.J.B., Moura C.A.V., Scheller T. 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results. Examples from the Precambrian of Brazil. Aceito pelo Journal of South American. *Earth Sciences*, **11**:351-363.
- Gemmel J. B. & Fulton R.I. 1999. A chemical model for the Devonian remobilization process in the Cambrian VHMS Rosebery Deposit, Western Tasmania". *Econ. Geol.:* **94**(04).
- Gibson H.L. & Kerr D.J. 1993. Giant volcanic associated massive sulphide deposits: with emphasis on Archean deposits. In: (eds) Giant Ore Deposits. *Society of Economic Deposits, Special Paper 2*:319-348
- Gomes M.F. & Uchôa J.C.F. 2004. *Contribuição ao conhecimento geológico da região de Castanheira, médio noroeste de Mato Grosso*. Trabalho de conclusão de curso (Graduação em Geologia). Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso, 128 p
- Grant J.A. 1986. The isocon diagram – A simple solution to presents equation for metasomatic alteration. *Ecm. Geol.* **81**:1976-1982
- Guilbert J.M. & Park Jr. 1996. *The geology of ore deposits*. W.H. Freeman and Company, New York, 985 pp.
- Hannington M.D., Kjarsgaard I.M., Galley A.G., Taylor B. 2003. Mineral-chemical studies of metamorphosed hydrothermal alteration in the Kristineberg volcanogenic massive sulfide district, Sweden. *Mineralium Deposits*, **38**:423-442.
- Hasui Y. & Costa J.B.S.1991. *Zonas e Cinturões de Cisalhamento*. Belém: Ed. Universitária. UFPA, 144p.
- Häussinger H., Okrusch M., Scheepers D. 1993. Geochemistry of pre-epithermal hydrothermal alteration of sedimentary rocks associated with the Gorb massive sulphide prospect, Damara Orogen, Namibia. *Econ. Geol.*, **88**:72-90.
- Hawkesworth C.J., Gallagher K., Hergt J.M., McDermott F. 1993. Mantle and slab contribution in arc magmas. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.* **21**:175-204.
- Hay R.L. 1959. Formation of the crystal-rich glowing avalanche deposits of St. Vincent, B.W.I. *Journal of Geology*. **67**:540-562.
- Herrmann W. & Hill A.P. 2001. The origin of chlorite-tremolite-carbonate rocks associated with the Thalanga volcanic-hosted massive sulfide deposit, North Queensland, Australia. *Economic Geology*, **96**(5):1149-1173.
- Hou Z., Zaw K., Xiaoming Q., Qingtong Y., Jinjie Y., Mingji X., Deming F., Xianke Y. 2001. Origin of the Gacun volcanic-hosted massive sulfide deposit in Sichuan, China: fluid inclusion and oxygen isotope evidence. *Econ. Geol.*, **96**:1491-1512.
- Huston D.L. 1999. Stable isotopes and their significance in understanding the genesis of volcanic-hosted massive sulfide deposits: a review. In: Society of Economic Geologist, Inc., Barrie C.T., Hannington M.D. (eds.), *Reviews in Economic Geology*, **8**:157-179.
- Hyndmann D. 1985. Petrology of Igneous and Metamorphic rocks – 786 S. (MacGraw-Hill).
- Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, **8**:523-548.
- Ishikawa Y., Sawaguchi T, Iwaya S., Horiuchi M.1976. Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration halos. *Mining Geology*, **26**:105-117
- JICA/MMAJ. 2000. *Report on the Mineral Exploration in the Alta Floresta Area, Federative Republic of Brazil, phase II*. Japan International Cooperation Agency, **6**, 521 p. *Journal of Geochemical Exploration*, **48**:109-133.
- Kelley S.P. & Fallick, A.E.1990. High precision spatially resolved analysis of  $\delta^{34}\text{S}$  in sulphides using laser extraction technique. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **54**: 883-888.
- Khin Zaw, Gemmel J. B., Large R. R., Mernagh T. P., Ryan C. G. 1996. Evolution and source of ore fluids in the streinger system, Hellyer VHMS deposit, Tasmania, Australia: evidence from fluid inclusion, microthermometry and geochemistry. *Ore Geology Reviews*, **10**: 3-6.
- Krogh T.E. 1973. A low contamination method for decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. *Geoch Cosm Acta*, **37**: 485-494.
- Knuckey M.J., Comba C.D.A., Riverin G. 1982. The Millenbach deposit, Noranda District, Quebec – an update on structure, metal zoning and wall rock alteration. *Geological Association of Canada, Special Paper*, **25**:297-318.
- Lacerda Filho J.V., Souza J.O., Oliveira C.C., Ribeiro P.S.E., Boas P.F.V., Albuquerque M.C., Frasca A.A.S., Borges F.R., Moreton L.C., Martins E.G., Camargo M.A., Valente C.R., Pimentel M.M., Botelho N.F. 2001. Geologia e evolução tectônica da região norte do Mato Grosso (Projeto Promin-Alta Floresta). In: SBG, 7º Simp. Geol. Amazônia, Belém, Sessão Temática VII. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. P. 166.
- Lacerda Filho, J.V., Abreu Filho, W., Valente, C.R., Oliveira, C.C., Albuquerque, M.C. 2004. *Geologia e recursos minerais do Estado de Mato Grosso*. Programa integração, atualização e difusão de dados da geologia. CPRM. 200 pp. + Mapas.
- Large R.R., Huston D.L., MacGoldrick P.J., Ruxton P.A., MacArthur G. 1989. Gold distribution and genesis in Australian volcanogenic massive sulfide deposits and their significance for gold transport models. In: The geology of gold deposits: The perspective in 1988. Edited by R.R.

- Keays, W.R. Ramsay and D. I. Groves. *Economic Geology Monograph*, **6**:520-536.
- Le Maitre, R.W., 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of igneous rocks. Blackwell, Oxford, 193 pp.
- Leal J.W.L., Silva G.H., dos Santos D.B., Teixeira W., Dilma M.I., Fernandes C.A.C., Pinto A. 1978. *Geologia da Folha SD-20, Porto Velho*. DNPM, RADAMBRASIL, 16. 184 pp.
- Leite J.A.D. & Saes G.S. 2000. Geology of southern Amazon Cráton, in southwestern Mato Grosso, Brazil: a review. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**(1):91-94.
- Leite, J.A.D., Saes, G.S., Pinho, F.E.C., Neder, R. D., Fernandes, C.J. 2000. Contrasting tectonic regime during the early Mesoproterozoic in southern Amazon Cráton, Rio Negro-Juruena Province. In: XXXI Internacional Geologic Congress. *Abstract volume*, **1**.
- Leite J.A.D., Saes G.S., Macambira M.J.B. 2001a. The Teles Pires volcanic province: a Paleoproterozoic silic-dominated large igneous province in southwest Amazon Cráton and tectonic implications. In: III Simpósio Sulamericano de Geologia Isotópica, Pucón Chile. Sociedad Geologica de Chile, *Anais...*, **1**:180-183.
- Leite J.A.D., Saes G.S., Macambira M.J.B. 2001b. *The southwest portion of Amazon Cráton in Mato Grosso, Brazil: The state-of-art of geologic knowledge*. In: I Workshop on the Geology of SW Amazonian Cráton, Ed. IG-USP, 64 p.
- Leite J.A.D., Quadros A.P., Gomes M.F. 2001c. Caracterização petrográfica do vulcanismo ácido do norte de Mato Grosso ao longo da BR 163 entre Guarantã do Norte e divisa MT-PA In: IX Encontro de Iniciação Científica, Universidade Federal de Mato Grosso. *Anais...*, **(1)**: 55-55.
- Leite J.A.D. & Gomes M.F. 2002a. Assinaturas geoquímicas de rochas da Província Vulcânica Teles Pires (PVTP) no norte de Mato Grosso e seu significado genético. In: X Encontro de Iniciação Científica. *Anais...*, Universidade Federal de Mato Grosso, **1**:46-46.
- Leite J.A.D., Saes G.S., Souza M.Z.A., Da Silva V.R., Da Silva D.R. 2002b. A suíte Paleoproterozóica gabro-granodiorito-granito do Alto Estrutural Eugênia-Arinos do sudoeste do Cráton Amazônico. In: SBG, XLI Cong. Bras. Geol., *Anais...*, p. 453.
- Leite J.A.D. & Saes G.S. 2003. Geocronologia Pb/Pb de zircões detriticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozóicas do sudoeste do Cráton Amazônico. *Revista do Instituto de Geociências da USP, Série Científica*, São Paulo, **3**:113-127.
- Leite J.A.D, Souza M.Z.A., Saes G.S., Batata M.E.F., Oliveira F.A., Menezes T., Freitas F.A.O., Gomes M.F., Uchoa J., Silva V.F., Silva D.R. 2005. Geologia, geocronologia e evolução crustal de partes da porção sul do Cráton Amazônico no Alto Estrutural Eugênia-Arinos, médio-noroeste de Mato Grosso. *Coletânea Geológica*, (no prelo).
- Lentz D. 1998. Petrogenic evolution of felsic volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic-hosted massive sulfide systems: the role of extensional geodynamics. *Ore Geology Reviews*, **12**:289-327.
- Leshner C.M., Goodwin A.M., Cambell I.H., Gorton, M.P. 1985. Trace-element geochemistry of ore-associated and barren felsic metavolcanic rocks in the Superior Province, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, **23**: 222-237.
- Liaghat S. & MacLean W.H. 1995. Lithochemochemistry of altered rocks at the New Inco VMS deposit, Noranda, Quebec. *Jour. Geochem. Explor.* **52**:333-350.
- Lima M.I.C., Montalvão R.M.G., Issler R.S., Oliveira A.S., Basei M.A.S., Araújo J.F.V., Silv, G.G. 1974. Geologia Folha NA/NB 22 - Macapá. In: Departamento Nacional da Produção Mineral; Ministério das Minas e Energia. (Org.). *Levantamento de Recursos Naturais*, 6. Rio de Janeiro, pp.: 1-120.
- Lipman P.W., 1984. The roots of ash-flow calderas in North America: Windows into the tops of granite batholiths. *Journal of Geophysical Research*, **89**: 8801-8841.
- Litherland M., Annells R.N., Appleton J.D., Berrangé J.P., Bloomfield K., Barton C.C.J., Darbyshire D.P.F., Fletcher C.J.N., Hamkins M.P., Klink B.A., Llanos A., Mitchell W.I., O'connor F.A., Pitfield P.E.J., Power G., Weer B.C. 1986. The geologic and mineral resources of the bolivian precambrian shield. *Bri. Geol. Surv.* (Overseas Memoir 9) 153 p.
- Lottermoser B. G. 1992. Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews*, **7**: 25-41.
- Ludwig KR 1993. Pbdatt: a computer program for processing Pb-U-Th isotope data, version 1.24. *US Geological Survey, Open-File Report*, **88**: 542-574.
- Ludwig KR 2001. User manual for Isoplot/Ex rev. 2.49. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Spec Publ* no 1a, 56 pp
- Lydon J.W. 1988. Volcanogenic massive sulphide deposits, Part 2. Genetic models. *Geoscience Canada*, **15**:43-65.
- MacLean W.H. & Barrett J. 1993. Lithochemochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*, **48**:109-133.
- MacLean W.H. 1988. Rare earth element mobility at constant inter-REE ratios in the alteration zone at the Phelps Dodge massive sulphide deposit, Matagami, Quebec. *Mineralium Deposita*, **23**:231-238.
- MacLean W.H. & Hoy L.D. 1991. Geochemistry of altered rocks at the Horne Mine, Noranda, Quebec. *Econ. Geol.* **86**:506-528
- Manhès G. 1982. *Développement de l'ensemble chronométrique U-Th-Pb. Contribution à la Chronologie Initiale do Système Solaire*. Paris. Thèse du Doctorat d'état. Université de Paris VII, 249p.
- Maniar P.D. & Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **101**: 635-643.
- Marsh B.D. 1981. On the crystalline probability of occurrence, and rheology of lava and magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **78**: 85-98.
- McPhie J., Doyle M., Allen R. 1993. *Volcanic Textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies. University of Tasmania. 198p.
- Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.* **16**:207-218.
- Michard A., Albarède F., Michard G., Minster J. F., Charlou J. L. 1983. Rare Earth elements and uranium in high-temperature solutions from East Pacific Rise hydrothermal vent field (13°N). *Nature (London)*, **303**:795-797.

- Montalvão R.M., Bezerra P.E.L., Drago V.A., Cunha B.C.C. 1984. Cobertura de plataforma da Amazônia, sua sedimentação e evolução tectônica. In: SBG, XXXIII Cong. Bras. Geol., *Anais...*, **33**:2101-2114.
- Montalvão R.M.G., Tassinari C.G.G., Bezerra P.E.L., Prado P. 1984. Geocronologia dos granitóides e gnaisses das regiões de rio Maria, fazenda Mata Geral e Rio Itacaiunas, Sul do Pará (Distrito Carajás - Cumaru). In: SBG, XXXIII Cong. Bras. Geol., *Anais...* **6**:2757-2766.
- Montalvão R.M.G. & Bezerra P.E.L., 1985. Evolução geotectônica do Cráton Amazônico (Amazônia Legal) durante o Arqueano e Proterozoico. Simp. Geol. Núcleo Centro-Oeste, **9**:73-147.
- Moura M.A., 1998. *O maciço granítico Matupá no depósito de ouro Serrinha (MT): petrologia, alteração hidrotermal e metalogenia*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Moura M.A. & Botelho N.F. 1998. A mineralização do tipo Au pórfiro de Serrinha (MT). In: SBG, Congr. Bras. Geol. **40**:116-116.
- Munhá J. & Kerrich R. 1980. Seawater – basalt interaction from the Iberian Pyrite belt. *Contrib. Mineral. and Petrol.*, **73**:191-200.
- Nakamura K., 1977. Volcanoes as a possible indicator of tectonic stress orientation: principle and proposal. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **2**:1-16.
- Néder R.D. 2002. *Depósitos de sulfeto maciço associados a rochas vulcânicas: o caso do depósito Zn-Pb do Expedito, Aripuanã, MT, Brasil*. IG/UNICAMP, Campinas, Tese de Doutorado, 106p.
- Néder R.D.N., Figueiredo B.R., Beaudry C., Collins C., Leite J.A.D. 2000. The Expedito Massive Sulphide Deposit, Mato Grosso. *Rev. Bras. Geoc.* **30**(2):222-225.
- Néder R.D., Figueiredo B.R., Tassinari C.C.G., Leite J.A.D. 2001. Implicações genéticas da alteração cálcio-silicática do depósito de Zn-Pb da Serra do Expedito, Aripuanã, MT. In: *Geology of SW Amazon Cráton: the state-of-art*. IG-USP, **1**:130-135.
- Ohmoto H. 1996. Formation of volcanogenic massive sulfite deposits: the Kuroko perspective. *Ore Geology Reviews*, **10**:135-177.
- Ohmoto, H. 1986.a. Stable isotope geochemistry of ore deposits. In: *Mineralogical Society of America, Valley, J.W.; Taylor, H.P. Jr., O'Neil (eds.), Reviews in Mineralogy* **16**: 491-560.
- Ohmoto H. 1983. Geologic setting of the Kuroko Deposits, Japan – Part. III. Submarine calderas and kuroko genesis. In: Ohmoto H. and Skinner B.J., eds Kuroko and Related VMS deposits. *Economic Geology Monograph*, **5**:9-23.
- Paulick H., Herrmann W., Gemmel B.J. 2001. Alteration of felsic volcanics hosting the Thalanga massive sulfide deposit (North Queensland, Australia) and geochemical proximity indicators to ore. *Economic Geology*, **96**(5):1175-1200.
- Pearce J.A. & Cann J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planet. Sci. Letter.* **19**: 290-300.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**(4):956-983.
- Pearce J.A. & Peate D.W. 1995. Tectonic Implications of the composition of volcanic arc magmas. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **23**, 251-285.
- Pearce J.A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams, In: Wyman, D.A. (Ed.), *Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration*. Geological association of Canada, *Short Course Notes*, **12**:79-113.
- Pearce, J. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes* **19**:120-125.
- Peter J.M., Scott S.D. 1999. Windy Craggy, Northwestern British Columbia: the largest Besshi-type deposit. In: Society of economic Geologist, Inc., Barrie, C.T.; Hannington, M.D. (eds.), *Reviews in Economic Geology*, **8**: 261-295.
- Petersen S., Herzig P. M., Hannington M. D. 2000. Third dimension of a presently forming VHMS deposit: TAG hydrothermal mound, Mid-Atlantic Ridge 26°N. *Mineralium Deposita*, **35**:2-3.
- Piccerillo A. & Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contr. Mineral. Petrol.*, **58**:63-81
- Pinho M.A.S.B., Schumus W.R.V. & Chemale F.J. 2001. Nd isotopic compositions, U-Pb age and geochemistry of Paleoproterozoic magmatism of the southwestern Amazonian Cráton. In: *Geology of SW Amazon Cráton: the state-of-the-art*. IG-USP, **1**:127-131.
- Pinho M.A.S.B. 2002. Geoquímica e geocronologia da Sequência Vulcano-Plutônica Teles Pires, norte de Mato Grosso. In: SBG, XLI do Cong. Bras. Geol., *Anais...*, p. 465.
- Reches Z. 1986. Mechanical aspects of pull-apart basins and push-up swells with applications to the dead sea transform. *Tectonophysics*, **141**:75-88.
- Rizzoto G.J., Quadros M.L.E.S., Silva L.C., Armstrong R., Almeida M. 2002. O Granito Aripuanã: Datação U-Pb (SHRIMP) e implicações metalogenéticas. In: SBG, XLI Cong. Bras. Geol., *Anais...*, p. 469.
- Roedder E. 1984. Fluid Inclusions. *Reviews in Mineralogy*, **12**:644p.
- Ruiz C., Arribas A., Arribas A.Jr. 2002. Mineralogy and geochemistry of the Mass Valverde blind massive sulphide deposit, Iberian Pyrite Belt (Spain). *Ore Geology Rev.* **19** (1-2):1-22.
- Saes G.S. & Leite J.A.D. 1993. Evolução tectono-sedimentar do Grupo Aguapeí, Proterozóico Médio na porção meridional do Cráton Amazônico: Mato Grosso e oriente boliviano. *Rev. Bras. Geoc.* **23**(1):31-37.
- Saes G.S. & Fragoso Cesar A.R.S. 1994. The Aguapeí basin: A Grenville age aulacogen of the Sunsas Orogen. In: XXXVIII Cong. Bras. Geol., *Boletim de Resumos*, p. 207-209.
- Saes G.S. & Fragoso Cesar A.R.S. 1996. Acreção de terrenos mesoproterozóicos do SW da Amazônia. In: XXXIX Cong. Bras. Geol., *Boletim de Resumos*, p.124-126.
- Saes G.S. 1999. *Evolução tectônica e paleogeográfica do Aulacógeno Aguapeí (1,2-1,0Ga) e dos terrenos de seu embasamento na porção sul do Cráton Amazônico*. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 135 p.
- Saes G.S., Leite J.A.D., Macambira M.B. 2001. Stratigraphy and sedimentary environments of Proterozoic sequences in Cachimbo and Caiabis-Aripuanã basins, Amazon Cráton, Brazil. In: *Geology of SW Amazon Cráton: the state-of-the-art*. IG-USP, **1**:69.



- Saes G.S., Fragoso Cesar A.R.S., Leite J.A.D. 2002a. Litocronoestratigrafia da sedimentação mesoproterozóica do sudoeste do Cráton Amazônico. In: SBG, XLI Cong. Bras. Geol., *Anais...*, p. 333.
- Saes G.S., Leite J.A.D., Fragoso César A.R.S. 2005. Seqüências deposicionais Mezoproterozóicas do sudoeste do Cráton Amazônico. *Coletânea Geológica*, (no prelo).
- Santos D.B., Fernandes P.E.C.A., Dreher A.M., Cunha F.M.B., Basei M.A.S., Teixeira J.B.G. 1975. Geologia da Folha SB 21 - Tapajós. In: Departamento Nacional da Produção Mineral; Ministério das Minas e Energia. (Org.). *Levantamento de Recursos Naturais*, 7, Ed. Rio de Janeiro, pp.: 15-116.
- Sánchez-España J., Velasco F., Yusta I. 2000. Hydrothermal Alteration of Felsic Volcanic Rocks Associated with Massive Sulphide Deposition in the Northern Iberian Pyrite Belt (NW Spain). *Applied Geochemistry*, 15(9) 4:1265-1290.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., Mcnaughton N.J., Fletcher I.R.A. 2000. New understanding of the provinces of the Amazon Cráton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4):453-488.
- Santos J.O.S., Groves D.I., Hartmann L.A., Moura M.A., Mcnaughton N.J. 2001. Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta domains, Tapajós-Parima orogenic belt, Amazonian Cráton, Brazil. *Mineralium Deposita*, 36: 278-299
- Sato K. & Tassinari C.C.G. 1991. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: M.L. da Costa & R.S. Angélica (coord.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. SBG, núcleo norte, pp.:91-142.
- Scheepers R. 1995. Geology, geochemistry and petrogenesis of Late Precambrian S-, I- and A- type granitoids in the Saldania belt, Western Cape Province, South Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 21(1):35-58.
- Shervais J.W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59:101-118.
- Shikazono N., Hoshino M., Utada M., Nakata M., Ueda A.. 1998. Hydrothermal carbonates in altered wall rocks at the Uwamuki, Kuroko deposits, Japan. *Mineralium Deposita*, 33: 346-358.
- Skirrow R.G. & Franklin J.M. 1994. Silicification and metal leaching in subconcordant alteration zones beneath the Chisel Lake massive sulfide deposit, Snow Lake, Manitoba. *Economic Geology*, 89: 31-50.
- Silva G.H., Leal J.W.L., Montalvão R.M.G., Bezerra P.E.L., Pimenta O.N.S., Tassinari C.C.G., Fernandes C.A.C. 1974. Folha SC-21 Jurueua. In: SBG, Cong. Bras. Geol., *Anais...*, 28:309-320.
- Silva, G.H., 1980. Projeto Radambrasil, Folha SC 21, Geologia, Produção Mineral.- Jurueua. Departamento Nacional da Rio de Janeiro, *Lev. Rec. Naturais* 20.
- Silva G.H., Leal J.W.L., Montalvão R.M.G., Bezerra P.E.L., Pimenta O.N.S., Tassinari C.C.G., Fernandes C.A.C. 1980. Projeto Radambrasil. Folha SC. 21-Jurueua: *geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra: Geologia*. DNPM. 20. Rio de Janeiro, pp.: 21-116.
- Souza E.P. & Hildred P.R. 1980. Contribuição ao estudo da geologia do Grupo Aguapeí em Mato Grosso. In: SBG, XXXI Cong. Bras. Geol., *Anais...*, 2:587-598.
- Sparks R.S.J. & Walker G.P.L. 1977. The significance of vitric-enriched air-fall ashes associated with crystal-enriched ignimbrite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2:329-341.
- Stacey J.S. & Kramer J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope by a two-stage model. *Earth and Planetary. Science Letters*, 26(2):207-221.
- Streckeisen A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Sci. Rev.*, 12:1-33
- Sverjenski D.A. 1984. Europium redox equilibria in aqueous solution. *Earth Plan. Sci. Letters*, 67:70-78.
- Tassinari C.C.G., Teixeira W., Siga O.Jr. 1984. Considerações cronoestratigráfica região das Chapadas do Cachimbo Dardanelos. In: XXX Cong. Bras. Geol., *Anais...*, 1:477-490.
- Tassinari C.C.G., Siga O.Jr., Teixeira W. 1984. Épocas metalogenéticas relacionadas a granitogênese do Cráton Amazônico, In: XXXII Cong. Bras. Geol., *Anais...*, 6:2963-2977.
- Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Nutman A.P., Van Schumus W.R., Bettencourt J.S., Taylor P.N. 1996. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Jurueua Province (Amazonian Cráton), and tectonic implications. *Intern. Geology Review*, 38(2):161-175.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of Amazonian Cráton. *Episodes*, 22(3):174-182
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2000. Geochronological Provinces of the Amazonian Cráton. *Episodes*, 22(3):174-182.
- Taylor, C.D., Zierenberg, R.A., Goldfarb, R.J., Kilburn, J.E., Seal, R.R., Kleinkopf, M.D., 1995. Volcanic-associated massive sulfide deposits. *U.S. Geol. Survey Open-File Report* 95-831:137-144.
- Tchalenko J.S. 1970. *Similarities between shear zones of different magnitudes*. Imperial College of Science and Technology. London. v.81, pp.1625-1640.
- Tchalenko J.S. & Ambraseys N.N. 1970. Structural analysis of the Dasht-e Bayaz fault (Iran) earthquake fractures. *Geol. Soc. America Bull.*, 81:41-60.
- Tchalenko J.S. & Berberian M. 1975. Dasht-e Bayaz fault, Iran: earthquake and earlier related structures in bed rock. *Geol. Soc. America Bull.*, 86:703-709.
- Teixeira W. & Tassinari C.C.G. 1984. Caracterização geocronológica da Província Rondoniana e suas implicações geotectônicas. In: II Symposium Amazônico, *Anais...*, p.87-101.
- Teixeira W., Tassinari C.C.G., Cordani U.G., Kawashita K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Cráton: Tectonic Implications. *Precambrian Research*, 42:213-27.
- Thornton C.P. & Tuttle O.F. 1960. Chemistry of igneous rocks, I. Differentiation index. *Amer. J. Sci.*, 258:664-684.
- Trägårdh J. 1991. Metamorphism of magnesium-altered felsic volcanic rocks from Bergslagen, central Sweden. A transition from Mg-chlorite to cordierite-rich rocks. *Ore Geology Reviews*, 6:485-497.
- Van der Molen I. & Paterson M.S. 1979. Experimental deformation of partially melted granite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 70: 299-318.

- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. 1987. A-Type Granites - Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **95**(4):407-419.
- Winchester J.A. & Floyd P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, **20**:325-343.
- Wood D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet Sci Letter*, **50**:11-30.
- Zang W. & Fyfe W.S. 1995. Chloritisation of the hydrothermally altered bedrock at the Igarape Bahia gold deposit, Carajas, Brazil. *Mineral. Deposit.*, **30**:30-38.
- Zartman R.E. & Doe B.R. 1981. Plumbotectonics - the model. *Tectonophysics*, **75**:135-62.