UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E GÊNESE DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA DO PATROCÍNIO,
PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS (PA)**

LUCAS VILLELA CASSINI

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

Dissertação de Mestrado

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

Versão Corrigida

São Paulo

2016

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Cassini, Lucas Villela

Alteração hidrotermal e gênese da mineralização aurífera do patrocínio, Província Mineral do Tapajós (PA). / Lucas Villela Cassini. - São Paulo, 2016.

152 p.: il.+ 2 anexos

Dissertação (Mestrado) : IGc/USP

Orient.: Juliani, Caetano

1. Hidrotermalismo 2. Ouro 3. Metalogênese I.
Título

Aos meus pais e irmão

À Le

AGRADECIMENTOS

Expresso meus agradecimentos ao professor Caetano Juliani pela paciência, tempo para discussões e pelos 30 dias de campo no Tapajós. Aprendi nesses 30 dias mais geologia do que o ano inteiro em que trabalhei na região.

Agradeço meus pais César e Mônica e meu irmão Marcos por sempre me apoiarem, principalmente nos momentos mais estressantes. Com vocês tudo sempre fica mais fácil. À minha fiel e eterna companheira Letícia, sem a qual eu não teria nem me matriculado no mestrado e mudado, possivelmente para sempre, a minha opção de carreira. Obrigado Lê.

Aos avós Izabel, Sebastião e Haydee, tios paulistas e cariocas, primos...Obrigado.

À família Freitas Guimarães, que sempre me recebeu muito bem.

Agradeço também o colega Diego Gutierrez pela intensa jornada no Tapajós, o colega/prof. Carlos Mario pelas dicas e discussões e o colega Carlos pela ajuda com o ArcGis.

Aos professores Johann Hans Daniel Schorscher pelas discussões e ajuda com a descrição petrográfica, à professora Lena Virginia Soares Monteiro pelo tempo e por revisar o primeiro pôster da minha vida acadêmica. Obrigado

Esse trabalho também não seria possível sem a ajuda, psicológica e moral, dos amigos Alice, Borba, Kabong, Clo, Orca, Dira, Lua, Poha, as metralhas, *et al....* sem vocês esse trabalho não sairia, obrigado. Agradeço também a correria dos funcionários do instituto Vasco Loios (geocron), Marcos Mansueto (microsonda) e Isaac Sayeg (MEV) para me ajudar a entregar a dissertação no prazo.

Ao programa de pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica, pelo financiamento e ajuda de custo nos congressos, simpósios e cursos em 2015. Foram todas experiências extremamente enriquecedoras. À *SEG (Society of Economic Geologists)* pela ajuda financeira sem a qual conclusões importantes dessa dissertação não seriam possíveis. À empresa Belo Sun, pelo fornecimento dos testemunhos para essa pesquisa. E, por fim, expresso meus agradecimentos ao contribuinte brasileiro, que através dos impostos financia nossa universidade, laboratórios, idas ao campo, análises etc. Espero um dia poder retribuir ao investimento do erário feito em mim. Muito obrigado.

RESUMO

O período de 2,0 à 1,88 Ga é marcado por um intenso magmatismo de afinidade cálcio-alcalina, com significativa relevância metalogenética na porção sul do Cráton Amazonas, mais precisamente na Província Mineral do Tapajós (PMT). Na concepção mais clássica esse magmatismo seria o resultado das orogenias ocorridas entre 2,10 e 1,87 responsáveis pela coalescência da Província Tapajós-Parima à Amazônia Central, com a formação dos arcos magmáticos Cuiú-Cuiú, Creporizão, Tropas e Parauari. Outra proposta evolutiva sugere que esses arcos magmáticos estariam edificadas em crosta arqueana e sua formação estaria associada a um regime tectônico singular, variando de levemente extensional a levemente compressivo. A importância metalogenética desse magmatismo fica evidente quando se considera o período de 1,97-1,88 Ga, no qual estão inseridas diversas ocorrências minerais de afinidade magmático-hidrotermal, destacando-se sistemas epitermais *high-sulfidation* associados à litotipos vulcânicos atribuídos ao evento Uatumã, epitermais low-sulfidation com adularia e depósitos do tipo pórfiro (Cu-Mo-Au).

A Vila do Patrocínio, que é marcada pela presença de diversos garimpos produtores de ouro e está localizada na porção central da PMT, se encaixa nesse contexto. Na região dominam sieno- e monzogranitos com monzonitos, sienitos, pórfiros e granodioritos subordinados. As características geoquímicas sugerem que granodioritos, granitos, monzonitos e pórfiros seguem *trends* evolutivos similares e são compatíveis com magmatismo sin-tectônico. Para os sienitos essas análises mostram um *trend* evolutivo ligeiramente distinto, sugestivo de situações tardi- a pós-tectônicas.

As análises geocronológicas mostram que granodioritos, $1994,3 \pm 8,8$ Ma, são as rochas mais antigas da região e o fato de serem magnéticos e apresentarem biotita e anfibólio primários sugerem fO_2 e teores de água compatíveis com os observados em rochas de arco magmático. Os valores de $\epsilon_{Nd(T)}$ de -8,43 e idade modelo T_{DM} de 2952 Ma corroboram com a existência de embasamento arqueano na PMT. Os monzonitos porfiríticos ocorrem na sequência e forneceram idade de $1970,4 \pm 7,7$ Ma. Esses litotipos são marcados pela intensa alteração hidrotermal (cloritização, sericitização e carbonatização) e pela associação pirrotita-pirita ±ouro, indicativa de ambientes reduzidos, com $fO_2 \leq FMQ$, e afinidades metalogenéticas com depósitos do tipo pórfiro reduzido. O pórfiro granodiorítico, datado em $1966,2 \pm 2,9$ Ma ocorre na sequência e apresenta intercrescimento granofírico, sugestivo de intrusão rasa. Ocorre alteração potássica fissural, porém não mineralizada. Os

monzogranitos revelaram idades de $1958,5 \pm 3,4$ Ma e são as rochas mais importantes do ponto de vista da mineralização, que ocorre preferencialmente nos trechos onde a rocha se encontra afetada por alteração potássica forte. Nesses casos o ouro se associa a veios e vênulas de quartzo-pirita. Análises com o par MEV-EDS mostraram o amplo domínio de pirita na região, sendo as inclusões mais comuns calcopirita fraturada e arredondada, Pb-bismutinita e ouro. A ausência de pirrotita nesses litotipos e a presença de calcopirita em veios tardios com clorita sugere a oxidação do sistema, atingindo fO_2 compatíveis com os dos depósitos do tipo pórfiro ($\geq FMQ+2$), apontando para a mudança no caráter geoquímico dos fluidos. Os sienitos datados em $1954,9 \pm 4,2$ Ma marcam essa migração e sugerem a maturidade do arco.

A consolidação dos dados aponta para a existência, inicialmente, de um sistema do tipo pórfiro com características reduzidas e reforçam o modelo genético regional de sistemas magmático-hidrotermais relacionados à arco magmático na PMT. A evolução e maturidade do arco ficam evidenciadas por mudanças geoquímicas, petrológicas e metalogenéticas no magmatismo, que passa a apresentar características tardi- e pós-tectônicas.

ABSTRACT

From 2.0 to 1.88 Ga the southern portion of the Amazon Craton, more precisely the Tapajós Mineral Province (TMP), was affected by an expressive magmatism of calc-alkaline affinity and important metallogenetic relevance. According to the classic model this magmatism is the result of the orogenic events that took place between 2.10 and 1.87 Ga which are responsible for the tectonic coalescence of the Tapajós-Parima and the Central Amazonian tectonic provinces, resulting on the formation of the Cuiú-Cuiú, Creporizão, Tropas and Parauari magmatic arcs. An alternative model suggests the existence of Archean basement rocks for the magmatic arc whose formation would be related to an unique tectonic regime, varying from slightly compressive to slightly extensive. The metallogenetic importance of this magmatism is evident on the interval of 1.97-1.88 Ga, on which many mineral occurrences of magmatic-hydrothermal affinity have been recognized, with emphasis on high-sulfidation epithermal systems related to the volcanic rocks of the Uatumã event, low-sulfidation epithermal systems with adularia and porphyry (Cu-Mo-Au) deposits.

The Patrocínio Village, located on the central portion of the TMP, is inserted on this context. The area is dominated by syeno- and monzogranites with subordinated monzonites, syenites, porphyry and granodiorites. Geochemical characteristics indicate similar evolutionary trends for the granodiorites, granites, monzonites and porphyry, all compatible with syn-collisional magmatism. The syenites, however, present a distinct evolutionary pattern, indicating late- to post-collisional settings.

The geochronology data show that the granodiorites, $1994,3 \pm 8,8$ Ma, are the country rocks on the region and its high magnetism and primary mineralogy, with biotite and amphibole, suggests fO_2 and water contents compatible with magmatic arc rocks. The $\epsilon_{Nd(T)}$ values of -8,43 and T_{DM} model ages of 2952 Ma indicates the presence of Archean basement rocks on the TMP. The porphyritic monzonites, $1970,4 \pm 7,7$ Ma, are characterized by the intense hydrothermal alteration (with formation of chlorite, sericite and carbonate) and by the mineral assemblage pyrrhotite-pyrite $\pm$ gold, suggesting reduced environment with $fO_2 \leq FMQ$ and metallogenetic affinity with reduced porphyry systems. The granodioritic porphyry, $1966,2 \pm 2,9$ Ma, is marked by the granophyric texture indicating shallow depths for the emplacement. Barren fissural potassic alteration commonly affects this lithotype. The monzogranites, $1958,5 \pm 3,4$ Ma, are the most important rocks from the mineralization point of view, which occur preferentially on the intervals where the rock is affected by strong

potassic alteration. On these cases gold is hosted on quartz-pyrite veins and veinlets. Analysis with SEM-EDS showed the vast domain of pyrite on the region, with rounded and fractured chalcopyrite, Pb-bismuthinite and gold as common inclusions. The absence of pyrrhotite on these lithotypes and the presence of chalcopyrite with chlorite on late veins indicates the oxidation of the system, achieving fO_2 compatible with porphyry type deposits ($\geq \text{FMQ}+2$), pointing towards a change on the geochemical characteristic of the fluids. The syenites, of $1954,9 \pm 4,2$ Ma, mark this change and attests to the maturity of the magmatic arc.

The consolidation of the results are suggestive of the existence of, primarily, a reduced porphyry system genetically related to the monzonites, reinforcing the genetic regional model of arc-related magmatic-hydrothermal systems on the TMP. Arc evolution and maturity are evidenced by geochemical, petrological and metallogenetic changes on the magmatism, that migrates toward late- to post-tectonic environments.

SUMÁRIO

Capítulo 1 - Apresentação

1.1	Introdução	17
1.2	Localização da Área.....	18
1.3	Histórico de Ocupação e Trabalhos Anteriores	19
1.4	Justificativas e Motivação	20
1.5	Objetivos	22

Capítulo 2 - Materiais e Métodos

2.1	Trabalho de Campo e Mapeamento Geológico.....	23
2.2	Petrografia e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).....	23
2.3	Química Mineral em Microsonda Eletrônica (MSE)	24
2.4	Litoquímica	25
2.5	Geoquímica Isotópica Sm–Nd	25
2.6	Geocronologia U–Pb em Zircão	26

Capítulo 3 - Revisão Conceitual

3.1	Depósitos Magmático–Hidrotermais	27
3.1.1	Depósitos do Tipo Pórfiro.....	27
3.1.2	Depósitos Epitermais (High e Low-Sulfidation)	31
3.1.2.1	Mineralizações Epitermais High-Sulfidation.....	31
3.1.2.2	Mineralizações Epitermais Low-Sulfidation	33
3.1.3	Intrusion Related Gold Systems	34
3.1.4	Alteração Hidrotermal.....	35
3.1.5	Mecanismos de Transporte e Precipitação de Ouro	39

Capítulo 4 - Geologia Regional do Craton Amazonas

4.1	Geologia e Compartimentação Tectônica do Cráton	43
4.1.1	Província Carajás	47
4.1.2	Província Amazônia Central	47

4.1.3	Província Transamazonas	47
4.1.4	Província Tapajós–Parima	48
4.1.5	Província Rio Negro	49
4.1.6	Província Rondônia–Juruena	49
4.1.7	Província Sunsás	51
4.2	Magmatismo Uatumã	52
4.3	Evolução Geotectônica da Porção Sul do Craton Amazonas.....	54
4.4	Metalogênese na Província Mineral do Tapajós	56
 Capítulo 5 - Contexto Geológico Local		
5.1	Levantamentos em Campo.....	60
5.2	Descrição Macroscópica dos Litotipos	65
 Capítulo 6 - Petrografia e Microscopia Eletrônica de Varredura		
6.1	Descrição Petrográfica dos Litotipos	71
6.1.1	Granodioritos	71
6.1.2	Monzogranitos e Sienogranitos.....	73
6.1.3	Sienitos, Quartzó-Sienitos, Monzonitos e Quartzó-Monzonitos	79
6.1.4	Pórfiros.....	82
6.1.5	Riolitos e Traquiandesitos	84
6.2	Caracterização de Minerais Opacos com Microscopia Eletrônica de Varredura e Petrografia de Luz Refletida.....	87
 Capítulo 7 - Litoquímica		
7.1	Geoquímica de Rocha Total.....	92
7.1.1	Elementos Maiores.....	92
7.1.2	Elementos Traço e Terras Raras	96
7.1.2.1	Ambiente Tectônico	101
 Capítulo 8 - Química Mineral		
8.1	Geotermometria da Clorita	103

Capítulo 9 - Geoquímica Isotópica

9.1 Geocronologia U–Pb em Zircão	107
9.2 Geoquímica Sm-Nd	114

Capítulo 10 - Discussões e Considerações

10.1 Rochas Encaixantes e Características do Sistema Hidrotermal no Patrocínio	117
10.2 Geoquímica Isotópica e Implicações Tectônicas	123
10.3 Considerações Finais	125

Referências Bibliográficas	129
---	------------

ANEXO A – Química de Rocha Total	142
---	------------

ANEXO B – Geoquímica Isotópica	146
---	------------

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1 - MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA VILA PATROCÍNIO MOSTRANDO OS RAMAIS DE ACESSO E PRINCIPAIS RIOS, DRENAGENS E VILAREJOS NAS ADJACÊNCIAS.	19
FIGURA 2 - MAPA DO CRÁTON AMAZONAS COM AS PROVÍNCIAS GEOCRONOLÓGICAS PROPOSTA POR SANTOS <i>ET AL.</i> (2000) E COM OS SISTEMAS MAGMÁTICOS–HIDROTERMAIS RELACIONADOS COM O MAGMATISMO UATUMÃ (ADAPTADO DE JULIANI <i>ET AL.</i> , 2005, 2009).....	20
FIGURA 3 - A) ZONA DE SUBDUÇÃO EM MARGEM TECTONICAMENTE ATIVA (PLACA OCEÂNICA X PLACA CONTINENTAL) ILUSTRANDO O PROCESSO DE FORMAÇÃO DO MAGMATISMO DE ARCO, SEGUNDO RICHARDS (2011). PRIMEIRAMENTE O SLAB SOFRE O PROCESSO DE DESIDRATAÇÃO, OS FLUIDOS MIGRAM PARA O MANTO ASTENOSFÉRICO E CAUSAM A DIMINUIÇÃO DA TEMPERATURA DE <i>SOLIDUS</i> DO MANTO, GERANDO FUSÃO. O MELT GERADO INSTALA-SE NA BASE DA CROSTA CONTINENTAL, PROCESSO TAMBÉM CHAMADO DE <i>UNDERPLATING</i> , ONDE PASSA POR PROCESSO DE <i>MASH (MELTING-ASSIMILATION-STORAGE-HOMOGENIZATION)</i> . À MEDIDA QUE SE DIFERENCIA ASCENDE NA CROSTA CONTINENTAL CARACTERIZANDO INTRUSÕES PREDOMINANTEMENTE MESO OU EPIZONAIS; B) ORÓGENO COLISIONAL MOSTRANDO LITOSFERA ESPESSADA E A GERAÇÃO DE MAGMA ATRAVÉS DE FUSÃO PARCIAL RESTRITA DA BASE DA CROSTA E DE MATERIAL CRUSTAL, CARACTERIZANDO A FORMAÇÃO DE GRANITOS DO TIPO S.....	28
FIGURA 4 - A) VALORES DE fO_2 PARA DIFERENTES ASSEMBLEIAS MINERAIS EM FUNÇÃO DA TEMPERATURA SOB 1 BAR. (FMQ = FAIALITA + MAGNETITA + QUARTZO); B) CONTEÚDO DE CU NO MELT EM FUNÇÃO DA TAXA DE FUSÃO PARCIAL (F) E fO_2 EXPRESSA EM ΔFMQ . EXTRAÍDO DE SUN <i>ET AL.</i> (2015).	29
FIGURA 5 - GRÁFICO ESQUEMÁTICO MOSTRANDO O TEOR DE FE NOS MAGMAS EM FUNÇÃO DO ESTADO DE OXIDAÇÃO, SEGUNDO SUN <i>ET AL.</i> (2015).....	30
FIGURA 6 - ESQUEMA COM O ZONAMENTO DAS ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS, AS QUAIS SE DISTRIBUEM EM UM PADRÃO TELESOPADO A PARTIR DA INTRUSÃO CENTRAL RESPONSÁVEL PELA MINERALIZAÇÃO DO TIPO PÓRFIRO, SEGUNDO (SILLITOE, 2010). NESSE CASO AS ALTERAÇÕES MAIS SUPERFICIAIS DO SISTEMA ESTÃO ASSOCIADAS COM O SISTEMA EPITERMAL <i>HIGH-SULFIDATION</i> E OBLITERAM AS ALTERAÇÕES ASSOCIADOS AO PÓRFIRO.	32
FIGURA 7 - ESQUEMA ILUSTRANDO A AMBIENTAÇÃO TECTÔNICA DOS DEPÓSITOS EPITERMAIS <i>HIGH-</i> E <i>LOW-SULFIDATION</i> , SEGUNDO RICHARDS (2013) OS DEPÓSITOS EPITERMAIS <i>LOW-SULFIDATION</i> , APESAR DE NÃO APRESENTAREM INDÍCIOS DIRETOS DE RELAÇÃO COM ATIVIDADE MAGMÁTICA NECESSITAM DE GRADIENTE GEOTÉRMICO SUFICIENTE PARA PROVOCAR A CONVECÇÃO DA ÁGUA EM SUBSUPERFÍCIE.	33
FIGURA 8 - GRÁFICO COM OS DIFERENTES TIPOS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL E AS RESPECTIVAS TEMPERATURAS EM FUNÇÃO DA ATIVIDADE DOS ÍON K^+ E H^+ . (ADAPTADO DE PIRAJNO, 2009).....	36
FIGURA 9 – SOLUBILIDADE DE OURO DADA EM MOLALIDADE E EM PARTE POR BILHÃO (PPB) A 1 KBAR EM FUNÇÃO DA TEMPERATURA, PARA UMA SOLUÇÃO AQUOSA APRESENTANDO MOLALIDADE DE 1,5 PARA NaCl E 0,5 PARA KCl, COM PH ESTABILIZADO PARA A PARAGÊNESE FELDSPATO POTÁSSICO + MUSCOVITA + QUARTZO. A) CONDIÇÕES DE fO_2 DADA PELA PARAGÊNESE HEMATITA–MAGNETITA; B) CONDIÇÕES DE fO_2 DADA PELA PARAGÊNESE PIRITA + PIRROTITA + MAGNETITA. AS LINHAS PRETAS INDICAM A SOLUBILIDADE TOTAL DE OURO. ESTABILIDADE DOS COMPOSTOS SEGUNDO STEFÁNSSON E SEWARD (2004) E JOHNSON <i>ET AL.</i> (1992). EXTRAÍDO DE WILLIAMS-JONES <i>ET AL.</i> (2009).	40

FIGURA 10 – A) CRÁTON AMAZÔNICO COM SUAS PRINCIPAIS PROVÍNCIAS GEOTECTÔNICAS, SEGUNDO SANTOS <i>ET AL.</i> (2000); B) CONFIGURAÇÃO DAS PROVÍNCIAS DO CRÁTON AMAZONAS SEGUNDO PROPOSTO POR SANTOS <i>ET AL.</i> (2006).	46
FIGURA 11 - FRENTE DE GARIMPO NOS ENTORNOS DA VILA PATROCÍNIO, ONDE SE PERCEBE A GEOMORFOLOGIA DA REGIÃO, DOMINADA POR MORROS DE BAIXO DECLIVE E SUPERFÍCIE REBAIXADA PELA ATIVIDADE GARIMPEIRA. ...	60
FIGURA 12 - MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA ESTUDADA SEGUNDO SANTOS <i>ET AL.</i> (1975) NO PROJETO RADAMBRASIL, COM MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO GERADO A PARTIR DE IMAGEM <i>SRTM</i> . SEGUNDO OS AUTORES O COMPLEXO CUIÚ-CUIÚ, A SUÍTE INTRUSIVA CREPORIZÃO E A SUÍTE INTRUSIVA PARAUARI SÃO REPRESENTANTES DE ARCOS MAGMÁTICOS QUE SOFRERAM A INTRUSÃO DE MAGMAS ANOROGÊNICOS DO TIPO A QUE GERARAM AS ROCHAS DA SUÍTE INTRUSIVA MALOQUINHA. O GRUPO IRIRI, SEGUNDO PROPOSTO POR JULIANI <i>ET AL.</i> (2005) REUNE ROCHAS CÁLCIO-ALCALINAS, DENTRE ELAS AS DAS FORMAÇÕES ARURI E SALUSTIANO. NO MAPA DA DIREITA ENCONTRAM-SE OS AFLORAMENTOS ESTUDADOS, AS LOCALIZAÇÕES DAS SONDAGENS DIAMANTADA E DUAS CAVAS DE GARIMPOS ABANDONADAS (GARIMPO DO MALAQUIAS, MAIS A SUL E O GARIMPO CASCALHEIRA, NA PORÇÃO CENTRAL DA FIGURA).	61
FIGURA 13 - A) AFLORAMENTO DE MONZOGRANITO COM CANELURAS DE DISSOLUÇÃO; B) MONZOGRANITO DO AFLORAMENTO APRESENTADO EM “A” MACIÇO, LEUCOCRÁTICO, SEM ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL; C) GRANODIORITO MACIÇO, LEUCOCRÁTICO, MAGNÉTICO.	62
FIGURA 14 - MONZOGRANITO AFETADO POR ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL PERVASIVA A QUAL É RESPONSÁVEL PELA FORMAÇÃO DE EPIDOTO, CLORITA E SERICITA E TAMBÉM POR DESTRUIR PARCIALMENTE OS CRISTAIS ORIGINAIS DE FELDSPATO DA ROCHA.	62
FIGURA 15 - A) AMOSTRA DO GARIMPO DO MALAQUIAS COM ROCHA AFETADA POR ALTERAÇÃO SERICÍTICA FORTE, COM QUARTZO + SERICITA + PIRITA OXIDADA; B) ANTIGA FRENTE DE LAVRA DO GARIMPO CASCALHEIRA, COM MONZOGRANITO DE COLORAÇÃO VERMELHA INTENSA, TAMBÉM APRESENTANDO ALTERAÇÃO PROPILÍTICA E SERICÍTICA. OCORREM VEIOS E VÊNULAS ORIENTADOS EM N50E (LINHAS AMARELAS). CANETA MAGNÉTICA DE ESCALA; C) AMOSTRA COM <i>STOCKWORK</i> DE VEIOS DE QUARTZO COLETADA NA CAVA DO GARIMPO CASCALHEIRA; D) PÓRFIRO MONZOGRANÍTICO MACIÇO, LEUCOCRÁTICO, COM FENOCRISTAIS DE PLAGIOCLÁSIO EUDRAIS DISPERSOS EM MATRIZ AFANÍTICA RÓSEA.	63
FIGURA 16 - A) E B) AFORAMENTO DE MONZOGRANITO FOLIADO, LEUCOCRÁTICO, MAGNÉTICO, COM FEIÇÕES INDICATIVAS DE FLUXO MARCADAS PELAS LINHAS VERMELHAS; C) AMOSTRA COM LEUCOGRANITO RICO EM PLAGIOCLÁSIO EM CONTATO COM GRANITO FINO, RICO EM BIOTITA. NOTAR A CONCENTRAÇÃO DE BIOTITA NA BORDA DO GRANITO MAIS CLARO, SUGERINDO QUE A ROCHA SOFREU FUSÃO PARCIAL, COM GERAÇÃO DE PALEOSSOMA E NEOSSOMA; D) MONZOGRANITO MACIÇO, LEUCOCRÁTICO, PORFIRÍTICO E MAGNÉTICO DOMINANTE NO AFLORAMENTO.	64
FIGURA 17 - A) EXEMPLO DE SIENOGANITO, MACIÇO, PORFIRÍTICO, MAGNÉTICO AFETADO POR DIFERENTES GRAUS DE ALTERAÇÃO POTÁSSICA, VARIANDO DE FRACA A MUITO FORTE DA ESQUERDA PARA DIREITA; B) GRANITÓIDE AFETADO POR POTASSIFICAÇÃO PERVASIVA, INTERCEPTADO POR VÊNULA DE QUARTZO + PIRITA; B') DESTAQUE DA VÊNULA DE QUARTZO + PIRITA COM OURO VISÍVEL DESTACADO.	66
FIGURA 18 - A) GRANODIORITO MACIÇO, LEUCOCRÁTICO, NÃO MAGNÉTICO, SEM ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL; B) SIENITO PORFIRÍTICO, MACIÇO, LEUCOCRÁTICO, FRACAMENTE MAGNÉTICO, COM ALTERAÇÃO CARBONÁTICA E SULFETOS DISSEMINADOS; B') MESMO SIENITO DA FOTO ANTERIOR, COM ALTERAÇÃO POTÁSSICA.	67

- FIGURA 19 - A) PÓRFIRO GRANODIORÍTICO, MACIÇO, MESOCRÁTICO, MAGNÉTICO COMPOSTO PRINCIPALMENTE POR BIOTITA, QUARTZO E PLAGIOCLÁSIO. NOTAR A ALTERAÇÃO POTÁSSICA PERVASIVA; B) DIQUE DE DIABÁSIO EM MONZOGRANITO DE COLORAÇÃO CINZA-ESCURA E TEXTURA AFANÍTICA; C) DIQUE DE RIOLITO AFANÍTICO EM SIENOGANITO, DE COLORAÇÃO CASTANHA, COM VEIO DE APROXIMADAMENTE 15 CM DE ESPESSURA DE PIRITA + CALCOPIRITA + QUARTZO. O CONTATO ENTRE OS LITOTIPOS É MARCADO PELA PRESENÇA DE VÊNULAS DE PIRITA + QUARTZO + CALCOPIRITA MINERALIZADAS EM OURO; D) DIQUE DE ROCHA BÁSICA EM MONZOGRANITO, DE COLORAÇÃO CINZA-ESCURA E TEXTURA AFANÍTICA, COM VÊNULAS DE PIRITA + QUARTZO, POR VEZES APRESENTANDO OURO.68
- FIGURA 20 - A)) ROCHA INTENSAMENTE FRATURADA, COM TEXTURA CATACLÁSTICA E FRAGMENTOS DE MEGACRISTAIS DE FELDSPATO POTÁSSICO E CIMENTAÇÃO POR QUARTZO LEITOSO. NAS BORDAS DOS VEIOS, PRÓXIMO AOS FRAGMENTOS PODEM SER VISTOS RELÍQUIAS DE TEXTURAS DE *OPEN-AND-FILL* E DRUSAS DE QUARTZO COM INTERCRESCIMENTO DE FELDSPATO MARROM, O QUE É MUITO SUGESTIVO DE TRATAR-SE DE ADULARIA; B) MILONITO COM FOLIAÇÃO DOBRADA, INTENSAMENTE HIDROTHERMALIZADO, RICO EM EPIDOTO; C) SIENOGANITO LEUCOCRÁTICO, PORFIRÍTICO, COM VÊNULA DE CALCITA PLACÓIDE NA ÁREA DELIMITADA EM VERMELHO.69
- FIGURA 21 - A) VEIO DE PIRITA INTRUDIDO EM SIENITO, PRÓXIMO AO CONTATO COM SIENOGANITO; B) VEIO DE PIRITA + QUARTZO ± CALCOPIRITA ENCAIXADO EM SIENOGANITO.70
- FIGURA 22 - DIAGRAMA QAP (STRECKEISEN, 1976) COM AS ANÁLISES MODAIS DE 16 AMOSTRAS SELECIONADAS DE MODO A REPRESENTAR TODA A VARIABILIDADE DE LITOTIPOS INTRUSIVOS DESCRITOS NA REGIÃO DO PATROCÍNIO.71
- FIGURA 23 - A) TESTEMUNHO DE SONDAGEM DE GRANODIORITO PORFIRÍTICO, MACIÇO E LEUCOCRÁTICO; B) ASPECTO GERAL DA SEÇÃO DELGADA DA AMOSTRA DE GRANODIORITO, ONDE SE NOTAM AGREGADOS DE MINERAIS MÁFICOS E DE PLAGIOCLÁSIO SAUSSURITIZADOS; C) FENOCRISTAL DE PLAGIOCLÁSIO COM BORDA AFETADA POR ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL; D) DETALHE DE AGREGADO DE MINERAIS MÁFICOS, COM ANFIBÓLIO (HORNBLENDA) E BIOTITA SUBEDRAIS; E) CRISTAL DE MICROCLÍNIO À DIREITA E FORMAÇÃO DE EPIDOTO HIDROTHERMAL (CLINOZOISITA); F) PLAGIOCLÁSIO SAUSSURITIZADO EM TONS MAIS ESCUROS COM NÚCLEOS DE MICROCLÍNIO, COM ANFIBÓLIO EUÉDRICO E BIOTITA PARCIALMENTE CLORITIZADA INTERGRANULARES. NOTAR AS BORDAS MENOS SAUSSURITIZADAS DO PLAGIOCLÁSIO, COMO A INDICADA PELA SETA. PL: PLAGIOCLÁSIO; QTZ: QUARTZO; Kfs: FELDSPATO POTÁSSICO; BT: BIOTITA; MC: MICROCLÍNIO; EP: EPIDOTO; HBL: HORNBLENDA.73
- FIGURA 24 – A) TESTEMUNHO DE SONDAGEM DO MONZOGRANITO MACIÇO, PORFIRÍTICO, LEUCOCRÁTICO, MAGNÉTICO, COM MEGACRISTAIS DE FELDSPATO POTÁSSICO COM ATÉ 2 CM DE COMPRIMENTO ENVOLVIDOS POR PLAGIOCLÁSIO, SEMELHANTE ÀS TEXTURAS *RAPAKIVI*; B) ASPECTO AO MICROSCÓPIO DO MONZOGRANITO PORFIRÍTICO ONDE É POSSÍVEL OBSERVAR-SE PLAGIOCLÁSIO PARCIALMENTE SAUSSURITIZADO (DE ASPECTO TURVO) AO REDOR DO FELDSPATO POTÁSSICO EM TEXTURA *RAPAKIVI-LIKE*, AGLOMERADOS DE MINERAIS MÁFICOS E GRÃOS DE QUARTZO (MAIS LÍMPIDOS); C) DETALHE DO AGLOMERADO DE MINERAIS MÁFICOS, COM AMPLO DOMÍNIO DE BIOTITA, COM ANFIBÓLIO, TITANITA EUÉDRICAS E MINERAIS OPACOS SUBORDINADOS; D) MEGACRISTAL DE MICROCLÍNIO COM INCLUSÕES DE PLAGIOCLÁSIO SAUSSURITIZADO. OCORRE TAMBÉM PLAGIOCLÁSIO NAS BORDAS DO FELDSPATO POTÁSSICO; E) MICROCLÍNIO DE APROXIMADAMENTE 1 CM DE COMPRIMENTO ENVOLTO POR PLAGIOCLÁSIO PARCIALMENTE SAUSSURITIZADOS NAS BORDAS; F) CRISTAL EUÉDRICO DE ALLANITA EM AGREGADO. PL: PLAGIOCLÁSIO; QTZ: QUARTZO; Kfs: FELDSPATO POTÁSSICO; BT: BIOTITA; MC: MICROCLÍNIO; ALN: ALLANITA.74
- FIGURA 25 - A) TESTEMUNHO DE SONDAGEM DO SIENOGANITO PORFIRÍTICO A INEQUIGRANULAR, MACIÇO E LEUCOCRÁTICO; B) ASPECTO MICROSCÓPICO DO SIENOGANITO, COM MEGACRISTAL EUÉDRICO DE QUARTZO E

- AGLOMERADO DE MINERAIS MÁFICOS, COM BIOTITA CLORITIZADA E MINERAIS OPACOS; C) FENOCRISTAL DE FELDSPATO POTÁSSICO COM NÚCLEOS EUÉDRICOS DE PLAGIOCLÁSIO SAUSSURITIZADO; D) IDEM “C” COM POLARIZADORES CRUZADOS; E) MEGACRISTAIS DE QUARTZO E MICROCLÍNIO, COM CLORITA E MINERAIS RICOS EM ÓXIDO DE FERRO PREENCHENDO FISSURAS. PL: PLAGIOCLÁSIO; QTZ: QUARTZO; BT: BIOTITA; MC: MICROCLÍNIO; CHL: CLORITA; OR: ORTOCLÁSIO; OP: MINERAL OPACO..... 76
- FIGURA 26 – A) TESTEMUNHO DE SONDAGEM DO SIENOGRANITO PORFIRÍTICO MACIÇO E LEUCOCRÁTICO; B) SEÇÃO DELGADA DA AMOSTRA EM “A” ONDE SE OBSERVAM FENOCRISTAIS DE FELDSPATO POTÁSSICO CORTADOS POR VÊNULA DE APROXIMADAMENTE TRÊS MILÍMETROS COMPOSTA POR CLORITA, EPIDOTO, QUARTZO E MINERAIS OPACOS. OR: ORTOCLÁSIO; EP: EPIDOTO; CHL: CLORITA; QTZ: QUARTZO; MC: MICROCLÍNIO..... 77
- FIGURA 27 – A) MICROGRAFIA DE MONZOGRANITO, COM FENOCRISTAL DE PLAGIOCLÁSIO PARCIALMENTE SUBSTITUÍDO POR FELDSPATO POTÁSSICO; B) IMAGEM DE ELÉTRONS RETROESPALHADOS DE “A”, COM OS PONTOS ANALISADOS E OS RESPECTIVOS DIAGRAMAS DE EDS. AS COMPOSIÇÕES OBTIDAS NOS PONTOS 1 E 2 CORRESPONDEM A FELDSPATO POTÁSSICO E O PONTO 3 A PLAGIOCLÁSIO SÓDICO. OS PONTOS 4 E 5 FORAM DIRECIONADOS EM VÊNULA QUE CORTA O PLAGIOCLÁSIO E REVELOU TEORES ELEVADOS DE Fe E Mg, ALÉM DE Si E AL. 78
- FIGURA 28 - A) TESTEMUNHO DE SONDAGEM DE MONZONITO, MACIÇO, PORFIRÍTICO, LEUCOCRÁTICO; B) MEGACRISTAIS DE MICROCLÍNIO EUÉDRICO COM NÚCLEOS PRESERVADOS DE PLAGIOCLÁSIO LEVEMENTE SAUSSURITIZADOS; C) PLAGIOCLÁSIO GROSSO PARCIALMENTE SAUSSURITIZADOS, COM CLORITA E PIRITA NA MATRIZ; D) MEGACRISTAIS DE MICROCLÍNIO SUBEDRAIS E DE PLAGIOCLÁSIO SAUSSURITIZADO AFETADOS POR CLORITIZAÇÃO E SERICITIZAÇÃO À QUAL SE ASSOCIAM CRISTAIS EUÉDRICOS DE PIRROTITA. PL: PLAGIOCLÁSIO; MC: MICROCLÍNIO; CHL: CLORITA; PY: PIRITA; PO: PIRROTITA..... 79
- FIGURA 29 – A) TESTEMUNHO DE SONDAGEM DE QUARTZO SIENITO MACIÇO, LEUCOCRÁTICO E PORFIRÍTICO, COM CLORITA E EPIDOTO SECUNDÁRIOS INTERGRANULARES; B) MICROGRAFIA DE QUARTZO SIENITO COM CRISTAIS SUBÉDRICOS DE MICROCLÍNIO, QUARTZO, CLORITA E EPIDOTO, ESTES PRODUTOS DE SUBSTITUIÇÃO DE MINERAIS MÁFICOS; C) MICROGRAFIA DE MEGACRISTAIS DE ORTOCLÁSIO ANEDRAL, COM BORDAS APARENTEMENTE CORROÍDAS, MICROCLÍNIO SUBÉDRICO, COM SERICITIZAÇÃO DISSEMINADA; D) IDEM “C”, COM POLARIZADORES CRUZADOS. QTZ: QUARTZO; MC: MICROCLÍNIO; CHL: CLORITA; EP: EPIDOTO; OR: ORTOCLÁSIO; SER: SERICITA. 80
- FIGURA 30 – A) SEÇÃO DELGADA DE MONZONITO COM CLORITIZAÇÃO PERVASIVA À QUAL SE ASSOCIAM MINERAIS OPACOS; B) MICROGRAFIA OBTIDA COM MEV, COM OS RESPECTIVOS PONTOS ANALISADOS COM EDS. OS DIAGRAMAS DE EDS INDICAM QUE OS PONTOS 1 E 2 SÃO RESPECTIVAMENTE CALCOPIRITA E CLORITA..... 81
- FIGURA 31 – A) MEGACRISTAL DE PLAGIOCLÁSIO ÍGNEO SUBSTITUÍDO POR FELDSPATO POTÁSSICO HIDROTHERMAL EM AMOSTRA DE QUARTZO MONZONITO; B) IMAGEM DE ELÉTRONS RETROESPALHADOS DA MESMA AMOSTRA APRESENTADA EM “A”, COM OS PONTOS ANALISADOS POR EDS E OS RESPECTIVOS ESPECTROGRAMAS. O PONTO 1 INDICA COMPOSIÇÕES ALBÍTICA E OS PONTOS 2 E 3 INDICAM A COMPOSIÇÃO DE FELDSPATO POTÁSSICO..... 82
- FIGURA 32 – A) TESTEMUNHO DE SONDAGEM DE PÓRFIRO MONZOGRANÍTICO MACIÇO, LEUCOCRÁTICO; B) MICROGRAFIA DA ROCHA ANTERIOR, COM CRISTAIS DE QUARTZO, MICROCLÍNIO E PLAGIOCLÁSIO EUÉDRICOS. COMO MINERAL MÁFICO OCORRE BIOTITA PARCIALMENTE CLORITIZADA; C) CRISTAIS DE PLAGIOCLÁSIO EUÉDRICOS E SUBÉDRICOS, COM NÚCLEOS SAUSSURITIZADOS, QUARTZO ANEDRAL E CLORITA; D) CRISTAL SUBEDRAL DE MICROCLÍNIO COM QUARTZO E PLAGIOCLÁSIO SAUSSURITIZADO, CLORITA E TITANITA EUÉDRICA E SUBÉDRICA; E) MEGACRISTAL DE MICROCLÍNIO COM RESQUÍCIOS DE PLAGIOCLÁSIO SAUSSURITIZADO DE ASPECTO TURVO; F) IDEM “E”, COM POLARIZADORES CRUZADOS. QTZ: QUARTZO; MC: MICROCLÍNIO; CHL: CLORITA; TTN: TITANITA; PL: PLAGIOCLÁSIO; BT: BIOTITA. 83

FIGURA 33 - A) RIOLITO FINO, MACIÇO, COM FRACA ALTERAÇÃO POTÁSSICA FISSURAL; B) DETALHE DO RIOLITO ANTERIOR, COM ESFERULITOS E FRATURAS DE RESFRIAMENTO NO MATERIAL VÍTREO; C) CRISTAL ARREDONDADO DE QUARTZO COM APROXIMADAMENTE 1 MM DE DIÂMETRO, COM BORDAS DE REAÇÃO. NOTAR QUE O FRATURAMENTO NA MATRIZ NÃO É OBSERVADO NO CRISTAL DE QUARTZO; D) MICROGRAFIA COM POLARIZADORES CRUZADOS EVIDENCIANDO ESFERULITOS COM APROXIMADAMENTE 0,5 MM DE DIÂMETRO, COM CRISTALITOS EM ARRANJOS RADIADOS; E) CAVIDADE MIAROLÍTICA PREENCHIDA POR CARBONATO. NOTAR O INTENSO FRATURAMENTO DO LITOTIPO COM EXCEÇÃO DA PORÇÃO MICROCRISTALINA LOCALIZADA NA PARTE SUPERIOR DA MICROGRAFIA; F) VÊNULA DE QUARTZO + PIRITA + CLORITA NO RIOLITO. CHL: CLORITA; QTZ: QUARTZO; CB: CARBONATO; PY: PIRITA; ESF: ESFERULITOS; SER: SERICITA.85

FIGURA 34 - A) AMOSTRA DE TRAQUIANDESITO MACIÇO, FINO, AFANÍTICO; B) FOTOMICROGRAFIA DO TRAQUIANDESITO COM CRISTAL SUBEDRAL DE PLAGIOCLÁSIO MAIS GROSSO, COM NÚCLEO SAUSSURITIZADO; C) MESMA ROCHA ANTERIOR, COM ANFIBÓLIO PRIMÁRIO SENDO SUBSTITUÍDOS POR BIOTITA SECUNDÁRIA E COM FORMAÇÃO DE MINERAIS OPACOS. NOTAR A TITANITA SUBÉDRICA NA PARTE SUPERIOR DA MICROGRAFIA; D) AGLOMERADO DE CRISTAIS ANEDRAIS DE QUARTZO, CARACTERIZANDO UMA TEXTURA GLOMEROPORFIRÍTICA; E) VÊNULA COM LEUCOXÊNIO E MINERAIS OPACOS. PL: PLAGIOCLÁSIO; BT: BIOTITA; TTN: TITANITA; AM: ANFIBÓLIO; QTZ: QUARTZO.....87

FIGURA 35 – A) MICROGRAFIA DE AMOSTRA DE VEIO DE SULFETO EM SIENOGNITO COM PIRITA FRATURADA E POROSA, OBSERVADA SOB MICROSCÓPIO PETROGRÁFICO COM LUZ REFLETIDA, COM INCLUSÕES DE AU INDICADAS EM AZUL E PRETO E INCLUSÃO DE BISMUTINITA INDICADA EM LARANJA ; B) ÍDEM MICROGRAFIA ANTERIOR, SOB ANÁLISE DE MEV; C) DETALHE DA INCLUSÃO DE OURO MARCADA EM AZUL NA MICROGRAFIA “B” COM OS RESPECTIVOS PONTOS ANALISADOS COM EDS. OS DIAGRAMAS DE EDS INDICAM OURO (PONTO 1) E BISMUTINITA (PONTOS 2 A 11); D) DETALHE DAS INCLUSÕES MARCADA EM LARANJA NA MICROGRAFIA “B”. ATRAVÉS DOS DIAGRAMAS DE EDS FORAM INDIVIDUALIZADAS OCORRÊNCIAS DE OURO E BISMUTINITA, COM DOMÍNIO DO SEGUNDO, INCLUSOS NA PIRITA.88

FIGURA 36 – A) MICROGRAFIA OBTIDA COM PETROGRAFIA DE LUZ REFLETIDA DE VEIO DE SULFETO EM SIENOGNITO, COM PIRITA INTENSAMENTE FRATURADA, COM PRESENÇA DE OURO (AMARELADO) E MINERAIS DE BISMUTO (PRATEADO); B) DETALHE DA MICROGRAFIA “A” OBTIDA POR ELÉTRONS RETROESPALHADOS, MOSTRANDO PIRITA COM DIVERSOS MINERAIS INCLUSOS E NAS FRATURAS. AS MARCAÇÕES INDICAM OS PONTOS ANALISADOS POR EDS. OS DIAGRAMAS INDICAM OCORRÊNCIA DE OURO NA REGIÃO MARCADA EM VERDE E MINERAIS DE BISMUTO MARCADOS EM ROXO.....89

FIGURA 37 – A) MICROGRAFIA EM LUZ REFLETIDA MOSTRANDO ILMENITA (MINERAL PRATEADO), COM PEQUENOS CRISTAIS DE CALCOPIRITA (MINERAIS AMARELOS); B) IMAGENS DE ELÉTRONS RETROESPALHADOS DE “A”, COM OS PONTOS ANALISADOS POR EDS. MARCAÇÕES EM VERMELHO DESTACAM A APATITA, E OS DIAGRAMAS DE EDS INDICAM QUE O PONTO 1 É ILMENITA E O PONTO 2 CALCOPIRITA; C) MICROGRAFIA OBTIDA EM LUZ REFLETIDA MOSTRANDO INCLUSÃO DE CALCOPIRITA PARCIALMENTE CORROÍDA EM PIRITA; D) MICROGRAFIA OBTIDA EM LUZ REFLETIDA DE CRISTAIS DE CALCOPIRITA (MARCADOS EM VERMELHO) E PIRITA, AMBOS BEM ARREDONDADOS, DISSEMINADOS NO MONZONITO.90

FIGURA 38 - A) DIAGRAMA AFM DE IRVINE & BARAGAR (1971) CLASSIFICATÓRIO DE SÉRIES MAGMÁTICAS, ONDE A = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; F = FeO E M = MgO , INDICANDO QUE AS ROCHAS ANALISADAS PERTENCEM À SÉRIE CÁLCIO-ALCALINA; B) DIAGRAMA DE SATURAÇÃO EM ALUMINA A/CNK X A/NK DE SHAND (1943), ONDE A = Al_2O_3 , C = CaO , N = Na_2O E K = K_2O , INDICANDO QUE AS ROCHAS VARIAM DE PERALUMINOSAS A METALUMINOSAS; C) DIAGRAMA $\text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$ DE PECCERILLO & TAYLOR (1976) PARA CLASSIFICAÇÃO DAS SÉRIES MAGMÁTICAS

SUBALCALINAS, ONDE DOMINAM OS LITOTIPOS PERTENCENTES À SÉRIE CÁLCIO-ALCALINA DE ALTO POTÁSSIO E À SÉRIE SHOSHONÍTICA.....	92
FIGURA 39 - DIAGRAMAS DE CLASSIFICAÇÃO PARA ROCHAS PLUTÔNICAS. EM AZUL ESCURO ESTÃO REPRESENTADAS OS SIENO E MONZOGRANITOS, EM CINZA OS MONZONITOS E SIENITOS, EM AZUL CLARO OS PÓRFIROS E EM LARANJA OS GRANODIORITOS DESCRITOS NA PETROGRAFIA; A) DIAGRAMA TAS DE COX <i>ET AL.</i> (1979); B) DIAGRAMA DE MIDDLEMOST (1985); C) DIAGRAMA DE DE LA ROCHE <i>ET AL.</i> (1980).	93
FIGURA 40 - DIAGRAMA TAS DE MIDDLEMOST (1994) DE CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS VULCÂNICAS. EM VERMELHO ENCONTRAM-SE REPRESENTADOS OS RIOLITOS E EM VERDE OS TRAQUIANDESITOS DESCRITOS NA PETROGRAFIA.	94
FIGURA 41 - DIAGRAMAS DE ÓXIDOS DE ELEMENTOS MAIORES <i>VERSUS</i> SÍLICA, SEGUNDO PROPOSTO POR HARKER (1909), PARA OS LITOTIPOS INTRUSIVOS. FOI NOTADA CORRELAÇÃO NEGATIVA PARA MnO , Fe_2O_3 , CaO , Al_2O_3 E MgO	95
FIGURA 42 - DIAGRAMAS DE HARKER PARA OS LITOTIPOS EXTRUSIVOS AMOSTRADOS MOSTRANDO CORRELAÇÃO NEGATIVA PARA K_2O , MgO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , MnO E Na_2O	96
FIGURA 43 – A) DIAGRAMA DE ETR NORMALIZADOS PELO CONDRIITO DE BOYNTON (1984) PARA TODOS OS LITOTIPOS INTRUSIVOS AMOSTRADOS QUE NÃO APRESENTAM ALTERAÇÃO HIDROTERMAL OU EM INTENSIDADE FRACA; B) DIAGRAMA RESUMINDO AS PRINCIPAIS TENDÊNCIAS DE COMPORTAMENTO DOS ETR.....	97
FIGURA 44 - DIAGRAMA DE ELEMENTOS TERRAS RARAS (ETR) PARA LITOTIPOS EFUSIVOS AMOSTRADOS NO PATROCÍNIO, NORMALIZADOS PELO CONDRIITO DE BOYNTON 1984.	98
FIGURA 45 - A) DIAGRAMA DE ETR NORMALIZADOS PELO CONDRIITO DE BOYNTON (1984) PARA OS LITOTIPOS INTRUSIVOS COM ALTERAÇÃO HIDROTERMAL (POTÁSSICA, PROPILÍTICA, CARBONÁTICA, SERICÍTICA, CLORÍTICA, EPIDOTIZAÇÃO E SILICIFICAÇÃO); B) DIAGRAMA MOSTRANDO AS PRINCIPAIS TENDÊNCIAS DE COMPORTAMENTO DOS ETR, SEPARADAS DE ACORDO COM A ALTERAÇÃO HIDROTERMAL PRESENTE.	100
FIGURA 46 - DIAGRAMAS DE DISCRIMINAÇÃO TECTÔNICA PARA ROCHAS GRANÍTICAS SEGUNDO PEARCE <i>ET AL.</i> (1984). <i>SYN-COLG</i> : SYN-COLLISION GRANITES; <i>VAG</i> : VOLCANIC ARC GRANITES; <i>WPG</i> : WITHIN-PLATE GRANITES; <i>ORG</i> : OCEAN RIDGE GRANITES.....	101
FIGURA 47 – IMAGEM DE CATODOLUMINESCÊNCIA COM OS ZIRCÕES SELECIONADOS E OS RESPECTIVOS PONTOS ANALISADOS DO GRANODIORITO (AMOSTRA 160). O DIAGRAMA CONCÓRDIA–DISCÓRDIA MOSTRA OS RESULTADOS ADQUIRIDOS PARA A POPULAÇÃO DE ZIRCÃO SELECIONADA, COM INTERCEPTO SUPERIOR NA CONCÓRDIA EM $1994,3 \pm 8,8$ MA.	108
FIGURA 48 - IMAGEM DE CATODOLUMINESCÊNCIA COM OS ZIRCÕES SELECIONADOS E OS RESPECTIVOS <i>SPOTS</i> ANALISADOS DO PÓRFIRO GRANODIORÍTICO (AMOSTRA 144). O DIAGRAMA CONCÓRDIA–DISCÓRDIA MOSTRA OS RESULTADOS ADQUIRIDOS PARA A POPULAÇÃO DE ZIRCÕES SELECIONADOS, COM INTERCEPTO NA CONCÓRDIA EM $1966,2 \pm 2,9$ MA.	109
FIGURA 49 – IMAGEM DE CATODOLUMINESCÊNCIA COM OS ZIRCÕES SELECIONADOS E OS RESPECTIVOS <i>SPOTS</i> ANALISADOS DA AMOSTRA 56, MONZOGRANITO. O DIAGRAMA CONCÓRDIA-DISCÓRDIA MOSTRA OS RESULTADOS ADQUIRIDOS PARA A POPULAÇÃO DE ZIRCÃO SELECIONADA, COM INTERCEPTO NA CONCÓRDIA EM $1958,5 \pm 3,4$ MA.	110
FIGURA 50 - IMAGEM DE CATODOLUMINESCÊNCIA COM OS ZIRCÕES SELECIONADOS E OS RESPECTIVOS PONTOS ANALISADOS DO SIENITO (AMOSTRA 36). O DIAGRAMA CONCÓRDIA-DISCÓRDIA MOSTRA OS RESULTADOS	

ADQUIRIDOS PARA A POPULAÇÃO DE ZIRCÃO SELECIONADA, COM INTERCEPTO NA CONCÓRDIA EM $1954,9 \pm 4,2$ MA.	111
FIGURA 51 - IMAGEM DE CATODOLUMINESCÊNCIA COM OS ZIRCÕES SELECIONADOS E OS RESPECTIVOS PONTOS ANALISADOS DO MONZONITO PORFIRÍTICO (AMOSTRA 136). O DIAGRAMA CONCÓRDIA-DISCÓRDIA MOSTRA OS RESULTADOS ADQUIRIDOS PARA A POPULAÇÃO DE ZIRCÃO SELECIONADA, COM INTERCEPTO SUPERIOR NA CONCÓRDIA EM $1970,4 \pm 7,7$ MA.	112
FIGURA 52 – SÍNTESE DOS RESULTADOS GEOCRONOLÓGICOS OBTIDOS NESTA DISSERTAÇÃO.	113
FIGURA 53 – GRÁFICO COM OS VALORES DE E_{Nd} EM FUNÇÃO DO TEMPO GEOLÓGICO. A LINHA PRETA INDICA A EVOLUÇÃO DE MANTO DEPLETADO DE DE PAOLO (1991).	115

ÍNDICE DE TABELAS

TABELA 1- ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS E RESPECTIVAS ASSOCIAÇÕES MINERAIS PARA SISTEMAS DOS TIPOS PÓRFIRO E EPITERMAL.....	38
TABELA 2 – COMPARAÇÃO ENTRE DIVERSAS DATAÇÕES Rb-Sr E U-Pb EM UNIDADES DA PROVÍNCIA TAPAJÓS-PARIMA	45
TABELA 3 – ANÁLISES DE CLORITA COM MICROSSONDA ELETRÔNICA	104
TABELA 4 – RESUMO DOS RESULTADOS DE GEOQUÍMICA ISOTÓPICA PARA O PAR Sm-Nd.....	116

CAPÍTULO 1 - APRESENTAÇÃO

1.1 Introdução

O Cráton Amazonas, localizado na região norte do Brasil, consiste em um domínio tectônico predominantemente proterozóico com alguns núcleos arqueanos interpretado como produto de diversos orógenos colisionais. Segundo alguns autores (*e.g.* Tassinari e Macambira, 1999) o cráton passou por um processo contínuo de adição de material juvenil, desde o Arqueano até o início do Proterozóico, sendo o segundo período o mais importante quando considerado o volume de crosta produzida. Baseado em dados isotópicos, Santos *et al.* (2000) propuseram a divisão do Cráton Amazonas em sete províncias geotectônicas, sendo elas: Amazônia Central, Carajás, Transamazonas, Tapajós–Parima, Rondônia–Juruena, Rio Negro e Sunsás–K'Mudku.

A Província Tapajós–Parima, segundo esses autores, se formou após as orogenias que ocorreram entre 2,10 e 1,87 Ga. Esses eventos tectônicos foram responsáveis pela formação de arcos magmáticos de afinidade cálcio-alcálica, sendo eles: i) Complexo Cuiú-Cuiú (2011 ± 23 Ma, Santos *et al.*, 2000); ii) Suíte Intrusiva Creporizão (1980–1957 Ma, Santos *et al.*, 2001) e; iii) Suíte Intrusiva Parauari (1885–1877 Ma, Santos *et al.*, 2001). Sabe-se hoje que rochas vulcânicas e intrusivas de assinatura cálcio-alcálica na porção sul do Cráton Amazonas se distribuem em três conjuntos de idades: 1,97–1,95 Ga, 1,9–1,89 Ga e 1,87–1,85 Ga. Essa sequência é seguida de um expressivo magmatismo tardi a pós-tectônico, do tipo A, de idades 1,88 a 1,87 Ga, (Uatumã *stricto sensu*). Na concepção de Juliani *et al.* (2013b) e Juliani *et al.* (2014) as características geoquímicas sugerem que a sucessão cálcio-alcálica se formou em zona de subducção oceano-continente em ao menos dois pulsos principais, caracterizando os chamados Arcos Tapajônicos, dispostos no *trend* E-W.

Nesse contexto geotectônico está inserida a Província Mineral do Tapajós (PMT). A importância do magmatismo paleoproterozóico na PMT tem ficado cada vez mais clara principalmente quando se considera as ocorrências minerais na província. Diversos autores têm trabalhado com enfoque nas mineralizações na PMT, de modo que já foram descritos sistemas epitermais de ouro *high-sulfidation* (Juliani *et al.*, 2005) e *low-sulfidation* (Correa-Silva, 2002), pórfiros de cobre, molibdênio e ouro (Echeverri-Misas, 2010; Juliani *et al.*, 2008, 2009; Usero *et al.*, 2009; Aguiar-Bocanegra, 2013) e de ouro magmático-hidrotermal

profundo em granitos (Juliani *et al.*, 2002). Uma vez que esses tipos de mineralização formam-se em contextos de arcos magmáticos insulares e continentais, tanto em intra-arco quanto em retro-arco, o estudo das mineralizações na PMT poderá trazer informações importantes acerca da evolução tectônica dessa porção do Cráton Amazonas.

Essas ocorrências conferem à província um importante potencial metalogenético, no entanto, ainda são poucos os estudos das mineralizações na PMT, e até mesmo da geologia em escala de maior detalhe, o que pode ser atribuído principalmente ao difícil acesso à área, à intensa cobertura vegetal e ao espesso manto intempérico. Dentre as diversas regiões garimpeiras presentes na PMT, esse trabalho objetiva o estudo da gênese do ouro nas adjacências da Vila Patrocínio, localizada 300 km a sudoeste do município de Itaituba, onde diversos garimpos encontram-se em atividade atualmente.

Nessa área, através da descrição de testemunhos de sondagem gentilmente cedidos pela empresa *Belo Sun Mining*, juntamente com mapeamento geológico foram coleadas amostras para estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos. O objetivo dessa dissertação é caracterizar o processo metalogenético e os fluidos responsáveis pelas alterações hidrotermais. Espera-se que os dados gerados nessa pesquisa contribuam para o melhor entendimento da relação do magmatismo cálcio-alcálico paleoproterozóico e do evento Uatumã com os sistemas magmático-hidrotermais, e também forneça subsídio para a elucidação de problemas acerca da evolução tectônica dessa região do cráton.

1.2 Localização da Área

A Vila do Patrocínio encontra-se na porção central da PMT e o acesso à área pode ser feito a partir da cidade de Alta Floresta (MT), seguindo-se pela rodovia MT-208 na direção leste, sentido Garantã do Norte. Nesta cidade toma-se rumo norte na BR-163 e seguindo até a cidade de Moraes de Almeida se dá o acesso à Rodovia Transgarimpeira. Seguindo nessa rodovia por aproximadamente 140 quilômetros toma-se o ramal do Patrocínio à esquerda até a chegada à vila. Vindo do norte, da cidade de Itaituba, toma-se a rodovia BR-230 sentido sul e posteriormente a BR-163 até a cidade de Moraes de Almeida. A Figura 1 mostra as adjacências e os principais acessos à vila. Alternativamente o acesso à vila do

Patrocínio pode ser feito via aérea, com aviões monomotores fretados, principalmente em Itaituba.

Figura 1 - Mapa de localização da Vila Patrocínio mostrando os ramais de acesso e principais rios, drenagens e vilarejos nas adjacências.

1.3 Histórico de Ocupação e Trabalhos Anteriores

A ocupação da Vila Patrocínio remonta à década de 50, quando foram descobertas as ocorrências de ouro na região do Tapajós. Durante muitos anos a atividade garimpeira foi praticamente a única responsável pela produção de ouro na PMT. Entretanto, a grande quantidade de ouro produzido nos garimpos chamou a atenção das *majors* do setor mineral, de modo que na década 90 as ocorrências primárias do mineral começaram a ser investigadas. A empresa Barrick do Brasil Mineração foi a protagonista desses trabalhos e encomendou levantamentos de geofísica e geoquímica de solo, com abertura de picada, mapeamento geológico e sondagem rotativa diamantada. A Barrick interrompeu os trabalhos no Patrocínio que posteriormente seriam retomados em 2007 pela empresa Verena Minerals, em parceria com a Kinross. Os trabalhos envolveram mapeamento geológico, geoquímica de rocha e solo, sondagem a trado, levantamento geofísico e

sondagem rotativa diamantada. Os trabalhos foram paralisados em 2009 e retomados pela empresa Belo Sun (extinta Verena Minerals) em 2012, que investiu em uma nova campanha de sondagem, mapeamento geológico e amostragem de solo, rocha e sedimento de corrente. Esses trabalhos foram concluídos em 2013, quando o projeto entrou em fase de reavaliação pela Belo Sun.

1.4 Justificativas e Motivação

A Província Mineral do Tapajós ocupa parte das províncias geotectônicas Tapajós—Parima e Amazônia Central, seguindo a denominação proposta por Santos *et al.* (2000), conforme ilustrado na Figura 2, e se caracteriza pela produção histórica de mais de 750 t de ouro desde 1958 e por um número crescente de ocorrências de cobre, zinco, chumbo e molibdênio associadas ao evento vulcano—plutônico Uatumã *sensu lato*. Apesar desse fato alguns autores consideram que esses terrenos vulcânicos não apresentam potencial metalogenético. Entretanto, nessa província têm sido mapeadas mineralizações epitermais *high-* e *low-sulfidation* de metais preciosos, pórfiros de ouro e cobre e de cobre, pórfiros de molibdênio e ouro, e a mineralização de ouro do Batalha (Figura 2).

Figura 2 - Mapa do Cráton Amazonas com as províncias geocronológicas proposta por Santos *et al.* (2000) e com os sistemas magmáticos—hidrotermais relacionados com o magmatismo Uatumã (adaptado de Juliani *et al.*, 2005, 2009).

Essa última tem atributos geológicos que permitem associá-la com sistemas do tipo pórfiro, dos quais difere apenas por ter sido formada em nível crustal relativamente mais profundo.

A PMT foi mapeada na escala de 1:250.000 por Almeida *et al.* (2000), Bahia e Quadros (2000), Ferreira *et al.* (2000), Klein e Vasquez (2000) e Vasquez e Klein (2000), e algumas áreas de ocorrência de rochas vulcânicas foram detalhadas por Lamarão *et al.* (2002) e Juliani *et al.* (2005). Apesar do grande esforço e dos significativos volumes de investimento já feitos em levantamentos geológicos regionais e em trabalhos de prospecção mineral, ainda hoje vastas áreas do cráton são ainda geologicamente pouco conhecidas e não possuem sequer mapas geológicos em escala de maior detalhe. Esse é o caso da região da Vila Patrocínio, que mesmo com inúmeros garimpos atualmente produzindo ouro, nenhum estudo das ocorrências primárias do metal foi realizado.

A caracterização dos tipos dos magmas (cálcio-alcálicos e alcalinos) gerados no evento Uatumã *sensu lato*, assim como os processos de diferenciação e contaminação são de grande importância no entendimento do ambiente tectônico de geração e, conseqüentemente, na potencialidade metalogenética da região para mineralizações magmáticas-hidrotermais. Desta forma, a identificação e caracterização do magmatismo na região da Vila do Patrocínio é importante para definir a potencialidade para ocorrência de mineralizações epitermais e do tipo pórfiro de metais preciosos ou de base na região segundo os conceitos discutidos por Sillitoe (1973), Perelló (1994), Hedenquist *et al.* (1998), Love *et al.* (1998), Sinclair (2007), dentre outros. Destaca-se neste contexto que rochas vulcânicas paleoproterozóicas tão bem preservadas, como indicado pela presença da mineralização *high-sulfidation* descrita por Juliani *et al.* (2005) na PMT, são uma exceção mundial, sendo a consolidação e ampliação desta linha de pesquisa uma ação importante para o estudo do potencial metalogenético de terrenos cratônicos proterozóicos e arqueanos.

1.5 Objetivos

O principal objetivo dessa pesquisa é o estudo da mineralização aurífera e das rochas hospedeiras nas adjacências da Vila Patrocínio, no sudoeste do estado do Pará, com enfoque nos seguintes pontos:

- I. Caracterização petrográfica e geoquímica dos litotipos;
- II. Reconhecimento, descrição e caracterização das alterações hidrotermais;
- III. Idade das encaixantes e suas respectivas assinaturas isotópicas.

Espera-se que a consolidação dos dados obtidos contribua com novas informações sobre a evolução geotectônica à qual foi submetida essa porção do Craton Amazonas e que esses resultados sejam utilizados para a elaboração de um modelo genético para a ocorrência de ouro do Patrocínio.

CAPÍTULO 2 - MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 Trabalho de Campo e Mapeamento Geológico

Foi realizada atividade de campo no período de 06/Julho a 04/Agosto, com enfoque na porção central da PMT. Durante a visita à Vila Patrocínio as atividades foram basicamente duas: 1) mapeamento geológico, descrição da frente de lavra em garimpos e coleta de amostras; 2) descrição geológica e amostragem dos testemunhos de 06 sondagens rotativas diamantadas (BSPD-001, BSPD-002, BSPD-003, PAPVDD-004, BSPD-014 e BSPD-018).

1) O mapeamento geológico nos arredores da área sondada, bem como de cavas de garimpos, foi sistematizado de modo a caracterizar os litotipos que hospedam a mineralização, com enfoque no reconhecimento e descrição das alterações hidrotermais associadas e eventuais estruturas rúpteis e dúcteis presentes na área.

2) A descrição geológica dos testemunhos foi sistematizada de modo a identificar os diferentes litotipos presentes na área bem como os tipos de alteração hidrotermal. Nessa etapa do trabalho foi feita a seleção e coleta de amostras para posterior encaminhamento para análises.

2.2 Petrografia e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

Foram confeccionadas no total 44 seções delgadas e 14 seções polidas, as quais foram analisadas em microscópio petrográfico sob luz refletida e luz transmitida no Laboratório de Ótica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Nessa etapa do trabalho o principal objetivo foi a caracterização mineralógica e textural das amostras selecionadas. Amostras intensamente hidrotermalizadas foram selecionadas nessa etapa com o intuito de reconhecer e descrever as assembleias minerais em paragênese.

Imagens de MEV foram obtidas para 8 amostras selecionadas, tanto de minério quanto das rochas encaixantes, no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura da Universidade de São Paulo com o intuito de caracterizar os sulfetos e a ganga, bem como inclusões e zonamentos. Essas análises complementaram a descrição petrográfica, auxiliando no reconhecimento de minerais e texturas não descritas no microscópio ótico. O

laboratório é equipado com microscópio modelo LEO440i ao qual está acoplado um sistema EDS (Espectroscopia por Dispersão de Energia de Raios X) que permite estimativas composicionais semi-qualitativas dos minerais e respectivas inclusões analisadas.

2.3 Química Mineral em Microsonda Eletrônica (MSE)

Nove amostras foram encaminhadas para análises no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. O laboratório é equipado com uma microsonda modelo JEOL JXA-FE-8530 à qual estão acoplados cinco espectrômetros WDS (espectrometria por dispersão de comprimento de onda) e um espectrômetro EDS (Espectroscopia por Dispersão de Energia de Raios X). Essas análises foram realizadas para a verificação da composição química dos minerais associados com a mineralização aurífera e com as alterações hidrotermais, bem como possíveis oscilações composicionais e zonamentos. Nesse sentido foram realizadas análises pontuais nos minerais selecionados, sendo a análise por WDS uma ferramenta importante quando se pretende quantificar os elementos químicos presentes nos minerais com alto grau de precisão. Para que o objetivo fosse alcançado as condições analíticas foram ajustadas levando-se em consideração os minerais investigados. Para os feldspatos utilizou-se diâmetro do feixe inicialmente de 10 μm que, posteriormente foi aberto para 20 μm no intuito de otimizar o fechamento das contagens. Já para as micas e cloritas utilizou-se feixe de 5 μm . Todas as análises foram feitas sob voltagem de 15kV e corrente de 20,0 nA.

Os dados adquiridos nessa etapa para os cristais de clorita foram utilizados para estimativas termométricas. Segundo diversos autores (*e.g.* Inoue *et al.*, 2009; Bourdelle *et al.*, 2013a, 2013b) substituições envolvendo Al^{3+} , Fe^{2+} , Mg e Si, bem como o sítio ocupado por esses elementos na estrutura cristalina da clorita são condicionados pelas condições de pressão e temperatura do ambiente. Cathelineau e Nieva (1985), por exemplo, demonstraram que os teores de Al^{3+} se correlacionam negativamente com as vacâncias dos sítios octaédricos e indicam temperaturas de formação progressivamente mais elevadas. Esse embasamento teórico levou Yavuz *et al.* (2015) a elaborarem o *software WinCcac*, o qual foi utilizado nessa dissertação para os cálculos termométricos, permitindo ao usuário a aplicação de geotermômetros propostos por diversos autores.

2.4 Litoquímica

As análises de litoquímica são de extrema importância para a classificação das amostras e para estudos petrogenéticos. Com esta finalidade, foram selecionadas 31 amostras, as quais foram preparadas no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Inicialmente as amostras selecionadas foram fragmentadas em prensa hidráulica e posteriormente pulverizadas em moinho de carboneto de tungstênio. Após a pulverização as polpas foram homogeneizadas, devidamente identificadas e enviadas para o laboratório *ACME Lab* para análises de óxidos de elementos maiores, elementos traço, metais e elementos terras raras.

Os óxidos de elementos maiores (Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K, Mn, Ti, P e Cr), juntamente com Ba, C e S foram analisados através de fluorescência de raio X (FRX). O limite de detecção para os óxidos e para Ba é de 0,01%, e de 0,02% para C e S. Elementos traço, terras raras e metais (Ag, As, Au, Bi, Cd, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Sb, Se, Tl e Zn) foram quantificados por *ICP-MS*, estando os limites de detecção entre 0,01 ppm a 20 ppm.

2.5 Geoquímica Isotópica Sm–Nd

Foram encaminhadas para análises de isótopos de Sm–Nd 9 amostras representativas dos litotipos descritos nas atividades de campo. As amostras foram preparadas no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, onde os procedimentos adotados foram os mesmos da preparação para geoquímica e as polpas foram posteriormente encaminhadas para o Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília. O par Sm–Nd consiste em um importante traçador geoquímico que dificilmente é afetado por processos intempéricos, metamórficos e anatéticos, fornecendo informações importantes sobre a evolução petrotectônica dos litotipos.

Esses dados foram utilizados para o cálculo de idades modelo T_{DM} *depleted mantle*, as quais indicam a idade em que se deu a diferenciação de material mantélico para a formação

dos litotipos. Além disso foram calculados os valores de épsilon Nd (ϵ_{Nd}), que também são importantes indicadores de contribuição crustal ou mantélica para a formação dos litotipos.

2.6 Geocronologia U–Pb em Zircão

Amostras representativas de cada um dos litotipos descritos na área do Patrocínio foram separadas para estudos geocronológicos de U–Pb em zircão. Essas análises foram realizadas com o equipamento *SHRIMP-IIe/MC* (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*) do Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. A separação de zircões se iniciou com a britagem das amostras, sendo o britado posteriormente moído e peneirado, de modo a concentrar a fração entre 0,150 a 0,0060 mm. Depois de peneiradas, a fração mais grossa foi separada em mesa vibratória para separação dos minerais mais densos dos mais leves. Os concentrados de minerais densos foram processados em separador magnético do tipo Frantz, separando-se as frações mais e menos magnéticas. Depois de separados os magnéticos, o material remanescente foi encaminhado para a separação com líquidos densos (bromofórmio, CHBr_3 , de densidade 2,89 g/cm³, e iodeto de metileno, CH_2I_2 , de densidade 3,32 g/cm³). Os concentrados de minerais pesados que continham grandes quantidades de sulfeto foram tratados com ácido nítrico (HNO_3) no intuito de dissolver esses materiais e concentrar os zircões.

Após o tratamento com líquidos densos os concentrados com zircão foram colocados em placa de Petri e, com o auxílio de lupa, foi feita a catação com pinça dos minerais para a posterior preparação dos *mounts*. Os *mounts* foram montados com os zircões provenientes de cinco amostras juntamente com zircões de referência (Temora) de idade bem estabelecida em 417 Ma. Imagens obtidas com MEV utilizando-se a técnica da catodoluminescência foram imprescindíveis para a seleção dos melhores grãos a serem analisados durante a sessão de *SHRIMP*, pois através dessas imagens é possível identificar feições texturais e composicionais nos zircões, de modo a se excluir nessa etapa aqueles que se encontravam fraturados, metamíticos, apresentavam inclusões etc.

CAPÍTULO 3 - REVISÃO CONCEITUAL

Uma vez que as características das mineralizações dos arredores da Vila Patrocínio não se assemelham às de depósitos de ouro orogênicos, serão discutidas adiante as mineralizações hidrotermais associadas à colocação de magmas intermediários e félsicos em contexto de arcos magmáticos, englobando sistemas do tipo pórfiro, epitermal (*high- e low-sulfidation*) e *Intrusion Related Gold Systems*.

3.1 Depósitos Magmático–Hidrotermais

A percolação de fluidos pela crosta terrestre é um processo inerente à formação de diversos depósitos minerais pelo mundo e não é diferente para a formação de depósitos magmáticos–hidrotermais. Nesses casos os fluidos estão espacial e geneticamente ligados à intrusões ígneas à medida que essas avançam e evoluem pela crosta, e suas características geoquímicas permitem o transporte e deposição dos metais em solução. Esses sistemas podem ser encontrados associados às zonas de subducção (arcos de ilha e arco magmáticos), em contextos tardi-tectônicos e também em zonas de *rift*. Esse é o caso dos sistemas magmáticos–hidrotermais do tipo pórfiro e epitermal, tanto *high-sulfidation* quanto *low-sulfidation*, os quais serão destacados e melhor descritos a seguir.

3.1.1 Depósitos do Tipo Pórfiro

Os depósitos do tipo pórfiro são importantes fontes de Cu e Mo, com teores apreciáveis de Au, Ag, Sn e W. Os pórfiros são conhecidos por apresentarem teores baixos e grandes volumes de metais, sendo o seu tamanho o responsável por conferir a esses sistemas sua economicidade. Pórfiros de Cu e Mo estão geneticamente associados a intrusões de magmas intermediários a félsicos (dioritos a granitos) tipicamente encontrados em zonas de subducção, de afinidade cálcio-alcalina, oxidados e epizonais a mesozonais.

A Figura 3A e 3B mostram os contextos tectônicos onde os pórfiros são comumente encontrados, representando zonas de subducção com formação de arco magmático e um orógeno colisional representando situações pós-tectônicas, respectivamente. À medida que

a placa oceânica entra em subducção ela é submetida a grau metamórfico progressivamente mais elevado, que acabam por desencadear reações de desidratação de micas, epidoto, talco, serpentinas, anfibólio, dentre outros.

Figura 3 - A) Zona de subducção em margem tectonicamente ativa (placa oceânica x placa continental) ilustrando o processo de formação do magmatismo de arco, segundo Richards (2011). Primeiramente o *slab* sofre o processo de desidratação, os fluidos migram para o manto astenosférico e causam a diminuição da temperatura de *solidus* do manto, gerando fusão. O *melt* gerado instala-se na base da crosta continental, processo também chamado de *underplating*, onde passa por processo de MASH (*Melting-Assimilation-Storage-Homogenization*). À medida que se diferencia ascende na crosta continental caracterizando intrusões predominantemente meso ou epizonais; B) Orógeno colisional mostrando litosfera espessada e a geração de magma através de fusão parcial restrita da base da crosta e de material crustal, caracterizando a formação de granitos do tipo S.

Como consequência importante desse processo metamórfico, que pode chegar até a formar eclogitos a partir de rochas da placa oceânica, ocorre ascensão dos fluidos gerados para o manto astenosférico sobrejacente (Figura 3A). Esses fluidos são peculiares do ponto de vista geoquímico e apresentam características como altos teores de *LILE* (*Large Ion Lithophile Elements* – K, Rb, Cs, Ca, Sr e Ba) e B, Pb, As e Sb (Tatsumi *et al.*, 1986; Kogiso *et al.*, 1997; Hattori e Guillot, 2003; Breeding *et al.*, 2004; Manning, 2004; Hattori *et al.*, 2005). Essa assinatura geoquímica é semelhante à encontrada nas rochas de arcos magmáticos, fato este que sugere a correlação genética entre a desidratação do *slab* e o magmatismo em zonas de subducção (Gill, 1981; Davidson, 1996; Noll *et al.*, 1996; Sobolev e Chaussidon, 1996; Wallace, 2005; Portnyagin *et al.*, 2007).

Há muito tempo vem se discutindo sobre a fonte dos magmas para a formação dos pórfiros, e segundo Richards (2011), o manto astenosférico metassomatizado é a principal fonte de magma e de metais para a formação dessas mineralizações. Elementos como Au,

Cu e Mo apresentam coeficientes de partição muito elevados entre sulfeto e *melt* e se comportam como elementos incompatíveis durante o processo de fusão parcial ($D_{Au} = 4500\text{--}11200$ (Mungall e Brenan, 2014); $D_{Cu} = 1334 \pm 210$ (Patten *et al.*, 2013); $D_{Mo} = 0,15\text{--}5,15$ (Li e Audetat, 2013)). Sendo assim, a presença e abundância de sulfetos na fonte mantélica terá papel fundamental na concentração desses elementos no *melt*. Segundo alguns autores (*e.g.* Lee *et al.*, 2012; Sun *et al.*, 2013b), altas fugacidades de O_2 (fO_2) são muito eficientes para eliminar sulfetos residuais do manto e, consequentemente, transferir elementos calcófilos para os magmas gerados.

Figura 4 - A) Valores de fO_2 para diferentes assembleias minerais em função da temperatura sob 1 bar. (FMQ = faialita + magnetita + quartzo); B) Conteúdo de Cu no *melt* em função da taxa de fusão parcial (F) e fO_2 expressa em ΔFMQ . Extraído de Sun *et al.* (2015).

Estudos experimentais que investigaram os teores de metais em fundidos em composições semelhantes às do manto levaram em consideração o conceito de *oxygen buffer*, que pode ser entendido como uma assembleia de minerais a uma dada fO_2 em função da temperatura (Figura 4A). A relação positiva entre fO_2 e o conteúdo de Cu do *melt* fica mais clara quando se analisa a Figura 4B, através da qual é possível concluir que, para baixas taxas de fusão, quanto maior a fO_2 maiores serão os teores de Cu no *melt*. No entanto, taxas de fusão muito elevadas não são interessantes do ponto de vista metalogenético. Nesses casos os teores de metais de interesse acabariam diluídos na quantidade demasiada de *melt* gerado, e o resultado seria magmas inférteis para gerar

depósitos minerais. Além disso, a fugacidade de O_2 tem papel fundamental no que se refere à especialização metalífera dos magmas, conforme ilustrado na Figura 5. Magmas oxidados da série da magnetita, segundo classificação de Ishihara (1977), são os mais favoráveis para a formação de pórfiros de Cu, Cu-Mo ou Mo, enquanto que magmas mais reduzidos da série da ilmenita são mais favoráveis para formação de pórfiros de Sn e W.

Figura 5 - Gráfico esquemático mostrando o teor de Fe nos magmas em função do estado de oxidação, segundo Sun *et al.* (2015).

Os magmas gerados por fusão parcial do manto astenosférico, tendem a migrar para base da crosta continental, onde se acumulam, num processo também chamado de *underplating*. Essa acumulação resulta em processos de fusão e assimilação das rochas do manto superior e da base da crosta, homogeneização e acumulação (*MASH*) Hildreth e Moorbath (1988). À medida que os magmas se diferenciam, os produtos mais evoluídos possuem densidades relativamente mais baixas, o que permite ascensão na crosta. Conforme estes magmas resfriam e se cristalizam, ocorre exsolução das fases fluidas ricas em voláteis, como Cl e S (tanto na forma reduzida quanto na forma oxidada). Essas fases terão importância fundamental para o processo metalogenético, pois são os principais íons responsáveis pelo transporte dos elementos de interesse. Os mecanismos de transporte e deposição dos metais de interesse econômico serão discutidos adiante no subitem 3.1.4.

3.1.2 Depósitos Epitermais (*High e Low-Sulfidation*)

Os depósitos epitermais são importantes fontes de Au, Cu e Ag, com teores apreciáveis de Bi, Te, As, Sb e Hg que se formam à baixas temperaturas. O termo "epitermal" vem da classificação de depósitos minerais proposta por Lindgren (1933) para se referir a depósitos formados a baixas profundidades (classificados como epizonais) e temperaturas menores que 300 °C (Hedenquist, 1994). Dependendo do fluido associado ao processo metalogenético, condição de pH e do estado de oxidação do enxofre, os depósitos epitermais são classificados em *high-sulfidation* ou *low-sulfidation*, ambos descritos mais detalhadamente na sequência dessa dissertação, com um termo intermediário denominado *intermediate-sulfidation*. Essas ocorrências minerais situam-se tipicamente em ambientes tectônicos distintos, estando os depósitos epitermais *high-sulfidation* associados com zonas de subducção e ao vulcanismo de arco (Figura 3A) e os *low-sulfidation* mais frequentemente encontrados em ambientes extensionais como *rifts* ou bacias de retro-arco (Fig. 7).

3.1.2.1 Mineralizações Epitermais High-Sulfidation

Os depósitos epitermais do tipo *high-sulfidation* estão geneticamente relacionados com a evolução dos fluidos hidrotermais responsáveis pela mineralização do tipo pórfiro de Cu e Mo. O minério dos sistemas *high-sulfidation* hospeda-se em rochas vulcânicas do arco magmático, tais como andesitos, dacitos e riolitos, e consiste em uma mistura de ouro, ouro-prata, enargita e, como ganga, piritita, alunita, barita, pirofilita, caulinita, dentre outros minerais. Em um determinado estágio da cristalização, sob pressões mais elevadas, o magma coexistirá com um fluido supercrítico (onde vapor e líquido são indistinguíveis). Quando o sistema atinge pressões menores, em torno de 1,4 kbar, ocorre a exsolução de duas fases aquosas distintas, sendo uma um fluido de alta salinidade e densidade e a outra uma fase rica em compostos voláteis de salinidade moderada a baixa, que ascenderá aos níveis crustais mais rasos, onde poderá formar as mineralizações epitermais (Richards, 2011).

À medida que a pluma hidrotermal evolui e migra para níveis crustais mais superficiais, compostos como H₂SO₄ e HCl de origem magmática são particionados para a fase rica em voláteis em um processo chamado de *boiling*. Como resultado da interação desses fluidos com as rochas encaixantes ocorre diminuição do pH e, conseqüentemente, esses fluidos muito ácidos promovem intensa lixiviação da maioria dos elementos químicos e

minerais, deixando sílica e argilominerais como resíduo dessa alteração hidrotermal. A porção mais central à atuação dessas soluções ácidas é dominada por sílica residual, também chamada de *silica cap* e *vuggy silica* (sílica porosa), ambas características dos depósitos epitermais *high-sulfidation*. No entorno da zona central ocorre a zona de alteração argílica avançada, onde predominam quartzo, alunita e argilominerais (Figura 6). A presença de alunita ($\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$) consiste em uma evidência importante da característica oxidada desses sistemas.

O ataque das rochas encaixantes por soluções ácidas é uma forma eficaz de gerar a porosidade necessária para a deposição dos metais em solução. No caso dos depósitos epitermais *high-sulfidation*, Au e Cu podem ser transportados tanto por compostos cloretados (AuCl_2^-) quanto por compostos sulfetados ($\text{Au}(\text{HS})$). A estabilidade geoquímica de ambos é controlada principalmente pela temperatura, pH, $f\text{O}_2$ e mistura com água meteórica. Os processos de transporte e deposição dos metais serão discutidos mais detalhadamente no subitem 3.1.4, no entanto, cabe ressaltar que a influência de fluidos magmáticos é essencial para a formação desses depósitos.

Figura 6 - Esquema com o zonamento das alterações hidrotermais, as quais se distribuem em um padrão telescópico a partir da intrusão central responsável pela mineralização do tipo pórfiro, segundo (Sillitoe, 2010). Nesse caso as alterações mais superficiais do sistema estão associadas com o sistema epitermal *high-sulfidation* e obliteram as alterações associados ao pórfiro.

Estudos de inclusões fluidas revelaram que as soluções responsáveis pela deposição dos metais apresentam, em sua maioria, salinidades na ordem de 2–5% NaCl, podendo chegar a 30% abaixo da zona mineralizada (Sanger-Von Oepen *et al.*, 1990). A Figura 6 apresenta esquematicamente o padrão de alterações observadas nesses sistemas hidrotermais e a relação destas com o pórfiro intrusivo. De modo geral, conforme o sistema se resfria, a tendência é que as alterações de menor temperatura se sobreponham e obliterem as de maior temperatura.

3.1.2.2 Mineralizações Epitermais Low-Sulfidation

Os depósitos epitermais *low-sulfidation* são importantes fontes de Au e Ag com teores apreciáveis de As, Sb, Se e Hg. Esses depósitos não necessariamente guardam relação direta com magmatismo e, em contraste com o conjunto anterior, são dominados por ação de fluidos meteóricos e por isso estão geograficamente localizados em regiões de anomalias geotérmicas que provocam a movimentação das soluções hidrotermais em células de convecção. Tectonicamente estão localizado em zonas sob ação de esforços distensivos, como bacias de retro-arco e *rifts* (Figura 7).

Figura 7 - Esquema ilustrando a ambientação tectônica dos depósitos epitermais *high-* e *low-sulfidation*, segundo Richards (2013) Os depósitos epitermais *low-sulfidation*, apesar de não apresentarem indícios diretos de relação com atividade magmática necessitam de gradiente geotérmico suficiente para provocar a convecção da água em subsuperfície.

O minério nesses sistemas se caracteriza pela presença de pirita, pirrotita, arsenopirita e esfalerita, com quartzo, adulária e calcita, indicando a ação de fluidos com características mais reduzidas. Apresentam alteração propilítica nas porções mais profundas do sistema e nos níveis superficiais *silica sinter*, que consiste em depósitos de quartzo e opala tipicamente encontrados em campos geotermiais e regiões de *hotsprings*.

As principais características dos fluidos nesses sistemas são baixa salinidade e pH próximo ao neutro. As ocorrências ricas em Au apresentam caracteristicamente salinidades baixas (<1–2% em peso de NaCl_{eq}. (Hedenquist e Henley, 1985). Uma tendência oposta e mais rara, é observada nas ocorrências ricas em Ag, que por sua vez apresentam salinidades mais elevadas, na ordem de 10–15% de NaCl_{eq}. (Simmons *et al.*, 1988), fato que deixa clara a relação entre o conteúdo de sal dos fluidos hidrotermais e sua capacidade de transportar metais em solução. Isótopos de O e H revelam que, apesar da predominância de água meteórica, contribuição de água magmática pode ser encontrada em alguns sistemas *low-sulfidation* (e.g. O'Neil e Silberman, 1974). Por apresentarem salinidades tipicamente mais baixas, o Au nesses depósitos é comumente transportado por compostos sulfetados na forma de Au(HS). Os principais mecanismos de deposição do metal para a formação de depósitos epitermais *low-sulfidation* são a ocorrência de *boiling* e a mistura de fluidos. Esses controles geoquímicos serão melhor discutidos no subitem 3.1.4.

3.1.3 Intrusion Related Gold Systems

O termo *Intrusion Related Gold Systems (IRGS)* tem sido usado para se referir a depósitos minerais hospedados nas adjacências ou nos corpos ígneos intrusivos constituindo uma classe distinta de depósitos magmático-hidrotermais. Esses depósitos se associam tipicamente à intrusões graníticas (tipo-I, S e A) encontradas em orógenos acrescionários ou colisionais, variam de metaluminosas a alcalinas, predominantemente reduzidas, com condições de pressão para formação que variam de 0,5 kbar a maiores que 3,0 kbar e temperaturas entre 200 e 600°C (Baker e Lang, 2001). Estudos de inclusões fluidas em veios nesses depósitos revelaram a presença frequente de CO₂, atestando que fluidos carbônicos estão associados com o processo metalogenético. No entanto, a alteração hidrotermal nesses sistemas é fraca e não expressiva quando se considera área afetada.

A assembleia mineralógica encontrada nesses depósitos, dominada por minerais como pirita, pirrotita e arsenopirita, atesta a baixa fO_2 dos fluidos nesses sistemas. O ouro é acompanhado de teores elevados de Bi, W, As, Mo, Te e Sb, com baixas concentrações de metais base e pode ocorrer de formas variadas. Segundo proposto por Hart *et al.* (2000) esses depósitos podem ser separados em três categorias: *intrusion-hosted* (com a associação $Au-Bi \pm Te \pm As \pm Mo \pm W$), *proximal-deposits* ($W \pm Cu \pm Au$ ou $Cu-Bi-Au \pm W$) e *distal-deposits* ($Au-As-Sb \pm Hg$). Segundo os autores os *intrusion-hosted* são dominados por veios dispostos em padrão *stockwork* hospedados na própria intrusão, com minério aurífero por vezes associado com aplitos e pegmatitos comagmáticos. Os *proximal-deposits* são *skarns* onde o minério encontra-se em veios e brechas ou então disseminado pelas rochas adjacentes à intrusão. A categoria de *distal-deposits* engloba veios de quartzo e sulfeto de metais base com $Au \pm Ag$, brechas hidrotermais e Au disseminado nas rochas encaixantes.

3.1.4 Alteração Hidrotermal

A alteração hidrotermal é uma das consequências da percolação de fases fluidas quentes pela crosta, resultando em mudanças químicas, texturais e mineralógicas nos litotipos afetados. Os fluidos envolvidos podem ter origens diversas (magmática, metamórfica, meteórica, água do mar, fluidos basinais, etc) e as reações hidrotermais se processam em uma ampla gama de temperatura. Basicamente as soluções hidrotermais, carregadas de cátions e ânions em solução, e o gradiente de temperatura são responsáveis por provocar mudanças físico-químicas no ambiente, forçando os minerais primários dos litotipos a sofrerem processos de reequilíbrio, no estado *subsolidus*, para as novas condições.

Para os depósitos magmáticos-hidrotermais, tema de interesse dessa dissertação, os fluidos envolvidos são exsolvidos pelo magma em ascensão pela crosta. Esses fluidos são os responsáveis pelas alterações hidrotermais tipicamente observadas nos depósitos do tipo pórfiro e epitermal *high-sulfidation*. Esses processos são controlados por alguns fatores principais, que segundo alguns autores (e.g. Robb, 2005; Pirajno, 2009) são:

- i) natureza da rocha encaixante;
- ii) composição química dos fluidos;
- iii) atividade e concentração de componentes dos fluidos como íons H^+ e K^+ ;
- iv) a razão fluido/rocha do sistema e;
- v) as condições de pressão e temperatura.

As alterações hidrotermais podem ser individualizadas com base na razão aK^+/aH^+ (Fig. 8), que corresponde à atividade desses íons no sistema (Pirajno, 2009). À medida que as reações hidrotermais se processam e o sistema evolui, os fluidos comumente mudam de composição e características, ocorrendo a liberação de íons H^+ fazendo com que o

Figura 8 - Gráfico com os diferentes tipos de alteração hidrotermal e as respectivas temperaturas em função da atividade dos íons K^+ e H^+ . (Adaptado de Pirajno, 2009).

metassomatismo mude seu caráter de álcali (alteração potássica e propilítica) para ácido, onde predominam as alterações sericiticas e, posteriormente, argílica e argílica avançada.

Comumente essa mudança no caráter químico dos fluidos se traduz na sobreposição das alterações, como demonstrado na Figura 6, que apesar de esquematizar uma situação

idealizada, na figura é possível observar as alterações associadas ao sistema epitermal superpostas às alterações associadas à intrusão do pórfiro.

O termo “telescopagem” é comumente utilizado para se referir a essa disposição das zonas de alteração hidrotermal. Não raro a evolução do sistema pode ser acompanhada não por uma, mas por diversas novas intrusões, as quais são responsáveis por fornecer energia térmica e mais fluidos ao sistema. Como resultado, espera-se observar a sobreposição dos eventos hidrotermais mais recentes sobre os mais antigos, assim como a sobreposição de associações de menor temperatura sobre as de mais alta temperatura quando a pluma hidrotermal resfria.

As principais características e fases minerais presentes em cada uma das principais alterações hidrotermais dominantes nos sistemas pórfiro e epitermal são apresentadas resumidamente a seguir e encontram-se sintetizadas na Tabela1:

- A. Alteração potássica:** é a alteração mais central ao sistema hidrotermal, muitas vezes ocorrendo dentro da própria intrusão. Representa a fase maior temperatura (500 - 600 °C). Os minerais típicos são biotita e feldspato potássico e geralmente é acompanhada da deposição de pirita, calcopirita e molibdenita. As biotitas hidrotermais são, ao microscópio, esverdeadas e apresentam teores mais elevados de Fe. São comuns as inclusões de hematita nos feldspatos hidrotermais, fato que confere a estes minerais uma coloração avermelhada.

- B. Alteração propilítica:** essa alteração ocorre nas zonas marginais à intrusão principal do sistema e caracteriza-se pela adição de H₂O e CO₂ no sistema, localmente S, com atividade de H⁺ baixa ou nula. Minerais típicos incluem clorita, epidoto, albita e carbonato, com feldspato potássico e pirita em menores quantidades. À medida que se afasta para porções mais distais do sistema, a alteração grada para rocha sã. As temperaturas dessa fase são intermediárias, na ordem de 200 a 350 °C, apresentando baixa razão fluido/rocha.

C. Alteração sericítica: também chamada de fílica, é caracterizada pela assembleia quartzo, sericita e pirita (QSP). Ocorre devido à presença de H^+ , OH^- , K e S, que promovem a desestabilização dos feldspatos. Pode conter até 20% em volume de sulfetos (Robb, 2005).

D. Alteração argílica: se forma devido a intensa atividade de H^+ , que promove a lixiviação dos demais elementos à temperaturas entre 100 e 300 °C, enriquecendo o sistema em sílica. Argilominerais, principalmente caulinita, illita e montmorilonita, substituem plagioclásio e minerais máficos como anfibólio e biotita. Com altas razões fluido/rocha o metassomatismo ácido provoca a lixiviação intensa dos álcalis e gera alteração argílica avançada no sistema, com formação de minerais diagnósticos como alunita e pirofilita.

Tabela 1- Alterações hidrotermais e respectivas associações minerais para sistemas dos tipos pórfiro e epitermal

Alteração	Minerais Típicos	Minerais Acessórios	Posição no Sistema
Potássica	Biotita, K-feldspato	Actinolita, epidoto, sericita, andalusita, albita, carbonato, turmalina, magnetita	Zonas centrais do sistema
Propilítica	Clorita, epidoto, albita, carbonato	Actinolita, hematita, magnetita	Zonas marginais
Sericítica	Quartzo, sericita, pirita	Pirofilita, carbonato, turmalina, especularita	Porções mais superficiais do sistema
Argílica	Caulinita, montmorilonita	Sericita, clorita	Estratigraficamente acima do pórfiro
Argílica Avançada	Quartzo (<i>vuggy sílica</i>), alunita, pirofilita, dickita, caulinita	Diásporo, andalusita, coríndon, topázio, dumortierita, especularita	Estratigraficamente acima do pórfiro

Segundo Robb (2005), Pirajno (2009) e Sillitoe (2010).

3.1.5 Mecanismos de Transporte e Precipitação de Ouro

Segundo a classificação de Pearson (1963) os metais e íons aos quais se ligam podem ser separados em “hard” e “soft” de acordo com a valência e raio iônico. De acordo com essa classificação os íons pequenos e de alta valência seriam classificados como “hard” e, em contrapartida, os chamados íons “soft” são íons grandes que apresentam baixa carga. Conforme essa classificação quando houver competição entre íons os chamados metais “hard” vão se ligar preferencialmente a ligantes “hard”, o mesmo ocorrendo para os chamados “soft”. Ouro ocorre predominantemente como Au^+ sendo, portanto, classificado como “soft” e comumente associando-se ao ânion HS^- . O metal pode ainda ocorrer como Au^{3+} porém apenas em condições muito oxidantes e à temperaturas ambientes.

Sob temperaturas mais elevadas, tipicamente encontradas em sistemas hidrotermais, a solubilidade do ouro é controlada tanto por compostos sulfetados quanto por compostos cloretados, como se observa na Figura 9. A precipitação do metal precioso nesse caso é controlada pelas reações apresentadas a seguir:

À medida que o sistema evolui, compostos como HS^- e H^+ são fracionados para a fase rica em voláteis (*boiling*), provocando o aumento do pH no fluido residual, deslocando o equilíbrio das reações i) e ii) para a esquerda e induzindo a precipitação de ouro. Outro mecanismo eficiente que promove a precipitação de ouro é a mistura de fluidos meteóricos. Esses mecanismos atuam governando a formação dos depósitos epitermais do tipo *low-sulfidation*, onde o enxofre encontra-se preferencialmente em sua forma reduzida.

Figura 9 – Solubilidade de ouro dada em molalidade e em parte por bilhão (ppb) a 1 kbar em função da temperatura, para uma solução aquosa apresentando molalidade de 1,5 para NaCl e 0,5 para KCl, com pH estabilizado para a paragéneses feldspato potássico + muscovita + quartzo. A) Condições de fO_2 dada pela paragéneses hematita–magnetita; B) Condições de fO_2 dada pela paragéneses pirita + pirrotita + magnetita. As linhas pretas indicam a solubilidade total de ouro. Estabilidade dos compostos segundo Stefánsson e Seward (2004) e Johnson *et al.* (1992). Extraído de Williams-Jones *et al.* (2009).

Para os depósitos epitermais *high-sulfidation* ouro pode ser transportado tanto por compostos sulfetados quanto por compostos cloretados. No entanto, antes da deposição dos metais, a formação desses depósitos é iniciada com um estágio alteração hidrotermal argílica e argílica avançada, provocadas pela ação de soluções ácidas. Esses fluidos de pH baixo (1 a 3, segundo Robb, 2005) são produto do *boiling* sofrido pelas soluções magmáticas e tem papel fundamental no processo metalogenético, pois atuam lixiviando minerais e elementos, causando uma porosidade secundária nos litotipos a qual é necessária para a percolação e deposição dos metais em solução. O segundo estágio para formação desses depósitos ocorre com a percolação dos fluidos carregando ouro em compostos sulfetados e compostos cloretados. A Figura 9 mostra o comportamento da solubilidade do metal precioso quando transportado por ambos compostos. Acima de 350 °C nota-se que a solubilidade do ouro é predominantemente controlada por $AuCl_2^-$. O transporte do metal por este composto é mais comuns em sistemas hidrotermais onde os fluidos envolvidos são mais

salinos e ácidos. Nestes depósitos, conforme se observa na reação iii), a adição de água ao sistema, provocada pela mistura da solução hidrotermal com fluidos meteóricos, pode atuar deslocando o equilíbrio da equação para esquerda e induzir a deposição de ouro. Da mesma forma, a estabilidade do composto AuCl_2^- decai significativamente com a diminuição da temperatura, como se observa na Figura 9, indicando que o resfriamento do sistema também é um importante mecanismo para a deposição do metal. No entanto, caso o enxofre não seja consumido, compostos como $\text{Au}(\text{HS})$ se estabilizam e podem provocar o aumento da solubilidade de ouro, como observado na Figura 9A.

A formação de depósitos do tipo pórfiro esta associada ao estágio final de cristalização de *melts* silicáticos, que conforme ascendem na crosta exsolvem fluidos devido a diminuição da solubilidade da água com a descompressão. Na concepção de Richards (2011), o ponto crítico para fluidos magmáticos ocorre entre 1 e 1,4 kbar, sob temperaturas médias de 700 °C. Segundo o autor, nessas condições de pressão e temperatura ocorre a separação de fases fluidas do magma, sendo uma um fluido salino de alta densidade e outra um fluido de baixa densidade rico em voláteis. Ambas fases exsolvidas são importantes do ponto de vista do transporte de metais como Cu, Mo e Au, os quais se comportam como elementos incompatíveis e têm sua deposição controlada principalmente pela precipitação de sulfetos.

À medida que ascendem na crosta e interceptam o *solidus* os magmas encontram-se completamente cristalizados. A partir desse momento os fluidos remanescentes do processo de cristalização encontram-se ricos em componentes voláteis como Cl, S e CO_2 , por exemplo, além de conter os metais de interesse em solução, ligados principalmente a compostos cloretados. Esses fluidos exercem forte pressão nas rochas adjacentes à intrusão e, por vezes, a pressão hidrostática exercida supera a pressão litostática, ocorrendo o processo de hidrofraturamento. Esse processo é responsável pela abertura de espaços e descontinuidades necessárias para percolação de soluções hidrotermais, as quais são responsáveis pelas alterações hidrotermais observadas nos depósitos do tipo pórfiro e pelo transporte e deposição dos elementos de interesse. Segundo Sun *et al.* (2015) a redução de sulfato para sulfeto é essencial para a deposição dos metais, e esse processo é governado principalmente pela cristalização de magnetita. Os depósitos do tipo pórfiro se associam caracteristicamente a magmas oxidados, que chegam a atingir $f\text{O}_2$ em torno de $\Delta\text{FMQ}+4$

(Figura 4A), sendo enxofre encontrado principalmente na forma de SO_4^{2-} . Segundo os autores a cristalização desse mineral é uma das formas mais eficientes de se diminuir a $f\text{O}_2$ dos fluidos responsáveis pelo transporte dos metais, induzindo consequentemente a precipitação de sulfetos de Cu–Fe aos quais tipicamente se associa Au.

CAPÍTULO 4 - GEOLOGIA REGIONAL DO CRÁTON AMAZONAS

4.1 Geologia e Compartimentação Tectônica do Cráton

O Cráton Amazonas consiste em uma importante unidade geológica dentro do contexto da Plataforma Sul-Americana, abrangendo aproximadamente $4,6 \times 10^6$ km² na porção norte da América do Sul. Trata-se de umas das mais expressivas áreas cratônicas do mundo tectonicamente estável desde 1,0 Ga. Além de importante do ponto de vista tectônico, a região do cráton é de grande importância do ponto de vista hidrogeológico e metalogenético. Hospeda a bacia hidrográfica amazônica que constitui o maior sistema hidrográfico do mundo, ao qual se associam diversos ecossistemas. Nessa região se localizam as províncias minerais do Tapajós, Alta Floresta e de Carajás, esta última com diversos depósitos minerais de classe mundial.

O Cráton Amazonas é limitado pelas faixas móveis neoproterozóicas Tucavaca e Araguaia–Cuiabá, sendo também coberto pelas bacias sedimentares fanerozóicas do Maranhão a nordeste, Xingu e Alto Tapajós a sul, Parecis a sudoeste, Solimões a oeste, Tacutu a norte e Amazonas na porção central. Anteriormente o cráton foi dividido em dois blocos separados pela Bacia do Amazonas, sendo o setentrional chamado de Escudo das Guianas, e o meridional Escudo Brasil Central ou Guaporé. Essa divisão partia do princípio de que esses blocos sofreram evoluções tectônicas distintas. No entanto diversas correlações tectono–estratigráficas e datações K–Ar e Rb–Sr levaram Amaral (1974) a considerar a compartimentação do cráton nas seguintes províncias geocronológicas: Amazônia Oriental, Amazônia Central e Amazônia Ocidental. A partir de então novas divisões foram propostas, seguindo critérios principalmente geocronológicos e estruturais, tendo como base o modelo proposto por Amaral (1974). Segundo proposto por Cordani *et al.* (1979) o cráton teria evoluído a partir de um núcleo antigo (Província Amazônia Central) ao qual diversos cinturões orogênicos se associaram durante o Proterozóico. Segundo essa proposta o cráton seria dividido nas províncias: Maroni–Itacaiúnas (1800–2100 Ma), Amazonia Central (>2100 Ma), Rio Negro–Juruena (1700–1450 Ma) e Rondoniana (1400–1100 Ma). No entanto devido à imprecisões em algumas datações Rb–Sr esse modelo não foi adotado. Posteriormente Teixeira *et al.* (1989), contando com uma vasta coletânea de dados geocronológicos na região, fizeram algumas modificações no modelo de Cordani *et al.* (1979) e consideraram a

Província Amazoniana Central como uma unidade estável e as demais províncias foram consideradas faixas móveis. A individualização da Província Carajás e sua separação da Província Maroni–Itacaiúnas foi possível por meio de datações U–Pb (Gibbs *et al.*, 1986) que demonstraram que a primeira tem idade arqueana, levando Teixeira *et al.* (1989) a vinculá-la à Província Amazonia Central. Além dessa, outra modificação foi a individualização da Faixa Móvel Sunsás (1,20–0,90 Ga), a qual foi separada da Faixa Móvel Rondoniana. Apenas fazendo algumas considerações Tassinari e Macambira (1999) propuseram a individualização da Província Ventuari–Tapajós (1,90–1,80 Ga) entendida como arco magmático, ficando com a seguinte segmentação de leste para oeste: Província Transamazônica (Maroni–Itacaiúnas), Amazônia Central (englobando os blocos Carajás e Xingu–Iricoumé), Ventuari–Tapajós, Rio Negro–Juruena, Rondoniana–San Ignacio e Sunsás.

Grande parte desses modelos citados se apoiou em idades obtidas com o par Rb–Sr. No entanto, em terrenos metamorfizados e/ou polideformados, esse sistema isotópico pode ser aberto e, portanto, fornecerá idades não confiáveis para a época da formação das rochas. Tal fato é mais evidente quando se refere às unidades mais antigas, os complexos Xingu e Guianense, datados por Rb–Sr entre 1,7 e 1,8 Ga e por U–Pb 1,9 e 2,0 Ga. Em outras ocasiões rochas claramente mais jovens indicaram idades Rb–Sr mais antigas que as encaixantes (Tabela 2). Devido a esse viés, outros modelos foram formulados baseados essencialmente em dados de U–Pb e Sm–Nd, os quais juntamente com dados de mapeamento de campo realizados pela CPRM, foram utilizados por Santos *et al.* (2000) para uma nova compartimentação do Cráton Amazonas (Fig. 9A).

Tabela 2 – Comparação entre diversas datações Rb–Sr e U–Pb em unidades da Província Tapajós–Parima

Unidade Geológica	Idade Rb–Sr (Ga)	Referência	Idade U–Pb (Ga)	Referência
Surucucus	1530–1440	Montalvão <i>et al.</i> (1975)	1556–1549	Santos <i>et al.</i> (2002b)
Teles Pires	1576–1520	Tassinari (1996)	1773–1741	Santos <i>et al.</i> (2002b)
Crepори	1722–1666 (K–Ar)	Bizzinela <i>et al.</i> (1981)	1787–1769	Santos <i>et al.</i> (2002b)
Avanavero	1898–1838	Basei e Teixeira (1975)	1790–1766	Santos <i>et al.</i> (2002a)
Roraima	1796–1698	Gaudette e Olzsewski (1985)	1880–1870	Santos <i>et al.</i> (2002a)
Maloquinha	1700–1620	Tassinari (1996)	1879–1869	Santos <i>et al.</i> (1997a)
Iriri	1780–1730	Tassinari (1996)	1878–1862	Santos <i>et al.</i> (2001c)
Parauari/Juruena	1980–1900	Tassinari (1996) e Santos e Reis Neto (1982)	1901–1890	Santos <i>et al.</i> (1997a)
Cuiú-Cuiú	1843–1757	Tassinari (1996)	2024–2003	Santos <i>et al.</i> (1997a)

Adaptado de Santos (2003).

Neste modelo a Província Carajás é separada da Amazônia Centra, a Província Maroni–Itacaiúnas passa a ser denominada Transamazonas, a Província Ventuari–Tapajós passa a ser designada Tapajós–Parima, ocorre a divisão da Província Rio Negro–Juruena nas províncias Rio Negro e Rondônia–Juruena e também a ampliação da faixa Sunsás em território brasileiro.

Uma nova proposta de divisão das províncias geotectônicas do cráton foi apresentada por Santos *et al.* (2006), onde apenas algumas ressalvas e mudanças sutis foram feitas, conforme pode ser observado na Figura 10B. Nessa nova proposta, além de pequenas mudanças nos limites das províncias, a Faixa Móvel K`Mudku foi agrupada ao Orógeno Sunsás devido à semelhança na evolução tectônica dessas unidades. Outra mudança foi a incorporação da Faixa Imataca pela Província Transamazonas.

Figura 10 – A) Cráton Amazônico com suas principais províncias geotectônicas, segundo Santos *et al.* (2000); B) Configuração das províncias do Cráton Amazonas segundo proposto por Santos *et al.* (2006).

4.1.1 Província Carajás

A Província Mineral de Carajás está localizada na porção sudeste do cráton e hospeda diversos depósitos minerais (Cu, Ni, Fe, Mn, Au). Essa província é dividida nos domínios Rio Maria (Mesoarqueano) e Carajás (dominantemente Neoarqueano) estruturados sob o *trend* WNW–ESE. O primeiro é constituído por terrenos granito-*greenstone belt* (3,05–2,85 Ga), representado pelos litotipos do Supergrupo Andorinhas e pelos granitóides Caracol e Arco Verde e por uma outra associação composta pelos *greenstones* tipo Tucumã, São Félix e Gradaús, de 2868 ±8 Ma (Avelar *et al.*, 1999), bem como diversos corpos de granitóides. O Domínio Carajás engloba o embasamento da província o qual é representado pelas rochas granito-gnáissicas do Complexo Xingu (3,00–2,86 Ga) e pelos granulitos do Complexo Pium, 2859 ±9 Ma (Pidgeon *et al.*, 2000), e também a sucessão supracrustal de rochas vulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas, representado pelos grupos Salobo, Pojuca, Grão Pará (hospedeiro dos depósitos de ferro *world-class*), Igarapé Bahia e Buritirama. Ambos domínios foram palco de plutonismo paleoproterozóico responsável pela geração de diversos plútons graníticos bem como de intrusões máfico–ultramáficas.

4.1.2 Província Amazônia Central

A Província Amazônia Central é interpretada como um antigo núcleo arqueano ao qual foram acrescidas faixas móveis proterozoicas (*e.g.* Tassinari *et al.*, 1996; Santos *et al.*, 2000). Pouco se conhece do embasamento dessa província cujas informações se baseiam em fotointerpretação. As rochas presentes nessa província não se apresentam metamorfasadas ou dobradas e são representantes do vulcanismo Uatumã, que afetou o cráton durante o Paleoproterozóico. Ocorrem também associações sedimentares compostas por arenitos e arenitos conglomeráticos sem sinais de deformação.

4.1.3 Província Transamazonas

A Província Transamazonas (engloba a extinta Província Maroni–Itacaiúnas) é constituída pelas rochas formadas durante a orogênese homônima (2,26–2,01 Ga) dentre as quais dominam terrenos granito-*greenstone belts* além de granitóides sin e pós-

Transamazonas. Os dados isotópicos sugerem a existência de ao menos quatro ciclos orogênicos nessa província: (I) 2,26–2,20 Ga, (II) 2,18–2,12 Ga, (III) 2,09–2,05 Ga e (IV) 2,01–2,00 Ga. Os dois primeiros ciclos englobam acreção de crosta juvenil e formação de terrenos *granito–greenstone belt*, a terceira fase orogênica envolve a formação de arcos magmáticos, com granitogênese tardi- a pós-tectônica, e o último ciclo é representado por um plutonismo pós-tectônico menos intenso e granitogênese cálcio-alcalina a alcalina.

4.1.4 Província Tapajós–Parima

Do ponto de vista da geologia econômica essa província é de grande relevância, com diversas ocorrências auríferas descritas desde 1950 e produção de ouro aluvionar de aproximadamente 750 toneladas desde 1958. Na concepção clássica a Província Tapajós–Parima é considerada uma sequência de faixas orogênicas acrescidas ao núcleo cratônico da Província Amazônia Central durante o Paleoproterozóico (Santos *et al.*, 2000). Esse ciclo orogênico seria o responsável pela formação de arcos magmáticos, o primeiro representado pelo Complexo Cuiú-Cuiú (2011 ±23 Ma, Santos *et al.*, 2000), com metatonalitos e metabasaltos. O segundo arco seria representado pelas unidades da Suíte Intrusiva Creporizão (1980–1957 Ma, Santos *et al.*, 2001) dominado por monzogranitos e andesitos. Em seguida foi acrescido o Arco Tropas (1897 ±3 Ma, Santos *et al.*, 2004) interpretado por este autor como a evolução de um arco de ilhas para arco magmático. Posteriormente aparecem os monzogranitos e vulcânicas félsicas do Arco Magmático Parauari (1885–1877 Ma, Santos *et al.*, 2001). Rochas vulcânicas e plutônicas intraplaca com idades de 1,87 e 1,86 Ga são atribuídas à Suíte Maloquinha e ao Grupo Iriri, ambos englobados no magmatismo Uatumã.

A compilação dos dados geocronológicos obtidos até então indicam que as suítes de rochas cálcio-alcalinas (vulcânicas e plutônicas) estão agrupadas em três conjuntos de idades na PMT: de 1,99 à 1,95 Ga; de 1,90 à 1,89 Ga e; de 1,87 à 1,85 Ga. Essa sequência é seguida de magmatismo anorogênico agrupado na Suíte Maloquinha e na Formação Moraes Almeida do Grupo Iriri. Apesar das idades na Província Tapajós–Parima serem predominantemente paleoproterozóicas, Carneiro *et al.* (2013, 2014) e Juliani *et al.* (2014) defendem a existência de embasamento arqueano sob os litotipos da província. Através de levantamentos geofísicos foram identificados diversos lineamentos de direção E-W os quais estariam

vinculados ao embasamento arqueano na concepção dos autores. Essas estruturas lineares são interpretadas como o resultado da coalescência de ao menos dois arcos magmáticos denominados de Arcos-Tapajônicos e apresentam extensão até a região de Carajás.

Apesar do surgimento de novas ideias e conceitos, a evolução tectônica da província e do cráton, bem como a afinidade geoquímica, extensão do magmatismo Uatumã e o modelo metalogenético para as ocorrências minerais na PMT permanecem ainda como tópicos não consensuais entre os pesquisadores. Um resumo apresentando os novos conceitos e modelos para a evolução geotectônica do cráton e do evento Uatumã é apresentado nos subitens 4.2 e 4.3 na sequência desse trabalho.

4.1.5 Província Rio Negro

A Província Rio Negro é a menos conhecida geologicamente do Cráton Amazonas, estando seu limite a leste com a Província Tapajós–Parima bem caracterizado e, em contrapartida, seu limite com a Faixa Sunsás não foi ainda bem estudado. O embasamento da província é constituído pelas rochas tonalíticas e granodioríticas agrupadas no Complexo Cauaburi, as quais mostram idades ^{207}Pb – ^{206}Pb de 1798 ± 3 Ma e 1796 ± 7 Ma (Santos, 2003). Ocorrem na província granitos formados em diversos arcos magmáticos, destacando-se os eventos de 1540–1510 Ma, representado principalmente pelas suítes Içana e Uaupés (Dall’Agnol e Macambira, 1992) e o evento de 1700 Ma, representado pelos granitóides da Suíte Maraujá (Brito *et al.*, 2000). Ocorre também uma granitogênese tardi- a pós-colisional, a qual é produto de retrabalhamento da crosta inferior. Esses litotipos foram agrupados nas suites Tiquié e Marié–Mirim por Almeida (1997). São também comuns intrusões máficas e ultramáficas atribuídas à Suíte Tapuruquara, enxames de diques de diabásio com direção preferencial NW–SE, além da cobertura sedimentar do Grupo Tunuí, de origem fluvial metamorfoisada em fácies xisto verde.

4.1.6 Província Rondônia–Juruena

A Província Rondônia–Juruena é dividida nos domínios Jamari a oeste e Roosevelt–Juruena a leste. O primeiro é composto por rochas de médio a alto grau metamórfico, agrupadas no Complexo Jamari, rochas metavulcanossedimentares do Grupo Beneficente e Formação Mutum–Paraná e por granitos *rapakivíticos* da Suíte Serra Providência. Os

litotipos do Complexo Jamari (Isotta *et al.*, 1978) estão agrupados em dois conjuntos principais, sendo um paraderivado e outro ortoderivado. O conjunto ortoderivado é composto por granitos gnáissicos cálcio-alcálicos com idades U–Pb de 1,76 Ga tidos como representantes de uma margem continental tipo andina (Payolla *et al.*, 2002). O grupo paraderivado é pouco mais jovem (1,67–1,63 Ga) e é constituído por metassedimentos gnáissicos com sillimanita e granada.

A sucessão vulcanossedimentar presente nesta província é atribuída à Formação Mutum–Paraná na porção ocidental do Domínio Jamari, e no Grupo Beneficente nas porções norte e nordeste. Santos *et al.* (2000) dataram tufos deste grupo e obtiveram a idade de 1691 ± 73 Ma. Em outro trabalho, Santos *et al.* (2001c) apresentam datações de tufos da Formação Mutum–Paraná de 1746 ± 4 Ma. Essa sucessão vulcanossedimentar representaria as porções supracrustais do sistema de arcos formado durante o metamorfismo e gnaissificação dos litotipos do Complexo Jamari. A sequência anorogênica dessa província é representada por charnockitos e granitóides da Suíte Serra Providência, os quais mostram idades entre 1606 e 1532 Ma (Bettencourt *et al.*, 1999). Algumas das rochas graníticas apresentam textura *rapakivi* e valores de ϵ_{Nd} variando de $-0,60$ a $+2,00$, com idade T_{DM} de 1,89 a 1,76 Ga. Tais valores indicam fontes mantélicas contaminadas por fontes crustais para a formação desses litotipos, em uma situação pós-orogénia.

O Domínio Roosevelt–Juruena é geologicamente pouco conhecido, porém resumidamente é composto por embasamento, granitóides cálcio-alcálicos, vulcânicas e coberturas vulcanossedimentares e granitos pós-orogénicos. O embasamento desse domínio é composto pelos Complexos Monte Verde, Bacaeri–Mogno e pelo Grupo Alto Jauru. As idades e afinidades petrológicas dessas unidades com àquelas do Domínio Jamari ainda necessitam ser melhor caracterizadas, no entanto existem semelhanças, por exemplo, entre os litotipos paraderivados do Complexo Bacaeri com os do Complexo Jamari. Foi reconhecido um evento metamórfico superposto a essas rochas, datado em 1,67 a 1,62 Ga (Santos, 2003) e interpretado como uma fase orogénica colisional (Orogenia Ouro Preto, segundo Payolla *et al.*, 2002), à qual está associado o metamorfismo de fácies anfibolito.

Uma importante granitogênese cálcio-alcálica ocorreu entre 1,84 e 1,77 Ga, sendo individualizados dois eventos principais. As suítes Juruena, Paranaíta e o sienito Cristalino contém os granitóides mais antigos, com idades variando de 1793 ± 6 Ma a 1848 ± 17 Ma

(JICA/MMAJ, 2000). As rochas mais jovens do conjunto cálcio-alcálico são representadas pelo Complexo Monte Verde, Suíte São Pedro (1784 ± 17 Ma), Tonalito Vitória (1785 ± 8 Ma, Pimentel, 2002, *in* Bizzi *et al.*, 2003), Suíte São Romão (1770 ± 9 Ma), Nhandu e Granito Apiacás, e são interpretadas como um segundo arco magmático.

A sucessão vulcânica do Domínio Roosevelt–Juruena encontra-se distribuída nos grupos Beneficente, Roosevelt e Colíder. O último apresenta as idades mais antigas (1786 ± 17 Ma), o Grupo Roosevelt é vulcanossedimentar e apresenta idades 1740 ± 8 Ma (Santos *et al.*, 2000) e o Grupo Beneficente (com idade máxima calculada com zircões detríticos em 1720 Ma, Saes *et al.*, 2002) composto predominantemente por sedimentos clásticos e rochas carbonáticas de ambiente marinho raso, com intercalações de vulcânicas félsicas e piroclásticas menos frequentemente.

A Suíte Teles Pires (1757 ± 16 Ma e $T_{DM} = 2,10$ Ga, Santos, 2003) corresponde aos corpos de granitos anorogênicos no Domínio Roosevelt–Juruena. Em algumas porções do domínio ocorrem intrusões de corpos graníticos, um dos quais foi denominado de Granito Aripuanã, com idade U–Pb de 1542 ± 2 Ma (Bizzi *et al.*, 2002). Tal idade é comparável com às das rochas da Suíte Serra Providência do Domínio Jamari, o que parece indicar ao menos dois pulsos distintos para esse magmatismo anorogênico.

Ocorre também no domínio as rochas sedimentares clásticas da Formação Dardanelos, representadas por arenitos feldspáticos, quartzitos, arcóseos e conglomerados. A datação de zircão detrítico de 1300 Ma (Saes *et al.*, 2002) é tida como a idade máxima para deposição dessa formação.

4.1.7 Província Sunsás

A Faixa Sunsás situa-se no extremo sudoeste do craton Amazonas e é interpretada no contexto da Orogêse Greenvilliana e seria uma consequência da aglutinação das placas Amazônica e Laurência. Na concepção de alguns autores (*e.g.* Tassinari *et al.*, 1996) essa faixa estaria limitada ao território boliviano. No entanto, segundo a proposta de Santos *et al.* (2000), essa faixa se estenderia para o território brasileiro, onde foram descritas rochas associadas à Orogêse Sunsás. A proposta defendida por estes autores é de que a Província Rondônia–San Ignácio (Tassinari *et al.*, 1996) e a Sunsás seriam na verdade uma única faixa representante de um grande e complexo sistema orogênico atuante nesse segmento do

cráton. Nesse sentido, a Faixa K`Mudku é interpretada como uma expressiva zona de cisalhamento intracratônica, reflexo da orogenia greenvilliana atuante na porção ocidental do cráton. Dados obtidos por Santos *et al.* (2003b) indicam que essa orogenia, que durou cerca de 300 Ma, pode ser dividida em três ciclos principais: Orogênese Santa Helena, à qual é atribuída a construção de um arco juvenil com granitóides de idade entre 1419 ± 4 Ma e 1456 ± 34 Ma, com valores de ϵ_{Nd} entre +2,60 e +4,00 e TDM de 1,48 a 1,63 Ga (Geraldes *et al.*, 2001); Orogênese Candeias, com sieno- e monzogranitos de arco continental, com idades entre 1312 e 1387 Ma e; Orogênese Nova Brasilândia, com rochas metassedimentares metamorfisadas em alto grau, por vezes em condições de anatexia, gerando granitóides do tipo S, de idades U–Pb 1113 ± 56 Ma e 1110 ± 8 Ma (Rizzotto *et al.*, 1999).

4.2 Magmatismo Uatumã

O termo Uatumã é empregado de maneira ainda não consensual para designar tanto o magmatismo paleoproterozóico de 2,0 a 1,87 Ga (com aproximadamente $1,10 \times 10^6$ km²) que recobre boa parte do Cráton Amazonas e apresenta afinidade cálcio-alcálica (Grupo Uatumã *lato sensu*), quanto o magmatismo do tipo A (Uatumã *stricto sensu*) de idades em torno de 1,87 Ga (*e.g.* Dall'Agnol *et al.*, 1999b; Moura *et al.*, 1999; Klein e Vasquez, 2000; Lamarão *et al.*, 2002). Na concepção de Dall'Agnol *et al.* (1994) esse evento magmático apresenta considerável heterogeneidade geoquímica e petrológica e teria se formado em ao menos dois pulsos principais, um há ca. 2,0 Ga e outro a ca. 1,8 Ga. As idades obtidas até o momento, no entanto, indicam que rochas vulcânicas e intrusivas reconhecidas na PMT se agrupam em três conjuntos principais, sendo eles: de 1,99 à 1,95 Ga; de 1,90 à 1,89 Ga e; de 1,87 à 1,85 Ga. Dada a complexidade dessa sucessão vulcano–plutônica, com características geoquímicas e geotectônicas variadas, foi sugerida a denominação Supergrupo Uatumã (Santos *et al.*, 1975; Melo *et al.*, 1978). Por ser uma ocorrência muito expressiva geograficamente, as subdivisões dessa unidade foram denominadas segundo a área em que se encontram. Dessa forma, o Supergrupo Uatumã ficou subdividido nos grupos Surumu (Montalvão *et al.*, 1975), Iricoumé (Oliveira *et al.*, 1975), Iriri (Pessoa *et al.*, 1977) e Uatumã (Macambira e Vale, 1997). Lamarão *et al.* (2002) individualizaram ainda as subunidades Vila

Riozinho (cálcio-alcálica, com ca. 2,0 Ga) e Moraes Almeida (alcálica do tipo A, com ca. 1,88 Ga) na região da PMT, estando ambas englobadas no magmatismo Uatumã.

Tanto no Grupo Surumu quanto no Grupo Iricoumé dominam andesitos, dacitos, riódacitos e riólitos de afinidade cálcio-alcálica, sendo o primeiro a unidade que apresenta as idades mais antigas, 1,96 Ga obtidas por Schobbenhaus *et al.* (1994). Macambira *et al.* (2002) obtiveram idades U–Pb em zircão de 1,89 Ga para rochas do Grupo Iricoumé. A Formação Vila Riozinho caracteriza-se como uma sequência de rochas vulcânicas (andesito basáltico, traquito e riólito) de ca. 2,0 Ga (Lamarão *et al.*, 2000) pertencentes à série cálcio-alcálica de alto potássio, com gradações à série shoshonítica. O Grupo Iriri é composto pelas formações Bom Jardim, Salustiano e Aruri (estas pertencentes à série cálcio-alcálica), e pela formação Moraes Almeida (alcálica e de afinidade anorogênica), as quais serão resumidamente apresentadas a seguir.

- i. **Formação Bom Jardim:** composta principalmente por andesitos, dacito, traquiandesito e latito, com riólitos, basaltos e rochas piroclásticas associadas de 1,89–1,88 Ga (Almeida *et al.*, 2000; Bahia e Quadros, 2000). Representa a sequência pré-caldeira na concepção de Juliani *et al.* (2005).
- ii. **Formação Salustiano e Formação Aruri:** ambas representam a sucessão relacionada à dinâmica da caldeira, segundo Juliani *et al.* (2005). A primeira é constituída por riólito e rochas piroclásticas de composições riolíticas, riódacíticas e dacíticas de 1,88–1,87 Ga (Dall'Agnol *et al.*, 1999; Santos *et al.*, 2000). Os litotipos pertencem à série cálcio-alcálica de alto potássio (Bahia e Quadros, 2000). A Formação Aruri é composta por tufo ácido, ignimbritos, brechas vulcânicas e vulcanoclásticas diversas (Pessoa *et al.*, 1977). Representa a porção mais superficial da sequência vulcânica do Grupo Iriri e faciologia sugestiva de ambiente pós-caldeira. De fato, sistemas epitermais *high-* e *low-sulfidation* descritos por Nunes *et al.* (2000), Nunes (2001), Corrêa-Silva *et al.* (2001), Juliani *et al.* (2005) e Aguiar-Bocanegra (2013), por exemplo, encontram-se hospedados nos litotipos dessa unidade.
- iii. **Formação Moraes Almeida:** foi incorporado ao Grupo Iriri segundo proposto por Lamarão *et al.* (2002) por ser composta por derrames de riólitos e traquitos, com

rochas piroclásticas associadas, de 1,88 Ga. Geoquimicamente esta unidade se aproxima à composição dos granitóides do tipo A da Suíte Intrusiva Maloquinha, sugerindo ambientação pós-tectônica a anorogênica.

Na região de São Félix do Xingu foram individualizadas as formações Sobreiro, Iriri e Santa Rosa, englobadas no Grupo Uatumã. A primeira foi descrita por (Juliani e Fernandes, 2010) e é composta por andesitos basálticos, andesitos, dacito, riolitos e uma sucessão de piroclásticas e vulcanoclásticas pertencentes à série cálcio-alcálica de alto potássio, variando para a série shoshonítica, estando associado ao vulcanismo de arco. A Formação Iriri é representada por dacitos e riolitos, com rochas piroclásticas e brechas vulcânicas associadas (Macambira e Vale, 1997; Teixeira et al., 2002; Fernandes *et al.*, 2006) representando magmatismo do tipo A. A Formação Santa Rosa na concepção de Juliani e Fernandes (2010) estaria associada a um evento distensivo, com magmatismo no estilo fissural, compreendendo derrames riolíticos maciços e foliados, ignimbritos félsicos, corpos de tufos de cristais e de lapilli-tufos, com diques, *stocks* e intrusões de pórfiros graníticos e outros granitóides do tipo A associados.

4.3 Evolução Geotectônica da Porção Sul do Craton Amazonas

Na concepção mais clássica e amplamente difundida, a Província Tapajós–Parima (Santos *et al.*, 2000) estaria geneticamente associada aos eventos orogênicos ocorridos entre 2,10 e 1,87 Ga, os quais foram responsáveis pela coalescência desta com a Província Amazônia Central, tida como um núcleo tectônico para a formação do cráton durante o paleoproterozóico. Como consequência da convergência tectônica ocorreu a formação dos arcos magmáticos denominados Complexo Cuiú-Cuiú (2011 ±23 Ma, Santos *et al.*, 2000), Suíte Intrusiva Creporizão (1980–1957 Ma, Santos *et al.*, 2001) e Suíte Intrusiva Parauari (1885–1877 Ma, Santos *et al.*, 2001). Na PMT esses arcos magmáticos são dominados por sieno e monzogranitos, granodioritos, tonalitos, quartzo dioritos e pórfiros variados. Associam-se a esses litotipos rochas vulcânicas, também de afinidade cálcio-alcálica, de composição andesito basáltica, andesítica, dacítica e riolítica. Valores de ϵ_{Nd} obtidos recentemente por Tokashiki (2015) e Echeverri-Misas (2015), juntamente com dados de Sato

(1998) para os litotipos intrusivos e efusivos na região do Tapajós, são predominantemente negativos, com poucas amostras fracamente positivas. Esses dados sustentam a ideia da atuação de uma tectônica de placas com formação de arco magmático associado a uma zona de subducção oceano-continente a qual seria responsável pelo retrabalhamento de material pré-existente resultando na assinatura isotópica $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ com forte componente crustal. O magmatismo paleoproterozóico adquire características anorogênicas, sendo representado pelas rochas do Grupo Iriri e da Suíte Intrusiva Maloquinha, com idades de 1,88–1,87 Ga e valores de ϵ_{Nd} mais fortemente negativos obtidos por Fernandes *et al.* (2011). Essa sucessão de rochas com afinidades anorogênica é atribuída ao evento Uatumã *stricto sensu*.

As suítes interpretadas como arcos magmáticos, ficam progressivamente mais jovens à medida que se avança de SW para NE. Esse fato levou Juliani *et al.* (2009) a sugerirem uma zona de subducção na região da Serra do Cachimbo, com o continente posicionado na região de São Félix do Xingu. Ainda segundo os autores, o zonamento metalogenético caracterizado por ocorrências de Cu–Au no Tapajós e Cu–Mo–Au/Cu–Pb–Zn em São Félix do Xingu estaria associado com a dinâmica da própria subducção. A ocorrência da Formação Sobreiro (1,88 Ga e pertencente à série cálcio-alcálica de alto potássio) na região de São Félix do Xingu foi explicada por Fernandes *et al.* (2011) pela mudança no ângulo de mergulho da placa em subducção. Segundo o autor a ocorrência de *flat-subduction* justificaria a assinatura geoquímica da formação, com forte componente de contaminação por material crustal pré-existente (alto fracionamento entre ETR leves e pesados, por exemplo).

No entanto, a falta de feições como grandes dobramentos, rochas metamórficas de alta pressão ou até mesmo de fácies xisto verde, além da geomorfologia pouco acidentada do terreno (dominado por morros) não são sugestivas da atuação de zonas de subducção na região. Porém esse fato vai de encontro com o que sugerem as características geoquímicas desses litotipos, levando Juliani *et al.* (2015) a elaborarem um novo modelo tectônico-evolutivo para a porção sul do Cráton Amazonas. Segundo o modelo proposto pelos autores, o regime atuante na região do Tapajós para o período de 2,10 à 1,87 Ga foi de uma tectônica fracamente extensiva a fracamente compressiva. Isso explicaria a ausência de dobramentos extensos e a presença da sucessão plutono-vulcânica de assinatura cálcio-alcálica. A retomada da subducção com mergulhos mais acentuados após o *flat-subduction* (Fernandes *et al.*, 2011) acabaria por gerar esforços distensivos na região do intra-arco e mudanças no

contexto tectônico e na geoquímica do magmatismo. O vulcanismo fissural do tipo A da Formação Santa Rosa, de 1,87 Ga (Fernandes *et al.*, 2008; Juliani e Fernandes, 2010) estaria associado a esse episódio, em ambientes tectônicos pós-orogênicos a anorogênicos. Ainda segundo o modelo proposto, a presença de *rifts* no intra e retro-arco preenchidos por arenitos arcoseanos e *red-beds* sugere um clima árido na época de deposição, podendo ter resultado em períodos de trincheira faminta, fato que resultaria em intensa erosão subcrustal. Isso justificaria a ausência das rochas típicas de prisma acrescionário, recuo da placa continental e eliminação das porções crustais mais intensamente deformadas.

Os arcos magmáticos cálcio-alcálicos e o subsequente magmatismo anorogênico intra-placa na PMT estariam edificados por sobre embasamento arqueano na visão de Carneiro *et al.* (2013, 2014) e Juliani *et al.* (2014). Esses autores sugerem que lineamentos de direção E-W estariam ligados ao embasamento da província e seriam o resultado da justaposição tectônica dos chamados Arcos Tapajônicos. Lineamentos de direção E-W são comuns e bem marcados pelo Craton Amazonas em imagens aéreas e em modelos digitais de elevação e, conforme propõe os autores, se estenderiam até a região de Carajás. Esses fatos vão de encontro com a concepção de Tassinari e Macambira (1999) e Santos *et al.* (2000), onde as províncias geocronológicas-tectônicas estão individualizadas na direção N-S.

4.4 Metalogênese na Província Mineral do Tapajós

Estudos de cunho metalogenético na PMT remetem à década de 60 e desde então diversos autores tem demonstrado a importância econômica do magmatismo cálcio-alcálico de idade 2,0-1,88 Ga que afeta boa parte da PMT. Como consequência do aumento da produção científica e do grau de conhecimento foram desenvolvidas diferentes linhas de modelos metalogenéticos para as ocorrências minerais da PMT. Coutinho *et al.* (2000) descreveram ocorrências de ouro orogênico na PMT e, com base em datações de sulfetos, os autores destacaram os períodos de 1,96 Ga e de 1,88 Ga como relevantes do ponto de vista metalogenético na província.

O Granito Batalha (biotita-hornblenda sieno a monzogranito) foi descrito em Juliani *et al.* (2002) como uma intrusão metaluminosa a peraluminosa, cálcio-alcálica, de afinidade tardi a pós-tectônica, datado em 1,88 Ga. Segundo os autores, a ocorrência de ouro e metais

base associada ao granito tem elementos que permitem classificá-la tanto como depósito do tipo pórfiro quanto como *Intrusion Related Gold Systems (IRGS)*. Segundo os autores os extensos halos de alteração hidrotermal e a ocorrência de metais bases juntamente com ouro são feições indicativas de sistemas hidrotermais do tipo pórfiro. No entanto, características como o caráter reduzido da intrusão que, por sua vez se deu em ambientes profundos e o minério associado às zonas de alteração sericitica são sugestivos de *IRGS*.

O depósito de ouro São Jorge na PMT, descrito por Borges *et al.* (2009), possui características similares está hospedado em anfibólio-biotita monzogranito, datado em 1891 $\pm$ 3 Ma. Nessa ocorrência o minério aurífero é sulfetado e encontra-se hospedado em veios ou disseminado na rocha, estando associado a sericita e carbonatos hidrotermais. Na concepção dos autores o depósito guarda afinidade com *IRGS* e com sistemas do tipo pórfiro. Anteriormente Santos *et al.* (2001) apresentaram um modelo metalogenético de *IRGS* para o depósito de ouro São Jorge.

O depósito Tocantinzinho localizado a sudoeste da cidade de Itaituba foi descrito por Villas *et al.* (2013) e está hospedado no granito homônimo descrito como sienito e monzogranito, fracamente hidrotermalizado. O minério aurífero nesse depósito se associa aos eventos de sericitização e silicificação e ocorre na forma de veios e vênulas com pirita, calcopirita, galena e esfalerita. A presença de alteração carbonática no depósito sugere a participação de fluidos com CO₂ no processo metalogenético. Os autores obtiveram idades de 1982 $\pm$ 8 Ma para o granito Tocantinzinho e interpretam a mineralização como do tipo *IRGS*.

Dreher *et al.* (1998) descreveram no Garimpo do Joel (nos arredores da Vila Creporizão, a 45 km a NW do Patrocínio) e no Garimpo do Davi ocorrência de um sistema epitermal *low-sulfidation*, com presença de adularia e quartzo nos veios mineralizados. Baseados em estudos de inclusões fluidas os autores calcularam salinidades médias de 0,43% em peso de NaCl para os fluidos e profundidade de 1,5 km para a formação, caracterizando um sistema epitermal profundo.

Juliani *et al.* (2005) definiu um sistema epitermal *high-sulfidation* associado a antigas caldeiras vulcânicas às quais se associam riolitos e intrusões de granitos datados em 1,89-1,87 Ga, atribuídos ao Grupo Iriri. A porção central desse depósito é marcada pela presença de *silica cap* e *vuggy silica* com alunita, e brechas hidrotermais hospedando a mineralização aurífera. As adjacências das porções centrais são marcadas pela ocorrência de alteração

argílica e argílica avançada que gradam para alteração propilítica e sericítica em níveis mais profundos. Datações de cristais de alunita hidrotermal revelaram idades de 1,86 e 1,84 Ga, fato que os autores interpretaram como indicativo de relação cogenética entre o magmatismo Iriri e o processo metalogenético.

Aguja-Bocanegra (2013) descreveu um sistema *low-sulfidation* a aproximadamente 100 km a SW de Itaituba, onde rochas vulcanoclásticas se apresentam com alteração sericítica à qual se associa adularia. Nessa ocorrência a autora descreve ainda um sistema do tipo pórfiro sobreposto ao epitermal, com minério representado por calcopirita, molibdenita, ouro, esfalerita, prata e galena, que ocorrem de forma disseminada, em veios e em vênula. Segundo a autora ambas ocorrências vinculam-se a intrusão de rochas da série cálcio-alcálica de alto potássio, mais precisamente *stocks* de pórfiros datados em 1,88-1,86 Ga.

Tokashiki (2015) descreveu um sistema epitermal *low-sulfidation* a *intermediate-sulfidation* no Depósito do Coringa, próximo à rodovia BR-163, a aproximadamente 60 km a sul da cidade de Novo Progresso. Nesse depósito as zonas mineralizadas estão localizadas em domos de riolitos datados em 1,97-1,96 Ga, de assinatura cálcio-alcálica, interpretados como representantes do Arco Tapajônico I (Juliani *et al.*, 2014). O minério é caracterizado pela presença de além de ouro e prata, pirita como o sulfeto mais abundante, com galena, esfalerita e calcopirita, que ocorre na forma de sistema de veios.

Echeverri-Misas (2015) descreveu três tipos de ocorrências de sistemas magmático-hidrotermais na PMT. O depósito tipo pórfiro do Palito descrito pelo autor encontra-se hospedado em granitos de 1,88 Ga, cálcio-alcálicos, interpretados como pertencentes a uma fase final do magmatismo Parauari. Foi descrito pelo autor que a ocorrência de ouro vincula-se às zonas de alteração sericítica na forma de veios e vênulas com calcopirita, pirita, galena, pirrotita, sulfossais de bismuto, teluretos e selenetos. O sistema epitermal *high-sulfidation* encontra-se associado à rochas vulcânicas e vulcanoclásticas atribuídas ao Grupo Iriri (Uatumã), correlatas à caldeiras vulcânicas. O minério é representado por ouro e prata e está hospedado em nas zonas de *silica-cap*. Segundo o autor, pórfiros, granófiros e granitos cálcio-alcálicos estão geneticamente associados com a formação desse sistema epitermal. Os sistemas epitermal *low-sulfidation* e o depósito do tipo pórfiro V6 encontram-se hospedados em rochas extrusivas (vulcânicas e vulcanoclásticas) e intrusivas (*stocks* de pórfiros) de afinidade cálcio-alcálica de alto potássio a shoshonítica. O minério nesses

sistemas é caracterizado por veios polimetálicos, com pirita, calcopirita, molibdenita, esfalerita e ouro, hospedado em zonas com alteração sericítica à qual comumente se associa adularia.

CAPÍTULO 5 - CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

5.1 Levantamentos em Campo

As atividades de campo foram desenvolvidas no entorno da área sondada (delimitada pelo quadrado preto na Figura 12) e nas principais estradas e ramais de acesso à Vila Patrocínio, onde foram estudados diversos afloramentos em lajes, blocos de rocha *in situ* e antigas frentes de garimpo. Geomorfologicamente a região é dominada por um padrão de relevo pouco acentuado, onde dominam morros e morrotes de baixa declividade que por sua vez estão distribuídos em meio à extensas superfícies aplainadas tanto por ação de processos erosivos quanto pelas diferentes frentes de garimpo (Figura 11) na região.

Figura 11 - Frente de garimpo nos entornos da Vila Patrocínio, onde se percebe a geomorfologia da região, dominada por morros de baixo declive e superfície rebaixada pela atividade garimpeira.

Os afloramentos localizados nas beiras de estradas nas proximidades da Vila Patrocínio são dominados por sieno- e monzogranitos maciços, leucocráticos e porfiríticos, sem indícios de mineralização e de alteração hidrotermal. Um afloramento típico desses litotipos encontram-se representado na Figura 13A, onde a rocha é um monzogranito (Figura 13B). Menos frequentemente foram mapeados granodioritos maciços, leucocráticos, inequigranulares, magnéticos, por vezes contendo encraves microgranulares máficos. Um exemplo deste litotipo é apresentado na Figura 13C.

Figura 12 - Mapa geológico da área estudada segundo Santos *et al.* (1975) no Projeto RADAMBRASIL, com modelo digital de elevação gerado a partir de imagem *SRTM*. Segundo os autores o Complexo Cuiú-Cuiú, a Suíte Intrusiva Creporizão e a Suíte Intrusiva Parauari são representantes de arcos magmáticos que sofreram a intrusão de magmas anorogênicos do tipo A que geraram as rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha. O Grupo Iriri, segundo proposto por Juliani *et al.* (2005) reúne rochas cálcio-alcalinas, dentre elas as das formações Aruri e Salustiano. No mapa da direita encontram-se os afloramentos estudados, as localizações das sondagens diamantada e duas cavas de garimpos abandonadas (Garimpo do Malaquias, mais a sul e o Garimpo Cascalheira, na porção central da figura).

Figura 13 - A) Afloramento de monzogranito com caneluras de dissolução; B) Monzogranito do afloramento apresentado em “A” maciço, leucocrático, sem alteração hidrotermal; C) Granodiorito maciço, leucocrático, magnético.

Nas frentes de garimpo foram estudados afloramentos e blocos de rochas comumente hidrotermalizadas. A Figura 14 mostra o exemplo de um monzogranito maciço descrito nos arredores do Garimpo Cascalheira, intensamente afetado por alteração hidrotermal responsável pela formação de clorita e epidoto principalmente.

Figura 14 - Monzogranito afetado por alteração hidrotermal pervasiva a qual é responsável pela formação de epidoto, clorita e sericita e também por destruir parcialmente os cristais originais de feldspato da rocha.

A alteração confere à rocha a coloração esverdeada e também é responsável pela destruição dos feldspatos ígneos do litotipo, que são progressivamente substituídos por epidoto.

Figura 15 - A) Amostra do Garimpo do Malaquias com rocha afetada por alteração sericítica forte, com quartzo + sericita + pirita oxidada; B) Antiga frente de lavra do Garimpo Cascalheira, com monzogranito de coloração vermelha intensa, também apresentando alteração propilítica e sericítica. Ocorrem veios e vênulas orientados em N50E (linhas amarelas). Caneta magnética de escala; C) Amostra com *stockwork* de veios de quartzo coletada na cava do Garimpo Cascalheira; D) Pórfiro monzogranítico maciço, leucocrático, com fenocristais de plagioclásio eudrais dispersos em matriz afanítica rósea.

No Garimpo do Malaquias os blocos de rocha encontram-se bem arredondados pelo intemperismo e são dominados por intensa alteração sericítica, com quartzo + sericita + pirita associados (Fig. 15A).

Já no Garimpo Cascalheira ocorrem monzogranitos alterados de coloração vermelha forte devido ao metassomatismo potássico, com alterações propilítica e sericítica superpostas. Neste afloramento ocorrem diversos veios e vênulas de quartzo com feldspato caulinizado orientados preferencialmente na direção N50E, conforme pode ser observado na Figura 15B. Além disso, no rejeito do garimpo foram encontradas amostras com veios e vênulas distribuídos em padrão *stockwork*, como observado na Figura 15C.

A Figura 15D mostra um pórfiro monzogranítico presente nos entornos do Garimpo Ouro Mil, localizado a aproximadamente 10 km a sudeste do Patrocínio.

Figura 16 - A) e B) Afloramento de monzogranito foliado, leucocrático, magnético, com feições indicativas de fluxo marcadas pelas linhas vermelhas; C) Amostra com leucogranito rico em plagioclásio em contato com granito fino, rico em biotita. Notar a concentração de biotita na borda do granito mais claro, sugerindo que a rocha sofreu fusão parcial, com geração de paleossoma e neossoma; D) Monzogranito maciço, leucocrático, porfirítico e magnético dominante no afloramento.

Este litotipo, reconhecido apenas nesse local, se caracteriza por ser maciço, leucocrático, com fenocristais de feldspato dispersos em matriz muito fina a afanítica. Apresenta ainda biotita como máfico e cristais relativamente grossos de quartzo bipiramidado.

Em um dos afloramentos estudados foram observados blocos de monzogranito maciço, leucocrático e magnético com porções de granulação pouco mais grossa com textura porfirítica e fenocristais de feldspato potássico, conforme exemplificado na Figura 16D. Ocorrem no afloramento diversas intercalações de biotita granito, leuco a mesocrático, de granulação fina, exemplificado na Figura 16C. Em meio a essa associação de litotipos foram descritas feições indicativas de fluxo, observadas na Figura 16A e Figura 16B. Esse conjunto foi descrito em campo como processos indicativos de anatexia, sendo o biotita granito fino interpretado como paleossoma e o monzogranito leucocrático com textura porfirítica representando o neossoma.

5.2 Descrição Macroscópica dos Litotipos

A descrição macroscópica dos testemunhos de sondagem mostram que a zona mineralizada se associa predominantemente a monzogranitos e sienogranitos maciços, porfiríticos, leucocráticos, magnéticos em intensidades variáveis, afetados por diferentes graus e estágios de alteração hidrotermal. Domina, no entanto, a alteração potássica pervasiva (localmente fissural), que varia de incipiente a muito forte, que comumente oblitera os minerais e as texturas primárias das rochas. Essa alteração se caracteriza pela formação de feldspato potássico que gradativamente substitui o plagioclásio primário de origem ígnea, além de causar perda do magnetismo e atribuir forte coloração avermelhada aos litotipos. A Figura 17A mostra o exemplo de diversos testemunhos de sondagem com intensidade de alteração hidrotermal variando de ausente à muito forte. Nos intervalos onde foram descritas essas alterações comumente ocorrem veios e vênulas de quartzo, pirita e, por vezes, ouro visível, como indicado nas figuras 17B e 17B'.

Figura 17 - A) Exemplo de sienogranito, maciço, porfirítico, magnético afetado por diferentes graus de alteração potássica, variando de fraca a muito forte da esquerda para direita; B) Granitóide afetado por potassificação pervasiva, interceptado por vênula de quartzo + pirita; B') Destaque da vênula de quartzo + pirita com ouro visível destacado.

Pouco menos abundantes que os granitóides aparecem monzonitos, quartzo-monzonitos e sienitos maciços, porfiríticos, leucocráticos, magnéticos ou fracamente magnéticos afetados por diferentes graus de alteração hidrotermal, predominantemente potássica e, subordinadamente, propilítica com a paragênese clorita + epidoto $\pm$ albita (Figura 18B e Figura 18B'). Em diversos intervalos essas rochas apresentam alteração carbonática fissural que por vezes ocorre em estilo pervasivo obliterando a paragênese primária. Diferentemente do que foi descrito nos granitóides, que apresentam apenas pirita, esses litotipos apresentam pirita e pirrotita principalmente disseminadas e, subordinadamente, na forma de veios e vênulas.

Granodioritos e tonalito maciços, leucocráticos, não magnéticos, são as rochas encaixantes dos granitóides e do monzonitos. Esses litotipos foram descritos apenas nos testemunhos mais periféricos do alvo e, de modo geral, não apresentam alteração hidrotermal intensa (Figura 18A). Ocorrem comumente como xenólitos nos sieno- e monzogranitos.

Figura 18 - A) Granodiorito maciço, leucocrático, não magnético, sem alteração hidrotermal; B) Sienito porfirítico, maciço, leucocrático, fracamente magnético, com alteração carbonática e sulfetos disseminados; B') Mesmo sienito da foto anterior, com alteração potássica.

Diques de riolito e de diabásio ocorrem em todos granitóides (Figura 19B, Figura 19C e Figura 19D). De modo geral são rochas maciças a levemente foliadas, com textura afanítica e colorações variando de castanho a cinza-escuro. Tanto nos diques básicos quanto nos diques de rocha ácida foram descritas piritas disseminadas e em vênulas e veios, fato exemplificado na Figura 19C e Figura 19D. Ouro visível foi identificado em um dos diques básicos em uma vênula de quartzo com pirita. Intervalos com aplitos também foram descritos nos testemunhos e estão intrudidos nos granitos e sienitos.

Figura 19 - A) Pórfiro granodiorítico, maciço, mesocrático, magnético composto principalmente por biotita, quartzo e plagioclásio. Notar a alteração potássica pervasiva; B) Dique de diabásio em monzogranito de coloração cinza-escura e textura afanítica; C) Dique de riolito afanítico em sienogranito, de coloração castanha, com veio de aproximadamente 15 cm de espessura de pirita + calcopirita + quartzo. O contato entre os litotipos é marcado pela presença de vênulas de pirita + quartzo + calcopirita mineralizadas em ouro; D) Dique de rocha básica em monzogranito, de coloração cinza-escura e textura afanítica, com vênulas de pirita + quartzo, por vezes apresentando ouro.

Intervalos com diques de aplito também foram descritos nos testemunhos em granitos e sienitos. Pórfiros granodioríticos maciços, leuco- a mesocráticos, magnéticos com fenocristais de quartzo azulado e plagioclásio são intrusivos nos sienitos e tardios em relação aos demais litotipos descritos (Figura 19A).

Além da assembléia litotípica descrita até então, em diversos trechos dos testemunhos foram identificadas rochas com texturas indicativas de falhas rúpteis e, localmente, de cisalhamento dúctil. A Figura 20B, por exemplo, mostra um granitoide intensamente hidrotermalizado, rico em epidoto, com foliação milonítica forte e dobrada. Nesta foto pode ser observado que tantos os minerais da alteração potássica quanto os da alteração com epidoto foram deformados. A Figura 20A, mostra rocha com forte estrutura cataclástica, com foliação S/C em alguns trechos, fragmentos de cristais de feldspato potássico com traços de plagioclásio marcados pela intensa cor vermelha, estiramento mineral e quartzo esbranquiçado. Na Figura 20C é possível observar um trecho de sienogranito maciço, leucocrático, porfirítico cortado por vênula de calcita placóide.

Figura 20 - A)) Rocha intensamente fraturada, com textura cataclástica e fragmentos de megacristais de feldspato potássico e cimentação por quartzo leitoso. Nas bordas dos veios, próximo aos fragmentos podem ser vistos relíquias de texturas de *open-and-fill* e drusas de quartzo com intercrescimento de feldspato marrom, o que é muito sugestivo de tratar-se de adularia; B) Milonito com foliação dobrada, intensamente hidrotermalizado, rico em epidoto; C) Sienogranito leucocrático, porfirítico, com vênula de calcita placóide na área delimitada em vermelho.

Através da descrição dos testemunhos foram individualizados dois estilos distintos para a mineralização aurífera no Patrocínio:

- I. Um primeiro estilo é marcado pela ocorrência de veios e vênulas ricas em pirita + quartzo $\pm$ calcopirita com ouro visível, os quais estão encaixados principalmente em granitóides, monzonitos, quartzo monzonitos e sienitos, invariavelmente hidrotermalizados. Domina nesse caso a alteração potássica, que confere aos litotipos forte coloração avermelhada, perda do magnetismo, substituição de minerais ígneos e mudanças texturais (Figura 21A e Figura 21B).

- II. Outro estilo de ocorrência foi observado nos monzonitos, quartzo monzonitos e sienitos. Essas rochas apresentam pirita e pirrotita disseminada ou em vênulas, e são afetadas por alteração carbonática e clorítica (Figura 18B).

Figura 21 - A) Veio de pirita intrudido em sienito, próximo ao contato com sienogranito; B) Veio de pirita + quartzo $\pm$ calcopirita encaixado em sienogranito.

CAPÍTULO 6 - PETROGRAFIA E MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA

6.1 Descrição Petrográfica dos Litotipos

Os estudos petrográficos permitiram o reconhecimento e descrição de diversas fases minerais e de suas relações texturais, bem como as respectivas paragêneses e feições que indicassem evidências de alteração hidrotermal. Foram feitas contagens modais em 16 lâminas representativas dos litotipos intrusivos e o resultado é apresentado na Figura 22, onde é possível notar o amplo domínio de sieno e monzogranitos na região, com granodioritos, sienitos e monzonitos subordinados. Os diques de rochas vulcânicas também foram analisados petrograficamente.

Figura 22 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) com as análises modais de 16 amostras selecionadas de modo a representar toda a variabilidade de litotipos intrusivos descritos na região do Patrocínio.

6.1.1 Granodioritos

Os granodioritos são rochas maciças, leucocráticas e porfiríticas (Figura 23A) compostas predominantemente por quartzo (20%), plagioclásio (33%), feldspato potássico (20%), biotita (5%), clorita (3%), epidoto (9%), anfibólio (5%), titanita (2%), minerais opacos (3%) e traços de allanita. Os fenocristais são de plagioclásio subedrais ou

euedrais, com teores de anortita variando de An₅₅ (labradorita) a An₇₁ (bytownita), com bordas frequentemente saussuritizadas (Figura 23B e Figura 23C), por vezes apresentando núcleos ou inclusões de microclínio (Figura 23F). Quartzo, plagioclásio e feldspato potássico subedral a anedral compõem a matriz, juntamente com os minerais opacos e acessórios. Os cristais de feldspato potássico são subedrais ou anedrais e ocorrem preferencialmente de maneira intersticial ou então como núcleos nos plagioclásios, sugerindo alteração potássica. Os minerais máficos constituem agregados e comumente ocupam interstícios entre as demais fases, conforme evidenciado na Figura 23B e Figura 23D. Dentre estes há anfibólio euédrico a subédrico fino, com pleocroísmo forte em tons de verde-escuro e clivagem bem marcada a 120°, como se observa na Figura 23D, que permite caracterizá-lo opticamente como hornblenda. A biotita primária forma cristais euedrais ou subedrais com pleocroísmo em tons de vermelho acastanhado que grada para tons esverdeados, à medida que o mineral se altera para clorita hidrotermal. Epidoto é produto da alteração do plagioclásio ou então, fruto de alteração hidrotermal, como exemplificado na Figura 23E.

Figura 23 - A) Testemunho de sondagem de granodiorito porfirítico, maciço e leucocrático; B) Aspecto geral da seção delgada da amostra de granodiorito, onde se notam agregados de minerais máficos e de plagioclásios saussuritizados; C) Fenocristal de plagioclásio com borda afetada por alteração hidrotermal; D) Detalhe de agregado de minerais máficos, com anfibólio (hornblenda) e biotita subedrais; E) Cristal de microclínio à direita e formação de epidoto hidrotermal (clinozoisita); F) Plagioclásio saussuritizado em tons mais escuros com núcleos de microclínio, com anfibólio euédrico e biotita parcialmente cloritizada intergranulares. Notar as bordas menos saussuritizadas do plagioclásio, como a indicada pela seta. Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo; Kfs: feldspato potássico; Bt: biotita; Mc: microclínio; Ep: epidoto; Hbl: hornblenda.

6.1.2 Monzogranitos e Sienogranitos

Os monzo- e sienogranitos são rochas maciças, leucocráticas e porfiríticas (Figura 24A e Figura 25A) compostas principalmente por feldspato potássico, quartzo, plagioclásio, biotita e clorita secundária. Algumas amostras podem também apresentar anfibólio, epidoto, titanita, allanita, carbonato, sericita e zircão.

Os monzogranitos apresentam fenocristais euédricos e anédricos de plagioclásio, comumente com núcleos de feldspato potássico. Estão saussuritizados em intensidades variadas (Figura 24B), sendo o processo mais forte nas porções com maiores teores de anortita, entre An_{55} e An_{68} (labradorita). Os cristais de plagioclásio que apresentam composições mais albíticas, com teores em torno de An_{35} (andesina), apresentam-se mais límpidos. Feldspato potássico ocorre como megacristais nos monzogranitos, no entanto são relativamente menos abundantes e apresentam hábito variando de subédricos a anédricos (Figura 24D).

Figura 24 – A) Testemunho de sondagem do monzogranito maciço, porfirítico, leucocrático, magnético, com megacristais de feldspato potássico com até 2 cm de comprimento envolvidos por plagioclásio, semelhante às texturas *rapakivi*; B) Aspecto ao microscópio do monzogranito porfirítico onde é possível observar-se plagioclásio parcialmente saussuritizado (de aspecto turvo) ao redor do feldspato potássico em textura *rapakivi-like*, aglomerados de minerais máficos e grãos de quartzo (mais límpidos); C) Detalhe do aglomerado de minerais máficos, com amplo domínio de biotita, com anfibólio, titanita euédricas e minerais opacos subordinados; D) Megacristal de microclínio com inclusões de plagioclásio saussuritizado. Ocorre também plagioclásio nas bordas do feldspato potássico; E) Microclínio de aproximadamente 1 cm de comprimento envolto por plagioclásio parcialmente saussuritizados nas bordas; F) Cristal euédrico de allanita em agregado. Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo; Kfs: feldspato potássico; Bt: biotita; Mc: microclínio; Aln: allanita.

Os minerais máficos, de modo geral, ocorrem em aglomerados, como podem ser observados nas figuras 24C e 24F, onde predomina biotita, por vezes cloritizada. Os cristais de biotita variam de eudrais a anedrais, são tipicamente pleocróicos, com cores variando de castanho-avermelhado a esverdeado à medida que se alteram para clorita. Halos de pleocroísmo nas biotitas são devidos à pequenas inclusões de zircão. Associam-se à biotita cristais euédricos e subédricos de titanita, minerais opacos e epidoto subedral (Figura 24C). Anfibólio pleocróico, esverdeado, anedral e subedral, também se associa à biotita. Allanita euédrica ocorre como traço e se associam aos aglomerados de minerais máficos (Figura 24F). Quartzo ocorre como cristais predominantemente anédricos dispersos na matriz e, localmente, ocorrem como cristais mais grossos.

A Figura 24E ilustra uma feição comum em alguns dos monzogranitos, onde se nota um cristal grosso de microclínio anedral envolvido por plagioclásio saussuritizado no núcleo com bordas límpidas, com contatos irregulares que sugerem substituição, razão pela qual definem uma textura *rapakivi-like*.

Os sienogranitos são dominados por fenocristais euédricos e subédricos de feldspato potássico, contendo muitas vezes núcleos e inclusões de plagioclásio, como demonstrado nas figuras 25C e 25D. Estes, por sua vez, encontram-se intensamente saussuritizados e, menos frequentemente, o plagioclásio ocorre como cristais euédricos e subédricos mais grossos.

Figura 25 - A) Testemunho de sondagem do sienogranito porfirítico a inequigranular, maciço e leucocrático; B) Aspecto microscópico do sienogranito, com megacristal euédrico de quartzo e aglomerado de minerais máficos, com biotita cloritizada e minerais opacos; C) Fenocristal de feldspato potássico com núcleos euédricos de plagioclásio saussuritizado; D) Idem “C” com polarizadores cruzados; E) Megacristais de quartzo e microclínio, com clorita e minerais ricos em óxido de ferro preenchendo fissuras. Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo; Bt: biotita; Mc: microclínio; Chl: clorita; Or: ortoclásio; Op: mineral opaco.

Os minerais máficos são representados principalmente por biotitas, cloritas e opacos e ocorrem em aglomerados como se observa na Figura 25B. A biotita apresenta-se como cristais subédricos, com coloração castanha e pleocroísmo

marrom-escuro a marrom-claro. A maioria dos cristais de biotita se encontra cloritizada e com colorações esverdeadas (Figura 25B). Em algumas amostras foi possível perceber a presença de óxido de ferro associado aos aglomerados de minerais máficos preenchendo fissuras e fraturas das amostras (Figura 25E).

Figura 26 – A) Testemunho de sondagem do sienogranito porfirítico maciço e leucocrático; B) Seção delgada da amostra em “A” onde se observam fenocristais de feldspato potássico cortados por vênula de aproximadamente três milímetros composta por clorita, epidoto, quartzo e minerais opacos. Or: ortoclásio; Ep: epidoto; Chl: clorita; Qtz: quartzo; Mc: microclínio.

Foram reconhecidas algumas feições típicas de alteração hidrotermal nos granitóides, se destacando o processo de saussuritização do plagioclásio e a substituição do mineral por feldspato potássico secundário. Além disso, a ocorrência de veios, como ilustrado na Figura 26 que mostra sienogranito maciço cortado por uma vênula com clorita, epidoto e quartzo também é característica da atuação de processos hidrotermais.

Figura 27 – A) Micrografia de monzogranito, com fenocristal de plagioclásio parcialmente substituído por feldspato potássico; B) Imagem de elétrons retroespalhados de “A”, com os pontos analisados e os respectivos diagramas de EDS. As composições obtidas nos pontos 1 e 2 correspondem a feldspato potássico e o ponto 3 a plagioclásio sódico. Os pontos 4 e 5 foram direcionados em vênula que corta o plagioclásio e revelou teores elevados de Fe e Mg, além de Si e Al.

A substituição de minerais primários por minerais hidrotermais fica evidente na Figura 27, onde se observa um fenocristal de plagioclásio saussuritizado e corroído gradativamente substituído por feldspato potássico hidrotermal. Essa textura foi observada na petrografia (Figura 27A) e nas análises com MEV e EDS (Figura 27B), através das quais foi confirmada a composição de feldspato potássico dos pontos 1 e 2 e o ponto 3 como plagioclásio anortítico. Os pontos 4 e 5, conforme ilustrado, correspondem a análises em uma microvênula no plagioclásio ígneo. Os respectivos diagramas de EDS indicam se tratar de um aluminossilicato de ferro e magnésio com potássio, titânio e manganês.

6.1.3 Sienitos, Quartzo-Sienitos, Monzonitos e Quartzo-Monzonitos

Sienitos, quartzo sienitos, monzonitos e quartzo monzonitos são petrograficamente semelhantes, diferindo entre si, em essência, quanto ao conteúdo de plagioclásio e quartzo. São rochas maciças, leucocráticas e porfíricas (Figs. 28A e 29A).

Monzonitos e quartzo monzonitos são caracterizados pela presença de megacristais eudrais e subedrais de plagioclásio e subedrais de feldspato potássico, ambos totalizando de 70 a 80% nas contagens modais. Os primeiros comumente encontram-se saussuritizados (Fig. 28B). Quartzo é escasso nesses litotipos, atingindo

Figura 28 - A) Testemunho de sondagem de monzonito, maciço, porfírico, leucocrático; B) Megacristais de microclínio euédrico com núcleos preservados de plagioclásio levemente saussuritizados; C) Plagioclásio grosso parcialmente saussuritizados, com clorita e pirita na matriz; D) Megacristais de microclínio subedrais e de plagioclásio saussuritizado afetados por cloritização e sericitização à qual se associam cristais euédricos de pirrotita. Pl: plagioclásio; Mc: microclínio; Chl: clorita; Py: pirita; Po: pirrotita.

concentrações máximas em torno de 12%. Os minerais máficos nessas rochas distribuem-se na matriz e são representados principalmente por clorita e sulfetos, como observado nas figuras 28C e 28D.

Figura 29 – A) Testemunho de sondagem de quartzo sienito maciço, leucocrático e porfirítico, com clorita e epidoto secundários intergranulares; B) Micrografia de quartzo sienito com cristais subédricos de microclínio, quartzo, clorita e epidoto, estes produtos de substituição de minerais máficos; C) Micrografia de megacristais de ortoclásio anedral, com bordas aparentemente corroídas, microclínio subédrico, com sericitização disseminada; D) Idem “C”, com polarizadores cruzados. Qtz: quartzo; Mc: microclínio; Chl: clorita; Ep: epidoto; Or: ortoclásio; Ser: sericita.

Os sienitos e quartzo sienitos são caracterizados pela presença de megacristais euédricos a anédricos de feldspato potássico (Figs. 29C e 29D), frequentemente com núcleos de plagioclásio euedrais a subedrais. Quartzo ocorre de modo mais restrito nesses litotipos. Constituem cristais anédricos ou subédricos distribuídos na matriz da rocha. O índice de cor não passa de 10%, sendo clorita e epidoto secundários os principais minerais máficos (Fig. 29B).

Tanto os monzonitos quanto os sienitos se encontram comumente afetados por alterações hidrotermais que incluem alteração potássica, carbonatização, sericitização, cloritização e epidotização, tanto no estilo fissural quanto pervasivo. Ocorrem comumente associadas à sericitização e à cloritização sulfetos como pirrotita, pirita e, menos frequentemente, calcopirita. Essa relação pode ser observada na Figura 28C, Figura 28D e Figura 30. A mineralogia da alteração hidrotermal nesses litotipos foi caracterizada com o auxílio de MEV e EDS. A Figura 30 mostra a textura e a composição da clorita hidrotermal comum em diversas amostras de monzonito e quartzo monzonito.

Figura 30 – A) Seção delgada de monzonito com cloritização pervasiva à qual se associam minerais opacos; B) Micrografia obtida com MEV, com os respectivos pontos analisados com EDS. Os diagramas de EDS indicam que os pontos 1 e 2 são respectivamente calcopirita e clorita.

Na Figura 30A é possível observar clorita esverdeada presente na matriz da rocha juntamente com pequenos cristais de calcopirita. O respectivo diagrama de EDS indica que trata-se de clorita rica em Fe. Os pontos analisados estão representados na Figura 30B.

Na Figura 31 pode ser observada a relíquia de um megacrystal de plagioclásio em quartzo monzonito quase que completamente substituído por feldspato potássico

hidrotermal. Os pontos 1, 2 e 3 da Figura 31B marcam os locais onde foram feitas as análises por EDS. Os resultados obtidos confirmam o que foi constatado na descrição petrográfica. O ponto 1 apresenta composição albítica, enquanto os pontos 2 e 3 composições de feldspato potássico. Uma referência adicional deve ser feita ao ponto 3 e ao respectivo diagrama de EDS, que mostra teores consideráveis de Fe no feldspato potássico hidrotermal.

Figura 31 – A) Megacrystal de plagioclásio ígneo substituído por feldspato potássico hidrotermal em amostra de quartzo monzonito; B) Imagem de elétrons retroespalhados da mesma amostra apresentada em “A”, com os pontos analisados por EDS e os respectivos espectrogramas. O ponto 1 indica composições albítica e os pontos 2 e 3 indicam a composição de feldspato potássico.

6.1.4 **Pórfiros**

Os pórfiros se caracterizam como rochas maciças e leucocráticas (Fig. 32A), de composições variando entre monzogranítica e granodiorítica. São constituídos por fenocristais de plagioclásio (30 a 35%) com até um centímetro de comprimento, predominantemente eudrais, com núcleos saussuritizados apresentando teores de anortita que variam de An_{57} a An_{66} (labradorita) e bordas relativamente mais límpidas, de composição mais albítica, variando de An_{07} (albita) a An_{32} (andesina), como pode ser

notado nas Figura 32B e Figura 32C. Feldspatos potássicos (25 a 40%) ocorrem também como cristais grossos anedrais e subedrais, comumente apresentando núcleos de plagioclásio saussuritizado.

Figura 32 – A) Testemunho de sondagem de pórfiro monzogranítico maciço, leucocrático; B) Micrografia da rocha anterior, com cristais de quartzo, microclínio e plagioclásio euédricos. Como mineral máfico ocorre biotita parcialmente cloritizada; C) Cristais de plagioclásio euédricos e subédricos, com núcleos saussuritizados, quartzo anedral e clorita; D) Cristal subedral de microclínio com quartzo e plagioclásio saussuritizado, clorita e titanita euédrica e subédrica; E) Megacristal de microclínio com resquícios de plagioclásio saussuritizado de aspecto turvo; F) Idem “E”, com polarizadores cruzados. Qtz: quartzo; Mc: microclínio; Chl: clorita; Ttn: titanita; Pl: plagioclásio; Bt: biotita.

Minerais máficos formam aglomerados onde foram reconhecidas biotita, clorita, anfibólio, epidoto, titanita e opacos (Figura 32B e Figura 32D).

As biotitas são subedrais ou anedrais de colorações esverdeadas, quase sempre parcialmente cloritizadas. Cristais de titanita euedrais e subedrais e de epidoto anédricos e subédricos ocorrem associados à biotita. O anfibólio constitui cristais anédricos fortemente pleocróicos com tons esverdeados. Ocasionalmente ocorrem turmalina e allanita, ambas como cristais euédricos. Intercrescimento granofírico foi descrito com certa frequência nessa amostra. Nas figuras 32E e 32F é possível perceber a presença de megacristal de microclínio subédrico e fraturado, com inclusões de plagioclásio saussuritizado. Essa associação é sugestiva de alteração potássica que substitui progressivamente o plagioclásio e é responsável pela formação de feldspato potássico hidrotermal.

6.1.5 Riolitos e Traquiandesitos

Os riolitos e traquiandesitos são rochas tardias em relação às demais descritas e ocorrem como diques, atingindo espessuras de até 13 metros. Os riolitos (Figura 33A) apresentam granulação fina, textura afanítica, são quase sempre maciços, mas por vezes apresentam orientação por fluxo magmático. Estes litotipos são predominantemente esferulíticos (Figura 33D), resultado do processo de cristalização do vidro original da rocha em estado *subsolidus*. Algumas partes dos diques estão intensamente fraturadas, com sericitização nas fissuras (Figura 33B). O fraturamento desenvolveu-se preferencialmente nas porções esferulíticas, não sendo observado nas porções microcristalinas, como na porção superior da amostra apresentada na Figura 33E, onde predomina sericita e quartzo. Cristais de quartzo com poucos milímetros comumente apresentam bordas de reação e formas arredondadas devidas à reabsorção magmática, como pode ser observado na Figura 33C.

Figura 33 - A) Riólito fino, maciço, com fraca alteração potássica fissural; B) Detalhe do riólito anterior, com esferulitos e fraturas de resfriamento no material vítreo; C) Cristal arredondado de quartzo com aproximadamente 1 mm de diâmetro, com bordas de reação. Notar que o fraturamento na matriz não é observado no cristal de quartzo; D) Micrografia com polarizadores cruzados evidenciando esferulitos com aproximadamente 0,5 mm de diâmetro, com cristalitos em arranjos radiados; E) Cavidade miarolítica preenchida por carbonato. Notar o intenso fraturamento do litotipo com exceção da porção microcristalina localizada na parte superior da micrografia; F) Vênula de quartzo + pirita + clorita no riólito. Chl: clorita; Qtz: quartzo; Cb: carbonato; Py: pirita; Esf: esferulitos; Ser: sericita.

Os espaços vazios do litotipo como cavidades miarolíticas e fraturas encontram-se preenchidos por carbonato, pirita, sericita ou clorita. A Figura 33E mostra o exemplo de uma cavidade miarolítica preenchida por carbonato em meio a porção marcada por intenso fraturamento. Além disso, vênulas ricas em pirita e quartzo, como apresentado na Figura 33F são comumente observadas nesses litotipos.

Os traquiandesitos apresentam granulação fina, textura afanítica, são maciços e mesocráticos (Figura 34A). São compostos por cristais de plagioclásio (aproximadamente 50%) euédricos e subédricos que se apresentam por vezes saussuritizados, principalmente nos núcleos como se observa na Figura 34B. Quartzo é ausente ou escasso e, quando presente, forma grãos anédricos e agregados, definindo uma textura glomeroporfirítica, como se nota na Figura 34D. Os minerais máficos são representados por titanitas (5%), anfibólio (25%), epidoto (5%), biotita (10%) e minerais opacos (5%). Titanita ocorre como cristais euédricos ou subédricos dispersos pela rocha, comportamento similar ao observado para os minerais opacos, possivelmente pirita.

Figura 34 - A) Amostra de traquiandesito maciço, fino, afanítico; B) Fotomicrografia do traquiandesito com cristal subedral de plagioclásio mais grosso, com núcleo saussuritizado; C) Mesma rocha anterior, com anfibólio primário sendo substituídos por biotita secundária e com formação de minerais opacos. Notar a titanita subédrica na parte superior da micrografia; D) Aglomerado de cristais anedrais de quartzo, caracterizando uma textura glomeroporfírica; E) Vênula com leucoxênio e minerais opacos. Pl: plagioclásio; Bt: biotita; Ttn: titanita; Am: anfibólio; Qtz: quartzo.

Os anfibólios, por sua vez, variam entre euédricos e subédricos, apresentam coloração esverdeada e estão parcialmente substituídos por biotita (Figura 34C). Os cristais de biotita apresentam pleocroísmo em tons esverdeados conforme se nota na Figura 34C. Outro produto da alteração dos anfibólios, mais restrito, é o epidoto. Vênulas de titanita e leucoxênio são comuns nos traquiandesitos.

6.2 Caracterização de Minerais Opacos com Microscopia Eletrônica de Varredura e Petrografia de Luz Refletida

Estudos petrográficos de luz refletida foram desenvolvidos para melhor caracterizar as fases minerais opacas, principalmente o minério, bem como para o reconhecimento e descrição das principais relações texturais e estruturais.

Figura 35 – A) Micrografia de amostra de veio de sulfeto em sienogranito com pirita fraturada e porosa, observada sob microscópio petrográfico com luz refletida, com inclusões de Au indicadas em azul e preto e inclusão de bismutinita indicada em laranja ; B) Idem micrografia anterior, sob análise de MEV; C) Detalhe da inclusão de ouro marcada em azul na micrografia “B” com os respectivos pontos analisados com EDS. Os diagramas de EDS indicam ouro (ponto 1) e bismutinita (pontos 2 a 11); D) Detalhe das inclusões marcadas em laranja na micrografia “B”. Através dos diagramas de EDS foram individualizadas ocorrências de ouro e bismutinita, com domínio do segundo, inclusos na pirita.

Nesse sentido a utilização de microscópio eletrônico de varredura acoplado com EDS foi fundamental, possibilitando a estimativa composicional dos minerais, ainda que de forma semi-qualitativa, e a verificação de possíveis variações químicas.

A mineralização aurífera em estudo apresenta amplo domínio de pirita dentre os sulfetos, ocorrendo em veios, vênulas e disseminada. Em todos os contextos a pirita apresenta-se intensamente fraturada e porosa, como observado nas figuras 35A e 36A,

Figura 36 – A) Micrografia obtida com petrografia de luz refletida de veio de sulfeto em sienogranito, com pirita intensamente fraturada, com presença de ouro (amarelado) e minerais de bismuto (prateado); B) Detalhe da micrografia “A” obtida por elétrons retroespalhados, mostrando pirita com diversos minerais inclusos e nas fraturas. As marcações indicam os pontos analisados por EDS. Os diagramas indicam ocorrência de ouro marcada em verde e minerais de bismuto marcados em roxo.

variando de euédrica à anédrica, frequentemente apresentando inclusões de calcopirita, minerais de bismuto e ouro nativo, este notadamente em zonas de alteração potássica em intensidades média a muito forte.

Bismutinita ocorre usualmente inclusa na pirita, como exemplificado na Figura 35B, onde o mineral está dentro da elipse em laranja, e na Figura 35D, onde há um detalhe do cristal de bismutinita analisado por EDS. Este mineral também ocorre nas bordas e fraturas dos cristais de pirita (Figura 36B), com dimensões variando de 10 a 200 μm , além de diversas inclusões de tamanhos variados na região marcada em roxo na Figura 36B. A bismutinita comumente está associada ao ouro nativo, como pode ser observado nas figuras 35C e 35D.

Figura 37 – A) Micrografia em luz refletida mostrando ilmenita (mineral prateado), com pequenos cristais de calcopirita (minerais amarelos); B) Imagens de elétrons retroespalhados de “A”, com os pontos analisados por EDS. Marcações em vermelho destacam a apatita, e os diagramas de EDS indicam que o ponto 1 é ilmenita e o ponto 2 calcopirita; C) Micrografia obtida em luz refletida mostrando inclusão de calcopirita parcialmente corroída em pirita; D) Micrografia obtida em luz refletida de cristais de calcopirita (marcados em vermelho) e pirita, ambos bem arredondados, disseminados no monzonito.

O ouro também se associa preferencialmente à pirita, ocorrendo como pequenas inclusões ou em fraturas. As figuras 35A e 35B mostram ouro incluso na pirita nas áreas marcadas em preto e azul. Nesse caso, as análises por EDS mostram que o ouro está associado à bismutinita, fato recorrente em diversas amostras analisadas. Já a Figura 36B mostra a ocorrência do ouro em fraturas da pirita na área marcada em verde. Mais raramente foram observadas ocorrências de ouro associado à calcopirita. Em ambos os contextos as análises por EDS mostraram que o ouro forma uma liga metálica com prata, com porcentagens em peso em torno de 92% de Au e 8% de Ag.

Calcopirita anédrica a subédrica, comumente arredondada foi também identificada como inclusões na pirita (Fig. 37C), preenchendo fraturas ou então associada à ilmenita, como observado na Figura 37A. Apenas nos sienitos e monzonitos a calcopirita foi observada disseminada (Fig. 37D) ou associada a veios de clorita. Minerais como esfalerita, rutilo e galena foram reconhecidos com auxílio do EDS, no entanto são de ocorrência mais restrita.

CAPÍTULO 7 - LITOQUÍMICA

7.1 Geoquímica de Rocha Total

7.1.1 Elementos Maiores

A geoquímica de elementos maiores mostra que, invariavelmente, os litotipos intrusivos e extrusivos descritos no Patrocínio pertencem às series cálcio-alcálica de alto potássio e à série shoshonítica, segundo o diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971) e o diagrama de K_2O vs SiO_2 de Peccerillo e Taylor (1976) apresentado nas

Figura 38 - A) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) classificatório de séries magmáticas, onde A = $Na_2O + K_2O$; F = FeO e M = MgO, indicando que as rochas analisadas pertencem à serie cálcio-alcálica; B) Diagrama de saturação em alumina A/CNK x A/NK de Shand (1943), onde A = Al_2O_3 , C = CaO, N = Na_2O e K = K_2O , indicando que as rochas variam de peraluminosas a metaluminosas; C) Diagrama K_2O x SiO_2 de Peccerillo & Taylor (1976) para classificação das séries magmáticas subalcalinas, onde dominam os litotipos pertencentes à série cálcio-alcálica de alto potássio e à série shoshonítica.

figuras 38A e 38C. Quanto ao índice de saturação em alumina, essas rochas são classificadas como metaluminosas ou peraluminosas. Além da discriminação das séries magmáticas as análises geoquímicas possibilitaram a classificação dos litotipos intrusivos conforme apresentado na Figura 39. As rochas descritas como sienogranitos, monzogranitos e granodioritos na petrografia são classificadas na geoquímica como álcali granito, granito e granodioritos, segundo os diagramas classificatórios de Cox *et al.* (1979), Middlemost (1994) e de De la Roche *et al.* (1980) apresentados nas figuras 39A, 39B e 39C. Merece destaque o fato de algumas amostra de granodiorito, identificados na petrografia, serem geoquimicamente classificadas como granitos.

Figura 39 - Diagramas de classificação para rochas plutônicas. Em azul escuro estão representadas os sieno e monzogranitos, em cinza os monzonitos e sienitos, em azul claro os pórfiros e em laranja os granodioritos descritos na petrografia; A) Diagrama TAS de Cox *et al.* (1979); B) Diagrama de Middlemost (1985); C) Diagrama de De La Roche *et al.* (1980).

Os sienitos e monzonitos, segundo a classificação petrográfica plotam nos campos dos sienitos no diagrama TAS de Cox *et al.* (1979), de sienito e monzonito na classificação de Middlemost (1994) e de sienito, quartzo monzonito, quartzo-sienito e sieno-diorito na classificação de De La Roche *et al.* (1980).

Já as rochas vulcânicas, classificadas como riolitos e traquiandesitos na descrição petrográfica plotam nos campos de riolito, traquiandesito e traquiandesito basáltico no diagrama TAS de Middlemost (1994), conforme apresentado na Figura 40.

Figura 40 - Diagrama TAS de Middlemost (1994) de classificação de rochas vulcânicas. Em vermelho encontram-se representados os riolitos e em verde os traquiandesitos descritos na petrografia.

Foram elaborados diagramas binários, com óxidos de elementos maiores plotados *versus* sílica, segundo a proposta de Harker (1909), para que possíveis correlações petrogenéticas fossem verificadas. Os resultados obtidos nessas análises para os granitos e sienitos são apresentados na Figura 41, onde podem ser verificadas correlações negativas com MnO, Fe₂O₃, CaO, Al₂O₃ e MgO, com os pontos tendendo a se distribuírem em *trends* lineares. No entanto, devido aos menores teores de sílica nos sienitos, esses litotipos se distribuem mais próximos ao eixo vertical dos diagramas

na Figura 41. As rochas descritas como monzonitos se alinham com o *trend* dos granitóides e granodioritos, destoando ligeiramente do comportamento dos sienitos para MnO, CaO, MgO e Fe₂O₃.

Figura 41 - Diagramas de óxidos de elementos maiores *versus* sílica, segundo proposto por Harker (1909), para os litotipos intrusivos. Foi notada correlação negativa para MnO, Fe₂O₃, CaO, Al₂O₃ e MgO.

A Figura 42 apresenta os diagramas de Harker elaborados para os litotipos extrusivos, classificados como traquiandesitos e riolitos na descrição petrográfica. Cabe ressaltar que apesar da pouca quantidade de litotipos vulcânicos analisados, foi possível verificar a existência de uma correlação negativa entre sílica e K₂O, MgO, Al₂O₃, Fe₂O_{3T}, TiO₂, MnO e Na₂O. Como esperado, andesitos apresentam teores menores de sílica e se concentram próximos ao eixo vertical dos diagramas, padrão oposto ao observado para os riolitos. Além disso, diferentemente do que se observou nos diagramas da Figura 41, não é possível afirmar se as amostras se distribuem em um único ou mais padrões lineares.

Figura 42 - Diagramas de Harker para os litotipos extrusivos amostrados mostrando correlação negativa para K₂O, MgO, Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂, MnO e Na₂O.

7.1.2 Elementos Traço e Terras Raras

Os dados de elementos terras raras (ETR) foram inicialmente separados em dois grupos, baseado na petrografia e na descrição macroscópica: um grupo de rochas sem ou então com alteração hidrotermal presente em grau muito fraco e, um segundo conjunto de rochas com alteração hidrotermal forte. De modo geral, as análises mostraram que os litotipos analisados são predominantemente enriquecidos em ETR leves e empobrecidos em ETR pesados, no entanto, esse fracionamento ocorre em intensidades distintas, tanto nos litotipos com alteração quanto nos litotipos sem alteração hidrotermal. O gráfico apresentado na Figura 43A mostra os resultados adquiridos para os litotipos intrusivos sem alteração, onde foram individualizadas três

tendências principais de distribuição de ETR, as quais encontram-se representadas na Figura 43B.

Figura 43 – A) Diagrama de ETR normalizados pelo condrito de Boynton (1984) para todos os litotipos intrusivos amostrados que não apresentam alteração hidrotermal ou em intensidade fraca; B) Diagrama resumindo as principais tendências de comportamento dos ETR.

Os monzogranitos e os pórfiros descritos apresentam comportamento semelhante para os ETR (representados em preto e laranja na Figura 43A), com razão $(La/Yb)_N$ de 16,9 para os primeiros e de 11,0 para os segundos, todos com anomalias

negativas de Eu. A análise da Figura 43A mostra que o pórfiro Ouro Mil, por sua vez, apresenta teores pouco maiores de ETR pesados que os demais litotipos. Para os granodioritos são observados 3 padrões distintos de fracionamento de ETR, representados em azul na Figura 43A. Dentre esses padrões, um se caracteriza pela presença de anomalia negativa de Eu e razão $(La/Yb)_N$ na ordem de 28,2. Os dois demais padrões se caracterizam pela ausência da anomalia de Eu e, adicionalmente, são observadas menores concentrações de ETR pesados, resultando em uma maior inclinação da reta e, conseqüentemente maior grau de fracionamento, com razões $(La/Yb)_N$ de 30,0 e 51,4. Um outro grupo de amostras representado por álcali-feldspato granitos e aplitos, foi individualizado com base na distribuição menos fracionada dos ETR, onde a razão $(La/Yb)_N$ média é de 5,3 o que se traduz em um padrão mais *flat* das curvas no diagrama *spider*, como é possível observar nas figuras 43A e 43B. Uma peculiaridade dessas rochas foi a presença de anomalias negativas de Eu mais expressivas que as observadas nos demais litotipos.

Para os litotipos extrusivos o diagrama de ETR elaborado (Fig. 44) mostra que tanto para os traquiandesitos quanto para os riolitos ocorre o fracionamento de leves em detrimento de pesados. As razões $(La/Yb)_N$ ficaram em 17,9 para os traquiandesitos e em 12,1 para os riolitos. Foram observadas anomalias negativas de Eu nos riolitos, característica que não se observou nos traquiandesitos.

Figura 44 - Diagrama de elementos terras raras (ETR) para litotipos efusivos amostrados no Patrocínio, normalizados pelo condrito de Boynton 1984.

A Figura 45 apresenta os padrões de ETR para os litotipos com alteração hidrotermal. A tendência geral observada foi de concentração de ETR leves em detrimento de ETR pesados, sendo que todas as amostras também apresentaram anomalias negativas de Eu. Além disso, quando comparadas as Figuras 43 e 45 fica evidente que os litotipos afetados por alteração apresentam concentrações maiores de ETR leves e pesados em relação às rochas sem alteração hidrotermal. Para os sieno- e monzogranitos descritos com alteração potássica (representados em vermelho na Figura 45A) a razão $(La/Yb)_N$ é de 16,8, valor próximo daquele obtido para as rochas sem alteração hidrotermal (16,9). A mesma tendência foi observada para o pórfiro granodiorítico, que por sua vez também não apresentou variações significativas nos teores de ETR quando comparado com seu equivalente sem alteração hidrotermal.

As linhas pretas da Figura 45A representam as rochas afetadas por cloritização, carbonatização e sericitização, com alteração potássica e epidotização subordinadas. Dentro desse conjunto, o monzogranito apresenta um padrão pouco fracionado de ETR que destoa dos demais, traduzido em um comportamento menos inclinado da reta no diagrama *spider*, com razão $(La/Yb)_N$ de 4,7. Já as demais rochas, como sienitos e monzonitos afetados por essas alterações, apresentam concentrações maiores de ETR leves em detrimento de pesados, com a razão média $(La/Yb)_N$ na ordem de 19,1.

Os padrões de distribuição de ETR nos litotipos onde foi descrita alteração propilítica (representada pela cor verde nas figuras 45A e 45B) diferem ligeiramente dos demais. Essas rochas apresentam alteração no estilo pervasivo e são dominadas por clorita e epidoto, fato que dificultou o reconhecimento do protolito. Nelas, o fracionamento observado entre ETR leves e pesados é mais sutil, com razão $(La/Yb)_N$ de 7,93 e, além disso, esses litotipos apresentam maiores concentrações de ETR pesados (incluindo Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) quando comparados com as amostras afetadas pelas outras alterações.

Padrões distintos na distribuição de ETR foram identificados para as amostras com silicificação e alteração potássica + clorítica (cores azul e amarela respectivamente nas figuras 45A e 45B). Para ambos os casos as alterações hidrotermais são pervasivas, e as concentrações de ETR são menores que as das demais amostras.

Figura 45 - A) Diagrama de ETR normalizados pelo condrito de Boynton (1984) para os litotipos intrusivos com alteração hidrotermal (potássica, propilítica, carbonática, sericítica, clorítica, epidotização e silicificação); B) Diagrama mostrando as principais tendências de comportamento dos ETR, separadas de acordo com a alteração hidrotermal presente.

7.1.2.1 Ambiente Tectônico

Os elementos traço foram utilizados para a elaboração de diagramas de ambientação tectônica, segundo proposta de Pearce *et al.* (1984). Para tanto, foram utilizados os dados de Rb, Y, Nb, Ta e Yb e os diagramas estão representados na Figura 46.

Figura 46 - Diagramas de discriminação tectônica para rochas graníticas segundo Pearce *et al.* (1984). *Syn-COLG*: *syn-collision granites*; *VAG*: *volcanic arc granites*; *WPG*: *within-plate granites*; *ORG*: *ocean ridge granites*.

Os granitoides se apresentam concentrados principalmente nos campos de “*volcanic arc granites*” e no campo de “*syn-collisional granites*”, com poucas amostras no campo de “*within-plate granites*”. Tendência semelhante foi observada para os sienitos e monzonitos, no entanto esses litotipos aparecem mais frequentemente no campo WPG. Granodioritos e pórfiros granodioríticos se concentram nos campos *syn-COLG* e *VAG*. No diagrama de $Ta \times Yb$ as amostras de pórfiro granodiorítico encontram-se no limite entre os campos WPG e *syn-COLG*.

CAPÍTULO 8 – QUÍMICA MINERAL

8.1 Geotermometria da Clorita

Os resultados provenientes das análises dos cristais de clorita em microsonda foram utilizados para as estimativas termométricas. Foram analisadas cloritas de oito amostras, englobando sienogranitos, monzogranitos, monzonitos e sienitos, onde foi verificado dois estilos de ocorrência. Um deles associado à alteração de minerais máficos (biotita e anfibólio) e uma outra geração de clorita identificada na forma de veios e vênulas, de caráter tardio. Os resultados analíticos e as composições químicas calculadas são apresentados na Tabela 3. Os dados apontam para composições bastante semelhantes, principalmente quando se considera FeO, MgO e MnO. Teores ligeiramente maiores de FeO, no entanto, foram observados para as cloritas dos monzonitos e sienitos. Foi identificado concentração elevada de titânio em apenas uma das amostras analisadas. Há o predomínio do membro chamosita $((\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})_6(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{O})_8)$ ou Fe-clorita na classificação de Zane e Weiss (1998), sendo os membros dombassita $(\text{Al}_{4,33}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_8)$, sudoita $((\text{Mg}_2\text{Al}_3(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10})(\text{OH})_8)$ e clinocloro $(\text{Mg}_5\text{Al}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_8)$ de ocorrência mais rara.

Dentre os diversos geotermômetros existentes para o mineral optou-se por aplicar o de Cathelineau (1988) que se baseia essencialmente na concentração de Al nos sítios tetraédricos (Al^{IV}) e, segundo o autor, tem aplicabilidade em cloritas hidrotermais. A estimativa termométrica é feita aplicando-se a fórmula: $\text{TC}_{88-\text{Al}^{\text{IV}}} (^{\circ}\text{C}) = 160,99 \times (\text{Al}^{\text{IV}}_{\text{O}_{28}}) - 61,92$, onde o conteúdo de Al^{IV} foi calculado para 28 átomos de oxigênio. As temperaturas calculadas são apresentadas na Tabela 3.

Foram verificados para os monzonitos (amostras 72, 73 e 139) os maiores valores de Al^{IV} (média de 1,17), os quais são acompanhados de valores entre 333 e 396 °C na termometria, com temperatura média de 370 °C. Os sienitos, sienogranitos e monzogranitos representados pelas amostras 29, 119, 155, 156 e 158, revelaram temperaturas menores que a observada nos monzonitos, entre 271 e 365 °C, com valor médio em 320 °C. Essas temperaturas são acompanhadas de valores de Al^{IV} significativamente menores quando comparados aos verificados nos monzonitos, com média em 0,94.

Tabela 3 – Análises de Clorita com Microsonda Eletrônica

	Amostra-72 (monzonito)			Amostra-73 (monzonito)					Amostra-158 (monzogranito)				
	clorita-3a	clorita-3b	clorita-3c	clorita-1a	clorita-1b	clorita-1c	clorita-1d	clorita-1e	clorita-1a	clorita-1b	clorita-1c	clorita-1d	clorita-1e
SiO ₂	23,73	30,74	24,37	24,28	n.c.	23,91	23,46	n.c.	41,87	27,49	27,12	28,13	47,39
TiO ₂	0,270	0,034	0,028	0,108	n.c.	0,044	0,067	n.c.	0,158	0,023	0	0	0,402
Al ₂ O ₃	20,05	23,84	20,64	20,85	n.c.	19,99	19,93	n.c.	25,7	16,73	16,58	17,14	28,95
FeO	36,71	27,65	35,22	33,54	n.c.	32,51	33,87	n.c.	13,93	28,54	29,37	28,86	5,6
MnO	0,376	0,287	0,250	0,397	n.c.	0,33	0,357	n.c.	0,086	0,126	0,146	0,131	0,035
MgO	6,43	4,73	8	8,25	n.c.	9,94	9,21	n.c.	5,06	14,68	14,44	14,71	2,44
CaO	0,109	0,003	0,014	0,061	n.c.	0,042	0,012	n.c.	0,016	0,025	0,057	0,024	0
BaO	0,024	0,019	0	0	n.c.	0,003	0	n.c.	0	0,004	0,048	0,014	0,067
Na ₂ O	0	0,035	0	0,019	n.c.	0,008	0,012	n.c.	0,096	0,002	0,02	0,015	0,185
K ₂ O	0,065	3,04	0,326	0,009	n.c.	0	0	n.c.	7,17	0,073	0,040	0,019	10,64
Cl	0	0	0,008	0,029	n.c.	0,013	0	n.c.	0,006	0,021	0	0,019	0
F	0	0	0	0,003	n.c.	0	0	n.c.	0,003	0	0	0	0
Total	87,77	90,38	88,9	87,62	n.c.	86,79	86,96	n.c.	94,097	87,717	87,899	89,068	95,721
Fórmula estrutural calculada para 14 átomos de oxigênio													
Si	2,675	3,161	2,683	2,689	n.c.	2,663	2,625	n.c.	3,822	2,949	2,919	2,966	4,098
Al ^{IV}	1,325	0,840	1,318	1,311	n.c.	1,337	1,375	n.c.	0,178	1,052	1,081	1,035	0,000
Sítio T	4,000	4,000	4,000	4,000	n.c.	4,000	4,000	n.c.	4,000	4,000	4,000	4,000	4,098
Al ^{VI}	1,339	2,049	1,360	1,410	n.c.	1,287	1,253	n.c.	2,587	1,063	1,023	1,095	2,950
Fe	3,461	2,377	3,242	3,106	n.c.	3,028	3,169	n.c.	1,063	2,560	2,644	2,544	0,405
Mg	1,081	0,725	1,313	1,362	n.c.	1,650	1,536	n.c.	0,689	2,347	2,317	2,312	0,315
Mn	0,000	0,000	0,000	0,037	n.c.	0,031	0,034	n.c.	0,007	0,011	0,013	0,012	0,003
Ti	0,023	0,003	0,002	0,009	n.c.	0,004	0,006	n.c.	0,011	0,002	0,000	0,000	0,026
Ca	0,013	0,000	0,002	0,007	n.c.	0,005	0,002	n.c.	0,002	0,003	0,007	0,003	0,000
Na	0,000	0,007	0,000	0,004	n.c.	0,002	0,003	n.c.	0,017	0,001	0,004	0,003	0,031
K	0,009	0,399	0,046	0,001	n.c.	0,000	0,000	n.c.	0,835	0,010	0,006	0,003	1,174
Sítio O	5,935	5,177	5,941	5,931	n.c.	6,000	6,000	n.c.	4,357	5,984	6,000	5,963	3,699
Cátions	9,925	9,561	9,965	9,938	n.c.	10,006	10,002	n.c.	9,211	9,997	10,014	9,972	9,000
Fe/(Fe+Mg)	0,762	0,766	0,712	0,695	n.c.	0,647	0,674	n.c.	0,607	0,522	0,533	0,524	0,563
Al total	2,664	2,889	2,678	2,721	n.c.	2,624	2,628	n.c.	2,765	2,115	2,104	2,130	2,950
T(°C)	365	365	362	360	n.c.	369	381	n.c.	n.c.	277	286	271	271

Tabela 3 – continuação

Amostra-155 (sienogranito)					Amostra-156 (sienogranito)		Amostra-29 (monzogranito)						
	clorita-2a	clorita-2b	clorita-2c	clorita-2d	clorita-1a	clorita-1b	clorita-1a	clorita-1b	clorita-1c	clorita-4a	clorita-4b	clorita-4c	clorita-4d
SiO ₂	25,34	26,31	44,98	46,24	25,66	28,35	24,65	25,35	30,35	25,21	25,24	25,46	25,46
TiO ₂	0	0	0,0307	0,0612	0,3536	0,0106	0,0424	0,0831	31,53	0,0245	0,0914	0,0551	0,0684
Al ₂ O ₃	18,25	16,39	23,43	22,64	19,25	21,66	19,21	17,86	3,26	18,2	18,14	18,58	18,28
FeO	30,63	27,51	12,54	10,47	33,37	24,11	33,08	32,44	3,45	32,74	32,67	33,16	32,77
MnO	0,1414	0,0925	0,0431	0,045	0,1254	0,1369	0,2761	0,3591	0,0519	0,3358	0,3683	0,3416	0,3402
MgO	12,51	16,34	8,2	8,8	11,51	13,2	11,31	11,45	0	11,72	11,43	11,39	11,59
CaO	0,0233	0,0106	0,1411	0,1237	0,0701	0,0567	0,0022	0,0434	27,8	0,0425	0,029	0,0108	0,042
BaO	0,0194	0	0	0	0,0079	0,0058	0,0273	0,0329	0	0	0	0	0
Na ₂ O	0,0117	0	0,0165	0,0346	0,0196	0,0026	0,0116	0	0,0219	0,0301	0,0239	0,0151	0,0087
K ₂ O	0,0221	0	5,11	5,75	0,2753	0,1584	0,0178	0,0063	0,0219	0,0178	0,025	0,0298	0,0376
Cl	0,0016	0	0,0149	0,0149	0	0,0033	0,0081	0	0	0	0,013	0	0,0244
F	0	0	0,0006	0,0204	0,0012	0,0045	0	0,0062	0,0264	0	0	0	0
Total	86,96	86,72	94,54	94,22	90,6699	87,7214	88,726	87,7058	96,5121	88,3678	88,1212	89,1573	88,7037
Fórmula estrutural calculada para 14 átomos de oxigênio													
Si	2,778	2,826	3,995	4,088	2,734	2,936	2,675	2,785	2,898	2,745	2,761	2,755	2,765
Al ^{IV}	1,222	1,174	0,005	0,000	1,266	1,064	1,325	1,215	0,367	1,255	1,239	1,246	1,235
Sítio T	4,000	4,000	4,000	4,088	4,000	4,000	4,000	4,000	3,265	4,000	4,000	4,000	4,000
Al ^{VI}	1,136	0,900	2,448	2,359	1,152	1,580	1,132	1,098	0,000	1,081	1,100	1,124	1,105
Fe	2,808	2,471	0,931	0,774	2,974	2,088	3,002	2,981	0,276	2,981	2,989	3,000	2,976
Mg	2,044	2,616	1,086	1,160	1,828	2,038	1,830	1,875	0,000	1,902	1,864	1,837	1,876
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,025	0,033	0,004	0,031	0,034	0,031	0,031
Ti	0,000	0,000	0,002	0,004	0,028	0,001	0,004	0,007	2,264	0,002	0,008	0,005	0,006
Ca	0,003	0,001	0,013	0,012	0,008	0,006	0,000	0,005	2,844	0,005	0,003	0,001	0,005
Na	0,003	0,000	0,003	0,006	0,004	0,001	0,002	0,000	0,004	0,006	0,005	0,003	0,002
K	0,003	0,000	0,579	0,649	0,037	0,021	0,003	0,001	0,003	0,003	0,004	0,004	0,005
Sítio O	6,000	6,000	4,471	4,300	5,995	5,719	6,000	6,000	2,544	6,000	6,000	6,000	6,000
Cátions	9,997	9,988	9,062	9,051	10,032	9,734	9,998	10,000	8,659	10,011	10,006	10,005	10,006
Fe/(Fe+Mg)	0,579	0,486	0,462	0,400	0,619	0,506	0,621	0,614	1,000	0,611	0,616	0,620	0,613
Al total	2,358	2,075	2,453	2,359	2,418	2,644	2,457	2,313	0,367	2,336	2,339	2,369	2,340
T(°C)	332	316	316	316	346	281	365	329	329	342	337	339	336

Tabela 3 – continuação

Amostra-119 (sienito)					Amostra-139 (monzonito)										
	clorita-2a	clorita-2b	clorita-3a	clorita-3b	clorita-1a	clorita-1b	clorita-1c	clorita-1d	clorita-1e	clorita-4a	clorita-4b	clorita-4c	clorita-4d	clorita-4e	clorita-4f
SiO ₂	26,79	24,46	25,03	25,32	24,89	23,98	23,91	23,31	23,12	22,72	23,81	25,52	23,65	23,93	23,8
TiO ₂	0	0,0184	0,0458	0,0471	0,0499	0,0392	0,0617	0,0305	0,0377	0,0187	0,0498	0,0061	0,0538	0,0312	0,0523
Al ₂ O ₃	18,57	20,6	17,39	17,43	18,92	21,02	20,7	20,63	21,15	19,71	20,64	20,71	20,68	20,48	20,96
FeO	31,36	35,04	33,29	31,79	33,88	34,42	36,52	37,82	33,59	36,89	35,09	33,95	36,03	33,68	35,79
MnO	0,4764	0,3658	0,3411	0,4974	0,3139	0,4605	0,3959	0,5461	0,3938	0,6855	0,4979	0,5167	0,5682	0,3098	0,6231
MgO	11,16	8,57	10,88	12,05	9,73	8,83	7,38	6,24	8,82	6,28	7,92	8,18	7,1	9,29	6,64
CaO	0,0373	0,0213	0,0162	0,0138	0,0748	0,1169	0,0536	0,0868	0,0261	0,0365	0,0542	0,0211	0,0023	0,2054	0,0031
BaO	0,0359	0,0511	0	0	0	0,0402	0,0375	0,037	0	0	0,0407	0	0,0482	0,0156	0
Na ₂ O	0	0,009	0,0316	0,0175	0,0047	0,0128	0,0032	0,0151	0,0138	0,0152	0	0,0086	0	0	0
K ₂ O	0,0037	0	0,0054	0,0061	0	0	0,0161	0	0,0193	0	0,002	0	0,0032	0	0,0039
Cl	0	0	0,0178	0,013	0,0081	0,0468	0,0274	0	0,0259	0,0112	0,0113	0	0,0161	0	0,0242
F	0	0,0169	0,0055	0,0049	0,0003	0	0,0022	0,0058	0,0008	0	0	0,0015	0,0135	0	0,0006
Total	88,49	89,23	87,12	87,23	87,92	88,99	89,16	88,75	87,24	86,38	88,18	88,92	88,18	87,98	87,91
Fórmula estrutural calculada para 14 átomos de oxigênio															
Si	2,890	2,678	2,783	2,786	2,752	2,626	2,643	2,614	2,579	2,621	2,645	2,772	2,642	2,643	2,659
Al ^{IV}	1,110	1,322	1,217	1,214	1,248	1,374	1,357	1,386	1,421	1,380	1,355	1,228	1,358	1,357	1,341
Sítio T	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Al ^{VI}	1,252	1,337	1,061	1,047	1,218	1,340	1,341	1,341	1,360	1,300	1,347	1,424	1,364	1,310	1,420
Fe	2,829	3,209	3,095	2,926	3,133	3,153	3,377	3,547	3,134	3,558	3,260	3,084	3,366	3,111	3,344
Mg	1,795	1,399	1,803	1,977	1,604	1,442	1,216	1,043	1,467	1,080	1,312	1,325	1,182	1,530	1,106
Mn	0,044	0,034	0,032	0,046	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,000	0,002	0,004	0,004	0,004	0,003	0,005	0,003	0,003	0,002	0,004	0,001	0,005	0,003	0,004
Ca	0,004	0,003	0,002	0,002	0,009	0,014	0,006	0,010	0,003	0,005	0,007	0,003	0,000	0,024	0,000
Na	0,000	0,002	0,007	0,004	0,001	0,003	0,001	0,003	0,003	0,003	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000
K	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001
Sítio O	5,923	5,985	6,000	6,000	5,989	5,978	5,977	5,983	6,000	6,000	5,970	5,877	5,966	5,983	5,929
Cátions	9,924	9,984	10,005	10,006	9,968	9,954	9,948	9,947	9,972	9,947	9,930	9,838	9,917	9,978	9,875
Fe/(Fe+Mg)	0,612	0,696	0,632	0,597	0,661	0,686	0,735	0,773	0,681	0,767	0,713	0,700	0,740	0,670	0,752
Al total	2,361	2,658	2,279	2,261	2,466	2,713	2,697	2,727	2,781	2,679	2,702	2,652	2,722	2,666	2,760
T(°C)	295	364	330	329	340	380	375	384	396	382	374	333	375	375	370

CAPÍTULO 9 - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

9.1 Geocronologia U–Pb em Zircão

Estudos geocronológicos foram feitos em 5 amostras selecionadas dos testemunhos de sondagem e incluíram granodiorito, o pórfiro granodiorítico, o monzogranito, o monzonito e o sienito. Foram analisados em *SHRIMP-IIe* entre 12 e 15 grãos por amostra, com o intuito de se obter o maior grau de confiança possível nos resultados, os quais são apresentados na forma de diagramas concórdia–discórdia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ x $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, com as respectivas imagens de catodoluminescência.

As análises foram feitas nas partes dos cristais de zircão que se apresentavam mais límpidas, sem inclusões ou fraturas. Também foram evitadas as porções dos cristais que se apresentavam metamitizadas. Esse processo ocorre nos domínios mais ricos em U, em decorrência da liberação de energia do decaimento radioativo de U e Th para Pb. Como consequência ocorre uma pequena expansão volumétrica no mineral que é suficiente para causar fissuras e fraturas que podem promover a perda de Pb radiogênico e, portanto, comprometer as análises.

A amostra 160 corresponde ao granodiorito e apresenta zircões euédricos a subédricos (Fig. 46) de dimensões que variam de 190 a 332 μm no eixo maior, com média em 260 μm . Os cristais apresentam bordas levemente arredondadas, morfologia pouco alongada e zonamento interno comumente regular e bem marcado pela catodoluminescência. Os pontos analisados foram escolhidos com base na imagem apresentada na Figura 46. Os dados obtidos para essa amostra se alinham na discórdia com intercepto superior em 1994,3 $\pm$ 8,8 Ma, interpretada como a idade de cristalização do litotipo, com MSWD de 1,4. A distribuição de pontos ao longo da reta discórdia indica a perda de Pb radiogênico em decorrência do processo de metamitização.

Figura 47 – Imagem de catodoluminescência com os zircões selecionados e os respectivos pontos analisados do granodiorito (amostra 160). O diagrama concórdia–discórdia mostra os resultados adquiridos para a população de zircão selecionada, com intercepto superior na concórdia em 1994,3 ± 8,8 Ma.

A amostra 144 corresponde ao pórfiro granodiorítico, que apresentou boa quantidade de zircão que, de modo geral, se apresentam euédricos e, mais raramente, subédricos como se nota na Figura 48. Variam quanto à dimensão de 182 a 341 μm no eixo maior, com alguns grãos mais alongados e, por vezes, quebradiços. Nas imagens de catodoluminescência é possível observar a presença frequente de inclusões de minerais, mais comumente de apatitas, núcleos irregulares porém predominantemente escuros e, não raramente, metamitizados (Fig. 48). Como consequência desse processo muitos cristais encontram-se fraturados e, além disso, o zonamento composicional foi

observado apenas em alguns grãos na imagem de catodoluminescência. Os resultados obtidos apresentam boa concordância e se concentram em $1966,2 \pm 2,9$ Ma na concórdia, valor interpretado como a idade de cristalização da rocha, com MSDW de 0,12.

Figura 48 - Imagem de catodoluminescência com os zircões selecionados e os respectivos *spots* analisados do pórfiro granodiorítico (amostra 144). O diagrama concórdia–discórdia mostra os resultados adquiridos para a população de zircões selecionados, com intercepto na concórdia em $1966,2 \pm 2,9$ Ma.

A amostra 56 corresponde ao monzogranito. O zircão é euédrico e subédrico, têm bordas levemente arredondadas, dimensões que variam de 182 a 381 μm no eixo maior (Fig. 49) e são comumente alongados. A imagem de catodoluminescência

Figura 49 – Imagem de catodoluminescência com os zircões selecionados e os respectivos spots analisados da amostra 56, monzogranito. O diagrama concórdia-discórdia mostra os resultados adquiridos para a população de zircão selecionada, com intercepto na concórdia em 1958,5 $\pm$ 3,4 Ma.

permite observar que os núcleos apresentam-se comumente escuros e metamitizados, com padrão de fraturamento radiado. Apresentam ainda inclusões de minerais, principalmente nas proximidades das bordas e no núcleo dos cristais. A Figura 49 mostra os resultados plotados no diagrama concórdia-discórdia, no qual nota-se a boa correlação dos dados, que se concentram em $1958,5 \pm 3,4$ Ma, equivalente à idade de cristalização do monzogranito, com MSWD de 0,12.

Figura 50 - Imagem de catodoluminescência com os zircões selecionados e os respectivos pontos analisados do sienito (amostra 36). O diagrama concórdia-discórdia mostra os resultados adquiridos para a população de zircão selecionada, com intercepto na concórdia em $1954,9 \pm 4,2$ Ma.

A amostra 36 corresponde ao sienito de granulação grossa, com zircões variando entre euédricos e subédricos, com dimensões entre 194 e 472 μm no eixo C, dominando a população em torno de 260 μm (Fig. 50). Essa amostra apresentou os cristais mais alongados, com razão eixo maior/eixo menor de 5,2. Internamente os cristais apresentam núcleos escuros, metamitizados e com fraturas radiais, sendo comum nesses casos os grãos apresentarem um aspecto

Figura 51 - Imagem de catodoluminescência com os zircões selecionados e os respectivos pontos analisados do monzonito porfirítico (amostra 136). O diagrama concórdia–discórdia mostra os resultados adquiridos para a população de zircão selecionada, com intercepto superior na concórdia em 1970,4 ± 7,7 Ma.

quebradiço. São também comuns as inclusões de minerais euédricos nas bordas e, mais raramente, nos núcleos como se observa na Figura 50. Os resultados definem no diagrama concórdia-discórdia idade de cristalização de $1954,9 \pm 4,2$ Ma, com MSWD de 3,2.

A amostra 136 corresponde ao monzonito porfirítico, o qual possui zircões euédricos e subédricos, de dimensões que variam de 187 a 374 μm , com poucos grãos alongados. A imagem de catodoluminescência da Figura 51 mostra que a maioria dos grãos apresenta inclusões de apatita, principalmente, localizadas nas bordas e no núcleo dos cristais, que o zoneamento composicional não é bem definido e que os núcleos são predominantemente escuros e metamíticos. O alinhamento dos pontos ao longo da discórdia se justifica pela perda de Pb radiogênico pela metamitização, sendo a concórdia interceptada em $1970,4 \pm 7,7$ Ma, idade essa interpretada como a da cristalização do monzonito, com MSWD de 0,77.

A síntese dos resultados geocronológicos obtidos nessa dissertação é apresentada na Figura 51.

Figura 52 – Síntese dos resultados geocronológicos obtidos nessa dissertação.

9.2 Geoquímica Sm-Nd

Foram analisadas 9 amostras dentre litotipos intrusivos e extrusivos. A Tabela 3 apresenta resumidamente os valores de Sm e Nd em partes por milhão, as razões isotópicas $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, os valores de $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$, as idades modelo T_{DM} e os valores de $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ para cada uma das amostras. Os valores $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ foram calculados levando-se em consideração a idade de cristalização dos litotipos e, quando não possível, foram utilizadas as idades dos litotipos semelhantes.

As idades modelo *depleted-mantle* obtidas podem ser agrupadas em 3 conjuntos principais, como é possível observar na Figura 53: um deles representado pelo granodiorito (amostra 159), com idade T_{DM} de 2952,1 Ma; outro conjunto onde se encaixam os granitóides e pórfiro granodiorítico (amostras 170, 144, 91 e 179), apresenta idade T_{DM} em torno de 2351,6 Ma e; um terceiro conjunto onde se encontram os traquiandesitos e riolitos, sienito e monzonito (correspondentes às amostras 64, 189, 36 e 136 respectivamente), com idade modelo T_{DM} média de 2142,6 Ma.

Os valores de $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ calculados com base na idade de cristalização dos litotipos, obtidas nessa dissertação, variam de moderadamente negativos à fracamente positivos e são apresentados na Tabela 4. O valor mais fortemente negativo foi encontrado para a amostra 159 (granodiorito) com um valor de $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ de -8,43. Para as amostras 170, 144, 91, 179 foram verificados valores mais fracamente negativos, variando de -2,43 a -1,77. Valores próximos a zero a levemente positivos (variando de 0,68 a 1,53) foram identificados para as rochas vulcânicas, sienito e monzonito (36, 136, 189 e 64).

Figura 53 – Gráfico com os valores de ϵ_{Nd} em função do tempo geológico. A linha preta indica a evolução de manto depletado de De Paolo (1991).

Tabela 4 – Resumo dos Resultados de Geoquímica Isotópica para o Par Sm-Nd

Amostra	Litotipo	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	T_{DM} (Ma)	Idade U-Pb (Ma)	$\epsilon_{\text{Nd}(T)}^*$
179	Sienito	3,624	23,236	0,0943	0,511206	-27,93	2354,1	1958,6	-2,35
144	Pórfiro granodiorítico	7,945	49,440	0,0972	0,511265	-26,78	2334,1	1966,2	-1,82
170	Granodiorito	4,172	26,039	0,0969	0,511212	-27,82	2399,2	1994,3 ^{**}	-2,43
91	Sienito	9,089	57,425	0,0957	0,511254	-27,00	2319,0	1958,6	-1,77
64	Traquiandesito	9,517	57,942	0,0993	0,511426	-23,64	2159,2	1958,5 ^{**}	0,68
189	Riolito	7,948	45,036	0,1067	0,511523	-21,75	2170,1	1958,5 ^{**}	0,72
136	Monzonito	17,585	118,783	0,0895	0,511292	-26,24	2152,4	1970,4	0,70
36	Sienito	14,001	91,579	0,0924	0,511384	-24,46	2088,7	1954,9	1,53
159	Granodiorito	4,604	24,661	0,1129	0,511113	-29,75	2952,1	1994,3 ^{**}	-8,43

*Valores de $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$ foram calculados com base na idade de cristalização dos litotipos.

**Idades dos litotipos com mesma afinidade petrológica e geoquímica.

CAPÍTULO 10 - DISCUSSÕES E CONSIDERAÇÕES

10.1 Rochas Encaixantes e Características do Sistema Hidrotermal no Patrocínio

Os resultados desta pesquisa mostram que na região do Patrocínio dominam sienito e monzogranitos ambos maciços, leucocráticos e magnéticos, com quartzo monzonitos, monzonitos, sienitos, quartzo sienitos, pórfiros e granodioritos subordinados. Tanto as rochas de sieníticas quanto as monzoníticas são maciças, leucocráticas, inequigranulares, porfiríticas, apresentam sulfetos disseminados, predominantemente pirita e pirrotita. No entanto, em campo, a distinção entre estes litotipos é dificultada em decorrência da alteração hidrotermal intensa que afetou a região. Granodioritos maciços, leucocráticos foram identificados apenas nas sondagens mais distantes da zona mineralizada, mas a presença de xenólitos destas rochas nos granitóides indica se tratar de rochas mais antigas. Pórfiros granodioríticos maciços, leucocráticos são de ocorrência mais restrita no alvo.

Nos afloramentos estudados o monzogranito quase não apresenta evidências de alteração hidrotermal. No entanto, a descrição macroscópica e petrográfica dos testemunhos de sondagem evidencia que todos litotipos na área do garimpo do Patrocínio foram afetados por alterações hidrotermais em diferentes intensidades e estilos, indicando que a mineralização aurífera se associa aos eventos geológicos mais tardios. A mineralogia primária dos granitóides e granodioritos, com biotita e anfibólio, juntamente com o fato de serem moderadamente a fortemente magnéticos, sugere uma filiação de magmas hidratados e oxidados, pertencentes à série da magnetita de Ishihara (1977). Deve ainda ser ressaltado que magmas com fO_2 maior que a da paragênese Ni-NiO e teores de água entre 1 e 2,9% em peso (Sobolev e Chaussidon, 1996) são característicos de arco magmático. Adicionalmente, os diversos diques de aplito verificados nos testemunhos de sondagem, sugerem que os magmas continham teores relativamente altos de voláteis que, à medida que o magma ascendia pela crosta, foram sendo exsolvidos, resultando nas alterações hidrotermais descritas. Em sistemas magmático-hidrotermais esses fluidos são os responsáveis por carregarem metais em solução.

As manifestações vulcânicas são representadas por traquiandesitos e riolitos que ocorrem na forma de diques nos demais litotipos. Ambos são afaníticos e predominantemente maciços, mas podem apresentar uma leve orientação por fluxo. Os riolitos são comumente esferulíticos e têm a matriz intensamente fraturada. A presença dessas feições e de cavidades miarolíticas preenchidas por carbonato atesta o caráter epizonal e tardio para a intrusão desses corpos. Espaços vazios, tais como as cavidades miarolíticas, as fraturas e as fissuras foram usualmente preenchidas por calcita, sericita, clorita, pirita e quartzo devido à percolação de fluidos hidrotermais. Xenocristais descritos nos riolitos apresentam-se bem arredondados e são marcados por bordas de reação sugestivas de desequilíbrio químico com o vidro. Os traquiandesitos são dominados por plagioclásios euédricos a subédricos e anfibólios alterados para clorita e biotita. Ocorrem comumente veios e vênulas com leucoxênio e titanita, produtos da alteração dos minerais máficos. Nos traquiandesitos e riolitos foram descritos pequenos cristais euédricos de pirita disseminada e também ocorrência de veios e vênulas de quartzo e pirita, por vezes contendo ouro. Em um dos contatos do dique de riolito com sienogranito encaixante foram observados veios de pirita com teores relativamente altos de ouro.

Milonitos e cataclasitos foram observados em diversos intervalos dos testemunhos, o que indica movimentação tectônica em diferentes níveis crustais, em regimes dúctil-rúptil e rúptil. No Capítulo 5 foram apresentados exemplos de rochas com aspecto brechado, nas quais se observam fragmentos de cristais de feldspato potássico dispersos em veio de quartzo esbranquiçado. Neste veio foram descritos pequenos cristais avermelhados de feldspato potássico que se assemelham quanto ao hábito à adulária na sua variação “*felsobanya*”, ocorrência sugestiva de um sistema epitermal *low-sulfidation*. Segundo Pirajno (2009) esses depósitos se formam tipicamente a baixas profundidades (em torno de 1 km), por ação de fluidos meteóricos de baixa salinidade (1-2% em peso de NaCl eq.), com mineralizações de Au e Ag disseminadas, em veios e em vênulas, com adulária como mineral diagnóstico. As ocorrências de sistemas epitermais *low-sulfidation* descritas por Dreher *et al.* (1998) e Aguja-Bocanegra (2013), por exemplo, com presença de adulária no primeiro e adulária e sericita com sobreposição de um pórfiro no segundo, reforçam o modelo

metalogenético de sistemas magmático–hidrotermais análogos aos observados nos Andes e na costa oeste da América Central e Norte, para essa região da PMT.

Alteração hidrotermal afetou principalmente os granitóides, sienitos e monzonitos, em intensidades e estilos distintos. Domina a alteração potássica, a qual é responsável pela substituição do plagioclásio ígneo das rochas por feldspato potássico secundário. O feldspato hidrotermal chega a formar cristais grossos, por vezes tendendo a euédricos, frequentemente apresentando fissuras e relíquias de plagioclásio, especialmente no núcleo. Os diagramas de EDS obtidos nas análises com MEV realizados em vênulas e nos feldspatos potássicos hidrotermais indicam teores consideráveis de Fe no sistema, sendo plausível a hipótese de a coloração fortemente avermelhada dos feldspatos potássicos hidrotermais estarem relacionadas às inclusões de hematita nesses minerais. Eventos isolados de cloritização, epidotização, sericitização e carbonatização também foram reconhecidos e ocorrem na forma de veios e vênulas com quartzo e sulfetos. Os estudos em microsonda eletrônica foram focados nas cloritas hidrotermais para a realização de estimativas termométricas. Foi verificada a ocorrência de ao menos dois tipos de clorita, sendo uma geração associada à alteração de minerais máficos (biotita e anfibólio majoritariamente) e uma outra geração identificada na forma de veios e vênulas. O primeiro estilo de ocorrência se associa aos granitóides e revelou temperaturas entre 271 e 365 °C, sem evidências de mineralização. Já as cloritas dos veios, observadas principalmente nos monzonitos, são de caráter tardio e comumente se associam a sulfetos (pirita e calcopirita) e, mais raramente, a óxidos (ilmenita, por exemplo). Para essas cloritas ficou caracterizado o intervalo de temperatura de 333 a 396 °C, ao qual se associa uma das ocorrências de ouro no Patrocínio. Esse resultado é compatível ao obtido por Castro (2015) para o depósito Tocantinzinho. Segundo a autora a clorita associada à mineralização aurífera, identificada como “Chl2”, corresponde a uma segunda geração do mineral e é classificada como chamosita, revelando temperaturas entre 302 e 382 °C para a deposição do minério.

A paragênese clorita–epidoto–albita, típica da alteração propilítica, foi observada em veios e vênulas nos monzogranitos apenas nas porções distais do alvo, sendo caracterizada como estéril do ponto de vista de mineralização aurífera. A alteração carbonática está intrinsecamente relacionada aos monzonitos e sienitos e

comumente apresenta pirrotita euédrica disseminada em detrimento de pirita, sugerindo fluidos com menores valores de fO_2 , fS_2 e relativamente enriquecidos em CO_2 quando comparados a fluidos magmáticos. Essa configuração geoquímica e mineralógica se assemelha tanto à observada nos *Intrusion Related Gold Systems* (Lang e Baker, 2001) quanto à observada nos pórfiros reduzidos. Ambos sistemas hidrotermais se associam à intrusões reduzidas, subalcalinas, metaluminosas, do tipo I, tipicamente encontradas em associação com zonas de subducção. De fato, ocorrências minerais com características semelhantes aos *IRGS* foram descritas na PMT por Juliani *et al.* (2002), Borges *et al.* (2009) e por Villas *et al.* (2013) respectivamente para o Granito Batalha, depósito de ouro São Jorge e para o depósito aurífero Tocantinzinho. No entanto, a intensa e expressiva alteração hidrotermal identificada nos monzonitos no Patrocínio vai de encontro ao modelo de *IRGS*, indicando maior afinidade com os depósitos do tipo pórfiro reduzido. A presença comum de veios tardios de clorita com calcopirita sugere o aumento na fO_2 que originalmente nesses depósitos seria de FMQ - 0,5 a FMQ -3 (Rowins, 2000). Não deve ser descartada a hipótese dessa mudança no caráter geoquímico ter sido provocada pelos fluidos associados ao pórfiro granodiorítico e aos granitos.

A alteração sericítica, evidenciada pela paragênese quartzo-sericita-pirita, foi reconhecida nos arredores da área sondada em uma das frentes de garimpo visitadas. Segundo alguns autores (*e.g.* Sillitoe, 2010; Rusk *et al.* 2008) as zonas dominadas por esta alteração hidrotermal, em depósitos do tipo pórfiro, variam quanto ao conteúdo de metais, sendo classificadas tanto quanto estéreis quanto como subeconômicas. Nos arredores do garimpo foram também verificadas rochas com alteração potássica intensa com sericítica superposta, em contexto muito semelhante ao presente em depósitos do tipo pórfiro. Além disso, conforme mencionado no Capítulo 3, a tendência evolutiva das alterações hidrotermais é de que as de menor temperaturas e tardias estejam superpostas às de maior temperatura. De fato o que se observa na área estudada são granodioritos e monzonitos intrudidos por sienogranitos, monzogranitos e sienitos, todos afetados principalmente por alteração potássica à qual se associam as vênulas e veios de quartzo e pirita $\pm$ calcopirita mineralizados em Au. Sericitização e alteração propilítica (clorita-epidoto-albita) se superpõem ao evento de alteração potássica. Esses tipos e estilos de alteração hidrotermal, bem como a

mineralização, se assemelham às configurações observadas em depósitos do tipo pórfiro fanerozóicos. Segundo o modelo clássico de Lowell e Guilbert (1970) para depósitos do tipo pórfiro associados a quartzo monzonitos, a fase inicial de alteração hidrotermal é a potássica que, comumente, afeta além das rochas encaixantes a própria intrusão. Conforme o sistema hidrotermal evolui ocorre a sobreposição das alterações mais recentes sobre as mais antigas e o metassomatismo muda suas características de alcalinas e neutras para ácidas, promovendo a remobilização dos sulfetos e metais de interesse. O estilo e disposição das alterações hidrotermais sugerem que o contexto observado na região do Patrocínio é de um depósito magmático–hidrotermal do tipo pórfiro. Feições como brechas hidrotermais e veios com calcita placóide são indicativas da ocorrência de *boiling* no sistema.

As imagens de elétrons retroespalhados obtidas em MEV, juntamente com a petrografia de luz refletida auxiliaram na caracterização dos minerais opacos e mostram que o sulfeto mais comum na região do Patrocínio é pirita, à qual se associa a ocorrência aurífera. O ouro ocorre preferencialmente nos intervalos onde as rochas se encontram com alteração hidrotermal predominantemente potássica, onde também se verificam com mais frequência veios e vênulas de pirita, situação esta análoga às dos pórfiros andinos de Cu-Au clássicos descritos por Sillitoe (1991). As alterações clorítica, sericítica e carbonática também são interessantes do ponto de vista da ocorrência de sulfetos e de ouro. Nos sienitos e monzonitos, conforme já mencionado, foi constatado que o sulfeto dominante é pirrotita, que ocorre preferencialmente disseminada. Foi verificado ainda que nesses litotipos pirrotita se associa tipicamente à alteração carbonática e que calcopirita se associa à alteração clorítica, esta de caráter mais tardio. Segundo Reed (1997) a sequência de precipitação de minerais em sistemas magmático–hidrotermais pode ser compreendida em função da razão fluido/rocha (f/r), sendo a estabilidade de minerais como pirrotita e calcopirita incrementada com a queda da razão f/r . Duas hipóteses podem explicar a ocorrência desses minerais nos monzonitos e sienitos: ou os magmas apresentavam originalmente um menor conteúdo de fluidos, os quais seriam relativamente enriquecidos em CO_2 e apresentariam baixos valores de $f\text{O}_2$, ou então essas rochas foram introduzidas em porções mais distais do sistema hidrotermal, onde a razão f/r era baixa.

As imagens obtidas com MEV e os diagramas de EDS mostram que minerais de bismuto (dominantemente Pb-bismutinita) e pequenos cristais bem arredondados de calcopirita são as inclusões mais comuns na pirita, com o Au ocorrendo ou como inclusão ou então nas fraturas do sulfeto. Cabe ressaltar que minerais de Bi não são comuns em depósitos do tipo pórfiro ou em sistemas epitermais, em contrapartida são comumente encontrados nos *IRGS*. Uma geração de pirita tardia, onde dominam pequenos cristais euédricos foi observada preenchendo espaços vazios e fraturas, sem associação direta com a mineralização de Au. Os diagramas de EDS obtidos para Au indicam que o metal se associa a Ag, em proporções em torno de 95% Au e 5% Ag.

As rochas descritas no Patrocínio, tanto as plutônicas quanto as vulcânicas seguem o *trend* evolutivo da série cálcio-alcálica e são classificadas como peraluminosas ou metaluminosas. Os diagramas de Harker sugerem que sienos e monzogranitos, granodioritos e pórfiros granodioríticos seguem evoluções petrológicas semelhantes e significativamente distintas das sienitos. Os monzonitos se alinham com o *trend* observado para os granitóides, fato que indica uma correlação magmática entre esses litotipos. No diagrama de $K_2O \times SiO_2$ de Peccerillo e Taylor (1975) é possível perceber que os granodioritos e monzogranitos pertencem à série cálcio-alcálica de alto potássio, enquanto que os granitóides, monzonitos e sienitos estão agrupados no campo da série shoshonítica. De fato sienogranitos e sienitos, devido aos maiores teores de feldspato potássico, apresentam-se enriquecidos em K_2O em relação aos demais litotipos, justificando a série shoshonítica. O relativo enriquecimento em potássio de uma das amostras de granodiorito e outra de pórfiro granodiorítico é atribuído à alteração hidrotermal. Em ambos os casos as rochas descritas petrograficamente como granodiorito foram classificadas geoquimicamente como granitos, devido às alterações da composição química causadas pelas alterações hidrotermais. Nesse sentido as rochas com alteração hidrotermal foram separadas das demais para a elaboração *spider-diagrams* de ETR. Os diagramas elaborados para as rochas sem alteração evidenciam um fracionamento maior de ETR leves em relação às ETR pesadas. O comportamento desses elementos para o álcali-feldspato granito e para os aplitos é notavelmente diferente, menos fracionado, semelhante ao padrão observado em rochas associadas a magmatismo intraplaca (Wilson, 2007). Adicionalmente, nestes litotipos as anomalias negativas de Eu são mais intensas. Para

os demais litotipos as anomalias negativas de Eu podem ser explicadas pelo fracionamento de plagioclásio à medida que a cristalização fracionada se processou.

Michard (1989) demonstrou que as concentrações de ETR em soluções hidrotermais são comumente baixas e aumentam progressivamente com a diminuição do pH. Nas rochas descritas com alteração potássica foram verificadas concentrações ligeiramente maiores de ETR leves, fato apontado por Taylor e Fryer (1982, 1983) como característico de sistemas hidrotermais do tipo pórfiro. À medida que se avança para as porções mais distais do sistema, onde domina a alteração propilítica, as rochas apresentam nítido enriquecimento em ETR pesados quando comparadas com as equivalentes sem alteração, tal qual descrito por Pirajno (2009) para sistemas do tipo pórfiro.

10.2 Geoquímica Isotópica e Implicações Tectônicas

Os resultados geocronológicos mostram que as idades dos litotipos analisados se agrupam no intervalo mais antigo (1,99–1,95 Ga) do magmatismo cálcio-alcálico que ocorre na Província Mineral do Tapajós, que se relaciona quase que totalmente com as idades do arco magmático Creporizão (1980–1957 Ma; Santos *et al.*, 2001). Os granodioritos leucocráticos, os quais foram também identificados como xenólitos nos granitóides, são as rochas mais antigas na região do Patrocínio, com idades de $1994,3 \pm 8,8$ Ma. O fato dos zircões dessa amostra apresentarem bordas levemente arredondadas e morfologia não alongada é sugestivo de cristalização lenta na câmara magmática, com reabsorção parcial (Corfu *et al.*, 2003). Na sequência geocronológica essas rochas são seguidas pela intrusão dos monzonitos que revelaram idades de $1970,4 \pm 7,7$ Ma e são petrologicamente menos evoluídos que os granitóides. A morfologia dos cristais de zircão também sugere cristalização lenta na câmara magmática para esses litotipos. Na sequência evolutiva ocorre a intrusão dos pórfiros granodioríticos em $1966,2 \pm 2,9$ Ma e dos monzogranitos em $1958,5 \pm 3,4$ Ma, apresentando zircões ligeiramente mais alongados. A amostra de sienito apresenta a idade mais jovem do conjunto, com zircões alongados indicativos de cristalização relativamente rápida datados em $1954,9 \pm 4,2$ Ma.

A consolidação dos dados geoquímicos, incluindo o comportamento dos elementos maiores, traço e das terras raras, juntamente com os resultados geocronológicos sugerem que granodioritos, monzonitos, pórfiro granodiorítico, monzogranito, sienogranitos e sienitos fazem parte de uma mesma sequência petrológico–evolutiva associada a uma dinâmica de arcos-magmáticos, mas não pode ser descartada a hipótese de que os granodioritos, cerca de 25 Ma mais antigo que o monzonito porfirítico, compõem parte do embasamento das demais rochas. Os dados também sugerem que a construção deste arco magmático entre 1,99-1,95 Ga, nomeado como Arco Tapajônico 1 por Juliani *et al.* (2013), foi originado devido à subducção de placas oceânica sobre uma placa continental, resultando na sucessão de rochas cálcio-alcálica granodiorítica a graníticas. A evolução e a maturidade do arco é refletida nas idades mais jovens ($1954,9 \pm 4,2$ Ma) e nas assinaturas petrológicas e geoquímicas das rochas, que adquirem composições sieníticas, são mais enriquecidas em ETR leves e se concentram no campo “*within-plate*” dos diagramas de Pearce, o que sugere formação em estágio pós-colisional ou até mesmo anorogênico.

As idades modelo T_{DM} calculadas com base nas análises isotópicas de Sm-Nd indicam a contribuição de material mantélico para a formação dos litotipos descritos no Patrocínio em ao menos 3 períodos principais (2,9 Ga, 2,3 Ga e em 2,1 Ga), resultados semelhantes aos obtidos por outros pesquisadores na região do Tapajós. Sato (1998) apresenta idades modelo T_{DM} para granitos e tonalitos na faixa entre 2,1 e 2,3 Ga, com apenas uma amostra em 2,85 Ga, e valores de $\epsilon_{Nd(T)}$ oscilando entre -10,2 e +2,10. Apesar disso, na concepção do autor, não há evidências de protolitos arqueanos na Província Ventuari-Tapajós. Tokashiki (2015) apresentou idades modelo para rochas plutônicas, vulcânicas e vulcanoclásticas em torno de 2,3 Ga e valores de $\epsilon_{Nd(T)}$ variando de -2,37 a +1,38. Villas *et al.* (2013) obtiveram idades arqueanas (2867 ± 6 Ma) para um dos cristais de zircão analisados no depósito Tocantinzinho.

Dentre os litotipos analisados o granodiorito foi a que revelou a idade modelo mais antiga (ca. 2952 Ma) que, juntamente com sua assinatura geoquímica, pode ter sua gênese interpretada como o produto da atuação de uma tectônica de placas responsável pela diferenciação de material mantélico no mesoarqueano e

consequente formação de arcos magmáticos juvenis. A interação do magma juvenil com a crosta continental pré-existente de idade arqueana na zona de *MASH* justificaria o valor de $\epsilon_{Nd(T)}$ de -8,43. A existência de embasamento arqueano na região do Tapajós, proposta por Carneiro *et al.* (2013, 2014) e Juliani *et al.* (2014) é, portanto, reforçada nessa dissertação. Segundo esses autores, as zonas de cisalhamento arqueanas de direção E–W da região de Carajás estão em continuidade com lineamentos identificados em levantamentos geofísicos, ao menos até a região do rio Tapajós, o que indicaria que o embasamento arqueano se estenderia até a Província Mineral do Tapajós. As anomalias magnetométricas e Bouguer na mesma região fornecem indicações semelhantes, e a profundidade da descontinuidade de MOHO indica calhas e altos sob as vulcânicas orientadas aproximadamente segundo a direção E–W, que na concepção dos autores, estariam relacionadas à coalescência de ao menos dois arcos magmáticos paleoproterozóicos denominados Arcos Tapajônicos.

O conjunto de rochas com idades T_{DM} de 2,3 e 2,1 Ga é interpretado como o resultado de processos semelhantes, no entanto ligeiramente diacrônicos. A atuação da tectônica de placas seria a responsável pela separação de material juvenil nesses dois períodos principais durante o Paleoproterozóico. O conjunto com idade modelo média de 2351,6 Ma representado por granitóides e pórfiro granodiorítico apresenta valores de $\epsilon_{Nd(T)}$ ligeiramente negativos (média de -2,09), fato que sugere maior interação com crosta continental por parte desses magmas. O conjunto que apresenta idade T_{DM} média de 2142,4 Ma engloba rochas vulcânicas (riolitos e traquiandesitos) e rochas plutônicas (sienito e monzonito), e caracteriza-se por valores $\epsilon_{Nd(T)}$ próximos a zero a ligeiramente positivos (média de 0,91), indicando menor grau de contaminação crustal durante a colocação desses magmas.

10.3 Considerações Finais

A consolidação dos dados obtidos nessa dissertação aponta para a existência de um sistema magmático-hidrotermal complexo e com atuação diacrônica no Patrocínio. Os granodioritos, datados em $1994,3 \pm 8,8$ Ma são as rochas encaixantes das demais na região e sua gênese está relacionada à interação com crosta continental arqueana na

zona de *MASH* em uma dinâmica de subducção com formação de arco magmático. Os monzonitos, datados em $1970,4 \pm 7,7$ Ma, apresentam atributos mineralógicos, geoquímicos e isotópicos também alusivos a rochas formadas em arcos magmáticos, com características metalogenéticas semelhantes aos *Intrusion Related Gold Systems* e aos pórfiros reduzidos. Nesses litotipos o ouro se associa a sulfetos que se encontram disseminados ou então na forma de veios e vênulas. Porém, diferentemente do observado nas demais rochas do alvo, domina pirrotita em detrimento de pirita no minério, além de alteração carbonática, sericitica e clorítica. A termometria na clorita revelou temperaturas entre 333 e 396 °C, com média em 370 °C. A presença de calcopirita e intensa alteração hidrotermal sugere uma afinidade metalogenética com os depósitos do tipo pórfiro reduzido. A idade do litotipo torna razoável se supor que esse sistema hidrotermal foi afetado pelas intrusões subsequentes, as quais seriam as responsáveis por mudar as características dos fluidos de reduzidos para oxidados mais típicos dos depósitos do tipo pórfiro ($fO_2 \geq FMQ + 2$ segundo Sun *et al.*, 2013b).

Conforme o arco magmático evolui as propriedades e disposição dos sistemas magmático-hidrotermais se altera. As características petrográficas, geoquímicas e isotópicas identificadas nos monzo- e sienogranitos (datados em $1958,5 \pm 3,4$ Ma), são análogas às observadas em depósitos do tipo pórfiro descritos em zonas extensionais em meio ao orógeno ou em *rifts* no retro-arcos. Esses depósitos tem sua gênese intrinsecamente relacionada à subducção e à dinâmica do arco magmático, desde a geração dos magmas no manto astenosférico até sua colocação em níveis crustais rasos. O minério nessas rochas é encontrado preferencialmente nas zonas dominadas pela alteração potássica, onde ocorre na forma de veios e vênulas com domínio de pirita e quartzo com teores apreciáveis de ouro. Dentre as inclusões mais comuns na pirita destacam-se Pb-bismutinita e calcopirita anédrica. A presença de bismuto nas soluções hidrotermais é tipicamente favorecida por fO_2 relativamente baixa (para *IRGS* é necessário $fO_2 \leq FMQ$ para segundo Hart e Goldfarb, 2005). Essas condições permitem a precipitação de pirita e pirrotita a partir da redução de SO_4^{2-} para S^{2-} . No entanto, conforme já mencionado, a evolução do magmatismo seria acompanhada da oxidação do sistema, induzindo a precipitação de calcopirita sob condições de fO_2 mais próximas às dos pórfiros ($fO_2 \geq FMQ + 2$).

A ocorrência de brechas hidrotermais, assim como as texturas de abertura e preenchimento no sienogranito, são indicativos de colocação do magma em ambiente crustal raso, e a presença de quartzo leitoso e cristais avermelhados de feldspato potássico, possivelmente adularia, são sugestivos de geração em sistemas epitermais *low-sulfidation*, os quais poderiam se sobrepor às alterações hidrotermais do tipo pórfiro em função do colapso da pluma hidrotermal. Nesse caso a rocha que se encontra brechada é um sienogranito previamente afetado por alteração potássica. No entanto, não foi observado nessas brechas teores de metais preciosos ou minerais indicativos de alteração sericitica, típica de mineralizações desse tipo, deixando portanto em aberto a hipótese de sobreposição de um sistema epitermal *low-sulfidation* no Patrocínio.

O período de 1,97 Ga à 1,88 Ga são considerados como épocas metalogenéticas importantes na Província Mineral do Tapajós (e.g. Coutinho *et al.*, 2000; Juliani *et al.*, 2005). Os dados obtidos nessa dissertação sugerem que a mineralização aurífera do Patrocínio pode ser considerada como tardi- a pós-magmática, sendo formada por veios e vênulas, com sulfetação disseminada subordinada. As características observadas nos monzonitos indicam afinidades metalogenéticas com depósitos do tipo pórfiro reduzido, que adquire características mais oxidadas conforme o magmatismo do arco evolui, estando essa ocorrência provavelmente inserida no período metalogenético de 1,97 Ga. Este contexto sofre sobreposição da mineralização observada nos granitoides a qual guarda afinidade com depósitos do tipo pórfiro e, possivelmente, epitermal *low-sulfidation*. Não é possível, no entanto, afirmar se mineralização observada nos granitoides se aproxima da idade de 1,97 ou de 1,88 Ga.

No Capítulo 5 foram apresentados alguns exemplos da ocorrência de minério associado às intrusões de diques de rochas vulcânicas (traquiandesitos e riolitos). Devido ao fato dos granitoides encaixantes dos diques e hospedeiros dos veios mineralizados terem idades em torno de 1,97-1,95 Ga, a ocorrência de ouro vinculada aos litotipos extrusivos possivelmente se enquadra no período metalogenético de 1,88 Ga. Essa idade seria compatível com o encaixe dos diques que, portanto, seriam correlacionáveis ao vulcanismo Uatumã englobado no Grupo Iriri. No entanto, a possibilidade de os diques atuarem como controle estrutural ao invés de

petrologicamente associado com a mineralização também deve ser verificada. Cabe ressaltar, no entanto, que são necessárias datações e estudos isotópicos para que se confirme o que foi sugerido nessa dissertação. Esses estudos com enfoque em minerais gerados na alteração hidrotermal permitirão comprovar com maior grau de confiabilidade a relação entre o encaixe das rochas vulcânicas e plutônicas com a formação dos depósitos de ouro na região do Patrocínio.

Referências Bibliográficas

- AGUJA-BOCANEGRA, M.A. 2013. *Mineralizações epitermal low-sulfidation e do tipo pórfiro superpostas associadas ao magmatismo félsico de 1,88 Ga na parte norte da Província Mineral do Tapajós (PA)*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 235 p.
- ALMEIDA, M.E.; BRITO, M.F.L.; FERREIRA, A.L.; MONTEIRO, M.A.S. 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Mamãe Anã (SB.21-V-D). Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000*. PROMIN Tapajós, CPRM, Brasília, Brazil (CD-ROM).
- AMARAL, G. 1974. *Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 212 p.
- AVELAR, V.G.; LAFON, J.M.; CORREIA JR., F.C.; MACAMBIRA, M.J.B. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã, Província Mineral de Carajás: Novos dados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29(4), p. 453-460.
- BAHIA, R.B.C.; QUADROS, M.L.E.S. 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Caracol (SB.21-X-C). Estado do Pará. Escala 1:250.000*. PROMIN Tapajós, CPRM, Brasília, Brazil (CD-ROM).
- BASEI, M.A.S.; TEIXEIRA, W. 1975. Geocronologia do Território de Roraima. In: DNPM, Conferência Geológica Intergüianas, 10, Belém, 1975. *Anais*, p. 453-473.
- BETTENCOURT, J.S.; TOSDAL, R.M.; LEITE, W.B.; PAYOLLA, B.L. 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazon Craton, Brazil: I-reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, v. 95, p. 41-67.
- BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas e SIG*. Brasília, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Editora da Universidade de Brasília, 2003, 692 p.
- BIZZINELLA, G.A.; ANDRADE, A.F.; YAMAGUTI, H.S.; OLIVEIRA, J.R.; CARMONA, J.R.M.; D'ANTONA, R.G.; LOPES, R.C.; MELO, A.F.F. 1981. *Projeto Tapajós-Sucunduri*. Manaus, CPRM/DNPM, Relatório Final. 6 v. (Relatório Inédito).

- BORGES, R.M.K.; DALL'AGNOLL, R.; LAMARÃO, C.N.; FIGUEIREDO, M.A.B.M; LEITE, A.A. DA S.; BARROS, C.E. DE M.; COSTI, H.T. 2009. Petrografia, química mineral e processos hidrotermais associados ao depósito de ouro São Jorge, Província Aurífera do Tapajós, Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 39(2), p. 375-393.
- BOURDELLE, F.; PARRA, T.; BEYSSAC, O.; CHOPIN, C.; VIDAL, O. 2013a. Clay minerals as geo-thermometer: a comparative study based on high spatial resolution analyses of illite and chlorite in Gulf Coast sandstones (Texas, U.S.A.). *American Mineralogist*, v. 98, p. 914-926.
- BOURDELLE, F.; PARRA, T.; CHOPIN, C.; BEYSSAC, C. 2013b. A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 165, p. 723-735.
- BOYNTON, W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, p. 63-114.
- BREEDING, C.M.; AGUE, J.J.; BRÖCKER, M. 2004. Fluid–metasedimentary rock interactions in subduction-zone mélange: implications for the chemical composition of arc magmas. *Geology*, v. 32, p. 1041–1044.
- BRITO, M.F.L.; FRAGA, L.M.B.; SILVA, L.C.; SANTOS, J.O.S. 2000b. Complexo Cauaburi. In: ALMEIDA, M.E. (ed.). *Geologia e Recursos Minerais das Folhas NA.20-Y e SA.20-V-A e SA.20-V-B, Projeto Serra Imeri*. Manaus, CPRM, Nota Explicativa (CD-ROM).
- CARNEIRO, C.C.; CARREIRO-ARAUJO, S.; JULIANI, C.; CRÓSTA, A.P.; MONTEIRO, L.V.S.; FERNANDES, C.M.D. 2013. Arcabouço Crustal do Cráton Amazonas: Uma abordagem a partir de dados gravimétricos e magnetométricos. In: XIII Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Brasil, CD-ROM.
- CARNEIRO, C.C.; CARREIRO-ARAUJO, S.; JULIANI, C.; CRÓSTA, A.P.; MONTEIRO, L.V.S.; FERNANDES, C.M.D. 2014. Arcabouço Crustal da Região Sul do Cráton Amazonas. Evidências Geofísicas e Implicações Tectônicas. In: XLVII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, CD-ROM.

- CASTRO, A.A. 2015. *Gênese do Depósito de Ouro Tocantinzinho, Província Aurífera Tapajós (PA): Evidências a Partir de Dados de Geologia, Petrologia e Inclusões Fluidas*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 133 p.
- CATHELINEAU, M.; NIEVA, D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 91, p. 235-244.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.G.C.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. 1979. Evolução Tectônica da Amazônia com Base nos Dados Geocronológicos. In: Congresso Geológico Chileno, 2, Africa, *Anais*, p. 137-138.
- CORFU, F.; HANCHAR, J.M.; HOSKIN, P.W.O.; KINNY, P. 2003. Atlas of Zircon Textures. *Mineralogical Society of America*, v. 5, p. 469-500.
- CORRÊA-SILVA, R.H.; 2002. *Caracterização de um sistema epitermal low-sulfidation (adulária-sericita) mineralizado em Au–Cu–Mo em vulcânicas paleoproterozóicas na Província Aurífera do Tapajós: Implicações metalogenéticas e tectônicas*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 159 p.
- COUTINHO, M.G.N.; SANTOS, J.O.S.; FALLICK, A.E.; LAFON, J.M. 2000. Orogenic gold deposits in Tapajós Mineral Province, Amazon, Brazil. In: XXXI International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil (CD-ROM).
- COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*, London (1979), 450 p.
- DALL'AGNOLL, R.; MACAMBIRA, M.J.B. 1992. Titanita-biotita granitos do baixo rio Uaupés, Província Rio Negro, Amazonas. Parte I: Geologia, Petrografia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 22, p. 3-14.
- DAVIDSON, J.P. 1996. Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism. In: BEBOUT, G.E., SCHOLL, D.W., KIRBY, S.H., PLATT, J.P. (Eds.), Subduction: Top to bottom. : Geophysical Monograph, 96. *American Geophysical Union*, p. 251–262.

- DE LA ROCHE, H.J.; LETERRIER, J.; GRAND CLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1–R2 diagrams and major element analyses — its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, v. 29, p. 183–210.
- DE PAOLO, D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 53, p. 189–202.
- DREHER, A.M.; VLACH, S.R.F.; MARTINI, E.S.L. 1998. Adularia associated with epithermal gold veins in the Tapajós mineral province, Pará state, northern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, p. 397–404.
- ECHEVERRI-MISAS, C.M. 2010. *Evolução magmática, alteração hidrotermal e gênese da mineralização de ouro e cobre do Palito, Província Aurífera do Tapajós (PA)*. São Paulo. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 178 p.
- ECHEVERRI-MISAS, C.M. 2015. *Geologia e Alteração Hidrotermal nas Rochas Vulcânicas e Plutônicas Paleoproterozóicas na Porção Sul da Província Mineral do Tapajós (PA)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 285 p.
- FERREIRA, A.L.; ALMEIDA, M.E.; BRITO, M.F.L.; MONTEIRO, M.A.S. 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Jacareacanga (SB.21-Y-B), Estados do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000*. PROMIN Tapajós, CPRM, Manaus, Brazil (CD-ROM).
- GAUDETTE, H.E.; OLSZEWSKI, W.J. 1985. Geochronology of the basement rocks, Amazonas Territory, Venezuela and the tectonic evolution of the western Guiana Shield. *Geologie en Mijnbouw*, v. 64, p. 131–144.
- GERALDES, M.C.; VAN SCHMUS, W.R.; CONDIE, K.C.; BELL, S.; TEIXEIRA, W.; BABINSKY, M. 2001. Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian Craton in Mato Grosso State, Brazil. *Precambrian Research*, v. 111, p. 91–128.
- GIBBS, A.K.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K.; OLSZEWSKI, W.J. 1986. Age and composition of the Grão-Pará Group volcanics, Serra dos Carajás, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 16(2), p. 201–211.
- GILL, J.B. 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, New York. 390 p.

- HARKER, A. 1909. *The natural history of igneous rocks*. Macmillan, New York, 384 p.
- HART, C.J.R.; BAKER, T.; BURKE, M. 2000. New exploration concepts for country-rock-hosted, intrusion-related gold systems: Tintina gold belt in Yukon, In: TUCKER, T.L.; SMITH, M.T. (eds) *The Tintina gold belt: concepts, exploration and discoveries*. British Columbia and Yukon Chamber of Mines Special, v. 2, p. 145-172.
- HART, C.; GOLDFARB, R.J. 2005. *Distinguishing intrusion-related from orogenic gold systems: 2005 New Zealand Minerals Conference: Realising New Zealand's Mineral Potential*. Proceedings, Australasian Institute of Mining and Metallurgy, p. 125-133.
- HATTORI, K.; GUILLOT, S. 2003. Volcanic fronts form as a consequence of serpentine dehydration in the forearc mantle wedge. *Geology*, v. 31, p. 525–528.
- HATTORI, K.; TAKAHASHI, Y.; GUILLOT, S.; JOHANSON, B. 2005. Occurrence of arsenic (V) in forearc mantle serpentinites based on X-ray absorption spectroscopy study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 69, p. 5585–5596.
- HEDENQUIST, J.W.; ARRIBAS, JR.A.; REYNOLDS, T.J. 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, v. 93, p. 373–404.
- HEDENQUIST, J.W.; HENLEY, R.W. 1985. The importance of CO₂ on freezing point measurements of fluid inclusions: Evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition. In: *LXXX Economic Geology*, p. 1379-1406.
- HILDRETH, W.; MOORBATH, S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 98, p. 455–489.
- INOUE, A.; MEUNIER, A.; PATRIER-MAS, P.; RIGAULT, C.; BEAUFORT, D.; VIELLARD, P. 2009. Application of chemical geothermometry to low-temperature trioctahedral chlorites. *Clays and Clay Minerals*, v. 57, p. 371-382.
- ISHIHARA, S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rock. *Min. Geol.*, v. 27, p. 930–941.
- ISOTTA, C.A.L.; CARNEIRO, J.M.; KATO, H.T.; BARROS, R.J.L. 1978. *Projeto Província Estanífera de Rondônia*. Relatório Final, Porto Velho. Convênio CPRM/DNPM, 12 v.
- IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523-548.

- JOHNSON, J.W.; OELKERS, E.H.; HELGESON, H.C. 1992. SUPCRT92: A software package for calculating the standard molal thermodynamic properties of minerals, gases, aqueous species, and reactions from 1 to 5000 bar and 0 to 1000°C. *Computers & Geosciences*, v. 18, p. 899-947.
- JULIANI, C.; CARNEIRO, C.C.; CARREIRO-ARAUJO, S.A.; FERNANDES, C.M.D.; MONTEIRO, L.V.S.; CRÓSTA, A.P. 2013b. Estruturação dos arcos magmáticos paleoproterozóicos na porção sul do Cráton Amazônico: Implicações Geotectônicas e Metalogenéticas. In: XIII Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, CD-ROM.
- JULIANI, C.; CARNEIRO, C. DE C.; FERNANDES, C.M.D.; MONTEIRO, L.V.S.; CRÓSTA, A.P.; CARREIRO-ARAUJO, S.A.; ECHEVERRI-MISAS, C.M.; TOKASHIKI, C.C.; AGUJA-BOCANEGRA, M.A. 2014. Arcos Magmáticos Continentais paleoproterozóicos superpostos na porção sul do Cráton Amazônico. In: XLVII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, CD-ROM.
- JULIANI, C.; CORRÊA-SILVA, R.H.; MONTEIRO, L.V.S.; BETTENCOURT, J.S.; NUNES, C.M.D. 2002. *The Batalha Au-Granite System-Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil: Hydrothermal alteration and regional implication. Precambrian Research*, v. 119, p. 225-256.
- JULIANI, C.; FERNANDES, C.M.D.; MAPA, F.B.; MISAS, C.M.E.; MONTEIRO, L.V.S. 2008. A gênese do vulcano-plutonismo Uatumã e das mineralizações de Au e de metais de base associadas nas regiões do Tapajós, Iriri e Xingu (PA). In: IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. *Anais*. Coluna do Saber, Foz do Iguaçu - PR, CD-ROM.
- JULIANI, C.; FERNANDES, C.M.D.; MONTEIRO, L.V.S.; ECHEVERRI-MISAS, C.M.; LAGLER, B. 2009. Possível zonamento metalogenético associado ao evento vulcano-plutônico de ~2,0 a 1,88 Ga na parte sul do Cráton Amazônico. In: II Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, CD-ROM.
- JULIANI, C.; RYE, R.O.; NUNES, C.M.D.; SNEE, L.W.; CORREA-SILVA, R.H.; MONTEIRO, L.V.S.; BETTENCOURT, J.S.; NEUMANN, R.; NETO, A.A. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, v. 215(1–4), p. 95–125.

- KLEIN, E.L.; VASQUEZ, M.L. 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho (SB.21-Z-A). Estado do Pará. Escala 1:250.000*. PROMIN Tapajós, CPRM, Brasília, CD-ROM.
- KOGISO, T.; TATSUMI, Y.; NAKANO, S. 1997. Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 1. Experiments and implications for the origin of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 148, p. 193–205.
- LAMARÃO, C.N.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; LIMA, E.F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajos Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, v. 119(1-4), p. 189-223.
- LANG, J.R.; BAKER, T. 2001. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita*, v. 36, p. 477-489.
- LEE, C.T.A.; LUFFI, P.; CHIN, E.J.; BOUCHET, R.; DASGUPTA, R.; MORTON, D.M.; LE ROUX, V.; YIN, Q.Z.; JIN, D. 2012. Copper systematics in arc magmas and implications for crust–mantle differentiation. *Science*, v. 336 (6077), p. 64–68.
- LI, Y.; AUDETAT, A. 2013. Gold solubility and partitioning between sulfide liquid, monosulfide solid solution and hydrous mantle melts: implications for the formation of Au-rich magmas and crust–mantle differentiation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 118, p. 247–262.
- LINDGREN, W. 1933. *Mineral deposits*. 4th edition. New York, McGrawhill Company, 930 p.
- LOVE, D.A.; CLARK, A.H.; HODGSON, C.J.; MORTENSEN, J.K.; ARCHIBALD, D.A.; FARRAR, E. 1998. The timing of adularia–sericite–type mineralization and alunite–kaolinite–type alteration, Mont Skukum Epithermal gold Deposit, Yukon Territory, Canada: ^{40}Ar – ^{39}Ar and U–Pb geochronology. *Economic Geology*, v. 93, p. 437–462.
- LOWELL, J.D.; GUILBERT, J.M. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, v. 65, p. 373-408.
- MANNING, C.E. 2004. The chemistry of subduction-zone fluids. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 223, p. 1–16.
- MICHARD, A. 1989. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 53, p. 745–750.

- MIDDLEMOST, A.K. 1994. Naming materials in the magma / igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, v. 37, p. 215-224.
- MONTALVÃO, R.M.G.; MUNIZ, M.C.; ISSLER, R.S.; DALL'AGNOL, R.; LIMA, M.I.C.; FERNANDES, P.E.C.A.; SILVA, G.G. 1975. *Geologia da Folha NA.20-Boa Vista e parte das folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20-Roraima e NB.21*. In: DNPM, Projeto Radar na Amazônia, Rio de Janeiro, Capítulo 1, Geologia. (Levantamento de Recursos Naturais, 8).
- MUNGALL, J.E.; BRENAN, J.M. 2014. Partitioning of platinum-group elements and Au between sulfide liquid and basalt and the origins of mantle–crust fractionation of the chalcophile elements. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 125, p. 265–289.
- NOLL, P.D.; NEWSOM, H.E.; LEEMAN, W.P.; RYAN, J.G. 1996. The role of hydrothermal fluids in the production of subduction zone magmas: evidence from siderophile and chalcophile trace elements and boron. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 60, p. 587–611.
- O'NEIL, J.R.; SILBERMAN, M.L. 1974. Stable isotope relations in epithermal Au-Ag deposits. *Economic Geology*, v. 69, p. 902-909.
- PATTEN, C.; BARNES, S.J.; MATHEZ, E.A.; JENNER, F.E. 2013. Partition coefficients of chalcophile elements between sulfide and silicate melts and the early crystallization history of sulfide liquid: LA-ICP-MS analysis of MORB sulfide droplets. *Chem. Geol.*, v. 358, p. 170–188.
- PAYOLLA, B.L.; BETTENCOURT, J.S.; KOZUCH, M.; LEITE JR, W.B.; FETTER, A.; VAN SCHMUS, W.R. 2002. Geological evolution of the basement rocks in the east-central part of the Rondônia Tin Province, SW Amazonian Craton, Brazil: U-Pb and Sm-Nd isotopic constraints. *Precambrian Research*, v. 119, p. 141-169.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956-983.
- PEARSON, R.G. 1963. Hard and soft acids and bases. *Journal of the American Chemical Society*, v. 85, p. 3533-3539.
- PECCERILLO, A.; TAYLOR, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastomonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 58, p. 63-81.

- PERELLÓ, J.A. 1994. Geology, porphyry Cu–Au, and epithermal Cu–Au–Ag mineralization of the Tombulilato district, North Sulawesi, Indonesia. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 50, p. 221–256.
- PIDGEON, R.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, v. 166, p. 159-171.
- PIRAJNO, F. 2009. *Hydrothermal processes and mineral systems*. Springer-Verlag, New-York, 1273 p.
- PORTNYAGIN, M.; HOERNLE, K.; PLECHOV, P.; MIRONOV, N.; KHUBUNAYA, S. 2007. Constraints on mantle melting and composition and nature of slab components in volcanic arcs from volatiles (H₂O, S, Cl, F) and trace elements in melt inclusions from the Kamchatka Arc. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 255, p. 53–69.
- REED, M.H. 1997. Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition. In: BARNES H.L. (Ed). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (3 ed), p. 303-365.
- RICHARDS, J.P. 2011. Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins. *Ore Geology Reviews*, v. 40, p. 1-26.
- RICHARDS, J.P. 2013. Giant ore deposits formed by optimal alignments and combinations of geological processes. *Nature Geoscience*, v. 6, p. 911-916.
- RIZZOTTO, G.J.; CHEMALE, F.; LIMA, E.F.; VAN SCHMUS, W.R.; FETTER, A. 1999. Dados isotópicos Sm-Nd e U-Pb das rochas da seqüência metavulcanossedimentar Nova Brasilândia (SMNB) – RO. In: SBG/Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, CPRM, Manaus, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 490-493.
- ROBB, L. 2005. *Introduction to ore-forming processes*. Blackwell Publishing, Oxford, 373 p.
- ROWINS, S.M. 2000. Reduced porphyry copper-gold deposits: A new variation on an old theme. *Geology*, v. 28, p. 491-494.
- RUSK, B.G.; REED, M.H.; DILLES, J.H. 2008, Fluid inclusion evidence for magmatic-hydrothermal fluid evolution in the porphyry copper-molybdenum deposit at Butte, Montana. *Economic Geology*, v. 103, p. 307–334.

- SAES, G.S.; LEITE, J.A.D.; QUADROS, A.P. 2002. Litocronoestratigrafia da sedimentação mesoproterozóica do sudoeste do cráton Amazônico. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, *Anais*, João Pessoa, p. 332.
- SANGER-VON OEPEN, P.; FRIEDRICH, G.; KISTERS, A. 1990. Comparison between the fluid characteristics of the Rodalquilar and two neighbouring epithermal gold deposits in Spain. *Mineralium Deposita*, v. 25, p. s36-s41.
- SANTOS, J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas e SIG*. Brasília, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Editora da Universidade de Brasília, 2003, 692 p.
- 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, Amazon Craton, Brazil. *Mineralium Deposita*, v. 36, p. 278-299.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E. 1997a. Reconnaissance U-Pb in zircon, Pb-Pb in sulfides and review of Rb-Sr geochronology in the Tapajós gold Province, Pará and Amazonas States of Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology, 1, Campos do Jordão, São Paulo, Brazil, *Extended Abstracts*, p. 280-282.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; GAUDETTE, H.E.; GROVES, D.I.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. 2000. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, v. 3(4), p. 453-488.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; FARIA, M.S.G.; RIKER, S.R.; SOUZA, M.M.; ALMEIDA, M.E.; MCNAUGHTON, N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000–2006. Simpósio de Geologia da Amazônia, vol. 9, Sociedade Brasileira de Geologia, Belém, Brazil, *Resumos Expandidos*, CD-ROM.
- SANTOS, J.O.S.; HARTMANN, L.A.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. 2002a. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon craton – Evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 409-429.

- SANTOS, J.O.S.; POTTER, P.E.; REIS, N.J.; HARTMANN, L.A.; FLETCHER, I.R.; MCNAUGHTON, N.J. 2003B. Age, source and regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima – like outliers in northern South America based on U-Pb geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, v. 115(3), p. 331-348.
- SANTOS, J.O.S.; REIS NETO, J.M. 1982. Algumas idades de rochas graníticas do Cráton Amazônico. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, *Anais*, v. 1, p. 339-347.
- SANTOS, J.O.S.; RIZZOTTO, G.; EASTON, M.R.; POTTER, P.E.; HARTMANN, L.A.; MCNAUGHTON, N.J. 2002b. The Sunsás Orogen in Western Amazon Craton, South America and Correlation with the Grenville Orogen of Laurentia, based on U-Pb Isotopic Study of Detrital and Igneous Zircons. In: Geological Society of America, Denver Annual Meeting, *Precambrian Geology*, p. 27-30.
- SANTOS, J.O.S.; RIZZOTTO, G.R.; HARTMANN, L.A.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.R. 2001c. Ages of sedimentary basins related to the Sunsás and Jurueña Orogenic cycles, southwestern Amazon Craton, established by zircon U-Pb geochronology. In: South American Symposium on Isotope Geology, 3, Pucon, Chile, *Comunicaciones*.
- SHAND, S.J. 1943. *The Eruptive rocks*. John Wiley, New York, 444 p.
- SATO, K. 1998. *Evolução Crustal da Plataforma Sul Americana com Base na Geoquímica Isotópica Sm-Nd*. São Paulo, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 325 p.
- SILLITOE, R.H. 1973. The tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, v. 68, p. 799–815.
- SILLITOE, R. 1991. Gold metallogeny of Chile-an introduction. *Economic Geology*, v. 86, p. 1187-1205.
- SILLITOE, R.H. 2010. Porphyry Copper Systems. *Economic Geology*, v. 105, p. 3-41.
- SIMMONS, S.F.; GEMMELL, J.B.; SAWKINS, F.J. 1988, The Santo Niño Silver-Lead-Zinc Vein, Fresnillo District, Zacatecas, Mexico: Part II. Physical and Chemical Nature of Ore-Forming Solutions. *Economic Geology*, v. 83, p. 1619–1641.
- SINCLAIR, W.D. 2007. Porphyry deposits. In: GOODFELLOW, W.D. (Ed.), Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, *Special Publication*, v. 5, p. 223–243.

- SOBOLEV, A.; CHAUSSIDON, M., 1996. H₂O concentrations in primary melts from suprasubduction zones and mid-ocean ridges: implications for H₂O storage and recycling in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 137, p. 45–55.
- STEFÁNSSON, A.; SEWARD, T.M. 2004. Gold (I) complexing in aqueous sulphide solutions to 500°C at 500 bar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 68, p. 4121-4143.
- STRECKEISEN, A.L. 1976. Classification and nomenclature of igneous rocks (final report of enquiry). *N. Jb. Mineral. Abh*, v. 134, p. 1–4
- SUN, W.; HUANG, R.F.; LI, H.; HU, Y.B.; ZHANG, C.C.; SUN, S.J.; ZHANG, L.P.; DING, X.; LI, C.Y.; ZARTMAN, R.E.; LING, M.X. 2015. Porphyry deposits and oxidized magmas. *Ore Geology Reviews*, v. 65, p. 97-131.
- SUN, W.D.; LIANG, H.Y.; LING, M.X.; ZHAN, M.Z.; DING, X.; ZHANG, H.; YANG, X.Y.; LI, Y.L.; IRELAND, T.R.; WEI, Q.R.; FAN, W.M. 2013b. The link between reduced porphyry copper deposits and oxidized magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 103, p. 263–275.
- TASSINARI, C.C.G. 1996. *O Mapa Geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos Dados Isotópicos*. São Paulo, Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 139 p.
- TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; NUTMAN, A.P.; SCHMUS, W.R.V.; BETTENCOURT, J.S.; TAYLOR, P.N. 1996. Geochronological Systematics on Basement Rocks from the Rio Negro–Juruaena Province (Amazonian Craton) and Tectonic Implications International. *Geology Review*, v. 38, p. 161-175.
- TASSINARI, C.C.G.; MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, v. 22(3), p. 174-182.
- TATSUMI, Y. 1986. Formation of the volcanic front in subduction zones. *Geophysical Research Letters*, v. 17, p. 717–720.
- TAYLOR, R.P.; FRYER, B.J. 1982. Rare earth element geochemistry as an aid to interpreting hydrothermal ore deposits. In: EVANS, A.M. (ed) *Mineralisation associated with acid magmatism*. John Wiley & Sons, New York, p. 357–365.
- TAYLOR, R.P.; FRYER, B.J. 1983. Rare earth element lithogeochemistry of granitoid mineral deposits. *CIM Bull*, v. 76, p. 74–84.

- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1989. A Review of the Geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic Implications. *Precambrian Research*, v. 42, p. 213-227.
- TOKASHIKI, C. 2015. *Mineralizações Low- e Intermediate-Sulfidation de Ouro e de Metais de Base em Domos de Riolito Paleoproterozóicos na Porção Sul da Província Mineral do Tapajós*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 188 p.
- USERO, G. DE L.; BELLO, R.M. S.; JULIANI, C. 2009. Evidência de mineralização do tipo pórfiro a partir de inclusões fluidas do minério auro-cuprífero da Mina do Palito, Província Aurífera do Tapajós. In: II Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, CD-ROM.
- VASQUEZ, M.L.; KLEIN, E.L. 2000. *Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo (SB.21-Z-C). Estado do Pará, Escala 1:250.000*. PROMIM Tapajós, CPRM, Brasília, CD-ROM.
- VILLAS, R.N.; SANTIAGO, E.S.B.; CASTILHO, M.P. 2013. Contexto geológico, estudos isotópicos (C, O e Pb) e associação metálica do depósito aurífero Tocantinzinho, domínio Tapajós, Província Tapajós-Parima. *Revista de Geologia-USP, Série Científica*, v. 13, p. 1-20.
- WALLACE, P.J. 2005. Volatiles in subduction zone magmas: concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 140, p. 217-240.
- WILSON, M. 2007. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Springer, Leeds, 480 p.
- WILLIAMS-JONES, A.E.; BOWELL, R.J.; MIGDISOV, A.A. 2009. Gold in solution. *Elements*, v. 5, p. 281-287.
- YAVUZ, F.; KUMRAL, M.; KARAKAYA, N.; KARAKAYA, M.Ç.; YILDIRIM, D.K. 2015. A Windows program for chlorite calculation and classification. *Computers & Geosciences*, v. 81, p. 101-113.
- ZANE, A.; WEISS, Z. 1998. A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data. *Rendiconti Lincei Scienze Fisiche e Naturali Serie*, v. 9, p. 51-56.

ANEXO A – QUÍMICA DE ROCHA TOTAL

Amostra	40	64	113	112	59	189	170	160	144	148	159	179	139
	Andesito	Andesito	Riolito	Riolito	Andesito	Riolito	Granodiorito	Granodiorito	Pórfiro	Granodiorito	Granodiorito	Sienito	Monzonito
SiO ₂	49.20	55.27	72.07	72.20	71.84	70.92	73.14	74.07	66.60	72.52	67.74	69.67	57.96
TiO ₂	1.72	1.35	0.24	0.29	0.21	0.28	0.19	0.27	0.58	0.13	0.61	0.22	0.61
Al ₂ O ₃	17.13	15.34	13.19	13.23	13.23	13.02	13.91	12.92	14.62	12.30	15.15	15.53	18.47
Fe ₂ O ₃	11.09	9.60	1.91	1.72	1.80	1.49	1.33	2.03	4.12	0.82	4.05	1.43	3.45
MnO	0.12	0.13	0.02	0.02	0.05	0.05	0.02	0.04	0.06	0.02	0.07	0.02	0.10
MgO	5.27	2.92	0.84	0.61	0.18	0.20	0.23	0.36	1.11	0.10	1.13	0.32	0.69
CaO	2.68	6.10	0.58	0.87	1.46	1.92	1.69	1.67	3.13	0.68	3.22	0.27	2.47
Na ₂ O	5.44	3.72	2.83	2.80	2.94	2.04	3.77	3.53	3.23	2.37	3.97	5.00	4.43
K ₂ O	1.67	2.29	4.96	5.13	5.32	5.68	4.10	3.39	3.51	6.40	2.87	5.67	6.96
P ₂ O ₅	0.74	0.53	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.15	0.02	0.15	0.04	0.16
Ba	742	1057	974	941	1002	950	1015	1424	1043	715	897	779	982
Rb	61.8	138.0	229.1	240.3	225.1	257.5	194.8	126.7	124.4	152.7	232.5	172.9	222.5
Sr	245.5	621.9	120.8	110.9	113.9	83.7	314.5	322.9	407.3	338.1	245.4	84.3	149.4
Zr	289.5	234.0	214.2	222.5	210.3	206.3	160.1	179.6	204.1	237.1	59.1	139.3	394.6
Nb	9.6	7.6	13.8	14.7	14.4	12.9	8.8	8.7	9.2	16.6	4.8	5.9	17.3
Ni	19.3	13.7	0.7	0.6	0.6	0.5	1.4	1.7	6.1	5.7	1.1	1.5	1.6
Co	40.3	54.9	26.7	32.0	23.5	22.1	73.7	58.3	37.3	34.3	74.5	47.4	10.2
Zn	115	92	19	18	15	10	27	44	59	54	19	14	18
La	73.6	56.9	54.1	57.0	54.0	50.3	44.5	68.2	46.1	52.2	34.3	29.0	119.9
Ce	153.8	112.6	105.5	113.2	107.6	103.6	88.0	137.4	94.4	100.3	62.7	59.7	232.6
Pr	16.95	13.03	11.63	11.75	11.93	11.38	8.97	14.65	10.56	10.87	6.55	6.07	24.42
Nd	66.9	49.6	37.8	40.0	39.9	41.4	30.0	50.5	39.1	37.5	21.4	21.1	85.9
Sm	10.51	8.32	7.32	7.67	7.78	7.20	4.60	7.48	6.43	5.78	3.02	3.23	12.30
Eu	2.96	2.38	0.89	0.97	0.94	1.01	0.95	0.90	1.22	1.07	0.84	0.46	1.78
Gd	8.13	6.58	6.45	6.61	6.28	6.61	3.45	5.04	5.30	4.98	2.36	2.50	9.69
Dy	5.69	4.67	5.48	5.65	5.44	5.65	2.34	2.93	4.07	4.69	1.52	1.49	7.03
Ho	0.97	0.88	1.06	1.14	1.15	1.17	0.47	0.48	0.85	0.96	0.29	0.28	1.43
Er	2.93	2.54	3.18	2.94	3.04	3.28	1.32	1.28	2.52	3.34	0.77	0.79	3.64
Yb	2.71	2.19	3.03	3.06	2.80	3.09	1.21	1.22	2.69	3.86	0.77	0.88	3.33
Lu	0.41	0.35	0.48	0.45	0.47	0.45	0.18	0.19	0.40	0.67	0.12	0.12	0.53
Y	28.4	22.8	32.9	31.9	29.8	31.0	11.8	13.1	23.9	29.1	8.1	8.0	36.2
Ta	0.6	1.2	2.0	1.9	2.1	1.7	2.2	2.3	2.5	2.6	2.4	1.8	1.2

Amostra	184	74	75	91	126	102	106	30	109	136	69	181	36
	Não identificada	Monzonito	Monzonito	Monzonito	Monzogranito	Sienogranito	Monzogranito	Sienogranito	Monzogranito	Monzonito	Sienito	Monzogranito	Sienito
SiO ₂	53.18	52.84	59.33	57.11	70.20	72.07	69.15	67.97	39.93	56.39	59.77	45.81	62.34
TiO ₂	1.00	0.52	0.50	0.54	0.38	0.43	0.42	0.43	0.51	0.55	0.56	1.79	0.63
Al ₂ O ₃	20.23	16.53	18.02	17.85	13.99	12.55	14.03	13.00	16.23	16.49	18.89	17.13	16.45
Fe ₂ O ₃	6.68	3.80	3.03	3.55	2.44	3.35	2.80	5.02	3.05	5.05	3.49	14.91	3.77
MnO	0.09	0.22	0.09	0.09	0.04	0.01	0.05	0.02	0.18	0.17	0.05	0.19	0.04
MgO	2.01	0.70	0.60	0.65	0.43	0.67	0.52	0.40	2.30	0.92	0.64	2.24	0.89
CaO	2.65	6.94	2.17	3.94	1.89	0.39	1.77	0.79	13.42	4.05	1.25	4.92	1.96
Na ₂ O	0.06	2.80	5.21	5.49	3.26	2.93	3.29	3.85	0.25	1.98	5.34	4.80	4.20
K ₂ O	6.93	7.19	6.54	5.31	5.14	4.78	5.26	4.94	9.07	7.40	6.48	1.51	6.63
P ₂ O ₅	0.26	0.14	0.12	0.14	0.10	0.12	0.11	0.12	0.15	0.15	0.15	0.47	0.16
Ba	756	1198	1196	1024	1177	768	1230	970	1351	910	1189	353	1815
Rb	443.7	243.2	184.2	170.3	185.5	181.9	183.5	153.4	411.8	280.2	199.3	51.0	188.6
Sr	30.9	190.8	261.1	346.5	192.5	103.6	182.5	115.3	125.9	105.4	252.0	309.6	211.8
Zr	640.6	343.6	319.6	357.7	247.1	292.6	296.1	304.1	336.1	386.2	391.0	1080.5	436.1
Nb	27.0	17.1	19.7	17.6	12.1	15.4	13.6	12.9	21.2	19.9	21.7	43.4	16.7
Ni	7.3	2.8	2.1	3.0	2.5	3.8	3.0	4.8	2.3	3.7	3.2	13.2	4.4
Co	29.3	8.4	24.6	41.0	51.3	76.9	39.4	70.4	10.0	22.2	17.3	148.7	28.8
Zn	58	15	17	19	39	13	46	18	15	19	30	102	34
La	50.5	122.2	91.5	108.3	58.4	85.1	82.9	44.4	46.1	109.6	101.0	129.4	72.1
Ce	113.2	242.0	177.3	202.7	107.0	165.0	150.9	90.7	97.4	208.5	205.8	265.3	144.4
Pr	13.51	24.54	18.54	21.16	11.31	16.80	16.09	9.86	11.59	22.80	20.80	28.90	15.34
Nd	53.8	86.8	63.7	70.7	41.5	57.2	54.9	36.2	43.8	78.9	72.9	105.1	58.7
Sm	11.26	12.45	10.36	10.74	6.80	8.75	8.30	6.24	9.34	12.72	10.89	17.42	9.35
Eu	1.80	1.91	1.43	1.46	1.32	1.23	1.23	0.98	2.04	1.84	1.46	2.52	1.46
Gd	11.13	9.88	7.81	8.28	5.99	7.00	6.82	5.73	9.70	10.78	9.75	16.55	8.45
Dy	9.59	6.35	6.55	5.68	4.51	5.42	5.25	5.01	10.22	8.75	7.78	17.13	6.26
Ho	1.91	1.29	1.39	1.13	0.97	1.06	1.01	0.94	2.06	1.82	1.72	3.68	1.40
Er	5.45	3.79	3.84	3.56	2.75	3.18	2.95	2.59	6.56	5.05	4.65	10.76	3.73
Yb	4.90	3.60	3.62	3.45	2.69	3.24	2.89	2.24	6.58	4.89	4.70	9.78	3.45
Lu	0.76	0.57	0.53	0.48	0.41	0.46	0.46	0.35	1.09	0.68	0.71	1.44	0.54
Y	52.8	37.1	33.3	35.1	26.2	30.5	27.7	24.9	61.2	48.4	46.4	100.5	36.4
Ta	2.6	1.4	1.5	2.4	1.9	4.0	2.0	1.7	1.2	2.1	2.1	2.6	1.5

Amostras	56	185	71	67	83a	83b	161	81	PR-230	PR-227	PR-216A
	Monzogranito	Monzogranito	Sienogranito	Sienogranito	Aplito	Aplito	Monzogranito	Monzogranito	Não identificada	Aplito	Pórfiro granítico
SiO ₂	69.12	67.50	69.93	69.29	63.05	64.83	73.72	71.15	77.87	75.97	74.59
TiO ₂	0.52	0.58	0.42	0.38	0.11	0.08	0.14	0.32	0.21	0.06	0.23
Al ₂ O ₃	13.74	14.35	13.23	14.36	19.39	18.90	13.13	13.50	13.13	13.22	12.67
Fe ₂ O ₃	3.24	3.81	2.83	2.35	1.83	1.38	1.23	2.51	1.19	0.55	1.49
MnO	0.04	0.06	0.05	0.04	0.13	0.04	0.03	0.04	0.01	0.03	0.02
MgO	0.61	0.74	0.49	0.44	0.31	0.24	0.18	0.45	0.30	0.02	0.13
CaO	1.94	2.55	1.89	1.67	0.19	0.35	1.10	1.78	0.02	0.30	0.75
Na ₂ O	3.02	3.44	2.87	3.55	6.75	6.82	3.21	3.75	0.15	4.21	2.93
K ₂ O	5.33	4.20	5.32	5.43	5.76	5.72	5.10	3.64	3.78	4.49	4.94
P ₂ O ₅	0.14	0.16	0.11	0.10	0.02	0.02	0.02	0.08	0.03	0.01	0.04
Ba	1351	1023	982	1034	667	402	1400	955	373	493	424
Rb	178.1	153.2	181.6	179.7	228.2	221.3	162.3	173.3	168.8	189.1	271.5
Sr	186.2	225.3	162.9	170.0	190.0	198.8	236.2	284.2	36.1	38.3	86.4
Zr	323.7	341.4	285.4	249.8	127.4	119.8	102.6	213.1	174.6	52.1	168.7
Nb	14.8	15.0	14.6	13.1	3.8	3.3	7.3	15.0	16.6	12.1	15.5
Ni	3.5	4.5	2.5	2.3	0.7	0.7	0.8	1.4	0.7	0.9	1.3
Co	61.7	53.4	35.4	51.4	17.2	28.6	68.9	41.5	42.0	69.6	56.8
Zn	45	64	33	34	11	10	26	54	6	13	36
La	84.4	76.2	82.8	61.1	20.8	16.2	44.2	44.7	43.1	10.6	68.1
Ce	171.2	145.8	157.3	118.4	48.9	37.7	76.4	81.9	76.7	24.9	143.9
Pr	18.02	15.59	16.29	12.84	6.50	5.44	7.69	9.26	8.35	3.12	14.95
Nd	63.0	56.0	59.1	45.2	27.3	23.7	23.4	34.1	27.6	11.1	51.9
Sm	9.22	8.86	8.84	7.46	6.88	5.88	3.29	5.39	4.08	3.20	9.81
Eu	1.43	1.57	1.20	1.17	0.72	0.80	0.73	0.86	0.41	0.29	0.78
Gd	7.66	7.07	7.26	5.92	5.21	4.65	2.18	4.68	3.47	3.06	8.26
Dy	6.05	5.82	5.56	4.89	3.60	3.41	1.21	2.99	3.42	3.56	7.68
Ho	1.13	1.12	1.12	0.99	0.73	0.74	0.19	0.53	0.72	0.68	1.55
Er	3.51	3.43	3.23	2.84	2.01	1.94	0.61	1.54	1.94	1.98	4.54
Yb	2.96	3.15	3.09	2.63	2.10	2.01	0.58	1.37	2.23	1.86	4.38
Lu	0.45	0.45	0.45	0.43	0.32	0.32	0.08	0.19	0.38	0.26	0.71
Y	31.1	30.3	32.5	28.2	19.6	20.8	5.8	14.8	19.0	21.1	44.1
Ta	3.5	3.1	3.5	2.9	1.8	3.2	2.7	2.7	2.6	2.6	2.6

ANEXO B – GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

U-PB EM ZIRCÃO

Pontos	207Pb /206Pb	% err	% comm 206	ppm U	ppm Th	232Th /238U	204corr 206Pb /238U Age	1s err	Total 238U /206Pb	% err	206Pbr /238U	% err	err corr	207Pbr /235U	% err
56-1.1	.132	0.7	1.19	212	187	0.91	1996.8	23.2	2.71	1.3	.3583	1.3	.450	6.10	2.2
56-2.1	.121	0.4	0.03	309	257	0.86	1953.9	18.2	2.82	1.1	.3553	1.1	.912	5.87	1.2
56-3.1	.181	1.1	6.28	164	150	0.94	2091.6	23.0	2.40	1.2	.3656	1.2	.075	6.61	7.9
56-4.1	.121	0.6	0.07	155	93	0.62	1982.2	20.4	2.78	1.2	.3607	1.2	.890	5.95	1.4
56-5.1	.120	0.4	0.03	273	224	0.85	1949.0	21.4	2.83	1.3	.3535	1.3	.957	5.82	1.3
56-6.1	.120	0.4	-0.03	235	186	0.82	1966.1	17.8	2.81	1.0	.3570	1.0	.938	5.93	1.1
56-7.1	.118	0.5	0.26	467	628	1.39	1709.0	15.5	3.28	1.0	.3062	1.0	.838	4.83	1.2
56-8.1	.124	0.5	0.60	180	151	0.87	1915.5	18.0	2.87	1.1	.3431	1.1	.588	5.68	1.5
56-9.1	.121	0.5	0.03	138	112	0.84	1932.2	18.6	2.86	1.1	.3498	1.1	.903	5.82	1.3
56-10.1	.121	0.5	-0.03	149	141	0.98	1959.7	18.8	2.82	1.1	.3579	1.1	.816	5.94	1.3
56-11.1	.120	0.4	0.01	267	218	0.84	1952.2	18.1	2.83	1.1	.3543	1.1	.936	5.86	1.1
56-12.1	.121	0.5	0.06	189	163	0.89	1954.8	18.2	2.82	1.1	.3543	1.1	.921	5.88	1.2
56-13.1	.133	1.0	1.71	129	84	0.67	1861.8	19.8	2.92	1.2	.3208	1.2	.150	5.43	3.1
56-14.1	.120	0.5	0.10	191	148	0.80	1951.6	20.8	2.82	1.2	.3550	1.2	.910	5.83	1.4
56-15.1	.140	0.5	2.23	182	223	1.27	1919.5	19.4	2.80	1.1	.3315	1.1	.130	5.77	3.1

Pontos	207Pb /206Pb	% err	% comm 206	ppm U	ppm Th	232Th /238U	204corr 206Pb /238U Age	1s err	Total 238U /206Pb	% err	206Pbr /238U	% err	err corr	207Pbr /235U	% err
36-1.1	.137	1.0	1.89	33	29	0.91	1929.1	26.2	2.80	1.5	.3453	1.5	.414	5.81	4.2
36-2.1	.121	0.7	0.07	150	148	1.02	1785.5	18.6	3.13	1.2	.3213	1.2	.821	5.30	1.5
36-3.1	.121	0.5	0.30	180	152	0.87	1933.4	18.4	2.85	1.1	.3495	1.1	.867	5.71	1.3
36-4.1	.122	0.5	0.30	186	148	0.82	1931.6	19.1	2.85	1.1	.3474	1.1	.760	5.75	1.4
36-5.1	.122	0.5	0.20	197	170	0.89	1914.1	18.3	2.89	1.1	.3440	1.1	.794	5.72	1.3
36-6.1	.122	0.6	0.19	159	122	0.79	1867.4	18.5	2.97	1.1	.3340	1.1	.773	5.57	1.4
36-7.1	.121	0.4	-0.01	430	347	0.83	1947.1	17.4	2.84	1.0	.3520	1.0	.939	5.87	1.1
36-8.1	.121	0.4	0.07	312	211	0.70	1948.7	17.8	2.83	1.1	.3503	1.1	.781	5.87	1.2
36-9.1	.123	0.6	0.40	181	158	0.90	1906.2	18.6	2.89	1.1	.3381	1.1	.452	5.67	1.5
36-10.1	.125	0.5	0.57	194	166	0.88	1916.7	18.4	2.87	1.1	.3426	1.1	.550	5.71	1.5
36-11.1	.127	0.4	0.85	271	245	0.93	1919.0	17.9	2.85	1.1	.3413	1.1	.392	5.74	1.9
36-12.1	.127	0.5	0.73	212	175	0.85	1941.7	25.9	2.82	1.5	.3416	1.5	.368	5.84	1.9
36-13.1	.126	1.0	0.51	53	50	0.98	1934.2	32.0	2.84	1.9	.3503	1.9	.867	5.86	2.4
36-14.1	.121	0.5	0.11	214	195	0.94	1922.8	18.4	2.87	1.1	.3484	1.1	.911	5.75	1.2
36-15.1	.121	0.5	0.11	207	182	0.91	1950.9	18.7	2.83	1.1	.3532	1.1	.896	5.85	1.2
36-16.1	.121	0.5	0.05	201	175	0.90	1931.2	18.6	2.86	1.1	.3498	1.1	.905	5.82	1.2

Pontos	207Pb /206Pb	% err	% comm 206	ppm U	ppm Th	232Th /238U	204corr 206Pb /238U Age	1s err	Total 238U /206Pb	% err	206Pbr /238U	% err	err corr	207Pbr /235U	% err
160-1.1	.127	0.6	0.53	99	65	0.68	1989.4	17.1	2.76	1.0	.3613	1.0	.768	6.11	1.5
160-2.1	.144	0.5	2.10	163	211	1.34	1937.0	15.9	2.84	0.9	.3488	0.9	.333	6.09	2.7
160-3.1	.123	0.5	0.08	136	83	0.63	2013.9	25.9	2.73	1.5	.3665	1.5	.944	6.21	1.6
160-4.1	.126	0.6	0.44	112	79	0.73	1962.2	16.4	2.81	1.0	.3588	1.0	.851	5.99	1.4
160-5.1	.132	1.5	0.64	32	39	1.26	2105.5	30.8	2.58	1.7	.3889	1.7	.753	6.71	2.8
160-6.1	.124	0.4	0.11	206	146	0.73	1936.5	15.5	2.85	0.9	.3523	0.9	.869	5.93	1.0
160-7.1	.124	1.1	0.20	90	54	0.62	2011.2	18.2	2.73	1.1	.3661	1.0	.661	6.16	1.7
160-8.1	.122	0.5	0.14	155	70	0.47	1813.9	15.2	3.08	1.0	.3249	1.0	.859	5.40	1.2
160-9.1	.125	0.5	0.09	139	97	0.72	1965.4	16.2	2.80	1.0	.3588	1.0	.817	6.09	1.2
160-10.1	.146	14.4	0.50	374	197	0.54	1309.1	104.7	4.44	8.8	.2267	8.8	.524	4.42	17.4
160-11.1	.126	0.6	0.35	126	68	0.56	1868.8	19.8	2.97	1.2	.3378	1.2	.902	5.72	1.5
160-12.1	.148	1.8	2.79	90	71	0.82	959.9	10.6	6.21	1.2	.1526	1.1	.108	2.80	4.4

Pontos	207Pb /206Pb	% err	% comm 206	ppm U	ppm Th	232Th /238U	204corr 206Pb /238U Age	1s err	Total 238U /206Pb	% err	206Pbr /238U	% err	err corr	207Pbr /235U	% err
144-1.1	.124	0.6	0.21	122	86	0.73	1963.3	16.8	2.80	1.0	.3554	1.0	.822	6.01	1.3
144-2.1	.122	0.4	0.15	208	184	0.91	1979.6	15.9	2.78	0.9	.3598	0.9	.900	5.99	1.1
144-3.1	.122	0.4	0.07	328	241	0.76	1943.0	14.4	2.84	0.9	.3525	0.9	.908	5.87	1.0
144-4.1	.122	0.3	0.17	443	380	0.89	1964.8	14.3	2.80	0.8	.3560	0.8	.897	5.94	0.9
144-5.1	.121	0.4	0.10	239	182	0.79	1890.4	14.5	2.93	0.9	.3423	0.9	.881	5.65	1.0
144-6.1	.122	0.5	0.12	139	119	0.88	1951.8	16.0	2.82	1.0	.3537	1.0	.869	5.89	1.2
144-7.1	.130	0.4	1.15	199	158	0.82	1951.8	21.9	2.79	1.3	.3544	1.3	.761	5.83	2.0
144-8.1	.133	1.3	1.24	196	244	1.29	1846.9	15.5	2.97	0.9	.3354	0.9	.562	5.58	2.9
144-9.1	.170	0.7	5.47	239	169	0.73	2092.7	18.3	2.43	0.9	.3833	0.9	.144	6.43	6.8
144-10.1	.170	0.7	5.98	239	169	0.73	1391.8	12.1	3.87	0.8	.2419	0.8	.148	4.04	6.8
144-11.1	.122	0.4	0.19	424	272	0.66	1893.7	14.2	2.92	0.9	.3403	0.9	.801	5.65	1.0
144-12.1	.122	0.5	0.04	152	139	0.94	1991.3	16.2	2.76	0.9	.3627	0.9	.877	6.05	1.1
144-13.1	.121	0.2	0.04	825	657	0.82	1951.5	13.5	2.83	0.8	.3540	0.8	.964	5.87	0.8
144-14.1	.122	0.5	0.17	162	157	1.00	1965.0	15.7	2.80	0.9	.3568	0.9	.885	5.93	1.1
144-15.1	.121	0.4	0.06	274	221	0.83	1952.3	17.3	2.82	1.0	.3538	1.0	.937	5.89	1.1
144-16.1	.127	0.3	0.68	329	298	0.93	1990.7	15.0	2.74	0.9	.3626	0.9	.819	6.04	1.3

Pontos	207Pb /206Pb	% err	% comm 206	ppm U	ppm Th	232Th /238U	204corr 206Pb /238U Age	1s err	Total 238U /206Pb	% err	206Pbr /238U	% err	err corr	207Pbr /235U	% err
136-1.1	.122	0.4	0.08	221	184	0.86	1933.0	15.4	2.86	0.9	.3488	0.9	.869	5.84	1.0
136-2.1	.144	0.4	2.05	219	225	1.06	2172.5	16.8	2.43	0.9	.3306	0.9	-.009	6.92	2.6
136-3.1	.123	0.5	0.09	179	151	0.87	1927.7	15.3	2.87	0.9	.3490	0.9	.895	5.86	1.1
136-4.1	.131	1.2	1.72	426	308	0.75	1368.2	10.9	4.15	0.9	.2095	0.9	.014	3.81	2.6
136-5.1	.110	0.4	0.34	510	530	1.07	1699.9	12.3	3.30	0.8	.3002	0.8	.644	4.44	1.0
136-6.1	.121	0.4	0.10	275	227	0.85	1937.4	14.6	2.85	0.9	.3514	0.9	.915	5.82	1.0
136-7.1	.125	0.6	0.41	114	123	1.12	1867.4	16.2	2.96	1.0	.3418	1.0	.679	5.61	1.4
136-8.1	.132	1.1	1.49	170	151	0.92	1722.4	14.6	3.21	0.9	.2748	0.9	.026	5.06	2.5
136-9.1	.175	0.6	5.89	153	132	0.89	2331.0	21.2	2.12	0.9	.2860	0.9	-.037	7.22	7.7
136-10.1	.138	0.4	2.56	185	208	1.16	2348.1	27.7	2.20	1.4	.2428	1.4	-.074	6.92	3.8
136-11.1	.126	0.8	0.51	85	83	1.00	1938.6	17.8	2.83	1.1	.3497	1.1	.659	5.88	1.8
136-12.1	.121	0.4	0.05	263	355	1.39	1945.9	14.6	2.84	0.9	.3521	0.9	.910	5.87	1.0